

ISSN 0002-3337

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2023



# ФИЗИКА ЗЕМЛИ

[www.sciencejournals.ru](http://www.sciencejournals.ru)

В журнале публикуются оригинальные теоретические и экспериментальные научные работы и обзоры по глобальной и прикладной геофизике, касающиеся изучения земных недр.



# СОДЕРЖАНИЕ\*

## Номер 6, 2023

\* Все статьи, помеченные звездочкой, входят в состав специального выпуска журнала, посвященного Турецкому землетрясению.

|                                                                                                                                                            |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| От редколлегии журнала “Физика Земли”                                                                                                                      | 3   |
| Тектонические аспекты Восточно-Анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. в Турции*                                                                         |     |
| <i>Х. Челик, Я. И. Трихунков, С. А. Соколов, В. Г. Трифонов, Е. А. Зеленин, Ю. Каргиноглу, К. И. Юшин, В. С. Ломов, Д. М. Бачманов</i>                     | 5   |
| Предварительный сеймотектонический анализ катастрофического землетрясения в Юго-Восточной Турции 06.02.2023 г.*                                            |     |
| <i>Д. А. Симонов, В. С. Захаров</i>                                                                                                                        | 24  |
| Тектонофизическое районирование сейсмогенных разломов Восточной Анатолии и Караманмарашские землетрясения 06.02.2023 г.*                                   |     |
| <i>Ю. Л. Ребецкий</i>                                                                                                                                      | 37  |
| Историческое землетрясение на северо-восточном продолжении Восточно-Анатолийских разломов*                                                                 |     |
| <i>Р. Э. Татевосян, Н. Г. Мокрушина, А. Н. Овсяченко, А. С. Ларьков</i>                                                                                    | 66  |
| Реконструкция косейсмических и постсейсмических процессов для землетрясения в Турции 06.02.2023 г. по данным радарной спутниковой интерферометрии*         |     |
| <i>В. О. Михайлов, И. П. Бабаянц, М. С. Волкова, Е. П. Тимошкина, В. Б. Смирнов, С. А. Тихоцкий</i>                                                        | 77  |
| Очаговые параметры сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 г. ( $M_w = 7.8$ и $M_w = 7.7$ ) по данным поверхностных волн*                                |     |
| <i>А. И. Филиппова, А. С. Фомочкина</i>                                                                                                                    | 89  |
| Эффекты направленности излучения крупных очагов на примере катастрофических землетрясений в Турции 06.02.2023 г.*                                          |     |
| <i>О. В. Павленко, В. А. Павленко</i>                                                                                                                      | 103 |
| Об RTL-аномалии сейсмического режима перед землетрясением в Турции 06.02.2023 г.*                                                                          |     |
| <i>В. Б. Смирнов, А. А. Петрушов, В. О. Михайлов</i>                                                                                                       | 122 |
| Автоматизированная оценка опасности афтершоков землетрясения в Турции 06.02.2023 г., $M_w 7.8$ *                                                           |     |
| <i>С. В. Баранов, П. Н. Шебалин, И. А. Воробьева, О. В. Селюцкая</i>                                                                                       | 133 |
| Геофизические эффекты серии сильных землетрясений в Турции 06.02.2023 г.*                                                                                  |     |
| <i>В. В. Адушкин, Ю. С. Рыбнов, С. А. Рябова, А. А. Спивак, А. В. Тихонова</i>                                                                             | 142 |
| Отклик нижней и верхней ионосферы на землетрясения в Турции 06.02.2023 г.*                                                                                 |     |
| <i>С. А. Рябова, Е. В. Ольшанская, С. Л. Шалимов</i>                                                                                                       | 153 |
| Применение новых статистических методов к оценке параметров поля сейсмичности на примере региона Японии                                                    |     |
| <i>В. Ф. Писаренко, А. А. Скоркина, Т. А. Рукавишникова</i>                                                                                                | 163 |
| О построении аналитических моделей магнитного поля Меркурия по спутниковым данным                                                                          |     |
| <i>И. Э. Степанова, А. Г. Ягола, Д. В. Лукьяненко, И. И. Колотов</i>                                                                                       | 175 |
| Пондеромоторные силы волн Альвена в магнитосфере Земли                                                                                                     |     |
| <i>Ф. З. Фейгин, А. В. Гульельми</i>                                                                                                                       | 190 |
| Результаты оценки абсолютных гравиметрических измерений на фундаментальном гравиметрическом пункте “Ледово” и гравиметрической сети России первого класса  |     |
| <i>В. Н. Конешов, Н. В. Дробышев, Р. А. Сермягин, Е. П. Разинькова</i>                                                                                     | 199 |
| Активная тектоника северо-восточного Таймыра (горы Бырранга) и вопросы сеймотектонической регионализации Российской Арктики                                |     |
| <i>А. Н. Овсяченко, Р. А. Жостков, Д. Е. Едемский, А. Л. Собисевич, А. И. Сысолин, Д. А. Преснов</i>                                                       | 207 |
| Вариации палеонапряженности геомагнитного поля, записанные в археологической керамике позднего бронзового и раннего железного веков центра Русской равнины |     |
| <i>О. В. Пилипенко, И. Е. Начасова, Е. С. Азаров</i>                                                                                                       | 224 |

Вклад фотонной компоненты в ионизацию атмосферы радионуклидами земной коры и радиоактивными эманациями

*С. В. Анисимов, С. В. Галиченко, Е. В. Климанова, А. А. Прохорчук, К. В. Афиногенов*

245

Об определении удельной электропроводности локального включения кусочно-постоянной изотропной среды

*В. Н. Кризский, П. Н. Александров*

259

---

## ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ ЖУРНАЛА “ФИЗИКА ЗЕМЛИ”

DOI: 10.31857/S0002333723060121, EDN: MVUFFC

06.02.2023 г. в Турции произошли катастрофические землетрясения, вызвавшие масштабные разрушения и многочисленные человеческие жертвы. Эти землетрясения сразу привлекли к себе внимание мирового геофизического сообщества, в Интернете и в печати стали появляться препринты и статьи, посвященные анализу различных аспектов этих землетрясений. В журнал “Физика Земли” также стали поступать статьи российских ученых с результатами анализа геофизической информации, связанной с землетрясениями в Турции, и редколлегия журнала приняла решение выпустить специальный выпуск журнала, посвященный Турецким землетрясениям. В настоящем выпуске представлены статьи российских ученых, работающих в академических институтах и университетах: ИФЗ РАН, ИТПЗ РАН, ИДГ РАН, ГИН РАН, Кольский филиал ФИЦ ЕГС РАН, ИЗМИРАН, физический и геологический факультеты МГУ, РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, а также коллег из Университета Фират, Турция.

Тематика представленных статей охватывают широкий круг вопросов.

Геологическая ситуация и тектоническое положение землетрясений охарактеризованы в статье Н. Çelik (Х. Челик) и др. также, как и параметры сейсморазрывов, полученные в результате полевых работ, проведенных в очаговой зоне землетрясений сотрудниками ГИН РАН совместно с турецкими коллегами. В статье Д.А. Симонова и В.С. Захарова представлены результаты предварительного сеймотектонического анализа зем-

летрясения по данным наблюдений ГНСС. В статье Ю.Л. Ребечко представлены результаты тектонофизического районирования сейсмогенных разломов Восточной Анатолии, основанные на оценках и анализе кулоновских напряжений.

В статье Р.Э. Татевосяна и др. приведены сведения об историческом землетрясении 1888 г. на северо-восточном продолжении Восточно-Анатолийских разломов, дана оценка его магнитуды.

Модели смещений в очагах землетрясений построены в работе А.И. Филипповой и А.С. Фомочкиной по поверхностным сейсмическим волнам, а в работе В.О. Михайлова и др. по спутниковым интерференционным данным о смещениях на поверхности Земли. В работе О.В. Павленко и В.А. Павленко рассмотрены эффекты направленности излучения очагов землетрясений.

В работе В.Б. Смирнова и др. приведены результаты апостериорного анализа аномалий сейсмического режима перед землетрясением в Турции. В статье С.В. Баранова и др. представлены результаты оценки опасности aftershock землетрясения на основе применения автоматизированной системы, разработанной ранее авторами статьи.

В статьях В. В. Адушкина и др. и С.А. Рябовой и др. рассмотрены геомагнитные и геоэлектрические эффекты, вызванные Турецкими землетрясениями.

Редакторы спецвыпуска

В. Б. Смирнов

П. Н. Шебалин

## From the Editorial Board of the *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* Journal

On February 6, 2023, catastrophic earthquakes struck Turkey, causing extensive destruction and numerous casualties. These seismic events immediately captured the attention of the global geophysical community, leading to the emergence of preprints and articles analyzing various aspects of the earthquakes on the Internet and in print. The *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* journal also received submissions from Russian scientists containing the results of their geophysical investigations related to the Turkish earthquakes. Consequently, the editorial board of the journal decided to dedicate a special issue to this topic. This issue features articles by Russian scientists from academic institutions and universities: Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (IFZ RAN); Institute of Earthquake Prediction Theory of the Russian Academy of Sciences (ITPZ RAN); Institute of Geosphere Dynamics of the Russian Academy of Sciences (IDG RAN); Geological Institute of the Russian Academy of Sciences (GIN RAN); Kola branch of the Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences; Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation of the Russian Academy of Sciences (IZMIRAN); the Faculties of Phys-



ics and Geology at Moscow State University; Gubkin Russian State University of Oil and Gas; as well as colleagues from Firat University in Turkey.

The articles included in this issue cover a wide range of subjects.

The geological situation and tectonic position of the earthquakes are described in the article by H. Çelik et al., along with the seismic rupture parameters obtained through fieldwork conducted in the earthquake's epicentral zone by researchers from the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences in collaboration with Turkish colleagues. D.A. Simonov and V.S. Zakharov present the results of a preliminary seismotectonic analysis based on GNSS observations in their article. Yu.L. Rebetskii's article presents the tectonophysical zoning of seismogenic faults in Eastern Anatolia based on estimations and analysis of Coulomb stresses.

R.E. Tatevosyan et al. provide insights into the historical earthquake of 1888 along the northeastern extension of the East Anatolian faults, including an estimate of its magnitude.

A.I. Filippova and A.S. Fomochkina developed models of displacements in earthquake sources based on surface seismic waves, while V.O. Mikhailova et al. utilized satellite interference data on displacements on the Earth's surface. O.V. Pavlenko and V.A. Pavlenko investigated the effects of radiation directivity of earthquake sources.

V.B. Smirnova et al. present the results of a posteriori analysis of seismic regime anomalies preceding the earthquake in Turkey. S.V. Baranova et al. offer an earthquake aftershock hazard assessment using an automated system previously developed by the authors.

The articles by V.V. Adushkin et al. and S.A. Ryabova et al. consider the geomagnetic and geoelectric effects induced by the Turkish earthquakes.

Special Issue Editors

*V.B. Smirnov*

*P.N. Shebalin*

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВОСТОЧНО-АНАТОЛИЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 06.02.2023 г. В ТУРЦИИ<sup>1</sup>

© 2023 г. Х. Челик<sup>1</sup>, Я. И. Трихунков<sup>2</sup>, С. А. Соколов<sup>2</sup>, \*, В. Г. Трифонов<sup>2</sup>,  
Е. А. Зеленин<sup>2</sup>, Ю. Каргиноглу<sup>1</sup>, К. И. Юшин<sup>2</sup>, В. С. Ломов<sup>2</sup>, Д. М. Бачманов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Фиратский Университет, г. Элязиг, Турция

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: sokolov-gin@yandex.ru

Поступила в редакцию 16.05.2023 г.

После доработки 08.06.2023 г.

Принята к публикации 13.06.2023 г.

При Восточно-Анатолийском землетрясении с  $M_w = 7.8$ , которое произошло 06.02.2023 г. в 1:17 UTC, был активизирован сегмент Восточно-Анатолийской зоны активных левых сдвигов (EAFZ) северо-восточного простирания протяженностью 361 км. По возникшим сейсморазрывам на протяжении 318 км произошли левосдвиговые смещения. Их максимальная амплитуда 8.5 м наблюдалась севернее эпицентра. К северо-востоку от этой области левосдвиговое смещение в несколько метров выдерживается на значительном протяжении активизированного сегмента и сопровождается поднятием юго-восточного крыла на величину до 1.5 м. К юго-западу от области максимальных смещений сдвиг убывает быстрее, чем на северо-востоке активизированной части EAFZ, а вертикальная компонента смещений переменна, хотя чаще поднято юго-восточное крыло. На крайнем юго-западе сдвиг замещается сбросами, зияющими трещинами и другими проявлениями поперечного растяжения, которые сопровождаются оползнями и в значительной мере являются вторичными сейсмодислокациями. Левосдвиговые смещения произошли также на северных окончаниях западной и восточной ветвей Трансформы Мертвого моря (DST), примыкающей к EAFZ с юга. Несмотря на то, что распределение энергии многочисленных афтершоков вдоль EAFZ в целом пропорционально распределению величин сейсмогенных смещений, подвижка по EAFZ произошла во время и сразу после главного толчка. В северной части DST установлено значительное снижение количества выделенной сильными землетрясениями энергии в течение последних столетий. Мы полагаем, что накопленные в северной части DST тектонические напряжения стали важным геодинамическим источником Восточно-Анатолийского землетрясения.

**Ключевые слова:** Восточно-Анатолийское землетрясение, Восточно-Анатолийская зона активных разломов, Трансформа Мертвого моря, сейсмогенные смещения, левый сдвиг, афтершоки, накопление тектонических напряжений.

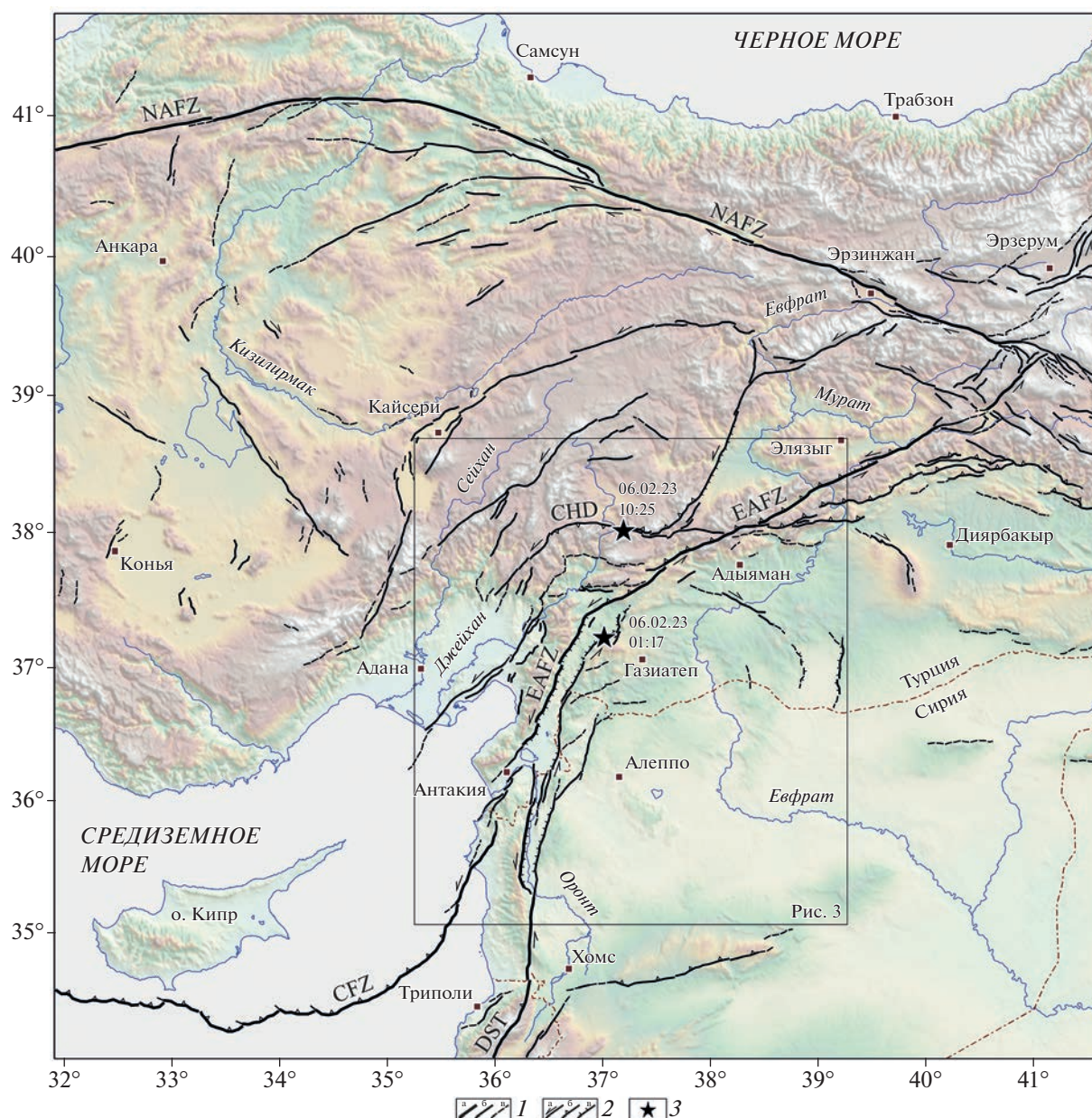
DOI: 10.31857/S0002333723060054, EDN: YLZSBR

### ВВЕДЕНИЕ

06.02.2023 г. в Юго-Восточной Турции случились два сильнейших землетрясения (рис. 1). В 1:17 UTC произошло Восточно-Анатолийское землетрясение с  $M_w = 7.8$ . Его инструментальный эпицентр определен в районе с. Яманчобан ( $37^{\circ}10'30.89''$  с.ш.;  $37^{\circ}5'15.97''$  в.д.) в 33 км западнее г. Газиантеп (Boğaziçi University Kandilli observatory; boun.edu.tr). Близкое положение эпицентра ( $37^{\circ}13'49.95''$  с.ш.;  $37^{\circ}1'8.62''$  в.д.) дает Геологическая служба США (USGS; <https://earthquake.usgs.gov/>). Эпицентр находится возле северной части восточной ветви Левантской зоны разломов, или Трансформы Мертвого моря (DST), в 48 км юж-

нее ее сочленения с Восточно-Анатолийской зоной разломов (EAFZ). Это событие стало сильнейшим землетрясением за последние 73 года не только в Турции, но и во всем Восточном Средиземноморье и Кавказско-Ближневосточном регионе. В 10:25 UTC севернее первого произошло второе, Чардагское землетрясение с  $M_w = 7.5$  в зоне Чардагского разлома. За обоими сейсмическими событиями последовали многочисленные афтершоки. Их эпицентры образовали два плотных облака, которые удлинены, соответственно вдоль EAFZ на ~360 км и вдоль разломов Чардаг и Улуова на ~200 км; вне облаков афтершоки редки и меньше по магнитудам (рис. 2). USGS (<https://earthquake.usgs.gov/>) и турецкие источники оценивают глубину гипоцентра Восточно-Анатолийского землетрясения в 10 км. Глубина гипоцентра Чардагского землетрясения – также

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0002333723060054 для авторизованных пользователей.



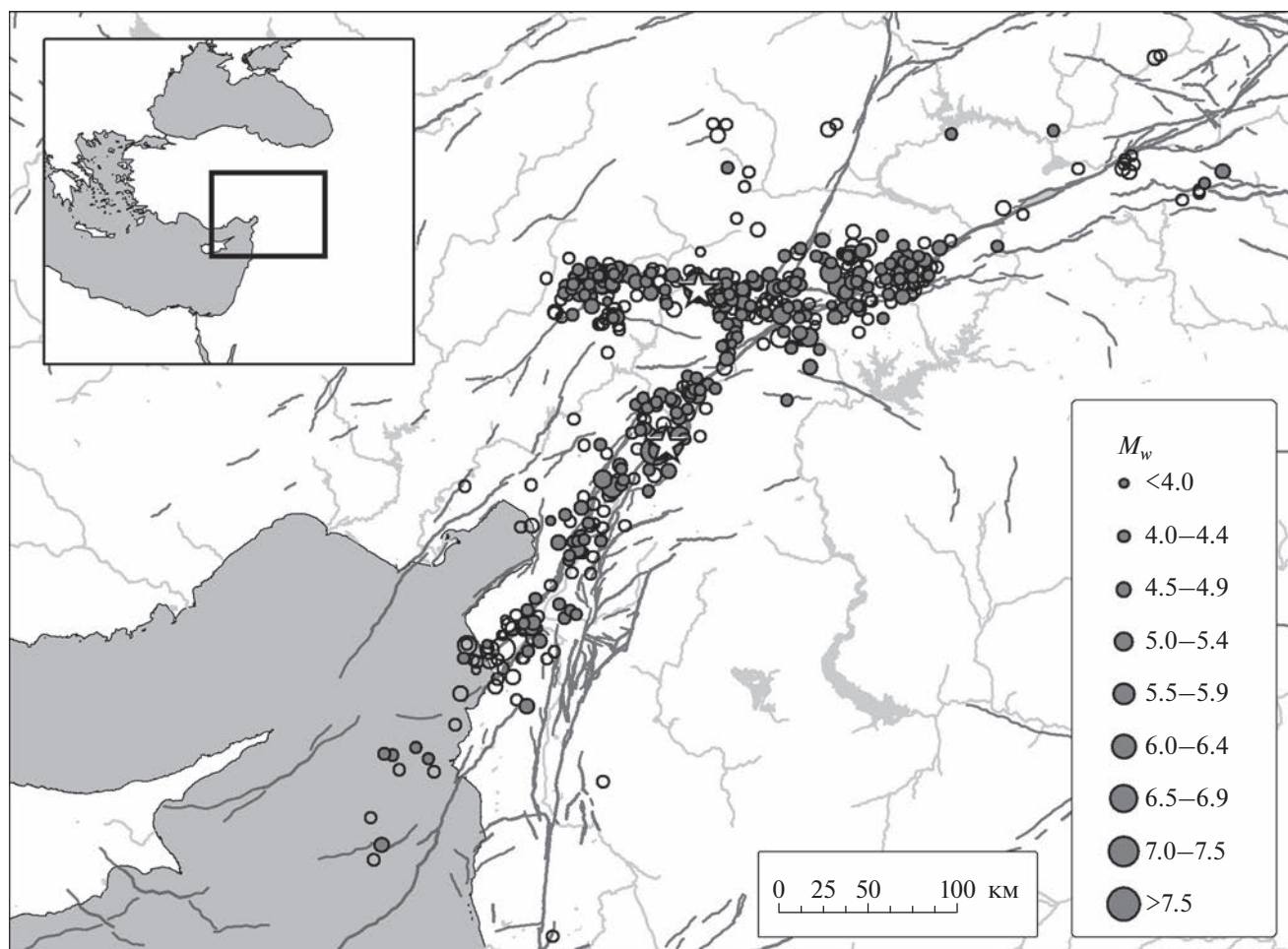
**Рис. 1.** Активные разломы ЮВ Турции и соседней части Сирии, по данным работ ([Emre et al., 2013; Active ..., 2022] с дополнениями); 1 – активные разломы: а – главные; б – второстепенные; в – предполагаемые; 2 – кинематические типы разломов: а – сдвиги, б – надвиги, в – сбросы; 3 – эпицентры Восточно-Анатолийского и Чардагского землетрясений 06.02.2023 г. Разломы и разломные зоны: EAFZ – Восточно-Анатолийская зона, NAFZ – Северо-Анатолийская зона, DST – Трансформа Мертвого моря, CFZ – Кипрская дуга, CHD – Чардагский разлом

~10 км. Сильные ( $M_w \geq 5$ ) афтершоки произошли на глубинах от 6 до 21 км. Таким образом, оба главных толчка и сильные афтершоки локализованы в верхней части земной коры региона. Оба главных толчка сопровождалась образованием сейсморазрывов, которые обозначают размеры обоих сейсмических очагов и, принимая во внимание глубину гипоцентров, могут рассматриваться как выходы сейсмогенерирующих разрывов на земную поверхность.

Цель статьи – охарактеризовать тектоническое положение, сейсморазрывы и возможную геодинамическую природу только сильнейшего Восточно-Анатолийского землетрясения, произошедшего вблизи EAFZ.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Восточно-Анатолийское землетрясение произошло вблизи границы Аравийской части Африкано-Аравийской плиты и соседнего сегмента



**Рис. 2.** Афтершоки землетрясений 06.02.2023 г. в ЮВ Турции и соседней части Сирии с магнитудами  $M_w \geq 4$ , по данным ANSS USGS (<https://earthquake.usgs.gov/>). Темно-серые линии — активные разломы БД AFEAD.

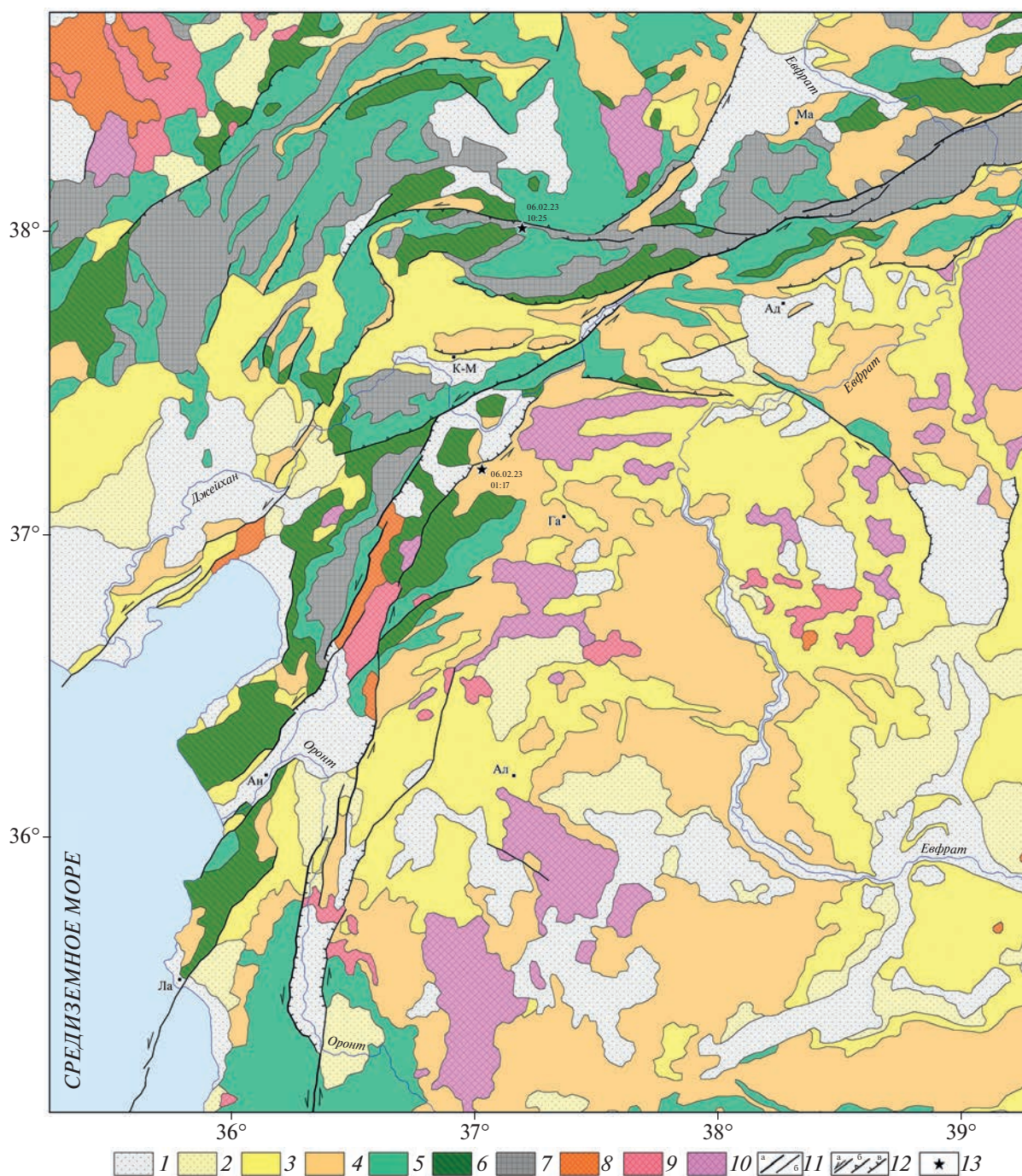
Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. Граница маркируется офиолитовой сутурой, обозначенной в Южно-Таврской надвиговой зоне (рис. 3). Тектонические покровы, обдущированные из сутуры в маастрихте, вскрыты на юге Турции возле г. Антакия и на северо-западе Сирии в хребтах Бассит и Курд-Даг [Knipfer et al., 1988].

Южно-Таврская надвиговая зона состоит из нескольких тектонических покровов, интерпретируемых как результат пододвигания остаточного бассейна Неотетиса под микроплиту Таврид [(Robertson et al., 2004; Akinci et al., 2016)]. Коллизия началась в олигоцене—раннем миоцене. Продолжавшееся надвигание по Южно-Таврской зоне обусловило подъем южного края Таврид, который ускорился в позднем плиоцене—раннем плейстоцене, а продолжавшиеся движения по Южно-Таврскому надвигу привели к складчатости накопившихся обломочных толщ.

Одновременно с отделением Аравийской плиты от Африканской, в среднем миоцене, возник-

ла левосдвиговая DST, образовавшая западную границу Аравийской плиты [Garfunkel, Ben-Avraham, 2001]. В позднем плиоцене [Herece, 2008], или, возможно, еще в мессинии [Westaway, 2004] зародилась левосдвиговая EAFZ как новая северо-западная граница Аравийской плиты с Анатолийской малой плитой. В различных частях EAFZ отмечены многочисленные левосдвиговые смещения позднечетвертичных форм рельефа [Şaroğlu et al., 1992; Herece, 2008]. EAFZ косо пересекает прежнюю сутурную границу плиты [Emre et al., 2013] и на северо-востоке смыкается с Северо-Анатолийской зоной разломов (NAFZ), которая образует северную границу Анатолийской плиты. NAFZ возникла в плиоцене [Şaroğlu, 1988], местами унаследовав более древние зоны офиолитов и разломов [Sengör, Yilmaz, 1981]. В позднекайнозойской структуре EAFZ продолжается трогом южного фронта Кипра [Vidal et al., 2005].





**Рис. 3.** Упрощенная геологическая карта ЮВ Турции и соседней части Сирии, по данным [Geological Map of Syria, 1986; Geological map of Turkey, 2015] с изменениями. 1 – Четвертичные отложения; 2 – плиоцен; 3 – миоцен; 4 – палеоген и маастрихт; 5 – мезозой нерасчлененный; 6 – мезозойские офиолиты; 7 – палеозой и докембрий нерасчлененные; 8 – квартал вулканический; 9 – плиоцен вулканический; 10 – миоцен вулканический; 11 – новейшие разломы: а – главные разломы Восточно-Анатолийской разломной зоны и трансформы Мертвого моря, б – другие новейшие разломы; 12 – кинематические типы разломов: а – сдвиги, б – надвиги, в – сбросы; 13 – эпицентры Восточно-Анатолийского и Чардагского землетрясений 06.02.2023 г. Населенные пункты: Ад – Адьяман, Ал – Алеппо, Ан – Антакия, Га – Газиантеп, К-М – Караманмараш, Ла – Латакия.

По геологическим данным средняя скорость левого сдвига по EAFZ оценивается в 6–8 мм/год [Westaway, 2004], а скорость четвертичного сдви-

га – ~8.3 мм/год [Нересе, 2008]. Скорость голоценового левого сдвига по северной части DST (сегмент Эль-Габ) – около 5 мм/год [Rukieh et al.,

2005; Trifonov, 2012]. В течение последних двух тысячелетий она возрастает до 6–6.8 мм/год [Meghraoui et al., 2003]. Оба активных пограничных разлома сегмента Эль-Габ DST продолжают на север в Южную Турцию.

Современные тектонические движения в EAFZ и около нее изучены техникой GPS [McClusky et al., 2000]. Согласно сбалансированной модели результатов GPS-измерений [Reilinger et al., 2006], к северо-востоку от сочленения с DST левосдвиговая деформация распределяется в 100-километровой полосе вдоль EAFZ, и ее скорость составляет 9–10 мм/год; между восточным и западным пограничными разломами DST скорость сдвиговой деформации сокращается до 6.8 мм/год, а юго-западнее западной ветви DST — до 5.5 мм/год и сочетается с соизмеримой компонентой поперечного удлинения (растяжения).

Сегментация EAFZ исследуется в течение 40 лет. Предложены различные варианты, опирающиеся на разные критерии [Hempton et al., 1981; Şaroğlu et al., 1992; Duman, Emre, 2013]. На рис. 4 показаны сегменты, которые различаются возрастом и магнитудой последнего сильного землетрясения. Сейсмичность XIX в. началась с землетрясения 1822 г. ( $M_s = 7.5$ ) на юго-западе вблизи сочленения западной ветви DST и EAFZ. Затем она перескочила на северо-запад в район г. Карлиова, где произошло землетрясение 1866 г. ( $M_s = 7.2$ ). В 1872 г. снова случилось землетрясение на юго-западе в Хатае ( $M_s = 7.2$ ). После этого эпицентры сильных землетрясений 1874, 1875, 1893 гг. последовательно смещались от района Карлиова к центру EAFZ. В итоге, почти вся EAFZ была активизирована в XIX в. землетрясениями с магнитудами  $M_s = 6.7–7.5$ . Единственным исключением остался сегмент Гельбаши—Тюркоглу, где последнее сильное землетрясение произошло в 1513 г. В XX в. сейсмичность ослабла. В 1905 г. произошло землетрясение с  $M_s = 6.8$  на северо-востоке сегмента Челикхан—Эркенек. При Бингёльском землетрясении 1971 г. ( $M_w = 6.8$ ) сейсмогенные нарушения протянулись на 20 км и зафиксировано левосдвиговое смещение на 0.2 м [Arpat, Şaroğlu, 1972]. При Элязигском землетрясении 24.01.2020 г. ( $M_w = 6.8$ ) сейсмогенные нарушения охватили центральную часть сегмента оз. Хазар—Синджик.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для характеристики геологического строения, активных разломов и современных тектонических деформаций очаговой области Восточно-Анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. и ее обрамления были использованы опубликованные данные, включая результаты прежних ис-

следований авторов в районе EAFZ и DST и Базу данных активных разломов Евразии. Данные о главном толчке и афтершоках Восточно-Анатолийского землетрясения, включая окончательную модель механизма очага главного толчка, были получены от обсерватории Кандилли Университета Богазичи, Турция, и Программы опасности землетрясений Геологической службы США (<https://earthquake.usgs.gov/>). Уравнения (1), (2) из работы [Kanamori, 1977] и (3) из работы [Scordilis, 2006] были использованы для подсчета сейсмической энергии, выделенной афтершоками, по известным моментным магнитудам  $M_w$  или магнитудам объемных волн  $m_b$ :

$$M_w = 2/3 \log_{10}(M_0) - 10.7, \quad (1)$$

$$E_s \approx M_0 / (2 \times 10^4), \quad (2)$$

$$M_w = 0.85(\pm 0.04)m_b + 1.03(\pm 0.23), \quad (3)$$

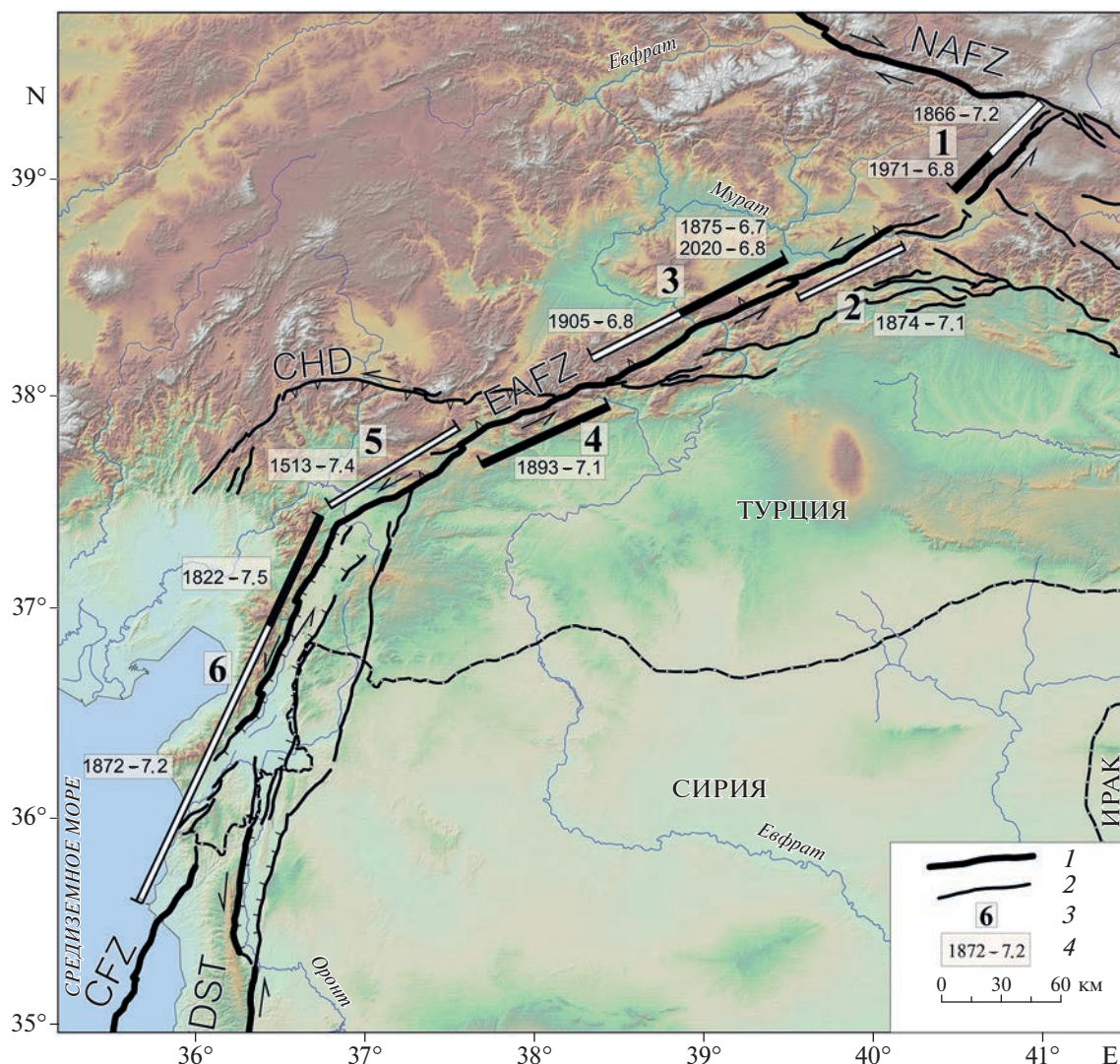
где  $M_0$  — сейсмический момент и  $E_s$  — излучаемая энергия. Полученные значения энергии интегрировались вдоль разлома и во времени. Для обеспечения масштаба, сравнимого с натурными данными, энерговыделение суммировалось в скользящем окне 50 км.

Специальный каталог сильных исторических и инструментальных землетрясений в районе EAFZ и северного сегмента Эль-Габ DST [Trifonov, 2012; 2013] был создан суммированием и сравнением различных сейсмических каталогов региона. Сейсмическая энергия, выделенная историческими и инструментальными землетрясениями с установленной  $M_s$  оценивалась по формуле Ф.Т. Аптикаева (персональное сообщение):

$$E = 10^{8.1+0.9098(M+1.55)}. \quad (4)$$

В ходе полевых работ параметры сейсморазрывов (простирающие и структурный рисунок, наклон сместителя, амплитуды горизонтальных и вертикальных смещений, направление штриховки на зеркалах скольжения), а также вторичные проявления сейсмогенной геодинамики — оползни, обвалы, сели, снежные лавины, выходы подземных вод и их фонтанирование с выбросом песка и более тонкообломочного материала, детально исследовались на ключевых участках EAFZ и соседних частей DST. Для этого мы использовали приемники GPS для координатной привязки пунктов наблюдений и высокоточные жидкостный компас, клинометр и другое простейшее геодезическое оборудование для измерения сейсмогенных смещений. Беспилотный летательный аппарат (квадрокоптер) DJI Mavic Air Pro 2 использовался для обнаружения, определения кинематики и амплитуд смещений и картирования сейсморазрывов и выявления вторичных сейсмодислокаций как в пределах ключевых участков, так и между ними. С помощью квадрокоптера





**Рис. 4.** Сейсмотектоническая сегментация EAFZ. Сегментация выполнена по работе [Duman, Emre, 2013] с изменениями; данные о землетрясениях почерпнуты из работ [Ambraseys, 1989; Ambraseys, Jackson, 1998], активные разломы Сирии и северного продолжения DST в Турции изображены по работе [Trifonov, 2012]. Цифрами обозначены сегменты: 1 – Карлиова–Бингёль; 2 – Палу–оз. Хазар; 3 – оз. Хазар–Синджик; 4 – Челикхан–Эркенек; 5 – Гельбаши–Тюркоглу; 6 – Тюркоглу–Антакия.

осуществлялись поиск и идентификация других разрывов и сейсмодислокаций, которые возникли поблизости, отмечались при опросах местных жителей, но труднодоступны для непосредственного наблюдения. Полезным оказалось сравнение базы данных космических снимков Google Earth до землетрясений 06.02.2023 г. и обновленной спустя две–три недели, а также использование ресурса HGM Kure Turkish satellite data base, открывшего доступ к базе данных космических изображений, снятых в первые дни после землетрясения. Они позволили заполнить информацией недоступные для полевого изучения и пропущенные участки разломной зоны.

## АФТЕРШОКОВАЯ АКТИВНОСТЬ

Были исследованы афтершоки с магнитудами  $\geq 4$  за первый месяц после Восточно-Анатолийского землетрясения с магнитудой  $M_w = 7.8$ . Первичные данные были получены из Программы опасности землетрясений Геологической службы США (<https://earthquake.usgs.gov/>). Выбраны землетрясения, попадающие в очаговую область главного толчка (см. рис. 2). На кривой распределения афтершоков во времени видно, что количество и магнитуды землетрясений уменьшаются быстро в первые четыре дня и более медленно после этого с единственным исключением в виде сильного Антакийского афтершока с  $M_w = 6.3$

(рис. П-1(1) в Приложении). Такой же рисунок характерен для кривой распределения по дням количества выделенной сейсмической энергии (рис. П-1(2)). Эти данные показывают, что афтершоковый процесс быстро менялся в первые дни, а потом стал постоянным. Поэтому мы построили два графика распределения вдоль EAFZ энергии, выделенной афтершоками: в первые 24 ч после главного толчка (рис. П-2(1) в Приложении) и в течение следующего месяца (рис. П-2(2)). На кривой для первого дня видно, что афтершоки присутствуют по всей длине очаговой области, причем внутри нее количество излученной сейсмической энергии возрастает к северо-востоку (см. рис. П-2(1)). Верхнее плато графика определяется афтершоком с  $M_w = 6.7$ . На графике распределения энергии в следующий месяц максимум выделенной энергии приходится на окончания очаговой зоны, тогда как ее большая часть остается довольно спокойной (см. рис. П-2(2)). Такое распределение может свидетельствовать о том, что падение напряжения в очаговой области было недостаточным для предотвращения новых толчков.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате Восточно-Анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. вдоль EAFZ возникли разрывы и смещения земной поверхности на протяжении 361 км. На юго-западе смещения продолжаются до г. Самандаг на побережье Средиземного моря. На северо-востоке они ограничены юго-западной частью сегмента оз. Хазар—Синджик, не достигая его центральной части, где зафиксированы нарушения при землетрясении 24.01.2020 г. с  $M_w = 6.8$ . Кроме того, возникли смещения на ближайших к EAFZ восточной и западной ветвях DST.

Полевой отряд под руководством проф. Х. Челика в составе Я.И. Трихункова, С.А. Соколова, Ю. Карджиноглу, К.И. Юшина и В.С. Ломова исследовал сейсморазрывы и другие деформации 2023 г. на всем протяжении активизированной части EAFZ и в соседних сегментах DST. На этой территории были детально изучены 76 участков (рис. 5). Непрерывность наблюдения сейсмонарушений обеспечивалась съемками с квадрокоптера.

Тщательные обследования, проведенные нами в окрестностях инструментального эпицентра, и опросы местного населения показали полное отсутствие не только сейсморазрывов, но и каких-либо более слабых повреждений земной поверхности. Левосдвиговые смещения вдоль восточной ветви DST появляются севернее т. 43 (см. рис. 5, а также рис. П-3 в Приложении) и прослежены на протяжении 41 км почти до сочленения с EAFZ.

Непосредственно к югу от сейсморазрыва наблюдались рассеянные мелкие трещины, просадки обводненного грунта и мелкие оползни. Амплитуда сдвига быстро возрастает к северу и достигает 3.93 м возле г. Нарли (рис. 6). Вблизи сочленения с EAFZ амплитуда сдвига уменьшается до 1 м (т. 36 на рис. 5). В районе с. Бююкнакар, где соединяются DST и EAFZ, образовалась сложная разрывная структура, состоящая из множества трещин и смещенных фрагментов. Нельзя определить, какой из зон разломов принадлежит та или иная трещина. Предполагается, что несмещенные фрагменты относятся к несмещенному крылу DST.

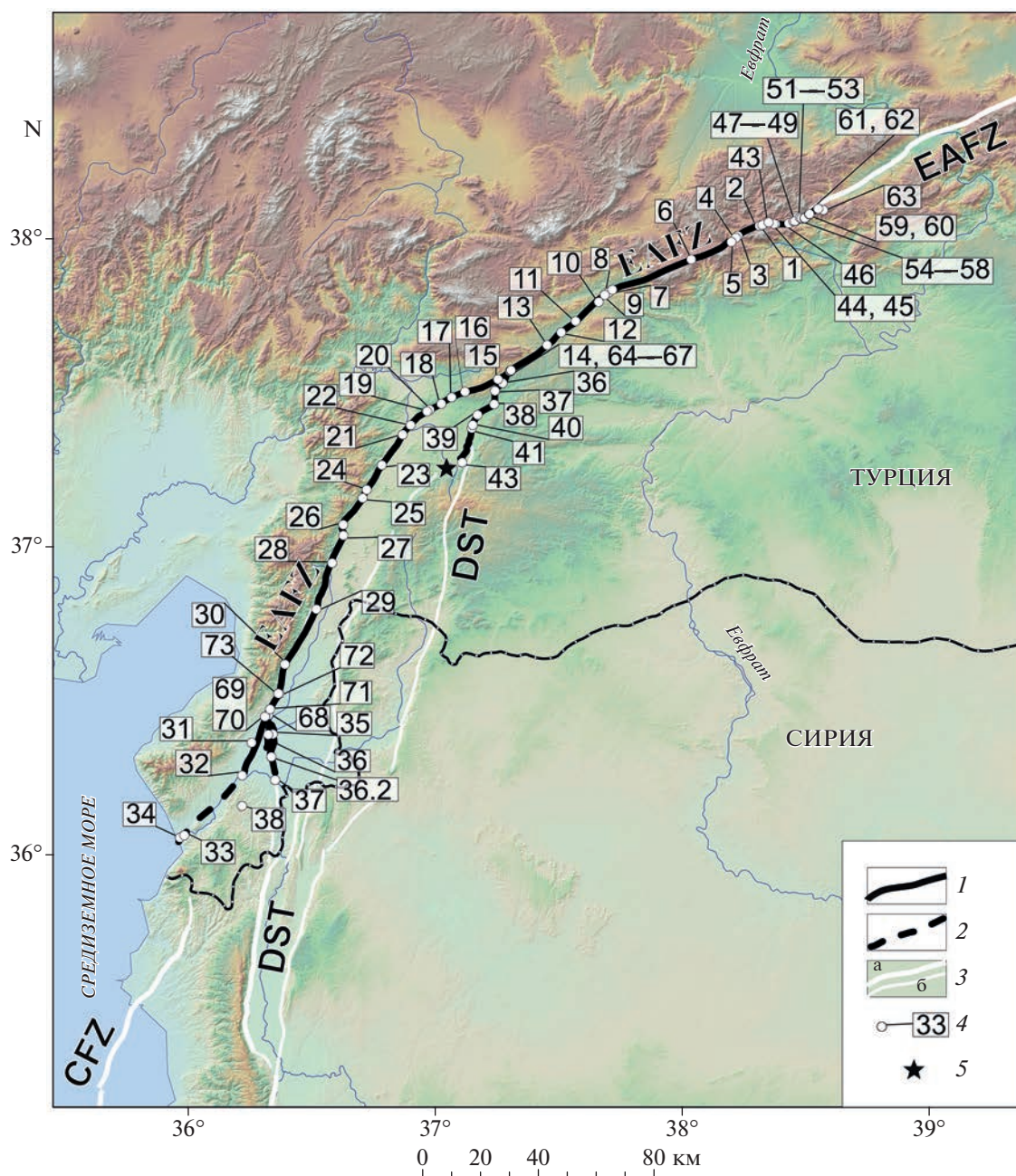
Левосдвиговое сейсмогенное смещение 06.02.2023 г. по EAFZ достигает максимальной величины ~8.5 м в 23 км юго-западнее сочленения EAFZ с восточной ветвью DST (с. Чигли, т. 17 на рис. 5). Это часть сегмента Гельбаши—Тюркошлу (см. рис. 4). Суммарное смещение в т. 17 складывается из смещений на 5.1 м по северо-западной ветви EAFZ и 3.38 м по ее юго-восточной ветви (рис. 7).

Сейсморазрывы прослеживаются в северо-восточной части сегмента Гельбаши—Тюркошлу за пределы сочленения EAFZ с восточной ветвью DST. В т. 13 амплитуда левого сдвига определена в 5.4 м. В т. 10 наблюдались деформации железнодорожного полотна с его левосдвиговым смещением на 5.7 м (рис. 8а). Интересным объектом оказался неразрушенный бетонный жилой дом, расположенный над сейсмогенным разрывом EAFZ в с. Озан (т. 9 на рис. 5; рис. П-4 в Приложении). Сейсморазрыв прошел вдоль северо-восточной стены дома, оставив на бетоне фундамента и соседнем обнажении известняка полого наклоненную штриховку, свидетельствующую о сочетании доминирующего левого сдвига с поднятием юго-восточного крыла (дома относительно прилегающей облицовки грунта). По смещению этих строительных деталей определены сдвиг на 1.71 м и поднятие юго-восточного крыла на 0.55 м (рис. 9).

На рассматриваемом отрезке EAFZ и северо-восточнее, в сегменте Челикхан—Эркенек (рис. П-5 в Приложении) обычно подняты юго-восточные крылья сейсморазрывов. На участках единого сейсморазрыва поднятие не превышает 1.5 м и составляет в среднем 0.59 м. В одной из локальных структур (см. ниже) оно достигает 5.37 м.

EAFZ осложнена грабенами и депрессиями типа *pull-apart*, в пределах которых единый сейсморазрыв может рассредоточиваться на несколько мелких разрывов, и возрастает вертикальная компонента смещений. Одно из таких нарушений расположено на юго-восточном борту впадины Озан и выражено крутым уступом, сложенным рыхлыми наносами (рис. 10; т. 7—8 на





**Рис. 5.** Пункты изучения тектонических последствий Восточно-Анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. в EAFZ и на северных окончаниях DST; 1–2 – активизированная часть EAFZ и DST: 1 – с горизонтальными левосдвиговыми смещениями; 2 – без горизонтальных смещений; 3 – неактивизированные участки разломов: а – главные, б – второстепенные; 4 – точки наблюдений; 5 – эпицентр Восточно-Анатолийского землетрясения 06.02.2023 г.

рис. 5). Высота уступа – 2.75 м при левом сдвиге на 0.8 м. Обращает внимание разная сохранность поверхности нижней и верхней частей уступа. Если его светлая нижняя часть высотой до 1.5 м имеет свежий облик и представляет собой вскрывшуюся плоскость разрыва, то на более темной верхней части видны следы эрозионной обработки. Вероятно, верхняя часть была обнажена еще до землетрясения и не является результатом по-

движки 06.02.2023 г. Далее к северо-востоку, в т. 4, образование грабенообразной депрессии сопровождалось выходом подземных вод, заболачиванием и образованием мелких фонтанов с выбросом песка.

На участках компактного проявления сейсмического разрывообразования видно, что левосдвиговое смещение остается значительным, несколько уменьшаясь к северо-востоку. Так, пло-





**Рис. 6.** Левосдвиговые смещения по восточной ветви DST возле г. Нарли: сверху — сдвиг дорожного полотна (т. 41 на рис. 5); внизу — снимки с квадрокоптера (т. 40 на рис. 5)





**Рис. 7.** Максимальные левосдвиговые сейсмогенные смещения по EAFZ севернее эпицентра главного толчка Восточно-Анатолийского землетрясения (т. 17 на рис. 5): 1 — карта сейсморазрывов 06.02.2023 г. с пунктами установленных сдвиговых смещений; 2 — левое смещение усадьбы конструкции на 5.1 м; 3 — левое смещение дорожного полотна на 3.38 м.



**Рис. 8.** Левосдвиговые смещения по EAFZ северо-восточнее области максимальных смещений: 1 — деформация и левосдвиговое смещение на 5.7 м железнодорожного полотна (т. 10 на рис. 5 и рис. П-3 в Приложении); 2 — сдвиг на 5.35 м дорожного полотна (т. 3 на рис. 5 и рис. П-5 в Приложении).

тина Карадере смещена на 7 м (рис. П-6 в Приложении; т. 6 на рис. 5 и на рис. П-5 в Приложении). Северо-восточнее с. Кавак общее левосдвиговое смещение на 6 м складывается из смещений по двум сейсморазрывам, на 4.1 м по северо-западному и 1.9 м по юго-восточному (т. 5).

Далее на северо-восток левый сдвиг составляет 5.35 м в т. 3 (см. рис. 8б) и 4.4 м в т. 1 на перевале Челикхан (рис. П-7 в Приложении).

Около с. Кавак два сейсморазрыва EAFZ, простирающихся на ЮЗ—СВ, кулисно подставляют друг друга и связаны изогнутым субширотным





**Рис. 9.** Левосдвиговое смещение на 1.71 м и поднятие юго-восточного крыла на 0.55 м стены дома над сейсмогенным разрывом 06.02.2023 г. Дом поднят и смещен влево относительно облицовки грунта возле дома. Косящая штриховка на известняке рядом с домом (слайд 1, слева) и на бетоне фундамента (слайд 2, справа) указывает на преобладание левого сдвига над вертикальным смещением.

разрывом (рис. 11; т. 5 на рис. 5 и на рис. П-5 в Приложении). По обоим сейсморазрывам выявлены левосдвиговые смещения. По субширотному сейсморазрыву выявлено поднятие южного крыла до 5.37 м. Оно произошло, согласно опросам местных жителей, в момент землетрясения 06.02.23 г. и отражает сжатие, возникающее между двумя кулисно расположенными левыми сдвигами.

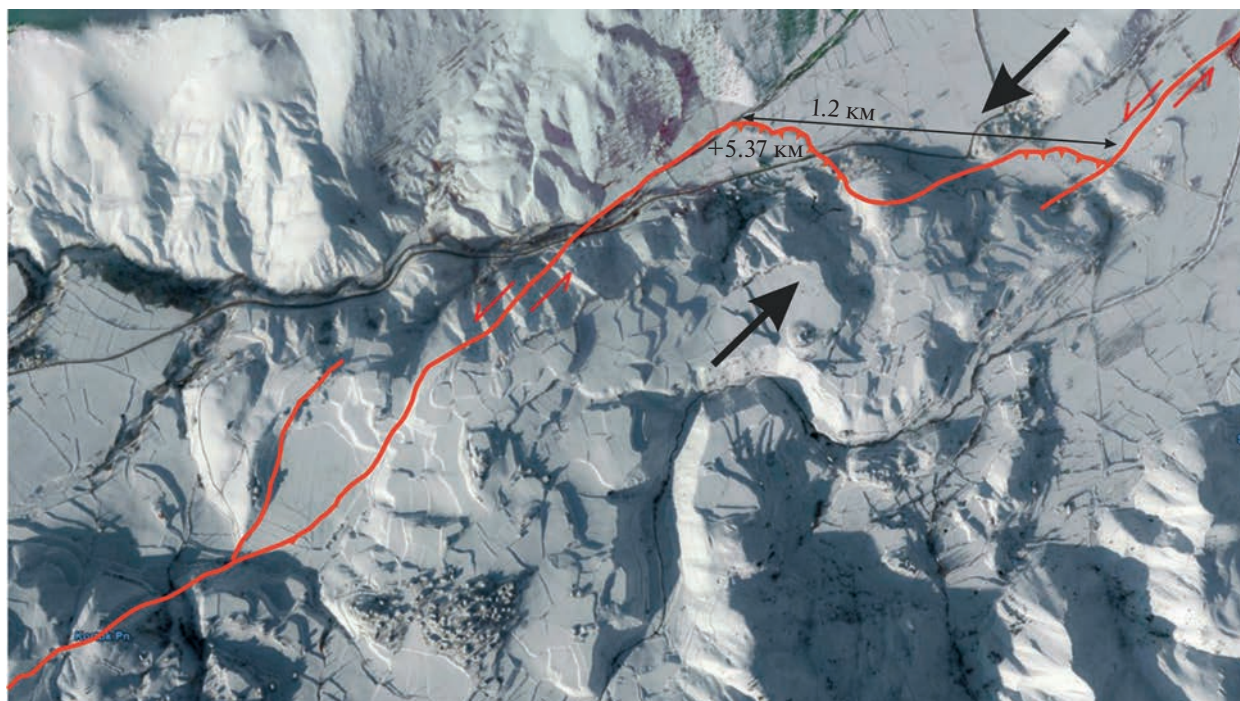
Сейсморазрывы Восточно-Анатолийского землетрясения продолжаются на северо-восток от перевала Челикхан в юго-восточный подсегмент Путурге сегмента оз. Хазар—Синджик EAFZ

(см. рис. 5; рис. П-8 в Приложении). Амплитуда левого сдвига составляет 3.3 м в т. 44, где дополняется небольшим смещением по оперяющему сейсморазрыву т. 43. Сейсморазрыв т. 44 следует на северо-восток, где смещение по нему сокращается до 2.65 м в т. 50, но дополняется смещением по оперяющему сейсморазрыву на 0.7 м в т. 48. Далее на северо-восток, в т. 56, левосдвиговое смещение сокращается до 0.43 м., а в т. 59 — 0.16 м и исчезает в т. 62 и т. 63. Северо-восточнее выявлено лишь поле сейсмогенных оползней, заканчивающееся в долине р. Широ в 1 км к северу от с. Ючюка (т. 74).





**Рис. 10.** Сбросовый уступ на юго-восточном борту грабена Озан (т. 7–8 на рис. 5 и на рис. П-5 в Приложении). Высота уступа — 2.75 м. Неэродированная нижняя часть разломного уступа высотой до 1.5 м отражает смещение при землетрясении 06.02.2023 г.



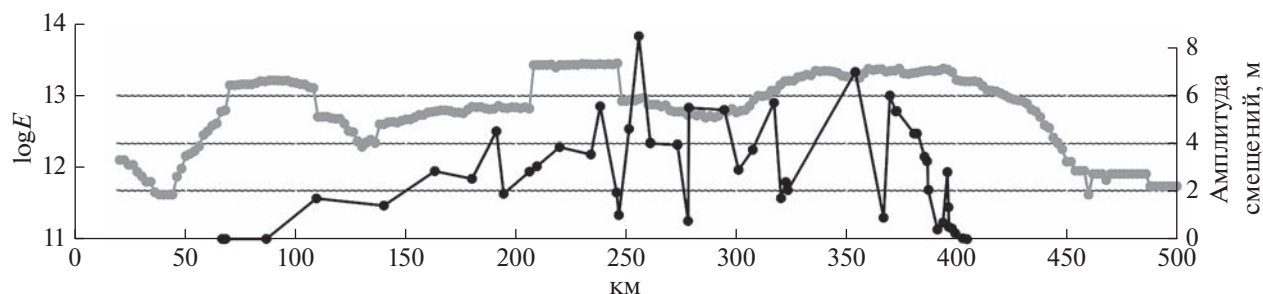
**Рис. 11.** Кулисное подставление двух левосдвиговых сейсморазрывов EAFZ с субширотным разрывом между ними. У субширотного разрыва значительно поднято южное крыло в результате сжатия между кулисно расположенными сдвигами.





**Рис. 12.** Сейсмогенные структуры растяжения на юго-западе EAFZ: 1 — сброс на 0.9 м в г. Самандаг (т. 34 на рис. 5 и рис. П-11 в Приложении); 2 — сброс и трещины растяжения на северо-восточной окраине г. Антакия (т. 32); 3 — стенка отрыва скального оползня в 0.8 км северо-западнее с. Тепехан (т. 38).





**Рис. 13.** Сопоставление распределения амплитуд левосдвиговых сейсмогенных смещений вдоль активизированной части EAFZ (черные линии) с аналогичным распределением энергии, выделенной афтершоками (серые линии).

Юго-западнее участка максимального смещения по EAFZ при Восточно-Анатолийском землетрясении (т. 17 на рис. 5 и рис. П-3 в Приложении) продолжаются сейсморазрывы с левосдвиговым смещением. Его величина составляет 5.55 м в т. 21 северо-восточнее с. Тюркоглу (рис. П-9 в Приложении), ~5 м в т. 22 (рис. П-10(1) и П-10(2) в Приложении) и 3.86 м в т. 23 (рис. П-10(3) в Приложении). Отмечены приразломные просадки с выходами грунтовых вод. В т. 25 сдвиговое смещение по сейсморазрыву составляет 2.85 м, сопровождаясь появлением вертикальной компоненты смещения на 1.52 м, затем сокращается до 0.85 м на юго-западном окончании сегмента Челикхан–Эркенек, передаваясь кулисно подставляющему сейсморазрыву северо-восточной части сегмента Тюркоглу–Антакия (см. рис. 4). Здесь, возле с. Ислахия (т. 27 на рис. П-11 в Приложении) амплитуда сдвига составляет 4.5 м. Юго-западнее она сокращается до 2.85 м возле с. Хасса (т. 29), 2.36 м в северной и 2.53 м в южной частях г. Кирикхан (т. 72, 73).

Далее на ЮЮЗ, в районе с. Озсогёксу (точки 68–70 на рис. 5 и рис. П-11 в Приложении) единая зона сейсморазрывов разделяется на две зоны нарушений. Восточная зона протягивается на юг на 16 км вдоль западной ветви DST и, в свою очередь, разделяется на две параллельные ветви (см. рис. П-11 в Приложении). Амплитуда левого сдвига быстро нарастает с удалением от EAFZ и достигает 0.7 м в т. 35 по восточной, более протяженной ветви. Более короткая западная ветвь показывает смещения на 3.6 м в т. 36 (рис. П-12 в Приложении). Ветви параллельны и располагаются близко друг к другу; суммарная амплитуды смещений по ним составляет 4.3 м. Амплитуда сдвига сокращается к югу и полностью исчезает в т. 36.2. Южнее окончания разрыва рассеяны мелкие трещины, просадки обводненного грунта и мелкие оползни, полоса распространения которых продолжается на запад по долине р. Оронт почти до EAFZ. Как и к югу от восточной ветви DST, сейсмодислокации нарушают рыхлые отложения, но не находят видимого продолжения в обнажа-

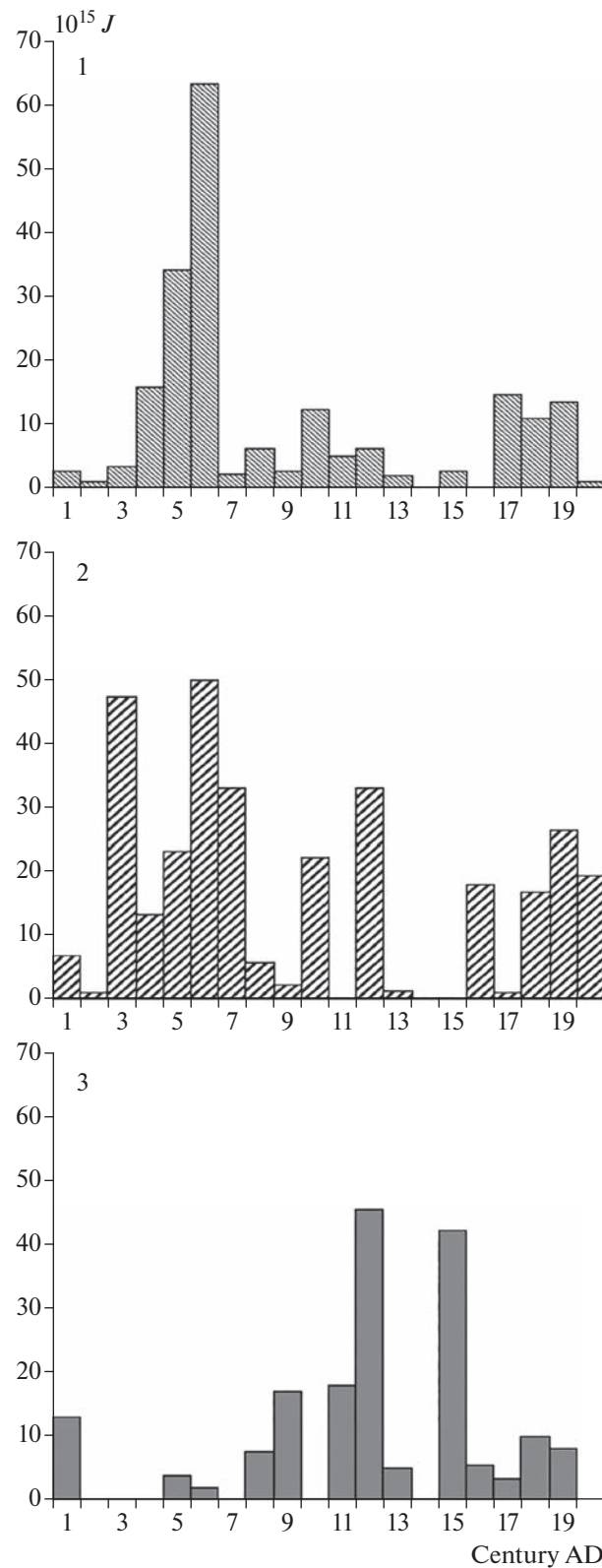
ющихся южнее скальных породах Алеппского плато на востоке и хребта Джебедь–Ансария на западе.

В западной зоне сейсморазрывов, т.е. на продолжении EAFZ, левосдвиговое смещение составляет 1.7 м к северо-западу от Хатайского аэропорта (т. 31), уменьшается до 0.36 м в южной части взлетной полосы (т. 31.1) и полностью исчезает на северо-восточной окраине г. Антакия (Хатай) (т. 32). Параллельно с уменьшением сдвигового смещения появляются вторичные сейсмогенные нарушения – сбросы амплитудой до 1 м, зияющие трещины и мелкие оползни (рис. 12). Эти разрывы простираются по азимутам  $5^{\circ}$ – $15^{\circ}$  ССВ, близким к простираанию рассматриваемого сегмента EAFZ. В г. Антакия и южнее до г. Самандаг на берегу Средиземного моря указанные структуры растяжения становятся единственными формами сейсмодислокаций EAFZ, связанных с Восточно-Анатолийским землетрясением. Гигантский скальный оползень возник в момент главного толчка северо-западнее с. Тепехан (т. 38) между южным окончанием зоны смещений по EAFZ и DST. Здесь на склоне крутизной  $15^{\circ}$  долины притока Оронта в среднемиоценовой толще чередования глинистых сланцев и мергелей заложился оползневой амфитеатр со стенкой срыва длиной ~400 м и рвом отседания шириной до 100 м (см. рис. 12(3)). Стенка срыва ориентирована в северо-западном направлении.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Очаговая область Восточно-Анатолийского землетрясения, маркируемая возникшими сейсморазрывами и облаком афтершоков, охватила EAFZ на протяжении 361 км и примыкающие к ней участки DST. По свидетельству местных жителей, сейсмогенные нарушения возникли во время главного толчка и сразу после него и не связаны с последующей афтершоковой активностью. На это указывает и сравнение результатов космических съемок, выполненных 08.02.2023 г. через 2 дня после землетрясения, с результатами





**Рис. 14.** Распределение по столетиям с I по XX века н.э. количества сейсмической энергии, выделенной сильными историческими и инструментальными землетрясениями: 1 – в EAFZ; 2 – в области сочленения EAFZ и DST; 3 – в северной части DST (сегмент Эль-Габ), по работе [Trifonov, 2013] с изменениями.

наших работ, производившихся месяцем позже. Новых сейсморазрывов мы не обнаружили.

На протяжении 318 км вдоль EAFZ установлены левосдвиговые сейсмогенные смещения. Они обнаружены также на северных окончаниях западной (16 км) и восточной (41 км) ветвей DST. Максимальный левый сдвиг на 8.5 м выявлен в ближайшей к эпицентру части EAFZ, удаленной от него примерно на 50 км. На значительном протяжении EAFZ сдвиг превышает 4 м. На крайнем юго-западе EAFZ, в районе г. Антакия и южнее, сдвиг сменяется растяжением. По суммарной длине активизированной зоны разломов, максимальному смещению и распределению смещений по ее длине Восточно-Анатолийское землетрясение превосходит большинство сильнейших континентальных землетрясений и соизмеримо с такими землетрясениями сдвигового типа, как Эрзинджанское 26.12.1939 г. с  $M_s = 7.9$  в Турции и Болнайское 23.07.1905 г. с  $M_s = 8$  в Монголии [Вознесенский, 1962; Ambraseys, 1970; 1988; Trifonov, 1985; 2000].

Распределение амплитуд сейсмогенного сдвигового смещения вдоль EAFZ приводит к выводу, что к северо-востоку от участка максимальных смещений амплитуды сдвига в целом выше, чем к юго-западу от него (рис. 13). При этом на северо-востоке сдвиг сопровождается поднятием юго-восточного крыла EAFZ на величины от десятков сантиметров до 1.5 м. Сопоставление амплитуд сдвига и количества выделенной афтершоками сейсмической энергии вдоль EAFZ показывает сходное распределение в области максимальных смещений и к северо-востоку от нее, но нарушение этого сходства на юго-западе активизированной части EAFZ (см. рис. 13). Последнее связано с частичным, а южнее полным замещением сдвига проявлениями поперечного растяжения.

Важными для понимания геодинамической природы Восточно-Анатолийского землетрясения представляются особенности северной части DST и ее воздействие на кинематику EAFZ. Западнее западной ветви DST сейсмогенный сдвиг по EAFZ сменяется поперечным растяжением. Эта особенность кинематического поведения EAFZ отмечена также по результатам GPS-наблюдений [Reilinger et al., 2006].

Было выполнено сопоставление количества сейсмической энергии, выделенной сильными историческими и инструментальными землетрясениями в EAFZ и северной части DST в течение столетних интервалов с I в. н. э. по XX в. (рис. 14). Вековое распределение выделенной энергии в EAFZ вне области сочленения с DST оказалось принципиально сходным с подобным хронологическим распределением во всем Восточном Средиземноморье и Кавказско-Ближневосточном регионе [Trifonov, 2013]. Выделились “византий-

ский пароксизм” с пиком в VI в. и максимум последних столетий (см. рис. 14(1)). В области сочленения DST и EAFZ (см. рис. 14(2)) появляется изменение, которое становится очевидным в северной части DST (грабен Эль-Габ; см. рис. 14(3)). Здесь, наряду с сейсмическими циклами ~300 лет, выявляется гиперцикл с пиком в XII в. и снижением выделенной сейсмической энергии к современности. Это может означать накопление тектонических напряжений на севере DST в течение последних столетий. Накоплению напряжений способствовало относительное сейсмическое затишье в смежном сегменте Гельбаши-Тюркоглу EAFZ, где последнее сильное землетрясение зафиксировано в 1571 г. Длительно накапливавшаяся на севере DST энергия реализовалась 06.02.2023 г. в виде сильнейшего Восточно-Анатолийского землетрясения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При Восточно-Анатолийском землетрясении с  $M_w = 7.8$ , произошедшем 06.02.2023 г. в 1:17 UTC, сейсмогенные разрывы возникли вдоль EAFZ на протяжении 361 км и имели преимущественно левосдвиговую кинематику. Максимальная амплитуда сдвига 8.5 м установлена в центральной части активизированного сегмента EAFZ севернее эпицентра. К северо-востоку от пункта максимальных смещений значительные сдвиговые смещения сохраняются, в целом уменьшаясь к северо-востоку. Сдвиг обычно сопровождается поднятием до 1.5 м юго-восточных крыльев сейсморазрывов. К юго-западу от пункта максимальных смещений величина сдвига сокращается быстрее, и западнее сочленения с западной ветвью DST, на восточной окраине г. Антакия, сдвиг замещается вторичными сейсмодислокациями – сбросами, зияющими трещинами и другими проявлениями поперечного растяжения. Левый сдвиг выявлен также по северным окончаниям западной (на протяжении 16 км) и восточной (на протяжении 41 км) ветвей DST.

Выполнено сопоставление распределения вдоль активизированной части EAFZ суммарного количества выделенной афтершоками сейсмической энергии и амплитуды сдвиговых смещений. Сопоставление показало, что в области максимальных смещений и к северо-востоку от нее обнаруживается сходство этих распределений. На юго-западном окончании активизированной части EAFZ всплеск выделенной сейсмической энергии не соответствует падению, а южнее полному отсутствию сдвигового смещения, что объясняется переходом сдвига в поперечное растяжение. Несмотря на сходство распределения сей-



смогенных подвижек и энергии афтершоков, сейсморазрывы и смещения по ним произошли во время главного толчка или сразу после него. Это показали опросы местных жителей и тождество сейсморазрывов, зафиксированных космической съемкой через два дня после главного толчка и выявленных нашими полевыми исследованиями через месяц после него.

Различие кинематики EAFZ по разные стороны от западной ветви DST и присутствие сейсмогенных подвижек на северных окончаниях обеих ее ветвей указывают на важную роль DST среди геодинамических предпосылок Восточно-Анатолийского землетрясения. Чтобы оценить эту роль, были выполнены расчеты хронологического распределения по столетиям количества сейсмической энергии, выделенной сильными землетрясениями последних двух тысячелетий в EAFZ, области сочленения EAFZ и DST и северной части DST – сегменте Эль-Габ. Установлено, что, если в EAFZ распределение сходно с таковым во всем Восточном Средиземноморье и Кавказско-Ближневосточном регионе, то на севере DST оно отличается. Эта область характеризуется падением количества выделенной сейсмической энергии в течение последних столетий, что позволяет предположить накопление тектонических напряжений. Именно это и стало, по нашему мнению, важной геодинамической предпосылкой столь сильного сейсмического события как Восточно-Анатолийское землетрясение.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Геологический очерк подготовлен в рамках работ по теме FMMG-2023-0006 Геологического института РАН. Остальные исследования и написание статьи выполнены на средства Российского научного фонда, проект № 22-17-00249.

#### ПРИЛОЖЕНИЕ<sup>1</sup>

Рис. П-1. Распределение количества (1) и энергии (2) афтершоков Восточно-Анатолийского землетрясения во времени.

Рис. П-2. Распределение вдоль EAFZ количества сейсмической энергии, выделенной афтершоками после Восточно-Анатолийского землетрясения: (1) – в первые 24 ч после главного толчка; (2) – в течение следующего месяца.

Рис. П-3. Пункты изучения тектонических последствий Восточно-Анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. в области сочленения EAFZ и DST. На врезке: расположение вторичных сейсмодислокационных структур на южном продолжении DST: (1) – активизированная часть EAFZ и DST с горизонтальными

ми левосдвиговыми смещениями; (2) – положение первичных и вторичных сейсмодислокаций; (3) – точки наблюдения с указанием измеренных горизонтальных левосдвиговых смещений.

Рис. П-4. Неразрушенный бетонный дом рядом с сейсмогенным разрывом 06.02.2023 г. в с. Озан (т. 9 на рис. П-3).

Рис. П-5. Пункты наблюдений 1–7 в сегменте Челикхан–Эркенек EAFZ; 1 – активизированная часть EAFZ; 2 – точки наблюдения с указанием измеренных горизонтальных левосдвиговых смещений.

Рис. П-6. Левосдвиговое смещение на 7 м плотины Карадере (т. 6 на рис. П-5).

Рис. П-7. Левосдвиговое смещение на 4.4 м горного склона на перевале Челикхан (т. 1 на рис. П-5).

Рис. П-8. Пункты наблюдений 44–63 в подсегменте Путурге сегмента оз. Хазар–Синджик EAFZ. Условные знаки см. на рис. П-3.

Рис. П-9. Левосдвиговое смещение стенок ирригационного канала северо-восточнее с. Тюркоглу (т. 21 на рис. П-3).

Рис. П-10. Левосдвиговые смещения границ полей и полевых проездов в т. 22 (1, 2) и железнодорожного полотна в т. 23 (3, фото из интернета) северо-восточнее с. Нурдаг (см. рис. П-3).

Рис. П-11. Пункты наблюдений в сегменте Тюркоглу–Антакия EAFZ и в смыкающейся с ним западной ветви DST. На врезке 1: положение сейсмодислокаций в области сочленения EAFZ и DST; на врезке 2: положение сейсмодислокаций в долине реки Оронт на южном продолжении DST; 1 – активизированная часть EAFZ и DST с горизонтальными левосдвиговыми смещениями; 2 – то же, предполагаемое; 3 – положение первичных и вторичных сейсмодислокаций; 4 – точки наблюдения с указанием измеренных горизонтальных левосдвиговых смещений.

Рис. П-12. Левосдвиговое смещение конструкции Хатайского аэропорта по западной ветви DST (т. 36 на рис. П-11).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вознесенский А.В.* Изучение области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии. Тр. Отдела физ. географии Географического об-ва СССР. 1962. № 1. 51 с.
- Active Faults of Eurasia Database (AFEAD), 2022. [data set]. Available from ResearchGate: <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.25509.58084> (last access: 10 May 2023).
- Akinci A.C., Robertson A.H.F., Ünlügenç U.C.* Sedimentary and structural evidence for the Cenozoic subduction-collision history of the Southern Neotethys in NE Turkey (Çağlayancerit area) // Intern. Jour. of Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2016. V. 105. P. 315–337.

- Ambraseys N.N.* Some characteristic features of the North Anatolian fault zone // *Tectonophysics*. 1970. V. 9. P. 143–165.
- Ambraseys N.N.* Earthquake engineering and structural dynamics // *Engineering seismology*. 1988. V. 17. P. 1–105.
- Ambraseys N.N.* Temporary seismic quiescence // *SE Turkey Geophys. Jour.* 1989. V. 96 (3). P. 311–331.
- Ambraseys N.N., Jackson J.A.* Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region // *Geophys. J. Intern.* 1998. V. 133 (2). P. 390–406.
- Arpat E., Şaroğlu F.* The East Anatolian fault system: thoughts on its development // *Turkey Mineral Res. and Explor. Inst. Bull.* 1972. V. 78. P. 33–39.
- Duman T.Y., Emre Ö.* The East Anatolian Fault: geometry segmentation and jog characteristics // *Geol. Soc. London Special Publ.* 2013. V. 372. P. 495–529.
- Emre Ö., Duman T.Y., Özalp S., Elmasi H., Olgun Ş., Şaroğlu F.* Active fault map of Turkey. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara. 2013.
- Garfunkel Z., Ben-Avraham Z.* Basins along the Dead Sea Transform / Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F., Crasquin-Soleau S. (eds.). *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle*. 2001. V. 186. P. 607–627.
- Geological map of Syria, 1 : 1000000, 1986 / Editor in chief: V.P. Ponikarov. Responsible executor: I. Mikhailov. / The General Establishment of Geology and Mineral Resources, Ministry of Petroleum and Mineral Resources, Damascus.
- Geological map of Turkey, 1 : 1000000, 2015 / General director: Yusuf Ziya Coşar. / General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), Ankara.
- Hempton M.R., Dewey J.F., Şaroğlu F.* The East Anatolian transform fault: along strike variations in geometry and behavior. *EOS T AM Geophys.* 1981. UN 62. 393 p.
- Herece E.* Atlas of the East Anatolian Fault. General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA). Special Publication Series, Ankara. 2008.
- Kanamori H.* The energy release in great earthquakes // *J. Geophysical Research*. 1977. V. 82 (20). P. 2981–2987.
- Knipper A.L., Savelyev A.A., Rukieh M.* Ophiolitic association of North-Western Syria // *Geotectonics* 1988. V. 22(1). P. 73–82.
- McClusky S.C., Balassanian S., Barka A.A., Ergintav S., Georgie I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidse, G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadaria M., Ouzounis A., Paradisiss D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R.E., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz N., Veis V.* Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus // *Jour. Geophys. Res.* 2000. V. 105 (B3). P. 5695–5719.
- Meghraoui M., Gomez F., Sbeinati R., Van der Woerd J., Mouty M., Darkal A.N., Radwan Y., Layyous I., Al Najjar H., Darawcheh R., Hijazi F., Al-Ghazzi R., Barazangi M.* Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea fault in Syria // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 210. P. 35–52.
- Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph., Lawrence Sh., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sark K., ArRajehi A., Paradisiss D., AlAydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitritsa A., Filikov S.V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G.* GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. P. B05411. <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Robertson A., Unlügenç Ü.C., Inan N., Taşlı K.* The Misis-Andirin Complex: a Mid-Tertiary mélange related to late-stage subduction of the Southern Neotethys in Southern Turkey // *J. Asian Earth Sci.* 2004. V. 22(5). P. 413–453.
- Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E., Minini H., Ammar O., Ivanova T.P., Zaza T., Yusef A., Al-Shara M., Jobaili Y.* Neotectonic Map of Syria and some aspects of Late Cenozoic evolution of the north-western boundary zone of the Arabian plate // *J. Geodyn.* 2005. V. 40. P. 235–256.
- Şaroğlu F.* Age and offset of the North Anatolian fault // *METU J. pure and applied sci.* 1988. V. 21(1/3). P. 65–79.
- Şaroğlu F., Emre Ö., Kuşçu İ.* The East Anatolian fault zone of Turkey // *Annales Tectonicae. Special Issue*. 1992. V. 6. P. 99–125.
- Scordilis E. M.* Empirical Global Relations Converting MS and mb to Moment Magnitude // *J. Seismology*. 2006. V. 10. P. 225–236.
- Sengör A.M.C., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach // *Tectonophysics*. 1981. V. 75. P. 181–241.
- Trifonov V.G.* Development of active faults // *Geotectonics*. 1985. V. 19(2). P. 95–103.
- Trifonov V.G.* Using active faults for estimating seismic hazard // *J. earthquake prediction research*. 2000. V. 8(2). P. 157–174.
- Trifonov V.G.* (Ed.) 2012. Neotectonics, recent geodynamics and seismic hazard of Syria. Moscow: GEOS. 204 p. + 12 p. color inset + 4 sh. color insert.
- Trifonov V.G.* Cyclicity of Late Holocene seismicity in the Alpine-Himalayan belt // *Geotectonics*. 2013. V. 47 (6). P. 418–430. <https://doi.org/10.1134/S001685211306006X>
- Vidal N., Klaeschen D., Kopf A., von Huene R., Krasheninnikov V.A.* Seismic images from southeast of Cyprus to the Syrian coast / Hall J.K., Krasheninnikov V.A., Hirsch F., Benjamini Ch., Flexer A. (eds.) *Geological Framework of the Levant. V. 2: The Levantine Basin and Israel. Part 3 – The Levantine Basin. Historical Production-Hall, Jerusalem*. 2005. P. 41–56.
- Westaway R.* Kinematic consistency between the Dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey // *Tectonophysics*. 2004. V. 391(1/4). P. 203–237.



## Tectonic Aspects of the East Anatolian 06.02.2023 Earthquake in Turkey

Hasan Çelik<sup>a</sup>, Y. I. Trikhunkov<sup>b</sup>, S. A. Sokolov<sup>b, \*</sup>, V. G. Trifonov<sup>b</sup>, E. A. Zelenin<sup>b</sup>, Y. Karginoğlu<sup>a</sup>,  
K. I. Yushin<sup>b</sup>, V. S. Lomov<sup>b</sup>, and D. M. Bachmanov<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Faculty of Engineering, Department of Geological Engineering, Firat University, Elazığ, 23119 Turkey*

<sup>b</sup>*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

*\*e-mail: sokolov-gin@yandex.ru*

**Abstract**—During the East Anatolian earthquake with  $M_w = 7.8$ , which occurred on February 6, 2023 at 1:17 UTC, the 361 km long segment of the NE-trending East Anatolian active left-lateral fault zone (EAFZ) was activated. A left-lateral displacement took place at a distance of 318 km on formed seismic ruptures. Its maximum magnitude of 8.5 m is registered northward of the earthquake epicenter. To the northeast, the displacement of several meters is maintained over a significant length of the activated segment and is accompanied by uplift of the south-eastern side of the ruptured zone at up to 1.5 m. To the southwest of the maximum displacement area, the strike slip decreases from it at shorter distances compared to the northeastern part and the vertical component varies, although the southeastern side is mostly uplifted. In the terminal southwest, the strike slip is replaced by normal faults, gaping fractures, and other manifestations of transverse extension, which are accompanied by landslides and are mainly secondary seismic dislocations. Left lateral slip also occurred at the northern ends of the western and eastern branches of the Dead Sea Transform (DST), adjacent to the EAFZ from the south. Despite the fact that the energy distribution of numerous aftershocks along the EAFZ is generally proportional to the distribution of offsets on seismic ruptures, the slip on the EAFZ occurred during and immediately after the main shock. In the northern part of the DST, a significant decrease in the amount of energy released by strong earthquakes during the last centuries has been established. We consider that the tectonic stress accumulated in the northern part of the DST became the important geodynamic source of the East Anatolian 02.06.2023 earthquake.

**Keywords:** East Anatolian earthquake, East Anatolian active fault zone, Dead Sea Transform, seismic ruptures and offsets, left-lateral fault, aftershocks, accumulation of tectonic stress

УДК 551.24+550.34

## ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУРЦИИ 06.02.2023 г.

© 2023 г. Д. А. Симонов<sup>1</sup>, \*, В. С. Захаров<sup>1</sup>, \*\*

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, Россия

\*E-mail: dsim\_0@mail.ru

\*\*E-mail: zakharov@geol.msu.ru

Поступила в редакцию 08.06.2023 г.

После доработки 16.06.2023 г.

Принята к публикации 20.06.2023 г.

Для региона юго-восточной Турции, где произошли сильные землетрясения 06.02.2023 г., проведен кинематический анализ движений плит и блоков региона на основании однородной базы данных скоростей смещения станций постоянного наблюдения ГНСС. Установлено, что вдоль Восточно-Анатолийской разломной зоны с 2008 по 2018 гг. происходило смещение Аравийской плиты относительно Анатолийской, соответствующее левому сдвигу (без нормальной компоненты) со скоростью от 1 см/год в восточной части до 0.8 см/год в западной. Вдоль разлома Чардак происходили смещения, соответствующие левому сдвигу-взбросу, со скоростью менее 0.7 см/год. Выявленная кинематика подтверждается механизмами очагов и косесеismicкими смещениями изучаемых землетрясений. Землетрясение *M*7.5, произошедшее непосредственно на разломе Чардак, не является афтершоком землетрясения *M*7.8, а представляет собой относительно независимое событие. Анализ сейсмического режима показывает, что напряжения на Восточно-Анатолийском разломе после основного события *M*7.8 снимаются первой крупной широтной разломной зоной (разломом Чардак). Результаты нашего исследования позволяют предположить, что для общей кинематики плит региона определяющим, по всей вероятности, является разворот Анатолийской и Аравийской плит против часовой стрелки, связанный с раскрытием Красноморского рифта.

**Ключевые слова:** землетрясение 06.02.2023 г., Газеантеп, Турция, данные ГНСС, сейсмичность, разломы, кинематический анализ, сейсмо тектоника, геодинамика, Восточно-Анатолийский разлом, Анатолийская плита, Аравийская плита.

DOI: 10.31857/S0002333723060194, EDN: YMSNQP

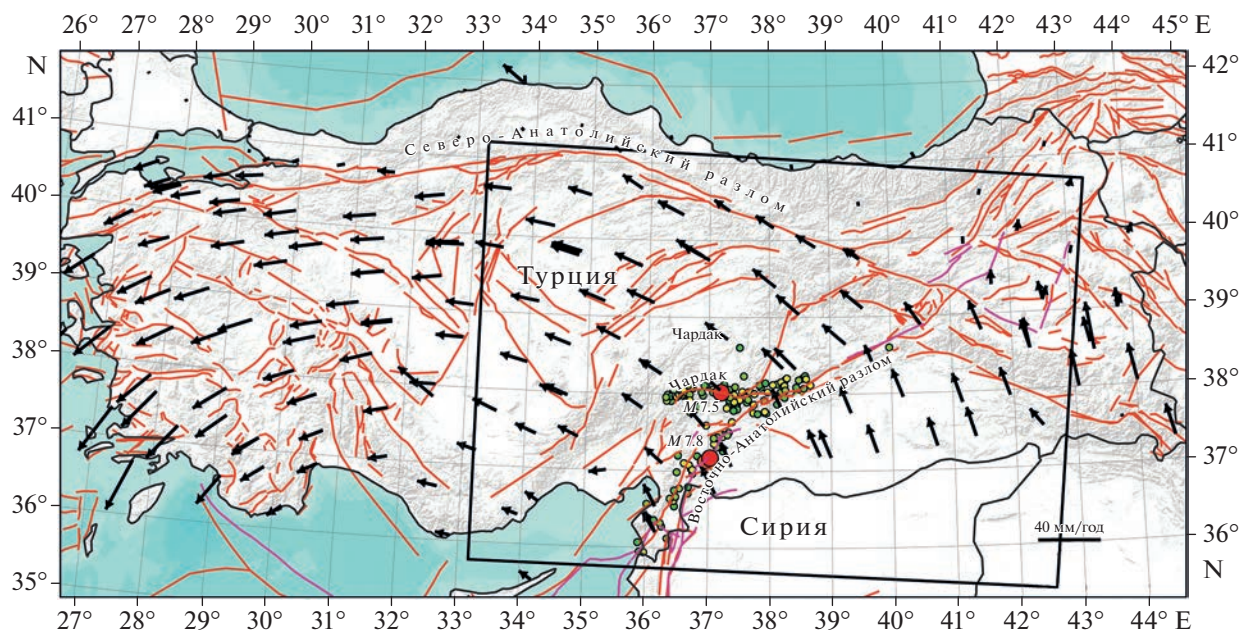
### ВВЕДЕНИЕ

06.02.2023 г. в 01:17:32 UTC на юго-востоке Турции, в Восточно-Анатолийской разломной зоне в районе г. Газеантеп произошло катастрофическое землетрясение с магнитудой 7.8 и координатами эпицентра 37.17 с.ш. и 37.08 в.д. [European-Mediterranean ...; National ...]. Через 9 ч (в 10:24:47 UTC) на расстоянии около 90 км на северо-восток от этого первого произошло второе сильное землетрясение с магнитудой 7.5 и координатами эпицентра 38.11 с.ш. и 37.24 в.д. (в районе разлома Чардак, рис. 1). Оба события привели к значительным разрушениям и многочисленным человеческим жертвам и сопровождаются значительным афтершоковым процессом, продолжающимся длительное время [European-Mediterranean ...; Hancılar et al., 2023; Lekkas et al., 2023; National ...]. Анализ данных землетрясений, а также связанных с ними процессов дает уни-

кальную возможность для уточнения современной геодинамики региона и механизма взаимодействия тектонических плит.

Район, в котором произошли указанные землетрясения, является тектонически активным и находится на границе Аравийской и Евразийской плит, в зоне сочленения Восточно-Анатолийского разлома с системой разломов Мертвого моря. Район характеризуется сложной структурой разломов и блоков, неоднородным напряженным состоянием и кинематикой. Следствием этого является повышенная сейсмичность, которая фиксируется как по историческим, так и по современным инструментальным данным [Duman, Emre, 2013; Duman et al., 2018; European-Mediterranean ...; National ...].

Цель работы – на основании анализа данных Глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС), а также сейсмического режима в районе



**Рис. 1.** Район исследований. Стрелки — скорости смещения станций постоянного наблюдения ГНСС Турции относительно Евразии по данным работы [Özdemir, Karslioglu, 2019]. Представлены также эпицентры землетрясений 06.02.2023 г.  $M7.8$  и  $M7.5$  (красные кружки), сильнейшего афтершока  $M6.7$  (оранжевый кружок) и афтершоки за период 06–08.02.2023 г. по каталогу NEIC (зеленые кружки —  $4 \leq M < 5$ , желтые —  $5 \leq M \leq 6$ ). Красные линии — активные разломы по данным работ [Бачманов и др., 2017; Emre et al., 2016; Richard, Pagani, 2020]. Рамкой выделен район, представленный на рис. 2–рис. 4.

катастрофических землетрясений 06.02.2023 г. в Юго-Восточной Турции определить кинематику блоков земной коры региона, уточнить геодинамику и особенности взаимодействия Аравийской и Анатолийской плит.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Предлагаемый в настоящей работе геодинимический и сейсмотектонический анализ проводился на основании информации о скоростях смещения опорных ГНСС станций постоянного наблюдения сети RTK Турции (CORS-TR) [Continuously ..., Özdemir, Karslioglu, 2019; Özdemir, 2018], каталогов землетрясений EMSC-CSEM [European-Mediterranean ...] и NEIC USGS [National ...], параметров косейсмических смещений, размещенных на сайте EMSC-CSEM [European-Mediterranean ...], и других данных открытого доступа. Использованы также базы активных разломов из различных источников [Бачманов и др., 2017; Emre et al., 2016; Richard, Pagani, 2020].

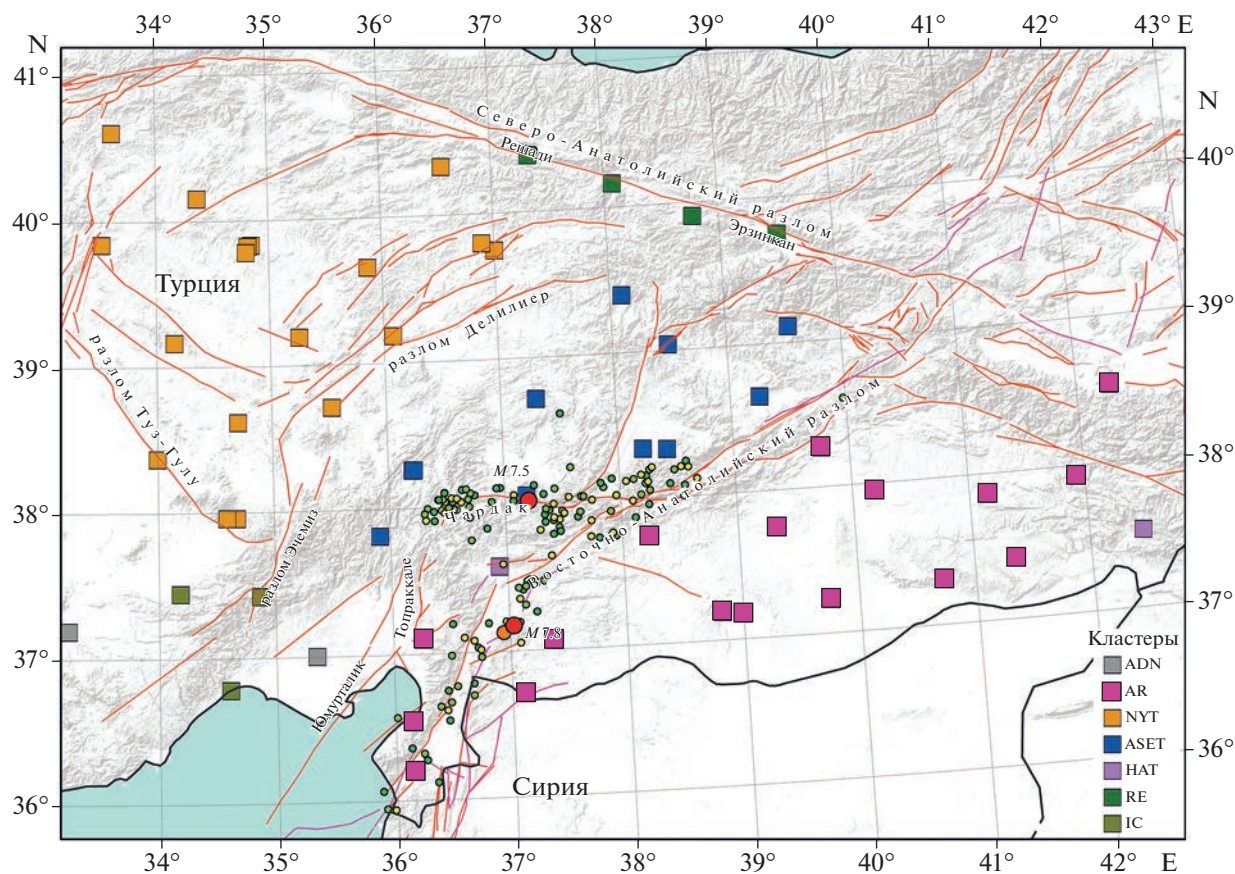
Для выделения блоков земной коры и анализа их современной кинематики в Восточной Турции нами была использована однородная база данных скоростей смещения станций постоянного наблюдения Глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС), опубликованных в 2019 г. [Özdemir, Karslioglu, 2019]. В основном

это данные о скорости смещений станций CORS-TR в период времени с 2008 по 2018 гг. [Continuously ...], а также данные TNPNG и MAGNET [Ozdemir, 2016]. Все скорости приведены к системе координат с фиксированным положением Евразии [Ozdemir, Karslioglu, 2019]. Анализ проводился с применением авторских методик, описанных в работах [Захаров, Симонов, 2010; Завьялов, Захаров, 2012]. Определение деформаций внутри выделенных блоков проводилось на основании сети триангуляции, построенной по станциям CORS-TR. Сейсмический режим района рассматриваемых катастрофических землетрясений исследовался на основе детального анализа каталогов землетрясений.

## СМЕЩЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ

Осредненный полюс вращения для всех пунктов ГНСС, расположенных в пределах Анатолийской плиты западнее Восточно-Анатолийского разлома, рассчитанный по методике из работы [Завьялов, Захаров, 2012], расположен в пределах Синайского полуострова и имеет координаты  $33.13^\circ$  в.д.  $30.51^\circ$  с.ш. Согласно этой оценке Анатолийская плита в целом испытывает вращение против часовой стрелки относительно Синайского п-ова со средней скоростью около  $1.8^\circ$  за млн лет, что дает скорости смещения относительно стабильной Евразии вдоль Северо-Анатолийско-





**Рис. 2.** Пункты ГНСС (квадраты), принадлежащие кинематически однородным кластерам, выделенным на основании анализа данных ГНСС [Özdemir, Karslioglu, 2019] по методике авторов работы [Захаров, Симонов, 2010]. Кластеры: ADN – Адана, AR – Аравия, NYT – Невсехир–Йозгат–Токат, ASET – Адана–Сиваз–Елазиг–Тунцели, HAT – Хатай, RE – Решади–Эрзинкан, IC – Айчел. Кружки – эпицентры землетрясений, те же, что на рис. 1.

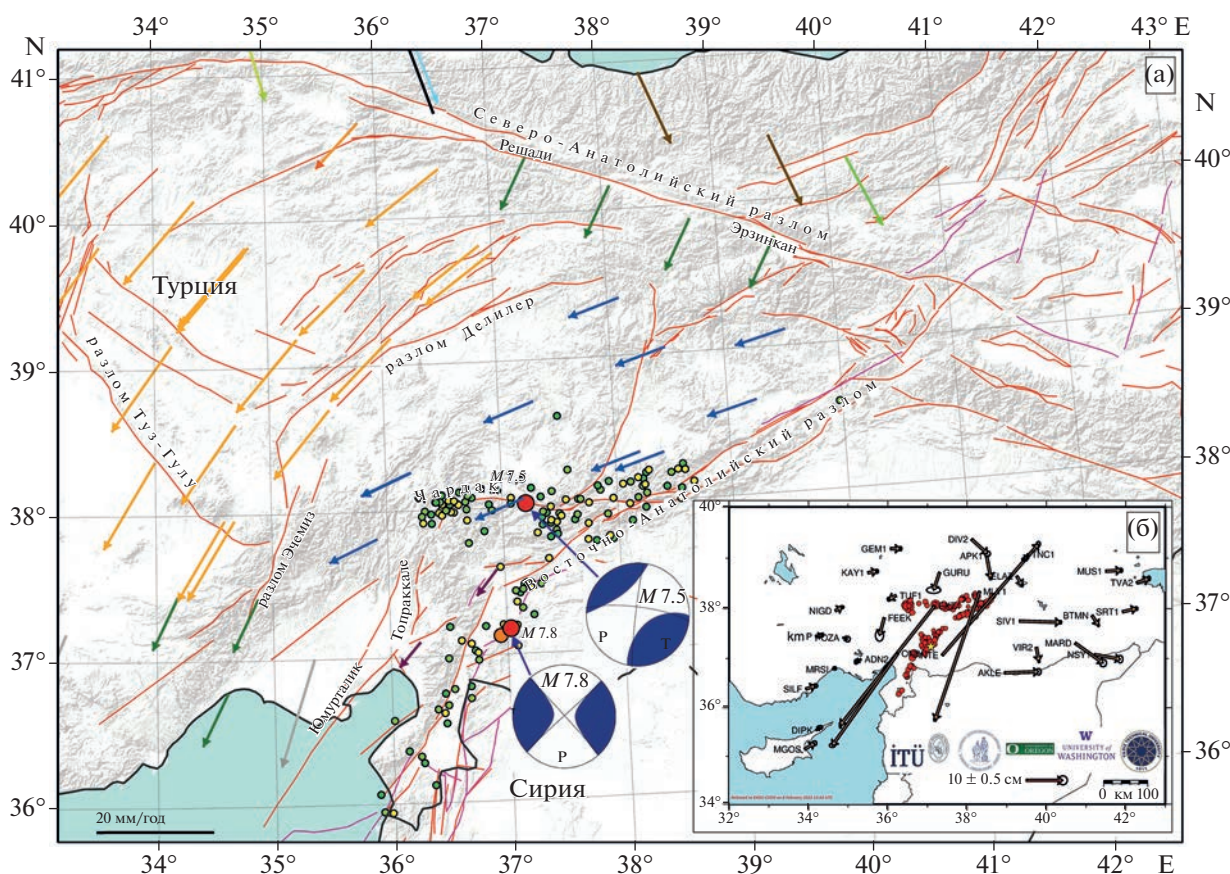
го разлома от 2 см/год в восточной части Турции до 4 см/год в западной (рис. 1). Скорости смещения станций, расположенных восточнее Восточно-Анатолийского разлома (т.е. в пределах Аравийской плиты) в целом согласуются с полем скоростей Анатолии, однако имеют несколько другой, хотя и близкий полюс вращения ( $20.38^\circ$  в.д.,  $27.52^\circ$  с.ш.). Это свидетельствует о том, что кинематика Аравийской плиты несколько отличается от кинематики Анатолийской.

На основании проведенного нами анализа данных ГНСС по оригинальной методике авторов [Захаров, Симонов, 2010] в восточной Турции было выделено шесть кинематически однородных кластеров. Допуски при кластеризации, задание которых является элементом методики, были в данном случае приняты  $10^\circ$  в отклонении направления вектора смещения и 20% в отклонении величины угловой скорости смещения. Такие большие допуски были заданы с целью объединения мелких кластеров, незначительно отличающихся по своей кинематике, в более крупные для упрощения интерпретации данных и обобщения.

Сопоставление с тектонической структурой показывает, что границы выделенных нами кинематически однородных кластеров могут быть проведены по известным активным разломам, что позволяет интерпретировать эти кластеры как относительно жесткие блоки земной коры (рис. 2). Названия кластеров (блоков) даются нами условно на основании региональных топонимов.

Юго-восточнее Восточно-Анатолийского разлома при выбранных допусках кластеризации выделяется единый кластер AR, который можно уверенно ассоциировать с Аравийской плитой, граничащей с Анатолийской плитой по Восточно-Анатолийскому разлому.

Непосредственно на северо-западе от Восточно-Анатолийского разлома выделяются два кластера с несколько различающейся кинематикой. Один, достаточно крупный, Адана–Сиваз–Елазиг–Тунцели (ASET), который может быть ассоциирован с одноименным блоком, ограниченным Восточно-Анатолийским разломом, разломной системой Эчемиз–Делилер и разломом Чардак. Другой, небольшой по размерам и коли-



**Рис. 3.** Относительные движения: (а) — скорости движений пунктов ГНСС (стрелки) относительно Аравии по результатам анализа по методике авторов работы [Захаров, Симонов, 2010]. Кружки — эпицентры землетрясений, те же, что на рис. 1. Представлены также механизмы очагов землетрясений  $M7.8$  и  $M7.5$  по данным NEIC; (б) — косейсмические смещения станций CORS-TR по данным EMSC-CSEM [European-Mediterranean ...].

честву входящих в него станций ГНСС кластер Хатай (НАТ), который можно ассоциировать с одноименным блоком, расположенным между Восточно-Анатолийским разломом и разломами Юмурталики, Топраккале и Чардак.

Северо-западнее разломной системы Эчезиз–Делилер выделяется крупный Центрально-Анатолийский кластер, названный нами в пределах рассматриваемой территории Невсехир–Йозгат–Токат (НУТ). Южнее этого кластера выделяется сходный с ним по кинематике кластер Айчел (ИЧ), отделенный южными секторами разлома Туз–Гулу.

Вдоль Северо-Анатолийского разлома выделяется кластер (РЕ) из вытянутых в цепочку станций между его сегментами Решади и Эрзинкан. Выделение этого кластера может свидетельствовать о том, что данный участок Северо-Анатолийского разлома находится в состоянии транспрессии и заблокирован. То есть смещения здесь реализуются не по основному сместителю разлома, а в него вовлечены прилегающие к разлому области. При этом вдоль основного разлома мо-

гут накапливаться напряжения. Об этом свидетельствует вытянутая вдоль разлома на этом участке зона преимущественно деформаций сжатия, а также пониженная сейсмическая активность по каталогу NEIC за весь период наблюдения.

По методике из работы [Захаров, Симонов, 2010] были рассчитаны движения выделенных нами блоков земной коры относительно стабильной Аравийской плиты (рис. 3а).

Блок АСЕТ смещается относительно Аравийской плиты (АР) вдоль Восточно-Анатолийского разлома на юго-запад со скоростью  $0.9–1$  см/год. Блок НАТ смещается в тех же румбах со скоростью приблизительно  $0.6–0.8$  см/год. Таким образом, Восточно-Анатолийский разлом в период времени с 2008 по 2018 гг. проявлял себя как левый сдвиг без нормальной компоненты со скоростью смещения около  $1$  см/год северо-восточнее его сочленения с разломной системой Чардак, и как левый сдвиг со скоростью смещения около  $0.6$  см/год юго-западнее этого сочленения. Это хорошо согласуется с результатами, получен-



ными другими исследователями, например, авторами работы [Aktug et al., 2016].

Блок NYT смещается относительно Аравийской плиты (AR) на юго-запад со скоростью около 1.7 см/год, относительно блока ASET вдоль левого сдвига Делилер со скоростью около 0.7 см/год со слабой выраженной взбросовой компонентой, что следует из направления и относительных скоростей смещения блоков, и вдоль левого сдвига Эчемиз со скоростью около 0.9–1 см/год без выраженной взбросовой компоненты.

Блок НАТ, как уже было указано выше, смещается на юго-запад по отношению к AR, и на восток по отношению к ASET вдоль разлома Чардак. Скорость левого сдвига вдоль разлома составляет около 0.5 см/год.

Скорость смещения блока ASET относительно заблокированного участка Северо-Анатолийского разлома (RE) на запад составляет около 0.7 см/год со взбросовой компонентой около 0.3 см/год.

Таким образом, на основании проведенного кинематического анализа выявлено, что за период наблюдения (с 2008 по 2018 гг.) вдоль Восточно-Анатолийской разломной зоны происходило смещение Аравийской плиты относительно Анатолийской, соответствующее левому сдвигу (без нормальной компоненты) со скоростью от 1 см/год в восточной части до 0.8 см/год в западной. Вдоль разлома Чардак происходили смещения, соответствующие левому сдвигу-взбросу, со скоростью менее 0.7 см/год. Выявленная кинематика хорошо коррелирует с механизмами очагов основного события *M7.8* и события на разломе Чардак *M7.5* (рис. 3а).

Кроме того, данные о косейсмических смещениях станций CORS-TR, опубликованные EMSC-CSEM [European-Mediterranean ...] позволяют говорить о левосдвиговом смещении со значительной амплитудой непосредственно вдоль Восточно-Анатолийской разломной зоны при движении Аравийской плиты относительно Анатолийской на восток, и даже на юго-восток (рис. 3б). Направления косейсмических смещений вдоль Восточно-Анатолийского разлома и вдоль разлома Чардак совпадают с направлениями смещений, выявленными за период длительных наблюдений ГНСС с 2008 по 2018 гг.

Выделение кинематически однородных кластеров в поле скоростей смещения пунктов ГНСС, и, следовательно, относительно жестких блоков земной коры было проведено с большими допусками, что предполагает возможное наличие деформаций внутри выделенных блоков. Для их выявления было определено поле скоростей относительных линейных деформаций на основании сети триангуляции, построенной по положениям станций CORS-TR. Скорость линейной деформации рассчитывалась через разницу длины

ребер сетей триангуляции, построенных для исходного положения станций ГНСС и их положения с учетом скоростей смещения этих станций в восточном и северном направлении. Интерполяция производилась методом естественного окружения, результаты представлены на рис. 4.

Отметим, что деформации вдоль Северо-Анатолийского и Восточно-Анатолийского разломов распределялись в виде последовательных зон относительного сжатия и растяжения, что возможно отражает механизм реализации прерывистого (импульсного) смещения по разломам. При этом вдоль Восточно-Анатолийского разлома области относительного сжатия и растяжения чередуются почти периодически через 40–60 км, в то время как вдоль Северо-Анатолийского разлома области относительного сжатия существенно протяженнее областей относительного растяжения. В частности, описанный выше кластер RE как раз расположен в такой протяженной области сжатия. По нашему мнению, такая конфигурация областей сжатия и растяжения вдоль Северо-Анатолийского разлома может свидетельствовать о том, что он находится в обстановке дополнительного сжатия, большего, чем в пределах Восточно-Анатолийской зоны. Интересно отметить, что в полученном поле скоростей деформации как основное событие *M7.8*, так и событие *M7.5* на разломе Чардак, произошли в области перехода от относительного сжатия к относительному растяжению (рис. 4).

## СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Район исследований характеризуется повышенной сейсмичностью [Duman, Emre, 2013; Duman et al., 2018]. Данные по исторической сейсмичности за последние 2000 лет свидетельствуют, что здесь было более 25 землетрясений, магнитуда которых оценивается больше 6.0, однако по историческим данным трудно достоверно выявить интервалы повторяемости или динамику миграции сильных землетрясений. За период инструментальных наблюдений (с начала XX в.) сейсмическую активность в районе можно охарактеризовать как значительную: по каталогу NEIC здесь зафиксировано около 1000 землетрясений с  $M \geq 4$ . Многие землетрясения сопровождались значительными подвижками, фиксируемыми как палеосейсмологическими, так и инструментальными методами.

Анализ сейсмической активности в районе, предшествующей и последующей рассматриваемым сильным землетрясениям, проводился нами как по каталогу NEIC [National ...], в котором для данного региона представлены события с  $M \geq 4$ , так и главным образом по более детальному европейскому каталогу EMSC [European-Mediterranean ...], в котором представлены события с  $M \geq 2$ .



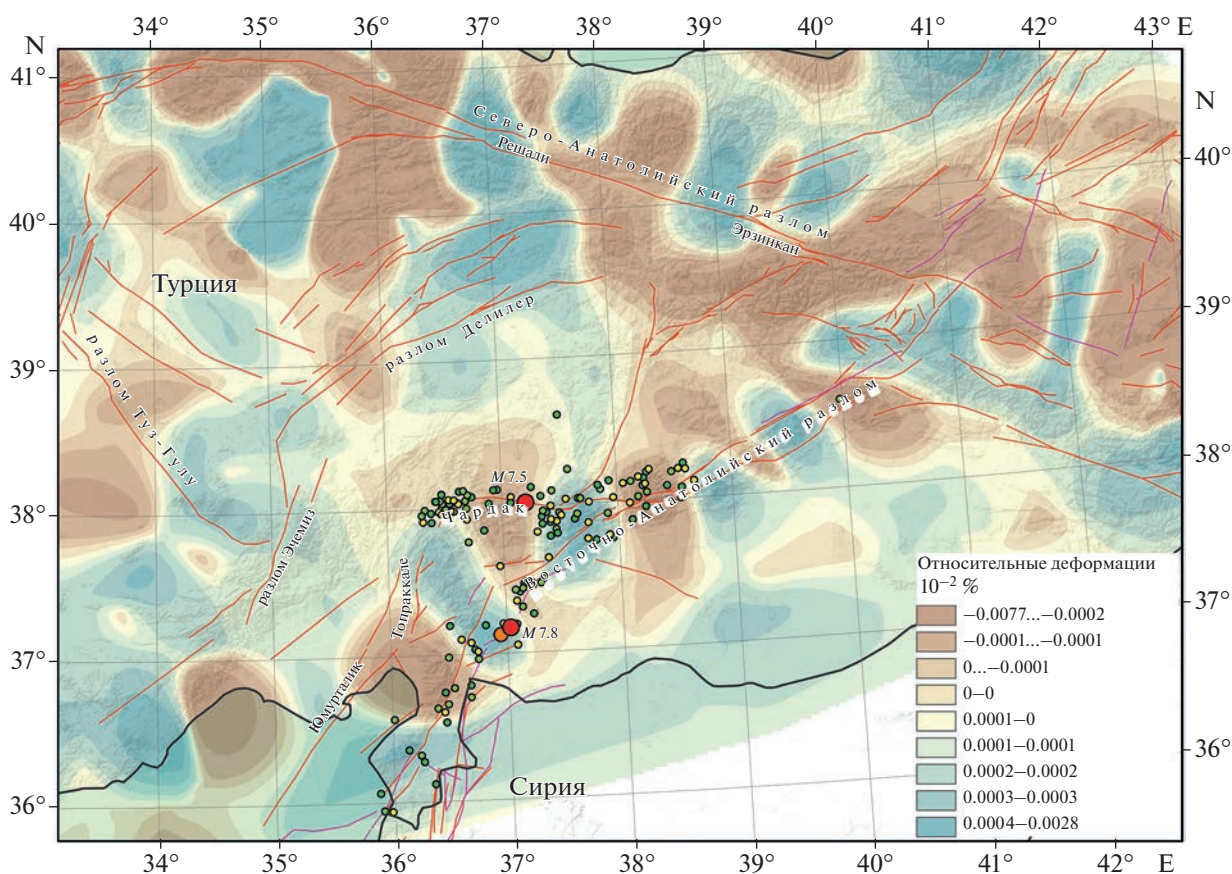


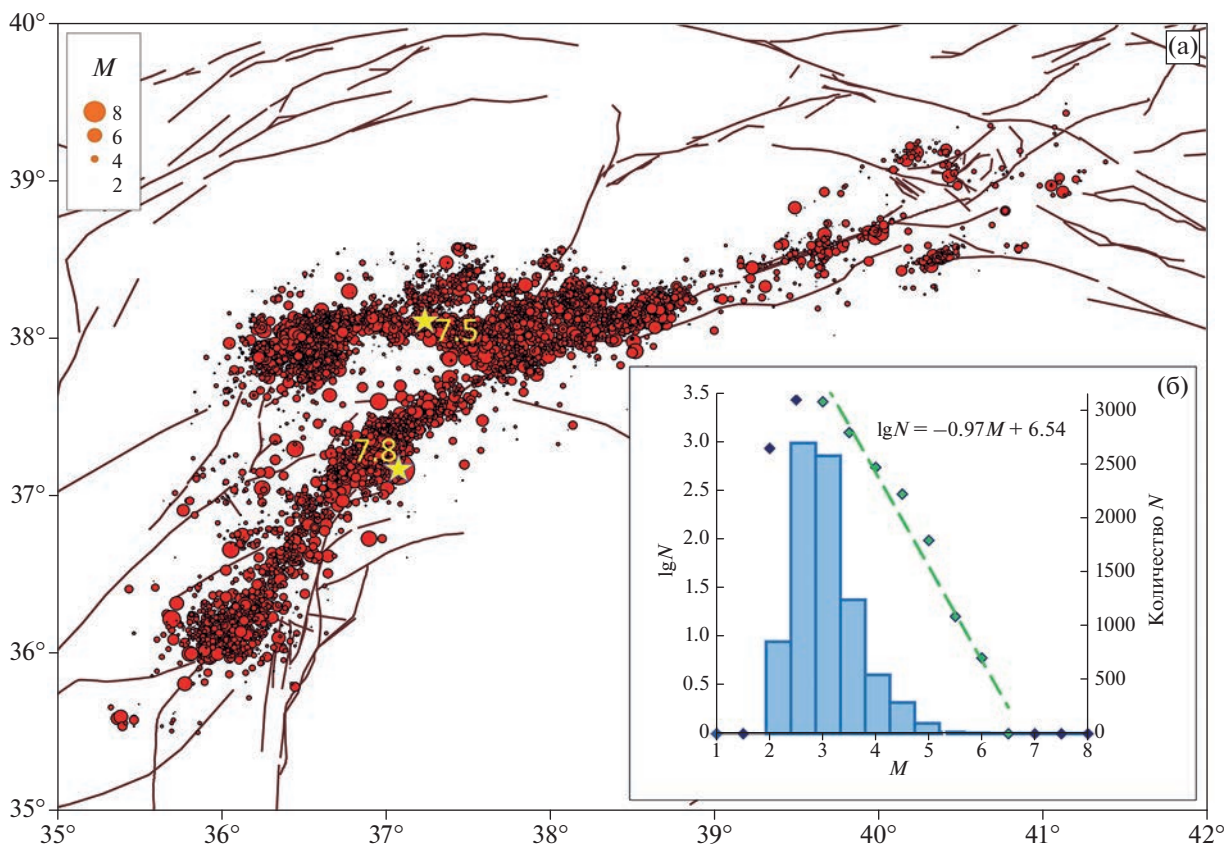
Рис. 4. Относительные деформации, рассчитанные на основании данных CORS-TR (подробности в тексте). Отрицательные значения — сжатие, положительные — растяжение. Кружки — эпицентры землетрясений, те же, что на рис. 1.

Из каталогов нами был произведен отбор анализируемых событий в полосе 60 км от основных разломов, с которыми они связаны — Восточно-Анатолийского и Чардак. Выбор такой полосы обусловлен данными о распределении интенсивности и PGA (*peak ground acceleration* — максимальное ускорение колебаний грунта), связанных с основным событием  $M7.8$  — это примерно соответствует расстоянию, на котором PGA для сильнейшего из событий ( $M7.8$ ) спадает до уровня  $0.1\text{--}0.2\text{g}$  [European-Mediterranean ...; Lekkas et al., 2023; National ...]. Аналогичная величина для уровня PGA  $0.1\text{g}$  получается также при помощи оценки, проведенной нами на основании регрессионных соотношений, связывающих PGA, магнитуду и расстояние до землетрясения, комбинация которых приведена в работе [Захаров и др., 2022]. Пространственное распределение отобранных для анализа эпицентров землетрясений за период январь 2022—апрель 2023 гг. представлено на рис. 5а.

Кроме отбора по положению эпицентров нами проводился отбор событий для анализа на основании статистики землетрясений. На рис. 5б представлено распределение по магнитуде собы-

тий афтершоковой последовательности исследуемых сильных землетрясений по данным каталога EMSC за период 06.02—30.04.2023 г., а также график повторяемости, который аппроксимирует спадающую ветвь распределения, выражающий закон Гутенберга—Рихтера (параметр  $b = 0.97 \pm 0.07$ ). Анализ графика повторяемости дает возможность предварительно оценить представительную магнитуду  $M_c$  используемого каталога EMSC для данного района как 3—3.5. Это позволяет нам разделить землетрясения по магнитуде и дальнейший анализ проводить только для событий с  $M \geq 3.5$ . Кроме того, в настоящем анализе сейсмического процесса при отнесении к форшокам и афтершокам мы предварительно ограничиваемся описанным выше пространственным положением их эпицентров в очаговых зонах обоих катастрофических землетрясений. Более обоснованное и детальное определение как представительной магнитуды, так и форшоков и афтершоков, а также их анализ требует отдельного исследования.

Несмотря на то, что, как сказано выше, данный район является сейсмически активным, в последнее время сейсмичность тут была не очень интенсивная (рис. 6). Так, на протяжении года,



**Рис. 5.** Сейсмичность в районе Восточно-Анатолийского разлома по каталогу EMSC за период 01.2022–04.2023 гг.: (а) – положение эпицентров землетрясений (красные кружки); желтые звезды – эпицентры землетрясений 06.02.2023 г.  $M7.8$  и  $M7.5$ , коричневые линии – активные разломы; (б) – распределение количества  $N$  афтершоков землетрясений 06.02.2023 г. по магнитуде  $M$  (за период 06.02–30.04.2023 г.) в линейном (гистограмма) и логарифмическом (остальные графики) вертикальном масштабе. Штриховая зеленая линия – график повторяемости для диапазона  $M \geq 3$ , представлен также закон Гутенберга–Рихтера (параметр  $b = 0.97$ ).

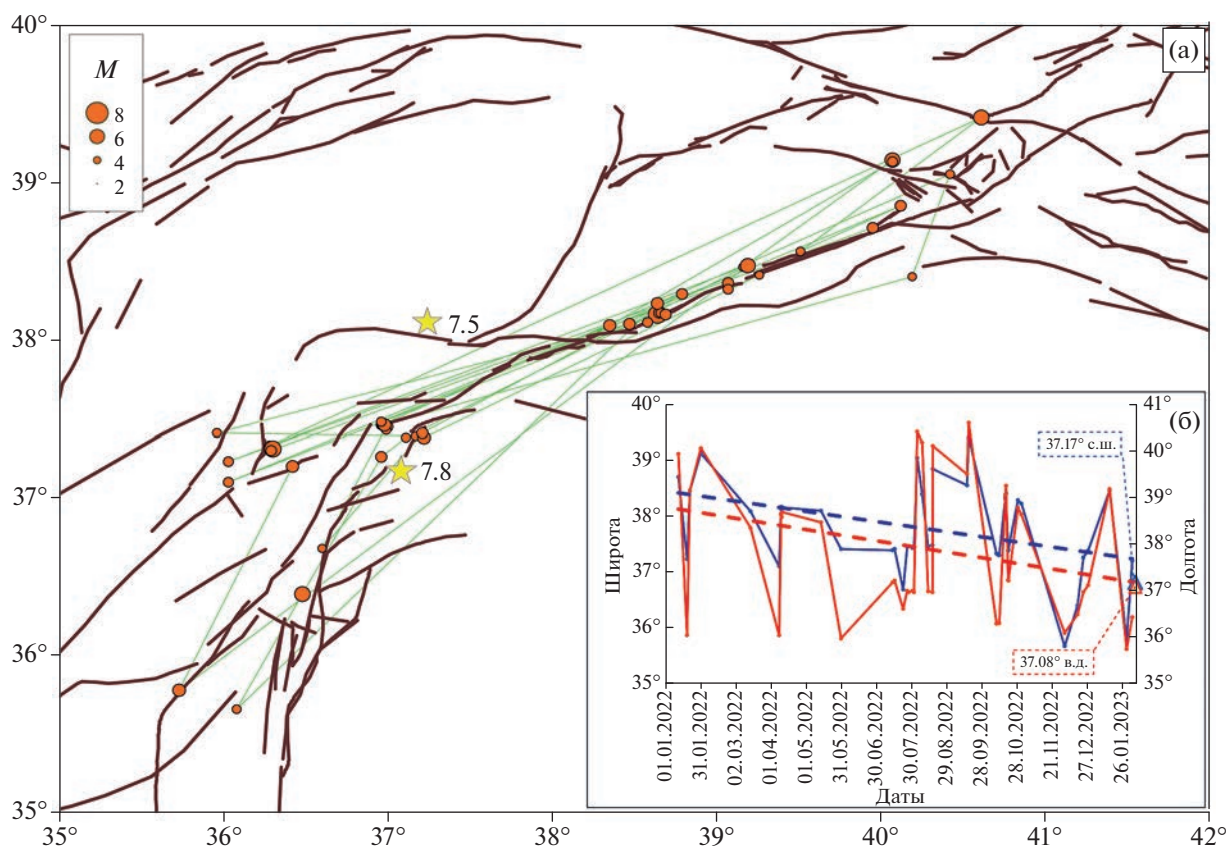
предшествующего сильным землетрясениям 06.02.2023 г., в каталоге EMSC зафиксировано только 45 событий с  $M$  3.5–5.3 (рис. 6а), из них 21 – с  $M \geq 4$ . Можно отметить, что сейсмическая активность в этот промежуток времени развивается преимущественно вдоль простирания Восточно-Анатолийского разлома севернее будущего основного события  $M7.8$ , а события, происходившие южнее него, в зоне сочленения Восточно-Анатолийского разлома с разломом Мертвого моря носят преимущественно случайный, выпадающий из основной последовательности событий, характер. При этом анализ временной последовательности (рис. 6б) дает возможность на фоне общей, достаточно хаотической динамики выявить определенный тренд миграции положения эпицентров. Статистический анализ показывает, что, несмотря на низкие коэффициенты корреляции (0.41 для широты и 0.31 для долготы), выбранная регрессионная модель является достоверной на уровне 95% по критерию Фишера. Тренд этот направлен вдоль общего простирания Восточно-

Анатолийской разломной зоны с СВ на ЮЗ, т.е. в направлении области происшедшего сильного землетрясения  $M7.8$ . Аналогичный тренд выявлен нами и по каталогу NEIC для событий с  $M \geq 4$ .

Анализ афтершоковой последовательности по каталогу EMSC показывает, что сразу после события  $M7.8$  и в течение 9 часов вплоть до сильного события  $M7.5$ , которое произошло на разломе Чардак, эпицентры афтершоков (123 события с  $M \geq 3.5$ , рис. 7а) мигрировали исключительно вдоль простирания Восточно-Анатолийской разломной зоны, а в районе разлома Чардак сейсмических событий в этот период практически не было.

Интересно отметить, что, если в форшоковой последовательности землетрясения в зоне сочленения Восточно-Анатолийского разлома с разломом Мертвого моря южнее основного события  $M7.8$  выглядят скорее случайными, то при проявлении афтершоковой активности землетрясения в этой области входят в доминирующую последовательность. При этом если в первые 5 часов после события  $M7.8$  миграция эпицентров афтер-



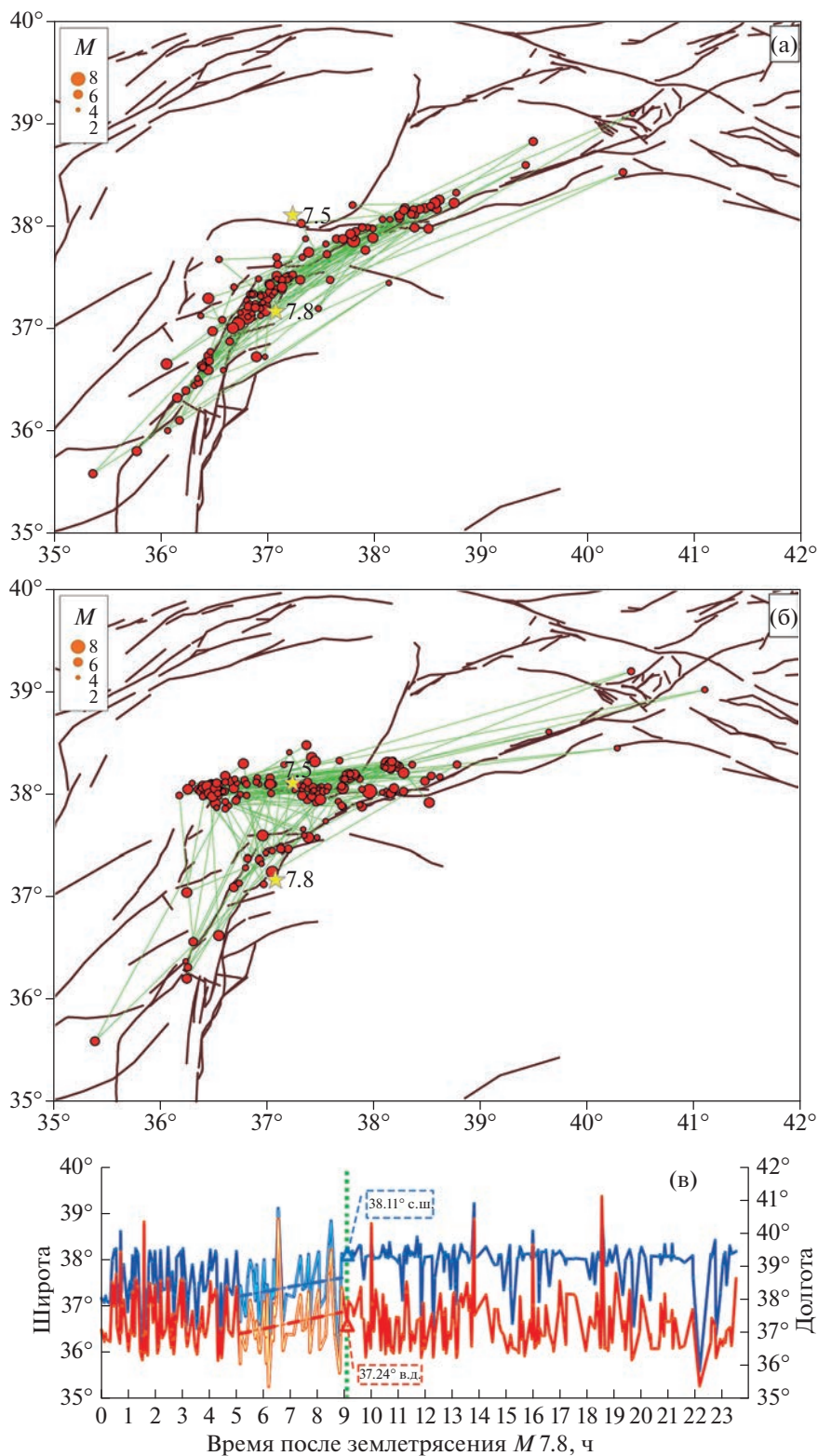


**Рис. 6.** Землетрясения в районе Восточно-Анатолийского разлома, предшествующие сильным землетрясениям 06.02.2023 г.: (а) — положение эпицентров землетрясений (оранжевые кружки) с  $M \geq 3.5$  по каталогу EMSC за период 11.01.2022–05.02.2023 гг., зеленые линии соединяют эпицентры последовательных событий; (б) — временные последовательности для широты (синяя линия) и долготы (красная линия) эпицентров землетрясений и выделенные тренды (штриховые линии). Треугольниками показаны координаты землетрясения  $M7.8$ : синий — широта ( $37.17^\circ$  с.ш.), красный — долгота ( $37.08^\circ$  в.д.).

шоков в целом хаотична, то в последние 4 часа перед событием  $M7.5$  удается на фоне хаотической динамики выделить определенный тренд (рис. 7в). Статистический анализ показывает, что коэффициенты корреляции при выделении этого тренда еще меньше, чем для форшоковой последовательности (0.16 для широтного и 0.21 для долготного смещений), однако все же выбранная регрессионная модель является достоверной на уровне 68% по критерию Фишера. Тренд этот направлен вдоль общего простирания Восточно-Анатолийской разломной зоны с ЮЗ на СВ, т.е. в направлении, обратном выделенному нами тренду форшоков. Анализ каталога NEIC за этот же промежуток времени позволяет для событий с  $M \geq 4$  выделить два диапазона, в которых можно выделить тренд смещения очагов афтершоков такого же направления (с ЮЗ на СВ). Это первые 3 ч после главного события  $M7.8$  и последние 4 ч перед событием  $M7.5$  (т.е. аналогично выделенному по каталогу EMSC).

Землетрясение с  $M7.5$ , произошедшее на разломе Чардак, имеющем простирание 3–В, не предварялось сколько-нибудь заметной сейсмичностью по этому разлому, но оно резко изменяет динамику афтершоков (рис. 7б, 7в). Развитие сейсмичности дальше на СВ по Восточно-Анатолийской разломной зоне практически прекращается. Сразу после землетрясения  $M7.5$  наблюдается большое количество его афтершоков вдоль разлома Чардак: за 15 часов после него по данным каталога EMSC из 164 событий с  $M \geq 3.5$  более 130 располагались именно вдоль зоны этого разлома, больше тяготея к его концам, что хорошо видно как на карте эпицентров (рис. 7б), так и на временных последовательностях (рис. 7в). Преобладание сейсмичности в зоне разлома Чардак продолжалось примерно 15 часов после землетрясения, произошедшего на нем (что соответствует 1 сут после землетрясения  $M7.8$ ) (рис. 7б). Таким образом, можно говорить о фактическом переносе сейсмической активности с Восточно-Анатолийской разломной зоны на разлом Чардак в этот





**Рис. 7.** Землетрясения с  $M \geq 3.5$  (по каталогу EMSC), произошедшие в течение 1 суток после землетрясения  $M7.8$  06.02.2023 г.: (а) — положение эпицентров землетрясений, произошедших в течение 9 часов после события  $M7.8$  (до землетрясения  $M7.5$ ); (б) — положение эпицентров землетрясений произошедших в течение 15 часов после события  $M7.5$ . Зеленые линии соединяют эпицентры последовательных событий; (в) — временные последовательности для широты (синяя линия) и долготы (красная линия) эпицентров землетрясений. Показаны также выделенные тренды (штриховые линии) за 4 часа до события  $M7.5$ . Зеленая пунктирная линия — землетрясение  $M7.5$ , синий треугольник — его широта ( $38.11^\circ$  с.ш.), красный — долгота ( $37.24^\circ$  в.д.)

период, это видно также на рис. 7в, где после события  $M7.5$  большинство землетрясений имеет широту, близкую к  $38^\circ$ , что соответствует этому разлому. Однако затем активность обоих разломов (Восточно-Анатолийского и Чардак) примерно выравнивается (рис. 5а). Аналогичная динамика выявляется и при анализе событий с  $M \geq 4$  по каталогу NEIC.

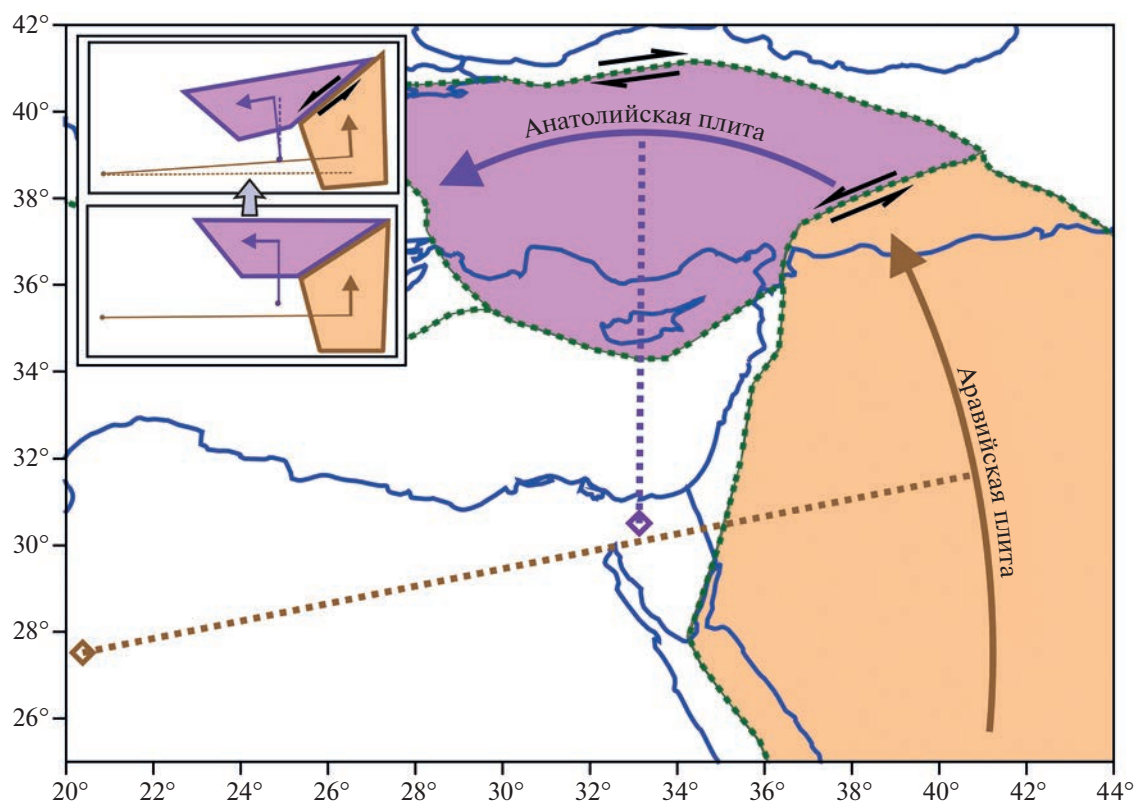
Далее за анализируемый промежуток времени, кроме наложенных афтершоков обоих сильных событий 06.02.2023 г., выявляется некоторая сейсмичность вдоль Восточно-Анатолийской зоны дальше в СВ направлении (рис. 5а). Однако количество этих сейсмических событий значительно меньше, чем в районе землетрясений  $M7.8$  и  $M7.5$ , что может свидетельствовать о том, что напряжения на Восточно-Анатолийском разломе снимаются первой крупной широтной разломной зоной (разломом Чардак). На северо-восток их распространение практически ограничено областью смыкания Восточно- и Северо-Анатолийского разломов. Таким образом, сколько-нибудь заметной миграции сейсмичности дальше на СВ не наблюдается.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенный анализ кинематики блоков и скоростей деформаций земной коры показывает, что основным механизмом смещения вдоль Восточно-Анатолийского разлома является горизонтальный левый сдвиг без выраженной нормальной компоненты. Такая кинематика выявляется как на относительно длительных интервалах времени (10 лет) на основании анализа данных ГНСС, так и для мгновенных смещений в результате крупных сейсмических событий по механизму очагов. Как уже указывалось выше, осредненный полюс вращения для всех пунктов ГНСС [Özdemir, Karslioglu, 2019], расположенных в пределах Анатолийской плиты, находится на Синайском п-ове, а сама плита в целом испытывает вращение против часовой стрелки относительно него со скоростью  $1.8^\circ$  за млн лет. При этом осредненный полюс вращения для всех пунктов ГНСС [Özdemir, Karslioglu, 2019; Alchalbi et al., 2010], расположенных в пределах Аравийской плиты, находится в восточной части Ливии и имеет координаты  $20.38^\circ$  в.д.,  $27.52^\circ$  с.ш., т.е. отстоит от полюса Анатолийской плиты на расстоянии порядка 1000 км на запад. Согласно этой оценке, Аравийская плита испытывает вращение против часовой стрелки со скоростью  $0.42^\circ$  за млн. лет, что дает линейные скорости смещения пунктов ГНСС от 2 см/год в восточной части Турции, южнее Восточно-Анатолийского разлома. Эти скорости очень близки к линейным скоростям смещения пунктов ГНСС в восточной части Анатолийской плиты. Все оценки приводятся в

координатной системе со стабильной Евразией. Близкое расположение полюса вращения Аравии к самой этой плите свидетельствует о том, что основной причиной ее смещения является вращение, вызванное раскрытием Красноморского рифта. В то же время при таком положении полюса вращения весьма трудно объяснить поступательное линейное движение плиты на север. Вращение Анатолийской плиты против часовой стрелки относительно Синайского п-ва хорошо согласуется с описанной выше кинематикой Аравийской плиты, однако несколько отличается от нее. Это отличие и вызывает левосдвиговое смещение по Восточно-Анатолийскому разлому. Предлагаемая нами схема взаимодействия этих плит представлена на рис. 8. Таким образом, по нашему мнению, наиболее значимым для кинематики всего региона является именно вращение как Аравийской, так и Анатолийской плит, связанное с раскрытием рифта Красного моря.

Данная кинематическая модель подтверждается и сейсмической активностью, непосредственно связанной с событием  $M7.8$  в районе г. Газеантеп. Имеющийся слабый тренд форшоковой активности вдоль простирания Восточно-Анатолийской разломной зоны в ЮЗ направлении (рис. 6б) может свидетельствовать о накапливающихся напряжениях. Эти напряжения затем были сняты основным событием, которое инициировало подвижку вдоль Восточно-Анатолийского разлома и развитие в некоторый период времени афтершоковой активности вдоль него в обратном (СВ) направлении (рис. 7в). Такая ситуация вполне соответствует импульсному характеру развития Восточно-Анатолийского разлома, о котором свидетельствует также и распределение вдоль него поля скоростей деформации за период с 2008 по 2018 гг. в виде последовательных зон относительного сжатия и растяжения (рис. 4). Важно отметить, что афтершоки, имеющие СВ тренд в своем развитии, распределялись в основном в области относительного растяжения между двумя областями относительного сжатия. При такой динамике афтершоков и выявленной в данном исследовании кинематике плит и блоков земной коры достаточно закономерным выглядит то обстоятельство, что развитие смещений по Восточно-Анатолийскому разлому было остановлено первым относительно крупным субширотным разрывом, подходящим к основной разломной зоне, т.е. разломом Чардак, на который и переместилась сейсмическая активность. Важно отметить, что разлом Чардак сопрягается с Восточно-Анатолийским разломом в области относительного сжатия. То есть развитие основной разломной зоны вызвало подвижки по разлому Чардак и инициировало следующее крупное землетрясение  $M7.5$ , расположенное примерно в его центральной части. Таким образом, землетрясение  $M7.5$



**Рис. 8.** Схема взаимодействия Аравийской и Анатолийской плит. На врезке — упрощенная схема, поясняющая левостороннюю кинематику Восточно-Анатолийского разлома. Зеленые линии — границы плит по работе [Bird, 2003].

скорее всего не является афтершоком землетрясения *M*7.8, а представляет собой относительно независимое событие со своей афтершоковой последовательностью (обусловленное при этом, как и землетрясение *M*7.8, общей сейсmodинамикой региона). Последующая афтершоковая активность была связана в большей степени уже с развитием разлома Чардак, причем отмеченное тяготение афтершоков к его концам может свидетельствовать о его росте по простиранию. Некоторое время землетрясений северо-восточнее разлома Чардак на Восточно-Анатолийском разломе практически не происходило, что, скорее всего, связано с тем, что большая часть напряжений была снята, и наступила фаза релаксации. Появление сейсмической активности в этой зоне Восточно-Анатолийского разлома может свидетельствовать о постепенном возвращении к фоновому сейсмическому режиму региона.

### ВЫВОДЫ

На основании проведенного кинематического анализа выявлено, что вдоль Восточно-Анатолийской разломной зоны с 2008 по 2018 гг. происходило относительное смещение Аравийской и

Анатолийской плит, соответствующее левому сдвигу (без нормальной компоненты) со скоростью от 1 см/год в восточной части до 0.8 см/год в западной. Причина такой кинематики состоит в том, что параметры вращения Анатолийской и Аравийской плит против часовой стрелки хотя и близки, но имеют некоторые различия. Вдоль разлома Чардак происходили смещения, соответствующие левому сдвигу-взбросу, со скоростью менее 0.7 см/год. Выявленная кинематика полностью подтверждается реализованными механизмами очагов землетрясений *M*7.8 и *M*7.5.

На протяжении 1 года до сильных землетрясений 06.02.2023 г. выявлен определенный тренд в положении эпицентров землетрясений (форшоков) вдоль общего простирания Восточно-Анатолийской разломной зоны с СВ на ЮЗ, т.е. в направлении области происшедшего первого сильного землетрясения с *M*7.8. За 4 ч перед событием *M*7.5 также выделяется некоторый тренд вдоль общего простирания Восточно-Анатолийской разломной зоны с ЮЗ на СВ, т.е. в направлении, обратном выделенному нами тренду форшоков (к разлому Чардак). Это вполне соответствует им-



пульсному характеру развития Восточно-Анатолийского разлома, о котором свидетельствует также и распределение вдоль него поля скоростей деформации.

Землетрясение *M7.5*, произошедшее непосредственно на разломе Чардак, не является афтершоком землетрясения *M7.8*, а представляет собой относительно независимое событие, спровоцированное перераспределением напряжений после основного события и обусловленное общей сейсמודинамикой региона.

После начального этапа развития афтершоков основного землетрясения *M7.8* происходит перенос сейсмической активности с Восточно-Анатолийского разлома на разлом Чардак, и далее на СВ по Восточно-Анатолийскому разлому практически не развивается. Это может свидетельствовать о том, что напряжения на Восточно-Анатолийской зоне снимаются первой крупной широтной разломной зоной, т.е. разломом Чардак.

Результаты нашего исследования свидетельствуют, что для общей кинематики плит региона определяющим, по всей вероятности, является разворот Анатолийской и Аравийской плит против часовой стрелки, связанный с раскрытием Красноморского рифта.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № 122022700010-3).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. № 8(4). С. 711–736. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0314>
- Завьялов С.П., Захаров В.С. Блоковая структура земной коры по данным GPS. Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы. Материалы XVIII международной научно-практической конференции 24–29 сентября 2012 г. Воронеж: Научная книга. 2012. С. 126–130.
- Захаров В.С., Симонов Д.А. Анализ современных дискретных движений блоков земной коры геодинамически активных областей по данным GPS // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 3. С. 25–31.
- Захаров В.С., Симонов Д.А., Контев А.И. Количественная оценка потенциальных сейсмогенных оползневых смещений (на примере Сочи-Краснополянского района и Горного Алтая) // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. 2022. № 1. С. 34–58. [http://www.geodisaster.ru/uploads/images/Dynamic/Журнал2022\\_1.pdf](http://www.geodisaster.ru/uploads/images/Dynamic/Журнал2022_1.pdf) (дата обращения 30.05.2023).
- Aktug B., Ozener H., Dogru A. et al. Slip rates and seismic potential on the East Anatolian Fault System using an improved GPS velocity field // J. Geodyn. 2016. V. 94–95. P. 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.01.001>
- Alchalbi A., Daoud M., Gomez F. et al. Crustal deformation in northwestern Arabia from GPS measurements in Syria: Slow slip rate along the northern Dead Sea Fault // Geoph. J. International. 2010. V. 180. №1. P. 125–135. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04431>
- Bird P. An updated digital model of plate boundaries // Geochem., Geophys., Geosyst. 2003. V. 4. № 3. P. 1027. <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>
- Continuously operating reference stations-Turkey (CORS-TR). <http://cors-tr.iku.edu.tr>. (дата обращения 30.04.2023).
- Duman T.Y., Emre Ö. The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics // Geological Society, London, Special Publications. 2013. V. 372. P. 495–529. <https://doi.org/10.1144/SP372.14>
- Duman T.Y., Çan T., Emre Ö. et al. Seismotectonic database of Turkey // Bull. Earthquake Eng. 2018. V. 16. P. 3277–3316. <https://doi.org/10.1007/s10518-016-9965-9>
- Emre Ö., Duman T.Y., Özalp S. et al. Active fault database of Turkey // Bulletin of Earthquake Engineering. 2018. V. 16(8). P. 3229–3275. <https://doi.org/10.1007/s10518-016-0041-2>
- European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC). <https://www.emsc-csem.org/Earthquake/info.php> (дата обращения 30.04.2023).
- Hancılar U., Şeşetyan K., Çaktı E. et al. Kahramanmaraş – Gaziantep Türkiye *M7.7* Earthquake, 6 February 2023. Strong Ground Motion and Building Damage Estimations Preliminary Report (v6). Boğaziçi University. 2023. 46 p.
- Lekkas E., Carydis P., Vassilakis E. et al. The 6 February 6 2023 Turkey-Syria Earthquakes. Newsletter of Environmental, Disaster and Crises Management Strategies. 2023. № 29. 202 p. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.17643.82726>
- National Earthquake Information Center (NEIC) USGS. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (дата обращения 30.04.2023).
- Özdemir S. On the Estimation of Precise Coordinates and Velocities of TNPNG and TNPNG Active Stations // General Command of Mapping J. 2016. V. 155. P. 53–81.
- Özdemir S., Karshoğlu M. Soft clustering of GPS velocities from a homogeneous permanent network in Turkey // J. Geodesy. 2019. V. 93. P. 1171–1195. <https://doi.org/10.1007/s00190-019-01235-z>
- Richard S., Pagani M. The GEM Global Active Faults Database // Earthquake Spectra. 2020. V. 36. № 1. P. 160–180. <https://doi.org/10.1177/8755293020944182>

## Preliminary Seismo-Tectonic Analysis of the Catastrophic Earthquake in South-Eastern Turkey on Feb 6, 2023

D. A. Simonov<sup>a, \*</sup> and V. S. Zakharov<sup>a, \*\*</sup>

<sup>a</sup> *Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

<sup>\*</sup>*e-mail: dsim\_0@mail.ru*

<sup>\*\*</sup>*e-mail: zakharov@geol.msu.ru*

**Abstract**—In this paper, we carried out a kinematic analysis of the movements of plates and blocks of the region based on a homogeneous database of displacement velocities of GNSS permanent monitoring stations for the region of southeastern Turkey, where strong earthquakes occurred on February 6, 2023. Along the East Anatolian fault zone from 2008 to 2018, the Arabian Plate was established to shift relative to the Anatolian Plate, corresponding to a left shift (without a normal component) at a rate of 1 cm/yr in the eastern part to 0.8 cm/yr in the western part. Displacements occurred along the Chardak fault, corresponding to a left-hand strike-slip fault, at a rate of less than 0.7 cm/year. The revealed kinematics is confirmed by focal mechanisms and cosesismic displacements of the studied earthquakes. The *M*7.5 earthquake that occurred directly on the Chardak fault is not an aftershock of the *M*7.8 earthquake, but is a relatively independent event. An analysis of the seismic regime shows that the stresses on the East Anatolian fault after the main event *M*7.8 are relieved by the first large latitudinal fault zone (the Chardak fault). The results of our study suggest that the counter-clockwise rotation of the Anatolian and Arabian plates associated with the opening of the Red Sea Rift is most likely decisive for the general kinematics of the plates in the region.

**Keywords:** February 6, 2023 earthquake, Gazeantep, Turkey, GNSS data, seismicity, faults, kinematic analysis, seismotectonics, geodynamics, East Anatolian Fault, Anatolian Plate, Arabian Plate

УДК: 550.34

# ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗЛОМОВ ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ И КАРАМАНМАРАШСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 06.02.2023 г.

© 2023 г. Ю. Л. Ребецкий\*

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

*\*E-mail: reb@ifz.ru*

Поступила в редакцию 15.05.2023 г.

После доработки 08.06.2023 г.

Принята к публикации 13.06.2023 г.

Результаты тектонофизической реконструкции напряжений в коре Восточной Анатолии, полученные из анализа данных о механизмах очагов землетрясений, показали, что здесь за последние 20 лет произошла существенная перестройка напряженного состояния. Она была в основном сконцентрирована в южном и юго-западном секторах региона, захватив области в сотни километров вдоль Восточно-Анатолийского разлома. Полученные по результатам тектонофизического мониторинга данные не только об ориентации главных напряжений, но и о нормированных их значениях дали возможность рассчитать кулоновы напряжения на разломах. Результаты районирования разломов по интенсивности и знаку этих напряжений позволили выявить как опасные участки, близкие к предельному состоянию, так и безопасные с отрицательными значениями кулоновых напряжений. Установлено, что в области очага первого сильного Пазарджыкского землетрясения, имевшего сложное строение (три сегмента), существовали протяженные участки критически высокого уровня кулоновых напряжений, разделенные зонами низких и даже отрицательных их значений. При этом эпицентр этого землетрясения располагался на оперяющем разломе в пределах участка (первый сегмент) высокого уровня кулоновых напряжений. Очаг второго сильного Эльбистанского землетрясения находился на разломе, для которого кулоновы напряжения были отрицательные. Выполненный анализ показывает, что это второе Турецкое землетрясение могло быть вызвано изменениями напряжений, которые произошли в коре региона после первого сильного землетрясения. Результаты исследований показывают, что кулоновы напряжения в системах близко расположенных и разнориентированных разломов могут быть подвержены резким изменениям в процессе развития землетрясения на одном из опасных участков.

**Ключевые слова:** активные разломы, очаг землетрясения, кулоновы напряжения, тектонофизическое районирование.

**DOI:** 10.31857/S0002333723060170, **EDN:** NGEYTL

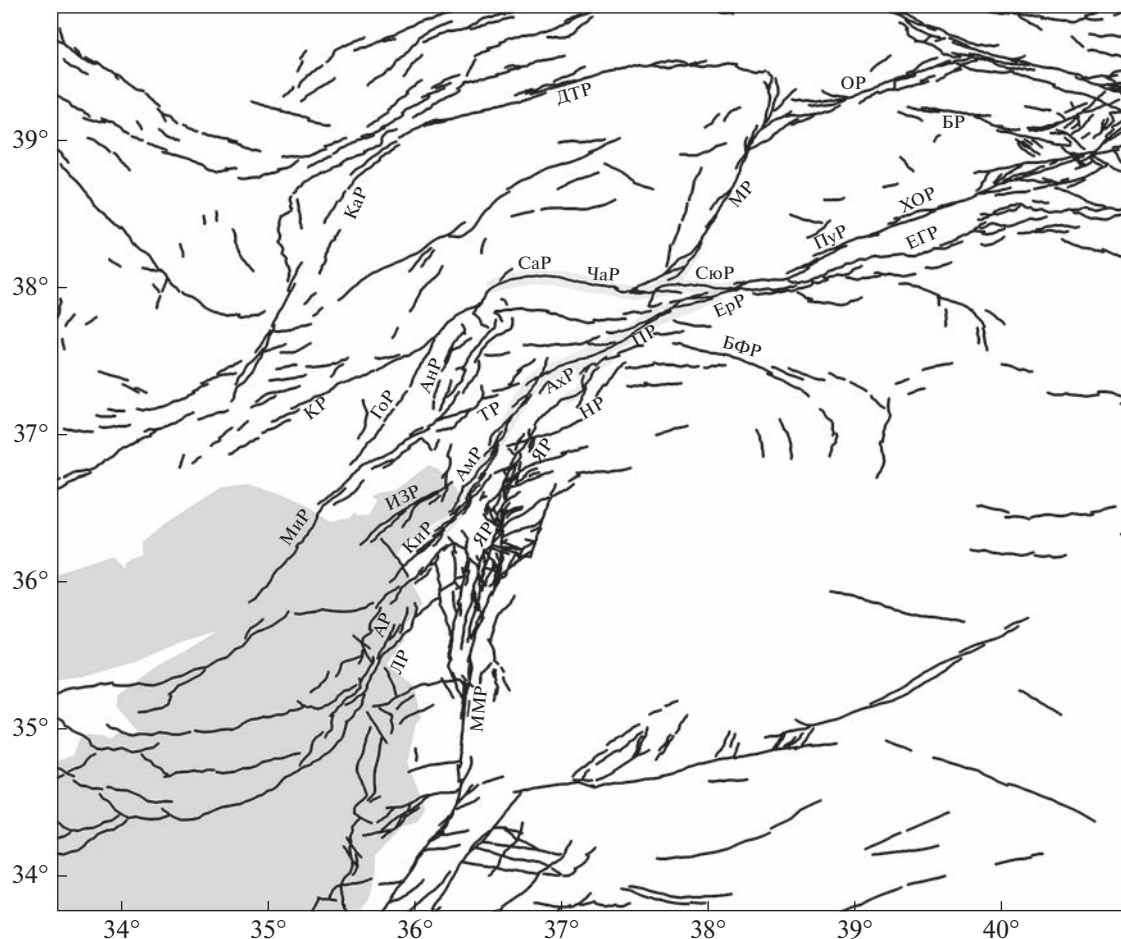
## ВВЕДЕНИЕ

Турецкие землетрясения в провинции Караманмараш (Kahramanmaraş) произошли 06.02.2023 г. на Восточно-Анатолийской региональной системе разломов, которая, протягиваясь с северо-востока на юго-запад, разделяет Аравийскую и Анатолийскую микроплиты [Allen, 1969; Duman, Emre, 2013]. В средней своей части Восточно-Анатолийская зона разломов (ВАЗР) расходится на несколько основных ветвей и в виде “конского хвоста” расширяется на запад и восток (рис. 1). Первое из двух сильных Караманмарашских землетрясений — Пазарджыкское землетрясение с  $M_w = 7.8$  (<https://earthquake.usgs.gov>) — произошло на глубине 10 км к северу от города Газиантеп (Gaziantep) и имело протяженность около 350 км. Оно началось не на основной ветви ВАЗР, а южнее, на

оперяющем разломе Нарли (Narlı), затем пошло на северо-восток по основной ветви ВАЗР (разлом Пазарджык) и на юго-запад по одному из восточных ответвлений ВАЗР (разлом Амэнос), начинающемуся вблизи г. Туркоглы. На этой части ВАЗР, согласно историческим данным, имела место брешь в сильных землетрясениях с магнитудой более 7.5 [Sunbul, 2019].

Очаг второго, Эльбистанского землетрясения с  $M_w = 7.5$  (<https://earthquake.usgs.gov>), произошедшего через 9 часов после первого вблизи г. Эльбистан, был расположен на наиболее западной ветви ВАЗР, которая после города Челихан (Çelikhan) с субширотным простиранием с востока на запад идет по системе разломов Сюрдю—Гоксун—Мисис (Sürgü—Goksun—Misis).





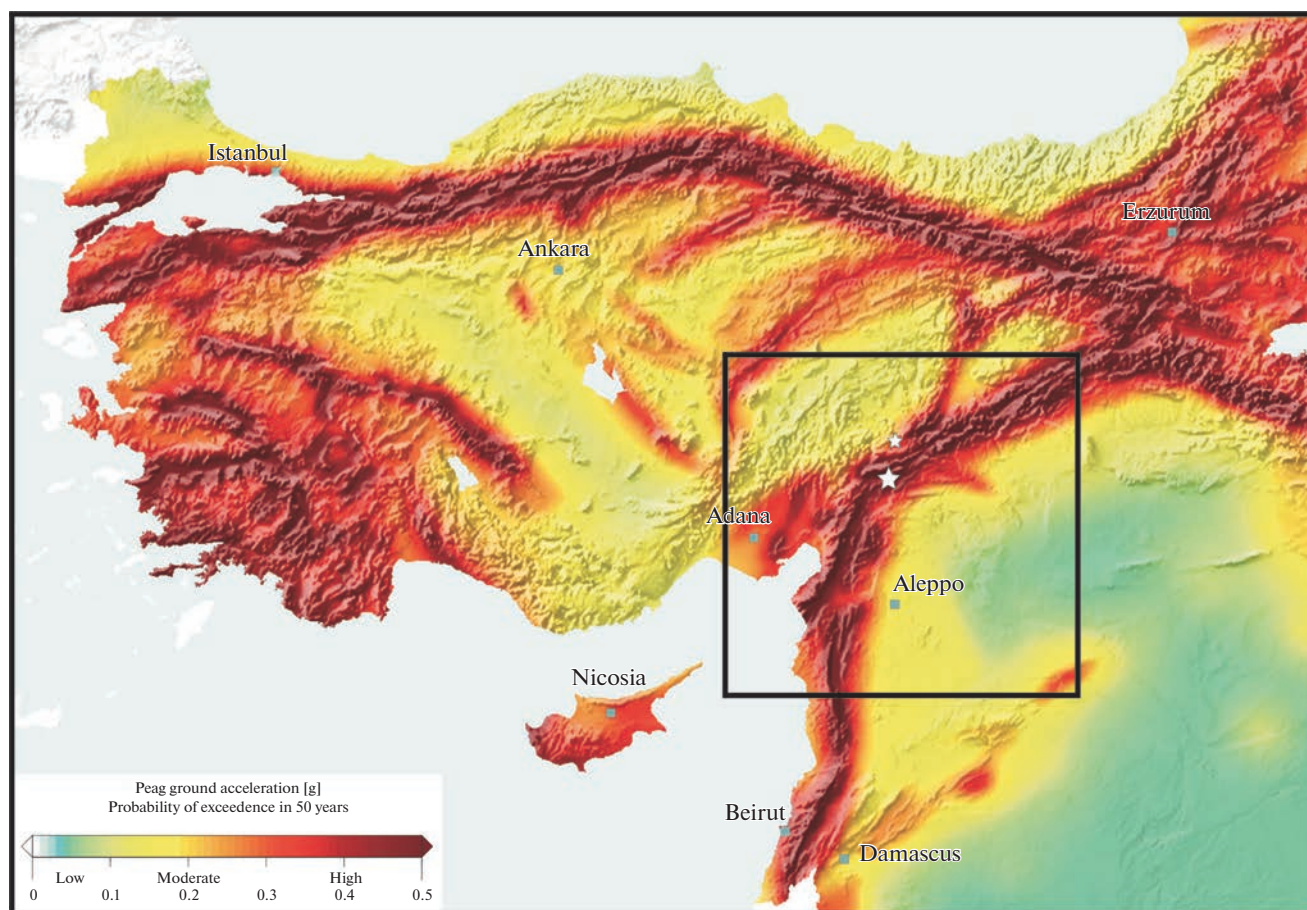
**Рис. 1.** Карта разломов Восточной Анатолии, проявлявших свою активность за неотектонический период времени. Положение разломов согласно базе данных активных разломов Евразии [Бачманов и др., 2017]: ДТР – Делялер Тесегер (Deliler Tescger); МР – Малатия (Malatya); Сюр – Сюрю (Sürgü); ЧаР – Чардак (Çardak); СаР – Саврун (Savrun); КР – Козан (Kozan); МиР – Мисис (Misis); ЛР – Латакия (Latakia); ММР – Мертвого Моря (Dead Sea); ИЗР – Искандерунский Залив (Iskenderun Bay); КиР – Кирикхан (Kirikhan); АмР – Амэнос (Amanos); ТР – Туркоглы (Turkoglu); ПР – Пазарджык (Pazarcik); АхР – Ахирдаг (Ahirdag); АнР – Андирум (Andirun); ГоР – Гоксун (Goksun); КаР – Кайсери (Kayseri); ОР – Овасик (Ovacik); БР – Бингол (Bingol); БФР – Бозова Фая (Bozova Fay); ЕГР – Ергани Гунгус (Ergani Gungus); Пур – Путудже (Pütürge); ХОР – Хазар Озеро (Hazar Lake); НР – Нарли (Narli); Яр – Ясемек (Yesemek). Полосы серой заливкой отвечают расположению сейсмогенных участков разрывов для двух сильнейших Караманмарашских землетрясений.

Согласно работе [Reilinger et al., 2006] движение литосферных плит определяет вдоль ВАЗР левосторонний сдвиг со скоростью  $10 \pm 1$  мм/год. Исследования, приведенные в работе [Trifonov et al., 2018], показывают, что смещение реки Евфрат на 12 км с середины четвертичного периода соответствует средней геологической скорости скольжения 12–15 мм/год. Эти движения определили возникновение здесь множества слабых и частых землетрясений в верхней части земной коры до глубин 20–25 км [Taumaz et al., 1991; 2021; Melgar et al., 2020], а также достаточно большого количество разрушительных землетрясений за последние 2000 лет. Имеются исторические данные о более 20 землетрясениях с  $M \geq 6.1$ , произо-

шедших вдоль ВАЗР только с 1822 по 2023 гг. [Sunbul, 2019; Chen et al., 2023].

На картах сейсмической опасности Турции (рис. 2) [Giardini et al., 2018; Baltzopoulos et al., 2023] ВАЗР определяется как область наибольших ускорений. При этом субширотному участку ветви ВАЗР, проходящему через разлом Сюрю, отвечают прогнозные ускорения среднего уровня. Это позволяет предположить, что Пазарджыкское землетрясение является не просто триггером для Эльбистанского землетрясения, а главным фактором, создавшим условия для возникновения второго сильного землетрясения [Тихоцкий и др., 2023].

Отсутствие предпосылок для столь мощного землетрясения на участке западной ветви ВАЗР,



**Рис. 2.** Карта сейсмической опасности Турции в виде ожидаемых максимальных ускорений земной поверхности при землетрясении. Звездочки — эпицентры двух сильнейших землетрясений в провинции Караманмараш 06.02.2023 г. Рисунок из работы [Giardini et al., 2018] с дополнениями.

которое следовало из результатов анализа ранее происходивших здесь землетрясений, показало возможность очень быстрого изменения напряженного состояния земной коры. Хотя после Караманмарашских землетрясений прошло менее полугода, но уже вышло и выходит целый ряд публикаций, в которых обсуждаются вопросы неоднородности напряженного состояния коры в этой области и возможная роль как постепенно, так быстрого изменения напряженного состояния, приводящего к повышению сейсмической опасности в зонах со сложной геометрией разломов [Okuwaki et al., 2023; Kwiatek, et al., 2023; Güvercin et al., 2023]. Далее в статье будет показано, что существенные изменения напряженного состояния в Восточной Анатолии происходили в течение последних 20–30 лет. Можно полагать, что именно эти изменения напряжений определили подготовку катастрофически сильного по последствиям Пазарджыкского землетрясения.

На карте сейсмической опасности Турции (рис. 2) зона двух произошедших сильных землетрясений общей протяженностью более 500 км

занимает менее 5% от протяженности всех наиболее сейсмически опасных разломов. Наличие большой общей протяженности опасных разломов, расположенных в областях высокой плотности населения, не позволяет эффективно проводить опережающие профилактические ремонтно-строительные работы по предупреждению последствий землетрясений. Необходима разработка методов выделения разломов повышенной сейсмической опасности на ближайший период в 3–5 лет. Подобное районирование разломов по степени их опасности должно отличаться от методики прогноза сильных землетрясений.

При прогнозе землетрясений изучаются корреляционные связи между совокупностью землетрясений, не обязательно привязанных к конкретному разлому [Соболев, 1993; Kossobokov, 2006; 2007; Завьялов, 2006; Davis et al., 2012] происходящими на достаточно больших площадях (масштаб прогнозируемого землетрясения). Такой подход определяет все разломы соответствующего масштаба, находящиеся в зоне прогнозируемого землетрясения, одинаково опасными. На



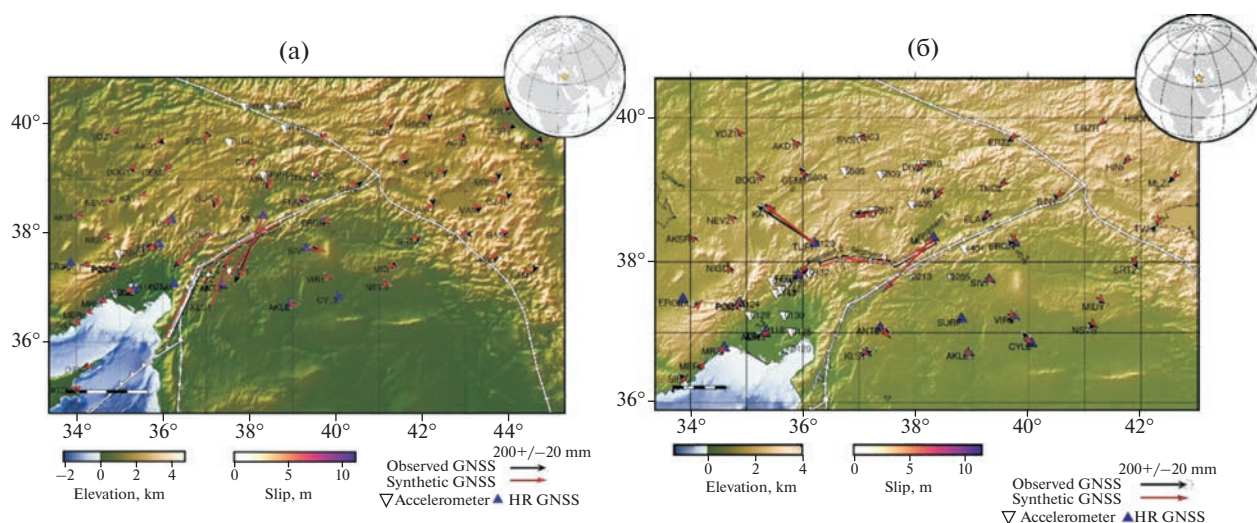


Рис. 3. Сейсмогенерирующие сегменты очагов сильнейших землетрясений провинции Караманмараш, произошедших 06.02.2023 г., и косейсмические смещения в пунктах постоянных GPS-наблюдений по данным Геологической Службы США (<https://earthquake.usgs.gov>). Рисунки с сайта GS USA (01.06.2023 г.)

самом деле, разные участки разломов имеют разную степень готовности реализовать хрупкое разрушение. Вполне очевидно, что рождение землетрясения определяется сочетанием большого числа факторов, приводящих к тому, что на каком-то разломе появляется участок, где уровень касательных напряжений близок к прочности. Это может происходить как за счет повышения величины касательных напряжений [Reid, 1910], так и за счет понижения прочности разлома [Richter, 1958], например, за счет повышения флюидного давления в трещинно-поровом пространстве зоны разлома или понижения сжатия, нормального к разлому.

Наши исследования [Ребецкий, Кузиков, 2016; Ребецкий, 2018; Rebetsky, Guo, 2021] показывают, что такие участки разломов, состояние которых близко к *предельному*, могут располагаться вдоль разлома прерывисто. Их иногда разделяют участки разломов, где уровень касательных напряжений существенно меньше прочности разлома — *стабильное состояние*, которые можно рассматривать как препятствие для развития хрупкого разрушения — *барьер*. Из-за наличия таких барьеров каждый из участков предельного состояния может породить землетрясение не самой большой для региона магнитуды (например,  $M_w < 6.0$ ). Но в каких-то случаях сочетание параметров таких участков (их близость друг к другу, протяженность каждого, уровень снимаемых напряжений) приводит к тому, что землетрясение, возникшее на каком-то участке с протяженностью, отвечающей магнитуде 6.0, не останавливается на таком барьере, а преодолевает участок разлома со стабильным состоянием. Таким образом, возникает возможность суммирования

участков предельных состояний и формирования сильного землетрясения, протяженностью и магнитудой, превышающей стандартно возникающие на разломе землетрясения.

Изложенные выше обобщения тектонофизических исследований опасных разломов хорошо согласуются с характером развития очагов двух сильных турецких землетрясений. Согласно данным, размещенным на сайте Геологической службы США (<https://earthquake.usgs.gov>), первое из них — Пазарджыкское землетрясение началось не на главной ветви ВАР, а на сопряженном с ним оперяющем разрыве протяженностью около 50 км (сегмент 1 на рис. 3а). Вероятно, те изменения напряжений, которые он спровоцировал на главной ветви ВАЗР, стали триггером и вместо землетрясения с магнитудой около 7 произошло землетрясение почти на порядок большей интенсивности по выделившейся энергии.

Простираения сейсмогенерирующих разрывов первого и третьего сегментов были близки и отличались от простираения второго сегмента на угол около  $45^\circ$  [Okuwaki et al., 2023; Kwiitek et al., 2023], что может способствовать возникновению неустойчивости на ранее стабильных разломах. Вдоль всех трех сегментов очага реализованы горизонтальные компоненты смещения в виде левого сдвига. Наибольшие сотрясения поверхности, наблюдавшиеся при этом землетрясении, располагались вдоль третьего сейсмогенерирующего сегмента его очага (<https://earthquake.usgs.gov>). В турецкой провинции Хатай, в которой располагалась южная, концевая часть этого сегмента очага, в восточном его крыле, вблизи села Тепехан (36.158299 с.ш., 36.230053 в.д.) в районе оливковой рощи возник громадный 30-метровый провал



поверхности протяженностью в несколько километров. В работе [Taftoglou et al., 2023] на основе данных дистанционного зондирования земной поверхности выявлены участки с признаками разжижения грунта, которые приурочены к концевым зонам сейсмогенного разрыва и участкам резкой смены его простираения. Все это свидетельствует о масштабных изменениях напряженного состояния.

Также три сейсмогенерирующих сегмента были выделены в очаге второго, Эльбистанского землетрясения (<https://earthquake.usgs.gov>), располагавшиеся на разломах Сюрдю, Чардак и Саврун самой западной ветви ВАР [Barbot et al., 2023]. Эпицентр этого землетрясения находился в срединной части очага — сегмент 1 (см. рис. 36). При этом первые два сегмента очага находились на участке разлома с простираением, резко отличающимся от простираения восточной ветви ВАР (около 60°). Третий сейсмогенерирующий сегмент очага этого землетрясения располагался на разломе, ответвляющемся от субширотного разлома Чардак на северо-восток, т.е. с простираением фактически параллельным основной ветви ВАР. Таким образом, очаг Эльбистанского землетрясения сформировался в западном крыле северного — концевого участка второго сейсмогенерирующего сегмента очага Пазарджикского землетрясения, что могло способствовать изменению напряженного состояния на близко расположенных разломах Сюрдю, Чардак.

Произошедшие в Турции сильнейшие за последнее столетие землетрясения поставили ряд вопросов: 1). Первый сегмент очага Пазарджикского землетрясения не являлся прямым продолжением двух других сегментов. Какое взаимоотношение имело место между первым сегментом и двумя другими сегментами? Могло ли реализоваться землетрясение такой же силы без старта с первого сегмента? 2). Могло ли произойти Эльбистанское землетрясение без возникновения Пазарджикского землетрясения? 3). Можно ли было заранее сказать, что здесь готовится землетрясение такой энергетической мощности? 4). Существовали ли какие-то данные, которые могли бы указать на опасность конкретных разломных зон в области будущих очагов сильнейших землетрясений?

### ПРОБЛЕМЫ ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

С позиции геомеханики разлом, регулярно проявляющий себя в сейсмичности, находится вблизи предельного напряженного состояния. Существуют разные подходы к объяснению возможности возникновения на таком разломе сильного землетрясения с уровнем выделившейся энергии, на порядок превышающем предыдущие

землетрясения, происходившие здесь длительный период времени [Rice, 1982; Кочарян, 2017]. В них такой переход от среднесильных и слабых землетрясений к очень сильному землетрясению связывается с особенностями медленного скольжения на разломах, реализующихся при упруго-хрупко-пластическом деформировании геосреды. Пока эти геомеханические теории, базирующиеся на изучении предельного напряженного состояния в коре, не дают нам руководящих правил, которые позволили бы сформулировать концепцию детерминированного прогноза для возникновения сильных землетрясений.

С другой стороны, сами геомеханические критерии хрупкого разрушения подсказывают нам разницу в напряженном состоянии между слабым и сильным землетрясением — это протяженность участка предельного напряженного состояния. Конечно, все не так просто, как это представлялось 50–70 лет назад, когда под областью, опасной для возникновения сильного землетрясения, понимали зону разлома с высоким уровнем напряжений [Гзовский, Белоусов, 1954; Гзовский, 1954; 1956; 1957; Добровольский, 1991]. Оказалось, что важен уровень не только касательных напряжений, сдвигающих борта разлома, но и уровень силы трения на нем, возрастающий при высоком уровне нормальных к разлому напряжений [Ребецкий, 2003]. Поэтому правильнее говорить не о высоком уровне напряжений, а о предельном напряженном состоянии с высоким уровнем касательных напряжений по отношению к нормальным напряжениям, определяющим уровень трения на разломе. Их соотношение характеризуется значением кулоновых напряжений.

В силу всего этого общие соображения подсказывают нам, что для детерминированного прогноза необходимо выполнить районирование разломов по степени близости отдельных их участков к предельному напряженному состоянию по уровню кулоновых напряжений и затем по протяженности таких участков сделать вывод о магнитудах готовящихся землетрясений.

Следует согласиться, что эта задача совершенно иная, чем та, которая ставится в теории прогноза сильных землетрясений. Решение такой задачи невозможно чисто статистическими и математическими методами, а требует привлечения либо методов геомеханики — математическое моделирование напряжений в коре и на разломах [Гарагаш, 2006; Макаров и др., 2007; Стефанов, Бакеев, 2015], либо методов тектонофизики — изучения напряжений непосредственно в природном объекте [Ребецкий, 2003]. Далее в работе будут обсуждаться вопросы районирования опасных разломов в режиме тектонофизического мониторинга напряженного состояния земной коры.

В настоящее время первичными данными для оценки сейсмического риска территорий являются данные о силе (энергетическом уровне) и о положении эпицентров ранее произошедших землетрясений, которые могут быть получены как инструментальными сейсмологическими методами, так и сеймотектоническими методами, опирающимися на геологические, инженерно-геологические, историко-археологические, дендрохронологические и радиоуглеродные принципы датирования палеосейсмогенных деформаций. Такие методы прогноза используют принцип, аналогичный принципу актуализма, только с изменением последовательности во времени фактических данных и прогнозируемого события. Возможную магнитуду будущего сильного землетрясения участка земной коры определяют магнитудой ранее произошедшего здесь наиболее сильного землетрясения.

При этом существуют два главных подхода в выявлении опасности возникновения сильных землетрясений:

1. Разработка карт сейсмического районирования, базирующихся на анализе данных о сеймотектонических проявлениях на поверхности в областях ранее произошедших сильнейших землетрясений региона (палео, исторические и современные).

В рамках этого подхода создаются карты интенсивности сотрясаемости земной поверхности в баллах (ожидаемые ускорения), на основе которых согласно Строительным нормам и правилам (СНиП) определяются специальные требования к расчету и коэффициенты увеличения нагрузок, используемые при проектировании промышленных и гражданских объектов. Периодические пересмотры таких карт (раз в 10–30 лет) приводят к постепенному увеличению на них площади красного цвета, характеризующего наиболее опасные участки территорий и сейсмогенных разломов. Это происходит за счет увеличения современного, инструментального периода наблюдения, а также из-за появления новой информации о сильных палеоземлетрясениях далекого прошлого, получаемых сеймотектониками в полевых наблюдениях. Эти новые данные позволяют не только выявить наиболее сильные землетрясения, произошедшие в исследуемом регионе, но и установить/уточнить период повторяемости сильных землетрясений. При этом на картах сейсмического районирования отсутствует информация, на основе которой можно понять, к какой эпохе, повышенной или пониженной сейсмической опасности, относится сегодняшний период. В то же время имеются свидетельства существенной флуктуации сейсмического процесса во времени [Гусев, Шумилина, 2004].

Следует заметить, что на этом же принципе актуализма построена и система прогноза мест ка-

тастрофически сильных землетрясений для северного фланга Тихоокеанской субдукционной области, разработанная академиком С.А. Федотовым [Федотов, 1968; 2005; Федотов, Соломатин, 2017]. В рамках этого подхода фактически считается, что накапливаемая упругая энергия приблизительно равномерно распределена вдоль границ плит и наиболее эффективно может высвобождаться только в результате сильных землетрясений. В соответствии с такой концепцией выделяются области сейсмических брешей первого рода, где землетрясения с магнитудой более 7.7 не наблюдались длительное время. С конца 70-х годов прошлого века действует прогноз сильного землетрясения вблизи Авачинской бухты. За эти более 40 лет произошло много землетрясений с соответствующей и даже большей магнитудой в других зонах Курильских островов и Японии (Кунаширское в 1994 г., Токачи-Оки в 2003 г., Среднекурильские в 2007 и 2008 гг., Тохоку в 2011 г.), а прогноз Авачинского землетрясения так и не был реализован.

2. Прогноз места, времени и магнитуды будущего сильного землетрясения на основе инструментальных данных о землетрясениях и/или по данным различных предвестников.

Рассматриваются три этапа прогноза: долгосрочный, определяющий место и силу землетрясения; среднесрочный, уточняющий место и силу и определяющий время землетрясения – недели, месяцы; краткосрочный, определяющий время события – часы, дни. В этом подходе существуют статистически значимые пропуски сильных землетрясений, ложные – нереализованные прогнозы, а также возможности снятия прогноза в случае, если землетрясение долго не происходит. Такой подход не получил широкого внедрения в практику государственного обеспечения безопасности жизни людей и сохранения промышленных и гражданских объектов в сейсмоактивных зонах. При этом в отдельных регионах уже существует налаженная система взаимосвязи сейсмологических групп с органами местной власти в виде регулярно предоставляемых отчетов о наблюдаемой сейсмической активности и рисков ее повышения (Камчатка, Байкал). В ИТПЗ РАН разработан и уже длительное время функционирует алгоритм глобального прогноза сильных землетрясений с магнитудами более 7.5 [Ismail-Zadeh, Kossobokov, 2020].

Важно отметить, что карты сейсмического районирования [Уломов, 1999; Уломов, Шумилина, 1999] опираются на сейсмогенные разрывы, на которых наблюдались сильнейшие землетрясения. В то же время при прогнозе землетрясений в том виде, как он реализован практически во всех подходах, разрывы не имеют принципиального значения, поскольку основным источником

данных являются землетрясения малой и средней интенсивности, которые могут происходить на достаточно большой площади и не привязаны к какой-то одной системе разрывов. Такая система анализа фактически определяет, что имеет место не предельное напряженное состояние участка разлома, а выявляются большие объемы земной коры, которые определяются как подошедшие к пределу энергонасыщения. В результате таких прогнозов их авторы иногда даже не могут точно сказать, на каком разрыве произойдет землетрясение. Поэтому наличие даже долгосрочного прогноза сильного землетрясения не позволяет оценить заранее зоны, которые будут подвергаться высокой интенсивности сотрясения — высоким ускорениям.

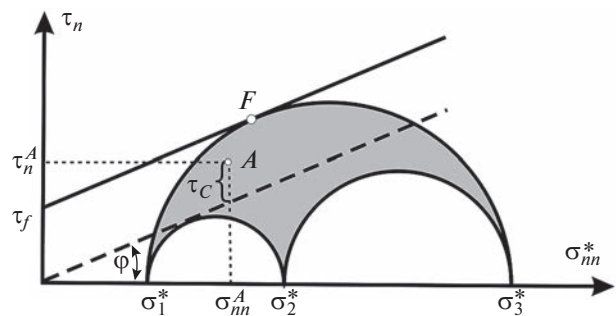
### О ВОЗМОЖНОСТЯХ ОЦЕНКИ КУЛОНОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ НА РАЗЛОМАХ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

В геомеханике [Николаевский, 2010а; 2010б; 2012] под кулоновыми напряжениями ( $\tau_c$ ) понимается разница между касательными напряжениями ( $\tau_n$ ), действующими на разрыве, и напряжениями сил трения, вызываемыми нормальными к разрыву напряжениями ( $\sigma_{nn}$ ), при учете разупрочняющей роли флюидного давления в трещинах и порах ( $p_f$ ). Рост уровня кулоновых напряжений до положительных значений характеризует приближение напряженного состояния к критическому, определяющему возможность хрупкого разрушения пород:

$$\begin{aligned}\tau_c &= \tau_n + k_f \sigma_{nn}^* \leq \tau_f, \\ \sigma_{nn}^* &= \sigma_{nn} + p_f < 0.\end{aligned}\quad (1)$$

где  $k_f = \operatorname{tg} \varphi$  — коэффициент внутреннего трения ( $\varphi$  — угол внутреннего трения),  $\tau_f$  — прочность внутреннего сцепления, а  $\sigma_{nn}^*$  — эффективное нормальное сжимающее напряжение, уменьшенное на величину флюидного давления. Равенство в выражении (1) выполняется для трещин скалывания с максимальной прочностью ( $\tau_f - k_f \sigma_{nn}^*$ ). Здесь и далее используется правило знаков, принятое в механике сплошной среды — напряжение растяжения положительное.

Эксперименты на образцах показывают зависимость  $k_f$  и  $\tau_f$  от напряжений. В тектонофизике [Ребецкий, 2003а] в связи с большими масштабами усреднения напряжений и невозможностью получения реальных данных о прочности больших массивов трещиноватых пород зависимостью параметров прочности от напряжений пренебрегают, полагая  $k_f$  и  $\tau_f$  постоянными и счи-



**Рис. 4.** Графическая схема определения кулоновых напряжений на диаграмме Мора с большим кругом Мора, касающимся внешней огибающей в виде прямой линии предела прочности — предельное состояние. По вертикали — касательные напряжения, по горизонтали — эффективные нормальные напряжения (направо откладываются отрицательные значения нормальных напряжений). Пунктирная линия — минимальная прочность трения для разрывов,  $\sigma_i^*$  ( $i = 1, 2, 3$ ) — эффективные главные напряжения, области серой заливки определяют нормальные и касательные напряжения на произвольно ориентированной плоскости для данного напряженного состояния. Фигурной скобкой показано значение кулоновых напряжений для напряженного состояния  $A$  на разрыве.

тая, что коэффициент внутреннего трения равен коэффициенту трения на разрывах (рис. 4).

После работы [Stein et al., 1992; King et al., 1994; Harris et al., 1995] для выявления зон повышенной сейсмической активности стали применять районирование участков разломов по приращениям кулоновых напряжений  $\Delta \tau_c$ , возникающим из-за изменения уровня напряжений в результате сильного землетрясения, произошедшего в исследуемом регионе. Подобные расчеты, как правило, опирались на упругую модель трещины сдвига, которая отвечала возникшему очагу землетрясения. Первоначально аналитические или численные расчеты выполнялись для территорий, где имел место геодинамический режим напряженного состояния горизонтального сдвига — район разлома Сан-Андреас (США) [King et al., 1994; Mallman, Zoback, 2007], позднее подобный подход был распространен и на участки коры с другими режимами (горизонтальное сжатие или растяжение) [Ganas et al., 2006].

$$\begin{aligned}\Delta \tau_c &= \Delta \tau_n + k_f \Delta \sigma_{nn}^*, \\ \Delta \sigma_{nn}^* &= \Delta \sigma_{nn} + \Delta p_f < 0.\end{aligned}\quad (2)$$

Здесь  $\Delta \tau_n$  и  $\Delta \sigma_{nn}$  — приращения касательных и нормальных на разрыве напряжений, а  $\Delta p_f$  — приращение флюидного давления. Положительное значение  $\Delta \tau_n$  и  $\Delta p_f$  определяет увеличение



уровня касательных напряжений на плоскости разлома и флюидного давления в трещинно-порочном пространстве пород, а отрицательные значения  $\Delta\sigma_{nn}$  отвечают увеличению уровня напряжений сжатия, нормальных к разлому.

Для расчета изменений кулоновых напряжений необходимо сформулировать краевые условия нагружения исследуемого участка коры и задать строение (разрывы) и свойства среды. Для зон сдвига, как правило, задается направление действия напряжений наибольшего горизонтального сжатия, его соотношение с минимальным горизонтальным сжимающим напряжением и коэффициент трения на сейсмогенном разрыве.

Отметим, что в задаче о трещине сдвига (мех.) среда представляет собой упругое однофазное твердое тело и поэтому отсутствует возможность расчета изменений флюидного давления. В этой связи в расчетах приращений кулоновых напряжений фактически считается, что до и после сильного землетрясения флюидное давление в породах не изменяется,  $\Delta p_f = 0$ , что является сильным упрощением реального природного процесса.

Предложенный в работе [Stein et al., 1992] подход первоначально применялся для обоснования проявления повышенной плотности афтершоков именно в участках коры, для которых были получены положительные значения приращений кулоновых напряжений. В последнее время этот же подход стал использоваться и для обоснования миграции сильных землетрясений вдоль разломных зон [Pang, 2022]. Следует отметить, что для ВАР в работах [Sunbul, 2019; Chen et al., 2023] соответственно до и после Караманмарашских землетрясений исследовались изменения кулоновых напряжений по данным о серии около 20 исторических землетрясений.

Параллельно с этим направлением, развиваемым в сейсмологии, в нефтяной геофизике стали использовать отношение касательных напряжений на разрывах к модулю эффективных нормальных напряжений [Morris et al., 1996]:

$$T_d = \frac{\tau_n}{|\Delta\sigma_{nn}^*|}, \quad (3)$$

которое, определили как тенденцию к скольжению разрывов (*slip tendency*), поскольку рост значений  $T_d$  действительно определяет увеличение уровня кулоновых напряжений (1). В дальнейшем параметр  $T_d$  стали связывать со способностью пород к проявлению дилатансии [Ferrill, Morris, 2003].

Сейчас расчет параметра  $T_d$  входит в стандарт МАГАТЭ при оценке опасности разрывов, выделенных на площадках строительства АС. В качестве примера можно привести АС Ханхикиви-1 в Финляндии, для которой такие работы выполня-

лись в 2018–2019 гг. При этом в качестве исходных данных были использованы замеры напряжений ин-ситу, полученные в горном деле [Kivinen, Varti, 2009; Pohjatekniikka, 2018a; 2018b; 2018в; Technical report ..., 2018].

В работах [Ребецкий, Кузиков, 2016; Ребецкий и др., 2021] показана возможность выполнять районирование опасных участков разломов на основе результатов тектонофизической реконструкции напряжений в природном объекте. Источником данных для реконструкции напряжений являются сейсмологические или геологические индикаторы разрывных деформаций. Эти данные должны дополняться информацией о положении и геометрии разломов, выделяемых геологическими методами как активные на неотектоническом этапе. Указанная совокупность исходных данных позволяет рассчитывать кулоновы напряжения на поверхности разлома, по абсолютным или относительным значениям которых можно районировать участки разломов разной степени опасности. Этот подход к оценке сейсмического риска следует рассматривать как детерминистический, который позволяет выполнять мониторинг состояния активных разломов, выделяя для разных их участков разный магнитудный уровень ожидаемых сильных землетрясений. В настоящей работе тектонофизический подход был использован для районирования разломов по степени их опасности.

## ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ ПОДХОД В ОЦЕНКЕ КУЛОНОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Как следует из выше представленного анализа, для расчета кулоновых напряжений необходимы данные о касательных ( $\tau_n$ ) и нормальных ( $\sigma_{nn}$ ) напряжениях на участках разломов. Для получения этих напряжений недостаточно наличия данных об ориентации осей главных напряжений ( $\sigma_i$ ,  $i = 1, 2, 3$ ) и соотношения их величин, характеризующих коэффициентом Лодэ–Надаи ( $\mu_\sigma$ ). Для определения напряжений на участках разломов кроме них также необходимо знать максимальные касательные напряжения  $\tau$  и всестороннее тектоническое давление  $p$ :

$$\begin{aligned} \tau_n &= \tau \tilde{\tau}_n \quad \text{при} \quad \tilde{\tau}_n = \left(1 - \frac{\mu_\sigma}{3}\right) l_{n1} l_{s1} + \\ &\quad + \left(\frac{2\mu_\sigma}{3}\right) l_{n2} l_{s2} - \left(1 + \frac{\mu_\sigma}{3}\right) l_{n3} l_{s3}, \\ \sigma_{nn} &= -p + \tau \tilde{\sigma}_{nn} \quad \text{при} \quad \tilde{\sigma}_{nn} = \left(1 - \frac{\mu_\sigma}{3}\right) l_{n1} l_{n1} +, \\ &\quad + \left(\frac{2\mu_\sigma}{3}\right) l_{n2} l_{n2} - \left(1 + \frac{\mu_\sigma}{3}\right) l_{n3} l_{n3}, \end{aligned} \quad (4)$$

где  $l_{ji}$  ( $j = n, s$ ) – направляющие косинусы главных напряжений ( $\sigma_i$ ) с нормалью к плоскости ( $\mathbf{n}$ ) разлома и направлением действия касательных напряжений ( $\mathbf{s}$ ) на ней.

Из соотношения (1) видно, что для определения кулоновых напряжений необходимо также уметь оценивать величину флюидного давления  $p_f$ , действующего в трещинно-поровом пространстве пород.

Существует большой спектр тектонофизических методов, позволяющих определять направления главных напряжений [Гзовский, 1954; 1956; Николаев, 1977; 1991; Парфенов, 1981; 1984; Расцветаев, 1982; 1987; Гинтов, Исай, 1984; Сим, 1996; Семинский, 2003; Anderson, 1951; Arthaud, 1969; Alexandrowsky, 1985; и др.]. Также имеется большая группа методов [Гущенко, 1975; 1979; Никитин, Юнга, 1976; Carey, Bruneier, 1974; Angelier, 1975; 1990; Юнга, 1979; 1990; Gephart, Forsyth, 1984; Michael, 1984; Lisle, 1987; 1992; и др.], в которых кроме направления действия осей главных напряжений дополнительно определяется форма эллипсоида напряжений, характеризующая значениями коэффициента Лоде–Надаи. Понятно, что данных этих методов недостаточно для оценки нормальных и касательных напряжений на разрыве.

Существует только три тектонофизических метода, созданные в работах [Reches, 1978; 1983; 1987; Angelier, 1989; Ребецкий, 1999; 2003], в которых разработаны алгоритмы второго этапа реконструкции напряжений, позволяющие рассчитывать величины максимальных касательных напряжений и всестороннего давления. Эти алгоритмы опираются на анализ однородной выборки геологических или сейсмологических индикаторов разрывных деформаций (трещины в виде зеркал скольжения и механизмы очагов землетрясений) на диаграмме Мора (рис. 5). В методе катакластического анализа разрывных смещений [Ребецкий, 2003] нормированные максимальные касательные напряжения и эффективное давление определяются на основании положения о том, что в сейсмогенных зонах достигнуто предельное состояние (касание большого круга Мора линии предела прочности массива),

$$\tau_n + k_f \sigma_{nn}^* = \tau_f \text{ при } \tau_n = \tau \tilde{\tau}_n^F \text{ и } \sigma_{nn}^* = -p^* + \tau \tilde{\sigma}_{nn}^F \quad (5)$$

и определением нулевой прочности сцепления для очага землетрясения с минимальным сопротивлением сил трения

$$\tau_n + k_f \sigma_{nn}^* = 0 \text{ при } \tau_n = \tau \tilde{\tau}_n^K \text{ и } \sigma_{nn}^* = -p^* + \tau \tilde{\sigma}_{nn}^K. \quad (6)$$

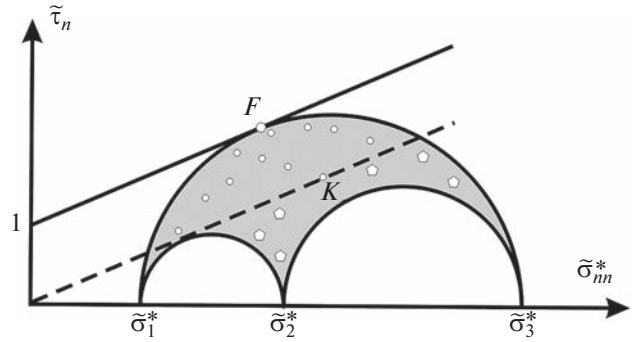


Рис. 5. Диаграмма Мора с данными о нормированных напряжениях в очагах землетрясений (кружочки белого цвета), по механизмам очагов которых были определены параметры эллипсоида напряжений. Точка К отвечает землетрясению с минимальной прочностью на разрыве, определяемой только напряжениями трения ( $k_f \sigma_{nn}^*$ ). Пятиугольники – напряженные состояния разрывов, для которых кулоновы напряжения отрицательные.

Из выражений (5) и (6), используя (4) для точек В и К на диаграмме Мора (рис. 5), можно получить:

$$\begin{aligned} \left\langle \frac{\tau}{\tau_f} \right\rangle &= \frac{1}{\operatorname{cosec} 2\alpha_f - (\tilde{\tau}_n^K + k_f \tilde{\sigma}_{nn}^K)}; \\ \left\langle \frac{p^*}{\tau_f} \right\rangle &= \frac{(\tilde{\tau}_n^K + k_f \tilde{\sigma}_{nn}^K) - k_f \mu_\sigma / 3}{k_f [\operatorname{cosec} 2\alpha_f - (\tilde{\tau}_n^K + k_f \tilde{\sigma}_{nn}^K)]}, \end{aligned} \quad (7)$$

определяющие с точностью до нормировки на значение прочности сцепления массива  $\tau_f$  две очень важные компоненты тензора напряжений – максимальное касательное напряжение и эффективное давление.

Поскольку последний параметр должен отвечать прочности массива в масштабе усреднения напряжений в процессе тектонофизической реконструкции (для геологических данных – сотни метров, для сейсмологических данных с землетрясениями в диапазоне магнитуд от 3 до 6 усреднение составляет 10–100 км), то определить его в лабораторном эксперименте невозможно. В рамках такого типа данных (7) предельное соотношение (1) может быть переписано для нормированных напряжений:

$$\left\langle \frac{\tau_c}{\tau_f} \right\rangle = \left\langle \frac{\tau}{\tau_f} \tilde{\tau}_n \right\rangle + k_f \left( -\left\langle \frac{p^*}{\tau_f} \right\rangle + \left\langle \frac{\tau}{\tau_f} \right\rangle \tilde{\sigma}_{nn} \right) \leq 1, \quad (8)$$

в котором  $\tilde{\tau}_n$  и  $\tilde{\sigma}_{nn}$  – редуцированные напряжения, содержащие данные об осях главных напряжений и форме эллипсоида напряжений ( $\mu_\sigma$ ), определяемым по результатам первого этапа реконструкции напряжений. Соответственно пара-

метры в треугольных скобках, содержащиеся в правой части выражения (8), определяются по результатам второго этапа реконструкции.

Напряженные состояния на участках разрывов, для которых кулоновы напряжения положительные, попадают в полосу между линией предела максимальной прочности трещиноватого массива и линией сухого трения (рис. 5). В случае если локальная прочность участка разлома  $\tau_f^i$  меньше максимальной прочности массива  $\tau_f$ , на нем возможно достижение предельного состояния для нормированных кулоновых напряжений  $\tau_c/\tau_f < 1$ . Для тех участков разрывов, где нормированные кулоновы напряжения отрицательные, их напряженные состояния лежат ниже линии сухого трения на диаграмме Мора (рис. 5).

Таким образом, те тектонофизические методы, в которых разработаны алгоритмы нахождения величин или нормированных значений максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления, позволяют выполнять районирование разломов по уровню кулоновых напряжений.

Заметим, что в катакластическом методе [Ребецкий, 2003а] в рамках третьего этапа реконструкции разработаны алгоритмы оценки расчета прочности сцепления  $\tau_f$  за счет использования дополнительных данных в виде величины касательных напряжений, сброшенных в очаге землетрясения с наибольшей магнитудой в исследуемом регионе. На основании этого алгоритма показано, что прочность сцепления пород в масштабах коры (50–100 км) в зонах активных континентальных окраин отвечает 0.5–1.5 Мпа [Ребецкий, Маринин, 2006; Ребецкий, 2009], а в коре внутриконтинентальных орогенов около 5 Мпа [Ребецкий, 2015].

## ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ

Сразу после произошедших катастрофических и сильных землетрясений в Восточной Анатолии (буквально уже 9 февраля) была выполнена работа по тектонофизической инверсии напряжений из сейсмологических данных о механизмах очагов коровых землетрясений. Оперативность проведения этой работы стала возможной благодаря высокой степени актуальности каталога механизмов очагов землетрясений для этой территории, который был подготовлен нами к концу 2022 г. в рамках проекта РНФ 22-27-00591 “Развитие методов тектонофизического районирования активных разломов земной коры”. Большую роль в выполнении данной работы также оказало размещение в 2020 году в сети Интернет “Базы дан-

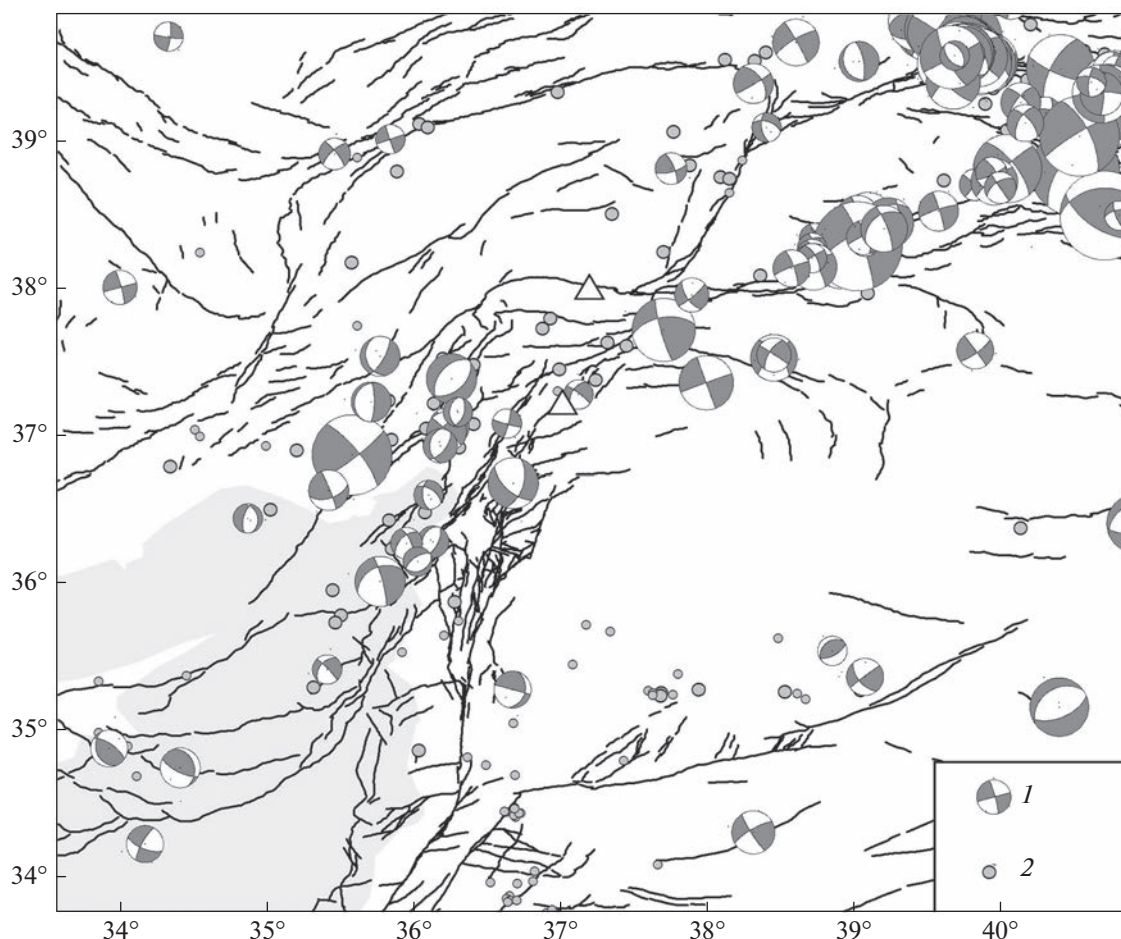
ных активных разломов Евразии” (<http://neotec.ginras.ru/database.html>) [Бачманов и др., 2017] сотрудниками ГИН РАН.

Каталог механизмов очагов землетрясений для участка 33°–40° в.д. и 33°–40° с.ш. (Восточная Анатолия) состоял из 223 событий с магнитудами  $M_b$  от 3.0 до 6.8, произошедших на глубине до 56 км с 1951 г. по январь 2023 г. (рис. 6). Этот каталог являлся сборным и содержал данные о землетрясениях из каталогов международных сейсмологических баз данных GLOBAL CMT (<http://www.globalcmt.org>), ISC (<http://www.isc.ac.uk>), ESMC ([www.emsc.eu](http://www.emsc.eu)), а также региональных баз данных KAN-DiLLi Observatory and Earthquake Research Institute (<http://www.koeri.boun.edu.tr>) и российской Единой геофизической службы (<http://www.ad-mobninsk.ru>).

Реконструкция напряжений для района, существенно превышающего область возникновения двух сильнейших землетрясений в провинции Караманмараш, выполнялась по данным сборного каталога механизмов очагов землетрясений с помощью программы STRESSseism, алгоритм которой основан на катакластическом методе [Ребецкий, 1999; 2003]. Шаг узлов сетки расчета составлял 0.2 градуса по широте, что было в несколько раз меньше масштаба усреднения напряжений. В окончательном варианте расчета для 715 узлов были получены данные об ориентации главных осей тензора напряжений и значения коэффициента Лоде–Надаи, определяющем форму эллипсоида напряжений – первый этап реконструкции.

Алгоритм расчета напряжений в узлах расчетной сетки предусматривает создание однородных выборок землетрясений, данные о механизмах которых не являются взаимно противоречивыми. Критерий однородности выборки механизмов основан на требованиях уменьшения упругой энергии в результате произошедшего землетрясения на рассчитанных параметрах тензора напряжений (острый угол между вектором смещения на сейсмогенном разрыве и касательными напряжениями для искомого тензора напряжений), а также на упорядоченности снимаемых упругих деформаций в направлениях действия главных напряжений [Ребецкий, 2003а; 2003б]. Следствием этих критериев является система неравенств, накладывающая определенные ограничения на величины снимаемых упругих деформаций в направлениях действия главных осей тензора напряжений. Эти критерии более физичны и создают более “мягкие” ограничения на взаимоотношение параметров систем трещин и тектонических напряжений, чем следствия гипотезы Валласе [Wallace, 1951] и Ботта [Bott, 1959] о совпадении на плоскости разрыва векторов смещения и действующего здесь касательного напряжения.

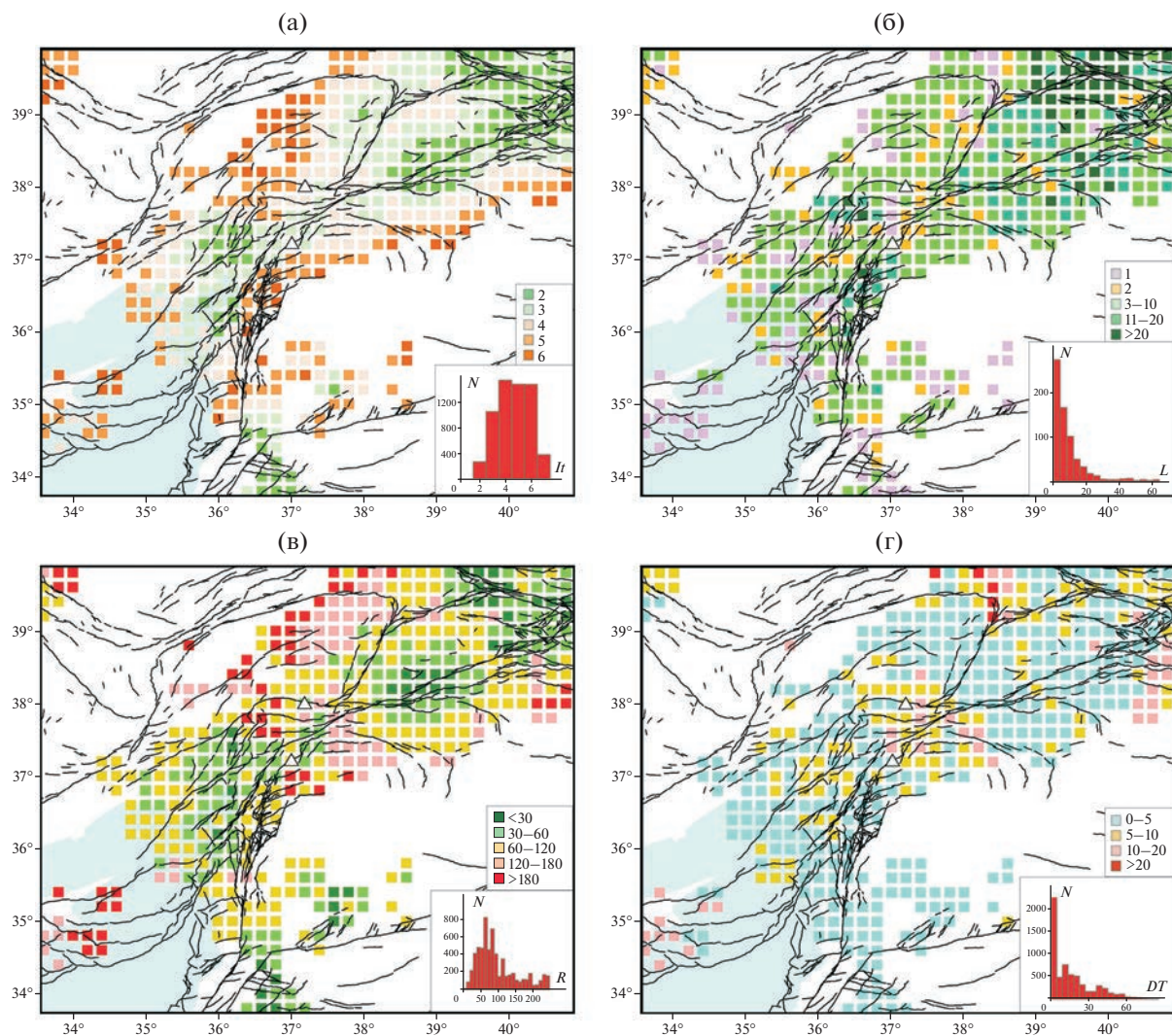




**Рис. 6.** Механизмы очагов землетрясений сборного каталога: 1 –  $M_w \geq 5$ ; 2 –  $M_w < 5$ . Здесь и далее показано положение разломов согласно базе данных активных разломов Евразии [Бачманов и др., 2017].

Положение об уменьшении упругой энергии после смещения по разрыву в виде соответствующих неравенств, определяющих уменьшение упругих деформаций укорочения в направлении напряжений наибольшего сжатия и увеличение этих деформаций в направлении напряжений наименьшего сжатия, составляет основу методов Ж. Анжелье [Angelier, 1975] и О.И. Гущенко [Гущенко, 1975]. Положение об упорядоченности снимаемых упругих деформаций составляет основу катакластического метода [Ребецкий, 1999; 2003а; 2003б] и является расширением принципов теории пластичности [Черных, 1988] на псевдопластическое – катакластическое поведение горных пород, возникающее за счет трещинного течения. Неравенства, следующие из этого положения, включают в себя неравенства методов Ж. Анжелье и О.И. Гущенко. В них также имеется дополнительное неравенство, вытекающее из ограничения для снимаемых упругих деформаций в направлении промежуточного главного напряжения.

Практика работы программы STRESSseism показала, что используемая в ней система неравенств, ограничивающая ориентацию осей главных напряжений для однородной выборки механизмов очагов землетрясений, позволяет для 10–12 землетрясений достаточно качественно определять параметры эллипсоида напряжений. Достаточно часто даже в сейсмически активных регионах плотность распределения эпицентров землетрясений не одинаковая. Из-за этого при создании выборок землетрясений с постоянным окном их отбора из каталога механизмов очагов большая часть территории остается неохваченной расчетом напряжений. В современной версии программы STRESSseism разработан алгоритм итерационного создания выборок землетрясений, при котором в областях высокой плотности эпицентров окно сбора данных небольшое, а в областях низкой плотности оно постепенно (с заданным шагом) возрастает до некоторого предельного значения. Такой подход позволил в 715 узлах получить данные о



**Рис. 7.** Характеристики реконструкции в узлах расчета напряжений: (а) — число итераций ( $It$ ) при создании начальной выборки; (б) — число расчетов ( $L$ ) напряжений с разными временными периодами напряжений в одном узле; (в) — радиус ( $R$ ) усреднения напряжений по латерали (км); (г) — временные интервалы ( $DT$ ) усреднения напряжений, отвечающие последнему по времени расчету в данном узле (годы). Эпицентры двух землетрясений в провинции Караман-мараш здесь и на следующих рисунках показаны треугольниками белого цвета.

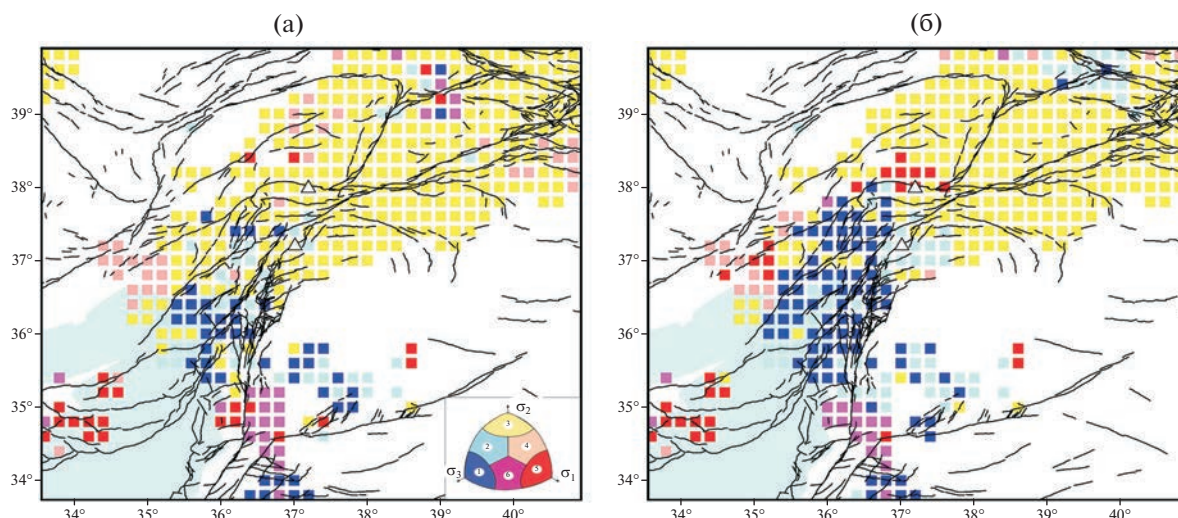
напряженном состоянии коры. На рис. 7а в узлах расчетной сетки показано число итераций, которое было сделано при поиске окна сбора данных о землетрясениях.

Важно понимать, что получаемые в процессе тектонофизической реконструкции данные о напряжениях отвечают масштабу усреднения, зависящему от диапазона магнитуд землетрясений, механизмы очагов которых используются, а также от плотности расположения эпицентров землетрясений. Поскольку рис. 7а косвенно отражает плотность распределения эпицентров землетрясений, то, следовательно, он также характеризует размер окна усреднения напряжений (рис. 7в). В исследуемом регионе эти параметры сборного каталога механизмов очагов землетрясений поз-

воляют говорить о возможных масштабах усреднения в разных точках от 10 до 250 км по латерали и по всей мощности коры. Наиболее представительными являются масштабы усреднения напряжений от 35 до 95 км (см. диаграмму рис. 7в).

Поскольку шаг расчетной сетки составлял около 24 км по долготе и 18 км по широте, то хорошая детальность изменения напряжений достигалась только в областях с размером окна усреднения менее 50 км (рис. 7в). К таким областям относился практически весь ВАЗР и сопряженные с ним области в диапазоне полосы 100–150 км. Вне этой зоны детальность результатов реконструкции существенно меньшая, что следует учитывать при анализе распределения кулоновых





**Рис. 8.** Геодинамический тип напряженного состояния для реконструкции, отвечающей в каждом из узлов: (а) — первому (1990–2010 гг.); (б) — последнему (2010–2022 гг.) — расчету по шкале времени. В правом нижнем углу показано расположение в октанте главных напряжений оси на зенит, что определяет тип напряженного состояния: 1 — гор. растяжение; 2 — гор. растяжение со сдвигом или трансенсия; 3 — гор. сдвиг; 4 — гор. сжатие со сдвигом или транспрессия; 5 — гор. сжатие; 6 — вертикальный сдвиг.

напряжений и прогнозе ожидаемых землетрясений.

В программе STRESSseism создание однородной выборки землетрясений выполняется путем последовательной, по шкале времени, проверки на однородность механизмов очагов землетрясений, области упругой разгрузки которых включают точку расчета. Поэтому при большем числе землетрясений, произошедших вблизи расчетной точки, имеется возможность получить данные о напряжениях, отвечающих разным временным периодам напряженного состояния.

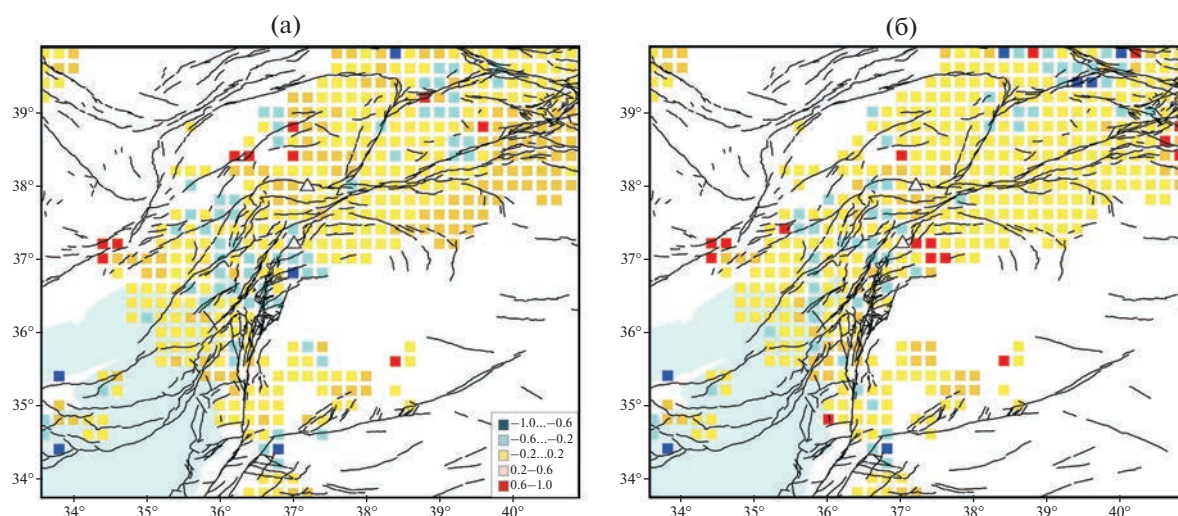
Достаточная плотность распределения эпицентров землетрясений в широкой полосе ВАЗР (около 200 км) позволила для 715 узлов создать 6234 однородные выборки механизмов очагов землетрясений, по данным о которых были рассчитаны напряжения. При этом для более 300 узлов было выполнено менее четырех расчетов напряжений (рис. 7б). В среднем около 9 таких расчетов приходилось на каждый узел сетки. Таким образом, по результатам реконструкции напряжений была получена возможность выполнить мониторинг напряжений. При этом усреднение напряжений по шкале времени для почти 35% расчетов составляло около 4.5 лет и для 30% расчетов более 30 лет (см. диаграмму рис. 7г). Заметим, что меньший временной диапазон расчетов часто связан не с плотностью эпицентров землетрясений, а с периодом развертывания сейсмических сетей в регионе.

Здесь мы покажем только два крайних временных варианта расчетов в каждом из узлов: наиболее ранний, как правило, отвечающий 1990–2010 гг.,

и наиболее поздний, близкий к нашему времени, соответствующий в основном периоду 2010–2022 гг. Сравнение этих двух вариантов будет отражать общую тенденцию изменения напряжений в коре исследуемого региона.

На рис. 8 показан геодинамический тип напряженного состояния для самого раннего и самого позднего расчета в каждом из узлов. Этот параметр определяется по результатам анализа ориентации осей главных напряжений по отношению к вектору на зенит [Ребецкий, 2003а]. Из данных, отвечающих наиболее ранней стадии реконструкции (рис. 8а), видно, что большая часть Восточной Анатолии имеет режим напряженного состояния горизонтального сдвига с субвертикальной ориентацией осей промежуточного главного напряжений (разрывы — сдвиги по простиранию). Только в самой южной части ВАЗР появляются области с геодинамическим типом напряженного состояния в виде горизонтального растяжения и сдвига с растяжением (трансенсия). Сочетание горизонтального сдвига со сжатием (транспрессия) наблюдается в отдельных узлах для западной части области реконструкции напряжений и в виде обширной зоны на юго-западе. Режим горизонтального сжатия (взбросы) представлен на севере ВАЗР вблизи его сочленения с разломом Сюрго, на котором произошло второе из сильных землетрясений. На юге в зоне разлома Мертвого моря имеется большая область с режимом напряженного состояния в виде вертикального сдвига, для которого ось промежуточного главного напряжения субгоризонтальна, а два других





**Рис. 9.** Коэффициент Лоде–Надаи для реконструкции, отвечающей в каждом из узлов: (а) – первому (1990–2010 гг.); (б) – последнему (2010–2022 гг.) расчету по шкале времени.

главных напряжения имеют погружение  $30^{\circ}$ – $60^{\circ}$  (взрезы [Юнга, 1990]).

Сравнение данных рис. 8б (наиболее поздняя реконструкция напряжений в каждом из узлов) с данными рис. 8а показывает существенное изменение напряженного состояния. Для 520 узлов разница в периоде времени двух таких выборок составляла от 1 до 60 лет (наиболее представительно 20–25 лет), что позволяет увидеть тенденцию изменения напряженного состояния исследуемого региона перед Пазарджыкским катастрофическим землетрясением.

Главные изменения напряженного состояния произошли в южной части сейсмогенного участка разрыва Пазарджыкского землетрясения и к западу от него. Эпицентр этого землетрясения (первый сейсмогенный разрыв см. рис. 3а) также находился в зоне, испытывавшей изменение напряженного состояния. Эти изменения напряжений привели к существенном росту области с геодинамическим типом напряженного состояния горизонтального растяжения в южной части ВАЗР и его ближайшем окружении. Такие изменения должны приводить к уменьшению напряжений горизонтального сжатия, что также определяет изменение сил трения на разломе.

Обращаем также внимание на смену геодинамического типа напряженного состояния к северо-востоку от сочленения разлома Сюрдю с главной ветвью ВАЗР с горизонтального сжатия на горизонтальный сдвиг, а еще далее в северо-восточном направлении с горизонтального сдвига на сдвиг с растяжением. Это может свидетельствовать о том, что на участке ВАЗР к северо-востоку от разлома Сюрдю уменьшилось горизонтальное сжатие, т.е. уменьшилась прочность разлома, создаваемая за счет сил трения.

Подтверждают факт изменения во времени поля коровых напряжений в исследуемом регионе и сравнение данных об изменениях коэффициента Лоде–Надаи между ранней и поздней стадией реконструкции напряжений (рис. 9). Следует специально обратить внимание, что этот коэффициент является термином механики. Он определяет форму эллипсоида напряжений. Геодинамический тип напряженного состояния (рис. 8) определяет одну из главных осей напряжений, ближайшую по ориентации к оси на зенит. Он является термином геодинамики [Ребецкий, 2003а].

Если для наиболее ранней стадии расчета форма эллипсоида напряжений, отвечающая одноосному сжатию и его сочетанию со сдвигом (мех.), была широко представлена в коре окружения ВАЗР (более 35% определений), то на поздней стадии в большинстве этих узлов расчета форма эллипсоида сменилась на чистый сдвиг. Такие изменения в большей степени имели место в северо-восточном сегменте исследуемого региона. В северо-западном сегменте ВАЗР, где для ранней стадии расчета был наиболее представлен чистый сдвиг и его сочетание с растяжением, изменения коэффициента Лоде–Надаи также происходили, но в существенно меньшей степени. Можно видеть, что здесь также возросло число узлов с формой эллипсоида напряжений чистого сдвига, но это увеличение составило 10–15% и произошло за счет изменения разных начальных состояний.

Отметим, что в случае, когда имеет место форма эллипсоида напряжений, близкая к одноосному сжатию ( $\mu_{\sigma} \rightarrow +1$ ) или одноосному растяжению ( $\mu_{\sigma} \rightarrow -1$ ), возрастает вариабельность расположения скалывающих трещин, стремящихся располагаться вокруг главных осей напряжений

соответственно максимального и минимального сжатия, создавая конусы трещин [Расцветаев, 1987]. При стремлении формы эллипсоида напряжений к чистому сдвигу ( $\mu_\sigma \rightarrow 0$ ) вариabельность расположения трещин в массиве пород начинает приближаться к системе сопряженных пар. Действующий в массиве геодинамический тип напряженного состояния позволяет понять, как в пространстве будут ориентированы формирующиеся конусы трещин или системы сопряженных пар трещин.

На рис. 10 в точках расчета показана ориентация проекций на горизонтальную плоскость осей трех главных напряжений также для двух крайних стадий расчета напряжений в каждом из узлов. Видно, что наряду с общей устойчивой картиной ориентации осей главных напряжений для ранней и поздней стадий расчета также существуют вариации, которые в большей степени проявляются там, где происходят изменения геодинамического типа напряженного состояния (рис. 8) или значений коэффициента Лодэ–Надаи (рис. 9).

Ориентация главных осей напряжений является базисом для тектонофизического анализа напряженного состояния. При этом достаточно часто для этого также используются данные об ориентации напряжений наибольшего ( $\sigma_H$ ) и наименьшего ( $\sigma_h$ ) горизонтального сжатия [Zoback, 1992]. Следует заметить, что во многих случаях для этого используют направления проекции соответствующих главных напряжений [Zoback, 1992; Heidbach et al., 2010; 2018], т.е. полагают, что азимуты этих главных осей определяют и направления действия напряжений наибольшего и наименьшего горизонтального сжатия.

На самом деле, это не так [Ребецкий, 2003а; Lund, Townend, 2007; Rebetsky, Polets, 2018]. Заметим, что, несмотря на представленные выше работы, одна из которых выполнена в связи с проектом WORLD STRESS MAP [Lund, Townend, 2007], в базе данных этого проекта в качестве направлений осей напряжений наибольшего и наименьшего горизонтального сжатия продолжают фигурировать данные об азимутах главных напряжений наибольшего и наименьшего сжатия.

Согласно выражениям:

$$\begin{aligned}\sigma_H &= -p + \\ &+ \tau \left[ \left( 1 - \frac{\mu_\sigma}{3} \right) I_{H1}^2 + \left( \frac{2\mu_\sigma}{3} \right) I_{H2}^2 - \left( 1 + \frac{\mu_\sigma}{3} \right) I_{H3}^2 \right], \\ \sigma_h &= -p + \\ &+ \tau \left[ \left( 1 - \frac{\mu_\sigma}{3} \right) I_{h1}^2 + \left( \frac{2\mu_\sigma}{3} \right) I_{h2}^2 - \left( 1 + \frac{\mu_\sigma}{3} \right) I_{h3}^2 \right]\end{aligned}\quad (9)$$

положение наибольшего и наименьшего горизонтального сжатия напряжений можно получить сечением эллипсоида напряжений горизонталь-

ной плоскостью или перебором всех горизонтальных направлений для напряжений и выбором тех, которые отвечают соответственно наибольшему и наименьшему горизонтальному сжатию.

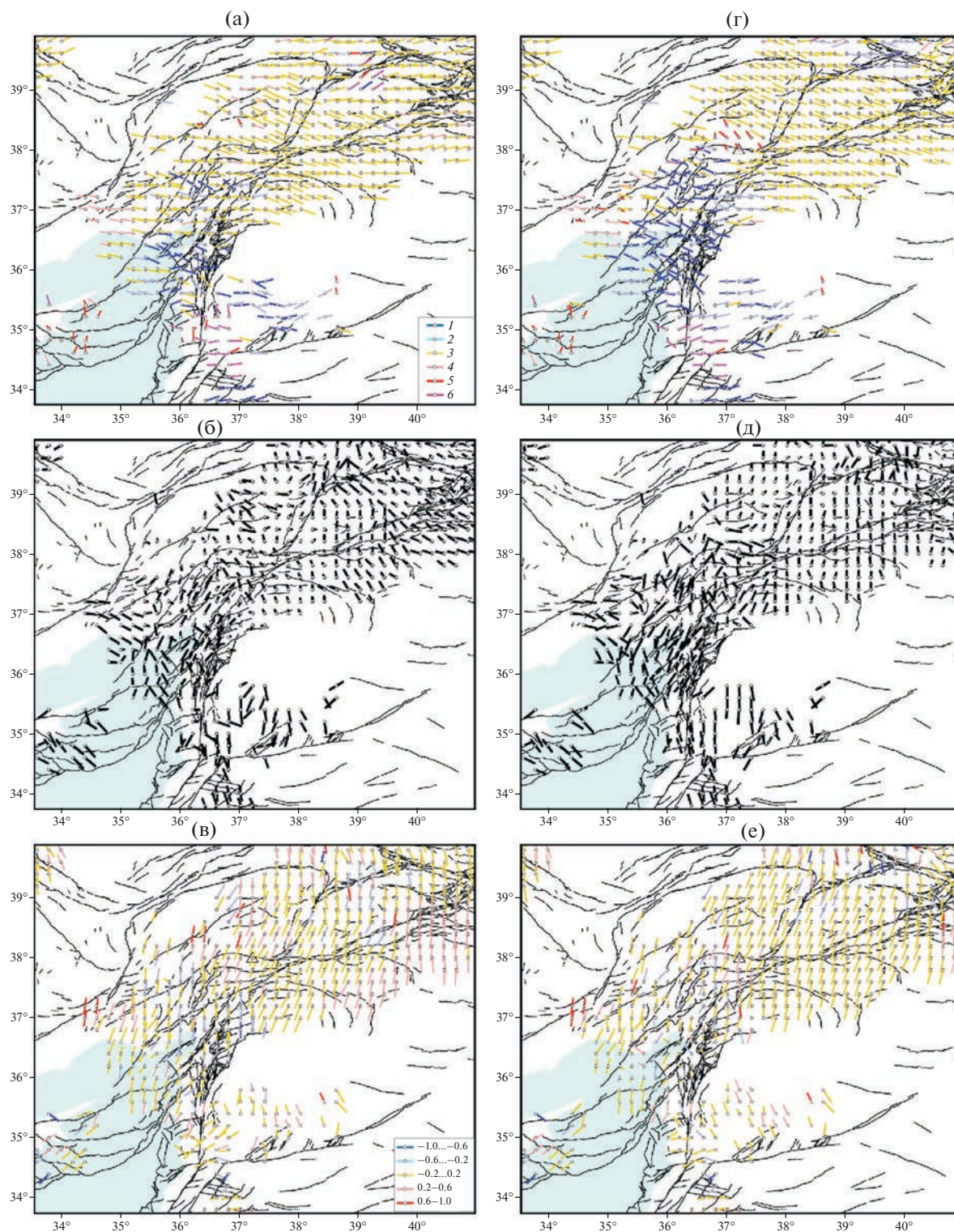
На рис. 11 показана ориентация напряжений наибольшего и наименьшего горизонтального сжатия в коре исследуемого региона. Замечаем, что ориентация этих напряжений существенно более устойчивая в пространстве, чем для осей главных напряжений (рис. 10). Часто об изменениях напряженного состояния в точке расчета между двумя стадиями свидетельствует не ориентация горизонтальных напряжений, а геодинамический тип напряженного состояния.

Из данных рис. 8а видно, что на начальном временном этапе реконструкции режим горизонтального сдвига захватывал практически всю зону ВАЗР. Исключением здесь был небольшой юго-восточной его участок с режимами горизонтального растяжения и растяжения со сдвигом (транстенсия), который распространялся в зону Ливантийского сдвигового разлома, переходя там в режим вертикального сдвига. Перед Пазарджыкским землетрясением (рис. 8б) зона с режимом горизонтального растяжения резко расширилась вплоть до эпицентра будущего катастрофического землетрясения. Появилась обширная область горизонтального растяжения со сдвигом в северо-восточном сегменте ВАЗР, где он сопрягается с Северо-Анатолийским разломом. Наряду с этим расширилась и стала более интенсивной зона горизонтального сжатия в юго-западном секторе ВАЗР, а также возникла новая зона горизонтального сжатия к югу от эпицентра Пазарджыкского землетрясения.

Специально следует отметить, что новые области горизонтального растяжения и сжатия приурочены к западному борту ВАЗР. Формирование таких пар областей диаметрально разного режима напряженного состояния согласно работам Д.Н. Осокиной [Осокина, 1987; Осокина, Фридман, 1987] может свидетельствовать о произошедших в период реконструкции напряжений лево-сдвиговых смещений в системе оперяющих разломов к западу от ВАЗР. В данном случае к таким относятся разломы Козан, Гоксун, Андирум и разлом Туркоглы, продолжающий на юго-запад разлом Пазарджык (рис. 3а). Возможно также, что такие движения захватили и разломы Мала-тия и Овасик, ответвляющиеся от ВАЗР в северо-восточном сегменте исследуемого региона. Следует отметить, что вдоль разломов Пазарджык и Ергани Гунус в последние 25 лет произошла серия сильных землетрясений с магнитудами 6.1–6.8, предварявшихся и продолжавшихся сериями менее сильных событий.

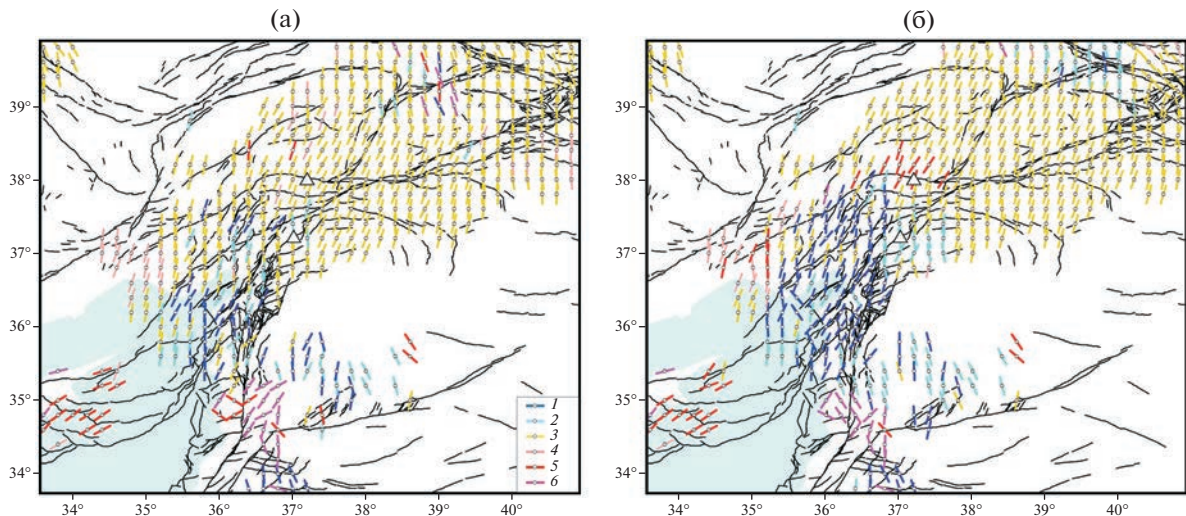
В рамках второго этапа реконструкции МКА были получены данные о максимальных каса-





**Рис. 10.** Проекция на горизонтальную плоскость осей главных напряжений для: (а)–(в) – первого (1990–2010 гг.); (г)–(е) – последнего (2010–2022 гг.) расчета по времени. (а), (г) – Минимальное сжатие (растяжение); (б), (д) – промежуточное главное напряжение; (в), (е) – максимальное сжатие. Оси построены в узле расчета (кружочек) в направлении погружения. При угле погружения менее 7.5 градусов длина осей максимальная с кружочком посередине. Для напряжений наименьшего (а) и наибольшего (в) сжатия цвет осей определяет соответственно геодинамический тип напряженного состояния и значение коэффициента Лоде–Надаи (см. легенды рис. 8, рис. 9).





**Рис. 11.** Ориентация осей напряжений наибольшего горизонтального сжатия для двух стадий расчета напряженного состояния: (а) – первая (1990–2010 гг.); (б) – последняя (2010–2022 гг.). Геодинамический тип напряженного состояния: 1 – гор. растяжение; 2 – гор. растяжение со сдвигом или транстенсия; 3 – гор. сдвиг; 4 – гор. сжатие со сдвигом или транспрессия; 5 – гор. сжатие; 6 – вертикальный сдвиг.

тельных напряжений  $\tau$  и эффективном всестороннем давлении  $p^*$ , нормированных на прочность сцепления массива  $\tau_f$  (см. выражения (7)). На рис. 12 показаны параметры напряженного состояния, отвечающие в каждом узле наиболее ранней и наиболее поздней по времени выборке землетрясений.

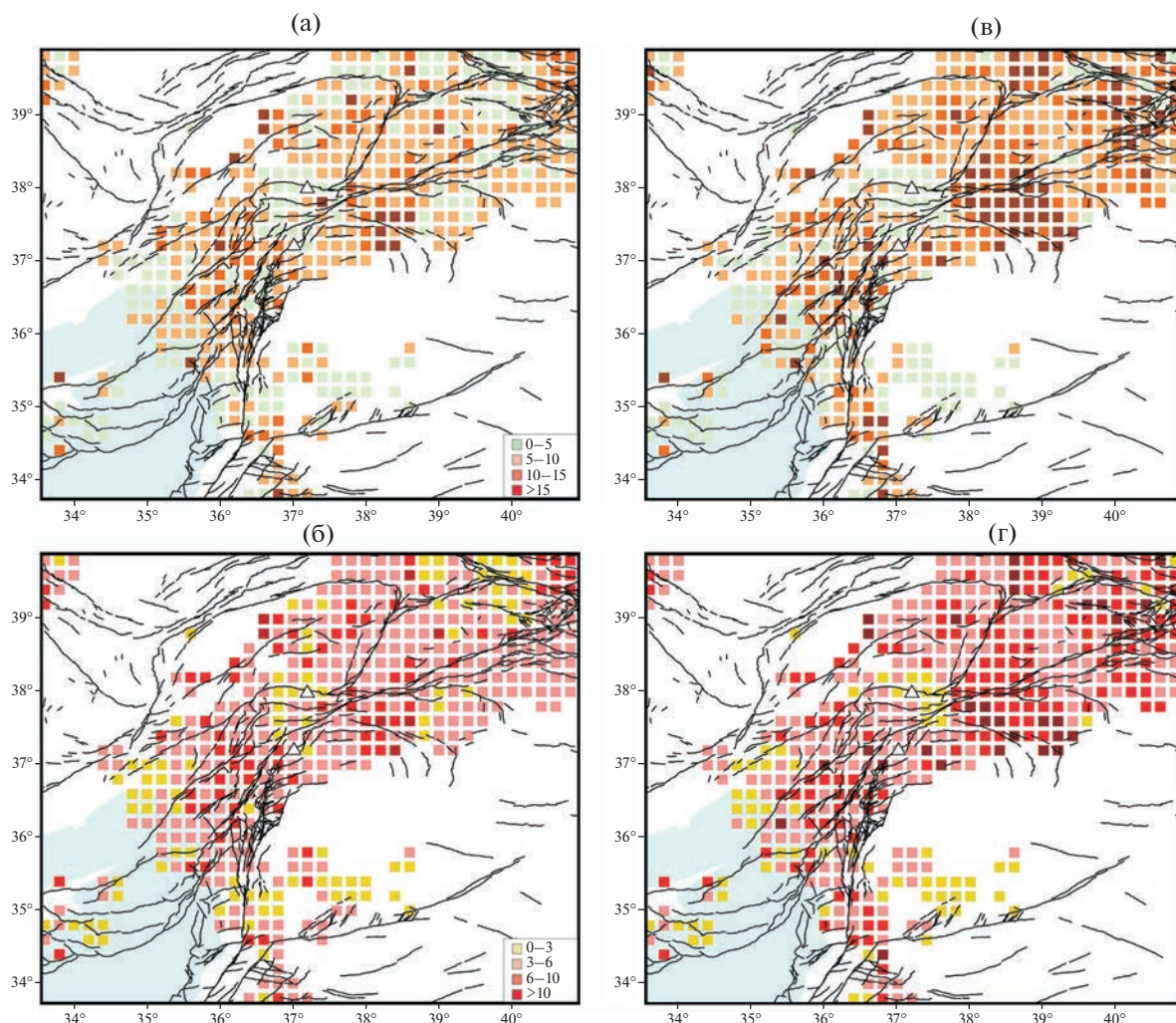
Как видно из данных рис. 12, для обеих стадий расчета участок ВАЗР в зоне будущего Пазарджикского землетрясения в основном был представлен данными о величинах напряжения среднего и низкого уровня. Области наименьших величин напряжений приходились на второй сегмент (рис. 3а) сейсмогенного разрыва этого землетрясения. Третий сегмент имел несколько более высокий уровень напряжений. Точки с самыми высокими уровнями напряжений на ВАЗР располагались за пределами очага Пазарджикского землетрясения.

Эпицентр Пазарджикского землетрясения (первый сегмент) располагался на участке разлома, где для обеих стадий расчета имел место самый низкий уровень эффективного давления и средний уровень максимальных касательных напряжений. Отметим, что рядом с эпицентром землетрясения имеются точки расчета с высоким уровнем напряжений. Учитывая то, что шаг сетки расчета 40–50 км в 1.5–2 раза меньше линейного масштаба усреднения напряжений, можно говорить, что Пазарджикское землетрясение возникло на участке разлома, где имеет место наибольший градиент напряжений. Согласно нашим исследованиям катастрофических землетрясений, происходивших с начала этого столетия в зонах

субдукции [Ребецкий, 2018; Rebetsky, Guo, 2020], их эпицентры тяготеют именно к таким участкам.

#### РАЙОНИРОВАНИЕ ОПАСНЫХ УЧАСТКОВ РАЗЛОМОВ ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ

В наших исследованиях данные о напряжениях, реконструированных в коре исследуемого региона алгоритмами первых двух этапов катаклического метода, являются исходными для расчета нормированных кулоновых напряжений  $\tau_c$  согласно выражению (8). Эти напряжения в соответствии с геомеханическими критериями хрупкого разрушения горных пород [Ребецкий, 2003а] отвечают за близость разломов к критическому состоянию. Кулоновые напряжения могут быть положительными, когда касательные напряжения  $\tau_n$  больше напряжений сил трения ( $k_f \sigma_{nn}^*$ ). Хрупкое разрушение произойдет, если кулоновые напряжения достигнут локальной прочности сцепления на участке разлома  $\tau_f^m$ , которая может быть ниже средней прочности сцепления разлома ( $\tau_f^m < \tau_f$ ). В рамках МКА после второго этапа реконструкции можно рассчитать нормированные на  $\tau_f$  эффективные нормальные  $\frac{\sigma_{nn}^*}{\tau_f}$  и касательные напряжения  $\frac{\tau_n}{\tau_f}$  на известных плоскостях участков разломов. Таким образом, согласно (1) можно рассчитать отношение кулоновых напря-



**Рис. 12.** Нормированные на прочность сцепления величины эффективного давления (а), (в) и максимального касательного напряжения (б), (г) для двух стадий расчета: первая (1990–2010 гг.) – (а), (б) и последняя (2010–2022 гг.) – (в), (г).

жений к прочности сцепления, которое должно быть меньше 1.

Как следует из (1), для расчета кулоновых напряжений на разломе необходимо для каждого участка разлома иметь не только информацию о его положении (простирации), но также о направлении погружения и угле погружения. Для разломов исследуемой территории такая информация частично присутствовала в базе данных активных разломов Евразии [Бачманов и др., 2017]. В ней для большой группы разломов имелось указание о направлении их погружения, а также указывалась кинематика разломов.

Поскольку этих данных для решения наших задач недостаточно, то нами была создана программа, которая на основе интерпретации данных о механизмах очагов землетрясений, произошедших на дистанциях менее 50 км от разломов, определяла их углы погружения.

Таким образом, на основании данных двух этапов реконструкции напряжений катакластическим методом и полученных нами данных о параметрах разломов были рассчитаны кулоновые напряжения для тех участков разломов, вблизи которых располагались узлы расчетной сетки (на расстояниях не более 100 км).

Районирование разломов по степени их опасности выполнялось путем разбиения положительных значений кулоновых напряжений на четыре диапазона: 1)  $0.8 < \frac{\tau_c}{\tau_f} \leq 1$ ; 2)  $0.5 < \frac{\tau_c}{\tau_f} \leq 0.8$ ;

3)  $0.2 < \frac{\tau_c}{\tau_f} \leq 0.4$ ; 4)  $-0.2 < \frac{\tau_c}{\tau_f} \leq 0.2$ , которые нами

именуются следующим образом: высшей опасности, опасный, тревожный и нейтральный. Последний диапазон изменения кулоновых напря-

жений  $\frac{\tau_c}{\tau_f} \leq -0.2$  определяется как безопасный.

В соответствии с этой градацией при землетрясении для участков разломов будет меняться уровень сброса касательных напряжений, определяющий и удельную плотность высвобождения упругой энергии при землетрясении.

Как видно из рис. 13, большая часть разломов (более 75%), для которых имеются данные о напряжениях, находятся в безопасном состоянии. При этом для юго-западного сегмента ВАЗР и его ответвлений в северном побережье Восточного Средиземноморья и Сирии соотношение опасных и безопасных разломов приближается к 1 : 1.

Накопленный опыт исследований кулоновых напряжений и, в частности, изучение области подготовки Веньчуанского землетрясения 2008 г. с  $M_w = 8.0$  [Ребецкий и др., 2021] показал, что его очаг располагался на разломе Лунмэньшань в области, где наряду с участками высокого уровня нормированных кулоновых напряжений ( $\tau_c > 0.8\tau_f$ ) имелись участки среднего уровня этих напряжений и даже небольшие по протяженности участки низких положительных значений ( $\tau_c < 0.3\tau_f$ ). При этом эпицентр очага Веньчуанского землетрясения находился вблизи участка протяженностью около 20 км, которому отвечал критически высокий уровень кулоновых напряжений ( $\tau_c > 0.6\tau_f$ ). Такой характер напряженного состояния на разломе соответствовал особенностям развития сейсмогенного разрыва — очага Веньчуанского землетрясения, где существовали протяженные участки относительно медленных сейсмических движений [Лю Цзяо, Рогожин, 2017], а также участки, где наблюдались наибольшие разрушения, и выделившаяся сейсмическая энергия была существенно выше [Yin et al., 2010].

По результатам тектонофизического районирования разломов на период времени, непосредственно предшествовавший двум сильнейшим землетрясениям в исследуемом регионе Восточной Анатолии, выделяются несколько разломов с наиболее протяженными (более 50 км) опасными участками положительных значений кулоновых напряжений:

1). Разлом Гоксун север—северо-восточного простирания к западу от ВАЗР. Здесь имеется два участка протяженностью более 50 км с уровнем кулоновых напряжений  $(0.5–0.8)\tau_f$ , разделенные короткой зоной (около 20 км) отрицательных их значений.

2). Разлом Андирун, субпараллельный разлому Гоксун к востоку от него, имел протяженность участка положительных значений кулоновых напряжений около 65 км и зону высоких значений около 30 км.

3). Разлом Мисис север—северо-восточного простирания к северу от разлома Гоксун. Имеет два участка положительных значений кулоновых напряжений около 30 и 60 км, разделенные зоной отрицательных их значений (около 25 км).

4). Зона разлома Латакия север—северо-восточного простирания, проходящая вдоль восточного побережья Средиземного моря. Протяженность участка положительных значений кулоновых напряжений около 50 км при небольшой зоне высоких их значений (около 15 км).

5). Система разломов Мертвого Моря субмеридионального простирания к югу от ВАЗР. Протяженность участка положительных значений кулоновых напряжений достигает 100 км, а зоны высоких значений — 40 км. Вблизи разлома Мертвого Моря также имеется несколько разломов такого же простирания с очень высоким уровнем кулоновых напряжений.

6). Разлом Кирикхан, входящий в юго-западную систему ВАЗР. Участок положительных значений кулоновых напряжений около 70 км и зона очень высоких значений — около 30 км.

7). Разлом Амэнос на юго-западе ВАЗР к северо-востоку от разлома Кирикхан (здесь расположен третий сегмент очага Пазарджыкского землетрясения). Имеются два участка положительных, высоких значений кулоновых напряжений около 60 и 70 км, разделенных областью отрицательных значений.

8). Разлом Пазарджык входит в систему ВАЗР и располагается к северо-востоку от разлома Амэнос (здесь расположен второй сегмент очага Пазарджыкского землетрясения). Имеет протяженный участок (около 70 км) положительных значений кулоновых напряжений средней и невысокой интенсивности.

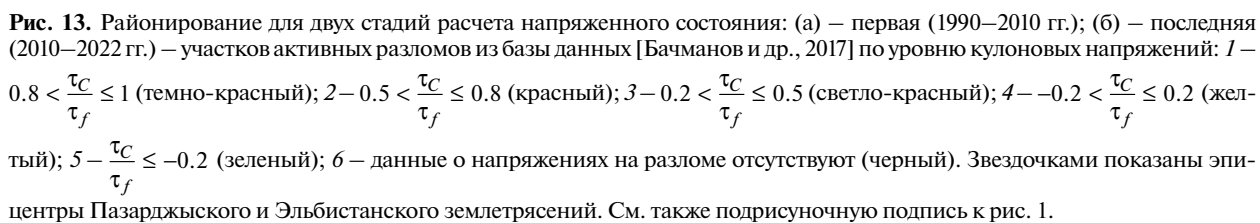
9). Разлом Малатия север—северо-восточного простирания к северу от ВАЗР, сопрягающий его с разломами Делялер Текер и Овасик. Участок положительных значений кулоновых напряжений около 50 км и зона высоких значений — около 20 км.

10). Разлом Овасик северо-восточного простирания к северу от ВАЗР. Участок положительных значений кулоновых напряжений около 100 км при небольшой зоне этих напряжений среднего уровня — около 20 км.

Другие разломы имеют участки положительных и даже высоких значений кулоновых напряжений менее 50 км, что соответствует возможности возникновения на них землетрясений с магнитудами 6.5–7.0.

Проведенный анализ показывает, что зона ВАЗР, имевшая высокую детальность рассчитанных напряжений, выглядит опасной, т.к. в области будущего очага Пазарджыкского землетрясе-





ния на протяженности около 300 км имелись участки очень высокого уровня кулоновых напряжений ( $\tau_c > 0.8\tau_f$ ) для разломов Кирикхан и Амэнос (третий сегмент очага см. рис. 3а), хотя между ними и располагалась зона (около 30 км) с отрицательными значениями кулоновых напряжений. Кроме того, на северо-восточном участке очага Пазарджыкского землетрясения (второй сегмент очага см. рис. 3а) в пределах разлома Туркоглы также существовал протяженный участок положительных значений кулоновых напряжений средней и невысокой интенсивности. От опасного участка разлома Амэнос он отделялся также протяженной зоной (около 70 км) отрицательных значений кулоновых напряжений.

Разлом, на котором находился эпицентр Пазарджыкского землетрясения, являвшийся ответвлением в системе ВАЗР в восточном его крыле, вдоль всего протяжения первого сегмента очага (см. рис. 3а) имел положительные значения кулоновых напряжений. Причем сам эпицентр находился на участке высокого уровня кулоновых напряжений. Этот разлом расположен к северу от двух других сегментов Пазарджыкского землетрясения на расстоянии от 25 до 8 км и по данным активных разломов Евразии [Бачманов и др., 2017] не имел прямого пересечения с ними.

Важно отметить, что зона будущего очага Пазарджыкского землетрясения выглядела более опасной для начального периода реконструкции напряжений (рис. 13а). В период времени, приближенный к началу 2023 г. (рис. 13б), протяженность и интенсивность опасных участков для его северо-восточной части немного снизилась, в то время как повысилась опасность юго-западного сегмента и области вблизи эпицентра землетрясения. Можно предположить, что эти изменения кулоновых напряжений были обусловлены левосдвиговыми смещениями, которые происходили в интервале времени между двумя представленными периодами реконструкции.

Для субширотных разломов Сюрдю, Чардак и Сунгун, на которых произошло второе сильное землетрясение, величина кулоновых напряжений была всюду отрицательной. Здесь напряжения, действовавшие по нормали к разлому, были столь высоки, что напряжения трения ( $k_f\sigma_{nn}^*$ ) превышали уровень касательных напряжений ( $\tau_n$ ). Такое же состояние было и для других субширотных разломов, располагавшихся южнее.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Работы по изучению распределения опасности активных разломов по результатам тектонофизической реконструкции природных напряжений начали проводиться относительно недавно [Ре-

бецкий, Кузиков, 2016; Ребецкий и др., 2021]. В этом отношении они существенно уступают опыту работ изучения закономерности изменений кулоновых напряжений на основе математического моделирования [Stein et al., 1992; Okado et al., 1992; Harris et al., 1995; и др.]. Для реализации тектонофизического подхода в расчете кулоновых напряжений требуются данные не только о параметрах эллипсоида напряжений (ориентация главных осей тензора напряжений и форма эллипсоида), но также величины максимальных касательных напряжений и эффективного давления либо нормированных их значений. Это существенно большая информация, чем та, что используется при математическом моделировании изменения кулоновых напряжений.

Теоретические положения геомеханики определяют, что опасным участком активного разлома можно считать зону положительных значений кулоновых напряжений, т.к. локальная прочность разломов на разных их участках может сильно варьироваться. Особо опасным участком является относительно протяженная зона высокого уровня положительных значений кулоновых напряжений (более  $0.6-0.8\tau_f$ ). Ожидаемый минимальный магнитудный уровень прогнозируемого сейсмогенного участка разлома определяется не шагом узлов сетки, в которых получены данные о напряжениях, а масштабом усреднения кулоновых напряжений. Он, в свою очередь, связан с магнитудным диапазоном исходных для реконструкции напряжений данных о механизмах очагов землетрясений, а также с плотностью распределения эпицентров землетрясений. Для ВАЗР минимальная прогнозная магнитуда составляла 6.5–7.0, т.к. здесь наблюдалась наибольшая плотность эпицентров землетрясений, для которых имелись данные об их механизмах очагов (рис. 6), и поэтому имел место наименьший масштаб усреднения напряжений (рис. 7б). На некотором удалении от ВАЗР для других областей масштаб усреднения повышался до 100 км и более, что определяло нижний магнитудный уровень прогноза в 7.5.

С другой стороны, накопленный опыт тектонофизических исследований показал, что в очаге Веньчуаньского землетрясения 2008 г. [Ребецкий и др., 2021] участки повышенного уровня кулоновых напряжений прерывались зонами низких положительных их значений и даже малыми по протяженности участками отрицательных значений кулоновых напряжений. Результаты исследований для Караманмарашских землетрясений подтвердили эти выводы. Таким образом, ожидаемый максимальный магнитудный уровень прогнозируемого сейсмогенного участка разлома, получаемый из результатов анализа кулоновых напряжений, определяется всей прерывистой зо-

ной положительных их значений. При этом на концах этой опасной зоны должны существовать протяженные зоны отрицательных кулоновых напряжений.

О том, что очаг Пазарджыкского землетрясения не являлся однородным и мог содержать как зоны высокого уровня положительных значений кулоновых напряжений, так и участки отрицательных значений, говорят также исследования изменения интенсивности направленности сейсмического излучения [Павленко, Павленко, 2023].

Одной из причин разрушений зданий специалисты по сейсмостойкому строительству и сейсмологи рассматривают так называемые “импульсоподобные волновые формы” (*pulse-like features*) [Baez, Miranda, 2000; Iervolino et al., 2012; Shahi, Baker, 2011; Павленко, Павленко, 2023], характеризующиеся наличием импульсов ускорения большой продолжительности, которым соответствуют и импульсы скорости необычно большой величины — сверхскоростные разрывы. Такие импульсы наблюдаются на станциях, расположенных вблизи сейсмогенного разлома, при распространении на него разрыва в очаге (*forward propagation*). Для стандартных скоростей распространения фронта очага землетрясения эти импульсы сильнее выражены на горизонтальных компонентах, ориентированных перпендикулярно разлому [Павленко, Павленко, 2023]. Доминирование параллельных компонент является типичной особенностью сверхскоростных разрывов [Rosakis et al., 1999].

Импульсоподобные волновые формы движения грунта возникают из-за практически одновременного прихода на сейсмическую станцию поперечных волн, излучаемых из разных точек развивающегося в направлении станции очага [Somerville et al., 1997]. Возникающая при этом интерференция упругих волн способна обеспечить увеличение частоты колебаний при повышении их амплитуды. Поскольку фактическая скорость распространения поперечных волн вдоль сейсмогенного разрыва является суммой скорости движения грунта для фронта разрыва (для Пазарджыкского землетрясения около 5 км/с [Rosakis et al., 2023]) и скорости поперечных упругих волн (около 3.3 км/с), то причиной появления сверхвысоких скоростей волн и изменения интенсивности направленности сейсмического излучения является именно первый из рассмотренных факторов. Само изменение скорости развития фронта разрыва и скорости движения грунта можно прямо связывать с изменением характера напряженного состояния вдоль сейсмогенного разрыва.

Таким образом, данные о наличии сверхвысоких скоростей волн говорят о существовании участков разломов с напряженным состоянием,

благоприятным для увеличения скорости распространения фронта разрыва. В то время, как появление импульсоподобных волновых форм указывает на разрыве участков существенно различного напряженного состояния — как способствующего разрывообразованию, так и не способствующего ему. При этом участок пониженной скорости развития фронта очага находится ближе к станции наблюдения, чем участок высокой скорости.

ВАРЗ вблизи очага Пазарджыкского землетрясения характеризуется наличием масштабных разрушений. Тысячи зданий и десятки крупных и мелких городов серьезно пострадали при землетрясении. В работе [Baltzopoulos et al., 2023] по данным AFAD Государственного агентства по борьбе со стихийными бедствиями при Министерстве внутренних дел Турции (AFAD) исследовались пиковые ускорения (PGA) по записям сейсмических станций, расположенных на разных и эпицентральных расстояниях. Было показано, что спектральные амплитуды регистрировались движения грунта достигали 2.8 g. Согласно этим исследованиям показано наличие 6 станций, для которых наблюдались импульсоподобные волновые формы. Эти станции располагались на север—северо-восточной части разлома Нарли (первый сегмент очага), а также на северо-восточной части разлома Амэнос (третий сегмент очага).

Как было показано в работе [Abdelmeguid et al., 2023] первой станцией, зафиксировавшей почти 20% превышение скорости поперечных волн в направлении сейсмогенного разрыва над скоростью этих волн по нормали к нему, являлась станция, расположенная вблизи разрыва Нарли к север—северо-востоку от эпицентра Пазарджыкского землетрясения (около 30 км). Согласно данным рисунка 13 как раз перед этой станцией располагались два участка пониженных положительных (от 0.2 до 0.5) и практически нулевых (от –0.2 до 0.2) значений нормированных кулоновых напряжений.

Данные обеих работ [Baltzopoulos et al., 2023; Abdelmeguid et al., 2023] хорошо соответствуют результатам тектонофизического районирования ВАРЗ по уровню кулоновых напряжений (рис. 13). Для Пазарджыкского землетрясения наиболее опасными по уровню кулоновых напряжений выглядели первый и третий его сегменты (рис. 3). При этом самый высокий уровень кулоновых напряжений отмечен на разломе Нарли вблизи эпицентра этого землетрясения, а также двух протяженных участков разлома Амэнос в его южной и центральной части. Эти участки разделялись зоной отрицательных значений кулоновых напряжений. Обширная область отрицательных значений кулоновых напряжений также существовала



в районе сочленения разломов Пазарджык и Амэнос к северу от первого сегмента очага (разлом Нарли). К северу от нее вдоль разлома Пазарджык имелся участок среднего и высокого уровня кулоновых напряжений.

Как следует из данных, опубликованных на сайте Геологической Службы США (<https://earthquake.usgs.gov>), развитие очага на первом сегменте продолжалось более 10 секунд с распространением фронта разрушения в большей части с юго-запада на север—северо-восток. Здесь разрыв вначале распространялся с высокой скоростью, вскрывая участки высокого уровня кулоновых напряжений. В северной части разлома Нарли скорость распространения разрыва замедлилась, так как он вошел в пределы участка пониженных и даже отрицательных значений кулоновых напряжений. Это и зафиксировали расположенные здесь станции данными о наличии, с одной стороны, сверхвысоких скоростей поперечных волн, а с другой — видом импульсных волновых форм.

После этого начались сейсмические движения на втором сегменте очага. Здесь фронт разрушения распространялся вдоль разлома Пазарджык как на юго-запад, так и на северо-восток. Через 30 с после начала землетрясения возникли сейсмические движения на третьем сегменте очага, приходившемся на разломы Кирикхан и Амэнос. Здесь распространение фронта разрушения было в основном с север—северо-востока на юг—юго-запад.

Наличие рядом расположенных и практически субпараллельных сегментов в очаге Пазарджыкского землетрясения (первый и третий) должно приводить к изменению напряженного состояния после развития косейсмических движений в первом сегменте. Вопросы взаимного влияния близко расположенных разрывов рассматривались в работе [Осокина, Цветкова, 1979; Осокина и др., 1979]. В работах [Лермонтова, Ребецкий, 2012; Лермонтова, 2021] показано, какое их взаимное расположение будет способствовать активизации второго разрыва вслед за первым, поскольку увеличивает уровень кулоновых напряжений. Возможно также и такое их взаимное расположение, когда изменение напряженного состояния, вызванного активизацией первого разрыва, приведет к уменьшению уровня кулоновых напряжений и, следовательно, невозможности активизации второго разрыва.

На основании исследований А.С. Лермонтовой [Лермонтова, Ребецкий, 2012; Лермонтова, 2021] можно предположить, что изменение напряжений, произошедшее в результате косейсмических движений в окрестности первого сегмента очага Пазарджыкского землетрясения (рис. 13), привело к росту кулоновых напряжений во втором сегменте очага, которые до этого были положительными, но при невысокой их интенсивно-

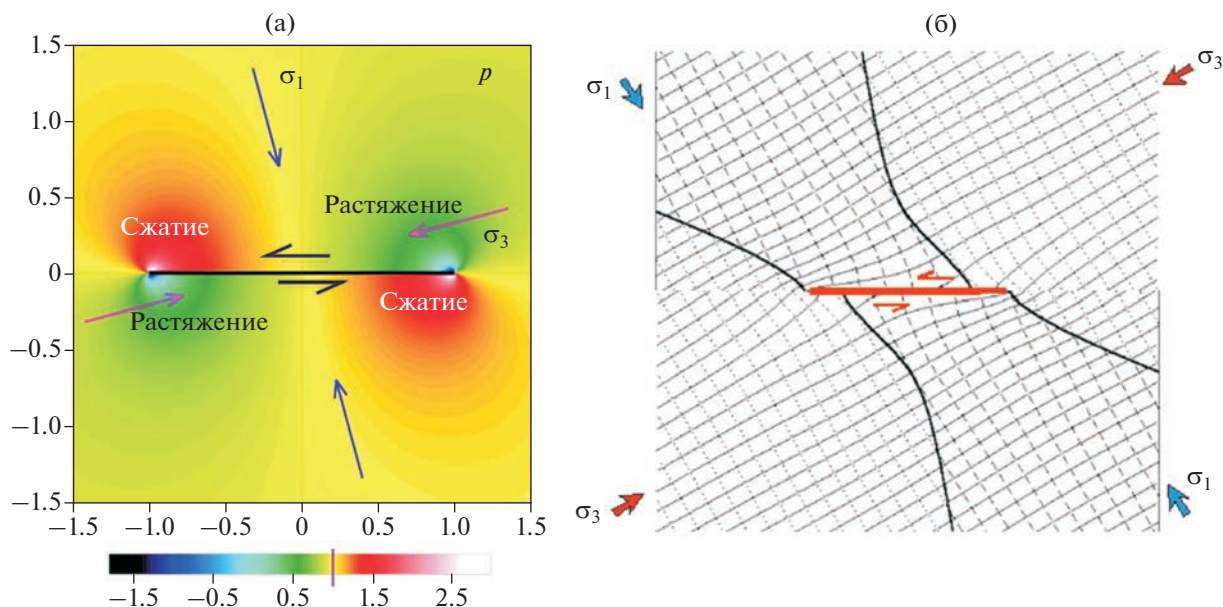
сти. Это способствовало началу сейсмических движений в нем, когда фронт разрушения, распространявшийся в первом сегменте, был наиболее близок ко второму сегменту очага.

Если бы расстояние между разрывами первого и второго сегментов очага Пазарджыкского землетрясения были бы несколько большим, возможно, что влияние активизации первого сегмента на второй могло быть не столь существенным. Тогда землетрясение завершилось бы, сформировав сейсмогенный разрыв только из первого сегмента. В этом случае магнитуда землетрясения могла ограничиться величиной 6.5 или несколько больше. Исследования изменений кулоновых напряжений для ВАЗР, выполненные в работе [Chen et al., 2023] численным моделированием, подтверждают наши выводы.

Перескок сейсмогенной опасности с одного разрыва на другой в случае их субпараллельности со смещением по простиранию — достаточно стандартное явление, исследованное в тектонофизическом эксперименте [Осокина и др., 1979]. Возникновение землетрясения с магнитудой 7.5 на разломе Сюрдю, имеющем существенно отличное простирание от восточной ветви ВАЗР, явление редкое. На этом разломе данные тектонофизического районирования показывают отрицательные значения кулоновых напряжений.

Во ВВЕДЕНИИ было обращено внимание, что очаг Эльбистанского землетрясения располагался в западном крыле северного — концевого участка второго сейсмогенерирующего сегмента очага Пазарджыкского землетрясения, а громадный 30-метровый провал поверхности протяженностью в несколько километров возник также вблизи концевого его участка (на юге), но уже восточного крыла, вблизи села Тепехан. Таким образом, второе сильное Эльбистанское землетрясение и “провал оливковой роши” по отношению к первому Пазарджыкскому землетрясению расположены в накрест лежащих секторах дополнительного растяжения, которые формируются в окрестности сейсмогенного разлома с большой компонентой левого сдвига (рис. 14а) [Осокина, Фридман, 1987]. В секторах, где в результате смещения по разлому наблюдается появление наибольшего дополнительного растяжения и сжатия, также происходит наибольшая перестройка ориентации осей главных напряжений (рис. 14б).

Таким образом, в результате Пазарджыкского землетрясения на огромных площадях земной коры произошла перестройка поля напряжений, обусловившая наблюдавшиеся после землетрясения явления. В этой связи при выполнении районирования территорий по сейсмической опасности необходимо учитывать фактор взаимодействия активизирующегося разлома с соседними, сопряженными с ним разломами.



**Рис. 14.** Расположение секторов сжатия и растяжения для дополнительного давления (а), возникающего в окрестности сейсмогенного разрыва с левым сдвигом, и траектории главных напряжений вблизи разрыва (б) согласно работам [Осокина, Фридман, 1987].

Проведенный анализ позволил ответить на большую часть вопросов, поставленных во ВВЕДЕНИИ. Его можно завершить следующим заключением. Основная часть сейсмогенерирующих разрывов двух сильнейших землетрясений не была подготовлена к генерации той магнитуды, которая в итоге им соответствовала. Без существования опасно высокого уровня кулоновых напряжений на опереющем разломе Нарли распределение этих напряжений на разломах Пазарджык и Амэнос могло генерировать землетрясения с магнитудами не более 6.5–7.0. В свою очередь без Пазарджыкского землетрясения Эльбистанское землетрясение вообще не могло произойти. Можно сказать, что при Караманмарашских землетрясениях имел место принцип домино, породивший каскадное перераспределение напряжений, направленное по наиболее неблагоприятному сценарию.

## ВЫВОДЫ

Согласно выполненному тектонофизическому мониторингу состояния коры Восточной Анатолии за период в 50–70 лет в ней происходили постепенные, медленные изменения напряженного состояния. В начальной стадии мониторинга, относящейся к началу нулевых годов, реконструкция напряжений показала, что большая часть коры имела обстановку горизонтального сдвига и лишь в южном секторе наблюдалось несколько небольших участков линейным размером 100–150 км с режимами горизонтального растяжения и горизонтального сжатия. В реконструкции на-

пряжений, имевшей место непосредственно перед двумя турецкими землетрясениями, произошедшими 06.02.2023 г, области коры с обстановкой горизонтального растяжения существенно расширились, охватив практически весь юго-западный сегмент ВАР. При этом граница перехода от режима горизонтального растяжения к горизонтальному сдвигу находилась вблизи эпицентра очага Пазарджыкского землетрясения.

Два сильнейших турецких землетрясения, произошедшие в провинции Караманмараш, развивались в разных напряженных состояниях, определявших опасность их сейсмогенной активизации. Большая часть очага первого Пазарджыкского землетрясения имела положительные кулоновы напряжения, изменявшиеся в диапазоне от низких до высоких значений. Наибольший уровень этих напряжений отвечал первому сегменту очага (рис. 3а). При этом уровень максимальных касательных напряжений и всестороннего эффективного давления в очаге был невысоким и имел большой разброс в значениях. Для Эльбистанского землетрясения уровень кулоновых напряжений на разломе до первого землетрясения с  $M_w = 7.8$  был всюду отрицательным.

Если рассматривать каждый из трех сегментов очага Пазарджыкского землетрясения отдельно, то согласно данным о протяженности участков разломов с высоким уровнем кулоновых напряжений могли возникнуть землетрясения с магнитудой 6.5–7.0. Но при этом в результате произошло землетрясение с магнитудой 7.8.

Это свидетельствует о том, что для систем активных разломов в период, когда отдельный их участок становится сейсмогенным — происходит землетрясение, имеет место резкая перестройка напряженного состояния, способная изменить весь ход сейсмического процесса. Это имело место как для первого — Пазарджыкского землетрясения, которое вместо землетрясения с магнитудой не более 7.0 (для первого сегмента очага) стало землетрясением 7.8, так и для второго — Эльбистанского землетрясения. При этом для первого землетрясения изменения напряжений и развитие землетрясения произошли в одно время, а для второго основные изменения напряженного состояния скорее всего возникли сразу после Пазарджыкского землетрясения, но при этом Эльбистанское землетрясение произошло через 9 часов после первого. Возможно, в этот период времени в зоне разлома накапливались дополнительные упругие деформации за счет афтершоков первого землетрясения и медленных асейсмических движений. Все это способствовало росту кулоновых напряжений на Эльбистанском разломе. Согласно взаиморасположению Эльбистанского разлома по отношению к простирацию очага Пазарджыкского землетрясения рост кулоновых напряжений скорее всего был связан с уменьшением нормальных к разлому напряжений сжатия, понизивших и напряжения трения на нем.

Выполненные исследования показывают высокую степень непредсказуемости возникновения сильнейших землетрясений, происходящих в зонах с густой и разнообразно ориентированной системой разломов. Когда землетрясение начинается в таких зонах, трудно предсказать, каким участком разлома оно ограничится. Здесь можно указывать области, опасные для возникновения землетрясений определенной минимальной магнитуды. При этом следует понимать, что взаимодействие активных разломов способно увеличить эту магнитуду. Подобные выводы показывают, почему методы прогноза могут давать как ложные тревоги, так и пропуск сильного землетрясения [Kossobokov et al., 2015].

Вероятно, для более качественного прогноза сейсмогенной активизации разломов необходимо комплексировать методы тектонофизики, направленные на изучение стационарного процесса изменения деформаций и напряжений в природном объекте, и методы геомеханики по численному моделированию напряжений в системах, развивающихся в динамической — сейсмической обстановке.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РНФ, проект 22-27-00591.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.
- Гарагаш И.А. Условия формирования регулярных систем полос сдвига и компакций // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 657–668.
- Гзовский М. В. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности // Изв. АН СССР. серия геофиз. 1957. № 2. С. 3.
- Гзовский М.В. Соотношение между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре // Разведка и охрана недр. 1956. № 11. С. 7–22.
- Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954. № 3. С. 390–410.
- Гзовский М.В., Белоусов В.В. Тектонические условия и механизм возникновения землетрясений // Труды Геофиз. ин-та. 1954. № 25(152). С. 25.
- Гинтов О.Б., Исая В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. журн. 1984. Т. 6. № 4. С. 3–14.
- Гусев А.А., Шумилина Л.С. Повторяемость сильных землетрясений Камчатки в шкале моментных магнитуд // Физика Земли. 2004. № 3. С. 34–42.
- Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Докл. АН СССР. Сер. геоф. 1975. Т. 225. № 3. С. 557–560.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7–25.
- Добровольский И. П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М. 1991. 224 с.
- Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений. Основы, методика, реализация. Наука. 2006. 256 с.
- Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. 2017. М.: Геос. 424 с.
- Лермонтова А.С. Поле напряжений внутри зоны сдвига и образование магистрального разлома // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3. С. 499–507.
- Лермонтова А.С., Ребецкий Ю.Л. Исследование взаимодействия трещин сдвига на основе приближенного аналитического решения задачи теории упругости // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 3. С. 239–274. <https://doi.org/10.5800/GT-2012-3-3-0073>
- Лю Цзяо, Рогожин Е.А. Макросейсмические проявления Веньчуаньского катастрофического землетрясения 2008 г. ( $M_s = 8.0$ ) по результатам изучения поверхностных сейсмодислокаций // Геофизические процессы и биосфера. 2017. № 14. Вып. 4. С. 103–121
- Макаров П.В., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П., Кузнецов П.В., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П., Ворошилов Я.С. Нелинейная механика геоматериалов и геосред. Новосибирск: изд-во “Гео”. 2007. 240 с.
- Никитин Л.В., Юнга С.Л. Определение главных осей и вида тензоров напряжений и деформаций по данным о сдвиговых смещениях; Измерение напряжений в мас-



свах горных пород. Новосибирск: СО ИГД СО АН СССР. Ч. 1. 1976. С. 22–26.

*Николаев П.Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1977. № 12. С. 113–127.

*Николаев П.Н.* Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра. 1992. 294 с.

*Николаевский В. Н.* Собрание трудов. Геомеханика. Том 3. Землетрясения и эволюция коры. Скважины и деформации пласта. Газоконденсат. М.-Ижевск: НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”. Институт компьютерных исследований. 2012. 644 с.

*Николаевский В.Н.* Собрание трудов. геомеханика. Т. 1. Разрушение и дилатансия. Нефть и газ. М.- Ижевск: НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”. Институт компьютерных исследований. 2010. 640 с.

*Николаевский В.Н.* Собрание трудов. Геомеханика. Том 2. Земная кора. Нелинейная сейсмика. Вихри и ураганы. М.-Ижевск: НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”, Институт компьютерных исследований. 2010. 560 с.

*Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю.* Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения. Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 163–184.

*Осокина Д.Н.* Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива. Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 120–135.

*Осокина Д.Н., Никонов А.А., Цветкова Н.Ю.* Моделирование локального поля напряжений системы разломов Сан-Андреас. Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 204–226.

*Осокина Д.Н., Фридман В.Н.* Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами. Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 74–119.

*Павленко О.В., Павленко В.А.* Эффекты направленности излучения крупных очагов на примере катастрофических землетрясений в Турции 06.02.2023 г. // Физика Земли. 2023. № 6. С. 103–121.

*Парфенов В.Д.* Анализ напряженного состояния в ангидридовом тектоните // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 3. С. 695–698.

*Парфенов В.Д.* К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72.

*Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173–235.

*Расцветаев Л.М.* Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 4. С. 904–909.

*Ребецкий Ю.Л.* Закономерности разномасштабного разрывообразования в коре и тектонофизические признаки метастабильности разломов // Геодинамика и

тектонофизика 2018. Т. 9. Вып. 3. С. 629–652. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0365>

*Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмостектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН. 1999. Т. 365. № 3. С. 392–395

*Ребецкий Ю.Л.* Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин. Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ. 2003. 56 с.

*Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 5. С. 70–84.

*Ребецкий Ю.Л.* Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. Вып. 4. С. 437–466. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0189>

*Ребецкий Ю.Л.* Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Докл. РАН. 2003. Т. 400. № 3. С. 237–241.

*Ребецкий Ю.Л., Guo Y., Wang K., Алексеев Р.С., Маринин А.В.* Напряженное состояние земной коры и сейсмостектоника Западного Сычуаня, Китай // Геотектоника. 2021. № 6. С. 75–97. [Rebetsky Yu. L., Guo Ya., Wang K., Alekseev R.S., Marinin A.V. Stress State of the Earth's Crust and Seismotectonics of Western Sichuan, China // Geotectonics. 2021. V. 55. № 6. P. 844–863.]

*Ребецкий Ю.Л., Guo Y., Wang K., Алексеев Р.С., Маринин А.В.* Напряженное состояние земной коры и сейсмостектоника Западного Сычуаня, Китай // Геотектоника. 2021. № 6. С. 75–97.

*Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И.* Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1225–1250.

*Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.* Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1192–1206.

*Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: изд-во СО РАН, фил. ГЕОС. 2003. 241 с.

*Сим Л.А.* Неотектонические напряжения Восточно-европейской платформы и структур обрамления. Автореф. Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ. 1996. 41 с.

*Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 313 с.

*Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А.* Формирование цветковых структур нарушений в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания // Физика Земли. 2015. № 4. С. 81–93.

*Тихоцкий С.А., Татевосян Р.Э., Ребецкий Ю.Л., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С.* Караманмарашские землетрясения 2023 г. в Турции: сейсмическое движение по сопряженным разломам // Докл. РАН. 2023. № 6. С. 00–00.

*Уловов В.И.* Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 6–22.

- Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации — ОСР-97. Масштаб 1 : 8000000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ. 1999. 57 с
- Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М.: Наука. 2005. 302 с.
- Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука. 1968. С. 121–150.
- Федотов С.А., Соломатин А.В. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IV 2016–III 2021 гг., его развитие и применение; особенности сейсмичности Курило-Камчатской дуги до и после глубокого Охотоморского землетрясения 24.V 2013 г.,  $M = 8.3$  // Вулканология и сейсмология. 2017. № 3. С. 3–21.
- Черных К.Ф. Введение в анизотропную упругость. М.: Наука. 1988. 190 с.
- Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмостектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 190 с.
- Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1979. № 10. С. 14–23.
- Abdelmeguid M., Zhao Ch., Yalcinkaya E., Gazetas G., Elbanna A., Rosakis A. Revealing the dynamics of the Feb 6th 2023  $M_{7.8}$  Kahramanmaraş/Pazarcik earthquake: near-field records and dynamic rupture modeling. 2023. Preprint. <https://doi.org/10.31223/X5066R>
- Aleksandrowski P. Graphical determination of principal stress directions for slicken side lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method // J. Struct. Geol. 1985. № 7. P. 73–82.
- Allen C.R. Active faulting in northern Turkey. Rep. Div. of Geol. Sic., Calif. Inst. of Technol., Pasadena. 1969. V. 1577. 32 p.
- Anderson E.M. The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain, Oliver and Boyd, Edinburgh. 1951.
- Angelier J. From orientation to magnitude in paleostress determinations using fault slip data // J. Struct. Geol. 1989. V. 11. № 1/2. P. 37–49.
- Angelier J. Inversion field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means // Geophys. J. Int. 1990. V. 10. P. 363–367.
- Angelier J. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilité d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques // C. R. Acad. Sci. Paris. D. 1975. V. 281. P. 1805–1808.
- Arthaud F. Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allogement et intermediaire d'une population de failles // Bul. Soc. geol. Fr. 1969. V. 7. P. 729–737.
- Baltzopoulos G., Baraschino R., Chioccarelli E., Cito P., Iervolino I. Preliminary engineering report on ground motion data of the Feb. 2023 Turkey seismic sequence V2.0 — 10/02/2023.
- Bott M.H.P. The mechanics of oblique slip faulting // Geol. Mag. 1959. № 96. P. 109–117.
- Baez J.I., Miranda E. Amplification Factors to Estimate Inelastic Displacement Demands for the Design of Structures in the Near Field. Proc. of 12th World Conference on Earthquake Engineering. 2000.
- Barbot S., Luo H., Wang T., Hamiel Y., Piatibratova O., Javed M.T., Braitenberg C., Gurbuz G. Slip distribution of the February 6, 2023  $M_w$  7.8 and  $M_w$  7.6, Kahramanmaraş, Turkey earthquake sequence in the East Anatolian Fault Zone. Preprint. <https://doi.org/10.26443/seismica.v2i3.502>
- Carey E., Bruneier B. Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles // C.R. Acad. Sci. Paris. D. 1974. V. 279. P. 891–894.
- Chen J., Zilio L.D., Zhang H., Yang G., Shi Y., Liu C. Decoding stress patterns of the 2023 Turkey-Syria earthquake doublet // Research Square. 2023. Preprint. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2922091/v1>
- Davis C., Keilis-Borok V., Kossobokov V., Soloviev A. Advance prediction of the March 11, 2011 Great East Japan Earthquake: A missed opportunity for disaster preparedness // International J. Disaster Risk Reduction. 2012. V. 1. P. 17–32.
- Duman T., Emre O. The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics / Robertson A. H. F., Parlak O., Unlugenc U. C. (eds.). Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. Geological Society. 2013. London: Special Publications. 372 p. <https://doi.org/10.1144/SP372.14>
- Ferrill D.A., Morris A.P. Dilational normal faults // J. Structural Geology. 2003. V. 25. P. 183–196.
- Ganas A., Sokos E., Agalos A., Leontakianakos G., Pavlides S. Coulomb stress triggering of earthquakes along the Atalanti Fault, central Greece: Two April 1894  $M_6+$  events and stress change patterns // Tectonophysics. 2006. V. 420. P. 357–369.
- Gephart J.W., Forsyth D.W. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B11. P. 9305–9320.
- Giardini D., Danciu L., Erdik M., Şeşetyan K., Demircioğlu Tümsa M.B., Akkar S., Gülen L., Zare, M. Seismic hazard map of the Middle East // Bulletin of Earthquake Engineering, 2018. V. 16. № 8. P. 3567–3570. <https://doi.org/10.1007/s10518-018-0347-3>
- Güvercin S.E., Karabulut H., Konca. A.Ö., Doğan U., Ergintav S. Active Seismotectonics of the East Anatolian Fault // Geoph. J. Int. 2023. V. 230. № 1. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac045>
- Harris R.A., Simpson R.W., Reseanberg P.A. Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California. Nature. 1995. V. 375. P. 221–224
- Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfe D., Müller B. Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008 // Tectonophysics. 2010. V. 482. P. 3–15. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.1007.1023>
- Heidbach, O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O.,

- Zoback M.-L., Zoback M.D. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // *Tectonophysics*. 2018. V. 744. P. 484–498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
- Ismail-Zadeh A., Kossobokov V. Earthquake Prediction, M8 Algorithm // *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics, Encyclopedia of Earth Sciences Series*. 2020. P. 1–5. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-10475-7\\_157-1](https://doi.org/10.1007/978-3-030-10475-7_157-1)
- King G.C.P., Stein R.S., Lin J. Static stress changes and the triggering of earthquakes // *Revised for Bull. Seismol. Soc. Am.* 1994. V. 84. № 3. P. 935–953.
- Kivinen A. ja Varis K. Jännitystilamittaukset hydraulisen murtuman menetelmällä Pyhäjoella 2009. Raportti 223/2934 III/09/AK, KV. Suomen Malmi Oy, Espoo. 8 p.
- Kossobokov V.G., Peresan A., Panza G. On Operational Earthquake Forecast and Prediction Problems // *Seismological Research Letters*. 2015. V. 86. № 2. P. 287–289.
- Kossobokov V.G. Quantitative earthquake prediction on global and regional scales. Recent geodynamics, georisk and sustainable development in the Black Sea to Caspian Sea region / Ismail-Zadeh A. (ed.). *American institute of physics conference proceedings*. V. 825. New York: Melville. 2006. P. 32–50.
- Kossobokov V.G. Quantitative Earthquake Prediction: Twenty Years of Real-Time Application and Testing, presentation, available at: /[www.lmd.ens.fr/E2C2/class/e2c2@Comorova.pptS](http://www.lmd.ens.fr/E2C2/class/e2c2@Comorova.pptS) [accessed April 25, 2007].
- Kwiatek G., Martínez-Garzón P., Becker D., Dresen G., Cotton F., Beroza G., Acarel D., Ergintav S., Bohnhoff Marco., Months-long preparation of the 2023 MW 7.8 Kahramanmaraş earthquake, Türkiye // *Research Square*. 2023. Preprint. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2657873/v1>
- Lisle R. New method of estimating regional stress orientations: application to focal mechanism data of recent British earthquakes // *Geoph. J. Int.* 1992. V. 110. P. 276–282.
- Lisle R. Principal stress orientation from faults: an additional constrain // *Ann. Tectonicae*. 1987. № 1. P. 155–158.
- Lund B., Townend J. Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor // *Geophys. J. Intern.* 2007. V. 170. P. 1328–1335.
- Mallman E.P., Zoback M.D. Assessing elastic Coulomb stress transfer models using seismicity rates in southern California and southwestern Japan // *J. Geophysical Research Solid Earth*. 2007. V. 112(B3).
- Melgar D., Crowell B., Melbourne T., Szeliga W., Santillan M., Scrivner C. Noise Characteristics of Operational Real-Time High-Rate GNSS Positions in a Large Aperture Network // *J. Geoph. Research: Solid Earth*. 2020. V. 125. № 7. <https://doi.org/10.1029/2019JB019197>
- Michael A.J. Determination of stress from slip data: faults and folds // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. № B13. P. 11517–11526.
- Morris A., Ferrill D.A., Henderson D.B. Slip tendency analysis and fault reactivation // *Geology* 1996. V. 24. № 3. P. 275–278.
- Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a halfspace // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1992. V. 82. P. 1018–104
- Okuwaki R., Yagi Yu., Taymaz T., Hicks S.P. Multi-scale rupture growth with alternating directions in a 2 complex fault network during the 2023 south-eastern 3 Türkiye and Syria earthquake doublet // *Geoph. Res. Lett.* 2023. Preprint. <https://doi.org/10.31223/X5RD4W>
- Pang Y. Stress evolution on major faults in Tien Shan and implications for seismic hazard // *Journal of Geodynamics* 2022. № 2. P. 153–154. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2022.101939>
- Pohjatekniikka FH1.C.T036.002.HG.1001.E Technical report for engineering geological investigations to develop design documents of Hanhikivi-1 NPP. Stage 1. Rev.1, March 2018a.
- Pohjatekniikka FH1.C.T036.002.HG.2001.E Technical report for engineering geological investigations to develop design documents of Hanhikivi-1 NPP. Stage 2.1. Rev 1. April 2018b. FH1-00052632.
- Pohjatekniikka. FH1.C.T036.002.HG.3001.E Technical report for engineering geological investigations to develop design documents of Hanhikivi-1 NPP. Stage 2.2. dated June. 2018b. DRAFT.
- Rebetsky Y.L., Guo Y.S. From natural stresses in seismic zones to predictions of megaseismic earthquake nucleation zones // *Pure Appl. Geophys.* 2020. V. 177. P. 421–440. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02128-0>
- Rebetsky Yu.L., Polets A. Yu. The method of cataclastic analysis of discontinuous displacements. *Moment Tensor Solutions - A Useful Tool for Seismotectonics* / Sebastiano D'Amico (ed.). Springer. Cham. 2018. P. 111–162. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_6)
- Rebetsky Yu.L., Polets A. Yu., Kuchay O.A., Sycheva N.A. The stress state of seismic areas of the Central and Eastern Asia. *Moment Tensor Solutions - A Useful Tool for Seismotectonics* / Editor Sebastiano D'Amico. Springer. Cham 2018. P. 519–556. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9\\_23](https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_23)
- Reches Z. Analysis of faulting in three-dimensional strain field // *Tectonophysics*. 1978. V. 47. P. 109–129.
- Reches Z. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition // *Tectonics*. 1987. № 6. P. 849–861.
- Reches Z. Faulting of rock in three dimensional strain fields. II Theoretical analysis // *Tectonophysics*. 1983. V. 95. P. 133–156.
- Reid H.F. The mechanism of the earthquake. The California earthquake of April 18, 1906. Rep. of the state investigation commiss. 1910. Washington. V. 2. 56 p.
- Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph. et al. GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. P. B05411. <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Rice J. The Mechanics of Earthquake Rupture. *Physics of the Earth's Interior* / A. Dziewonski, E. Boschi (eds.). Amsterdam: Elsevier. 1982. P. 555–649.
- Richter C.F. *Elementary seismology*. W. H. Freeman and Company. San Francisco and Bailey Bros. & Swinfen Ltd. London. 1958. 768 p.
- Rosakis A., Samudrala O., Coker D. Cracks faster than the shear wave speed // *Science*. 1999. V. 284. № 5418. P. 1337–1340.
- Shahi S., Baker J. An empirically calibrated framework for including the effects of near-fault directivity in probabilistic



- seismic hazard analysis // Bull. Seismol. Soc. Am. 2011. V. 101. № 2. P. 742–755.  
<https://doi.org/10.1785/0120100090>
- Somerville P., Smith N., Graves R., Abrahamson N.* Modification of Empirical Strong Ground Motion Attenuation Relations to Include the Amplitude and Duration Effects of Rupture Directivity // Seismol. Res. Lett. 1997. V. 68. № 1. P. 199–222.  
<https://doi.org/10.1785/gssrl.68.1.199>
- Stein R.S., King G.C.P., Lin J.* Change in failure stress on the southern 636 San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude = 7.4 Landers earthquake // Science. 1992. V. 258. № 5086. P. 1328–1332.
- Sunbul F.* Time-dependent stress increase along the major faults in eastern Turkey // Journal of Geodynamics. 2019. V. 126. P. 23–31.  
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.03.001>
- Taymaz T., Eyidoğan H., Jackson J.* Source Parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey) // Geophysical J. Int. 1991 V. 106. P. 537–550.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06328.x>
- Taymaz T., Ganas A., Yolsal-Çevikbilen S., Vera F., Eken T., et al.* Source Mechanism and Rupture Process of the 24 January 2020 Mw 6.7 Doğanyol-Sivrice Earthquake obtained from Seismological Waveform Analysis and Space Geodetic Observations on the East Anatolian Fault Zone (Turkey) // Tectonophysics. 2021. V. 804. TECTO14240–228745.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228745>
- Technical report for engineering geological investigations to develop design documents of Hanhikivi-1 NPP. Stage 1. Rev 1. March 2018.
- Trifonov V.G., Çelik H., Simakova A.N., Bachmanov D.M., Frolov P.D., Trikhunkov Y.I., Tesakov A.S., Titov V.M., Lebedev V.A., Ozherelyev D.V., Latyshev A.V., Sychevskay E.K.* Pliocene–Early Pleistocene history of the Euphrates valley applied to Late Cenozoic environment of the northern Arabian Plate and its surrounding, eastern Turkey // Quat. Int., 2018. V. 493. P. 137–165.
- Wallace R.E.* Geometry of shearing stress and relation to faulting // J. Geol. 1951. № 59. P. 118–130.
- Yin A., Freymueller J.T., Keller G.R., Ni S.D., Song X.D.* The Great Wenchuan Earthquake ( $M_w = 7.9$ ) on 12 May 2008, China // Tectonophysics. 2010. V. 491. № 1–4. P. 1–276.
- Zoback M.L.* First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The World stress map project // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B8. P. 11703–11728.

## Tectonophysical Zoning of Seismogenic Faults in Eastern Anatolia and February 6, 2023 Kahramanmaraş Earthquakes

Yu. L. Rebetsky\*

*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow, 123242 Russia*

*\*e-mail: reb@ifz.ru*

**Abstract**—The results of the tectonophysical reconstruction of stresses in the crust of Eastern Anatolia, obtained from the analysis of data on earthquake focal mechanisms, have shown that a significant restructuring of the stress state has occurred here in the last 20 years. It was largely confined to the southern and southwestern sectors of the region, covering hundreds of kilometers along the East Anatolian Fault. The data obtained from tectonophysical monitoring not only on the orientation of principal stresses, but also on their normalized values made it possible to calculate Coulomb stresses on faults. The results of fault zoning by intensity and sign of these stresses helped identify both hazardous sections close to the limit state and safe sections with negative Coulomb stress values. It has been established that in the region of the source of the first strong Pazarcık earthquake, which had a complex structure (three segments), there were extended sections with a critically high Coulomb stress level, separated by zones with low and even negative values of these stresses. The epicenter of this earthquake was located on the echelon fault within a section (first segment) with a high Coulomb stress level. The source of the second strong Elbistan earthquake was located on a fault with negative Coulomb stresses. The conducted analysis shows that this second Turkey earthquake may have been caused by stress changes that occurred in the crust of the region after the first strong earthquake. The research results show that Coulomb stresses in systems of closely located and differently oriented faults may be prone to sudden changes during the development of the earthquake on one of hazardous sections.

**Keywords:** active faults, earthquake source, Coulomb stresses, tectonophysical zoning

УДК 551:550.34

## ИСТОРИЧЕСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ПРОДОЛЖЕНИИ ВОСТОЧНО-АНАТОЛИЙСКИХ РАЗЛОМОВ

© 2023 г. Р. Э. Татевосян<sup>1</sup>, \*, Н. Г. Мокрушина<sup>1</sup>, \*\*, А. Н. Овсюченко<sup>1</sup>, \*\*\*, А. С. Ларьков<sup>1</sup>, \*\*\*\*

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: ruben@ifz.ru

\*\*E-mail: nina305@inbox.ru

\*\*\*E-mail: ovs@ifz.ru

\*\*\*\*E-mail: las119@yandex.ru

Поступила в редакцию 04.05.2023 г.

После доработки 15.05.2023 г.

Принята к публикации 13.06.2023 г.

Определены положение гипоцентра и магнитуа землетрясения 11/23.09.1888 г. на основании макросейсмических сведений, опубликованных в российской печати на русском, армянском и грузинском языках. Расчеты показали, что магнитуа землетрясения была ранее существенно недооценена, из-за чего оно не попало в каталог сильных землетрясений тестового региона Кавказ [Shebalin, Tatevossian, 1997]. Точность локации гипоцентра позволяет идентифицировать активный разлом, с которым связан очаг землетрясения 1888 г. Происшедшее спустя почти 100 лет землетрясение с  $M_w = 6.6$  подтверждает долговременную активность Западной ветви Восточно-Анатолийской зоны разломов.

**Ключевые слова:** историческое землетрясение, Турция, макросейсмика, активные разломы.

**DOI:** 10.31857/S000233723060224, **EDN:** LVGGFN

### ВВЕДЕНИЕ

Сильное землетрясение, как правило, вызывает повышенный интерес к региону, где оно произошло, стимулируя исследования по осмыслению тектонического строения и сейсмической истории региона. Не стали исключением и Караманмарашские землетрясения в Турции. 06.02.2023 г. с разницей менее чем 9 часов произошли два землетрясения с  $M_w = 7.8$  и  $M_w = 7.7$  [Global CMT ..., 2023]. Их очаги, а также афтершоковые последовательности, приурочены к юго-западному окончанию зоны Восточно-Анатолийских разломов, где они соединяются с трансформными разломами Мертвого моря (рис. 1) [Westaway, 2004].

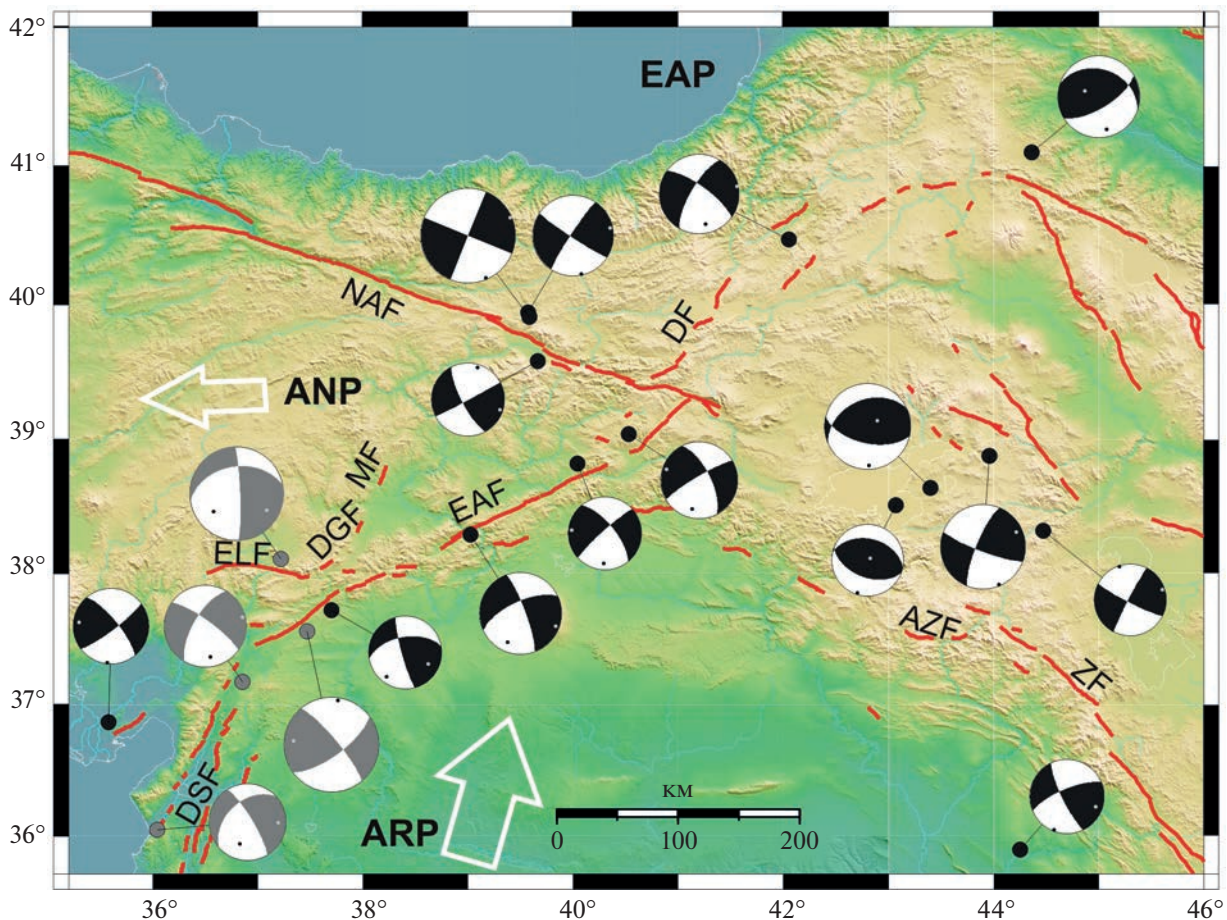
В рамках концепции тектоники плит Восточно-Анатолийские разломы являются зоной, по которой проходит граница между Аравийской плитой и Анатолийским блоком. Протяженность зоны составляет свыше 600 км; вдоль нее реализуется до 2/3 общего смещения между Аравийской плитой и Анатолийским блоком Альпийско-Гималайского пояса [Duman, Emre, 2013]. За последние 0.9–0.8 млн лет смещение оценивается в 13–15 мм/год [Трифонов, 2017]. Высокая сейсмическая активность зоны хорошо известна. Инструментальные наблюдения обеспечивают до-

статочно высокое качество определения положения гипоцентров, по крайней мере, сильных землетрясений ( $M_w \geq 6.0$ ). В целом, историческая сейсмичность региона также неплохо изучена, в основном благодаря трудам Н. Амбрейзиса [Ambraseys, Finkel, 2004; Ambraseys, 2009]. Известны публикации турецких и армянских специалистов (например, [Alsan et al., 1975, Babayan, 2006]). При составлении каталога сильных землетрясений территории СССР северо-восточное продолжение Восточно-Анатолийских разломов исследовалось как сопредельная территория [Кондорская, Шебалин, 1977]. Сейсмичность региона изучалась также в рамках международных проектов [Shebalin, Tatevossian, 1997]. Однако полнота и качество определения параметров исторических землетрясений, все еще могут быть существенно улучшены.

В настоящей статье мы не претендуем на пересмотр сейсмической истории всей 600-км зоны Восточно-Анатолийских разломов, к которой приурочены Караманмарашские землетрясения.

Цель — рассмотреть, как можно подробнее, землетрясение 11/23.09.1888<sup>1</sup> года, эпицентрально-

<sup>1</sup> Здесь и далее даты даны по старому и новому стилю через косую черту.



**Рис. 1.** Основные сейсмотектонические структуры района Восточной Анатолии. Активные разломы показаны по работе [Бачманов, 2017] (только надежно идентифицированные). Плиты: Анатolianская (ANP), Аравийская (ARP), Евразийская (EAP); разломы: Северо-Анатолийский (NAF), Восточно-Анатолийский (EAF), Мертвого моря (DSF), Думлу (DF), Анатолийско-Загросский (AZF), Загросский (ZF), Догансеhir (DGF), Элбистан (ELF), Малатия (MF). Белые стрелки показывают направление движения плит. Черные точки – эпицентры землетрясений с  $M_w \geq 6.0$ ; закрашенные круги – механизмы очагов (закрашена область растяжения; для Караманмарашских землетрясений область растяжения закрашена серым). Механизмы по данным работ [Global CMT ..., 2023; International ..., 2023].

ная область которого расположена на северо-восточной оконечности зоны Восточно-Анатолийских разломов. Особый интерес к этому событию связан, в том числе, с тем, что это первое землетрясение района после взятия Карса Российскими войсками в 1877 г.<sup>2</sup> Административная карта области показана на рис. 2<sup>3</sup>. Заметим, что долготы на карте приведены относительно Пулковского меридиана. Фактически, это первое сейсмическое событие, которое может быть изучено на основании оригинальных описаний в источниках,

издававшихся в то время в России на русском, армянском, грузинском языках.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Все описания макросейсмических эффектов сведены в таблицу (табл. 1). Разыскания исходных описаний проводились в газетах, издававшихся в России. Газета “Карс” при канцелярии карсского военного губернатора выходила с 1883 г. еженедельно. Ближайшая цель издания – всестороннее изучение Карсской области. Газета “Мшак” (Труженик) – армянская литературно-политическая газета, издавалась в Тифлисе в 1872–1920 гг. Газета “Новое Обозрение” – ежедневная политическая, общественная и литературная газета, издавалась в Тифлисе в 1884–1906 гг. “Иверия” – периодическое издание литературно-политического направления на грузинском

<sup>2</sup> В настоящее время территория Турции.

<sup>3</sup> Отпечатано в картографическом заведении Д.М. Руднева в Санкт-Петербурге. II. Азиатская Россия. XV. Кавказский край. – Карская область // Россия. Географическое описание Российской Империи по губерниям и областям съ географическими картами. Санкт-Петербург: Типография “Бережливость”, 1913.





Рис. 2. Административная карта Карсской области (1913 г.).

языке. Ежедневная газета на армянском языке “Нор Дар” (Новый Век) выходит в Тифлисе и печатается в довольно значительном количестве экземпляров (до 1500). Первый номер газеты “Нор Дар” вышел 20 декабря 1883 г. Источники, из которых взяты цитаты, в таблице выделены жирным шрифтом. Остальные источники публикуют более или менее полные выдержки описаний, приведенных в таблице.

Идентификация и определение координат населенных пунктов проведена с использованием списков и карт, современных землетрясению 11/23.09.1888 г. [Список ..., 1910; Дорожная ..., 1903; Военно-топографическая ..., 1903]; также сверялись с картой [Топографическая ..., 1984].

### ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Для определения параметров землетрясения использован метод колец [Mäntyniemi et al., 2017]. Суть метода заключается в следующем. Для каждого населенного пункта определяется интервал расстояний такой, что эпицентр землетрясения, находясь в этом интервале, вызовет сотрясения с интенсивностью  $I$  равной наблюдавшейся. Интервал расстояний, кроме балльности в населенном пункте, зависит от магнитуды землетрясения, глубины гипоцентра и принятого уравнения макросейсмического поля. В случае если для заданной магнитуды интенсивность зависит только от расстояния, как в уравнениях макросейсмического поля типа Блейка–Шебалина [Шебалин, 1974], интервал расстояний будет ограничен кольцом с центром в населенном пункте. Для определения внутреннего и внешнего радиусов этого кольца использовано уравнение Шебалина с коэффициентами, приведенными в Новом каталоге:

$$I = bM - v \lg \sqrt{R^2 + H^2} + c, \quad (1)$$

где:  $b$ ,  $v$  и  $c$  — коэффициенты равные 1.5, 3.5 и 3 соответственно;  $\lg$  — десятичный логарифм;  $M$  — магнитуда;  $R$  — эпицентральное расстояние, км;  $H$  — глубина гипоцентра, км.

Пересечение колец от всех населенных пунктов укажет на область, где может располагаться эпицентр землетрясения данной магнитуды и глубины очага. Ни одна точка внутри области пересечения колец не является более предпочтительной по отношению к другим точкам. При реализации алгоритма получается набор решений перебором значений магнитуд и глубины гипоцентра. Каждое решение соответствует исходному набору интенсивностей и заданному значению магнитуды и глубины гипоцентра. При некоторых вариантах решение недостижимо, в том смысле, что не существует пространственной области, в которой пересеклись бы все кольца. Фактически, это означает, что наблюдаемые данные,

по той или иной причине, не совместимы с принятым уравнением макросейсмического поля. Причина может быть как в ошибках оценки интенсивностей в населенных пунктах, так и в том, что уравнение макросейсмического поля недостаточно точно описывает пространственное распределение макросейсмического поля, в частности, оно не учитывает локальные эффекты, которые иногда могут быть весьма существенны.

Для значений интенсивностей в населенных пунктах, приведенных в табл. 1, были испытаны пробные магнитуды в интервале от 5.5 до 6.5 с шагом 0.1. Пересечение всех колец произошло только для магнитуды 6.0 (рис. 3). С учетом того, что дифференциация макросейсмического эффекта в эпицентральной зоне не представляется возможным, и всем им приписана интенсивность 7 баллов, кольца от отдельных пунктов эпицентральной зоны не строились. Вместо этого внешний радиус построен от точки, являющейся географическим центром населенных пунктов, в которых интенсивность оценена в 7 баллов, а радиус увеличен на 7 км. Пункты, для которых балльность не оценивалась (“ощущалось” в табл. 1), в расчетах не использованы. Решение получено для глубины гипоцентра 10 км.

Область, в которой может находиться эпицентр землетрясения с магнитудой 6.0, обеспечивающий согласно уравнению (1) интенсивность сотрясений в населенных пунктах таблицы, довольно компактная — 20 км × 8 км, площадь 160 км<sup>2</sup>. Квадратный корень из этой площади, равный 12.6 км принимается в качестве оценки точности определения координат эпицентра. Точность оценки магнитуды, можно принять не хуже 0.1 — если магнитуда будет отличаться от 6.0 больше чем на 0.1, кольца не пересекутся. Важно только помнить, что все эти параметры получены при допущении, что интенсивность оценена с высокой точностью, и что принятая модель макросейсмического поля адекватно описывает пространственное распределение интенсивности.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Параметры землетрясения 11/23.09.1888 г. получены на основании интенсивности сотрясений в семи населенных пунктах в интервале от 5 до 7 баллов. Все оценки интенсивностей основаны на сведениях из газет и других источников, публиковавшихся в Российской империи на русском, армянском и грузинском языках<sup>4</sup>. Во многих сообщениях упоминается несколько последующих сотрясений, ощущавшихся после основного толчка. Сведений, чтобы точно определить их количество и оценить параметры отдельных афтершоков, недостаточно. Но явно они значительно

<sup>4</sup> Все переводы с армянского и грузинского сделаны носителями этих языков.

Таблица 1. Сведения о макросейсмическом эффекте землетрясения 11/23.09.1888 г.

| Пункты, координаты                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | Описание                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | l' | Источник                                                                                                                                                                                                                                    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Алтунбулах<br>(Алтынбулак) <sup>2</sup><br>40.809, 42.716<br>Хоштулбент (Дерекей)<br>40.847, 42.689<br>Плор-Мори (Дюздже)<br>40.832, 42.649<br>Мехкерек<br>40.748, 42.647<br>Шаки<br>40.775, 42.746<br>Топташ<br>40.721, 42.716<br>Кальникор<br>(Фиданлык)<br>40.742, 42.686<br>Кундун-су (Узундере)<br>40.794, 42.772 | <p>По полученным нами сведениям, в Гельском участке Ардаганского округа, начавшееся в 3¼ часа утра, 11 сентября, землетрясение продолжалось с теми же перерывами, как и в Карсе, до 10 ч вечера 12 сентября, и затем возобновилось в 8 ч 40 мин утра 13 сентября. От первого удара во всех селениях участка постройки сильно расшатались, дав трещины, как в каменных стенах, так и в земляных крышах, более же ветхие здания разрушились. Наибольшее разрушение имело в селениях Алтунбулах, Хоштулбент, Плор-Мори, Мехкерек, Шаки, Топташ, Кальникор, Кундун-су, где большая часть построек обвалилась. Во время обрушения построек во многих селениях жители остались под обрушившимися стенами, но были откопаны подоспевшими односельцами, отделавшись только более или менее серьезными ушибами и испугом. Смертных случаев было всего пять. Скот уцелел, потому что был в поле.</p> <p>В Гельском участке, Ардаганского округа, изобилюющем болотистыми местами, где убито, по слухам до 5 человек, землетрясение ощущается сильнее, чем где-нибудь. Туземцы-жители очень напуганы, и большинство их вышло из селений и живет на открытом воздухе, боясь катастрофы, так как при плохой устойчивости туземных жилых зданий, построенных зачастую из тяжелой земляной крышей, в случае усиления колебаний почвы число человеческих жертв увеличивается.</p> <p>В это же приблизительно время и в такой же степени землетрясение, по полученным сведениям, было на Гельском участке, но с последствиями прискорбными. В сел. Плор-Мори обрушилась одна сакля, похоронив под собой двух детей и несколько скота. Сведения эти собраны на скорую руку и имеются предположение, что это не единственный случай несчастья... Ы-в.</p>                                                                                                                                                                                                                              | 7  | <p>Карс №38, 16 сент. 1888<br/>Правительственный Вестник<br/>№ 216, 6/18 окт. 1888<br/>Изв. ИРГО т. 27, вып. 6, 1891,<br/>с. 546—551<br/>Мушкетов, 1891</p> <p>Новое Обозрение № 1638,<br/>20 сент. 1888</p> <p>Карс №38, 16 сент. 1888</p> |
| Ардаган<br>41.108, 42.700                                                                                                                                                                                                                                                                                              | <p>Нам доставлена из м. Ардагана следующая заметка:</p> <p>Самую животрепещущую злобу дня, связанную с ежечасно возрастающим мучительным вопросом о жизни и смерти, для нас, Ардаганцев, в эти два дня (11-го и 12-го), непамятное даже дряхлым старожилам, явление — <i>землетрясение</i>... Было землетрясение и в 1887 году (тоже, кажется, осенью), но оно было так слабо, что некоторые из обывателей и не заметили его.</p> <p>Нынешнее же с первого разу навело панику. Первый и самый сильный до сего часа удар и колебание почвы — произошел 11 сентября в 3 ч 40 мин утра. Сперва послышался подземный гул, а затем последовал удар наподобие сильного прибой жидкой массы в преграду, и постепенно утихающее колебание почвы. Удар, насколько возможно было заметить, имел направление от востока к западу. Несчастий в Ардагане не случилось, хотя не было ни одного дома, где бы потолок и стены не издали зловещего скрипу и треску, заставивших содрогнуться от ужаса не одного человека...</p> <p>При осмотре построек 12 сентября обнаружено повреждение стен в семи обывательских домах. Из них стены в двух домах настолько опасно отклонились, что оставлять в них жильцов было бы слишком рискованно, а потому жители из них выведены в другие помещенные в других же зданиях заметны пока трещины, не грозящие близкой опасностью, если, конечно, подземные удары не повторятся с большей силой.</p> <p>Насколько грозное явление само по себе произвело на душу тяжелое впечатление и страх пред невидимой опасностью, заставляющее многих проводить день и ночь под открытым небом — не обошлось и без казусов, вызывающих невольную усмешку: одного сборщика с кровати - другого ударило головой о стену; один невольно и машинально крестится — другой с просонков орет благим матом "караул!..". Кончится ли все благополучно — в душе вопрошает каждый. "Господи, да минует нас кара Твоя!" — шепчет всякий вольно и невольно. Ы-в.</p> | 6  | <p>Карс №38,<br/>16 сент. 1888<br/>Изв. ИРГО т. 27, вып. 6, 1891,<br/>с. 546—551</p>                                                                                                                                                        |



Таблица 1. Продолжение

| Пункты, координаты     | Описание                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | Г <sup>1</sup> | Источник                                                                                                                                                                                                                                                                           |
|------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                        | Из Ардагана нам пишут:<br>Жители ардаганского округа, с 10-го сентября и по настоящее время, сильно встревожены землетрясением, в особенности в Гельском участке, где землетрясение было сильнее и где им причинены громадные опустошения. Между прочим, здесь убито много народа и скота от разрушенных зданий. Тревота в населении настолько сильна, что все уже повыходили из домов и живут под открытым небом, ежедневно дрожа за свою жизнь и имущество.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |                | <b>Новое Обозрение № 1646, 28 сент. 1888</b><br>Московские ведомости № 276, 5 окт. 1888                                                                                                                                                                                            |
|                        | Сентября 11 3 h 40 m а. Ардаган. Подземный гул, удар и постепенно утихающее колебание почвы по направлению с 3 на В. Все дома трещали. Несчастий не было.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |                | Мушкетов, 1891                                                                                                                                                                                                                                                                     |
|                        | Наш корреспондент в Ардагане сообщает нам следующее. “С 10 сентября здесь, как днем, так и ночью, повторяются удары землетрясения, и, в страхе от землетрясения, несмотря на холодную погоду, большинство жителей и даже военные ночуют на открытом воздухе. Землетрясение было настолько сильным, что разрушилось несколько домов. В деревне Гёла, недалеко от Ардагана, в результате землетрясения было разрушено несколько домов, и, как говорят, до 15 человек пострадали из-за обрушения своих домов. Сегодня 14 сентября, и, хотя слабые, землетрясения продолжают.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |                | Мшаак № 107, 20 сент. 1888                                                                                                                                                                                                                                                         |
|                        | Карс. Наш корреспондент в Карсе пишет нам от 11 сентября. Сегодня утром в 3 ч 40 мин ощущалось довольно сильное землетрясение, которое длилось около 40 секунд. Сейчас мы слышали, что от землетрясения обрушилось несколько домов. Подробности в следующем раз.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 5              | Мшаак № 105, 15 сент. 1888                                                                                                                                                                                                                                                         |
| Карс<br>40.610, 43.096 | “Мшаак” пишут из Карса 11 сентября: сегодня на рассвете в 3 ч 40 мин произошло землетрясение. Сообщается, что несколько домов были повреждены.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                | Иверия № 193, 16 сент. 1888                                                                                                                                                                                                                                                        |
|                        | Хроника<br>11.12, 13 и 14 сентября в Карсе и, судя по телеграфным известиям и дошедшим до нас слухам, почти во всей Области были ощущаемы более или менее сильные колебания почвы. Интенсивность нескольких ударов, а главным образом появление их через сравнительно короткие промежутки времени породили немало беспокойств среди жителей и в течение трех суток поддерживали ожидание и даже уверенность в последовании такого удара, который обратит город в развалины...<br>Первое землетрясение последовало 11 числа в 3 ч 25 мин полуночи. Вследствие неудобного времени и неожиданности никаких наблюдений над этим явлением не произведено, так что относительно силы и направления ударов его приходится довольствоваться теми разноречивыми показаниями, которые могли дать лица, проснувшиеся от землетрясения. Одни из этих лиц утверждают, что были разбужены сильными вертикальными толчками и ясно слышали гул, удаляющийся по направлению к северо-востоку; другие гула не слышали и колебания им показались волнообразными в том же северо-восточном направлении; третьи проснулись от дребезжания окон и стука предметов, стоящих на столах, комодах и пр., бывшие на левом берегу реки и в городе, почувствовали колебание почвы, но слышали никакого землетрясения.<br>Сопоставляя все эти разноречивые сведения и сливая их с собственными наблюдениями, можно прийти к заключению, что с наибольшей интенсивностью землетрясение проявилось на левом нагорном берегу Карс-чая, где слышен был подземный гул, дребезжание стекол, скрип потолков и образование трещин в оконных перемычках каменной казармы на Мухлисе. На равнине, с юго-западной стороны города, сотрясения были, по-видимому, гораздо слабее, по крайней мере на форте Канлы их едва заметили не спавшие, но находившиеся в состоянии покоя, люди, а на форте Хафисе до наступления утра никто и не знал о бывшем землетрясении. Люди, находившиеся в движении, как-то часовые, хлебопеки и пр., бывшие на левом берегу реки и в городе, почувствовали колебание почвы, но бывшие на равнине не ощутили ни малейшего сотрясения...<br>Сотрясения почвы, как это яствует из большинства показаний, были волнообразные и, судя по качаниям висящих предметов, имели направление с юго-запада на северо-восток. Это предположение подтверждается еще и тем обстоятельством, что все стальные часы, маятники которых качались в плоскостях приблизительно перпендикулярных к указанному направлению, остановились, тогда как другие, повешенные на стенах, параллельных направлению волн, продолжали идти...<br>На основании всех вышеприведенных наблюдений землетрясение 11 сентября (в г. Карс) по шкале Росси-Фореля должно быть по интенсивности отнесено к 6-му классу. |                | <b>Карс № 38, 16 сент. 1888</b><br>Нор-Дар № 152, 17 сент. 1888<br><b>Новое Обозрение № 1641, 23 сент. 1888</b><br>Правительственный Вестник № 216, 6 /18 окт. 1888<br>Московские ведомости № 279, 8 окт. 1888<br>Изв. ИРГО т. 27, вып. 6.<br>1891 г. С. 546–551<br>Мушкетов, 1891 |

Таблица 1. Продолжение

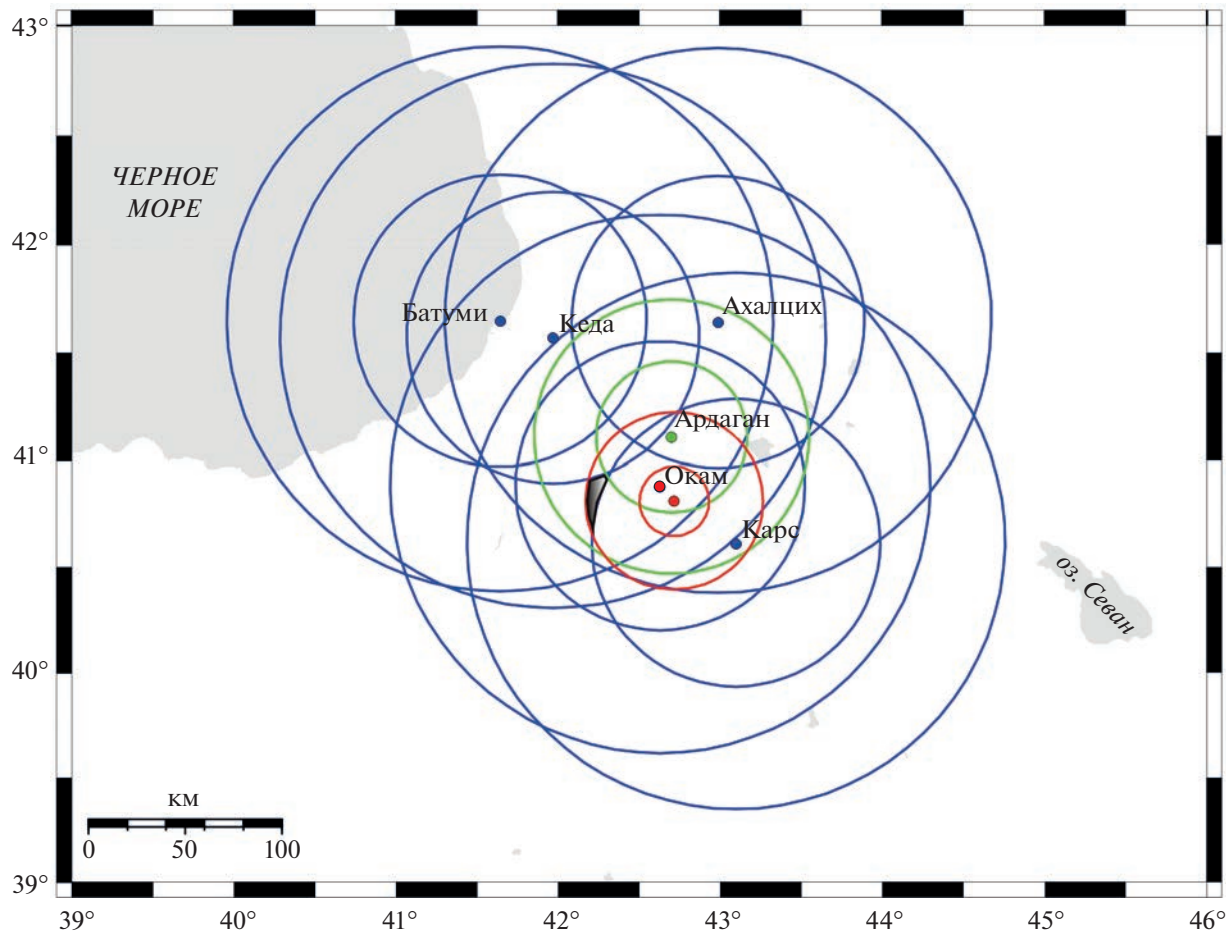
| Пункты, координаты               | Описание                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | Г <sup>1</sup> | Источник                                                                              |
|----------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------|---------------------------------------------------------------------------------------|
|                                  | Газете “Мшак” пишут из Карса, что 11-го сентября, в 3 чаи 40 мин утра, чувствовалось довольно сильное землетрясение, продолжавшееся 40 секунд и разрушившее несколько домов.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |                | Новое Обозрение № 1635, 17 сент. 1888                                                 |
|                                  | Из Карса нам пишут: Вот уже пятый день, как у нас продолжается землетрясение, сопровождающееся незначительным подземным гулом и легкими колебаниями земной поверхности. Началось землетрясение около 3-х с половиной часов ночи 11-го сентября. Первое колебание земной поверхности, продолжавшееся около 10 с, было настолько чувствительно, что большинство из городских жителей проснулось. Затем слабое сотрясение земли повторилось: около 9 ч утра, около 3-х с половиною час. пополудни и около половины 9-го часа вечером того же 11 числа, так что промежутки между четырьмя подземными ударами в первые сутки были почти равноммерны, около 6 часов времени. Затем ежедневно и до сегодняшнего дня включительно повторяется слабое землетрясение 1–2 раза в сутки, по преимуществу утром и около половины дня. В городе несчастий не было, и строения также несколько не пострадали, но в кареской области разрушившимися от сотрясения земли домами убито несколько человек. |                | Новое Обозрение № 1638, 20 сент. 1888                                                 |
| Окам<br>40.877, 42.629           | Во время землетрясения в с. Окам был, между прочим, и кареский военный губернатор, генерал-майор Томич, откуда в тот же день он выехал в Карс. Вечером того же числа прибыл в с. Окам управляющий государственными имуществами Эриванской губернии г. Беллик, который тоже, как и все прочие жители этого селения, принужден был ночевать под открытым небом, несмотря на то, что смежные горы уже покрыты снегом и здесь чувствительно холодно.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 7              | Новое Обозрение № 1646, 28 сент. 1888<br>Московские ведомости № 276, 5 окт. 1888      |
| Батум (Батуми)<br>41.637, 41.986 | Батум, 11-го сентября. Сегодня, в 3 ч 23 мин, здесь было землетрясение. Два колебания следовали непосредственно одно за другим.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | 5              | Правительственный Вестник № 199, 13/25 сент. 1888                                     |
|                                  | 11-го сентября, в 4 ч 43 мин утра, в Батуме чувствовался сильный подземный удар, повторившийся в тот же день, в 4 ч 40 мин пополудни, но гораздо слабее первого. По словам “Мшак”, утреннее землетрясение, продолжалось 3 секунды, разбудило всех батумцев, причем один из спавших был сброшен с кровати. Затем в одном доме лампа была опрокинута со стола. В некоторых домах треснули стены. Старожилы Батума не запомнят такого сильного землетрясения. Направление удара было с юго-востока на северо-запад.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |                | Кавказ № 245, 17 сент. 1888<br>Мушкетер, 1891                                         |
|                                  | Полобное же сильное землетрясение наблюдалось и в Батуме 11-го сентября, в 4 ч и 43 мин утра. Такого землетрясения батумцы не помнят: удар до того был силен, что все спавшие проснулись. Землетрясение повторилось, с меньшей силой, в 4 ч 40 мин дня.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                | Новое Обозрение № 1635, 17 сент. 1888                                                 |
|                                  | В главной конторе Русского общества пароходства и торговли в Одессе получены сведения о том, что 11-го сентября в Батуме произошло землетрясение. Утром последовало два ощутительных подземных толчка, почти один вслед за другим, а затем вечером удар повторился, но уже с значительно меньшей силойю. Повреждений от землетрясения нигде не произошло.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |                | Одесский Вестник № 251, 18 сент. 1888<br>Русский курьер (Москва) № 267, 27 сент. 1888 |

Таблица 1. Продолжение

| Пункты, координаты                                                                               | Описание                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | Г <sup>1</sup> | Источник                                                                                                 |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                                                  | 11 и 12 сентября, в 8 ч 35 мин вечера, в 2 ч 32 мин дня, в Батуме, опять повторилось землетрясение. Колебания почвы легкие и направляются с востока на запад.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |                | Северный Кавказ (Старополь), №76, 22 сент. 1888                                                          |
|                                                                                                  | Батуми: 11 сентября в четыре часа утра произошло сильное землетрясение на северо-востоке, продолжительностью три минуты. Второе землетрясение произошло в тот же день в 3 часа дня, но более слабо. В первый раз было настолько сильно, что в одном доме лампа упала со стола. Одного мужчину землетрясение сбросило с кровати. Такого землетрясения в Батуми еще не было. Жители Батуми очень напуганы и каждую минуту ждут сильного землетрясения. Говорят, что стены некоторых домов потрескались. |                | Иверия №193, 16 сент. 1888                                                                               |
|                                                                                                  | Из Батуми нам пишут 11 числа этого месяца. “Вчера ночью в 4:43 произошло довольно сильное землетрясение, подобно которому многие в Батуми и не упомянут. Все спящие люди проснулись. Сегодня в 4:40 после полудня произошло землетрясение, но не такое сильное”.                                                                                                                                                                                                                                      |                | Мшак №105, 15 сент. 1888                                                                                 |
| Кела<br>41.567, 41.967                                                                           | Сел. Кела (Аджария). 10-го числа этого месяца, в четыре часа пополудни ощущалось сильное землетрясение в направлении с юга на север. Еще – 11-го этого месяца повторно в девять часов вечера земля снова дважды содрогнулась так сильно, что дома начали производить звуки.                                                                                                                                                                                                                           | 5              | Иверия №193, 17 сент. 1888                                                                               |
|                                                                                                  | Сел. Кела. 10-го сентября в сел. Кела, в Аджарии, около четырех часов пополудни, было сильное землетрясение. Подземные удары, по словам “Иверии”, повторились и на другой день, в 9 часов вечера. Во многих домах стены дали трещины.                                                                                                                                                                                                                                                                 |                | Кавказ №246, 18 сент. 1888<br>Правительственный Вестник № 211, 29 сент. / 11 окт. 1888<br>Мушкетов, 1891 |
| Ахалх<br>41.389, 42.986                                                                          | Пишут нам из Ахалх “10 числа в 3:35 ночи в Ахалхихе произошло сильное землетрясение. Удары были повторены 11 и 12 числа в 2½ после полудня, но эти последние удары были слабыми”.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 5              | Мшак №107, 20 сент. 1888                                                                                 |
| Артвин<br>41.182, 41.819<br>Ардануч<br>41.129, 42.059                                            | В соседнем с Ардаганским округом землетрясения было в Артвине и Ардануче. Ъ-в.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | ош.            | Карс №38, 16 сент. 1888                                                                                  |
| Ахалкалаки<br>41.413, 43.478                                                                     | В Ахалкалаках не было. Ъ-в.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | н/о            | Карс №38, 16 сент. 1888                                                                                  |
| Олты<br>40.549, 41.997<br>Кагызман<br>40.152, 43.131<br>Александрополь (Помри)<br>40.783, 43.833 | Как говорят, в м. Олтых, расположенных от Карса на запад, в Кагызмане – от Карса на юг, и в Александрополе – от Карса на восток, – вовсе нет землетрясения, которое, следовательно, проходит довольно узкой полосой, так как вышеупомянутые местности отстоят от Карса в перечисленных направлениях менее чем на 80 верст.                                                                                                                                                                            | н/о            | Новое Обозрение №1638, 20 сент. 1888                                                                     |

<sup>1</sup> Оценки интенсивности по шкале MSK64.<sup>2</sup> В таблице современные названия пунктов даны в скобках.





**Рис. 3.** Положение эпицентра землетрясения 11/23.09.1888 г. Закрашена область пересечения колец для всех населенных пунктов. Красная точка — географический центр населенных пунктов с интенсивностью 7 баллов.

слабее, т.е. афтершоковая серия, скорее всего, соответствовала часто наблюдаемым статистическим закономерностям, например, закону Бота [Bâth, 1965].

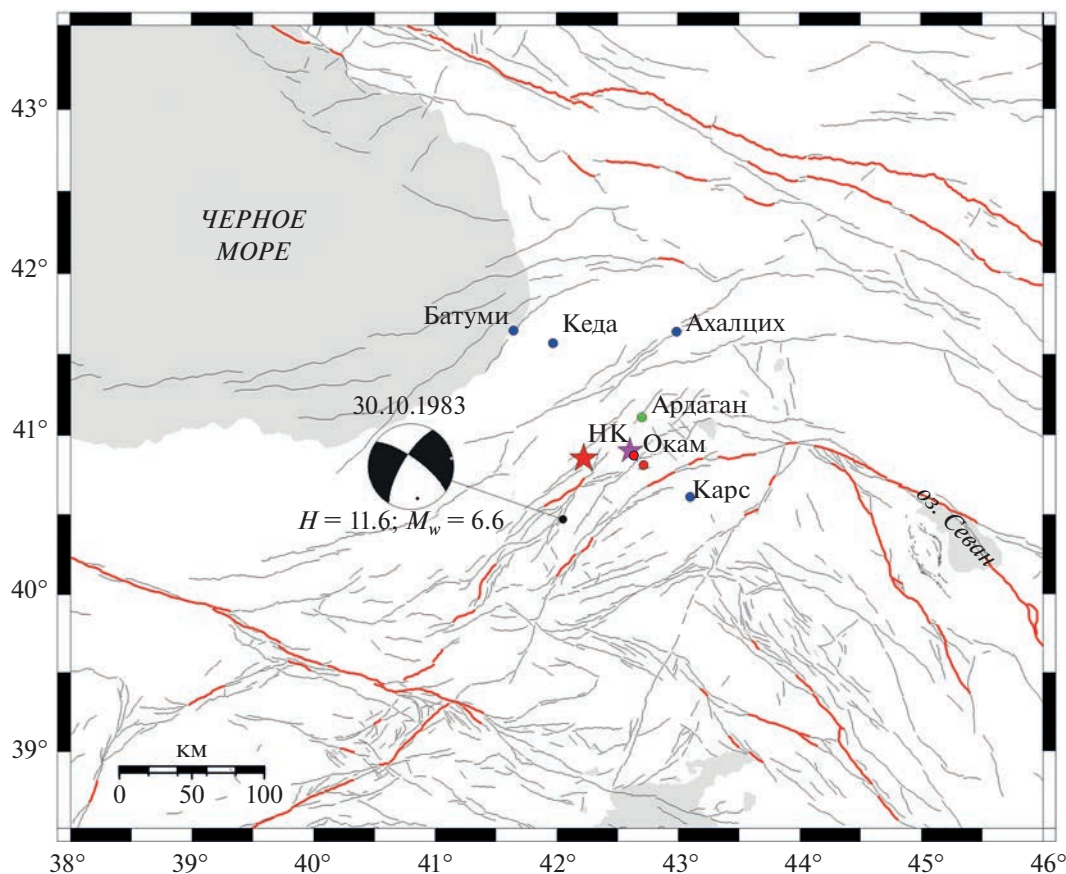
На рис. 4 показан эпицентр землетрясения. Наше решение находится на 30 км к западу от эпицентра в каталоге [Кондорская, Шебалин, 1977], расположенного фактически в селе Окам — населенном пункте, где отмечались лишь 7-балльные сотрясения. В каталоге [Кондорская, Шебалин, 1977] магнитуда оценена 5.1. Скорее всего по этой причине землетрясение отсутствует в каталоге [Shebалиn, Tatevossian, 1997] — он содержит

только сильные землетрясения с магнитудой не менее 6.0. Параметры землетрясения из каталога [Кондорская, Шебалин, 1977] и полученные в настоящей статье приведены в табл. 2.

При том, что активные разломы, включая недостоверные, исписывают практически всю карту, а расстояние между прежним и нашим решением составляет всего 30 км, эпицентры приурочены к явно различным активным разломам. Восточно-Анатолийская зона севернее пересечения с Северо-Анатолийской представлена двумя ветвями [Трифонов, 2017]. Новое решение эпицентра землетрясения 1888 г. привязывается к Западной ветви.

**Таблица 2.** Параметры землетрясения 11/23.09.1888 г. в Восточной Анатолии

| Источник                    | С.ш.,°   | В.д.,° | <i>H</i> , км | <i>I</i> <sub>0</sub> , MSK64 | <i>M</i> |
|-----------------------------|----------|--------|---------------|-------------------------------|----------|
| [Кондорская, Шебалин, 1977] | 40.9     | 42.8   | 12            | 7–8                           | 5.1      |
|                             | ±0.2°    |        | 6–24          | ±1                            | ±0.5     |
| Настоящая статья            | 40.85    | 42.22  | 10            | 7                             | 6.0      |
|                             | ±12.6 км |        | ±5            | ±0.5                          | ±0.1     |



**Рис. 4.** Эпицентр землетрясения 11/23.09.1888 г. (красная звезда) и активные разломы региона по работе [Бачманов и др., 2017]. Активные разломы: надежно идентифицированные (красные линии), недостоверные (тонкие черные линии). НК — положение эпицентра согласно работе [Кондорская, Шебалин, 1977]. Механизм очага по [Global CMT ..., 2023].

Она образована эшелонированно расположенными разломами Эрзурумской разломной зоны [Emre et al., 2013]. Вдоль них отмечаются признаки позднечетвертичных взбросовых и левосдвиговых смещений. В целом же, разломы плохо изучены. Севернее Западной ветви Восточно-Анатолийской зоны разломы прослеживаются до г. Ахалкалаки в Южной Грузии, где кулисно подставляются Казбек-Цхинвальским новейшим разломом, описанным Е.Е. Милановским [Милановский, 1968].

С Западной ветвью ассоциируется очаг землетрясения 30.10.1983 г. (рис. 4). Его эпицентр находится менее чем в 50 км от эпицентра сейсмического события 1888 г. Глубина очага (11.6 км) инструментального землетрясения 1983 г. служит косвенным обоснованием глубины 10 км, принятой нами в расчетах методом колец.

Не только землетрясения 1888 и 1983 гг. показывают высокую сейсмическую активность. Населенные пункты района упоминались и в связи с более ранними сейсмическими событиями. В связи с землетрясением 1888 г. газета Карс (№ 40, 30.09.1888 г.) сообщала: “Со времени заня-

тия русскими Карса, настоящее землетрясение первое. Некоторые старожилы рассказывают, что лет двадцать тому назад здесь, а также в Эрзеруме, Ардагане и Кагызмане было сильное землетрясение, от которого большинство домов дали трещины и были даже случаи разрушения некоторых сакель, но удар, насколько они запомнят, был только один и случился вечером. По всей вероятности это то самое землетрясение, которое наблюдалось в Александрополе 7-го февраля 1868 года. Подобных же частых потрясений почвы, как нынешнее, старики не запомнят”.

## ВЫВОДЫ

1. Землетрясение 11/23.09.1888 г. фактически первое сейсмическое событие региона, которое может быть исследовано на основании сведений в российской периодической печати.

2. Магнитуда землетрясения была ранее существенно недооценена, из-за чего оно не попало в каталог сильных землетрясений тестового региона Кавказ [Shebalin, Tatevossian, 1997].

3. Точность локации гипоцентра позволяет идентифицировать активный разлом, с которым связан очаг землетрясения 1888 г. Произошедшее спустя почти 100 лет землетрясение с  $M_w = 6.6$  подтверждает долговременную активность Эрзурумской зоны разломов, принадлежащей системе Восточной Анатолии.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.
- Военно-Топографическая карта Кавказского военного округа. Карта составлена и литографирована в Военно-Топографическом отделе Кавказского военного округа в Тифлисе. 1903 г. Масштаб 20 верст в английском дюйме 1 : 840000.
- Дорожная карта Кавказского края. Составлена и литографирована в военно-топографическом отделе Кавказского военного округа. Карту гравировал И. Михайлов. Тифлис. 1903 г. Масштаб 20 верст в английском дюйме 1 : 840000.
- Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. (ред.). Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука. 1977. 506 с.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968. 483 с.
- Мушкетов И.В. Материалы для изучения землетрясений России. Известия ИРГО. Приложение к т. XXVII. С-Пб. 1891. 62 с.
- Список населенных пунктов Карсской области. Памятная книжка и Адрес-календарь Карсской области на 1910 год. Карс. 1910. С. 93–130.
- Топографическая карта Генерального штаба СССР. Масштаб 1 : 200000 (2 км в 1 см). 1984.
- Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов. М.: ГЕОС. 2017. 180 с.
- Alsan E., Tezucan L., Bath M. An earthquake catalogue for Turkey for the interval 1913–1970. - Kandilli Obs., Istanbul, Turkey; Seismological Institute, Uppsala, Sweden. Rep. P. 7–75. 1975.
- Ambraseys N.N. Earthquakes in the Mediterranean and Middle East. Cambridge University Press. 2009. 947 p.
- Ambraseys N.N., Finkel C.F. Seismicity of Turkey and neighbouring regions, 1899–1915. Ann. Geoph. 5B (6) 1987. P. 701–726.
- Babayan T. Atlas of strong earthquakes of the Republic of Armenia, Artsakh and adjacent territories from ancient times through 2003. Gyumti. Armenia. 139 p.
- Båth M. Lateral inhomogeneities of the upper mantle // Tectonophysics. 1965. 2(6). P. 483–514.
- Duman T.Y., Emre Ö. The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics // Geological Society. 2013. V. 372. P. 495–529.
- Emre Ö., Duman T.Y., Özalp S., Elmacı H., Olgun Ş., Şaroğlu F. Active fault map of Turkey with an Explanatory text. Scale 1 : 1 250 000. Special Publication Series–30. Ankara, 2013.
- Global CMT, 2023 (<http://www.globalcmt.org>), скачан в 2023.
- International Seismological Centre. ISC-GEM Earthquake Catalogue. 2023. <https://doi.org/10.31905/d808b825>
- Mäntyniemi P., Tatevossian R., Vakarchuk R. On the Epicenter Determination of Historical Earthquakes Attested to by Sparse Intensity Data Sets // Bulletin of the Seismological Society of America. 2017. V. 107. № 3. P. 1136–1146.
- Shebalin N.V., Tatevossian R.E. Catalogue of large historical earthquakes of the Caucasus / D. Giardini, S. Balassanian (eds.). Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus 1997. P. 201 – 232.
- Westaway R. Kinematic consistency between the Dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey // Tectonophysics. 2004. V. 391. № 1–4. P. 237.

## Historical Earthquake on the North-Eastern Extension of the East Anatolia Fault

R. E. Tatevossian<sup>a, \*</sup>, N. G. Mokrushina<sup>a, \*\*</sup>, A. N. Ovsuchenko<sup>a, \*\*\*</sup>, and A. S. Larkov<sup>a, \*\*\*\*</sup>

<sup>a</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia

\*e-mail: ruben@ifz.ru

\*\*e-mail: nina305@inbox.ru

\*\*\*e-mail: ovs@ifz.ru

\*\*\*\*e-mail: las119@yandex.ru

**Abstract**—The position of the hypocenter and the magnitude of the earthquake of September 11/23, 1888 were determined based on macroseismic data published in the Russian press in Russian, Armenian and Georgian. Calculations showed that the magnitude of the earthquake was previously significantly underestimated, which is why it was not included in the catalog of strong earthquakes in the Caucasus test region [Shebalin and Tatevossian, 1997]. The accuracy of the location of the hypocenter makes it possible to identify the active fault with which the source of the 1888 earthquake is associated. The earthquake with  $M_w = 6.6$  that occurred almost 100 years later confirms the long-term activity of the Western branch of the East Anatolian fault zone.

**Keywords:** historical earthquake, Turkey, macroseismic, active faults



УДК 550.31

# РЕКОНСТРУКЦИЯ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ И ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ДЛЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ТУРЦИИ 06.02.2023 г. ПО ДАННЫМ РАДАРНОЙ СПУТНИКОВОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

© 2023 г. В. О. Михайлов<sup>1</sup>, И. П. Бабаянц<sup>1</sup>, М. С. Волкова<sup>1</sup>\*,  
Е. П. Тимошкина<sup>1</sup>, В. Б. Смирнов<sup>1,2</sup>, С. А. Тихоцкий<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет, г. Москва, Россия

\*E-mail: msvolkova6177@gmail.com

Поступила в редакцию 12.06.2023 г.

После доработки 18.06.2023 г.

Принята к публикации 20.06.2023 г.

С применением различных методов обработки радарных снимков спутника Сентинель-1А определены поля смещений в области Восточно-Анатолийской зоны разломов (ВАЗР) и разломов Сюргу-Чардак, а также небольшого разлома на продолжении Восточно-Хатайской разломной зоны, смещения на котором инициировали серию катастрофических землетрясений в Турции 06.02.2023 г. Применены методы офсетов и дифференциальной интерферометрии DInSAR. Наиболее детальная картина смещений получена методом офсетов по снимкам с нисходящей орбиты. Из имеющегося набора данных для построения модели были выбраны результаты с максимальным отношением сигнал/шум. Для северной части области, выше 37.4° с.ш. использованы смещения по дальности, полученные методом офсетов с нисходящей орбиты. Южнее параллели 37.0° с.ш. использованы смещения по азимуту с той же нисходящей орбиты. Модель поверхности разрыва построена на основе решения задачи о деформациях поверхности сферически расслоенной планеты в результате смещений по падению и простираанию на расположенной внутри нее прямоугольной площадке [Pollitz, 1996]. В этой работе показано, что игнорирование сферической расслоенности планеты приводит к ошибкам до 20%, при этом наибольшие ошибки возникают при наличии большой сдвиговой компоненты. Также ошибку вносит и игнорирование сферичности, при использовании решения в рамках идеализации упругого однородного полупространства с плоской свободной границей [Okada, 1985], на основе которой построены модели USGS и в работе [Barbot et al., 2023]. Поверхности сейсмических разрывов аппроксимированы 19 прямоугольными элементами по простираанию, поделенными на три уровня по падению. Еще один элемент аппроксимировал разрыв на продолжении Восточно-Хатайской зоны разломов. Как и в моделях других авторов [USGS; Barbot et al., 2023], в построенной нами модели на южном участке ВАЗР величины смещений возрастают с юга на север, и в основном концентрируются в верхней части земной коры до глубины в 10 км. На южном окончании этого разрыва смещения в нашей модели с амплитудой до 2 м фиксируются на нижних уровнях модели, а на верхнем ее уровне смещения составили всего 0.11 м, и именно в этой области 20.02.2023 г. произошло землетрясение магнитудой 6.3 с глубиной гипоцентра 11.5 км. Основные смещения на ВАЗР определены на его центральном сегменте. Здесь смещения уходят на большую глубину, их величина достигает 10.2 м. На разломе Сюргу-Чардак существенные смещения произошли до глубины в 20 км; величина смещений превосходила 9.8 м. В нашей модели, на северо-восточном окончании сейсмического разрыва вдоль ВАЗР область смещений величиной 6.8 м перекрывается с юго-западным окончанием модели сейсмического разрыва землетрясения Доганьол–Сиврис (Doğanyol–Sivrice) 24.01.2020 г. с  $M_w$  6.7, опубликованной на сайте USGS. Поэтому наша модель не подтверждает гипотезу о наличии здесь сейсмической брешы, которая согласно работе [Barbot et al., 2023] является зоной возможного ближайшего землетрясения.

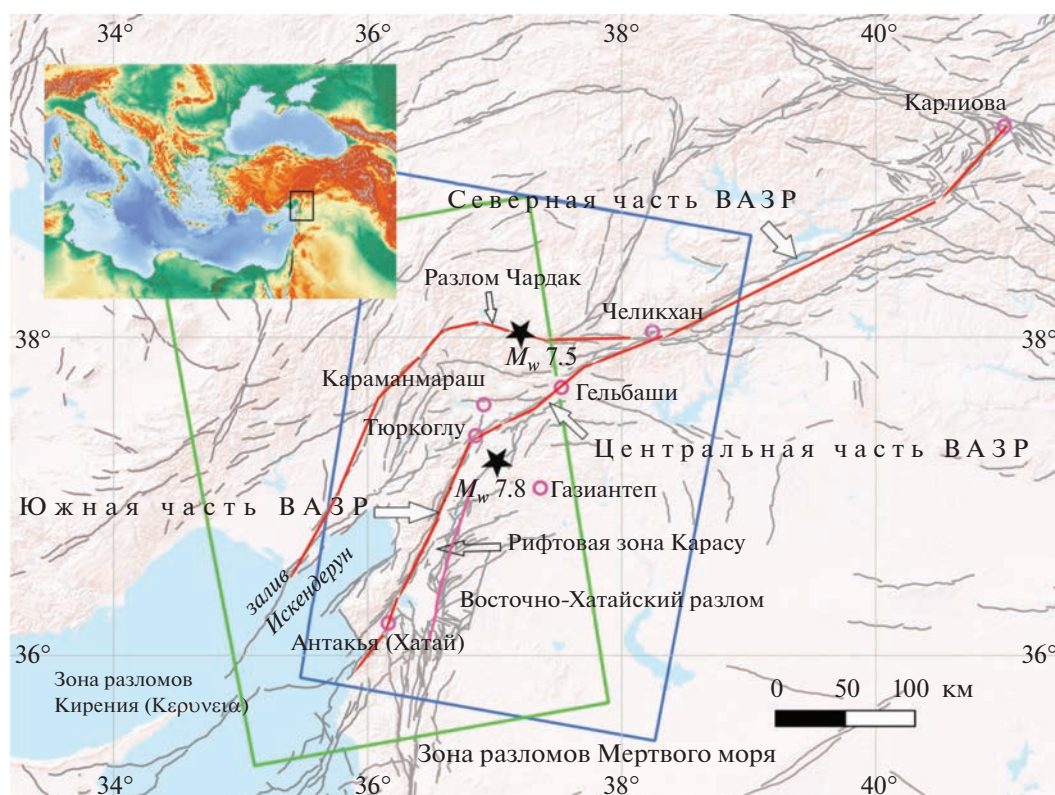
**Ключевые слова:** землетрясение, Турция, 06.02.2023, Восточно-Анатолийская зона разломов, спутниковая интерферометрия, офсеты, модель поверхности разрыва, постсейсмические смещения.

DOI: 10.31857/S00023372306011X, EDN: TOCJJZ

## ВВЕДЕНИЕ

Активные тектонические процессы в Восточном Средиземноморье обусловлены взаимодей-

ствием Африканской и Аравийской литосферных плит и Анатолийского блока [McClusky et al., 2000; Ergin et al., 2004; Reilinger et al., 2006; и др.].



**Рис. 1.** Район катастрофических землетрясений в Турции 06.02.2023 г. (эпицентры отмечены звездочками). Черные линии — система активных разломов по базе данных ГИН РАН (<http://neotec.ginras.ru/database.html>). Красными линиями показаны разломы, которые обсуждаются в тексте. Прямоугольные области — контуры спутниковых снимков, покрывающие эпицентры землетрясений (синий цвет — нисходящая орбита, зеленый — восходящая). В качестве топографической основы использован ESRI Shadow Relief (Environmental System Research Institute). Сегменты Восточно-Анатолийского разлома, обозначенные стрелками: Южная часть ВАЗР (г. Антакья—г. Тюркоглу), Центральная часть ВАЗР (г. Тюркоглу—г. Челикхан), Северная часть ВАЗР (г. Челикхан—г. Карлиова). На вставке в левом верхнем углу прямоугольником показано положение района исследования на карте Восточного Средиземноморья.

Африканская и Аравийская плиты, двигаясь в сторону Евразийской плиты, вытесняют Анатолийский блок в западном направлении, движение которого происходит вдоль двух крупных сдвиговых разломов: правостороннего Северо-Анатолийского разлома и левостороннего Восточно-Анатолийского разлома [Milkereit et al., 2004]. Поскольку скорость движения Аравийской плиты больше, чем Африканской (18–25 мм/год и около 10 мм/год соответственно), то движение Анатолийского блока сопровождается вращением против часовой стрелки [McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006; Xu et al., 2020].

Граница между Анатолийским блоком и Аравийской плитой проходит по Восточно-Анатолийской зоне разломов (далее ВАЗР) — одной из крупнейших внутриконтинентальных трансформных зон Восточного Средиземноморья (рис. 1). На севере ВАЗР соединяется с Северо-Анатолийским разломом в районе г. Карлиова. В пределах ВАЗР выделяется целая система разломов. Далее, для удобства дальнейшего изложения, мы услов-

но разделили ВАЗР на три сегмента, из которых северный сегмент протягивается от г. Карлиова до г. Челикхан (Çelikhan). В районе г. Челикхан от ВАЗР в западном направлении уходит система разломов Сюргү—Чардак (Sürgü—Çardak), продолжение которой постепенно поворачивает на юго-запад и соединяется с зоной разломов Кирения (Κερύνεια) в заливе Искендерун [Duman, Emre, 2013].

Центральный сегмент ВАЗР протягивается от г. Челикхан до г. Тюркоглу. Южный сегмент от г. Тюркоглу до г. Антакья совпадает с разломной зоной Карасу (Karasu), которая соединяется на юге с Кипрской дугой. На восток от зоны Карасу располагается Южно-Хатайская зона разломов, которая на юге соединяется с зоной разломов Мертвого моря [Özmen et al., 2017]. Между этими разломными зонами находится рифтовая зона Карасу, протяженностью 150 км и шириной примерно 25 км [Özmen et al., 2017].

В течение последнего столетия вдоль ВАЗР происходили серии землетрясений в основном

магнитудой 3.5–6.4, а за последние десятилетия в этой зоне не наблюдалось значительного усиления сейсмичности, превышающей магнитуду 6.7 [Bayrak et al., 2015; Xu et al., 2020]. Среди последних событий отметим три землетрясения, произошедших в районе г. Сиврис провинции Элязыг (Sivrice, Elazığ). Это событие Доганьол–Сиврис (Doğanyol–Sivrice) 24.01.2020 с магнитудой  $M_w$  6.7, и два близко расположенных события 04.08.2020 г. и 27.12.2020 г. с магнитудами  $M_w$  5.6 и 5.5 (данные Геологической службы США<sup>1</sup>, USGS). Эти землетрясения произошли в той части ВАЗР, куда вдоль этого разлома дошла область вспарывания во время главного события 06.02.2023 г. с  $M_w$  7.8.

Серия катастрофических землетрясений 06.02.2023 Караманмараш (Kahramanmaraş) началась в 01:17:34 (UTC) событием Пазарджык (Pazarcik) с магнитудой  $M_w$  7.8 (USGS), за которым через 11 мин последовал афтершок магнитудой 6.7. Гипоцентр землетрясения располагался на глубине 17.5 км, в области с координатами 37.225 N, 37.021 E, на 35 км западнее города Газиянтеп (Gaziantep). Эпицентр определен на небольшом разломе, на северном продолжении Восточно-Хатайской разломной зоны (рис. 1). По данным USGS разрыв двигался на север, в направлении ВАЗР, и инициировал вспарывание, которое распространилось на северо-восток и юго-запад по ВАЗР, на расстояние более 100 км в каждом направлении.

Спустя 9 часов, в 10:24:49 (UTC), произошло второе крупное землетрясение с магнитудой  $M_w$  7.5 на 90 километров севернее, на разломе Сюргу–Чардак [Basili et al., 2013]. Гипоцентр определен на глубине 13.5 км, в точке с координатами 38.024 N, 37.203 E. Эти землетрясения инициировали многочисленные афтершоки вдоль всей зоны ВАЗР и стали самыми разрушительными в истории страны (см. данные Министерства по чрезвычайным ситуациям Турецкой республики – AFAD<sup>2</sup>). Наибольшие разрушения в результате первого землетрясения произошли в провинциях Караманмараш и Хатай, а второе землетрясение нанесло максимальный ущерб провинции Малатья. Землетрясения привели к появлению поверхностных разрывов и трещин, с преобладающими левосторонними сдвиговыми смещениями.

По данным AFAD в результате первого землетрясения поверхностный разрыв распространился на 290 км. На участке ВАЗР северо-восточнее г. Тюркоглу максимальные сдвиговые смещения достигали 5.5 метров. Разрыв второго землетрясения протянулся на 130 км. Здесь максимальные сдвиги достигли 6 м. Впоследствии также наблю-

дались обвалы горных пород, оползни и разжижение грунта. Из-за масштабных катастрофических разрушений жилых зданий и сооружений событие 06.02.2023 г. признано одним из самых катастрофических с начала XXI-го века. Оно занимает пятое место по количеству человеческих жертв. По данным USGS число погибших и раненных превысило 160 000, 1.5 млн человек остались без крова, разрушено более 164 тыс. зданий.

Спутниковые технологии дистанционного зондирования поверхности Земли позволили оперативно исследовать обширную область землетрясений. В данной работе методами радарной интерферометрии, с использованием радарных снимков спутника Сентинель-1А, были определены поля смещений земной поверхности, построена модель поверхностей разрыва и определены косейсмические смещения на ней. Также исследованы постсейсмические смещения, в том числе в области землетрясения в районе г. Антакия 20.02.2023 г. с магнитудой  $M_w$  6.3.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Спутниковая радарная интерферометрия позволяет оценивать смещения земной поверхности и объектов инфраструктуры с высокой точностью за время между двумя повторными снимками [Hanssen, 2001; Massonnet, Souyris, 2008]. Установленные на спутниках радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА, англ. SAR) формируют амплитудно-фазовые изображения независимо от погодных условий и освещенности, что делает данную технологию незаменимой при мониторинге природных и техногенных процессов. Снимки спутника Сентинель-1А выполняются с интервалом 12 дней и становятся доступны в базе данных европейского космического агентства (ЕКА) через несколько часов после съемки. В отличие от наземных методов, которые основаны на обследовании относительно небольших районов, РСА интерферометрия позволяет создавать карты деформации земной поверхности, которые охватывают очень большие территории. Например, размеры снимка спутника Сентинель-1А достигают 200 × 250 км. В данной работе для оценки полей смещений по спутниковым радиолокационным снимкам мы использовали метод дифференциальной интерферометрии (DInSAR), и также метод офсетов, называемый в англоязычной литературе “*amplitude tracking*” или “*sub-pixel offset techniques*” (например, [Michel et al., 1999]).

Метод DInSAR позволяет определять смещения земной поверхности по разности фаз радиолокационного сигнала, отраженного от элемента разрешения в два различных момента времени. Значение фазы фиксируется вдоль направления излучения электромагнитной волны, соответственно величины смещений измеряются в про-

<sup>1</sup> <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>

<sup>2</sup> <https://depem.afad.gov.tr/home-page>



екции на линию распространения радарного сигнала (направление видения, англ. *line-of-sight*, LOS). Для расчета смещений необходимо, чтобы снимки коррелировали между собой. Мерой корреляции является коэффициент когерентности, который меняется в пределах от 0 до 1. Эффект декорреляции, которому соответствуют низкие значения когерентности, возникает, в том числе, из-за резких изменений рельефа, связанных с сильными смещениями, например, при землетрясении. Кроме того, разность фаз отраженных сигналов находится в диапазоне от  $-\pi$  до  $\pi$ . При расчете полей смещений возникает необходимость развернуть свернутую по модулю  $2\pi$  фазу. Развертка, состоящая в прибавлении к зарегистрированной фазе необходимого числа полных периодов, является операцией неоднозначной, поэтому она проводится под условием, что фаза не должна меняться более чем на половину периода в соседних пикселях. По этой причине развертка затруднена в областях больших деформаций, в частности около выхода на поверхность сейсмического разрыва, где смещения могут составить метры и более. В таких областях метод дифференциальной интерферометрии, в котором анализируется только фазовая компонента радиолокационного изображения, не всегда приводит к успешному результату. Более эффективным в таких случаях оказывается метод офсетов.

Метод офсетов основан на кросс-корреляции амплитуд двух изображений. После идентификации одних и тех же объектов на двух снимках, сдвиг между ними может быть измерен в пределах пикселя и разложен на составляющие по двум направлениям радарной системы координат: перпендикулярно (дальность) и параллельно (азимут) траектории движения спутника. У каждого из рассмотренных методов (фазового и амплитудного) есть преимущества и недостатки. Прежде всего, это точность измерений. Точность смещений по DInSAR зависит от значения когерентности и длины волны радиолокатора. Даже при условно низкой когерентности  $\gamma = 0.2$  и длине волны  $\lambda = 56$  мм (Sentinel-1) точность определения полей смещений оценивается в доли см [Ferretti, 2014]. Точность оценки смещений методом офсетов зависит от размера пикселя (или размера окна) при расчете кросс-корреляции по амплитудам двух изображений, и отношения “сигнал/шум”. Согласно работе [Strozzi, 2002], точность оценки смещений по наклонной дальности и азимуту составляют порядка  $1/20$  пикселя. В то же время метод офсетов не требует выполнения трудоемкой и неоднозначной процедуры развертки фазы, он меньше подвержен влиянию атмосферных возмущений, чем метод DInSAR, и фиксирует значительные смещения (до нескольких метров), которые произошли в интервал времени между радарными снимками. Именно такие мас-

штабы деформаций можно было наблюдать на сегментах ВАЗР во время землетрясений в Турции.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ СМЕЩЕНИЙ МЕТОДАМИ РСА-ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

Для оценки полей смещений были использованы снимки спутника Сентинель-1А с нисходящей 21-й орбиты и с восходящей 14-й орбиты. Границы снимков показаны на рис. 1. Поля ко-сейсмических смещений были рассчитаны по интерферограмме, полученной по двум снимкам с нисходящей орбиты от 29.01.2023 г. и 10.02.2023 г. методом DInSAR, а постсейсмические смещения рассчитаны по снимкам от 10.02.2023 г. и 22.02.2023 г. Интерферограмма очень чувствительна к расчлененному рельефу и к большим деформациям, поэтому в областях метровых смещений, в приразломной зоне, возникли области декорреляции снимков, где процесс развертки из-за низкой когерентности не мог быть выполнен, или были отмечены ошибки фазовой развертки. Результаты будут показаны ниже.

По парным интерферограммам смещения определяются в направлении на спутник ( $U_{los}$ ) и включают вертикальную и горизонтальную компоненты вектора смещений. По данным AFAD на ВАЗР в период землетрясений преимущественно произошли сдвиговые смещения. В таких случаях эффективным является также метод офсетов. Рассмотрим результаты, полученные этими методами. На приведенных ниже картах положительными считаются смещения в направлении на восток, север и к спутнику.

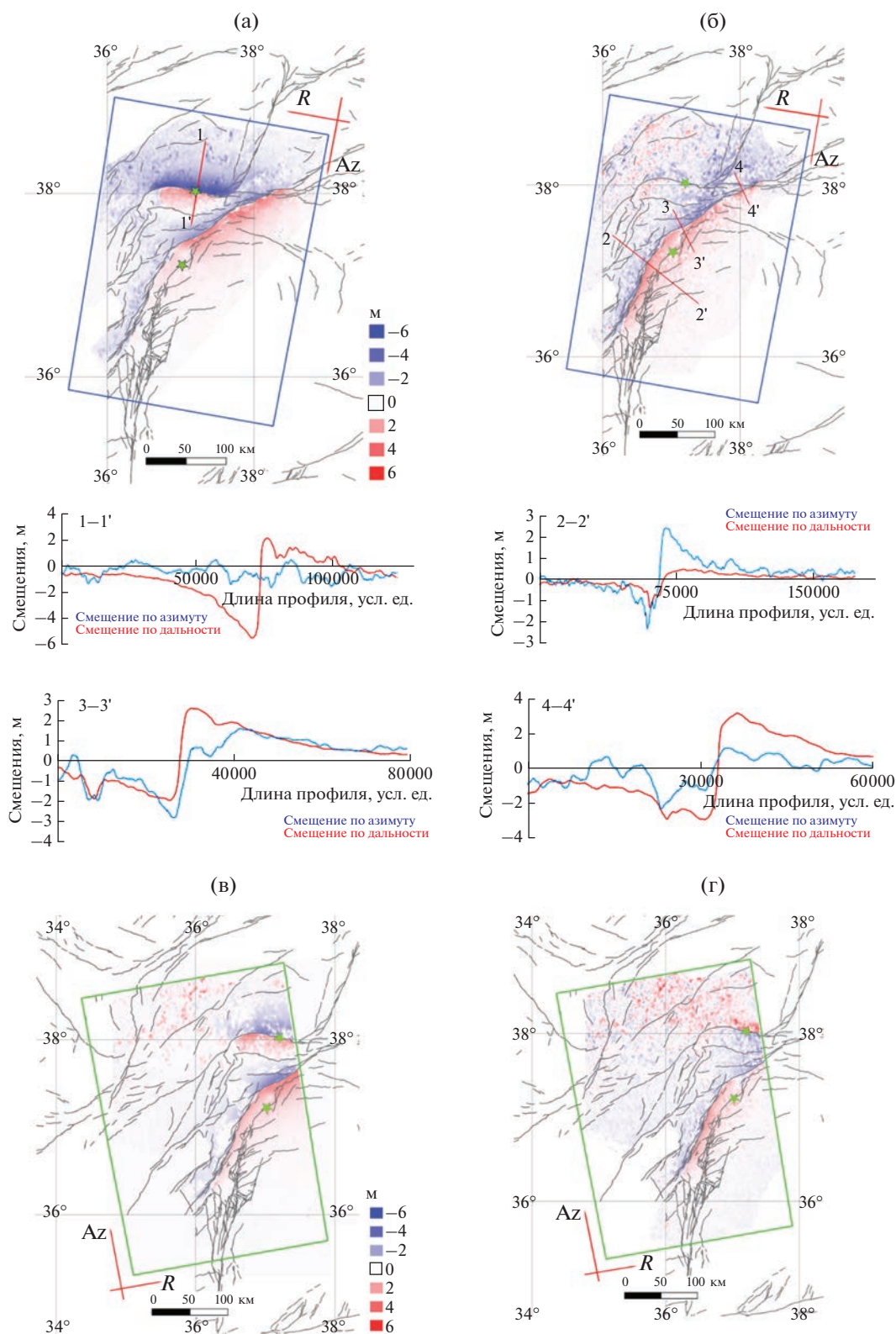
## СМЕЩЕНИЯ, ПОЛУЧЕННЫЕ МЕТОДОМ ОФСЕТОВ

По двум снимкам нисходящей орбиты (29.01.2023 г. и 10.02.2023 г.), методом офсетов получены карты смещений в направлениях дальности и азимута (рис. 2а, 2б).

Если модуль вектора горизонтальных смещений в некоторой точке земной поверхности равен  $U_s$ , то смещения вдоль орбиты (по азимуту) —  $U_{Az}$  и по дальности —  $U_R$  будут равны:

$$\begin{aligned} U_{Az} &= U_s \cos(\beta - \alpha_h), \\ U_R &= U_s \sin(\beta - \alpha_h), \end{aligned} \quad (1)$$

где  $\beta$  — азимут вектора смещений  $U_s$ ;  $\alpha_h$  — азимут орбиты (углы отсчитываются от направления на север по часовой стрелке). При вычислении по формулам (1) положительными будут смещения по направлению азимута орбиты и от спутника, поэтому для восходящей орбиты смещения  $U_{Az}$  и  $U_R$  будут положительными, если отражающий объект сместился в северном и/или восточном



**Рис. 2.** Смещения земной поверхности (м), определенные методом офсетов. Вверху – по снимкам с нисходящей орбиты в направлении дальности (а) и азимута (б). Также показаны смещения по дальности (красный цвет) и азимуту (синий цвет) в метрах вдоль профилей, обозначенных линиями на карте (б). Внизу – смещения по снимкам с восходящей орбиты, также в направлении дальности (в) и азимута (г). Az – направление вдоль орбиты, R – перпендикулярно орбите.

направлении. Для нисходящей орбиты такие смещения будут отрицательными. Для удобства сравнения результатов, полученных с различных орбит, знак смещений на рис. 2 изменен так, чтобы все смещения были положительны на север и восток. Для этого смещения по азимуту и дальности, полученные с нисходящей орбиты, взяты с обратным знаком.

Очевидно, что горизонтальные смещения будут наиболее четко проявляться там, где векторы смещений и направление измерений (азимут или дальность) коллинеарны. Так, на разломе Сюргу—Чардак, в эпицентральной зоне землетрясения с  $M_w$  7.5, смещения по дальности фиксируются очень четко (рис. 2а), в то время как в этой же области, смещения, измеренные по азимуту, не превышают уровня шумов (рис. 2б). На профиле 1-1' видно, что максимальная амплитуда смещений по дальности на разломе Сюргу—Чардак превосходит 7 м.

На южном отрезке ВАЗР от г. Тюркоглу до г. Антакья смещения по дальности существенно меньше реальных смещений, особенно в зоне рифта Карасу. Поскольку направление простирания разломов в этой области близко к траектории нисходящей орбиты (максимальный угол, который образует Восточно-Хатайский разлом с орбитой, не превышает  $6^\circ$ ), то в этой области смещения в азимутальном направлении, показанные на рис. 2б, наиболее соответствуют реальным. В районе профиля 2-2' амплитуда смещений, полученных по азимуту, превышает 4 метра, а по дальности она как минимум в два раза меньше (рис. 2б).

Смещения на центральном сегменте ВАЗР, от г. Тюркоглу до г. Челикхан, более четко проявляются в направлении дальности. Максимальные амплитуды, измеренные по дальности, на этом сегменте возрастают от 4.5 до 6 метров при движении вдоль разлома на северо-восток к г. Челикхан (профили 3 и 4 на рис. 2б). Поле смещений по азимуту в этой области имеет малое отношение сигнал/шум.

Также методом офсетов были получены смещения в направлении дальности и азимута по двум снимкам с восходящей орбиты за период 28.01.2023 г.—09.02.2023 г. (рис. 2в, 2г). Геометрия съемки для восходящей орбиты хуже соответствует простиранию разломов, поэтому поля смещений по дальности (рис. 2в) и азимуту (рис. 2г) не так четко проявляются при съемке с этой орбиты. Наиболее четко смещения по дальности проявились только на центральном сегменте ВАЗР (рис. 2в). Смещения в этой области хорошо совпадают со смещениями по дальности с нисходящей орбиты. На рис. 2г полезный сигнал близок к уровню шума.

Зная смещения по азимуту и дальности, можно по формулам (1) рассчитать модуль вектора го-

ризонтальных смещений и его направление (рис. 3). Эти величины уже не зависят от геометрии съемки. Из рис. 3 следует, что смещениям более 1 метра подверглась значительная часть Восточной Турции. Максимальные сдвиговые смещения произошли на разломе Сюргу—Чардак и на центральном и северном участках ВАЗР. Здесь смещения превосходили 5 м. Стрелки показывают направление и амплитуду всех смещений, включая произошедшие в период съемки оползни и обвалы. В целом, стрелки четко показывают сдвиговые смещения в противоположных направлениях на бортах разломов.

### ПОЛЯ СМЕЩЕНИЙ, ПОЛУЧЕННЫЕ МЕТОДОМ DInSAR

Поля смещений в направлении на спутник  $U_{los}$ , полученные методом DInSAR, можно разложить на вертикальную и горизонтальную компоненты:

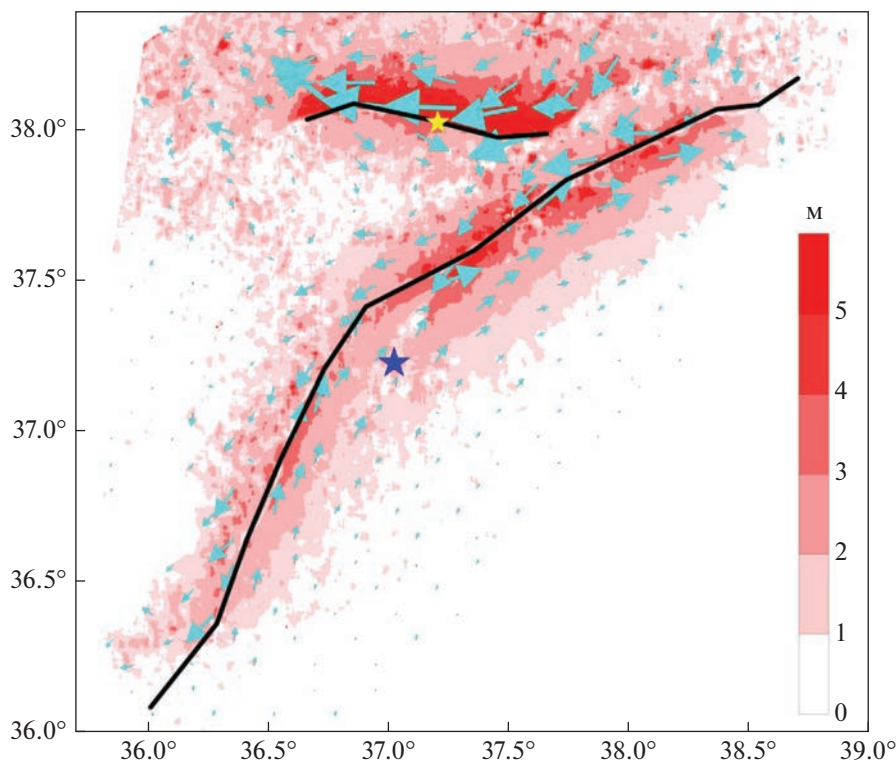
$$U_{los} = U_{up} \cos(\theta) - U_R \sin(\theta), \quad (2)$$

где:  $\theta$  — угол отклонения от вертикали направления распространения радарного сигнала;  $U_{up}$  — амплитуда вертикальных смещений;  $U_R$  — горизонтальные смещения в направлении дальности, рассчитанные по формуле (1). Поскольку исследуемые землетрясения в основном привели к горизонтальным смещениям, то, полагая вертикальную компоненту равной нулю, получим оценку сдвиговых смещений по дальности:

$$U_R \approx -U_{los} / \sin(\theta). \quad (3)$$

Угол отклонения направления распространения радарного сигнала от вертикали  $\theta$  в период съемки территории, покрываемой снимками с нисходящей орбиты от 29.01.2023 г. и 10.02.2023 г., менялся от  $30^\circ$  до  $46^\circ$ , от правой границы снимка к левой. Поскольку этот угол известен для каждой отражающей площадки, смещения  $U_{los}$  можно пересчитать в смещения по дальности и сопоставить их с результатами, полученными методом офсетов (рис. 4). Эти смещения хорошо совпадают, за исключением приразломных зон, поскольку в этих областях развертка фазы может не выполняться или дать сглаженные значения. Наибольшие различия получены на профиле 2-2', проходящем через долину Гельбаши [Westaway, Arger, 1996]. Здесь область положительных смещений в направлении на спутник располагается по обе стороны от ВАЗР (рис. 4), в то время как на картах смещений по дальности (рис. 2) смещения при пересечении ВАЗР меняют знак. Расхождения могут быть связаны с ошибками развертки фазы, поскольку в долине располагаются два крупных водоема, поверхность которых имеет близкую к нулю когерентность. Часть имеющих-





**Рис. 3.** Амплитуда векторов смещений земной поверхности (цветовая шкала) и направления смещений (стрелки). Максимальная стрелка соответствует смещению в 5.22 м. Черная линия проведена вдоль поверхности разрыва. Синяя и желтая звезды — эпицентры главных землетрясений.

ся расхождений может быть связана с наличием вертикальной составляющей в смещениях, которыми мы в формуле (2) пренебрегли.

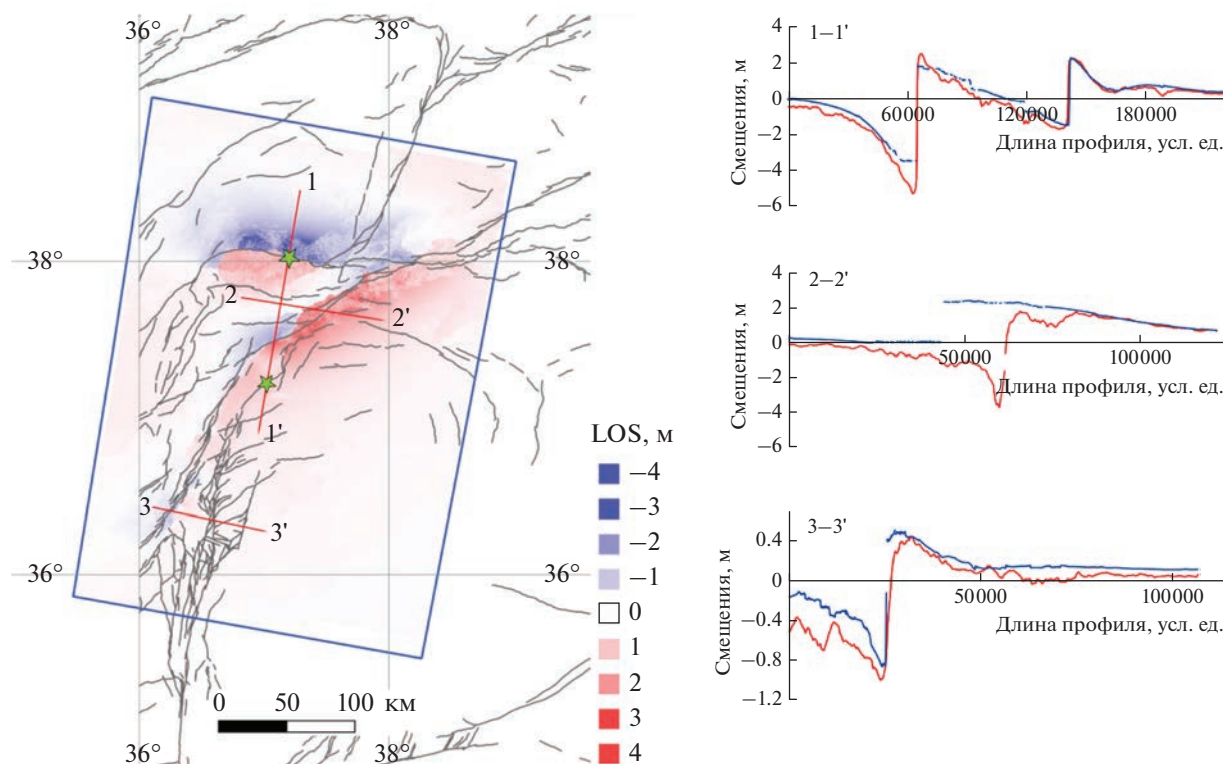
Постсейсмические смещения, рассчитанные методом DInSAR, по двум снимкам с нисходящей орбиты от 10.02.2023 г. и 22.02.2023 г. показали, что значительных смещений на разломах в этот период больше не наблюдалось, за исключением области района Антакья, где 20.02.2023 г. произошло землетрясение магнитудой 6.3 с эпицентром в точке с координатами 36.154 N, 36.037 E (USGS). На рис. 5 эпицентр отмечен красной звездой. Максимальные смещения в направлении LOS, от спутника, составили –16 см (профиль 2). Эпицентр находится в юго-западной части области смещений от спутника (“оседаний”). По геометрии поля смещений можно заключить, что смещения произошли вдоль нодальной плоскости с простиранием  $225^\circ$  и падением  $53^\circ$  (данные USGS). Угол подвижки по сейсмологическим данным равен  $-27^\circ$ , что соответствует левостороннему сдвигу со сбросовой компонентой.

В области, где разлом Сяргу–Чардак подходит к центральному сегменту ВАЗР, получены смещения амплитудой до 10 см. Смещения во время землетрясения здесь были небольшие. Возмож-

но, что на постсейсмическом этапе разлом немного продвинулся на восток.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЫВА

Итак, по спутниковым снимкам получен набор данных о смещениях на ВАЗР: поля смещений по направлениям азимута и дальности с нисходящей и восходящей орбиты, поле смещений в направлении на спутник  $U_{los}$ . В целом эти поля хорошо согласуются. Поле  $U_{los}$  восстанавливается с ошибкой там, где амплитуда смещений достигала нескольких метров из-за проблем с разверткой фазы. Смещения, полученные методом офсетов по снимкам с восходящей орбиты (рис. 2в, 2г), имеют меньшее отношение сигнал/шум, чем результаты, полученные с нисходящей орбиты (рис. 2а, 2б). Наличие набора различных данных позволило выбрать для построения модели данные с максимальным отношением сигнал/шум, а именно: для северной части области, выше  $37.4^\circ$  с.ш., использованы смещения по дальности, полученные методом офсетов с нисходящей орбиты. Южнее параллели  $37.0^\circ$  с.ш. использованы смещения по азимуту, также определенные с нисходящей орбиты.



**Рис. 4.** Сравнение смещений (в метрах), рассчитанных по дальности методом офсетов и смещений, полученным по парной интерферограмме методом DInSAR и пересчитанных в смещения по дальности по формуле (3). На профилях справа, вдоль линий, показанных красным на карте: синий цвет — смещения  $U_R$ , рассчитанные по  $U_{los}$ ; красный цвет — смещения по дальности, рассчитанные по методу офсетов.

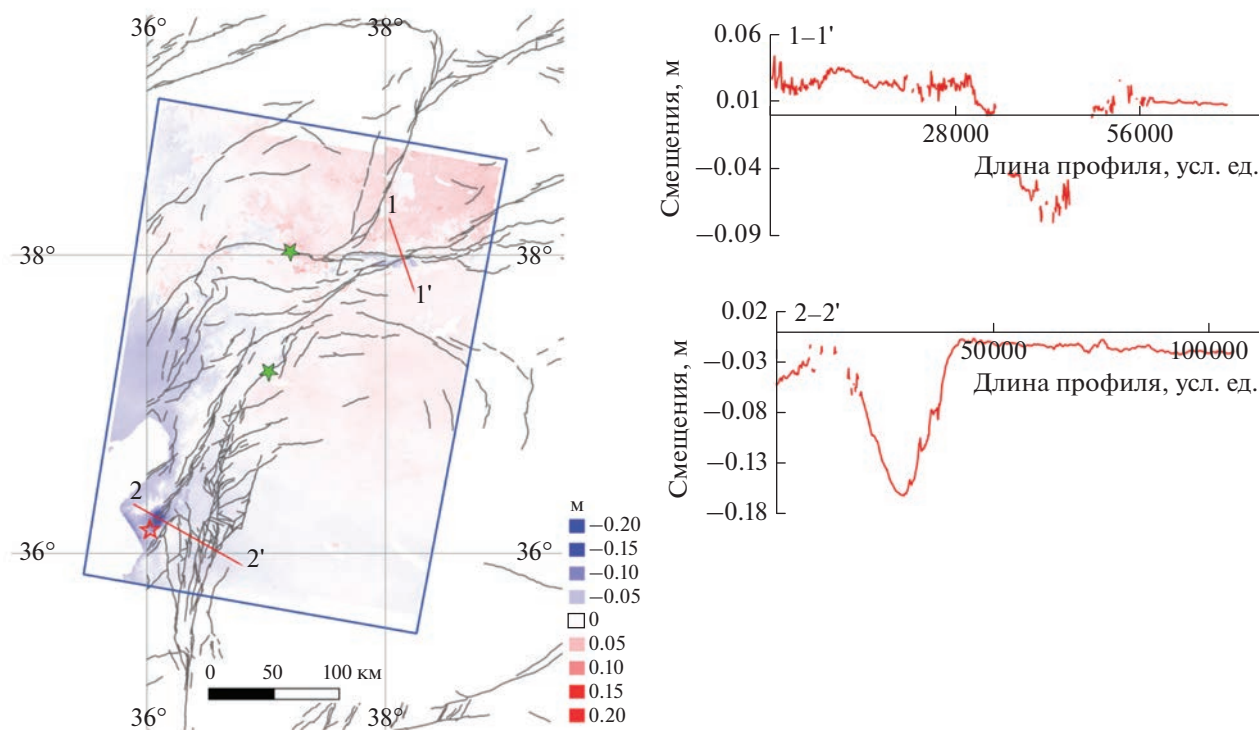
Используя базу разломов [Бачманов и др., 2017] и линию, которая разграничивает смещения в противоположных направлениях на карте офсетов, была задана трасса сейсмического разлома на дневной поверхности (черная линия на рис. 3). Далее эта линия была аппроксимирована отрезками прямых, которые являлись верхней границей прямоугольных площадок, аппроксимирующих сейсмический разрыв. Трасса разлома Сюргу–Чардак была разделена на 4 элемента по простиранию, а ВАЗР — на 15 элементов (рис. 6), из них 7 элементов вдоль его южного сегмента, а 8 элементов на центральном и северном сегментах. На разломе Сюргу–Чардак разрыв был задан от глубины 0.5 до 20 км с падением на север под углом  $80^\circ$ ; на ВАЗР глубина верхней кромки задана равной 1 км, нижней — 20 км (как и в работе [Barbot et al., 2023]), падение в северо-западном направлении под углом  $85^\circ$  согласно работам [Basili et al., 2013, Бачманов и др., 2017]. Небольшой разрыв, с которого начались землетрясения, аппроксимирован одним прямоугольным элементом с глубиной верхней кромки 0.5 км, нижней кромки — 15 км и углом падения  $85^\circ$  на восток. Длина разрыва по простиранию, равная

15 км, определена по карте смещений (рис. 2), согласно которой разрыв не достиг ВАЗР.

По глубине модели главных разломов разбиты на три уровня одинаковой протяженности по падению. Решение найдено под регуляризующим условием, что смещения близки к чистому сдвигу. Для решения использовано решение задачи о смещениях на поверхности сферически расслоенной планеты в результате сдвига по падению и простиранию на расположенной на заданной глубине прямоугольной площадке [Pollitz, 1996]. Методика решения поставленной задачи детально изложена в работе [Михайлов и др., 2010].

На приведенной на рис. 6 модели поверхности разрыва, стрелки указывают направления смещений на всياчем крыле разлома. Для ВАЗР падение было задано на северо-запад под углом  $85^\circ$ . Результаты меняются слабо, если задать падение на юг с таким же углом, как это сделано в построенной по сейсмологическим данным модели USGS.

На южном сегменте ВАЗР смещения монотонно увеличиваются с юга на север. На самом южном элементе смещения в нижней части оценены в 2.0 м, а в верхней — менее 0.11 м. Именно здесь



**Рис. 5.** Постсейсмические смещения (в метрах) на карте и вдоль профилей, показанных красными линиями, полученные методом DInSAR в направлении *LOS* по снимкам Сентинель-1А 10.02.2023 г. и 22.02.2023 г. Звездами обозначены эпицентры землетрясений: зеленые — 06.02.2023 г. ( $M_w$  7.8,  $M_w$  7.5), красная — 20.02.2023 г. ( $M_w$  6.3).

20.02.2023 г. произойдет землетрясение магнитудой 6.3 (рис. 5), гипоцентр которого располагался на глубине 11.5 км, т.е. в верхней части среднего уровня модели.

Далее на север величина смещений в верхней части южного сегмента сейсмического разрыва увеличивается до 5.8 м, в средней части до 2.5 м, в нижней части не более 1.5 м.

На центральном сегменте ВАЗР, где его простирает поворачивает на С-СВ, величина смещений на сейсмическом разрыве существенно увеличивается. Смещения на отдельных элементах поверхности разрыва превосходят 10.2 м. На северном сегменте смещения убывают, но все же на нижнем уровне самого северного участка они составляют 3.4 м. Южное окончание модели сейсмического разрыва землетрясения Доганьол-Сиврис (Doğanol–Sivrice) 24.01.2020  $M_w$  6.7, опубликованной на сайте USGS (красный прямоугольник на рис. 6), перекрывается с третьим с севера элементом нашей модели, где смещения на верхнем уровне составляют 6.8 м.

На трех восточных сегментах сейсмического разрыва вдоль разлома Сюргу–Чардак произошли чисто сдвиговые смещения, а на западном его элементе добавляется и надвиговая компонента, там где разрыв поворачивает южнее (рис. 6). Сме-

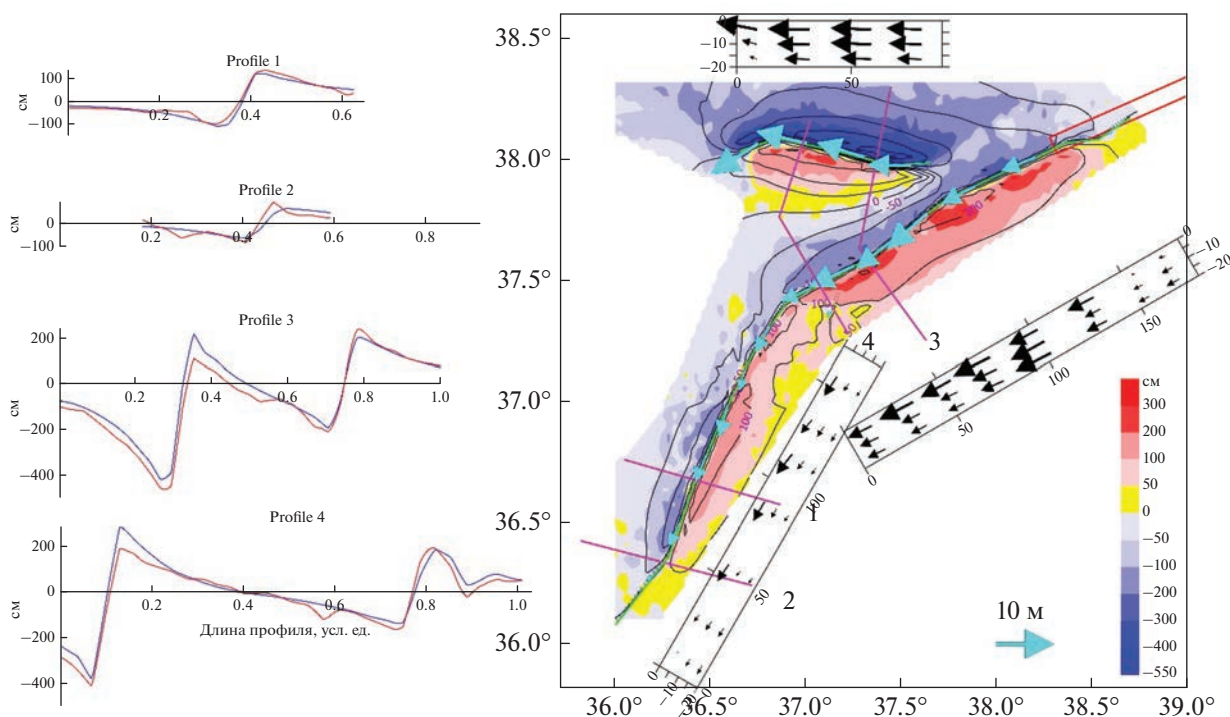
щения в верхней части разрыва возрастают с востока на запад. На нижних уровнях разрыва более интенсивные смещения произошли в восточной части.

Смещения на небольшом разломе, на котором начались сейсмические события 06.02.2023 г., оценены в 2.1 м.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

На основе детального анализа спутниковых радарных снимков, были определены горизонтальные смещения вдоль разломов ВАЗР и Сюргу–Чардак, а также небольшого разлома на продолжении Восточно-Хатайской зоны разломов, на котором началась серия катастрофических землетрясений. Наиболее четкие смещения получены методом офсетов по снимкам с нисходящей орбиты. Смещения на разломе Сюргу–Чардак, а также на центральном сегменте, от г. Кахраманмараш (район эпицентра  $M_w$  7.8) на северо-восток до г. Челикхан, и северном сегменте ВАЗР, наиболее детально определяются в направлении дальности (рис. 2а). Вдоль южного сегмента ВАЗР, простирающегося на юг–юго-запад от эпицентра главного события  $M_w$  7.8 до побережья, более четко определяются смещения в направлении ази-мута (рис. 2б). Из имеющегося набора данных для





**Рис. 6.** Модель поверхности разрыва землетрясений 06.02.2023 г., построенная по данным РСА интерферометрии. Цветовая карта — смещения земной поверхности по дальности (в см), определенные методом офсетов по снимкам с нисходящего трека. Черные изолинии — те же смещения, рассчитанные по модели. Черные прямоугольники показывают поверхность разрыва в вертикальном разрезе, со смещениями на верхнем, среднем и нижнем уровне (черные стрелки). Голубые стрелки вдоль разломов показывают смещения на верхнем уровне модели в том же масштабе. Максимальная длина стрелки 9.3 м на верхнем уровне центрального сегмента ВАЗР. Бордовые линии — профили через область разрыва. Слева для этих профилей показаны РСА данные (красный цвет) и подбор по модели (синий цвет). Красный прямоугольник на СВ окончании ВАЗР показывает часть модели землетрясения 24.01.2020 г., построенной в USGS.

построения модели были выбраны данные с максимальным отношением сигнал/шум: для северной части области, выше  $37.4^\circ$  с.ш. — смещения по дальности, полученные методом офсетов с нисходящей орбиты, а южнее параллели  $37.0^\circ$  с.ш. — смещения по азимуту с той же нисходящей орбиты.

При построении модели использовано решение [Pollitz, 1996], построенное для сферически расслоенной модели Земли. В этой работе показано, что игнорирование сферической расслоенности планеты приводит к ошибкам до 20%, при этом наибольшие ошибки возникают при наличии большой сдвиговой компоненты. Также ошибку вносит и игнорирование сферичности при использовании решения в рамках идеализации упругого однородного полупространства [Okada, 1985], на основе которой построены модели USGS и в работе [Barbot et al., 2023].

Отличием нашей модели от модели USGS является более детальная геометрия поверхности сейсмического разрыва. Мы аппроксимировали разрыв 19 прямоугольными элементами по простиранию, поделенными на три уровня по паде-

нию. Согласно построенной нами модели сдвиговые смещения на центральном сегменте сейсмического разрыва вдоль ВАЗР достигают 10.2 м. На южном сегменте этого разрыва смещения существенно меньше. Следует подчеркнуть, что смещения земной поверхности зарегистрированы нами за период с 29.01.2023 г. по 10.02.2023 г., т.е. включают еще и постсейсмические смещения за 4 дня после основных сейсмических событий.

В нашей модели, как и в модели поверхности разрыва, опубликованной на сайте USGS и в [Barbot et al., 2023], на южном участке ВАЗР смещения возрастают с юга на север и в основном концентрируются в верхней части земной коры до глубины в 10 км. На южном окончании этой части разрыва, где 20.02.2023 г. произошло землетрясение магнитудой 6.3 с глубиной гипоцентра 11.5 км, на нижних уровнях нашей модели получены смещения до 2 м, а на верхнем уровне смещений почти нет (11 см).

Область наиболее интенсивных смещений на ВАЗР фиксируется на ее центральном сегменте. Смещения во всех моделях здесь уходят на глубину и в нашей модели достигают 10.2 м, что согла-

суется с работой [Barbot et al., 2023] и с моделью USGS (11 м).

Отметим, что северное окончание полученного нами разрыва на ВАЗР перекрывается с южным окончанием модели поверхности разрыва землетрясения Доганьол-Сиврис 24.01.2020 г. с  $M_w$  6.7, приведенной на сайте USGS. Южное окончание модели USGS расположено в пределах третьего с севера элемента нашей модели, где смещения на нижнем уровне равны 5.3 м, на среднем — 3.3 м, на верхнем — 6.5 м. В модели [Barbot et al., 2023] в этой области смещения невелики, что позволило авторам сделать вывод о том, что здесь находится сейсмическая брешь и существует опасность нового землетрясения. Наши данные не подтверждают это заключение, поскольку именно на южном окончании поверхности разрыва землетрясения Доганьол-Сиврис 24.01.2020 г. величины смещений в нашей модели резко возрастают.

Во всех моделях существенные смещения на разломе Сюрюг—Чардак фиксируются до глубины в 20 км. В модели USGS амплитуда смещений превосходит 11 м, в нашей модели в верхней части самого западного элемента они равны 9.8 м, в модели [Barbot et al., 2023] смещения здесь немного меньше.

В целом наши результаты согласуются с работой [Barbot et al., 2023], за исключением наличия сейсмической бреши. Одной из причин расхождений в результатах может быть различие в методах решения. Мы используем регуляризирующее условие близости угла подвижки к заданному по решению механизма очага [Михайлов и др., 2019; Diamant et al., 2020]. Другие авторы используют условие гладкости получаемого решения.

Полученные результаты еще раз демонстрируют эффективность применения спутниковой радарной интерферометрии при изучении геодинамических процессов.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Разработка методики расчетов и интерпретации смещений по дальности и азимуту с применением метода офсетов выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00064, <https://rscf.ru/project/23-17-00064/>.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Европейское космическое агентство за снимки спутника Сентинель-1А.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.

Михайлов В.О., Назарян А.Н., Смирнов В.Б., Диаман М., Шапиро Н.М., Киселева Е.А., Тихоцкий С.А., Поляков С.А., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П. Совместная интерпретация данных дифференциальной спутниковой интерферометрии и GPS на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09. 2003 г. // Физика Земли. 2010. № 2. С. 3–16.

Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Киселева Е.А., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н., Карташов И.М., Смирнов В.Б. Проблемы совместной интерпретации временных вариаций гравитационного поля с данными о смещениях земной поверхности и дна океана на примере землетрясения Тохоку-Оки (11 марта 2011 г) // Физика Земли. 2019. № 5. С. 56–60.

<https://doi.org/10.31857/S0002-33372019553-60>

Barbot S., Luo H., Wang T., Hamiel Y., Piatibratova O., Javed M.T., Braitenberg C., Gurbuz G. Slip distribution of the February 6, 2023  $M_w$  7.8 and  $M_w$  7.6, Kahramanmaraş, Turkey earthquake sequence in the East Anatolian Fault Zone // Seismica. 2023. V. 2. № 3.

<https://doi.org/10.26443/seismica.v2i3.502>

Bayrak E., Yilmaz Ş., Softa M., Türker T., Bayrak Y. Earthquake hazard analysis for East Anatolian Fault Zone, Turkey // 2015. Natural Hazards. V. 76. № 2. P. 1063–1077.

<https://doi.org/10.1007/s11069-014-1541-5>

Basili R., Kastelic V., Petricca P., Tarabusi G., Tiberti M., Valensise G. The European Database of Seismogenic Faults (EDSF) compiled in the framework of the Project SHARE. 2013.

<https://doi.org/10.6092/INGV.IT-SHARE-EDSF>

Diamant M., Mikhailov V., Timoshkina E. Joint inversion of GPS and high-resolution GRACE gravity data for the 2012. Wharton basin earthquakes // J. Geo-dynamics. 2020. V. 136.

<https://doi.org/10.1016/j.jog.2020.101722>

Duman T.Y., Emre Ö. (2013). The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics // Geological Society. 2013. V. 372. № 1. P. 495–529.

<https://doi.org/10.1144/sp372.14>

Ergin M., Aktar M., Eyidoğan H. Present Day Seismicity and Seismotectonics of the Cilician Basin: Eastern Mediterranean Region of Turkey // Bulletin of the Seismological Society of America. 2004. V. 94. № 3. P. 930–939.

Ferretti A. Satellite InSAR Data Reservoir Monitoring from Space. 2014.

Hanssen R.F. Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 2001. 308 p.

Massonnet D., Souyris J.C. Imaging with synthetic aperture radar. EPFL press. 2008. 288 p.

Michel R., Avouac J.P., Taboury J. Measuring ground displacements from SAR amplitude images: Application to the Landers earthquake // Geophysical Research Letters. 1999. V. 26. № 7. P. 875–878.

McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № B3. P. 5695–5719.

Milkereit C., Grosser H., Wang R., Wetzel H., Woith H., Karakisa S., Zünbül S., Zschau J. Implications of the 2003 Bingöl Earthquake for the Interaction between the North

and East Anatolian Faults // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2004. V. 94. P. 2400–2406.

Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *BSSA*. 1985. V. 75. № 4. P. 1135–1154.

Özmen Ö.T., Yamanaka H., Alkan M.A., Çeken U., Öztürk T., Sezen A. (2017). Microtremor Array Measurements for Shallow S-Wave Profiles at Strong-Motion Stations in Hatay and Kahramanmaraş Provinces, Southern Turkey // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2017. V. 107. № 1. P. 445–455.

Pollitz F.F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // *Geophysical J. International*. 1996. V. 125. № 1. P. 1–14.

Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Lawrence S., Ergintav S., Çakmak R., Özener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M. GPS constraints on continental deformation

in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № B05411. P. 1–26.

Strozzi T., Luckman A., Murray T., Wegmüller U., Werner C.L. Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2002. V. 40. № 11. P. 2384–2391. <https://doi.org/10.1109/tgrs.2002.805079>

Westaway R.O.B., Arger J.A.N. The Gölbaşı basin, south-eastern Turkey: a complex discontinuity in a major strike-slip fault zone // *J. Geological Society*. 1996. V. 153. № 5. P. 729–744.

Xu J., Liu C., Xiong X. Source Process of the 24 January 2020  $M_w$  6.7 East Anatolian Fault Zone, Turkey, Earthquake // *Seismol. Res. Lett.* 2020. V. 91. P. 3120–3128. <https://doi.org/10.1785/0220200124>

## Reconstruction of Co-Seismic and Post-Seismic Processes for the February 6, 2023 Earthquake in Turkey from Data of Satellite SAR Interferometry

V. O. Mikhailov<sup>a</sup>, I. P. Babayants<sup>b</sup>, M. S. Volkova<sup>a,\*</sup>, E. P. Timoshkina<sup>a</sup>, V. B. Smirnov<sup>a,b</sup>, and S. A. Tikhotsky<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia*

<sup>b</sup>*Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

\*e-mail: msvolkova6177@gmail.com

**Abstract**—Using different methods for processing SAR images from the Sentinel-1A satellite, the displacement fields were determined in the region of the East Anatolian Fault Zone (EAFZ) and the Sürgü-Çardak faults, as well as a small fault on the continuation of the East Hatay fault zone, which rupture initiated a series of catastrophic earthquakes in Turkey on February 06, 2023. DInSAR and offset methods were applied. The most detailed data on the displacements were obtained by the offset method using images from the descending orbit. When constructing the model from the available SAR data, the data with the maximum signal-to-noise ratio were selected. For the northern part of the region, above 37.4° N, the range displacements obtained by the offset method from a descending orbit were used. South of parallel 37.0° N, we used azimuth displacements from the same descending orbit. The model of the seismic rupture was constructed on the basis of solution of (Pollitz, 1996) of the problem of deformations at the surface of a layered spherical Earth caused by along dip and strike displacements on a rectangular cut located inside the planet. Pollitz (1996) demonstrated that ignoring the spherical layering of the planet leads to errors up to 20%, with the largest errors occurring in the presence of a large strike-slip component. Ignoring sphericity also introduces an error when using the solution in the framework of the idealization of an elastic homogeneous half-space with a flat free boundary (Okada, 1985) which was used when constructing USGS and (Barbot et al., 2023) models. In our model the surfaces of seismic rupture are approximated by 19 rectangular elements along the strike, divided into three levels along the dip. Another element approximated a rupture along the extension of the East Hatay Fault Zone. As in the models of other authors (USGS; Barbot et al., 2023), in our model in the southern part of the EAFZ, the displacements increase from south to north, and are mainly concentrated in the upper part of the Earth's crust to a depth of 10 km. At the southern end of this rupture, displacements in our model with an amplitude of up to 2 m are obtained at the lower levels of the model, and at its upper level, the displacements were only 0.11 m, and in this area on February 20, 2023 an earthquake of magnitude 6.3 occurred with a hypocentre depth of 11.5 km. The main displacements on the EAFZ are determined on its central segment. Here, the displacements go to a greater depth, their value reaches 10.2 m. On the Sürgü-Çardak fault, significant displacements occurred down to a depth of 20 km; displacements exceeded 9.8 m. In our model, at the northeast end of the seismic rupture along the EAFZ, a displacement area of 6.8 m overlaps with the southwest end of the seismic rupture model of the Doğanyol-Sivrice earthquake of January 24, 2020 with  $M_w$  6.7, published on the USGS website. Therefore, our model does not confirm the hypothesis of the presence of a seismic gap here, which, according to (Barbot et al., 2023), is a zone of a possible nearest earthquake.

**Keywords:** earthquake, Turkey, February 6, 2023, East Anatolian Fault Zone, SAR interferometry, offsets, rupture surface model, post-seismic displacements



# ОЧАГОВЫЕ ПАРАМЕТРЫ СИЛЬНЫХ ТУРЕЦКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 06.02.2023 г. ( $M_w = 7.8$ и $M_w = 7.7$ ) ПО ДАННЫМ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

© 2023 г. А. И. Филиппова<sup>1, 2, \*</sup>, А. С. Фомочкина<sup>2, 3</sup>

<sup>1</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН,  
г. Москва, г. Троицк, Россия

<sup>2</sup>Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

<sup>3</sup>РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, г. Москва, Россия

\*E-mail: aleirk@mail.ru

Поступила в редакцию 30.05.2023 г.

После доработки 16.06.2023 г.

Принята к публикации 20.06.2023 г.

По амплитудным спектрам поверхностных волн проведены расчеты очаговых параметров сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 г. ( $M_w = 7.8$  и  $M_w = 7.7$ ) в двух приближениях: мгновенного точечного источника и сдвиговой дислокации эллиптической формы. В результате были выделены плоскости разрыва, получены данные о скалярном сейсмическом моменте, моментной магнитуде, фокальном механизме и глубине очага рассматриваемых событий, а также оценки интегральных параметров, характеризующих геометрию разрыва и его развитие во времени. Показано, что очаги исследуемых землетрясений сформировались под влиянием регионального поля напряжений, а их фокальные механизмы представляли собой левосторонние сдвиги с направлением простирания, близким к простиранию зоны Восточно-Анатолийского разлома для первого события и близким к простиранию системы разломов Сургу–Чардак для второго. Для первого землетрясения, полученные нами оценки длительности разрыва и его длины ( $t = 52.5$  с,  $L = 180$  км), вероятно, относятся не ко всему разрыву, а только к его основной фазе, приуроченной к северо-восточным сегментам Восточно-Анатолийского разлома и характеризующейся максимальными смещениями и значениями выделившегося сейсмического момента. Полученные нами для второго землетрясения значения  $t = 30$  с и  $L = 180$  км характеризуют полностью весь разрыв.

**Ключевые слова:** землетрясение, очаговые параметры, поверхностные волны, Восточно-Анатолийский разлом, Турция.

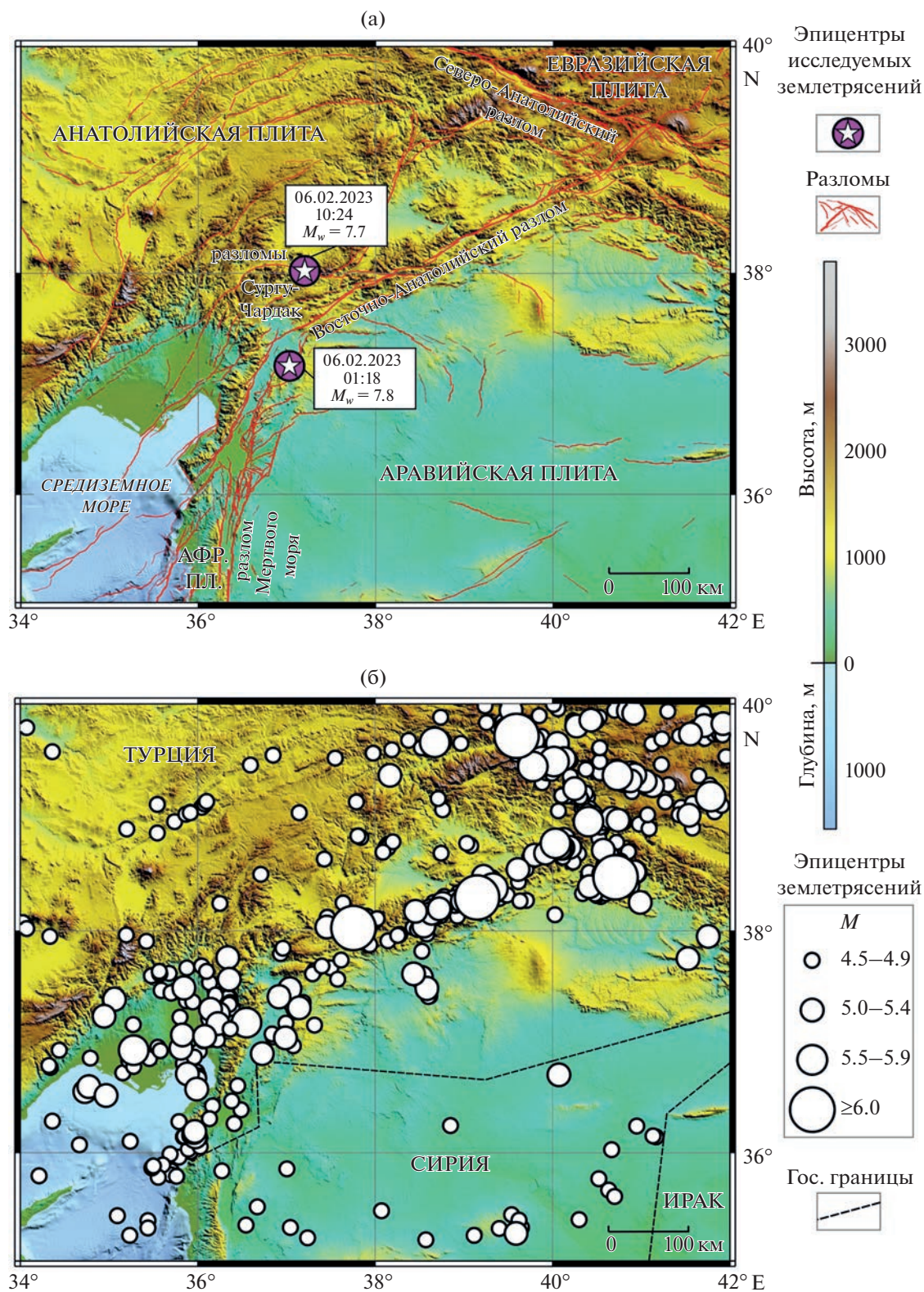
**DOI:** 10.31857/S0002333723060078, **EDN:** DTDKQT

## ВВЕДЕНИЕ

06.02.2023 г. в 1 ч 18 мин (GMT) в провинции Газиантеп (Турция) произошло сильное землетрясение с  $M_w = 7.8$  [Global ..., 2023] (рис. 1а). Через несколько часов после него – в 10 ч 24 мин – в провинции Караманмараш произошло второе сильное землетрясение с  $M_w = 7.7$ . Эпицентры этих событий располагались на расстоянии около 100 км друг от друга, а они сами сопровождались многочисленными афтершоками [Dal Zilio, Ampuero, 2023; Erdik et al., 2023]. Эти землетрясения, унесшие десятки тысяч человеческих жизней, вызвали широкий общественный резонанс и, закономерно, привлекли к себе пристальное внимание мирового научного сообщества [Abdelmeguid et al., 2023; Barbot et al., 2023; Chen et al., 2023; Delouis et al., 2023; Jiang et al., 2023; Karabacak et al., 2023; Kusky et al., 2023; Mai et al., 2023; Mel-

gar et al., 2023; Rosakis et al., 2023; Zahradnik et al., 2023; и др.].

Регион, в котором произошли рассматриваемые события, характеризуется высоким уровнем современной сейсмической активности (рис. 1б). Также для него имеются данные о многочисленных исторических землетрясениях с  $M > 6.0$  (например, см. работу [Sesetyan et al., 2023] и ссылки в ней). Исследуемая территория имеет сложное тектоническое строение – здесь вдоль зоны Восточно-Анатолийского разлома проходит граница между Аравийской плитой, движущейся на север, и Анатолийской плитой (или Анатолийским блоком), смещающейся на запад (рис. 1а) [Bird, 2003; McKenzie, 1972; Şengör, Yilmaz, 1981]. На севере к Восточно-Анатолийскому разлому примыкает зона Северо-Анатолийского разлома, являющаяся границей между Евразийской и Анато-



**Рис. 1.** Тектоническая схема (а) и сейсмичность исследуемой территории (б). Разломы приведены по работам [База данных ..., 2018; Zelenin et al., 2022], обозначения литосферных плит – по работе [Bird, 2003], эпицентры землетрясений ( $M \geq 4.5$ , с 1973 г. по 05.02.2023 г.) – по данным ISC-каталога [International ..., 2023], рельеф – согласно глобальной модели ЕТОРО 2022 [ЕТОРО ..., 2023]. Сокращения: Афр. пл. – Африканская плита.

лийской плитой, а на юге — система разломов Мертвого моря, также представляющая собой межплитную границу [Bird, 2003; Bulut et al., 2012]. Именно с движениями вдоль зоны Восточно-Анатолийского разлома связывают первое из рассматриваемых землетрясений, в то время как второе — с движениями вдоль системы разломов Сургу-Чардак (рис. 1а), вероятно, вызванными перераспределением напряжений в результате первого события [Karabulut et al., 2023; Stein et al., 2023].

В настоящей работе по записям поверхностных волн, зарегистрированных на телесеизмических расстояниях, для двух сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 г. были рассчитаны их очаговые параметры в приближении мгновенного точечного источника и сдвиговой дислокации эллиптической формы [Букчин, 1989; Bukchin, 1995]. Полученные оценки скалярного сейсмического момента, моментной магнитуды, глубины очага, фокального механизма и интегральных параметров очага, характеризующих геометрию разрыва и его развитие во времени, были сопоставлены с данными, опубликованными на текущий момент времени.

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В качестве исходных данных для расчетов очаговых параметров сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 г. использовались записи волн Рэлея и Лява на удаленных широкополосных сейсмических станциях сетей II, IU и IC (коды сетей соответствуют международному стандарту) [Albuquerque ..., 1992; 2014; Scripps ..., 1986]. Для анализа отбирались только волновые формы со станций, расположенных в разных азимутах от эпицентров исследуемых событий, с высоким отношением сигнал/шум и нормальной поляризацией поверхностных волн. Всего, таким образом, для каждого землетрясения были отобраны записи 20 сейсмических станций. В первом случае диапазон эпицентральных расстояний составил 2607–9404 км (рис. 2а), во втором — 2309–9689 км (рис. 2б).

Спектры волн Рэлея и Лява определялись с помощью метода спектрально-временного анализа [Левшин и др., 1986]. Диапазон периодов, в котором поверхностные волны выделялись наиболее надежно, подбирался для каждой станции отдельно. В результате для первого землетрясения фильтрация выполнялась на периодах 70–250 с, причем на всех станциях за исключением DGAR и MACI (коды станций соответствуют международному стандарту), где надежно выделяются только волны Рэлея, спектры были получены для обоих типов поверхностных волн (рис. 2а). Для второго события диапазон анализируемых периодов составил 70–210 с, кроме LHT-компоненты

станции KURK, волны Лява на которой были отфильтрованы только до 140 с. На станциях DGAR, SUR и ESK были отобраны только волны Рэлея, на станции MBAR — только волны Лява (рис. 2б).

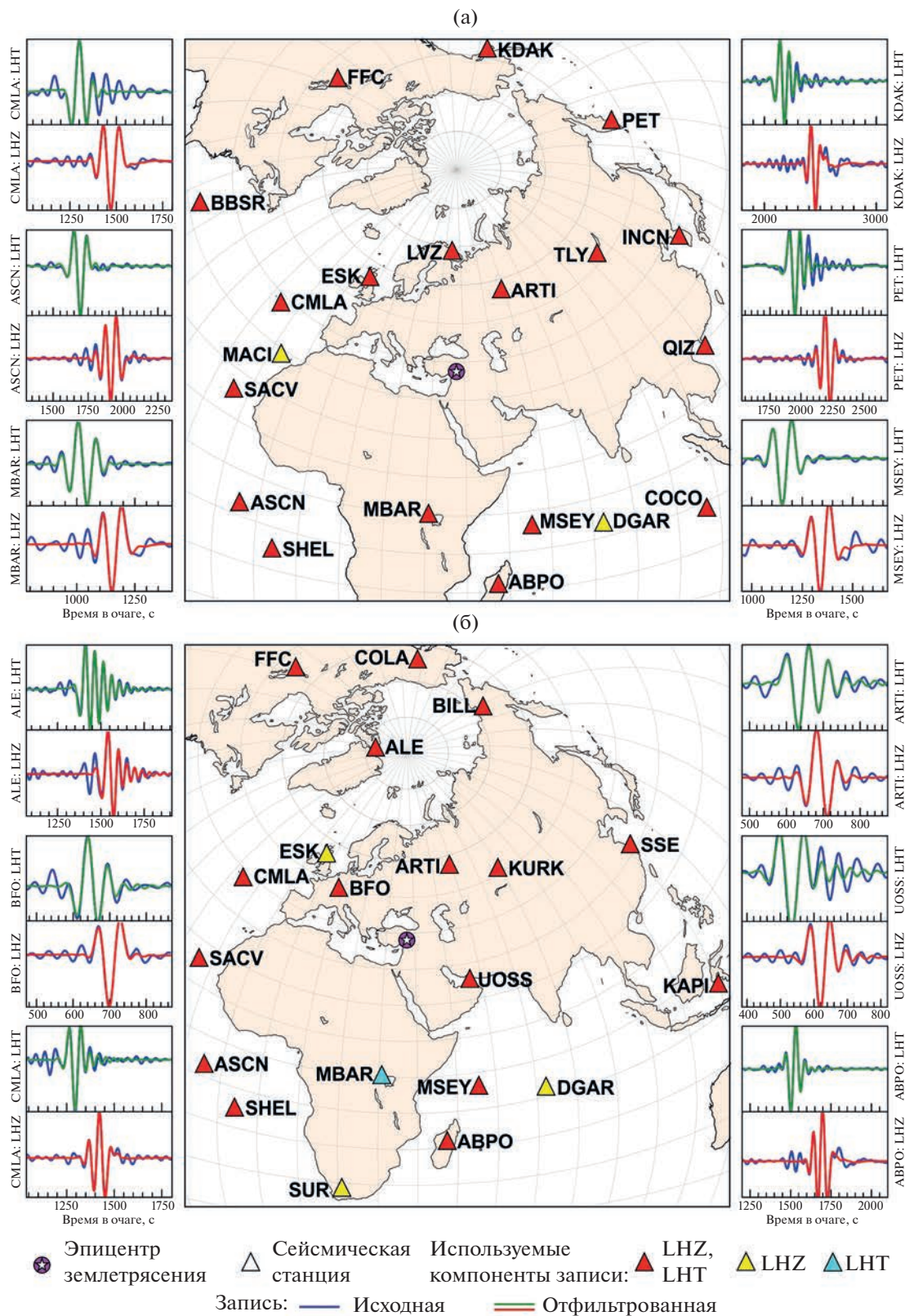
На первом этапе вычислений очаги исследуемых землетрясений рассматривались в приближении мгновенного точечного источника. По полученным амплитудным спектрам поверхностных волн в полных диапазонах отфильтрованных периодов для каждого из них рассчитывался тензор сейсмического момента в приближении двойного диполя (*double-couple*) и глубина очага [Букчин, 1989]. В результате определялись следующие параметры: скалярный сейсмический момент ( $M_0$ ), глубина очага ( $h$ ) и четыре эквивалентных решения фокального механизма, отличающиеся направлениями простирания и подвижки. Моментные магнитуды ( $M_w$ ) рассчитывались по полученным значениям скалярного сейсмического момента по соотношению из работы [Hanks, Kanamori, 1979].

Для нахождения единственного решения фокального механизма в качестве дополнительных данных могут использоваться знаки первых вступлений *P*-волн [Lasserre et al., 2001] или фазовый спектр поверхностных волн [Букчин, 1989]. Поскольку для рассматриваемых сейсмических событий распределения знаков *P*-волн, опубликованных на данный момент в различных бюллетенях [EMSC/CSEM, 2023; International ..., 2023], весьма противоречивы, для каждого из них в качестве единственного и окончательного решения выбирался один из четырех эквивалентных фокальных механизмов, полученный по амплитудным спектрам поверхностных волн и наилучшим образом удовлетворяющий их фазовому спектру.

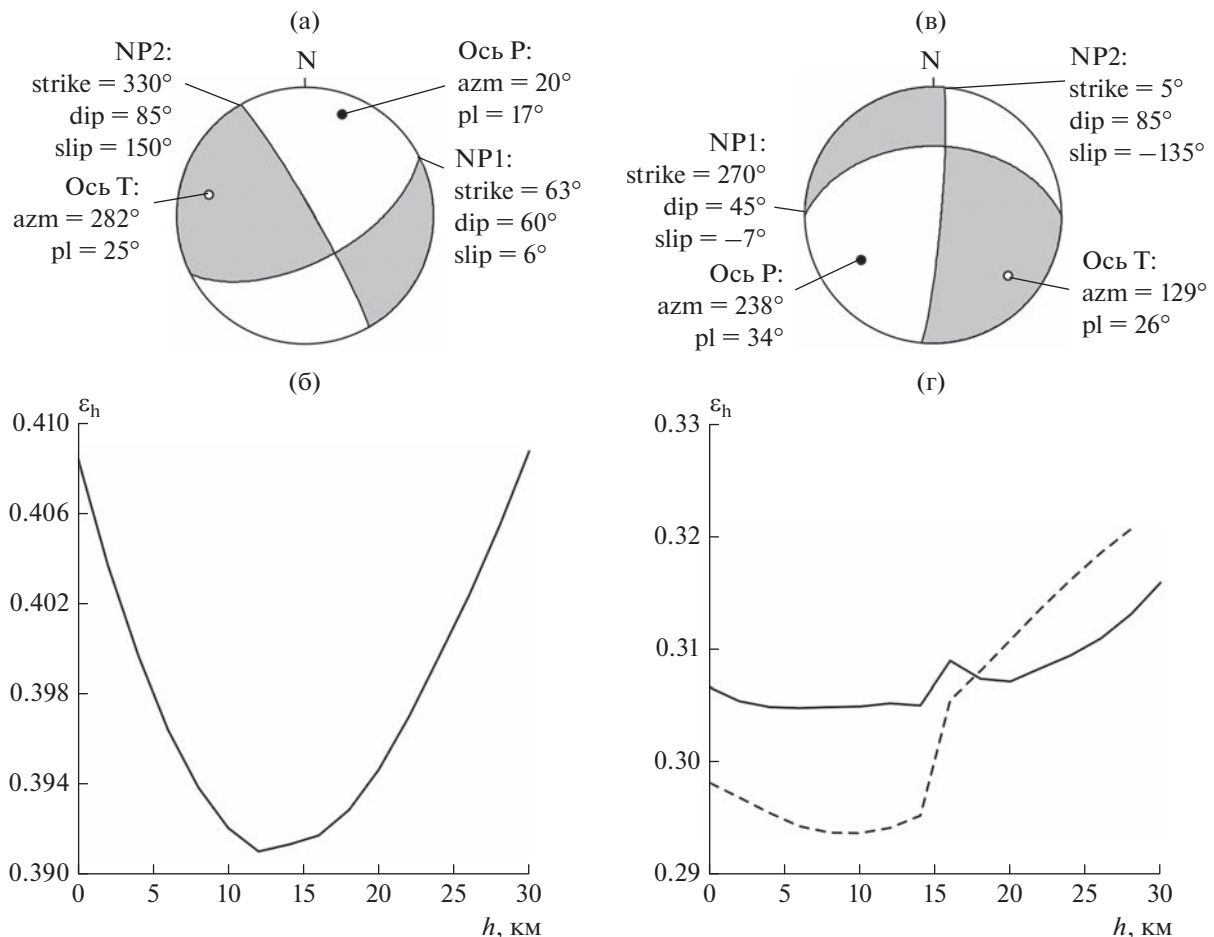
Строение земной коры под сейсмическими станциями и в окрестностях очагов землетрясений задавалось моделью 3SMAC [Nataf, Ricard, 1996]. Для описания строения верхней мантии и расчета затухания поверхностных волн использовалась сферически симметричная модель PREM [Dziewonski, Anderson, 1981]. Отметим, что применяемая нами процедура инверсии очаговых параметров является устойчивой относительно выбора модели среды [Середкина, Козьмин, 2017; Seredkina et al., 2020].

На втором этапе вычислений очаги исследуемых землетрясений моделировались в виде сдвиговой дислокации эллиптической формы [Букчин, 1995]. Для первого из них расчеты проводились в диапазоне периодов 70–150 с, для второго — 70–120 с. Всего оценивались шесть интегральных параметров, характеризующих геометрию разрыва и развитие очага во времени: продолжительность процесса в очаге ( $\Delta t$ ), длины большой и малой осей эллипса источника ( $l_{\max}$  и  $l_{\min}$ ), абсолют-





**Рис. 2.** Используемые сейсмические станции с примерами фильтрации записей для первого (а) и второго (б) сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 г. Коды станций соответствуют международному стандарту. LHZ – вертикальная компонента записи, LHT – трансверсальная компонента записи (результат вращения горизонтальных компонент, направленных на восток (LHE) и север (LHN)).



**Рис. 3.** Очаговые параметры первого (а), (б) и второго (в), (г) сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 г. в приближении мгновенного точечного источника: механизм очага (а), (в) и зависимость частной функции нормированной невязки от глубины очага (б), (г). Обозначения: NP – нодальная плоскость, ось Т/Р – ось растяжения/сжатия, strike – направление простирания, dip – угол падения, slip – угол подвижки, azm – азимут, pl – угол погружения. На рис. (г) пунктирная линия соответствует частной функции нормированной невязки, рассчитанной с учетом пространственно-временных размеров очага.

ное значение средней скорости мгновенного центроида ( $v$ ), угол между большой осью эллипса источника и осью простирания ( $\phi_l$ ), угол между направлением движения мгновенного центроида и осью простирания ( $\phi_v$ ). Для возможной идентификации истинной плоскости разрыва [Букчин, 2017] расчеты проводились для обеих плоскостей фокальных механизмов, полученных на предыдущем этапе. Используемый метод ранее успешно применялся для исследований сильных землетрясений [Bukchin et al., 2020; Clévéde et al., 2004; 2012].

Качество полученных результатов оценивалось с помощью функции нормированной невязки ( $\epsilon$ ) [Bukchin, 1995; Lasserre et al., 2001]. Эта функция характеризует отличие синтетических спектров поверхностных волн, соответствующих расчетным значениям очаговых параметров, от спектров наблюдаемых записей, отфильтрован-

ных методом спектрально-временного анализа. Для оценки разрешения определяемых параметров строились частные функции нормированной невязки. Для этого расчеты проводились лишь для одного параметра (например, глубины (рис. 3б, 3г)), а остальным присваивались фиксированные значения, обеспечивающие минимум функции  $\epsilon$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты расчетов очаговых параметров сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 г. в приближении мгновенного точечного источника представлены на рис. 3. Скалярный сейсмический момент составил  $M_0 = 6.19 \times 10^{20}$  Н м для первого события и  $M_0 = 4.29 \times 10^{20}$  Н м для второго, что соответствует моментным магнитудам  $M_w = 7.8$  и  $M_w = 7.7$ . Полученные нами фокальные механизмы показывают, что очаги исследуемых

землетрясений сформировались под влиянием сжатия СВ–ЮЗ ориентации и растяжения СЗ–ЮВ ориентации (рис. 3а, 3в). Для глубины очага первого землетрясения нами было получено значение 12 км, причем данный параметр характеризуется хорошим разрешением (рис. 3б). Для второго события глубина в приближении мгновенного точечного источника имела невысокое разрешение – от 6 до 14 км (сплошная кривая на рис. 3г), поэтому глубина была пересчитана с учетом пространственно-временных размеров очага (пунктирная кривая на рис. 3г). В результате оценка глубины составила 8–10 км. Таким образом, оба землетрясения произошли в верхней части земной коры, где скорости  $P$ - и  $S$ -волн равняются примерно 5.8 и 3.3 км/с соответственно [Acarel et al., 2019].

Значения функции нормированной невязки ( $\epsilon$ ) для полученных в приближении мгновенного точечного источника моделей очагов исследуемых землетрясений составили 0.391 и 0.305 для первого и второго событий соответственно. При этом стоит отметить, что  $\epsilon$  зависит не только от качества полученного решения, но и от количества используемых данных, в том числе от диапазона периодов. Это частично является причиной более высокого значения  $\epsilon$  для первого землетрясения, так как для него инверсия проводилась в более широком диапазоне периодов.

На рис. 4 приведены частные функции нормированной невязки для шести интегральных параметров очагов исследуемых сейсмических событий, характеризующих геометрию разрывов и их развитие во времени. Как уже упоминалось ранее, расчеты проводились для обеих нодальных плоскостей, показанных на рис. 3а, 3в, с целью возможной идентификации истинной плоскости разрыва. Известно, что, рассматривая очаг землетрясения в приближении мгновенного точечного источника, по сейсмологическим данным невозможно выделить одну из нодальных плоскостей как истинную плоскость разрыва в силу симметричности излучения. Однако с учетом конечных размеров очага такая идентификация становится принципиально возможной. В работе [Букчин, 2017] показано, что для истинной плоскости разрыва интегральные параметры очага, рассчитанные по поверхностным волнам, характеризуются меньшими значениями функции нормированной невязки. В случае если длина большой оси эллипса очага в несколько раз превосходит длину его малой оси, идентификация плоскости разрыва возможна для фокальных механизмов, представляющих собой чистый сдвиг, и не может быть выполнена в случае чистых взбросов или сбросов.

Для интегральных параметров первого из рассматриваемых землетрясений минимальные значения функции нормированной невязки для но-

дальных плоскостей с простиранием  $63^\circ$  (NP1 на рис. 3а) и  $330^\circ$  (NP2) составили 0.330 и 0.337 соответственно (рис. 4а), что позволяет нам выделить NP1 как истинную плоскость разрыва. Таким образом, это землетрясение представляет собой левосторонний сдвиг с простиранием, близким к простиранию зоны Восточно-Анатолийского разлома (рис. 1а). Интегральные параметры второго землетрясения, рассчитанные для двух нодальных плоскостей, характеризуются меньшим отличием невязок. Так, для плоскости с простиранием  $270^\circ$  (NP1 на рис. 3в) минимальное значение  $\epsilon$  равняется 0.294, а для NP2 (простирание  $5^\circ$ ) – 0.296 (рис. 4б). Тем не менее, как показывают результаты наших предыдущих исследований очагов отдельных землетрясений и их тектонической позиции [Фомочкина, Филиппова, 2023; Bukchin et al., 2020; Filippova et al., 2022], даже столь малое отличие невязок позволяет выделить NP1 в качестве истинной плоскости разрыва. Следовательно, второе из рассматриваемых землетрясений представляет собой левосторонний сдвиг по системе разломов Сургу–Чардак (рис. 1а).

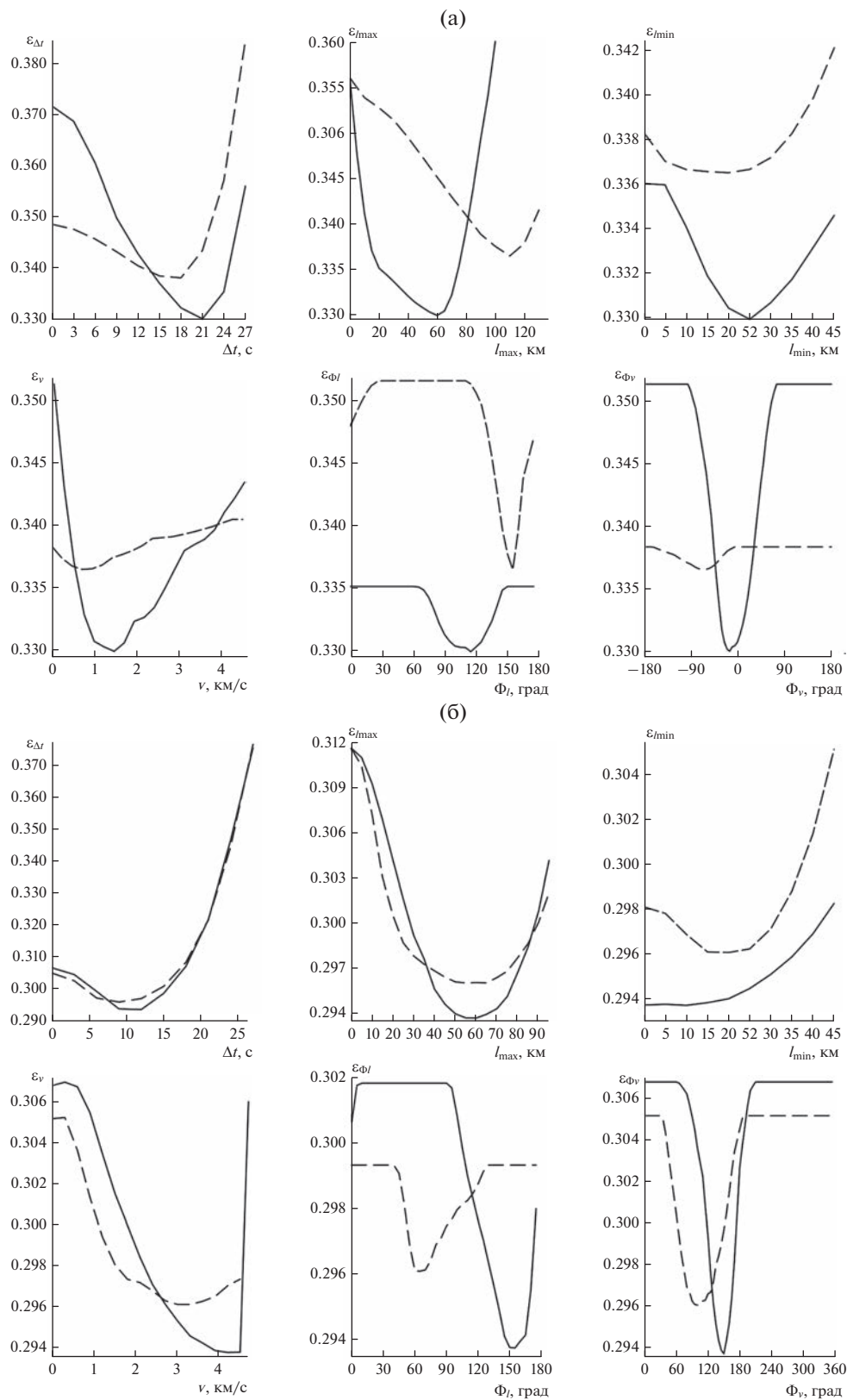
В результате для истинной плоскости разрыва для первого землетрясения были получены следующие значения интегральных параметров (рис. 4а): интегральная длительность источника  $\Delta t = 21$  с, длины большой и малой осей эллипса источника  $l_{\max} = 60$  км и  $l_{\min} = 25$  км, абсолютное значение средней скорости мгновенного центроида  $v = 1.5$  км/с, угол между большой осью эллипса источника и осью простирания  $\phi_l = 115^\circ$ , угол между направлением движения мгновенного центроида и осью простирания  $\phi_v = 350^\circ$ . Для второго события значения интегральных параметров составили (рис. 4б):  $\Delta t = 10$ – $12$  с,  $l_{\max} = 55$ – $60$  км,  $l_{\min} = 0$ – $15$  км,  $v = 4.0$ – $4.5$  км/с,  $\phi_l = 150^\circ$ – $155^\circ$ ,  $\phi_v = 150^\circ$ . Отметим, что для него разрешение интегральных параметров в целом несколько хуже, чем для первого землетрясения.

Если предположить Гауссовское распределение плотности момента и принять в качестве реальных оценок длительности очага и его пространственных размеров значения, соответствующие 99% доверительному уровню, то реальное время действия источника ( $t$ ) превышает интегральную оценку длительности очага в 2.5 раза, а реальные размеры очаговой области превышают интегральные оценки в 3 раза [Bukchin et al., 2020]. Следовательно, время действия источника ( $t$ ) и длина разрыва ( $L$ ) для первого события составили 52.5 с и 180 км, а для второго – около 30 с и 180 км.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Значения скалярного сейсмического момента и моментной магнитуды для исследуемых земле-





**Рис. 4.** Частные функции нормированной невязки для интегральных параметров очагов первого (а) и второго (б) сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 г., рассчитанные для нодальных плоскостей NP1 (сплошные линии) и NP2 (пунктир), показанных на рис. 3а, 3в.

трясений, опубликованные на текущий момент времени сейсмологическими агентствами и полученные в результате специальных исследований, имеют довольно большой разброс (табл. 1, табл. 2). Для оценок, основанных только на сейсмологических данных, это может быть частично связано с различиями в используемых частотных диапазонах. Кроме того, в некоторых случаях отклонения могут быть связаны с недостатками принятых моделей. Так, в работе [Jiang et al., 2023] были получены максимальные магнитуды для обоих рассматриваемых событий, однако они могут быть завышены из-за высоких погрешностей на отдельных станциях, связанных с неучитываемыми при расчетах эффектами направленности излучения. Для первого землетрясения большинство сейсмологических агентств дает совпадающую с нашей оценкой магнитуды  $M_w = 7.8$  (табл. 1). Интересно, что то же самое значение было получено во всех работах, где сейсмический момент и моментная магнитуда вычислялись с помощью спутниковой радарной интерферометрии [Barbot et al., 2023; Mai et al., 2023; Melgar et al., 2023] (табл. 2). Для второго землетрясения оценки этих параметров имеют больший разброс (табл. 1, табл. 2), но в среднем согласуются с нашими результатами ( $M_0 = 4.29 \times 10^{20}$  Н м,  $M_w = 7.7$ ).

Опубликованные значения глубин очагов рассматриваемых землетрясений также характеризуются большим разбросом. Для обоих событий минимальная глубина 7.5 км получена в работе [Zahradnik et al., 2023], однако разрешение этого параметра, как упоминают сами авторы, довольно низкое. Максимальное значение глубины для первого землетрясения, равное 32.6 км (NEIC<sup>cmf</sup> в табл. 1), получено в результате инверсии длиннопериодных объемных и поверхностных волн [Dziewonski, Woodhouse, 1983]. Для второго события максимальная глубина (19 км) рассчитана по данным длиннопериодных объемных волн с помощью метода [Sipkin, 1982] (NEIC<sup>bw</sup> в табл. 1). При этом большинство оценок не превышает 18 км в первом случае и 14 км во втором (табл. 1), что в целом не противоречит нашим результатам (рис. 3б, 3г).

Различные механизмы очагов рассматриваемых землетрясений (рис. 3а, 3в, табл. 1) неплохо согласуются между собой. Это подтверждается малыми значениями угла  $\Phi$  (табл. 1), представляющего собой угол в 3D-пространстве, на который нужно повернуть один двойной диполь, чтобы получить другой [Kagan, 2007]. Диапазон изменения  $\Phi$  составляет от 0°, что соответствует полностью идентичным двойным диполям, до 120°. В качестве референтных двойных диполей принимались фокальные механизмы, полученные в данной работе (рис. 3а, 3в). Некоторые отличия наших решений от представленных в табл. 1, мо-

гут быть объяснены особенностями определения тензора момента для мелкофокусных источников. Они связаны, во-первых, с неоднозначностью определения компонент  $M_{\theta}$  и  $M_{\phi}$  девиаторных тензоров сейсмического момента. Указанная неоднозначность возникает в случае, если глубина исследуемого землетрясения существенно меньше длин волн, используемых для расчетов очаговых параметров [Букчин, 2006; Bukchin et al., 2010]. Во-вторых, оба исследуемых события не могут быть полностью описаны в приближении двойного диполя, принятом нами при расчетах, поскольку они характеризовались сложной геометрией очага. На это указывает существенная (до 24% для первого землетрясения и до 66% для второго) несдвиговая компонента в тензорах, опубликованных в GCMT- и NEIC-каталогах [Global ..., 2023; National ..., 2023]. Сложный очаг, включающий в себя несколько фаз разрыва, отличающихся по своим механизмам, также был выявлен в результате специальных исследований [Barbot et al., 2023; Chen et al., 2023; Karabulut et al., 2023; Zahradnik et al., 2023; и др.] (см. далее).

Выделенные нами по значениям функций нормированной невязки для интегральных характеристик очага (рис. 4) плоскости разрыва (NP1 на рис. 3а, 3в), а также характер движений по ним (левосторонний сдвиг), подтверждаются результатами, полученными с помощью спутниковой радарной интерферометрии [Barbot et al., 2023; Mai et al., 2023; Melgar et al., 2023], полевых наблюдений [Karabacak et al., 2023], совместного анализа сейсмологических и геодезических данных [Zahradnik et al., 2023]. Таким образом, фокальный механизм, полученный для первого землетрясения, хорошо согласуется с известными представлениями о кинематике движений по Восточно-Анатолийскому разлому. Так, согласно работам [Bulut et al., 2012; Güvercin et al., 2022; и ссылки в них] для него характерны сдвиговые смещения с небольшой взбросовой компонентой, при этом скорость движений по разлому изменяется от 1–4 мм/год на западе до ~10 мм/год на востоке. Левосторонние смещения также установлены по геологическим данным для системы разломов Сургу–Чардак [Balkaya et al., 2021]. Интересно, что очаг не только первого, но и второго из рассматриваемых событий сформировался под влиянием сжатия СВ–ЮЗ ориентации и растяжения СЗ–ЮВ ориентации (рис. 3а, 3в), что соответствует региональному полю напряжений, установленному в результате глобальных [Heidbach et al., 2018] и региональных реконструкций [Yilmaz et al., 2006].

Рассчитанные в данной работе длительность источника и длина разрыва для первого из рассматриваемых землетрясений ( $t = 52.5$  с,  $L = 180$  км) существенно ниже, чем практически все имеющиеся оценки этих параметров (табл. 3). Такое

**Таблица 1.** Очаговые параметры сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 г. в приближении точечного источника по данным различных сейсмологических агентств

| Землетрясение                | Агентство           | $h$ , км        | $M_0 \times 10^{20}$ , Н · м | $M_w$ | Нодальная плоскость |        |         | $t$ , с | $\Phi$ , ° |
|------------------------------|---------------------|-----------------|------------------------------|-------|---------------------|--------|---------|---------|------------|
|                              |                     |                 |                              |       | strike, °           | dip, ° | slip, ° |         |            |
| 06.02.2023 г.<br>01 ч 18 мин | GCMT                | 14.9            | 6.10                         | 7.8   | 54                  | 70     | 11      | 37.8    | 15         |
|                              | NEIC <sup>w,*</sup> | 17.5            | 5.39                         | 7.8   | 228                 | 89     | –1      | 56.0    | 34         |
|                              | NEIC <sup>cmt</sup> | 32.6            | 6.78                         | 7.8   | 234                 | 79     | 14      | 45.1    | 45         |
|                              | GEOFON              | 10 <sup>f</sup> | 4.30                         | 7.7   | 51                  | 75     | –4      | –       | 19         |
|                              | CPPT                | 14              | –                            | 7.8   | 56                  | 67     | 11      | –       | 12         |
|                              | ERD                 | 8.6             | –                            | 7.7   | 233                 | 74     | 18      | –       | 52         |
|                              | INGV                | 23              | –                            | 7.7   | 237                 | 79     | 0       | –       | 42         |
|                              | IPGP                | 13              | 11.7                         | 8.0   | 230                 | 81     | –18     | –       | 43         |
|                              | KOERI               | 10              | –                            | 7.7   | 222                 | 64     | –27     | –       | 63         |
|                              | MOS                 | –               | –                            | –     | 218                 | 74     | –2      | –       | 52         |
|                              | OCA                 | 11              | –                            | 7.8   | 65                  | 70     | 11      | –       | 11         |
| 06.02.2023 г.<br>10 ч 24 мин | GCMT                | 12 <sup>f</sup> | 4.97                         | 7.7   | 261                 | 42     | –8      | 35.8    | 9          |
|                              | NEIC <sup>w,*</sup> | 13.5            | 2.64                         | 7.6   | 277                 | 78     | 4       | 31.5    | 34         |
|                              | NEIC <sup>bw</sup>  | 19              | 2.47                         | 7.5   | 276                 | 82     | –6      | –       | 37         |
|                              | GEOFON              | 15              | 3.00                         | 7.6   | 89                  | 88     | 10      | –       | 47         |
|                              | CPPT                | 12              | –                            | 7.8   | 256                 | 24     | –14     | –       | 23         |
|                              | ERD                 | 7               | –                            | 7.6   | 90                  | 86     | 13      | –       | 49         |
|                              | INGV                | 14              | –                            | 7.7   | 275                 | 62     | 1       | –       | 18         |
|                              | IPGP                | 13              | 4.14                         | 7.7   | 270                 | 60     | –9      | –       | 15         |
|                              | KOERI               | 10              | –                            | 7.6   | 273                 | 67     | –9      | –       | 22         |
|                              | MOS                 | –               | –                            | –     | 250                 | 59     | –22     | –       | 21         |
|                              | OCA                 | 10              | –                            | 7.7   | 275                 | 90     | 20      | –       | 51         |

Примечания: GCMT – The Global CMT Project, Lamont Doherty Earth Observatory, Columbia University, USA (<https://www.globalcmt.org>); NEIC – National Earthquake Information Center, USA (<https://earthquake.usgs.gov>); GEOFON – GFZ German Research Centre for Geosciences, Helmholtz Centre Potsdam, Germany (<https://www.gfz-potsdam.de>); CPPT – CEA, Sciences de la Terre et de l'Environnement, France (<https://www-dase.cea.fr/>); ERD – Earthquake Research Department, Ankara, Turkey (<https://deprem.afad.gov.tr>); INGV – Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italy (<http://terremoti.ingv.it>); IPGP – Institut de physique du globe de Paris, Paris, France (<http://geoscope.ipgp.fr>); KOERI – Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Istanbul, Turkey (<http://www.koeri.boun.edu.tr>); MOS – Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба» РАН, г. Обнинск, Россия (<http://www.ceme.gsras.ru>); OCA – SismoAzur (<https://sismoazur.oce.eu>). Для всех агентств, за исключением MOS, где очаг изначально моделируется в приближении двойной пары сил, приведены параметры одной из нодальных плоскостей наилучшего (в геометрическом смысле) двойного диполя (*best double-couple*). Верхние индексы у NEIC указывают на тип используемых данных и процедуру их инверсии: *w* – *W*-фаза [Kanamori, Rivera, 2008; Hayes et al., 2009]; *cmt* – длиннопериодные объемные и поверхностные волны [Dziewonski, Woodhouse, 1983]; *bw* – длиннопериодные объемные волны [Sipkin, 1982]; \* – наиболее предпочтительное решение из приведенных в NEIC. Верхний индекс *f* соответствует фиксированным значениям глубины.

несоответствие может быть связано со сложным характером очага. Так, согласно моделям из работ [Abdelmeguid et al., 2023; Barbot et al., 2023; Karabulut et al., 2023; Mai et al., 2023; Melgar et al., 2023; National ..., 2023; Rosakis et al., 2023; Zahradnik et al., 2023], основанным на различных исходных данных, это землетрясение началось на разломе Нарли, опережающем Восточно-Анатолийский разлом и имеющем практически субмеридиональную ориентацию. Начальная фаза разрыва

продолжалась 10–20 с, а его длина составила около 10–40 км. Далее разрыв распространялся билатерально вдоль Восточно-Анатолийского разлома, захватив различные его сегменты. Судя по полученным нами значениям длительности источника и длины разрыва, а также установленному простиранию плоскости разрыва (63°), можно сделать вывод о том, что они описывают не весь разрыв, а только его северо-восточную часть, относящуюся к северо-восточным сегментам Во-



**Таблица 2.** Скалярный сейсмический момент и моментная магнитуда сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 г. по литературным данным

| Источник                                     | 06.02.2023 г. 01 ч 18 мин                       |       | 06.02.2023 г. 10 ч 24 мин                       |       |
|----------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------|-------------------------------------------------|-------|
|                                              | $M_0 \times 10^{20}, \text{ Н} \cdot \text{ м}$ | $M_w$ | $M_0 \times 10^{20}, \text{ Н} \cdot \text{ м}$ | $M_w$ |
| [Barbot et al., 2023]                        | 5.40                                            | 7.8   | 3.30                                            | 7.6   |
| [Jiang et al., 2023]                         | —                                               | 8.0   | —                                               | 7.9   |
| [Mai et al., 2023] <sup><i>P</i>-волны</sup> | 10.3                                            | 8.0   | 5.03                                            | 7.8   |
| [Mai et al., 2023] <sup>SAR</sup>            | 6.13                                            | 7.8   | 3.32                                            | 7.7   |
| [Melgar et al., 2023]                        | 6.51                                            | 7.8   | 3.64                                            | 7.6   |
| [Okuwaki et al., 2023]                       | 9.60                                            | 7.9   | 3.20                                            | 7.6   |
| [Zahradnik et al., 2023]                     | 4.50                                            | 7.7   | 2.30                                            | 7.5   |

Примечания: Верхние индексы в первом столбце указывают на тип используемых данных: *P*-волны — длиннопериодные записи *P*-волн; SAR — спутниковая радарная интерферометрия (данные Sentinel-1).

**Таблица 3.** Длительность источника и длина разрыва для сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 г.

| Источник                 | 06.02.2023 г. 01 ч 18 мин |                 | 06.02.2023 г. 10 ч 24 мин |                 |
|--------------------------|---------------------------|-----------------|---------------------------|-----------------|
|                          | $t, \text{ с}$            | $L, \text{ км}$ | $t, \text{ с}$            | $L, \text{ км}$ |
| NEIC                     | 90*                       | 300             | 38*                       | 160             |
| [Barbot et al., 2023]    | —                         | 310             | —                         | 150             |
| [Chen et al., 2023]      | 80                        | 270             | 30                        | 110             |
| [Delouis et al., 2023]   | 90                        | 300             | —                         | —               |
| [Karabacak et al., 2023] | —                         | 270             | —                         | —               |
| [Karabulut et al., 2023] | 80–100                    | 300             | 40                        | 140             |
| [Mai et al., 2023]       | 80                        | 320–350         | 35                        | 150–170         |
| [Melgar et al., 2023]    | 60                        | 350             | 30                        | 160             |
| [Okuwaki et al., 2023]   | 75                        | 350             | 15                        | 80              |
| [Zahradnik et al., 2023] | 70                        | 300             | 25                        | 100             |

Примечание: \* — длительность, полученная для источника конечных размеров по методу из работы [Ji et al., 2002], отличается от оценок длительности для точечного источника (табл. 1).

точно-Анатолийского разлома и соответствующую второму сегменту в модели [National ..., 2023], сегментам ABCD в работе [Zahradnik et al., 2023], северо-восточным сегментам в работах [Barbot et al., 2023; Chen et al., 2023; Delouis et al., 2023; Mai et al., 2023]. Оценки длительности разрыва для этих сегментов составляют около 50 с, а его длины — от 140 до 190 км, что согласуется с нашими результатами. При этом следует отметить, что в подавляющем большинстве упомянутых исследований эти сегменты характеризуются максимальными смещениями и значениями выделившегося сейсмического момента, то есть они представляют собой основную фазу разрыва. Полученные нами для второго землетрясения значения  $t = 30$  с и  $L = 180$  км близки к оценкам, приведенным в табл. 3, за исключением работы [Okuwaki et al., 2023]. Примечательно, что только в этой работе была получена наиболее простая модель очага (без сегментов, но со сложной геомет-

рией разлома) для рассматриваемого события, в то время как остальные результаты свидетельствуют о билатеральном характере разрыва вдоль нескольких сегментов.

Рассчитанные нами значения средней скорости мгновенного центроида (рис. 4), не могут быть напрямую сопоставлены с имеющимися оценками скоростей разрыва для исследуемых землетрясений. Даже для землетрясений, разрыв у которых распространялся преимущественно в одном направлении, в некоторых случаях этот параметр существенно меньше, чем скорость разрыва [Clévéde et al., 2012; Gómez et al., 1997], в других, напротив, больше [Bukchin et al., 2020] или примерно равен скорости разрыва [Filipprova et al., 2022]. Тем не менее, рассмотрим далее основные результаты, касающиеся скоростей разрыва, полученные для сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 г. на текущий момент времени.

Опубликованные данные о скоростях разрывов для рассматриваемых событий весьма противоречивы. Так, для первого из них в работе [Melgar et al., 2023] было получено значение 3.2 км/с, а согласно работе [Mai et al., 2023] разрыв распространялся в юго-западном направлении со скоростью около 2.0 км/с, а в северо-восточном — от 2.5 до 3.0 км/с. То есть полученные в этих работах скорости разрыва ( $V_r$ ) меньше, чем скорости  $S$ -волн ( $V_s$ ) [Acarel et al., 2019]. Это также подтверждается результатами [Delouis et al., 2023], свидетельствующими о том, что для большей части разрыва  $V_r < V_s$ , и лишь на небольших по протяженности участках между различными сегментами  $V_r > V_s$ . В частности, такой участок был выделен на северо-востоке первого сегмента рассматриваемого землетрясения, приуроченного к разлому Нарли [Rosakis et al., 2023]. В то же время результаты других исследований показывают, что  $V_r > V_s$  практически для всего разрыва [Abdelmeguid et al., 2023; Okuwaki et al., 2023]. Существенный разброс в оценках скорости присутствует и для второго землетрясения. Ее значения изменяются от 2.8 км/с ( $V_r < V_s$ ), характеризующих распространение разрыва в восточном направлении, до 4.8 км/с ( $V_r > V_s$ ) для западного направления [Melgar et al., 2023]. Скорость разрыва, превышающая скорости  $S$ -волн, для этого события также получена в работе [Okuwaki et al., 2023].

## ВЫВОДЫ

По результатам проведенного нами анализа сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 г., основанного на данных поверхностных волн, зарегистрированных на телесеизмических расстояниях, были сделаны следующие выводы.

1. В приближении мгновенного точечного источника для первого землетрясения, произошедшего в 1 ч 18 мин, были получены значения скалярного сейсмического момента ( $M_0 = 6.19 \times 10^{20}$  Н м), моментной магнитуды ( $M_w = 7.8$ ) и глубины очага ( $h = 12$  км). Для второго землетрясения (10 ч 24 мин) значения этих параметров составили  $M_0 = 4.29 \times 10^{20}$  Н м,  $M_w = 7.7$ ,  $h = 8$ –10 км. Очаги обоих событий сформировались под влиянием сжатия СВ–ЮЗ ориентации и растяжения СЗ–ЮВ ориентации, что соответствует региональному полю напряжений.

2. Проведенные для двух нодальных плоскостей расчеты интегральных параметров очага, характеризующих геометрию разрыва и его развитие во времени, позволили идентифицировать истинные плоскости разрыва для рассматриваемых землетрясений. Для первого события это плоскость с направлением простирания  $63^\circ$  (соответствует простиранию зоны Восточно-Анатолийского разлома), углом падения  $60^\circ$  и углом по-

движки  $6^\circ$ ; для второго — плоскость с направлением простирания  $270^\circ$  (соответствует общему простиранию системы разломов Сургу–Чардак), углом падения  $45^\circ$  и углом подвижки  $-7^\circ$ . Таким образом, оба землетрясения представляют собой левосторонние сдвиги, что согласуется с известными данными о кинематике разломов, к которым они приурочены.

3. Для первого землетрясения полученные нами оценки длительности разрыва и его длины ( $t = 52.5$  с,  $L = 180$  км), вероятно, относятся не ко всему разрыву, а только к его основной фазе, приуроченной к северо-восточным сегментам Восточно-Анатолийского разлома и характеризующейся максимальными смещениями и значениями выделившегося сейсмического момента. Полученные нами для второго землетрясения значения  $t = 30$  с и  $L = 180$  км характеризуют полностью весь разрыв.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- База данных активных разломов Евразии. Масштаб: 1 : 1 000 000. ГИН РАН. 2018. <http://neotec.ginras.ru/database.html>
- 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.
- Букчин Б.Г. Особенности излучения поверхностных волн мелкофокусным источником // Физика Земли. 2006. № 8. С. 88–93.
- Букчин Б.Г. Описание очага землетрясения в приближении вторых моментов и идентификация плоскости разлома // Физика Земли. 2017. № 2. С. 76–83. <https://doi.org/10.7868/S0002333717020041>
- Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В., Букчин Б.Г., Бармин М.П., Ратникова Л.И., Итс Е.Н. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука. 1986. 278 с.
- Середкина А.И., Козьмин Б.М. Очаговые параметры Таймырского землетрясения 9 июня 1990 г. // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 2. С. 214–217. <https://doi.org/10.7868/S0869565217060202>
- Фомочкина А.С., Филиппова А.И. Очаговые параметры Улахан-Чистайского землетрясения 20 января 2013 г. (Якутия) по данным поверхностных волн // Вопросы инженерной сейсмологии. 2023. Т. 50. № 3. С. 17–29. <https://doi.org/10.21455/VIS2023.3-2>
- Abdelmeguid M., Zhao C., Yalcinkaya E., Gazetas G., Elbanna A., Rosakis A. Revealing The dynamics of the Feb 6th 2023 M7.8 Kahramanmaraş/Pazarcik earthquake: near-field records and dynamic rupture modeling. Pre-print, EarthArXiv. 2023. <https://arxiv.org/pdf/2305.01825.pdf> Last accessed 17 May 2023.
- Albuquerque Seismological Laboratory/USGS. 2014. Global Seismograph Network (GSN - IRIS/USGS) [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. <https://doi.org/10.7914/SN/IU>
- Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS. 1992. New China Digital Seismograph Network [Data set].

- International Federation of Digital Seismograph Networks. <https://doi.org/10.7914/SN/IC>
- Acarel D., Cambaz M.D., Turhan F., Mutlu A.K., Polat R. Seismotectonics of Malatya fault, Eastern Turkey // *Open Geosciences*. 2019. V. 11. № 1. P. 1098–1111. <https://doi.org/10.1515/geo-2019-0085>
- Balkaya M., Ozden S., Akyüz H.S. Morphometric and morphotectonic characteristics of Sürgü and Çardak Faults (East Anatolian Fault Zone) // *J. Advanced Research in Natural and Applied Sciences*. 2021. V. 7. № 3. P. 375–392. <https://doi.org/10.28979/jarnas.939075>
- Barbot S., Luo H., Wang T., Hamiel Y., Piatibratova O., Javed M.T., Braitenberg C., Gurbuz G. Slip distribution of the February 6, 2023  $M_w$  7.8 and  $M_w$  7.6, Kahramanmaraş, Turkey earthquake sequence in the East Anatolian fault zone // *Seismica*. 2023. V. 2. № 3. <https://doi.org/10.26443/seismica.v2i3.502>
- Bird P. An updated digital model of plate boundaries // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. V. 4. № 3. 1027. <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>
- Bukchin B. Determination of stress glut moments of total degree 2 from teleseismic surface wave amplitude spectra // *Tectonophysics*. 1995. V. 248. P. 185–191. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00271-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00271-A)
- Bukchin B., Clévéde E., Mostinskiy A. Uncertainty of moment tensor determination from surface wave analysis for shallow earthquakes // *J. Seismol.* 2010. V. 14. P. 601–614. <https://doi.org/10.1007/s10950-009-9185-8>
- Bukchin B.G., Fomochkina A.S., Kossobokov V.G., Nekrasova A.K. Characterizing the foreshock, main shock, and aftershock sequences of the recent major earthquakes in Southern Alaska, 2016–2018 // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. 584659. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.584659>
- Bulut F., Bohnhoff M., Eken T., Janssen C., Kiliç T., Dresen G. The East Anatolian fault zone: seismotectonic setting and spatiotemporal characteristics of seismicity based on precise earthquake locations // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. B07304. <https://doi.org/10.1029/2011JB008966>
- Chen W., Rao G., Kang D., Wan Z., Wang D. Early report of the source characteristics, ground motions, and casualty estimates of the 2023  $M_w$  7.8 and 7.5 Turkey earthquakes // *J. Earth Sci.* 2023. V. 34. P. 297–303. <https://doi.org/10.1007/s12583-023-1316-6>
- Clévéde E., Bukchin B., Favreau P., Mostinskiy A., Aoudia A., Panza G.F. Long-period spectral features of the Sumatra-Andaman 2004 earthquake rupture process // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 191. P. 1215–1225. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05482.x>
- Clévéde E., Bouin M.-P., Bukchin B., Mostinskiy A., Patau G. New constraints on the rupture process of the 1999 August 17 Izmit earthquake deduced from estimates of stress glut rate moments // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 159. P. 931–942. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02304.x>
- Dal Zilio L., Ampuero J.P. Earthquake doublet in Turkey and Syria // *Commun. Earth Environ.* 2023. V. 4. 71. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00747-z>
- Delouis B., van den Ende M., Ampuero J.-P. Kinematic rupture model of the February 6th 2023  $M_w$  7.8 Turkey earthquake from a large set of near-source strong motion records combined by GNSS offsets reveals intermittent supershear rupture. Pre-print. 2023. <https://doi.org/10.22541/essoar.168286647.71550161/v1>
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary Reference Earth Model // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1981. V. 25. № 4. P. 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
- Dziewonski A.M., Woodhouse J.H. An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-moment-tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981 // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 3247–3271. <https://doi.org/10.1029/JB088iB04p03247>
- EMSC/CSEM. European-Mediterranean Seismological Centre. Available from <https://www.emsc-csem.org/Earthquake/>. Last accessed 17 May 2023.
- Erdik M., Tümsa M.B.D., Pınar A., Altunel E., Zülfiyar A.C. A preliminary report on the February 6, 2023 earthquakes in Türkiye. 2023. Available from <http://doi.org/>. Last accessed 12 May 2023. <https://doi.org/10.32858/temblor.297>
- ETOPO 2022: 15 Arc-Second Global Relief Model. <https://doi.org/10.25921/fd45-gt74>. Available from <https://www.ncei.noaa.gov/products/etopo-global-relief-model> Last accessed 15 May 2023.
- Filippova A.I., Bukchin B.G., Fomochkina A.S., Melnikova V.I., Radziminovich Ya.B., Gileva N.A. Source process of the September 21, 2020  $M_w$  5.6 Bystraya earthquake at the south-eastern segment of the Main Sayan fault (Eastern Siberia, Russia) // *Tectonophysics*. 2022. V. 822. 229162. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229162>
- Global CMT Web Page, 2023. *On-line Catalog*. Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO) of Columbia University, Columbia, SC, USA. Available from <http://www.globalcmt.org> Last accessed 15 May 2023.
- Gómez J.M., Bukchin B., Madariaga R., Rogozhin E.A., Bogachkin B.M. Rupture process of the 19 August 1992 Susamyr, Kyrgyzstan, earthquake // *J. Seismol.* 1997. V. 1. P. 219–235. <https://doi.org/10.1023/A:1009780226399>
- Güvercin S.E., Karabulut H., Konca A.Ö., Doğan U., Ergintav S. Active seismotectonics of the East Anatolian Fault // *Geophys. J. Int.* 2022. V. 230. P. 50–69. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac045>
- Hanks T., Kanamori H. A moment magnitude scale // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. B5. P. 2348–2350.
- Hayes G.P., Rivera L., Kanamori H. Source inversion of the W-phase: real-time implementation and extension to low magnitudes // *Seism. Res. Lett.* 2009. V. 80. № 5. P. 817–822. <https://doi.org/10.1785/gssrl.80.5.817>
- Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.-L., Zoback M. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // *Tectonophysics*. 2018. V. 744. P. 484–498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
- International Seismological Centre, 2023. *On-line Bulletin*. Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom. Available from <http://www.isc.ac.uk>. Last accessed 15 May 2023.
- Ji C., Wald D.J., Helmberger D.V. Source description of the 1999 Hector Mine, California, earthquake, part I: Wavelet domain inversion theory and resolution analysis // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2002. V. 92. P. 1192–1207. <https://doi.org/10.1785/0120000916>

- Jiang X.Y., Song X.D., Li T., Wu K.X. Moment magnitudes of two large Turkish earthquakes on February 6, 2023 from long-period coda // *Earthq. Sci.* 2023. V. 36. № 2. P. 169–174. <https://doi.org/10.1016/j.eqs.2023.02.008>
- Kagan Y.Y. Simplified algorithms for calculating double-couple rotation // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 171. № 1. P. 411–418. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03538.x>
- Kanamori H., Rivera L. Source inversion of W-phase: speeding up seismic tsunami warning // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 175. № 1. P. 222–238. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03887.x>
- Karabacak V., Öz kaymak Ç., Sözbilir H., Tatar O., Aktuğ B., Özdağ Ö.C., Çakır R., Aksoy E., Koçbulut F., Softa M., Akgün A., Demir A., Arslan G. The 2023 Pazarcik (Kahramanmaraş, Türkiye) earthquake ( $M_w$  7.7): implications for surface rupture dynamics along the East Anatolian Fault Zone // *J. Geolog. Soc.* 2023. V. 180. jgs2023-020. <https://doi.org/10.1144/jgs2023-020>
- Karabulut H., Güvercin S.E., Hollingsworth J., Konca A.Ö. Long silence on the East Anatolian Fault Zone (Southern Turkey) ends with devastating double earthquakes (6 February 2023) over a seismic gap: implications for the seismic potential in the Eastern Mediterranean region // *J. Geolog. Soc.* 2023. V. 180. jgs2023-021. <https://doi.org/10.1144/jgs2023-021>
- Kusky T.M., Bozkurt E., Meng J., Wang L. Twin Earthquakes Devastate southeast Türkiye and Syria: first report from the epicenters // *J. Earth Sci.* 2023. V. 34. № 2. P. 291–296. <https://doi.org/10.1007/s12583-023-1317-5>
- Lasserre C., Bukchin B., Bernard P., Tapponier P., Gaudemer Y., Mostinsky A., Dailu R. Source parameters and tectonic origin of the 1996 June 1 Tianzhu ( $M_w$  = 5.2) and 1995 July 21 Yongen ( $M_w$  = 5.6) earthquakes near the Haiyuan fault (Gansu, China) // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 144. № 1. P. 206–220. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.00313.x>
- Mai P.M., Aspiotis T., Aquib T.A., Cano E.V., Castro-Cruz D., Espindola-Carmona A., Li B., Li X., Liu J., Matrau R. et al. The destructive earthquake doublet of 6 February 2023 in south-central Türkiye and northwestern Syria: initial observations and analyses // *The Seismic Record*. V. 3. № 2. P. 105–115. <https://doi.org/10.1785/0320230007>
- McKenzie D.P. Active tectonics of the Mediterranean region // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1972. V. 30. P. 109–185. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x>
- Melgar D., Taymaz T., Ganas A., Crowell B.W., Öcalan T., Kahraman M., Tsironi V., Yolsal-Çevikbilen S., Valkaniotis S., Irmak T.S. et al. Sub- and super-shear ruptures during the 2023  $M_w$  7.8 and  $M_w$  7.6 earthquake doublet in SE Türkiye // *Seismica*. 2023. V. 2. № 3. <https://doi.org/10.26443/seismica.v2i3.387>
- Nataf H.-C., Ricard Y. 3SMAC: on a priori tomographic model of the upper mantle based on geophysical modeling // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1996. V. 95. № 1–2. P. 101–122. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03105-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03105-7)
- National Earthquake Information Center. 2023. *On-line Catalog*. US Geological Survey, USA Available from <https://earthquake.usgs.gov> Last accessed 15 May 2023.
- Okuwaki R., Yagi Y., Taymaz T., Hicks S.P. Multi-scale rupture growth with alternating directions in a complex fault network during the 2023 south-eastern Türkiye and Syria earthquake doublet. Pre-print, EarthArXiv. 2023. Last accessed 17 May 2023. <https://doi.org/10.31223/X5RD4W>
- Rosakis A.J., Abdelmeguid M., Elbanna A. Evidence of early supershear transition in the Feb 6th 2023 Mw 7.8 Kahramanmaraş Turkey earthquake from near-field records. Pre-print, EarthArXiv. 2023. Last accessed 17 May 2023. <https://doi.org/10.31223/X5W95G>
- Scripps Institution of Oceanography. 1986. Global Seismograph Network - IRIS/IDA [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. <https://doi.org/10.7914/SN/II>
- Şengör A.M.C., Yilmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Tectonophysics*. 1981. V. 75. P. 181–241. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90275-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90275-4)
- Seredkina A., Melnikova V., Radziminovich Ya., Gileva N. Seismicity of the Erguna region (Northeastern China): evidence for local stress redistribution // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2020. V. 110. P. 803–815. <https://doi.org/10.1785/0120190182>
- Sesetyan K., Stucchi M., Castelli V., Gomez Caper A.A. Kahramanmaraş – Gaziantep Türkiye M7.7 earthquake, 6 February 2023 (04:17 GMT + 03:00). Large historical earthquakes of the earthquake-affected region: a preliminary report. 16.02.2023 (V1). 2023. Available from [https://eqe.boun.edu.tr/sites/eqe.boun.edu.tr/files/kahramanmaraş-gaziantep\\_earthquake\\_06-02-2023\\_large\\_hist\\_eqs\\_v1.pdf](https://eqe.boun.edu.tr/sites/eqe.boun.edu.tr/files/kahramanmaraş-gaziantep_earthquake_06-02-2023_large_hist_eqs_v1.pdf) Last accessed 17 May 2023.
- Sipkin S. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1982. V. 30. № 2–3. P. 242–259. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(82\)90111-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(82)90111-X)
- Stein R.S., Toda S., Özbakir A.D., Sevilgen V., Gonzalez-Huizar H., Lotto G., Sevilgen S. Interactions, stress changes, mysteries, and partial forecasts of the 2023 Kahramanmaraş, Türkiye, earthquakes. *Temblor*, 2023. Last accessed 15 May 2023. <https://doi.org/10.32858/temblor.299>
- Yilmaz H., Over S., Özden S. Kinematics of the East Anatolian Fault Zone between Turkoglu (Kahramanmaraş) and Celikhan (Adiyaman), eastern Turkey // *Earth Planet. Sp.* 2006. V. 58. P. 1463–1473. <https://doi.org/10.1186/BF03352645>
- Zahradnik J., Turhan F., Sokos E., Gallovič F. Asperity-like (segmented) structure of the 6 February 2023 Turkish earthquakes. Pre-print, EarthArXiv. 2023. Last accessed 17 May 2023. <https://doi.org/10.31223/X5T666>
- Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // *Earth System Science Data*. 2022. V. 14. № 10. P. 4489–4503. <https://doi.org/10.5194/essd-14-4489-2022>



## Source Parameters of Strong Turkish Earthquakes on February 6, 2023 ( $M_w = 7.8$ and $M_w = 7.7$ ) from Surface Wave Data

A. I. Filippova<sup>a, b, \*</sup> and A. S. Fomochkina<sup>b, c</sup>

<sup>a</sup> Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere, and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, Moscow, Troitsk, 108840 Russia

<sup>b</sup> Institute of the Theory of Earthquake Prediction and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia

<sup>c</sup> Gubkin Russian State University of Oil and Gas (National Research University), Moscow, 119991 Russia

\*e-mail: aleirk@mail.ru

**Abstract**—Based on the amplitude spectra of surface waves, the source parameters of the strong Turkish earthquakes of February 6, 2023 ( $M_w = 7.8$  and  $M_w = 7.7$ ) were calculated in two approximations: an instantaneous point source and an elliptical shear dislocation. As a result, rupture planes were identified, data were obtained on the scalar seismic moment, moment magnitude, focal mechanism, and source depth of the considered seismic events, and the integral parameters characterizing the rupture geometry and its development in time were estimated. It is shown that the sources of the earthquakes under study were formed under the influence of the regional stress field and their focal mechanisms were left lateral faults with a strike direction close to the strike of the East Anatolian fault zone for the first event and close to the strike of the Sürğü-Çardak fault system for the second. For the first earthquake, our estimates of the rupture duration and its length ( $t = 52.5$  s,  $L = 180$  km) probably refer not to the entire rupture, but only to its main phase, confined to the northeastern segments of the East Anatolian fault and characterized by maximum displacements and values of the released seismic moment. The values of  $t = 30$  s and  $L = 180$  km that we obtained for the second earthquake fully characterize the entire rupture.

**Keywords:** earthquake, source parameters, surface waves, East-Anatolian Fault, Turkey

## ЭФФЕКТЫ НАПРАВЛЕННОСТИ ИЗЛУЧЕНИЯ КРУПНЫХ ОЧАГОВ НА ПРИМЕРЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ТУРЦИИ 06.02.2023 г.

© 2023 г. О. В. Павленко<sup>1</sup>, \*, В. А. Павленко<sup>1</sup>, \*\*

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: olga@ifz.ru

\*\*E-mail: pavlenko.vasily@gmail.com

Поступила в редакцию 16.05.2023 г.

После доработки 25.05.2023 г.

Принята к публикации 13.06.2023 г.

Представлен обзор результатов, полученных зарубежными сейсмологами на основе записей сетей сейсмических наблюдений Турции AFAD (Государственного агентства по борьбе со стихийными бедствиями при Министерстве внутренних дел). Последовательность землетрясений началась с основного толчка  $M7.8$  и насчитывает тысячи афтершоков. Наиболее сильные события произошли в первые двенадцать часов, причем очаги двух событий  $M7.0+$  располагались в 100 км друг от друга. Землетрясения вызвали движения грунта, разрушительные для сооружений, так называемые “импульсные волновые формы”, и эпицентральные расстояния, как ранее отмечалось, не являются хорошим показателем затухания волн от землетрясений с протяженными разрывами. Записи станций в приразломных зонах четко выявили эффекты направленности сейсмического излучения. Землетрясение  $M7.8$  (основной толчок) было более масштабным, чем ожидалось при текущей тектонической обстановке. По записям ближнего поля прослежен ранний переход к сверхскоростному ( $\sim 1.55V_s$ ) распространению разрыва на боковом разломе Нарли, где зародился разрыв, который затем перешел в Восточно-Анатолийский разлом. Ранний переход в сверхбыструю стадию очевидно способствовал дальнейшему распространению разрыва и инициированию подвижек на Восточно-Анатолийском разломе. Построена динамическая модель разрыва, которая согласует полученные разными авторами различные результаты инверсий и выявляет пространственно неоднородные скорости распространения трещины. Сверхбыстрые скорости, превышающие скорость поперечных волн  $V_s$ , наблюдаются вдоль бокового разлома Нарли и на юго-западном конце Восточно-Анатолийского разлома. С конца 1990-х годов сейсмологи работают над включением эффектов направленности излучения протяженных очагов в процедуры ВАСО (вероятностного анализа сейсмической опасности), однако к настоящему времени консенсус не достигнут, и прогресса в этой области можно ожидать лишь с накоплением достаточного количества данных наблюдений.

**Ключевые слова:** землетрясения в Турции 2023 г., эффекты направленности сейсмического излучения, импульсные волновые формы, уравнения прогноза движений грунта.

**DOI:** 10.31857/S000233723060145, **EDN:** LYNPBR

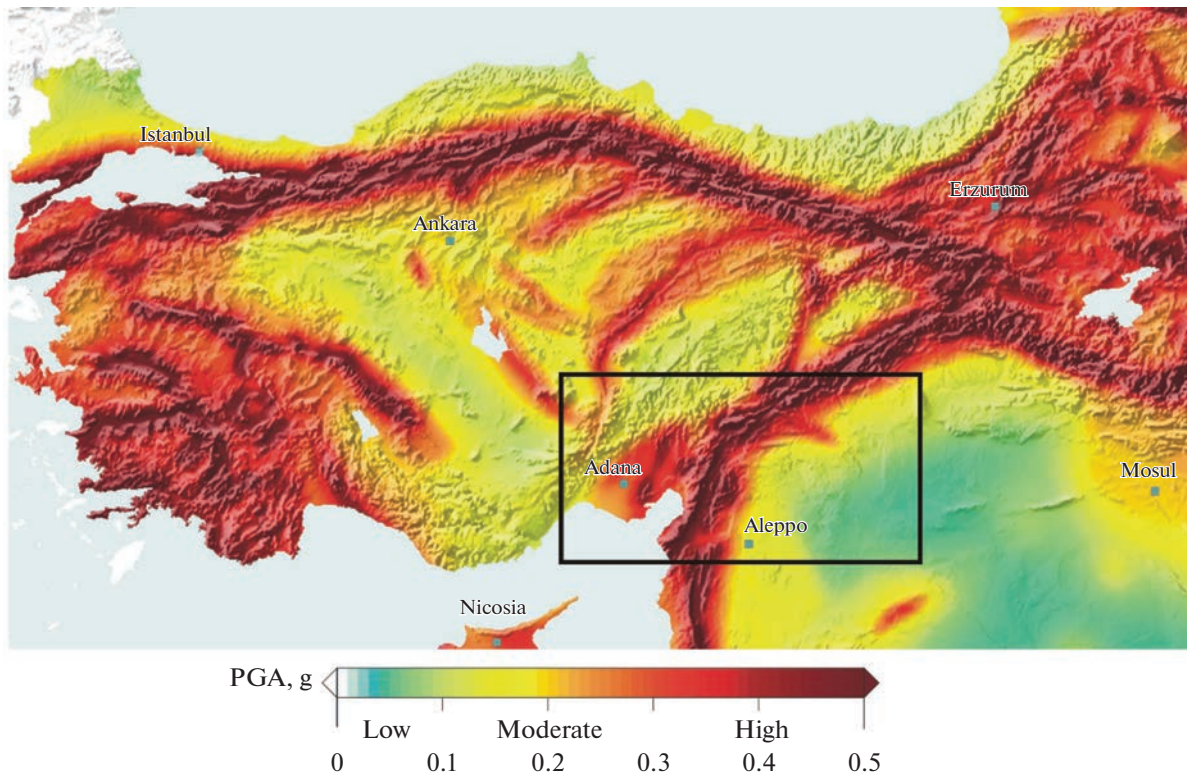
### ВВЕДЕНИЕ

06.02.2023 г., в 4:17 по местному времени (UTC+3), в турецкой провинции Газиантеп произошло землетрясение с моментной магнитудой 7.8. Землетрясение положило начало сейсмической последовательности из сотен землетрясений с магнитудами более трех, включавшей события с магнитудами  $M_w = 7.6$  и  $M_w = 6.7$ . Эпицентральные области землетрясений простираются на несколько сотен километров на востоке Турции, вблизи границы с Сирией; вместе с Северо-Анатолийской системой разломов и западной частью Турции это наиболее сейсмически опасные области, согласно ВАСО.

На рис. 1 показана карта сейсмической опасности Турции в терминах пиковых ускорений (PGA) на скальных грунтах с периодом повторяемости  $\sim 475$  лет.

В работе [Baltzopoulos et al., 2023] изучается последовательность турецких землетрясений. В табл. 1 из работы [Baltzopoulos et al., 2023] приведены координаты эпицентров трех основных событий последовательности, глубины гипоцентров и механизмы разломов.

За основным толчком последовали афтершоки; в первые сутки – в среднем, около пятнадцати событий в час; их эпицентры показаны на рис. 2. Форшоки не были зарегистрированы.



**Рис. 1.** Карта сейсмического районирования Турции в терминах пиковых ускорений (PGA) для периода повторяемости 475 лет [Giardini et al., 2018]. Прямоугольник обрамляет эпицентральные зоны происшедших землетрясений.

Примерно через десять минут после основного толчка и менее чем в 25 км от его эпицентра произошло событие  $M6.7$ . В течение первого часа было зарегистрировано девять землетрясений магнитудой выше пяти; для сравнения, такое же количество событий  $M5.0+$  было зарегистрировано во время продолжительной сейсмической последовательности в Центральной Италии в 2016–2017 гг. [Iervolino et al., 2021], но за пять месяцев.

Второе по силе событие серии  $M7.5$  произошло примерно в 100 км к северу от основного толчка, за которым последовали пять  $M5.0+$  в течение следующих девяноста минут. Менее чем за полдня на Турцию обрушилось около ста восьмидесяти землетрясений, два из которых магнитудой более семи.

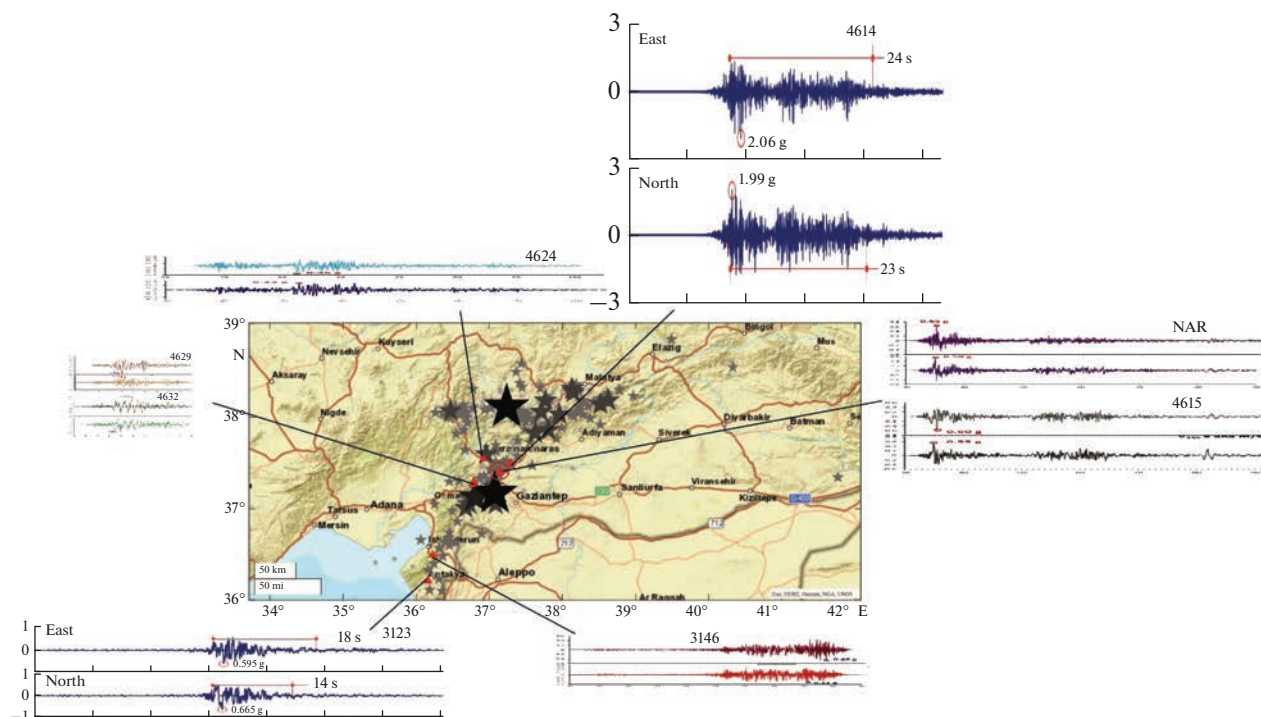
В работе [Baltzopoulos et al., 2023] PGA горизонтальных зарегистрированных движений грунта, полученные AFAD, сравниваются со средними значениями (плюс/минус одно стандартное отклонение) уравнения прогноза движений грунта GMPE [Bommer et al., 2012], разработанного для региона Европы и Ближнего Востока. Для этого сравнения эпицентральное расстояние, указанное для каждой записи, преобразуется в расстояние Джойнера–Бура ( $R_{jb}$ ) в соответствии с методикой [Montaldo et al., 2005].

На рис. 3, рис. 4 и рис. 5 из работы [Baltzopoulos et al., 2023] показаны PGA, зарегистрированные при трех землетрясениях 06.02.2023 г.: основной толчок  $M7.8$  – в 4:17,  $M6.6$  – в 4:28, и  $M7.6$  – в 13:24 по местному времени (UTC+3).

**Таблица 1.** Данные о трех событиях наибольшей магнитуды в последовательности землетрясений

| Дата       | Время (UTC+3) | Магнитуда | с.ш., ° | в.д., ° | Глубина, км | Механизм*   |
|------------|---------------|-----------|---------|---------|-------------|-------------|
| 06-02-2023 | 04:17:36      | 7.8–7.7   | 37.08   | 37.17   | 20          | Strike-Slip |
| 06-02-2023 | 04:28:19      | 6.7–6.6   | 36.81   | 37.13   | 40          | Strike-Slip |
| 06-02-2023 | 13:24:49      | 7.5–7.6   | 37.24   | 38.11   | 10          | Strike-Slip |

Примечание: \* на основе моделей разломов, описанных в литературе [Gülerce et al., 2017].



**Рис. 2** Эпицентры событий  $M7.0+$  и афтершоков (черные и серые звезды), показывающие разломную плоскость основного толчка (из работы [Baltzopoulos et al., 2023]) и акселерограммы станций, ближайших к эпицентру события  $M7.8$  (из работ [Baltzopoulos et al., 2023; Malhotra, 2023; Garini, Gazetas, 2023]).

Как видно из рис. 3–рис. 5, (1) данные отсутствуют для  $R_{jb}$  менее 10 км, (2) в среднем диапазоне расстояний (от 10 до 100 км) в целом есть соответствие между зарегистрированными данными и результатами GMPE, (3) записи полученные на  $R_{jb} > 100$  км дают PGA ниже значений, предоставленных выбранным GMPE.

Всего получено 274 записи события  $M7.8$ ; из них – 23 на скальном грунте, 46 – на мягких грунтах и 103 – на плотных грунтах; для остальных 174-х  $V_{s30}$  неизвестно. Получено 135 записей землетрясения  $M6.6$ : 17 на скальном грунте, 19 на мягком грунте, 52 на плотных грунтах и 47 на неизвестных грунтах. И получено 240 записей землетрясения  $M7.6$ : 25 из них на скальных грунтах, 38 – на мягких грунтах, 81 – на плотных грунтах; для остальных 96-ти  $V_{s30}$  неизвестно.

В табл. 2 из работы [Baltzopoulos et al., 2023] приведены сведения о 10-ти сеймостанциях, зарегистрировавших наиболее высокие пиковые ускорения при землетрясении  $M7.8$ : коды станций, их координаты, пиковые ускорения (PGA) для двух горизонтальных и одной вертикальной компонент и эпицентральные расстояния.

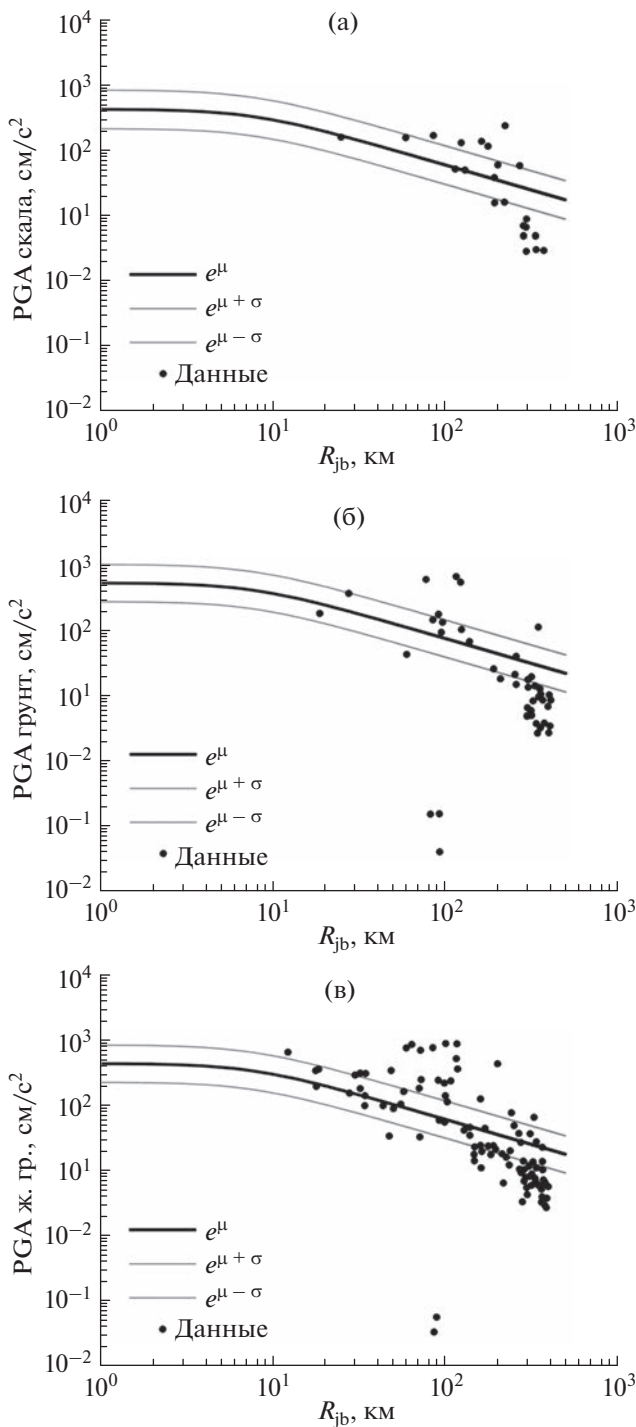
В табл. 3 и табл. 4 представлены данные о 10-ти сеймостанциях, наиболее близких к эпицентрам событий  $M6.6$  и  $M7.6$ .

В работе [Baltzopoulos et al., 2023] рассчитана интенсивность по Ариаз и спектры отклика по ускорениям с затуханием 5% для всех станций. Спектры отклика показывают максимумы на 0–1 с на малых эпицентральных расстояниях (до 20 км) и более широкий диапазон 0–2 с на больших расстояниях (до 140 км), но бывают и узкополосные спектры на больших расстояниях. По графикам спектров отклика можно видеть, что при всех трех землетрясениях регистрировались движения грунта, способные вызвать большие разрушения построек: спектральные амплитуды достигали 2.8 g [Baltzopoulos et al., 2023].

#### ПРОЯВЛЕНИЯ ЭФФЕКТОВ НАПРАВЛЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ИЗ ОЧАГОВ ТУРЕЦКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2023 г. ИМПУЛЬСОПОДОБНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ГРУНТА

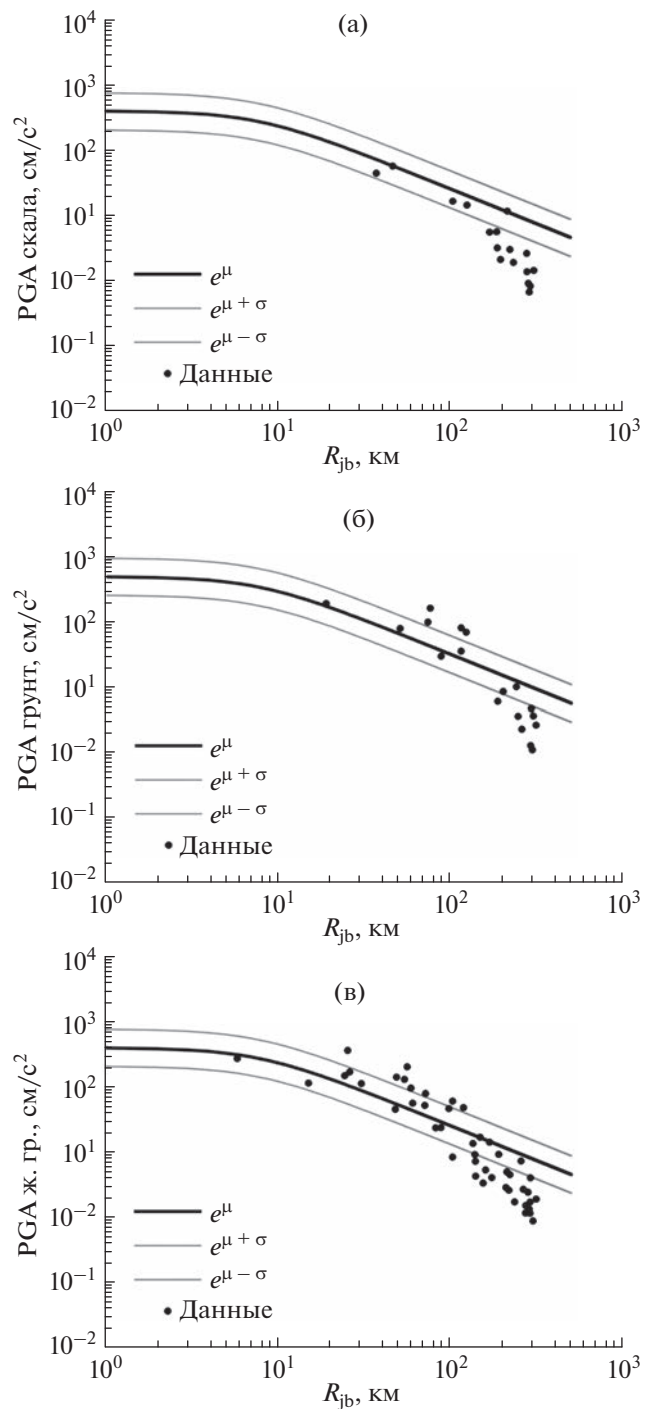
Анализ сейсмических записей, полученных при Турецких землетрясениях, показывает, что на больших эпицентральных расстояниях в некоторых случаях не наблюдается существенного ослабления сейсмических колебаний, очевидно, из-за больших размеров разломной зоны, т.е. из-за эффектов направленности сейсмического излучения [Baltzopoulos et al., 2023].





**Рис. 3.** PGA, зарегистрированные при землетрясении М7.8, и GMPE [Bommer et al., 2012]: (а) — для скального грунта ( $V_{s30} > 750$  м/с), (б) — для мягкого грунта ( $V_{s30} \leq 360$  м/с) и (в) — для жесткого грунта ( $360 < V_{s30} \leq 750$  м/с).

Также сейсмологи отмечают масштабные разрушения, наблюдавшиеся при землетрясениях: в общей сложности около 5000 зданий разрушено в 10-ти провинциях Турции; 10 крупных городов серьезно пострадали от разрушенных зданий.



**Рис. 4.** То же, что на рис. 3, для землетрясения М6.6.

Очевидно, одной из причин разрушений могли быть наблюдавшиеся так называемые “импульсо-подобные волновые формы” (*pulse-like features*).

Давно замечено, что иногда движения грунта при землетрясении вблизи разлома характеризуются наличием импульсов ускорения большой продолжительности, которым соответствуют им-

пульсы скорости необычно большой величины. Эти импульсы появляются в результате того, что разрыв в очаге землетрясения распространяется в направлении данного пункта наблюдения (*forward propagation*). Эти импульсы, как правило, сильнее выражены на горизонтальных компонентах, ориентированных перпендикулярно разлому. Эффекты направленности могут возникать при разных механизмах очагов, как *strike-slip*, так и *dip-slip*, при сбросах или взбросах.

Изучение теоретических моделей дислокаций для понимания кинематики движений грунта в ближнем поле идет давно [Anderson, Bertero, 1987], однако после землетрясений 1994 г. в Нортридже и 1995 г. в Кобе эта тема получила особое развитие. Эмпирический анализ записей сильных движений, сделанных вблизи разломов, и проверка широкополосным моделированием, позволили сформулировать предложения по количественной оценке этих эффектов для корректировки существующих эмпирических кривых затухания, для учета эффектов направленности разрыва в среднем [Somerville et al., 1995] и учета эффектов прямой направленности разрыва [Abrahamson, 1998; Somerville et al., 1996].

Движения грунта с импульсом в начале волнограммы рассматриваются инженерными сейсмологами как особый класс движений грунта, которые вызывают серьезные повреждения конструкций. Такой тип движений импульсного характера обычно наблюдается на участках, расположенных вблизи разлома, поскольку он вызван главным образом эффектами направленности сейсмического излучения [Somerville et al., 1997; Somerville, 2003; 2005; Spudich, Chiou, 2008].

Импульсopodobные движения грунта приводят к усилению спектров отклика инженерных сооружений (обычно узкополосному, что переводит сооружение в область неупругости на этих частотах), поэтому они представляют более серьезную угрозу для сооружений, чем сильные движения неимпульсных форм, по крайней мере, в среднем [Baez, Miranda, 2000; Iervolino et al., 2012; Shahi, Baker, 2011].

Таким образом, импульсные движения грунта предъявляют серьезные требования к сооружениям и, как известно, уже причинили значительный ущерб при прошлых землетрясениях, что описано например, в работах [Bertero et al., 1978; Anderson, Bertero, 1987; Hall et al., 1995; Iwan, 1997; Alavi, Krawinkler, 2001; Menun, Fu, 2002; Makris, Black, 2004; Mavroeidis et al., 2004; Akkar et al., 2005; Luco, Cornell, 2007].

Влияние импульсного характера волнограмм в приразломных зонах на реакцию инженерных конструкций было впервые показано при землетрясении в Сан-Фернандо 1971 г. авторами работ [Mahin et al., 1976; Bertero et al., 1977]. После зем-

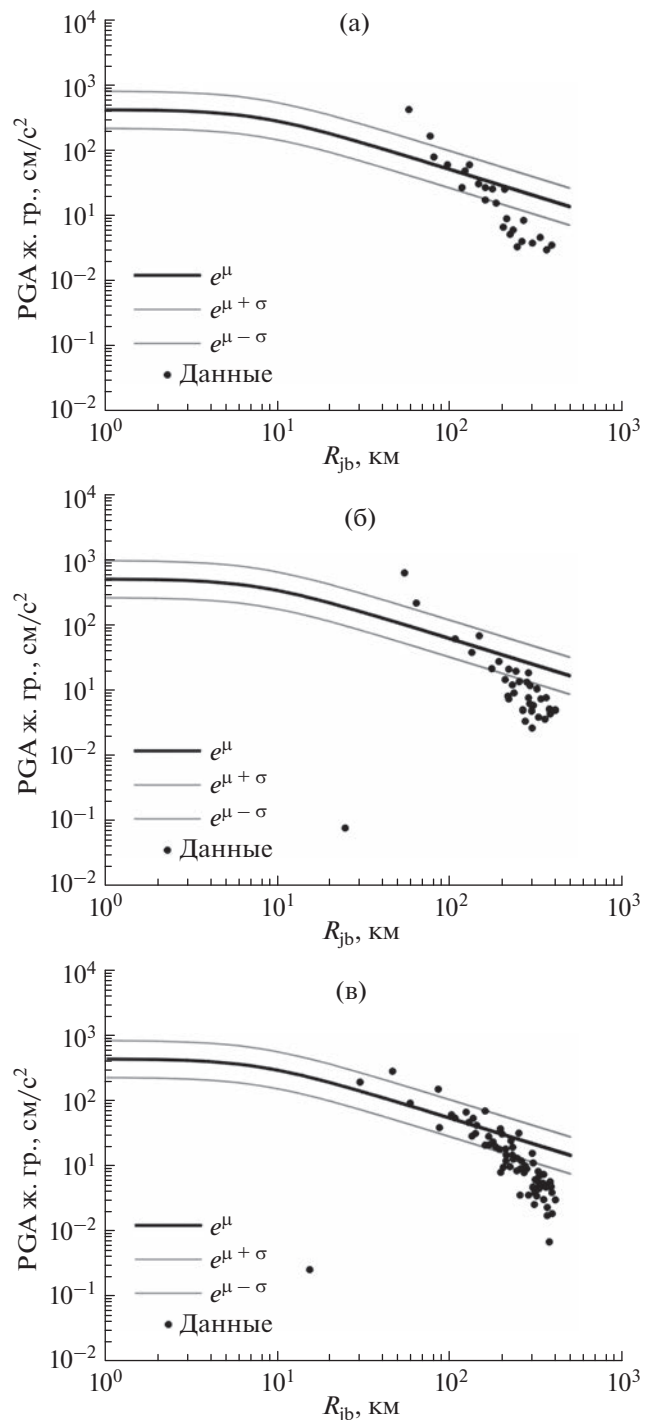


Рис. 5. То же, что на рис. 3, для землетрясения M7.6.

летрясения 1979 г. в Империял Вэлей авторы работы [Anderson, Bertero, 1987] определили инкремент скорости как важный параметр, влияющий на максимальный неупругий отклик конструкций при воздействии на них сильных движений в приразломных зонах.

После землетрясений 1994 г. в Нортридже и 1995 г. в Кобе в Единый строительный кодекс

**Таблица 2.** Данные о станциях, ближайших к эпицентру события *M7.8*

| Код станции | с.ш.         | в.д.         | PGA_NS,<br>см/с <sup>2</sup> | PGA_EW,<br>см/с <sup>2</sup> | PGA_UD,<br>см/с <sup>2</sup> | $R_{epi}$    |
|-------------|--------------|--------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|--------------|
| <b>4615</b> | <b>37.14</b> | <b>37.39</b> | <b>587.70</b>                | <b>556.41</b>                | <b>664.56</b>                | <b>18.23</b> |
| <b>NAR</b>  | <b>37.16</b> | <b>37.39</b> | <b>646.52</b>                | <b>578.79</b>                | <b>398.66</b>                | <b>19.48</b> |
| 3144        | 36.49        | 36.76        | 611.28                       | 763.43                       | 451.65                       | 73.56        |
| 3137        | 36.49        | 36.69        | 453.07                       | 847.97                       | 501.96                       | 78.72        |
| 3145        | 36.41        | 36.65        | 600.06                       | 696.45                       | 663.17                       | 87.50        |
| 3142        | 36.37        | 36.50        | 646.63                       | 749.52                       | 505.90                       | 102.53       |
| 0201        | 38.27        | 37.76        | 474.07                       | 879.99                       | 318.99                       | 121.71       |
| 3124        | 36.17        | 36.24        | 572.30                       | 638.26                       | 578.12                       | 136.06       |
| 3123        | 36.16        | 36.21        | 655.35                       | 593.89                       | 867.60                       | 138.94       |
| 3132        | 36.17        | 36.21        | 515.27                       | 514.56                       | 354.15                       | 139.02       |

**Таблица 3.** Данные о станциях, ближайших к эпицентру события *M6.6*

| Код станции | с.ш.         | в.д.         | PGA_NS,<br>см/с <sup>2</sup> | PGA_EW,<br>см/с <sup>2</sup> | PGA_UD,<br>см/с <sup>2</sup> | $R_{epi}$    |
|-------------|--------------|--------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|--------------|
| <b>4616</b> | <b>36.84</b> | <b>37.38</b> | <b>233.01</b>                | <b>259.80</b>                | <b>145.89</b>                | <b>10.74</b> |
| 2712        | 36.73        | 37.18        | 445.29                       | 336.80                       | 319.34                       | 21.27        |
| <b>NAR</b>  | <b>37.16</b> | <b>37.39</b> | <b>61.86</b>                 | <b>137.37</b>                | <b>55.95</b>                 | <b>23.15</b> |
| 4624        | 36.92        | 37.54        | 146.37                       | 182.10                       | 79.52                        | 25.81        |
| 4617        | 36.83        | 37.59        | 116.28                       | 147.62                       | 33.94                        | 32.29        |
| <b>2708</b> | <b>36.65</b> | <b>37.10</b> | <b>312.95</b>                | <b>355.45</b>                | <b>208.24</b>                | <b>33.12</b> |
| 8002        | 36.56        | 37.19        | 127.15                       | 163.64                       | 125.62                       | 34.07        |
| <b>2718</b> | <b>36.63</b> | <b>37.01</b> | <b>220.03</b>                | <b>308.99</b>                | <b>129.75</b>                | <b>41.97</b> |
| 2716        | 36.69        | 36.86        | 86.90                        | 179.51                       | 72.34                        | 53.84        |
| 3143        | 36.56        | 36.85        | 113.80                       | 136.46                       | 75.55                        | 59.98        |

(UBC) 1997 г. были введены факторы близости источника [UBC, 1997]. Эти коэффициенты варьируют от 1.0 до 2.0 в зависимости от типа источника и ближайшего расстояния до известного сейсмического очага. Однако эти коэффициенты были введены на основе ограниченных данных и

исследований и явно не учитывают разницу между воздействием движений грунта в приразломных зонах на упругую и неупругую реакцию структуры. В других рекомендациях по проектированию введены коэффициенты, в явном виде учитывающие требования к максимальному не-

**Таблица 4.** Данные о станциях, ближайших к эпицентру события *M7.6*

| Код станции | с.ш.         | в.д.         | PGA_NS,<br>см/с <sup>2</sup> | PGA_EW,<br>см/с <sup>2</sup> | PGA_UD,<br>см/с <sup>2</sup> | $R_{epi}$    |
|-------------|--------------|--------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|--------------|
| 4408        | 37.89        | 38.10        | 52.37                        | 142.29                       | 275.29                       | 56.74        |
| 4409        | 37.49        | 38.56        | 214.22                       | 150.23                       | 62.29                        | 56.86        |
| <b>4612</b> | <b>36.48</b> | <b>38.02</b> | <b>637.92</b>                | <b>522.63</b>                | <b>372.97</b>                | <b>66.68</b> |
| 4406        | 37.97        | 38.34        | 428.25                       | 373.32                       | 286.23                       | 70.17        |
| 3802        | 36.50        | 38.48        | 193.76                       | 218.62                       | 118.06                       | 77.41        |
| 0129        | 36.21        | 38.26        | 149.67                       | 166.27                       | 80.81                        | 91.84        |
| 4405        | 37.94        | 38.81        | 136.82                       | 149.87                       | 83.11                        | 100.81       |
| 0141        | 35.53        | 37.56        | 78.64                        | 189.25                       | 74.48                        | 161.28       |

упругому и максимальному упругому боковому смещению [АТС, 1996; FEMA, 1997]. Эти коэффициенты позволяют оценить максимальные неупругие смещения, используя результаты линейного упругого анализа.

Как сказано выше, наиболее известными причинами появления импульсоподобных волновых форм движения грунта являются эффекты, наблюдаемые вблизи источника, такие как направленность разрыва или взброс. На участках, расположенных вдоль направления распространения разрыва, может наблюдаться почти одновременный приход поперечных волн, излучаемых распространяющейся трещиной в разных точках плоскости разрыва. Эти так называемые эффекты направленности и проявляются в велосиграммах движений грунта, где конструктивная интерференция волн может вызывать значительные по величине двусторонние импульсы [Somerville et al., 1997].

В работе [Baltzopoulos et al., 2023] сейсмические записи, полученные вблизи разломных плоскостей трех крупных Турецких землетрясений, проанализированы на предмет присутствия в них импульсоподобных волновых форм. На предварительном этапе анализа записей, из-за отсутствия достаточной информации о геометрии разлома и подвижках на разломе, анализ ограничивается характеристикой некоторых записей вблизи источника как импульсоподобных на основании только особенностей волновых форм, без учета физического процесса разрыва в зависимости от местоположения станции.

В исследование было включено по десять записей каждого из трех землетрясений (табл. 2, табл. 3, табл. 4); в общей сложности тридцать. Велосиграммы получены путем интегрирования акселерограмм на горизонтальных компонентах; изучался результирующий вектор на горизонтальных компонентах при повороте его более чем на сто восемьдесят градусов с шагом в один градус. Для каждой ориентации применен объединенный алгоритм вейвлет-анализа для идентификации возможных импульсных сигналов во временных рядах велосиграмм [Baker, 2007], и сделаны оценки показателя импульса ( $PI$ ). Движения грунта предварительно характеризовались как импульсоподобные, если они демонстрировали стабильно высокий балл  $PI > 0.90$  по дуге более  $60^\circ$ , а также демонстрировали удовлетворительное совпадение спектров псевдоскоростей движения грунта и потенциального импульсного вейвлета на периодах импульса  $T_p$  [Baltzopoulos et al., 2020].

В результате шесть записей из тридцати исследованных были характеризованы как импульсоподобные (рис. 6); они выделены жирным шрифтом в табл. 2—табл.4. Это записи станций с кода-

ми NAR и 4615 от основного толчка  $M7.8$ , запись станции 4612 от события  $M7.6$  и записи станций 2708, 2718 и 4616 от события  $M6.6$ . Все периоды идентифицированных импульсов несколько ниже медианных прогнозов с учетом величин, полученных из регрессионных моделей. Например, одна из таких моделей предсказала бы медиану  $T_p$  в 7.5 с, 6.7 с и 2.4 с для  $M_w$  7.8, 7.6 и 6.6 соответственно [Baltzopoulos et al., 2023].

#### РАННИЙ ПЕРЕХОД К СВЕРХБЫСТРОМУ РАСПРОСТРАНЕНИЮ РАЗРЫВА В ОЧАГЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В КАРАМАНМАРАШЕ $M7.8$ [ROSAKIS ET AL., 2023]

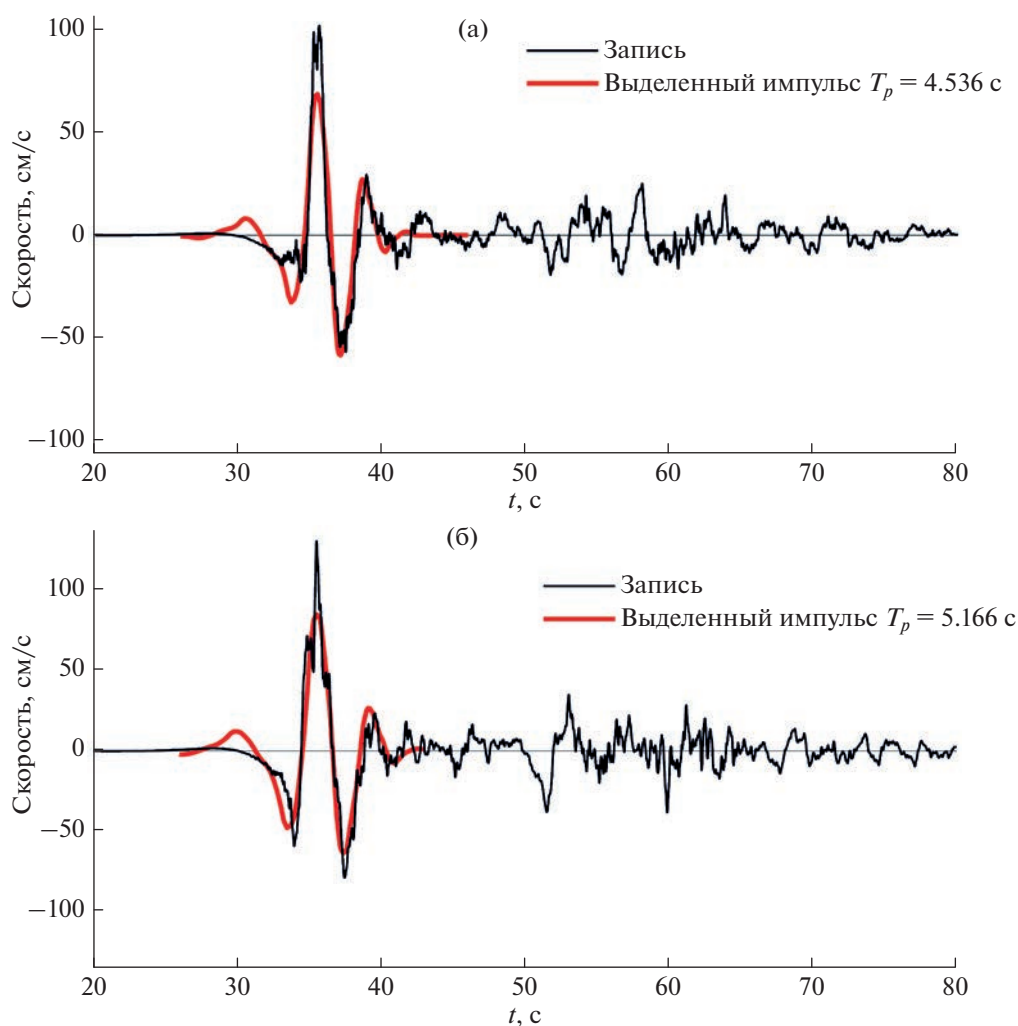
Предварительные модели развития подвижки в очаге землетрясения 06.02.2023 г.  $M7.8$ , основанные на телесейсмических данных и многочисленных инверсиях, показывают, что разрыв начался в 4:17:355 по местному времени на боковом разломе-ответвлении в непосредственной близости от Восточно-Анатолийского разлома. Точное местоположение гипоцентра в настоящее время неизвестно. Предварительное местоположение гипоцентра оценено AFAD как  $37.288^\circ$  с.ш.  $37.042^\circ$  в.д., а глубина  $\sim 8$  км. Согласно данным Геологической Службы США (USGS) координаты гипоцентра  $37.166^\circ$  с.ш.  $37.042^\circ$  в.д.  $\pm 6.3$  км (обозначено красной звездой на рис. 7) и глубина  $\sim 18.3$  км.

Разрыв распространялся на северо-восток, впоследствии переместившись в Восточно-Анатолийский разлом и положив начало последовательности сейсмических событий. Последующие геодезические инверсии подтвердили многосегментный характер разрыва  $M7.8$ . Землетрясения привели к катастрофическим разрушениям и значительным гуманитарным и финансовым потерям.

Масштаб события и общая длина разрывов оказались существенно больше, чем ожидалось на основе анализа исторических записей и текущей тектонической обстановки на юге Турции [Acarel et al., 2019]: магнитуа крупнейшего землетрясения, произошедшего на Восточно-Анатолийском разломе за последние несколько сотен лет, составляет 7.2. Наряду с интенсивностью измеренных сильных движений, это побудило группу исследователей из США A. Rosakis, M. Abdelmeguid, A. Elbanna [Rosakis et al., 2023] исследовать природу инициирования разрыва, его распространения, и возможность его раннего перехода в сверхзвуковой режим.

Рис. 7 иллюстрирует предполагаемое положение гипоцентра, направление бокового разлома, который, судя по афтершокам, имел простираение  $\sim 22^\circ$ , и направление подвижек: левостороннее как для бокового, так и для Восточно-Анатолийского разлома. Три станции расположены близко





**Рис. 6.** Идентифицированные импульсopodobные велосигramмы на станциях NAR (а) и 4615 (б) (из работы [Baltzopoulos et al., 2023]).

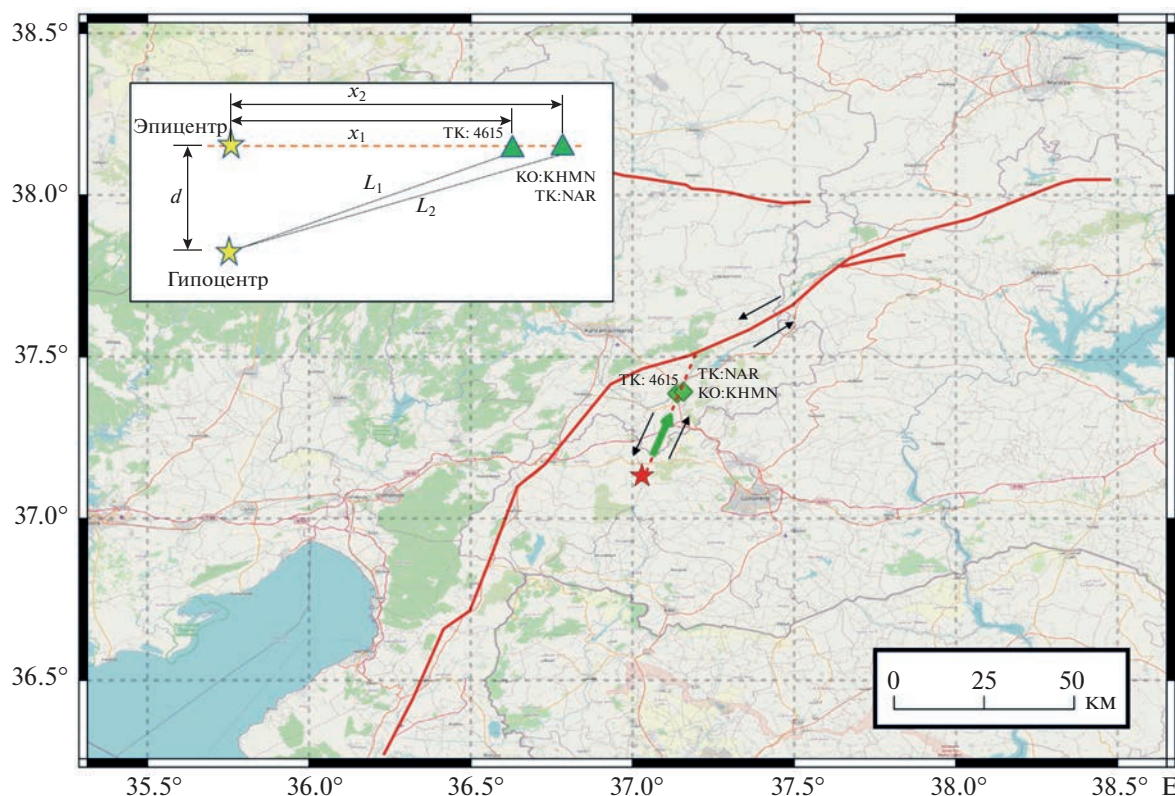
к боковому разлому (рис. 7): две из них, ТК:NAR и КО:KHMN, в одном пункте с координатами  $37.3919^\circ$  с.ш.  $37.1574^\circ$  в.д.; это станции-близнецы. Третья станция, ТК:4615, расположена ближе к эпицентру; ее координаты  $37.386^\circ$  с.ш.  $37.138^\circ$  в.д. Записи трех станций дают представление о характеристиках ближнего поля разрыва на боковом разломе; они представляют собой уникальные наблюдения [Rosakis et al., 2023].

На рис. 8а показаны велосигramмы землетрясения  $M7.8$  на станциях-близнецах ТК:NAR и КО:KHMN в направлениях параллельно разлому, нормально к разлому и по вертикали. Станции оснащены разными приборами, и хорошее соответствие между записями дает уверенность в качестве данных.

Велосигramмы на станциях-близнецах демонстрируют уникальные характеристики: (1) компонента FP больше, чем FN, что нетипично для

“субрелеевских” разрывов, в которых преобладают компоненты по нормали к разрыву по сравнению с компонентами, параллельными разрыву. Доминирующий параллельный компонент — характерная особенность сверхскоростных разрывов [Rosakis et al., 1999], при которых скорость распространения разрыва превышает скорость волн сдвига. Такая особенность наблюдалась как в лабораторных [Mello et al., 2014; 2016], так и в полевых экспериментах [Mello et al., 2014; Dunham, Archuleta, 2004; Bouchon et al., 2001; Zeng et al., 2022], а также предсказана теорией [Mello et al., 2014; Dunham, Archuleta, 2004; Dunham, Bhat, 2008]. Это свидетельствует о распространении сверхзвукового разрыва в направлении станций-близнецов.

Мы наблюдаем сильные движения, связанные с приходом на станцию конуса Маха. Измеряя движение грунта, связанное с фронтом Маха, мы находим, что отношение параллельной разлому



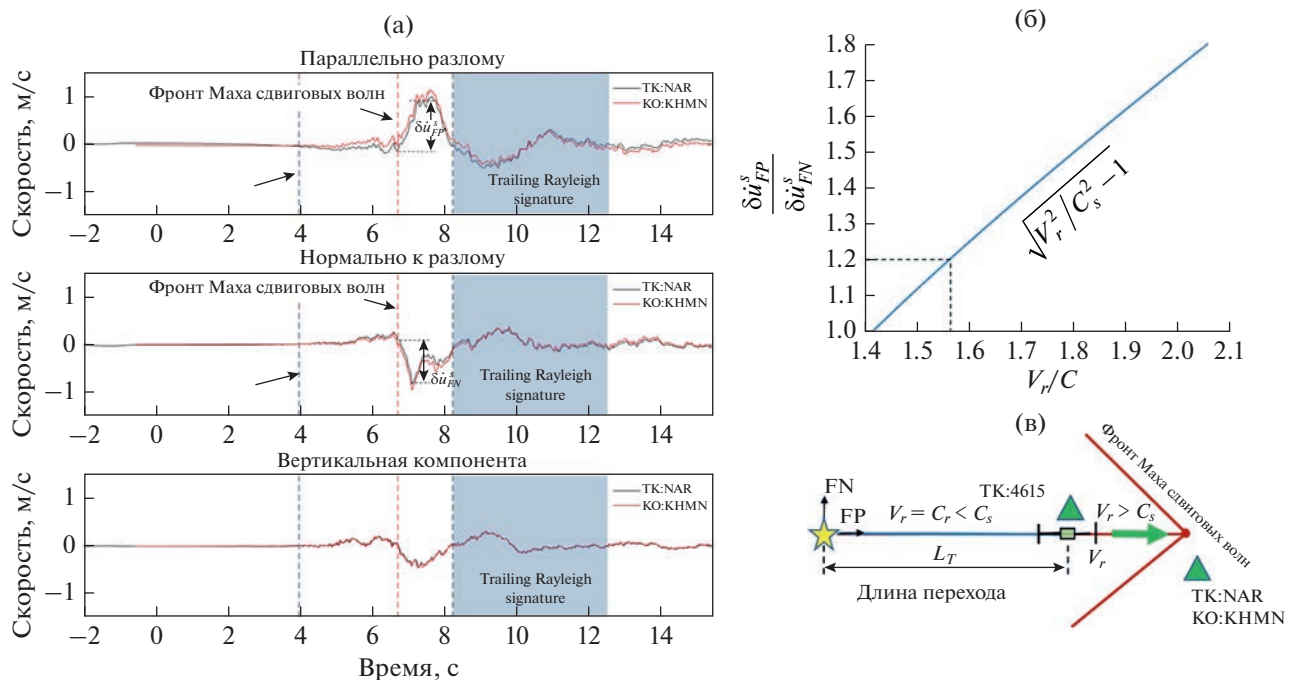
**Рис. 7.** Зона Восточно-Анатолийского разлома (EAF), предполагаемое положение гипоцентра (красная звезда) землетрясения  $M_w 7.8$ . Пунктирная линия – предполагаемая трасса подвижки на боковом разломе, согласно записям AFAD. Зеленые ромбы указывают положения ближайших к следу разлома сеймостанций. Черные стрелки – направление движения разлома. Вставка – схема расположения станций (из работы [Rosakis et al., 2023]).

компоненты колебательной скорости к нормальной разлому компоненте составляет  $\sim 1.2$ . Как обсуждалось в работе [Mello et al., 2016], такие изменения обусловлены появлением сдвиговых фронтов Маха. Отношение колебательных скоростей, как теоретически показано в работе [Mello et al., 2016], однозначно зависит от отношения скорости распространения разрыва и скорости сдвиговой волны как  $\sqrt{(V_r/V_s)^2 - 1}$ . Эта взаимосвязь схематично показана на рис. 8б. Таким образом, для соотношения  $\sim 1.2$  скорость сверхбыстрого разрыва равна  $\sim 1.5V_s$ . Черная пунктирная линия на рис. 8а указывает на возврат к распространению разрыва с субрелеевской скоростью, с которой разрыв распространялся до его перехода в сверхбыстрый режим. Вид сверху (рис. 8в) показывает расположение трех станций относительно эпицентра и длину перехода, после которого скорость распространения разрыва превышает скорость сдвиговой волны и прохождение конуса Маха на станциях-близнецах.

На рис. 9а показаны велосиграммы, полученные в направлениях параллельно разлому, нормально к разлому и по вертикали на станции ТК:4615 (данные AFAD). Эти записи качественно

отличаются от записей, представленных на рис. 8а. Действительно, здесь нормальная составляющая скорости больше, чем параллельная составляющая, что характерно для преимущественно субрелеевского распространения разрыва. Однако детальное изучение параллельной разлому велосиграммы указывает на наличие небольшого, но четко определенного импульса перед переходом к скорости волн Рэлея (заштрихованная область на рис. 9а).

Авторы работы [Rosakis et al., 2023] полагают, что эта особенность является сверхзвуковым импульсом, который только что сформировался перед разрывом, который все еще распространяется со скоростью волн Рэлея. Они выдвигают гипотезу, что станция ТК:4615 расположена очень близко к точке, где разрыв перешел от субрелеевского распространения к сверхбыстрому. Следует отметить, что вероятность захвата ранних стадий перехода от субрелеевского разрыва к сверхбыстрому очень мала, и это никогда ранее не наблюдалось в записях в приразломных зонах. Однако такой переход наблюдался экспериментально в лабораторном моделировании землетрясений в экспериментах [Xia et al., 2004; Mello et al., 2016].



**Рис. 8.** Записи ближнего поля на станциях ТК:НАР и КО:КХМН, указывающие на сверхбыстрое распространение разрыва: (а) – велосиграммы (с коррекцией за прибор) параллельно разлому, нормально разлому и по вертикали, полученные на станциях ТК:НАР (черная линия) и КО:КХМН (красная линия). Синяя пунктирная линия показывает вступления  $P$ -волн, красная пунктирная линия – вступления фронта Маха волн сдвига, а черная пунктирная линия – вступления замыкающей волны, распространявшейся с субрелеевской скоростью; (б) – теоретическая зависимость между отношениями изменений скоростей  $FP$  и  $FN$  из-за прохождения фронта Маха и скоростью сверхзвукового разрыва, нормированной на скорость сдвиговой волны; (в) – схематический вид сверху, расположение станций (зеленые треугольники) и фронта Маха волн сдвига. Эпицентр – желтая звезда. Точка перехода отмечена зеленым квадратом с интервалом ошибок. Зеленая стрелка указывает направление распространения разрыва (из работы [Rosakis et al., 2023]).

В частности, авторы работы [Mello et al., 2016], запечатлели такой переход, сравнивая динамические фотоизображения в начальных стадиях формирования сверхзвукового импульса с велосиграммами вблизи разлома. Велосиграммы были получены парой лазерных измерителей скорости, регистрирующих параллельную и нормальную к разлому компоненты [Mello et al., 2016].

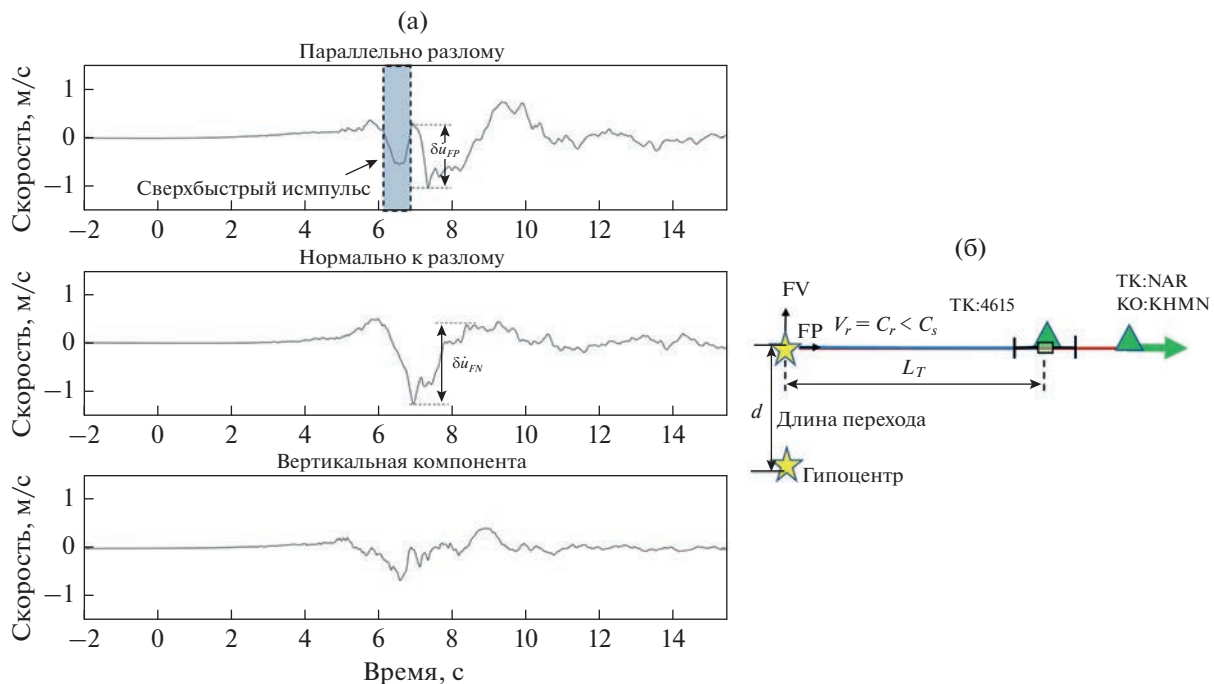
Для проверки гипотезы о переходе к сверхбыстрому распространению разрыва в работе [Rosakis et al., 2023] выполнены расчеты: авторы предполагали  $V_s = 3320$  м/с и  $V_p = 5780$  м/с, что хорошо согласуется с оценками скоростей для региона Южной Турции [Acarel et al., 2019]. Тогда скорость волн Рэлея  $V_R = 3050$  м/с, и скорость распространения разрыва  $V_r = 4960$  м/с. Из времени прихода  $P$ -волн на станции-близнецы и оценок скоростей, приведенных выше, для глубины гипоцентра 10.9 км получаем длину перехода  $\sim 19.45$  км. Используя время прибытия  $P$ -волн на станцию ТК:4615, получаем эпицентральное расстояние станции ТК:4615 19.15 км. Таким образом, для глубины гипоцентра 10.9 км получаем, что положение станции ТК:4615 совпадает с положением перехода от субрелеевского к сверхбыстрому рас-

пространению разрыва, что согласуется с гипотезой. Оценка глубины в 10.9 км – в пределах диапазона, предсказанного различными агентствами, AFAD и USGS. Также расстояние между станциями-близнецами и ТК:4615 оценивается в  $\sim 1.6$  км вдоль направления распространения разрыва. Поскольку расстояние между станциями-близнецами и ТК:4615 составляет 2 км, эта оцененная разница в эпицентральных расстояниях – правдоподобная оценка.

Таким образом, анализ трех велосиграмм ближнего поля землетрясения в Кахраманмараше  $M7.8$  показывает, что разрыв, распространявшийся по боковому разлому, перешел с субрелеевской скорости распространения на сверхбыструю (превышающую скорость  $S$ -волн) на эпицентральном расстоянии приблизительно 19.45 км. Записи ближнего поля впервые зафиксировали механизм перехода *in situ* от субрелеевского распространения к сверхбыстрому и дали представление о движениях среды вблизи разлома в параллельном разлому и в нормальном к разлому направлениях.

Поскольку фронты Маха лишь медленно ослабевают с расстоянием, этот ранний сверхбыстрый





**Рис. 9.** Переход от субрелеевого к сверхбыстрому распространению разрыва фиксируется станцией ТК:4615: (а) – велосигаммы в направлениях параллельно разлому, нормально к разлому и по вертикали. Выделенная область указывает на появление сверхзвукового импульса перед субрелеевским разрывом; (б) – схема расположения станций (зеленые треугольники) относительно эпицентра и гипоцентра (желтые звезды). Точка перехода отмечена зеленым квадратом с интервалами ошибок. Зеленая стрелка указывает направление распространения разрыва. Станция ТК:4615 расположена вблизи точки перехода (из работы [Rosakis et al., 2023]).

переход на боковом разломе вероятно способствовал передаче сильного динамического напряжения на близлежащий Восточно-Анатолийский разлом и продолжению распространения разрыва, вызвавшему скольжение как в северо-восточном, так и в юго-западном направлениях.

Действительно, прошлые исследования показали, что сверхбыстрые разрывы более эффективны при разрыве перемычек между разломами [Harris, Day, 1993] и при активации близлежащих разломов [Templeton et al., 2009; Rousseau, Rosakis, 2009; Bhat et al., 2004]. Раннему переходу к сверхбыстрому распространению на боковом разломе вероятно способствовало напряженное состояние среды в регионе. Сейсмологические исследования [Kartal et al., 2013] показали, что боковой разлом существовал в режиме сжатия в направлении  $N16.4^\circ E$  и в режиме растяжения в направлении  $N80.8^\circ W$ . Таким образом, простираение бокового разлома  $N22^\circ E$  оказывается близким к направлению, перпендикулярному минимальному напряжению, что снижает общее нормальное напряжение на разломе, может значительно снизить параметр прочности при разрыве  $S$  (например,  $S < 1$ ) [Xia et al., 2004; Andrews, 1976] и способствует переходу к сверхбыстрому разрыву на меньших расстояниях. Авторы работы [Rosakis et al., 2023] надеются, что дальнейшие ис-

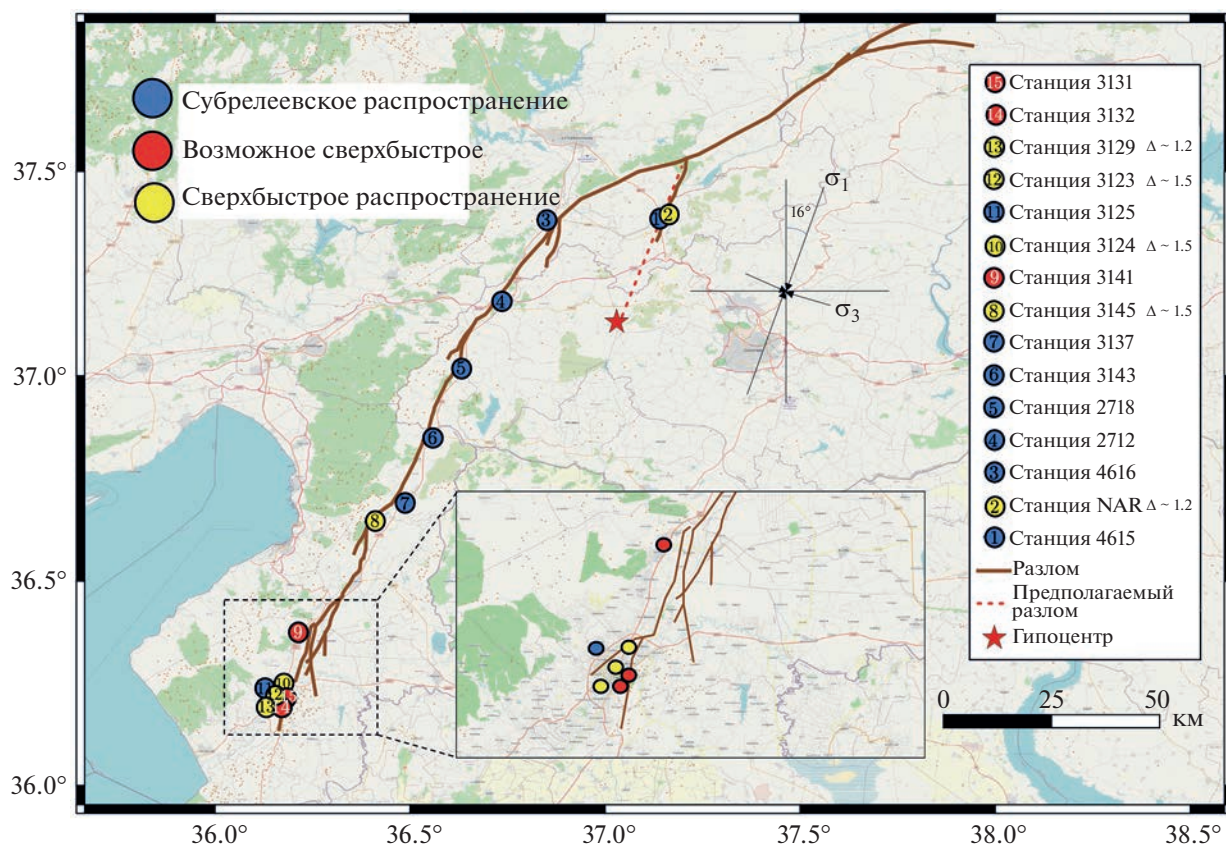
следования регионального поля напряжений и записей сильных движений позволят выявить больше деталей о природе этого сложного много-сегментного разрыва, который привел к масштабной человеческой трагедии.

В своей новой работе коллектив авторов [Abdelmeguid et al., 2023] строит двумерную динамическую модель разлома землетрясения в Караманмараше на основе записей движения грунта, полевых исследований тектонической обстановки и геометрических особенностей следа разлома, с помощью которой они приводят физические аргументы для уточнения профиля скорости разрыва при конкурирующих кинематических инверсиях и дают представление о механизмах, которые способствовали сильным разрушениям и гуманитарным потерям при землетрясении.

Подобно работе [Rosakis et al., 2023], в этой работе исследованы записи скорости движения грунта параллельно разлому и нормально к разлому, но анализ расширен – включены все станции ближнего поля с полными и надежными записями. Станции классифицированы на основе отношения  $FP$  к  $FN$  (рис. 10).

Записи движений грунта показывают три области, в которых скорость распространения разрыва превышала скорость поперечных волн  $V_s$ .





**Рис. 10.** Карта зоны Восточно-Анатолийского разлома (EAF), с предполагаемым местоположением гипоцентра землетрясения *M*7.8 и расположением станций (кружки), которые различаются по цветам, в соответствии с характеристиками наземной записи с субрелевской скоростью распространения разрыва (синий цвет), сверх-сдвиговой (желтый цвет) и вероятной сверх-сдвиговой скоростью (красный цвет). Для станций, показывающих характеристики сверхзвукового сдвига, указаны отношения параллельной компоненты колебательной скорости к нормальной компоненте. Также показано в увеличенном виде расположение станций на южном конце трассы по данным USGS (из работы [Abdelmeguid et al., 2023]).

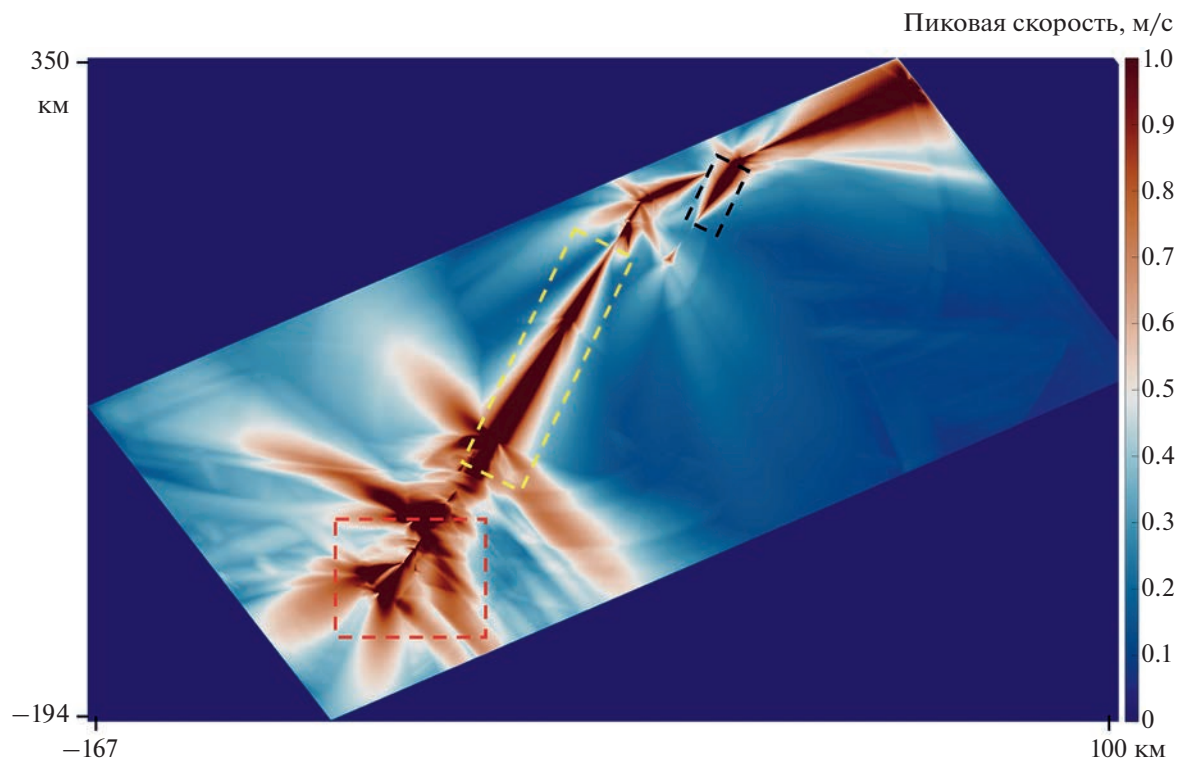
Первая область, обнаруженная в работе [Rosakis et al., 2023], на разломе Нарли в непосредственной близости от гипоцентра. После перехода в Восточно-Анатолийский разлом разрыв распространился в двух направлениях: один конец распространился в северном направлении к Малатье, а другой — в юго-юго-западном направлении к Антакье.

Вдоль южного сегмента несколько станций, которые показывают на скорость разрыва в этом направлении. В частности, записи на станциях 2712, 3143, и 3137 показывают большие компоненты FN по сравнению с FP, что указывает на субрелевскую скорость распространения вдоль этого сегмента EAF. Станция 3145 показывает противоположное, т.е. доминирующую составляющую FP: соотношение FP и FN на этой станции составляет приблизительно 1.5, что означает, что разрыв распространяется со сверхвысокой скоростью. Расположение станции 3141 на изгибе разлома (рис. 10) указывает на то, что внезапное

изменение смещения по разлому и, как следствие, изменение локального напряженного состояния могло способствовать переходу к разрыву с сильным сдвигом.

Также мы наблюдаем, что разрыв снова перешел к сверхбыстрому распространению ближе к южному концу трассы разлома, о чем свидетельствует множество станций. За исключением станции 3125, другие записи указывают на доминирующее соотношение FP к FN, однако соотношение варьирует между станциями. Возможно это объясняется сложностью сети разломов: многочисленные перегибы и разветвления сегментов на южной оконечности указывают на сложное напряженное состояние, которое способствует всплескам сверхбыстрых колебаний на некоторых сегментах и сложной форме волны, которая может скрывать признаки конуса Маха в других местах.

Анализ записей станций ближнего поля показывает, что распространение разрыва по разлому



**Рис. 11.** Распределение пиковых скоростей (PGV), полученное в результате численного моделирования динамического разрыва (из работы [Abdelmeguid et al., 2023]).

Нарли, а также по южному сегменту происходило со скоростями ниже Рэлеевской и сверхбыстрой. Из-за редкости станций вблизи соединения разлома Нарли с EAF, а также вдоль северной ветви EAF, у нас недостаточно информации, чтобы оценить скорость распространения разрыва.

Чтобы восполнить этот пробел, авторы построили динамическую модель разрыва, рассчитав параметры прочности  $S$ , характеристики трения и напряженного состояния в регионе. В исследованиях [Templeton et al., 2009] изучен широкий спектр углов разветвления разломов и показано, что для острых углов разветвления  $\sim 32^\circ\text{--}35^\circ$ , аналогичных углу между разломом Нарли и EAF, скорость трещины вдоль разветвления первоначально будет такой же или немного меньше, чем скорость ее распространения до ответвления.

Построенная динамическая модель разрыва, отражающая описанные выше ключевые особенности сложного события  $M_w 7.8$ , дает оценки пиковой скорости, приведенные на рис. 11.

Распределение пиковых скоростей в приразломных зонах показывает высокие значения PGV. Геометрическая сложность, возникновение сегментированных разломов и, в значительной степени, незатухающие ударные фронты, образующиеся при сверхбыстром распространении тре-

щины, способствуют широкому распространению сильных движений.

Параметры сильных движений коррелируют с оценками разрушений на поверхности. Карты распределения оползней генерируются на основе пространственно распределенных оценок скорости сотрясения грунта (PGV), топографического уклона, литологии, типа почвенного покрова и топографического индекса оценки влажности грунта. Модели распределения оползней, построенные USGS, согласуются с косейсмическими оползнями, образовавшимися в результате турецких землетрясений 2023 г. Модели разжижения грунта основаны на данных скоростей  $S$ -волн в верхних 30-ти метрах  $V_{30}$ , наклонах поверхности, смоделированной глубине залегания грунтовых вод, расстоянии до побережья, расстоянии до реки, расстоянии до ближайшего водоема, а также количестве осадков и пиковой скорости PGV. Оценки разжижения, полученные USGS, согласуются с участками разжижения на основе данных дистанционного зондирования [Taftoglou et al., 2023]. Основываясь как на предварительных отчетах, так и на оценках USGS, мы видим, что области с более интенсивным движением грунта, полученные с помощью модели динамического разрыва (рис. 11), согласуются с областями наибольших разрушений. Конечно, на распределе-

ние разрушений могут также влиять такие явления, как усиление волн в грунтовых слоях и осадочных бассейнах, а также конечно тип и качество строительства.

Записи сильных движений показывают относительно узкий (1–2 с) доминирующий импульс в регионах с сверхбыстрым распространением трещины, как в Антакье, по сравнению с записями с субрелеевским распространением трещины.

Наличие относительно узкого импульса скорости предъявляет более высокие требования к конструкциям, увеличивая вероятность обрушения конструкции. В частности, в модели динамического разрыва мы наблюдаем сверхбыстрое распространение на южном конце сегмента разлома близ Антакьи, что приводит к высокой величине колебательной скорости ( $\approx 2$  м/с) и широко-масштабным сотрясениям (красная пунктирная рамка). Одновременно записи указывают на значительное разрушение грунта, связанное как с разжижением, так и с косейсмическими оползнями в пределах этого региона. Аналогичная картина наблюдается в нескольких направлениях на север, к Малатье, где мы видим корреляцию сверхбыстрого распространения трещины с масштабными оползнями. Прогнозируемая зона разжижения у северного конца разлома Нарли (черный пунктирный прямоугольник) также, по-видимому, хорошо коррелирует с областью перехода и сверхбыстрого распространения трещины на этом участке.

Таким образом, анализ записей ближнего поля землетрясения  $M7.8$  в Караманмараше показывает [Abdelmeguid et al., 2023], что скорость распространения разрыва была пространственно неоднородной, изменяясь от субрелеевской до сверхвысокой (превышающей  $V_s$ ). Это согласуется с экспериментальными исследованиями и численным моделированием геометрически сложных разломов, которые показали, что наличие перегибов и ответвлений может оказывать существенное влияние на скорость разрыва в зависимости от геометрии по отношению к ориентации основного разлома. Геометрическая сложность разлома способствовала возникновению кратковременных разрывов сверхвысоких скоростей.

Сочетание высокого перепада напряжений, действовавших на разломе Нарли, и критически напряженного Восточно-Анатолийского разлома у точки их соединения способствовало продолжению распространения. Если бы ориентация поля напряжений отличалась на несколько градусов, общий масштаб землетрясения мог бы быть существенно меньше.

Когда разрыв переходит из режима субрелеевской скорости распространения в режим сверхбыстрого распространения, еще существует участок субрелеевского распространения, следую-

щий за участком сверхбыстрого распространения трещины. Как следствие, здание, расположенное вблизи места разлома, сначала испытывает сильное сотрясение из-за ударных волн от ведущего фронта сверхбыстрого разрыва.

Эти сотрясения происходят очень быстро (узкие импульсы скорости) и характеризуются тем, что параллельные разлому составляющие скорости на поверхности больше, чем нормальные составляющие. Так, огромные различия в пиковых скоростях  $PGV_{FP}$  и  $PGV_{FN}$  ( $\approx 2$  раза) наблюдаются на станции 3129 в Антакье, где город был практически разрушен. Однако вскоре (несколько секунд спустя) после этого здание испытывает сотрясение другого типа, связанное с прохождением замыкающего разрыва Рэля; его особенность — доминирование нормальной составляющей. Эффект двойного удара, связанный с первым (опережающим) приходом ударного фронта, и затем с последующей (замыкающей) сигнатурой Рэля, может оказать разрушительное воздействие на конструкцию. Такие воздействия сверхбыстрых разрывов на грунт и конструкции требуют дальнейших исследований. Роль динамического моделирования на основе физики процессов имеет решающее значение для понимания механизмов, приводящих к таким разрушительным результатам. Хотя мы пока не можем предсказать возникновение землетрясений, мы можем использовать эти знания для прогноза реакции грунта и сооружений при будущих землетрясениях.

#### УЧЕТ ЭФФЕКТОВ НАПРАВЛЕННОСТИ В ВЕРОЯТНОСТНОМ АНАЛИЗЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ (ВАСО)

Под эффектами направленности понимаем проявление феномена интерференции волн, излучаемых множеством точек поверхности разлома при одновременном вспарывании в процессе распространения разрывного фронта на скоростях близких к скорости распространения поперечных волн в среде. Распространение разрыва в направлении точки наблюдения со скоростью, близкой к скорости распространения поперечных волн, приводит к тому, что большая часть энергии, излученной в очаге, приходит в точку в виде мощного импульса. Возникают так называемые импульсные волновые формы — велосигранмы особой формы с мощным импульсом в начале записи (рис. 12).

Эффекты направленности проявляются в усилении движений грунта в точках, расположенных по направлению распространения разрыва и определяются геометрическими размерами разлома, положением точки зарождения трещины и скоростью ее распространения, положением точки наблюдения относительно разлома, а также частотным составом интерферирующих волн.



Движения грунта, усиленные эффектами направленности, могут быть чрезвычайно разрушительными [Mavroeidis, Papageorgiou, 2003; Kalkan, Kunnath, 2006].

Одна из первых моделей для учета эффектов направленности в GMPE была предложена в работе [Somerville et al., 1997]. Авторы отдельно рассматривали разломы с подвижкой по падению и по простиранию. Предполагалось, что вариации амплитуд движений грунта в приразломных зонах определяются двумя параметрами: (1) углом между направлением распространения трещины и направлением распространения волн из очага к точке наблюдения ( $\phi$  для первого типа подвижки,  $\theta$  – для второго); (2) долей ширины  $d$  (для первого типа подвижки) либо длины  $s$  (для второго типа подвижки) поверхности разрыва, лежащей между гипоцентром и точкой наблюдения. Соответствующие параметры направленности для двух типов подвижки имеют вид:  $X = \left(\frac{s}{L}\right)\cos\theta$ ,

$Y = \left(\frac{d}{W}\right)\cos\phi$ , где  $L$  и  $W$  – соответственно длина и ширина разломной плоскости. Тогда поправки к оценкам амплитуд спектра реакции по ускорению будут иметь вид:

$$y = C_1 + C_2 X, \quad y = C_1 + C_2 Y,$$

где  $C_1$  и  $C_2$  – частотно-зависимые коэффициенты регрессии.

Важно отметить, что в рамках этой модели предполагалось, что в случае подвижки по простиранию трещина распространяется только в направлении параллельном простиранию, а в случае подвижки по падению – только в направлении падения. Кроме того, модель не позволяла оценивать эффекты направленности в точках, расположенных вокруг краев разломов с подвижкой по падению, где вводилась так называемая нейтральная зона.

Для преодоления этих недостатков в работе [Abrahamson, 2000] была предложена модификация модели, ограничивающая значения параметров направленности  $X$  и  $Y$  величиной 0.4, а в работе [Rowshandel, 2006] – обобщение этой модели на случай неоднородных разнонаправленных разрывов, которое позволило расширить область применимости модели.

В работе [Spudich, Chiou, 2008] была предложена аналитическая модель эффектов направленности, основанная на так называемом изохронном предикторе направленности,  $IDP$ :

$$IDP = CSR_{ri},$$

$C = \frac{\min(\tilde{c}', 2.45) - 0.8}{(2.45 - 0.8)}$  – нормированное отношение скоростей изохрона:

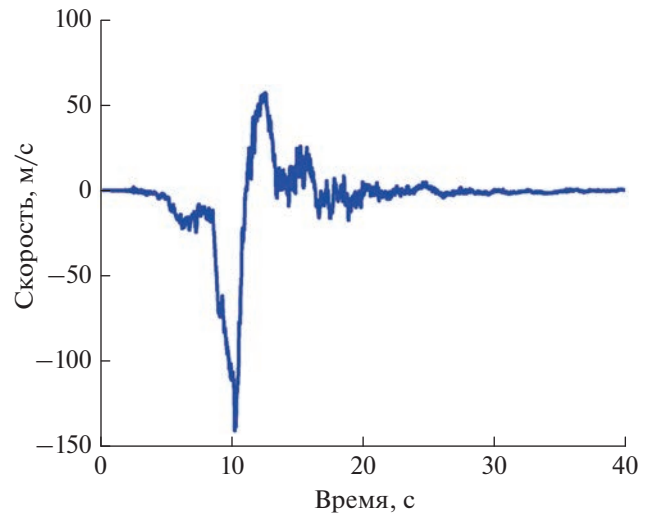


Рис. 12. Нормальная к разлому компонента велостиграммы землетрясения Ландерс 1992 г. (из работы [Tothong et al., 2007])

$$\tilde{c}' = \left( \frac{\beta}{v_r} - \frac{(R_{HYP} - R_{RUP})}{D} \right)^{-1}, \quad \text{при } D > 0, \quad \tilde{c}' = \frac{v_r}{\beta},$$

при  $D = 0$ ,

где:  $v_r$  – скорость распространения разрыва;  $\beta$  – скорость поперечных волн в среде;  $R_{HYP}$  и  $R_{RUP}$  – гипоцентрально расстояние и кратчайшее расстояние от поверхности разрыва до точки наблюдения  $x_s$ ;  $D$  – расстояние от гипоцентра  $x_h$  до ближайшей к точке наблюдения точки поверхности разрыва  $x_c$ .

$$S = \ln[\min(75, \max(s, h))],$$

где  $s$  – расстояние от гипоцентра  $x_h$  до точки  $x_c$  измеренное вдоль простирания разлома;  $h$  – расстояние от верхней кромки разрыва до гипоцентра измеренное вдоль падения разлома.

$R_{ri} = \max(\sqrt{R_u^2 + R_t^2}, \epsilon)$  – скалярная амплитуда диаграммы направленности, где  $R_t$  и  $R_u$  – нормальная к простиранию и параллельная простиранию компоненты диаграммы направленности излучения,  $\epsilon = 0.2$ .

Итоговая модель эффекта направленности имеет вид:

$$f_D = f_R(R_{RUP}) f_M(M) [a + bIDP],$$

где  $f_R(R_{RUP}) = \max\left[0, \left(1 - \frac{\max(0, R_{RUP} - 40)}{30}\right)\right]$  принимает значение 1 для  $0 \leq R_{RUP} \leq 40$  и линейно снижается до 0 при  $R_{RUP} \geq 70$ ,  $f_M(M) = \min\left[1, \frac{\max(0, M - 5.6)}{0.4}\right]$  принимает значение 0



при  $0 \leq M \leq 5.6$  и линейно возрастает до 1 при  $M \geq 6.0$ ,  $a$  и  $b$  — частотно-зависимые коэффициенты регрессии.

Сравнивая модель изохронного предиктора с моделями в работах [Somerville et al., 1997; Abrahamson, 2000], авторы модели отмечают, что прогнозируемое данной моделью усиление и ослабление движений грунта примерно соответствует оценкам, получаемым по модели [Abrahamson, 2000] и практически вдвое ниже оценок модели [Somerville et al., 1997] для всех спектральных периодов.

В описанных выше моделях влияние эффектов направленности выражается в монотонном усилении или ослаблении амплитуд спектра реакции по ускорению в широком диапазоне спектральных периодов, поэтому такие модели иногда называют широкополосными. С другой стороны, некоторые авторы (например, [Somerville, 2005; Tothong et al., 2007; Iervolino et al., 2012]) отмечают, что согласно имеющимся данным наблюдений, эффекты направленности проявляются в узком диапазоне спектральных периодов, близких к периоду импульса волновой формы ( $T_p$ ), такие модели называют узкополосными.

Развивая подход, предложенный в работах [Tothong et al., 2007], авторы работы [Shahi, Baker, 2011] предложили всеобъемлющую процедуру для учета эффектов импульсных волновых форм в вероятностном анализе сейсмической опасности (ВАСО). Процедура задействует алгоритм идентификации импульсных волновых форм [Baker, 2007], избавляющий от неоднозначности интерпретации данных, возникающей при визуальном анализе записей землетрясений. Другими важными элементами процедуры являются: модель вероятности возникновения импульсных движений грунта в пункте наблюдения в зависимости от расположения относительно очага землетрясения, модель вероятности возникновения импульсных движений грунта конкретной ориентации, модель зависимости периода импульса от магнитуды землетрясения и модель усиления компонент спектра реакции по ускорению в зависимости от периода импульса.

Перечисленные модели были откалиброваны на подмножестве импульсных волновых форм из базы данных проекта NGA, идентифицированных с помощью алгоритма [Baker, 2007]. В качестве демонстрации применения процедуры были рассчитаны карты сейсмической опасности в единицах спектральных ускорений на периоде 5 с для разлома с подвижкой по простиранию с использованием предлагаемой процедуры и с использованием обычного ВАСО. На основе этих результатов была рассчитана карта приращений сейсмической опасности относительно обычного ВАСО в приразломной зоне. Для сравнения ана-

логичная карта приращений была рассчитана на основе модели [Abrahamson, 2000]. Обе карты давали близкие значения приращений сейсмической опасности, при этом приращения, полученные с помощью описанной процедуры, были сконцентрированы в гораздо более узкой области вокруг разлома, чем приращения полученные с помощью модели [Abrahamson, 2000]. Значительные различия вероятно обусловлены уточнением модели эффектов направленности, обеспеченным существенно расширенной базой данных, накопленной за время, прошедшее после публикаций [Somerville et al., 1997; Abrahamson, 2000].

В статье [Spanguolo et al., 2016] модель эффектов направленности из работы [Spudich, Chiou, 2008] была использована для построения карт сейсмической опасности окрестностей города Стамбул. Сейсмическая опасность в этом регионе обусловлена близостью двух сегментов Северо-Анатолийского разлома, проходящих по дну Мраморного моря на расстоянии порядка 20 км от Стамбула. Положение гипоцентра на сегментах разлома моделировалось случайными величинами с нормальным распределением, равномерным распределением, а также распределением, определенным на основе моделирования процессов распространения трещины. Результаты анализа показали, что учет эффектов направленности приводит к значительному повышению оценок ВАСО, до 25% для сейсмической опасности с периодом повторяемости 475 лет, выраженной в единицах спектральных ускорений на периоде 2 с.

Многие перечисленные результаты [Rowshan-del, 2006; Baker, 2007; Tothong et al., 2007; Spudich, Chiou, 2008; Shahi, Baker, 2011] стали возможны благодаря обширной базе данных проекта NGA, что лишний раз подчеркивает важность работ по накоплению и анализу записей землетрясений.

Приведенный обзор показывает, что учету эффектов направленности в анализе сейсмической опасности было уделено достаточно большое внимание. Созданы разнообразные модели оценки влияния этих эффектов на движения грунта, сформулированы процедуры их включения в расчеты ВАСО. Показано, что повышение оценок сейсмической опасности в приразломных зонах вследствие влияния эффектов направленности может быть весьма существенным.

Однако на сегодняшний день остается ряд дискуссионных вопросов, по которым не удалось достигнуть консенсуса. Так, разные авторы по-разному определяют магнитудный порог, выше которого ожидается проявление эффектов направленности, встречаются значения  $M > 6.0$ ,  $6.5$ ,  $7.0$ . Нет консенсуса относительно размеров пространственных областей, окружающих разломы, в которых ожидается проявление эффектов направленности. Также нет консенсуса в вопросе о

том, широкополосные или узкополосные модели корректнее описывают влияние эффектов направленности на движения грунта. Очевидно, с накоплением новых данных и уточнением моделей, эти вопросы удастся разрешить.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РФФ, грант 23-27-00316.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Abrahamson N.A.* Seismological aspects of near-fault ground motions. Proc. of the 5th Caltrans Seismic Research Workshop. California Department of Transportation. 1998.
- Abrahamson N.A.* Effects of rupture directivity on probabilistic seismic hazard analysis. Proc. of the EERI 6th Seismic Zonation Workshop. Palm Springs. California. 2000. 6 p.
- Acarel D., Cambaz M.D., Turhan F., Mutlu A.K., Polat R.* Seismotectonics of Malatya Fault, Eastern Turkey // *Open Geosciences* 2019. V. 11. № 1. P. 1098–1111.
- Akcar S., Yazgan U., Gulkan P.* Drift estimates in frame buildings subjected to near-fault ground motions // *J. Struct. Eng.* 2005. V. 131. № 7. P. 1014–1024.
- Alavi B., Krawinkler H.* Effects of near-fault ground motions on frame structures. Technical Report Blume Center Report. 2001. V. 138. 301 p.
- Anderson J.C., Bertero V.* Uncertainties in establishing design earthquakes // *J. Struct. Eng.* 1987. V. 113. № 8. P. 1709–1724.
- Andrews D.J.* Rupture velocity of plane strain shear cracks // *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81. P. 5679–5687.
- Applied Technology Council. Improved seismic design criteria for California bridges: provisional recommendations. Report № ATC-32. Redwood City, California. 1996.
- Baez J.I., Miranda E.* Amplification Factors to Estimate Inelastic Displacement Demands for the Design of Structures in the Near Field. Proc. of 12th World Conference on Earthquake Engineering. 2000.
- Baker J.W.* Quantitative classification of near-fault ground motions using wavelet analysis // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2007. V. 97. № 5. P. 1486–1501.  
<https://doi.org/10.1785/0120060255>
- Baltzopoulos G., Luzi L., Iervolino I.* Analysis of Near-Source Ground Motion from the 2019 Ridgecrest Earthquake Sequence // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2020. V. 110. № 4. P. 1495–1505.  
<https://doi.org/10.1785/0120200038>
- Baltzopoulos G., Baraschino R., Chioccarelli E., Cito P., Iervolino I.* Preliminary engineering report on ground motion data of the Feb. 2023. Turkey seismic sequence. V1.0. 2023.
- Bertero V., Mahin S., Herrera R.* Problems in prescribing reliable design earthquakes. Proc. 6th World Conference on Earthquake Engineering. 1977. V. 2. P. 1741–1746.
- Bertero V., Mahin S., Herrera R.* Aseismic design implications of near-fault San Fernando earthquake records // *Earthq. Eng. Struct. Dynam.* 1978. V. 6. № 1. P. 31–42.
- Bhat H.S., Dmowska R., Rice J.R., Kame N.* Dynamic slip transfer from the Denali to Totschunda faults, Alaska: Testing theory for fault branching // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2004. V. 94. № 6B. P. S202–S213.  
<https://doi.org/10.1785/0120040601>
- Bommer J., Akkar S., Drouet S.* Extending ground-motion prediction equations for spectral accelerations to higher response frequencies // *Bull. Earthq. Eng.* 2012. V. 10. № 2. P. 379–399
- Bouchon M., Bouin M-P., Karabulut H., Toksöz M.N., Dietrich M., Rosakis A.J.* How fast is rupture during an earthquake? New insights from the 1999 Turkey earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. № 14. P. 2723–2726.  
<https://doi.org/10.1029/2001GL013112>
- Dunham E., Archuleta R.* Evidence for a supershear transient during the 2002 Denali fault earthquake // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2004. V. 94. № 6B. P. S256–S268.
- Dunham E., Bhat H.* Attenuation of radiated ground motion and stresses from three-dimensional supershear ruptures // *J. Geophysical Research. Solid Earth* 2008. V. 113. P. B8.
- Federal Emergency Management Agency (FEMA), NEHRP guidelines for the seismic rehabilitation of buildings. Reports FEMA 273 (Guidelines) and 274 (Commentary). Washington: D.C. 1997.
- Garini E., Gazetas G.* Second Preliminary Report (8-2-23) Emergence of Fault Rupture. Accelerograms NTUA. Greece. 2023.
- Giardini D., Danciu L., Erdik M., Demircioglu M., Sesetyan K., Demircioglu M., Akkar S., Gulen L., Zare M.* Seismic hazard map of the Middle East // *Bull. Earthq. Eng.* 2018. V. 16. P. 1–4.  
<https://doi.org/10.1007/s10518-018-0347-3>
- Gülerce Z., Tanvir Shah S., Menekşe A., Arda Özacar A., Kaymakci N., Önder Çetin K.* Probabilistic Seismic-Hazard Assessment for East Anatolian Fault Zone Using Planar Fault Source Models // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2017. V. 107. № 5. P. 2353–2366.  
<https://doi.org/10.1785/0120170009>
- Hall J., Heaton T., Halling M., Wald D.* Near-source ground motion and its effects on flexible buildings // *Earthq. Spectra.* 1995. V. 11. № 4. P. 569–605.
- Harris R., Day S.* Dynamics of fault interaction: Parallel strike-slip faults // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 1993. V. 98. № B3. P. 4461–4472
- Iervolino I., Chioccarelli E., Baltzopoulos G.* Inelastic displacement ratio of near-source pulse-like ground motions. *Earthq. Eng. Struct. Dynam.* 2012.  
<https://doi.org/10.1002/eqe.2167>
- Iervolino I., Cito P., Felicetta C., Lanzano G., Vitale A.* Exceedance of design actions in epicentral areas: insights from the Shake Map envelopes for the 2016–2017 central Italy sequence // *Bull. Earthq. Eng.* 2021. V. 19. № 13. P. 5391–5414.  
<https://doi.org/10.1007/s10518-021-01192-z>
- Iwan W.* Drift spectrum: Measure of demand for earthquake ground motions // *J. Struct. Eng.* 1997. V. 123. № 4. P. 397–404.
- Kalkan E., Kunnath S.K.* Effects of fling-step and forward directivity on the seismic response of buildings // *Earthq. Spectra.* 2006. V. 22. № 2. P. 367–390.
- Kartal R., Kadirioğlu F., Zünbül S.* Kinematic of east Anatolian fault and Dead Sea fault. Conference Paper. 2013.  
<https://www.researchgate.net/publication/271852091>

- Luco N., Cornell C. Structure-specific scalar intensity measures for near-source and ordinary earthquake ground motions // *Earthq. Spectra*. 2007. V. 23. № 2. P. 357–392.
- Makris N., Black C. Dimensional analysis of bilinear oscillators under pulse-type excitations // *J. Eng. Mech.* 2004. V. 130. № 9. P. 1019–1031.
- Mahin S., Bertero V., Chopra A., Collins R. Response of the Olive View hospital main building during the San Fernando earthquake. Report No. UCB/EERC-76/22. Earthquake Engineering Research Center. University of California at Berkeley. 1976
- Malhotra P. M7.8 Turkey Earthquake of February 6. 2023.
- Mavroeidis G.P., Papageorgiou A.S. A mathematical representation of near-fault ground motion // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2003. V.93. P. 1099–1131.
- Mavroeidis G., Dong G., Papageorgiou A. Near-fault ground motions, and the response of elastic and inelastic single degree- of-freedom (SDOF) systems // *Earthq. Eng. Struct. Dynam.* 2004. V. 33. № 9. P. 1023–1049.
- Mello M., Bhat H.S., Rosakis A.J., Kanamori H. Reproducing the supershear portion of the 2002 Denali earthquake rupture in laboratory // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 387. P. 89–96.
- Mello M., Bhat H., Rosakis A. Spatiotemporal properties of Sub-Rayleigh and supershear rupture velocity fields: Theory and experiments // *J. Mech. Phys. Solids*. 2016. V. 93. P. 153–181.
- Menun C., Fu Q. An analytical model for near-fault ground motions and the response of SDOF systems. Proc. 7th U.S. National Conf. Earthquake Engineering. 2002. P. 10.
- Mohamed Abdelmeguid M., Zhao C., Yalcinkaya E., Gazetas G., Elbanna A., Rosakis A. Revealing the dynamics of the Feb 6th 2023 M7.8 Kahramanmaraş. Pazarcik earthquake: near-field records and dynamic rupture modeling. This paper is a non-peer reviewed preprint submitted to EarthArXiv.
- Montaldo V., Faccioli E., Zonno G., Akinci A., Malagnini L. Treatment of ground-motion predictive relationships for the reference seismic hazard map of Italy // *J. Seismol.* 2005. V. 9. № 3. P. 295–316.  
<https://doi.org/10.1007/s10950-005-5966-x>
- Rosakis A., Samudrala O., Coker D. Cracks faster than the shear wave speed // *Science*. 1999. V. 284. № 5418. P. 1337–1340.
- Rosakis A., Abdelmeguid M., Elbanna A. Evidence of Early Supershear Transition in the  $M_w$  7.8 Kahramanmaraş Earthquake From Near-Field Records. non-peer reviewed preprint. 2023.
- Rousseau C.-E., Rosakis A. Dynamic path selection along branched faults: Experiments involving sub-Rayleigh and supershear ruptures // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2009. V. 114. P. B8.
- Rowshandel B. Incorporating source rupture characteristic into ground-motion hazard analysis models // *Seism. Res. Lett.* 2006. V. 77. № 6. P. 708–722.
- Shahi S., Baker J. An empirically calibrated framework for including the effects of near-fault directivity in probabilistic seismic hazard analysis // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2011. V. 101. № 2. P. 742–755.  
<https://doi.org/10.1785/0120100090>
- Somerville P., Smith N., Graves R., Abrahamson N. Representation of near-fault rupture directivity effects in design ground motions, and application to Caltrans bridges. Proc. National Seismic Conf. on Bridges and Highways. San Diego. California. 1995.
- Somerville P., Saikia C., Wald D., Graves R. Implications of the Northridge earthquake for strong ground motions from thrust faults // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1996. V. 86. № 1. Part B. P. S115–S125.
- Somerville P., Smith N., Graves R., Abrahamson N. Modification of Empirical Strong Ground Motion Attenuation Relations to Include the Amplitude and Duration Effects of Rupture Directivity // *Seismol. Res. Lett.* 1997. V. 68. № 1. P. 199–222.  
<https://doi.org/10.1785/gssrl.68.1.199>
- Somerville P. Magnitude scaling of the near fault rupture directivity pulse // *Phys. Earth Planet. In.* 2003. V. 137. № 1. P. 201–212.
- Somerville P. Engineering characterization of near fault ground motion. New Zealand Society for Earthquake Engineering Conference. 2005. P. 8.
- Spagnuolo E., Akinci A., Herrero A., Pucci S. Implementing the effect of the rupture directivity on PSHA for the city of Istanbul, Turkey // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2016. V. 106. № 6. P. 2599–2613.  
<https://doi.org/10.1785/0120160020>
- Spudich P., Chiou B.S. Directivity in NGA earthquake ground motions: Analysis using isochrone theory // *Earthq. Spectra*. 2008. V. 24. № 1. P. 279–298.
- Taftoglou M., Valkaniotis S., Karantanellis E., Goula E., Papanathanassiou G. Preliminary mapping of liquefaction phenomena triggered by the February 6 2023 M7.7 earthquake, Türkiye. Syria, based on remote sensing data. Zenodo. 2023.  
<https://doi.org/10.5281/zenodo.7668401>
- Templeton E., Baudet A., Bhat H.S., Dmowska R., Rice J.R., Rosakis A.J., Rousseau C.-E. Finite element simulations of dynamic shear rupture experiments and dynamic path selection along kinked and branched faults // *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 2009. V. 114. P. B8.  
<https://doi.org/10.1029/2008JB006174>
- Tothong P., Cornell C.A., Baker J. Explicit directivity-pulse inclusion in probabilistic seismic hazard analysis // *Earthq. Spectra*. 2007. V. 23. № 4. P. 867–891.  
<https://doi.org/10.1193/1.2790487>
- Turkish National Strong Motion Network [Data set]. Department of Earthquake, Disaster and Emergency Management Authority. <https://doi.org/> (accessed 02/13/2023 7:30 PM PST)  
<https://doi.org/10.7914/SN/TK>
- Uniform Building Code // Int. Conf. of Bldg. Officials, Whittier, California. 1997.
- U.S. Geological Survey. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000jllz/origin/detail> (accessed 02/13/2023 7:30 PM PST)
- Zeng H., Wei S., Rosakis A. A Travel-Time Path Calibration Strategy for Back-Projection of Large Earthquakes and Its Application and Validation Through the Segmented Supershear Rupture Imaging of the 2002 Mw 7.9 Denali Earthquake // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2022. V. 127. № 6. e2022JB024359.

## Rupture Directivity Effects of Large Seismic Sources, Case of February 6, 2023 Catastrophic Earthquakes in Turkey

O. V. Pavlenko<sup>a, \*</sup>, and V. A. Pavlenko<sup>a,</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>\*</sup>*e-mail: olga@ifz.ru*

<sup>\*\*</sup>*e-mail: pavlenko.vasily@gmail.com*

**Abstract**—An overview of the results obtained by foreign seismologists based on the records of Turkish seismic networks AFAD (State Agency for Disaster Management under the Ministry of Internal Affairs) is presented. The sequence of earthquakes began with the M7.8 main shock and includes thousands of aftershocks. The strongest events occurred in the first twelve hours, with the sources of two M7.0+ events located 100 km apart. Earthquakes have caused ground motions that are destructive to structures, the so-called “pulse-like waveforms”, and epicentral distances, as was previously noted, are not a good indicator of attenuation of waves from earthquakes with extended ruptures. The records of stations in the near-fault zones clearly revealed the directivity effects of seismic radiation. The M7.8 earthquake (main shock) was larger than expected in the current tectonic setting. The near-field records traced an early transition to the super-shear ( $\sim 1.55V_s$ ) rupture propagation on the Narli lateral fault, where the rupture originated and then passed into the East Anatolian fault. The early transition to the super-shear stage obviously contributed to the further propagation of the rupture and the initiation of slips on the East Anatolian fault. A dynamic fracture model has been constructed that matches the various results of inversions obtained by different authors and reveals spatially inhomogeneous rupture propagation velocities. Super-shear velocities exceeding the shear wave velocity  $V_s$  are observed along the Narli lateral fault and at the southwestern end of the East Anatolian fault. Since the late 1990s, seismologists have been working on incorporating the rupture directivity effects of extended sources into the probabilistic seismic hazard analysis procedures, but no consensus has been reached so far, and progress in this area can only be expected with the accumulation of a sufficient amount of observational data.

**Keywords:** earthquakes in Turkey, directivity effects of seismic radiation, pulse-like waveforms, ground motions prediction equations



## ОБ RTL-АНОМАЛИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ В ТУРЦИИ 06.02.2023 г.

© 2023 г. В. Б. Смирнов<sup>1, 2, \*</sup>, А. А. Петрушов<sup>1, 2</sup>, В. О. Михайлов<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>Физический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: vs60@mail.ru

Поступила в редакцию 10.05.2023 г.

После доработки 24.05.2023 г.

Принята к публикации 13.06.2023 г.

На основе данных регионального каталога землетрясений Турции и сводного каталога ANSS для территории Турции и части Ирана проведен апостериорный анализ RTL-аномалий сейсмического режима перед разрушительным Пазарджыкским землетрясением  $M_w 7.8$  06.02.2023 г. в Турции и для сравнения перед землетрясениями  $M_w 7.1$  23.10.2011 г. (Восточная Турция),  $M_w 7.3$  12.11.2017 г. (Иран),  $M 6.7$  24.01.2020 г. (Восточно-Анатолийский разлом). Перед Пазарджыкским землетрясением уверенно выделяется RTL-аномалия с хорошо выраженными стадиями сейсмического затишья и последующей активизации вблизи эпицентра будущего землетрясения. Пространственный размер этой аномалии в полтора раза меньше размера очага Пазарджыкского землетрясения и в полтора-два раза меньше, чем размеры RTL-аномалий перед другими региональными землетрясениями с магнитудами более 7. Он соответствует размеру аномалии перед землетрясением  $M_w 6.7$ , произошедшем на том же разломе. В качестве гипотезы о причине несоответствия размера аномалии перед Пазарджыкским землетрясением  $M_w 7.8$  размерам, характерным для землетрясений  $M 7+$ , выдвинуто предположение о том, что обнаруженная RTL-аномалия отражает формирование только первого относительно небольшого сегмента очага Пазарджыкского землетрясения.

**Ключевые слова:** сейсмический режим, сейсмические аномалии, Пазарджыкское землетрясение.

**DOI:** 10.31857/S000233723060200, **EDN:** NFDEPI

### ВВЕДЕНИЕ

Пазарджыкское землетрясение (Pazarcik earthquake<sup>1</sup>) 06.02.2023 г. с магнитудой  $M_w 7.8$  явилось сильнейшим землетрясением в Восточно-Анатолийской зоне разломов (ВАЗР) за период инструментальных наблюдений. Исследования по физике процессов подготовки очагов землетрясений и мировая практика прогностических исследований свидетельствуют, что перед такими землетрясениями уверенно выявляются среднесрочные прогностические аномалии, по крайней мере при апостериорном анализе [Завьялов, 2006; Соболев, 1993; 2011; 2015; Соболев, Пономарев, 2003; Stefansson, 2011; Sobolev, 2011; Panza, 2022]. Целью настоящей работы было апостериорное исследование вопроса о наличии или отсутствии аномалии сейсмического режима перед Пазарджыкским землетрясением.

В качестве параметра сейсмического режима использовался комплексный параметр, впервые введенный в практику сейсмологических исследований в 1996 г. [Соболев и др., 1996] и получивший впоследствии достаточно широкое распространение [Салтыков, Кугаенко, 2000; Huang et al., 2001; 2002; 2004; 2006; 2008; 2019; Huang, Nagano, 2002; Салтыков, Кравченко, 2009; Shashidhar et al., 2010; Кравченко, 2010; Huang, Ding, 2012; Di Giovambattista, Tyupkin, 2000; 2004; Nagao et al., 2011; Салтыков и др., 2011; 2018; Gentili et al., 2017; Puangjaktha, Pailoplee, 2018; Proskura et al., 2019; Kali et al., 2021; Zhang, Huang 2022; Смирнов, Петрушов, 2023]. Этот параметр, получивший название RTL, характеризует нормализованную интенсивность процесса сейсмогенерации, отнесенную к каждой точке среды в каждый момент времени. Точки и моменты времени задаются исследователем, сейсмогенерация рассчитывается по данным сейсмического каталога за предшествующие моменты времени. Вклад каждого землетрясения учитывается с весом, увели-

<sup>1</sup> <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000jllz/executive> Здесь и далее ссылки на Интернет-ресурсы актуальны на июнь 2023 г. Русская транскрипция названия Pazarcik – согласно [Словарь ..., 1986].

чивающимся с увеличением размера очага землетрясения и уменьшающимся с увеличением расстояния от гипоцентра землетрясения до точки расчета и времени, прошедшего от момента землетрясения до момента, на который производится расчет. Для изменения RTL во времени известен образ предвестниковой аномалии, включающей в себя две стадии: уменьшение RTL, ассоциируемое с сейсмическим затишьем, и последующее его увеличение, ассоциируемое с форшоковой активизацией [Соболев, 2015; Соболев, Пономарев, 2003]. Аномалии RTL наблюдаются, как правило, в диапазоне на несколько единиц меньших, чем магнитула основного землетрясения. Характерные длительности RTL-аномалий составляют от нескольких месяцев до нескольких лет, по-видимому, в зависимости от величины землетрясения. Пространственные размеры аномалий RTL обычно превосходят размеры очага основного землетрясения, а его эпицентр часто оказывается на краю аномалии. С физической точки зрения аномалии RTL отражают изменение режима сейсмогенного разрушения в локализованной пространственной области, называемой иногда метастабильной очаговой областью будущего землетрясения. Образ предвестниковой аномалии RTL (затишье с последующей активизацией) связывают с концепцией лавинно-неустойчивого трещинообразования ЛНТ [Соболев, 2019; Смирнов, Пономарев, 2020].

### ОБЪЕКТЫ АНАЛИЗА И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Кроме главного для этой работы Пазарджыкского землетрясения 2023 г. мы для сравнения изучили вопрос о наличии RTL-аномалий перед двумя землетрясениями  $M_{\text{w}} 7+$ : в Восточной Турции ( $M_{\text{w}} 7.1$  23.10.2011 г.) и в Иране ( $M_{\text{w}} 7.3$  12.11.2017 г.), связанными, как и Пазарджыкское землетрясение, со взаимодействием Африканской, Аравийской литосферных плит и Анатолийского блока. Также мы рассмотрели предшествующее сильное землетрясение  $M_{\text{w}} 6.7$  24.01.2020 г., произошедшее на сегменте ВАЗР. Северное окончание очага Пазарджыкского землетрясения 2023 г. примыкает к южной части очага этого землетрясения 2020 г. [Михайлов и др., 2023]. Эпицентры землетрясений показаны на рис. 1.

В качестве исходных данных для анализа сейсмического режима перед землетрясениями 2020 и 2023 гг. мы использовали региональный каталог Турции (Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute)<sup>2</sup>. В каталоге представлено более 160 тысяч записей о землетрясениях с 1960 г. по

настоящее время в области, ограниченной координатами 26–45 градусов по долготе и 35–42 градусов по широте с магнитудой  $M \geq 2.5$ . Магнитуды различных землетрясений представлены различными шкалами:  $ML$ ,  $M_d$ ,  $MS$ ,  $mb$ ,  $M_{\text{w}}$ . В качестве “единой” для всех землетрясений в каталоге обозначена магнитула  $xM$ , представляющая собой максимальное значение из магнитуд различных шкал для данного землетрясения. Мы оценили отклонение магнитуд различных шкал от  $xM$  и обнаружили, что в среднем оно не превосходит 0.2. Исходя из этого мы не стали проводить унификацию магнитудных шкал и приняли, как и авторы каталога, за магнитулу события величину  $xM$ .

На рис. 2а представлен график повторяемости землетрясений регионального каталога. Видно, что он имеет прямолинейную форму, что подтверждает допустимость использования величины  $xM$  в качестве магнитудной характеристики. На рис. 2б представлены изменения представительной магнитуды во времени, оцененные по авторской методике, основанной на алгоритме Писаренко [Смирнов, 2009; Смирнов, Пономарев, 2020]. Опираясь на оценки представительности, мы выбрали для дальнейшей работы данные за интервал времени 01.01.1990–05.02.2023 гг. с селекцией по магнитуде  $M \geq 3.5$ . Такая селекция обеспечивает однородность каталога по представительной магнитуде и достаточна для отыскания RTL-аномалий перед землетрясениями  $M 7.8$  и  $M 6.7$ . Афтершоки из рабочего каталога были удалены для главных событий с магнитудой 5 и более. Для удаления афтершоков использовалась процедура Молчана–Дмитриевой [Смирнов, 2009; Смирнов, Пономарев, 2020].

Для анализа сейсмического режима перед землетрясениями 2011 и 2017 гг. мы использовали каталог ANSS Геологической службы США (USGS)<sup>3</sup>. Иранское землетрясение 2017 г. не попадает в региональный каталог Турции, а землетрясение 2011 г. на востоке Турции попадает на край регионального каталога. Выборка на сайте USGS производилась в координатах 26–49 градусов по долготе и 31–43 градусов по широте для землетрясений с магнитудой  $M \geq 2.5$  за интервал времени с 1963 г. по настоящее время. Объем выборки составил более 25 тысяч событий.

На рис. 2а видно, что в диапазоне землетрясений  $M \geq 4$  график повторяемости каталога ANSS совпадает с графиком повторяемости региональ-

<sup>2</sup> <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/earthquake-catalog/>

<sup>3</sup> <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

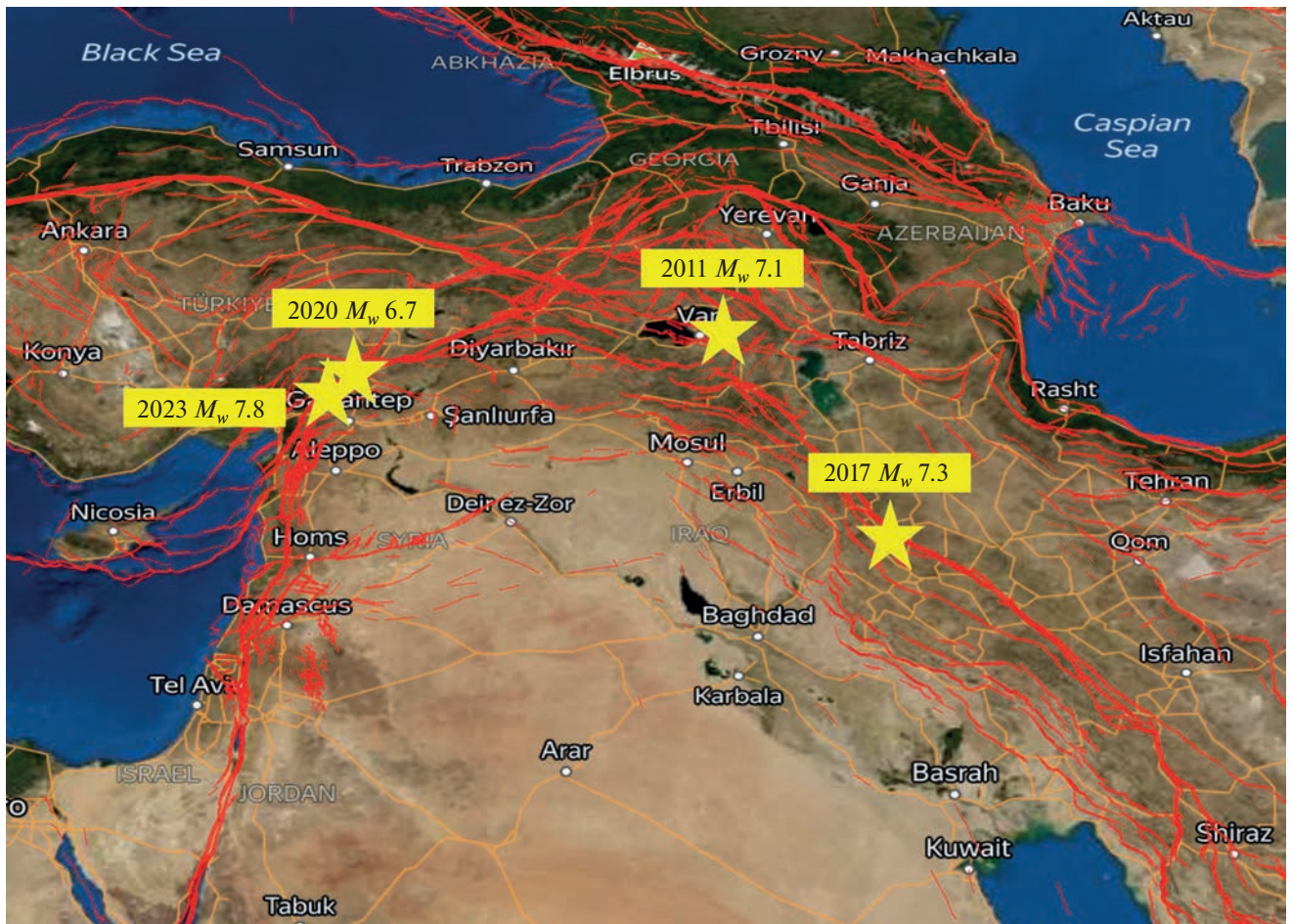


Рис. 1. Эпицентры исследованных землетрясений. Около значков подписаны год и магнитуда землетрясения. Основа – карта активных разломов ГИН РАН ([http://neotec.ginras.ru/index/database/database\\_map.html](http://neotec.ginras.ru/index/database/database_map.html)).

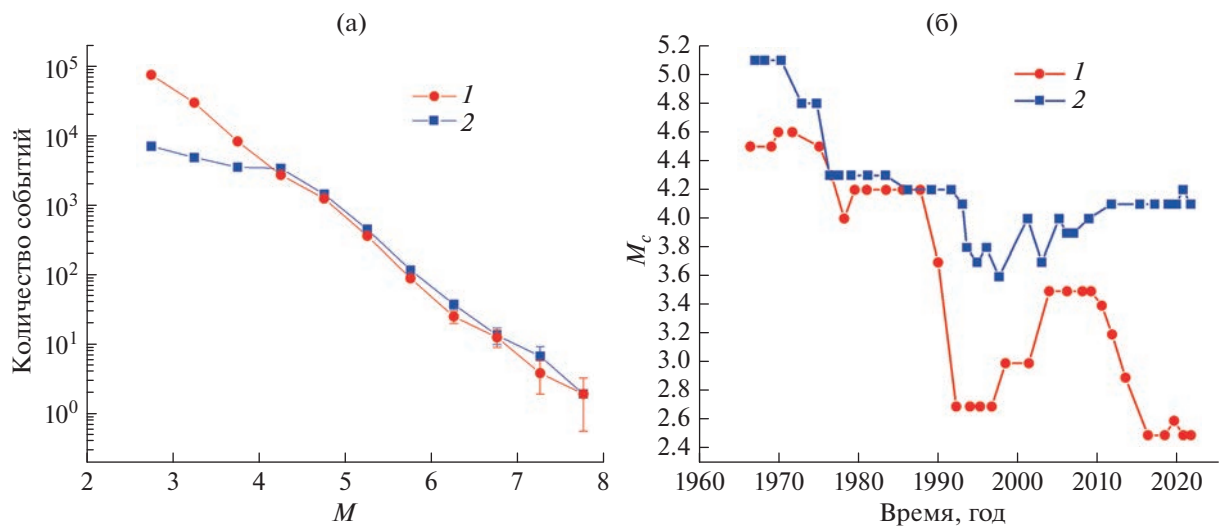


Рис. 2. График повторяемости (а) и изменение представительной магнитуды (б) исходных сейсмических каталогов: 1 – региональный каталог Турции, 2 – каталог ANSS на территории Турции и Ирана.

ного каталога. Излом графика повторяемости на значениях магнитуды около 4 связан, по нашему мнению, не с потерей информации об относительно слабых событиях, а с неоднородностью магнитудной шкалы. В каталоге ANSS, в отличие от регионального каталога Турции, для каждого землетрясения приведено единственное значение магнитуды и отдельно указан тип этой магнитуды. При этом диапазон магнитуд достаточно велик — от 2.5 до 7.8. Такой диапазон магнитуд не удастся, как правило, перекрыть магнитудной шкалой одного типа. Обычно для относительно слабых землетрясений используются магнитуды по длительности или другие локальные магнитуды, а для более сильных землетрясений — магнитуды, опирающиеся на измерения амплитуды тех или иных волн ( $mb$ ,  $MS$ ) или моментные магнитуды  $M_w$ . Проверка показала, что именно так обстоит дело в случае каталога ANSS. В диапазоне  $M \leq 4$  магнитуды по длительности  $M_d$  составляют 55%, локальные магнитуды  $ML$  — 36%, что в совокупности дает 91%. Остальные 9% приходятся на магнитуды  $mb$ , магнитуд  $MS$  и  $M_w$  нет. В диапазоне  $M > 4$  ситуация противоположная: магнитуды  $mb$  составляют 80%,  $M_w$  — 13%,  $MS$  — 1%, что дает в совокупности 94%, а на  $M_d$  и  $ML$  приходится оставшиеся 6%. Излом графика повторяемости приходится как раз на граничное значение магнитуды  $M \approx 4$ , при переходе через которое в каталоге меняется преобладающий тип магнитудной шкалы. Смена шкалы и обуславливает, по нашему мнению, излом графика повторяемости.

Методика оценки представительной магнитуды основана на отыскании величины магнитуды, при которой график повторяемости перестает быть прямолинейным. Естественно, что автоматическое применение такой процедуры в скользящих временных окнах обоснованно определяет излом графика повторяемости как нарушение его линейности. На рис. 2б видно, что значения  $M_c$  определенной таким образом представительной магнитуды выходят на значения 4.1–4.2, соответствующие излому графика повторяемости, около 1985 г. Большие значения  $M_c$  в более ранние годы отражают реальное изменение (уменьшение со временем) представительной магнитуды. Исходя из этого, мы приняли для селекции рабочего каталога ANSS для территории Турции и Ирана значение магнитуды 3.5 — такое же, как для регионального каталога Турции, в интервале времени 01.01.1985–05.02.2023 гг. Афтершоки из рабочего каталога ANSS, также как и для регионального

каталога, были удалены для главных событий с магнитудой 5 и более.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Описание алгоритма расчета параметра RTL приведено в литературе [Соболев и др., 1996; Соболев, Пономарев, 2003]. Детали реализации алгоритма описаны в работе [Смирнов, Петрушов, 2023]. Алгоритм имеет несколько параметров, смысл которых следует из базовых определений RTL:

$$RTL = R \cdot T \cdot L, \quad (1)$$

$$R(x, y, z, t) = \sum_i \exp\left(-\frac{r_i}{r_0}\right) - R_s, \quad (2)$$

$$T(x, y, z, t) = \sum_i \exp\left(-\frac{t_i}{t_0}\right) - T_s, \quad (3)$$

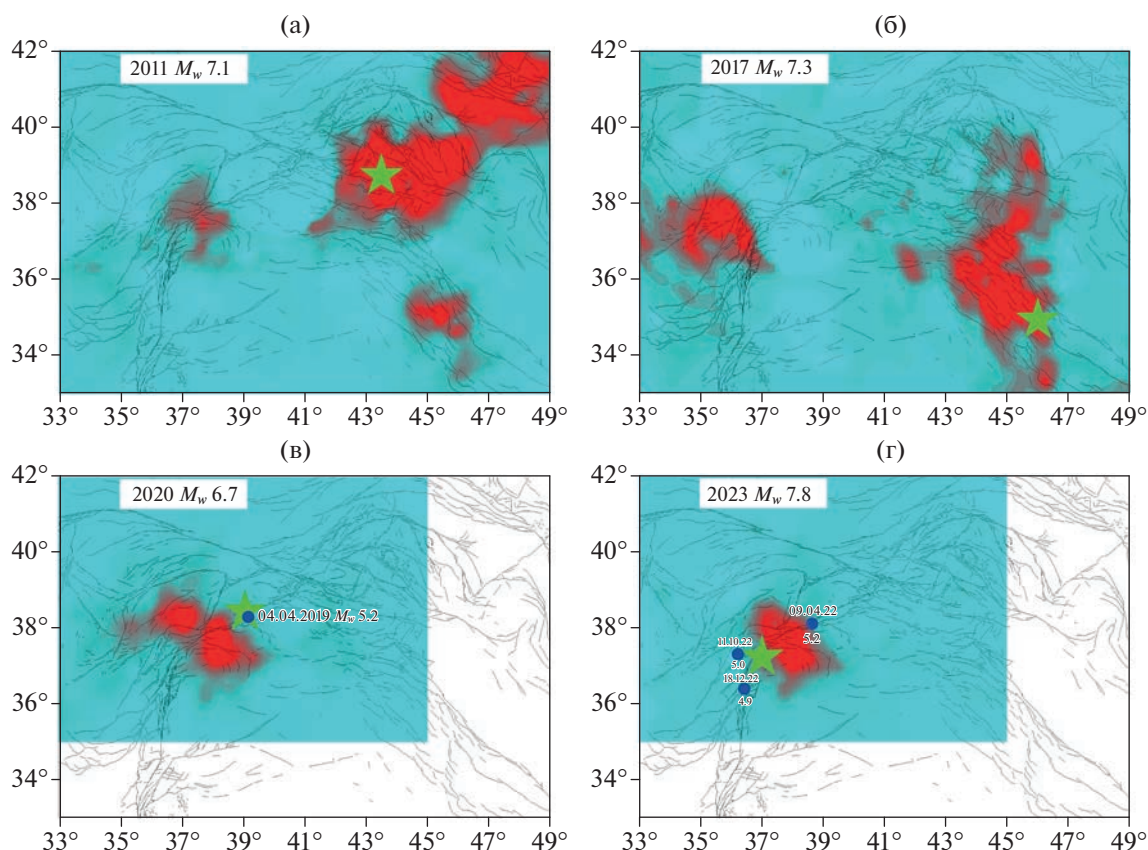
$$L(x, y, z, t) = \sum_i \left(\frac{l_i}{l_0}\right)^p - L_s. \quad (4)$$

Здесь:  $r_i$  — расстояние от  $i$ -го землетрясения до точки  $(x, y, z)$ , в которой производится расчет;  $t_i$  — интервал времени от момента  $i$ -го землетрясения до заданного для расчета времени  $t$ ;  $l_i$  — размер очага  $i$ -го землетрясения. Величины  $p$ ,  $r_0$  и  $t_0$  являются существенными параметрами алгоритма. Для ускорения работы алгоритма вводится ограничение области расчета радиусом  $R_0$ , обычно в 2–3 раза превосходящим значение  $r_0$ , и аналогичное ограничение интервала времени величиной  $T_0$ . Эти параметры также следует контролировать при сопоставлении результатов расчета RTL. В табл. 1 приведена сводка параметров алгоритма, использованных при расчете карт RTL по заданной пространственной сетке и с заданным шагом по времени, для четырех рассмотренных землетрясений. Значение параметра  $p$  было фиксированным и равным 1, что обеспечивает устойчивость оценки сейсмического энерговыделения

**Таблица 1.** Параметры алгоритма RTL для выделения аномалий

| Землетрясение<br>(год, магнитуда) | $r_0$ , км | $R_0$ , км | $t_0$ , сут | $T_0$ , сут |
|-----------------------------------|------------|------------|-------------|-------------|
| 2011 г., $M_w$ 7.1                | 70         | 170        | 365         | 720         |
| 2017 г., $M_w$ 7.3                | 70         | 170        | 365         | 720         |
| 2020 г., $M_w$ 6.7                | 70         | 170        | 90          | 180         |
| 2023 г., $M_w$ 7.8, вариант 1     | 70         | 170        | 365         | 720         |
| 2023 г., $M_w$ 7.8, вариант 2     | 70         | 170        | 90          | 180         |





**Рис. 3.** Карты RTL (кригинг-интерполяция на сетке с шагом 0.16 градуса, линейная аппроксимация вариограммы в области радиусом 2 градуса). Год и магнитуа землетрясения подписаны сверху карт. Красный цвет соответствует отрицательным значениям RTL. Зелеными звездами показаны эпицентры землетрясений. Черные линии — система активных разломов по базе данных ГИН РАН (<http://neotec.ginras.ru/database.html>) [Zelenin et al., 2022] (показаны все разломы вне зависимости от их атрибутов). На рис. (в) и (г) точками показаны более слабые землетрясения (около них подписаны даты и магнитуды), произошедшие в окрестности очагов основных изучаемых землетрясений (пояснения в тексте).

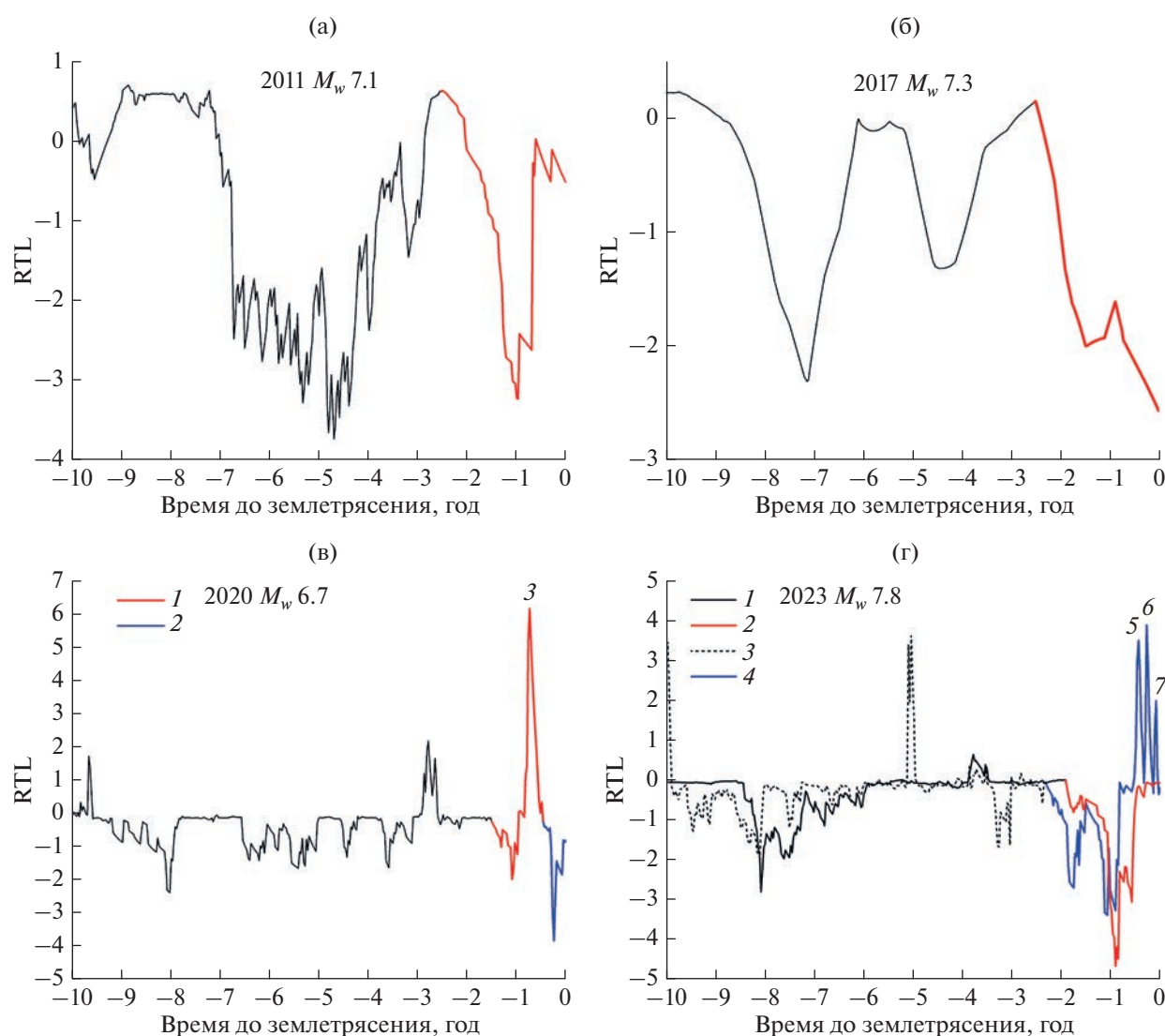
(более подробно см. в работе [Смирнов, Петрушов, 2023]). Шаг пространственной сетки составлял 30 км, шаг по времени — 10 сут.

На рис. 3 представлены карты параметра RTL для выбранных землетрясений. Карты относятся к моментам времени с наибольшими по величине и пространственным размерам аномалиями. На рис. 4 представлены графики изменения параметра RTL во времени в точках, расположенных в центрах аномалий, приведенных на рис. 3.

Результаты, относящиеся к Пазарджыкскому землетрясению  $M_w$  7.8, представлены на рис. 3г и рис. 4г. При расчете RTL со стандартными параметрами (вариант 1 в табл. 1) на рис. 4г (кривые 1 и 2) видно, что землетрясение произошло с некоторой задержкой после завершения цикла затишье — активизация (уменьшение-увеличение RTL). Достаточно детальные данные регионального каталога позволили выявить форшоковую

активизацию. При расчете RTL с меньшим временным окном (вариант 2 в табл. 1, кривые 3 и 4 на рис. 4) видно увеличение RTL в область положительных значений на временах, соответствующих трем землетрясениям с магнитудами в диапазоне 4.9–5.2, произошедшим вблизи гипоцентра и в пределах очаговой области Пазарджыкского землетрясения в течение 10 месяцев перед ним (эпицентры этих землетрясений показаны на рис. 3г, их времена указаны в подписи к рис. 4).

Перед землетрясением  $M_w$  6.7 24.01.2020 г. (рис. 3в и 4в) данные регионального каталога также позволили выявить увеличение RTL, обусловленное предшествующим землетрясением меньшей магнитуды  $M_w$  5.2 04.04.2019 г. На рис. 4в виден пик, отвечающий активизации сейсмичности при этом землетрясении.



**Рис. 4.** Графики изменения RTL во времени в центрах аномалий, показанных на рис. 3. Годы и магнитуды землетрясений подписаны на рисунках. На рисунках (а) и (б) красным цветом выделены аномалии RTL перед землетрясениями. На рисунке (в): 1 и 2 – два варианта выделения аномалии, 3 – пик, соответствующий времени землетрясения  $M_w 5.2$  04.04.2019 г., произошедшего вблизи очага основного землетрясения. На рисунке (г): 1 и 2 – RTL и аномалия при расчете по варианту 1 (см. табл. 1), 3 и 4 – по варианту 2; 5, 6, 7 – пики, соответствующие временам землетрясений  $M_w 5.2$  09.04.2022 г.,  $M_w 5.0$  11.10.2022 г.,  $M_w 4.9$  18.12.2022 г., произошедших вблизи очага основного землетрясения.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Апостериорно перед Пазарджыкским землетрясением уверенно выделяется аномалия RTL, отвечающая известному бухтообразному образу предвестника: затишье (уменьшение RTL) с последующей активизацией (увеличение RTL) – рис. 3г и рис. 4г. Стадия активизации завершилась выраженными форшоками, уверенно выделяемыми по пикам кривой RTL (кривая 4 на рис. 4г). По расположению в пространстве аномалия RTL покрывает северную часть очага Пазарджыкского землетрясения (см. ниже).

Для сопоставления параметров RTL-аномалии перед Пазарджыкским землетрясением с аномалиями перед другими землетрясениями  $M7+$ , произошедшими в схожих тектонических условиях, и соседним землетрясением  $M_w 6.7$ , произошедшем на том же разломе, мы свели в табл. 2 оценки пространственных размеров и длительностей аномалий RTL, обнаруженных перед всеми этими землетрясениями. Оценки размеров и длительностей производились визуально по картам и графикам, приведенным на рис. 3 и рис. 4. В качестве размеров аномалий принимались максимальные размеры пятен (рис. 3) вблизи эпи-

центров соответствующих землетрясений. Напомним, что представленные на рис. 3 карты соответствуют моментам времени максимальной аномалии RTL. В качестве длительности аномалии принималось время от начала уменьшения величины RTL до момента землетрясения (эти интервалы показаны на рис. 4 цветом).

Для землетрясения 2020 г. нельзя однозначно оценить длительность аномалии RTL, поскольку не ясно, началась ли аномалия до землетрясения  $M_w$  5.2 04.04.2019 г. (кривая 1 на рис. 4в, длительность аномалии 1.5 года) или после него (кривая 2 на рис. 4в, длительность аномалии 0.5 года). В таблице приведены оба значения. Разброс оценочного размера аномалии определяется размером одного или обоих пятен на рис. 3в.

Из табл. 2 следует, что размер аномалии перед Пазарджыкским землетрясением 2023 г. значительно меньше, чем перед землетрясениями  $M7+$  2011 и 2017 гг. при том, что магнитуда Пазарджыкского землетрясения заметно больше магнитуд землетрясений 2011 и 2017 гг. Размер аномалии перед Пазарджыкским землетрясением соизмерим с размером аномалии перед более слабым землетрясением 2020 г. с магнитудой  $M_w$  6.7.

Представления о физике процессов подготовки землетрясений связывают размер RTL-аномалии (как и размеры других аномалий, относящихся к физическим предвестникам) с размером метастабильной зоны, который определяет размер будущего землетрясения [Сидорин, 1992; Соболев, 2011; Sobolev, 2011]. При этом, как правило, размер RTL-аномалии бывает больше размера очага будущего землетрясения. Для Пазарджыкского землетрясения это не так: размер RTL-аномалии 170 км меньше размера очага землетрясения, составляющего суммарно почти 300 км, и не соответствует размерам аналогичных землетрясений  $M7+$ . Для выяснения возможной причины такого несоответствия обратимся к рассмотрению структуры очага Пазарджыкского землетрясения.

Согласно данным Геологической службы США, Пазарджыкское землетрясение имеет сложную трехсегментную структуру очага и трехэтапную историю его вспарывания (рис. 5). Землетрясение началось со вспарывания в течение первых 10–15 с относительно небольшого сегмента длиной около 40 км. Этот сегмент примыкает под углом к двум основным сегментам Восточно-Анатолийского разлома длиной примерно по 130 км каждый. Их вспарывание началось на 15–20 с после того, как волна вспарывания

**Таблица 2.** Размеры и длительности аномалий RTL

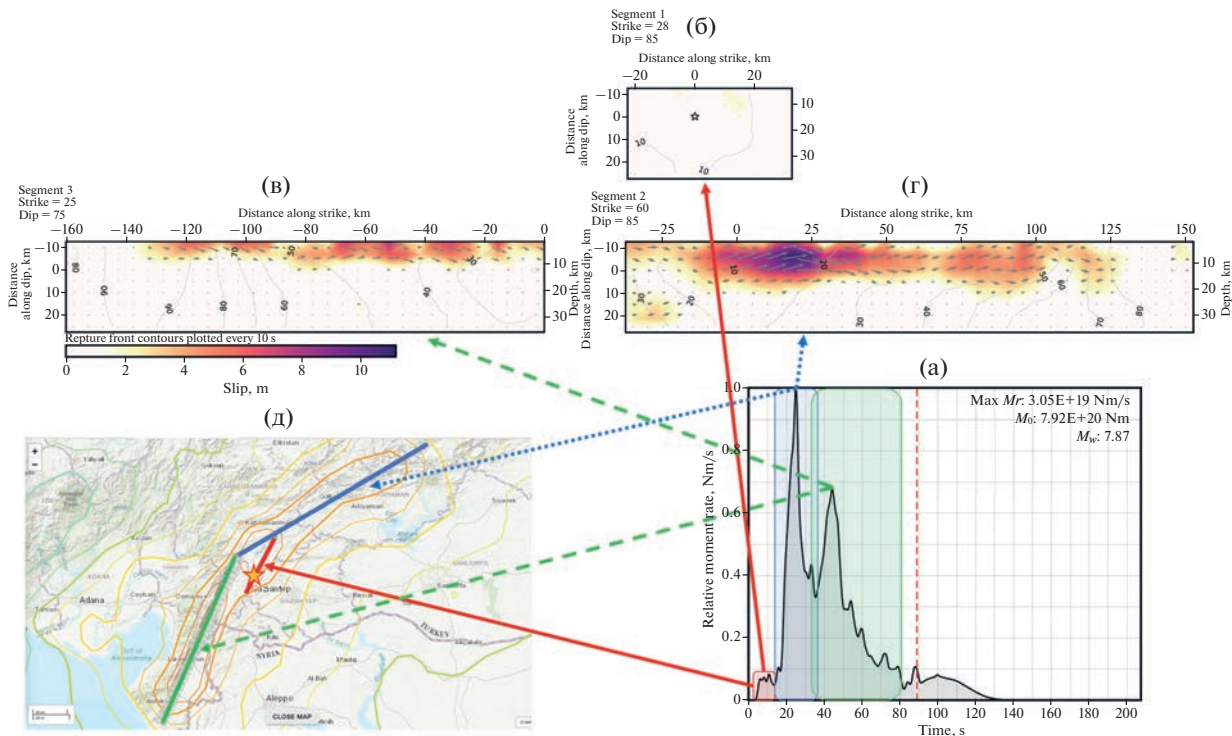
| Землетрясение<br>(год, магнитуда) | Размер<br>аномалии, км | Длительность<br>аномалии, год |
|-----------------------------------|------------------------|-------------------------------|
| 2011 г., $M_w$ 7.1                | 390                    | 2.5                           |
| 2017 г., $M_w$ 7.3                | 270                    | 2.5                           |
| 2020 г., $M_w$ 6.7                | 150–210                | 1.5 или 0.5                   |
| 2023 г., $M_w$ 7.8                | 170                    | 1.9–2.3                       |

первого небольшого сегмента дошла до этих больших сегментов.

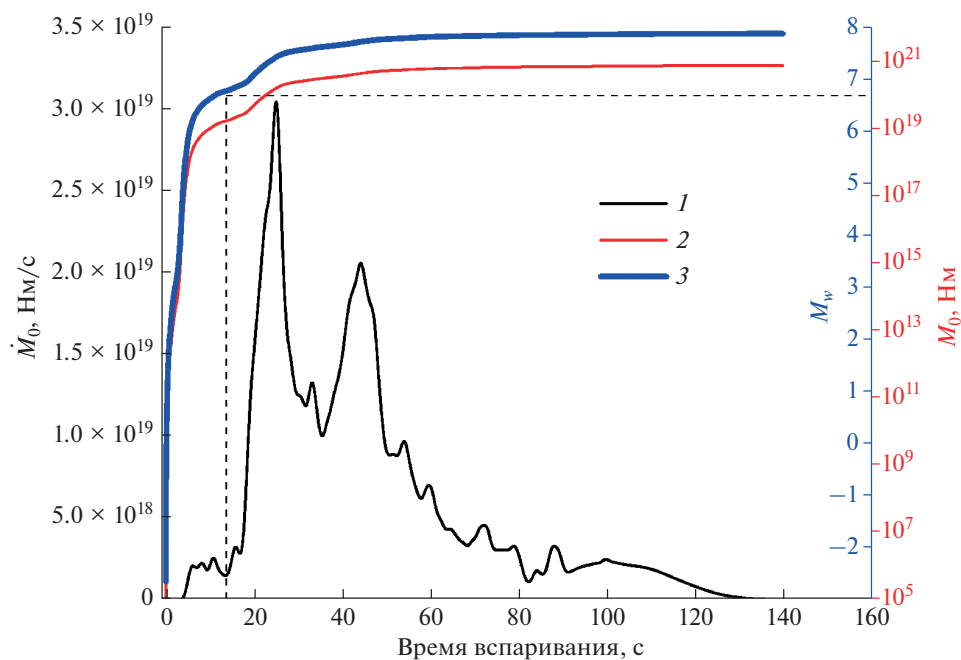
Высказываются предположения, что сегменты Восточно-Анатолийского разлома, составившие основной очаг Пазарджыкского землетрясения, находились в критическом напряженном состоянии, и разрушение первого маленького сегмента (рис. 5б) явилось триггером большого 260-километрового очага (рис. 5в, 5г) [Смирнов и др., 2023<sup>4</sup>; Тихоцкий и др., 2023; Ребецкий, 2023]. Если принять это предположение, то с точки зрения процесса подготовки очага землетрясения можно говорить о подготовке землетрясения с очагом около 40 км, отвечающим первому сегменту очага Пазарджыкского землетрясения. Оценить магнитуду такого землетрясения можно по данным о скорости  $\dot{M}_0$  нарастания сейсмического момента в процессе вспарывания очага. Интегрируя  $\dot{M}_0$  по времени, получим нарастание сейсмического момента в процессе вспарывания, а переходя от сейсмического момента к магнитуде — нарастание магнитуды. Соответствующий результат приведен на рис. 6.

На рис. 6 видно, что если бы вспарывание очага ограничилось только первым сегментом, то такое землетрясение имело бы магнитуду  $M_w$  6.7. Землетрясению именно такой магнитуды соответствует размер обнаруженной нами RTL-аномалии сейсмического режима. RTL-аномалии отражают развитие трещиноватости, приводящее к образованию в литосфере метастабильной зоны, которая затем разрушается разрывом основного очага. При этом RTL не контролирует непосредственно величину поля напряжений и их близость к критическим значениям. Если верно, что основные сегменты Восточно-Анатолийского разлома, составившие основной очаг землетрясения  $M_w$  7.8 06.02.2023 г., находились в критиче-

<sup>4</sup> [https://phys.msu.ru/rus/news/archive\\_news/detail.php?ID=33909](https://phys.msu.ru/rus/news/archive_news/detail.php?ID=33909)



**Рис. 5.** Трехсегментный очаг Пазарджыкского землетрясения (по данным Геологической службы США <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000jllz/executive>): (а) — нормированная скорость нарастания сейсмического момента во времени; затенением показаны последовательные стадии, относящиеся к вспарыванию трех сегментов очага. Стрелками показаны модели плоскостей вспарывания; (б), (в), (г) — первый, второй, третий сегмент, соответственно; цвет на плоскостях — величина подвижки, изолинии — время прохождения фронта вспарывания в секундах; (д) — карта с нанесенными сегментами, звезда — инструментальный эпицентр землетрясения.



**Рис. 6.** Нарастание магнитуды при вспарывании очага Пазарджыкского землетрясения: 1 — скорость  $\dot{M}_0$  нарастания сейсмического момента (по данным USGS); 2 — нарастание сейсмического момента к моменту времени  $t$ :  $M(t) = \int_0^t \dot{M}_0(\tau) d\tau$ ; 3 — нарастание магнитуды  $M_w(t) = \frac{2}{3}(\lg M_0(t) - 9.05)$ . Пунктирные линии показывают окончание вспарывания первого сегмента очага и соответствующую ему магнитуду  $M_w 6.7$ .



ском напряженном состоянии, а разрушение первого маленького сегмента спровоцировало вспарывание большого 260-километрового очага, то выявленная нами небольшая RTL-аномалия сейсмического режима, вероятно, отразила подготовку только этого “зародышевого” очага размером около 40 км с магнитудой  $M_w$  6.7.

В заключение отметим, что предложенная нами гипотеза о природе относительно небольшой аномалии RTL перед землетрясением  $M_w$  7.8 06.02.2023 г. демонстрирует опасность построения алгоритмов прогноза землетрясений только по сейсмическим данным (тем более, по какому-то одному параметру сейсмичности). При стандартном анализе, выполняемом для прогноза землетрясений с магнитудой  $M_w > 7.5$ , выявленная нами апостериорно небольшая (для таких землетрясений) аномалия RTL, вероятнее всего, не была бы замечена, а алгоритм прогноза допустил бы ошибку “пропуск цели”. Для прогноза землетрясений, имеющих сложный очаг и нестандартную динамику его вспарывания (подобных Пазарджыкскому землетрясению), необходимы геофизические данные, отражающие не только аномалии развития разрушения, но и аномалии напряженно-деформированного состояния, например, информация о размере и локализации областей аномальных деформаций в разломной зоне.

## ВЫВОДЫ

1. Апостериорный анализ позволил уверенно выделить аномалию RTL перед Пазарджыкским землетрясением  $M_w$  7.8 06.02.2023 г. Вид аномалии соответствует “образу” RTL-предвестника: хорошо выражены стадии затишья и последующей активизации сейсмичности вблизи эпицентра будущего землетрясения. При детальном рассмотрении видно проявление форшоков.

2. Пространственный размер RTL-аномалии перед Пазарджыкским землетрясением  $M_w$  7.8 в полтора раза меньше размера очага землетрясения и в полтора-два раза меньше размера аномалий перед другими региональными землетрясениями с магнитудами более 7. Он соответствует размеру аномалии перед землетрясением  $M_w$  6.7, произошедшем на том же разломе.

3. В качестве гипотезы о причине несоответствия размера аномалии перед Пазарджыкским землетрясением  $M_w$  7.8 размерам, характерным для землетрясений  $M7+$ , выдвинуто предположение о том, что обнаруженная RTL-аномалия отражает формирование только первого относи-

тельно небольшого сегмента очага Пазарджыкского землетрясения. Размер этого сегмента и накопленный при его вспарывании сейсмический момент отвечают землетрясению с магнитудой  $M_w$  6.7. С такой магнитудой согласуется размер обнаруженной RTL-аномалии.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант № 23-27-00067 “Стадийность проявления аномалий сейсмического режима перед сильными землетрясениями”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука. 2006. 254 с.

*Кравченко Н.М.* Сопоставление сейсмических затиший, обнаруженных методами RTL- и Z-тест. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Второй региональной научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 11–17 октября 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН 2010. С. 211–215.

*Михайлов В.О., Бабаянц И.П., Волкова М.С., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Тихоцкий С.А.* Реконструкция косейсмических и постсейсмических процессов для землетрясения в Турции 06.02.2023 по данным радарной спутниковой интерферометрии // Физика Земли. 2023. № 6. С. 77–88.

*Ребецкий Ю.Л.* Тектонофизическое районирование сейсмогенных разломов восточной Анатолии и Караманмарашские землетрясения 06.02.2023 г. // Физика Земли. 2023. № 6. С. 37–65.

*Салтыков В.А., Кравченко Н.М.* Комплексный анализ сейсмичности Камчатки 2005–2007 гг. на основе регионального каталога // Вулканология и сейсмология. 2009. №4. С. 53–63.

*Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А.* Сейсмические затишья перед двумя сильными землетрясениями 1996 г. на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2000. № 1. С. 57–65.

*Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Кравченко Н.М., Воропаев П.В.* Пространственно-временные особенности сейсмической подготовки и афтершокового процесса сейсмической подготовки и афтершокового процесса Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 г.  $M_w$  7.8. Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXI региональной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. 2018. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2018. С. 137–140.

*Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Кравченко Н.М., Коновалова А.А.* Параметрическое представление динамики сейсмичности Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2013. №1. С. 65–84.

*Сидорин А. Я.* Предвестники землетрясений. М.: Наука. 1992. 191 с.

Словарь географических названий зарубежных стран. 3-е изд. / Аненберг Л.И. и др. (отв. сост.). Комков А.М. (ред.). М.: Недра. 1986. 459 с.

Смирнов В. Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. I. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 7–22.

Смирнов В.Б., Петрушов А.А. Стадийность проявления аномалий сейсмического режима перед землетрясениями Камчатки, Японии и Исландии // Физика Земли. 2023. № 5. С. 62–78.

Смирнов В.Б., Петрушов А.А., Михайлов В.О. Аномалии сейсмического режима перед землетрясениями в Восточной Турции. Ломоносовские чтения МГУ 4–12 апреля 2023 г. Секция физики. Тезисы. М.: Физический факультет МГУ. 2023. С. 207–209.

Смирнов В.Б., Пономарев А.В. Физика переходных режимов сейсмичности. М.: РАН. 2020. 412 с.

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

Соболев Г.А. Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования – ЛНТ // Физика Земли. 2019. № 1. С. 166–179.

Соболев Г.А. Физические основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 314 с.

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

Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С., Смирнов В.Б., Завьялов А.Д. Способ среднесрочного прогноза землетрясений // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 3. С. 405–407.

Соболев Г.А. Методология, результаты и проблемы прогноза землетрясений // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 3. С. 203–208.

Тихоцкий С.А., Татевосян Р.Э., Ребецкий Ю.Л., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С. Караманмарашские землетрясения 2023 г. в Турции: сейсмическое движение по сопряженным разломам // Докл. РАН. 2023. Т. 511. № 2. С. 228–235.

Di Giovambattista R., Tyupkin Yu. S. Seismicity patterns before the  $M = 5.8$  2002, Palermo (Italy) earthquake: seismic quiescence and accelerating seismicity // Tectonophysics. 2004. V. 384. P. 243–255.

Di Giovambattista R., Tyupkin Y.S. Spatial and temporal distribution of seismicity before the Umbria-Marche September 26, 1997 earthquakes // J. Seismology. 2000. V. 4. P. 589–598.

Gentili S., Di Giovambattista R., Peresan A. Seismic quiescence preceding the 2016 central Italy earthquakes // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2017. V. 272. P. 27–33.

Huang Q. Search for reliable precursors: A case study of the seismic quiescence of the 2000 western Tottori prefecture earthquake // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. P. B04301. <https://doi.org/10.1029/2005JB003982>

Huang Q. Seismicity changes prior to the Ms8.0 Wenchuan earthquake in Sichuan, China // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. P. L23308. <https://doi.org/10.1029/2008GL036270>

Huang Q. Seismicity pattern changes prior to large earthquakes—An approach of the RTL algorithm // Terrestrial atmospheric and oceanic sciences. 2004. V. 15. P. 469–492.

Huang Q. Seismicity Pattern Changes Prior to the 2008 Ms7.3 Yutian Earthquake // Entropy. 2019. V. 21(2). P. 118. <https://doi.org/10.3390/e21020118>

Huang Q., Ding X. Spatiotemporal variations of seismic quiescence prior to the 2011 M 9.0 Tohoku earthquake revealed by an improved Region–Time–Length algorithm // BSSA. 2012. V. 102. P. 1878–1883.

Huang Q., Nagao T. Seismic quiescence before the 2000  $M = 7.3$  Tottori earthquake // Geophysical research letters. 2002. V. 29. № 12. P. 1578. <https://doi.org/10.1029/2001GL013835>

Huang Q., Öncel A.O., Sobolev G.A. Precursory seismicity changes associated with the  $M_w = 7.4$  1999 August 17 Izmit (Turkey) earthquake // Geophys. J. Int. 2002. V. 151. P. 235–242.

Huang Q., Sobolev G.A., Nagao T. Characteristics of the seismic quiescence and activation patterns before the  $M = 7.2$  Kobe earthquake, January 17, 1995 // Tectonophysics. 2001. V. 337. P. 99–116.

Kali R., Zaytsev A., Burnaev E. Recurrent Convolutional Neural Networks help to predict location of Earthquakes // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters PP. 2021. V. 99. P. 1–5.

Nagao T., Takeuchi A., Nakamura K. A new algorithm for the detection of seismic quiescence: Introduction of the RTM algorithm, a modified RTL algorithm // Earth Planets and Space. 2011. V. 63. P. 315–324. <https://doi.org/10.5047/eps.2010.12.007>

Panza G.F., Kossobokov V.G., Laor E., De Vivo B. Earthquakes and sustainable infrastructure. Elsevier. 2022. 648 p.

Proskura P., Zaytsev A., Braslavsky I., Egorov E., Burnaev E. Usage of Multiple RTL Features for Earthquakes Prediction. Computational Science and Its Applications – ICCSA 2019. ICCSA 2019. Lecture Notes in Computer Science. V. 11619. Springer. Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-24289-3\\_41](https://doi.org/10.1007/978-3-030-24289-3_41)

Puangjaktha P., Pailoplee S. Application of the region–time–length algorithm to study of earthquake precursors in the Thailand–Laos–Myanmar borders // J. Earth System Science. 2018. V. 127. P. 1–12.

Shashidhar D., Kumar N., Mallika K., Gupta H. Characteristics of seismicity patterns prior to the  $M \sim 5$  earthquakes in the Koyna Region, Western India - application of the RTL algorithm // Episodes. 2010. V. 33(2). P. 83–89.

Sobolev G.A. Seismicity dynamics and earthquake predictability // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. V. 11. P. 1–14.

Stefansson R. Advances in earthquake prediction. Springer. 2011. 245 p.

Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. V. 14. P. 4489–4503.

Zhang Y., Huang Q. Seismicity Changes before Major Earthquakes in Sichuan, China, Revealed by a Combination of the RTL Algorithm and ETAS Model // Seismological Research Letters. 2022 V. 94 (2A). P. 844–851. <https://doi.org/10.1785/0220220282>

## The RTL Anomaly of Seismicity before the February 6, 2023 Earthquake in Turkey

V. B. Smirnov<sup>a, b, \*</sup>, A. A. Petrushov<sup>a, b</sup> and , and V. O. Mikhailov<sup>a, b</sup>

<sup>a</sup>*Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

<sup>b</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia*

<sup>\*</sup>*e-mail: vs60@mail.ru*

**Abstract**—Based on the data from the regional Turkey earthquake catalog and the ANSS Comprehensive Earthquake Catalog for Turkey and a part of Iran, a posteriori analysis of RTL anomalies of seismicity before the damaging  $M_w 7.8$  Pazarcik earthquake in Turkey of February 6, 2023 and, for comparison, before the  $M_w 7.1$  earthquake of October 23, 2011 (Eastern Turkey), the  $M_w 7.3$  earthquake of November 12, 2017 (Iran), and the  $M 6.7$  earthquake of January 24, 2020 (the East Anatolian Fault), was made. Distinctly observable before the Pazarcik earthquake is an RTL anomaly with well-marked stages of a seismic quiescence and subsequent activation near the epicentre of the future earthquake. Spatially, the anomaly is one-and-a-half times smaller than the source of the Pazarcik earthquake, and one-and-a-half - two times smaller than RTL anomalies before other regional earthquakes with a magnitude above 7. By size, it corresponds to the anomaly before the  $M_w 6.7$  earthquake that occurred on the same fault. As a hypothesis to explain why the size of the anomaly before the  $M_w 7.8$  Pazarcik earthquake does not match the sizes of the anomalies characteristic of  $M7+$  earthquakes, it was assumed that the detected RTL anomaly reflects the formation only of the first, relatively small segment of the source of the Pazarcik earthquake.

**Keywords:** seismic regime, seismic anomalies, Pazarcik earthquake

УДК 550.343.6

## АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ АФТЕРШОКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ТУРЦИИ 06.02.2023 г., $M_w$ 7.8

© 2023 г. С. В. Баранов<sup>1, 2, \*</sup>, П. Н. Шебалин<sup>2, \*\*</sup>, И. А. Воробьева<sup>2</sup>, О. В. Селюцкая<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Кольский филиал ФИЦ “Единая геофизическая служба РАН”, г. Апатиты, Россия

<sup>2</sup>Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: bars.vl@gmail.com

\*\*E-mail: p.n.shebalin@gmail.com

Поступила в редакцию 25.05.2023 г.

После доработки 03.06.2023 г.

Принята к публикации 13.06.2023 г.

В статье рассматривается использование автоматизированной информационной системы оценки опасности афтершоков (AFCAST) на примере афтершоковой серии землетрясения в Турции 06.02.2023 г.  $M_w$  7.8 (Пазарджыкское землетрясение). Приводятся автоматизированные оценки области афтершоковой активности, магнитуды сильнейшего афтершока и длительности опасного периода, полученные как по данным об основном толчке, так и по информации о первых афтершоках.

**Ключевые слова:** Пазарджыкское землетрясение, афтершоки, оценка опасности.

**DOI:** 10.31857/S0002333723060042, **EDN:** MUXRXQ

### ВВЕДЕНИЕ

Землетрясение в Турции 06.02.2023 г. с магнитудой  $M_w$  7.8 (Пазарджыкское землетрясение) произошло на юго-востоке страны на расстоянии 37 км от города Газинтеп (население более 2 миллионов человек) и приурочено к Восточно-Анатолийской зоне разломов. Это событие является сильнейшим в этой зоне за весь период инструментальных наблюдений и сильнейшим во всем мире с 29.07.2021 г. Согласно каталогу ISC-GEM [Storchak et al., 2013; 2015; Di Giacomo et al., 2018], предыдущее землетрясение с  $M_w$  7.8 на территории Турции было зарегистрировано в восточной части страны вблизи города Эрзинджан в 1939 г.; событие приурочено к Северо-Анатолийскому разлому.

Согласно работе [Dal Zilio, Ampuero, 2023], дефицит тектонической подвижки в зоне Восточно-Анатолийского разлома накапливается со скоростью примерно 10 мм в год. Напряжения накапливаются по мере сближения Анатолийской и Аравийской плит и периодически высвобождаются землетрясениями с магнитудой 7 или выше, которые сопровождаются афтершоками. Однако предсказать время следующего сильного землетрясения в настоящее время невозможно.

Пазарджыкское землетрясение сопровождалось интенсивным афтершоковым процессом. Так по данным каталога ANSS ComCat [ANSS ...]

Геологической службы США (USGS) в первые сутки после основного толчка было зарегистрировано 82 афтершока с магнитудой 4.4 или выше, а за 47 сут было зарегистрировано 166 афтершоков с магнитудой 4.4 или выше. Через 10.7 мин после основного толчка произошел афтершок с  $M_w$  6.7; сильнейший афтершок произошел через 9 ч и имел магнитуду  $M_w$  7.5 (Эльбистанское землетрясение). Эти толчки стали причиной разрушений зданий и сооружений, получивших повреждения (возможно скрытые) в результате основного толчка [Erdik et al., 2023]. Эти данные вновь подтверждают необходимость оценивать сейсмическую опасность с учетом возможных дополнительных последствий, вызванных сильными повторными толчками.

В отчете Мирового банка Global Rapid Post-Disaster Damage Estimation (GRADE) от 20.02.2023 г.<sup>1</sup> сообщается, что эти землетрясения привели к широкомасштабному ущербу в 11 провинциях, где проживает около 14.01 миллиона человек (16.5% населения Турции). По состоянию на 19.02.2023 г. сообщалось о более чем 41 020 погибших, 108 068 человек получили ранения и более 1 200 000 чело-

<sup>1</sup> Global Rapid Post-Disaster Damage Estimation (GRADE) Report : February 6, 2023 Kahramanmaraş Earthquakes – Türkiye Report (English) <https://documents.worldbank.org/en/publication/documents-reports/documentdetail/099022723021250141/p1788430aeb62f08009b2302bd4074030fb>



век были перемещены, 105000 зданий, в которых проживает 386000 человек, подлежат сносу. Согласно докладу Мирового банка от 27.02.2023 г.<sup>2</sup>, прямой ущерб от Пазарджыкского землетрясения и его афтершока (Эльбистанское землетрясение) составил около 32.2 миллиарда долларов США, что эквивалентно 4% валового внутреннего продукта Турции в 2021 г. В докладе так же отмечалось, что из-за афтершоков величина ущерба скорее всего возрастет.

Эти сведения подтверждают актуальность исследований в области оценки опасности сильных афтершоков землетрясений, а также значимость разработки информационных систем для автоматизированной оценки этой опасности. В настоящей статье представлены результаты применения уже работающей информационной системы AFCAST к оценке опасности афтершоков Пазарджыкского землетрясения.

#### КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ АВТОМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ОЦЕНКИ ОПАСНОСТИ АФТЕРШОКОВ AFCAST

Система AFCAST разрабатывалась авторами с 2016 по 2018 гг. в рамках проекта РНФ 16-17-00093 “Создание информационной системы автоматической оценки сейсмической опасности после сильных землетрясений по данным геофизического мониторинга”. Детальное описание системы приведено в приложении к докторской диссертации [Баранов, 2019]. Результаты работы системы доступны в сети Интернет (URL: <https://itp-zran.ru/afcast/>).

При создании системы AFCAST был получен целый ряд новых теоретических результатов [Шебалин, Баранов, 2017; 2019; Shebalin, Baranov, 2017; Shebalin, Narteau, 2017; Баранов, Шебалин, 2017; 2018; 2019; Шебалин, 2018; Баранов и др., 2018; 2019; Шебалин и др., 2018]. Среди этих результатов следует выделить теоретическое обоснование закона Бота и динамический закон Бота, устанавливающий зависимость разности магнитуд основного толчка и сильнейших афтершоков от времени [Баранов, Шебалин, 2018; 2019], метод трех стратегий прогноза (“мягкая”, “нейтральная” и “жесткая”) [Баранов, Шебалин, 2017], закон продуктивности для сильнейших землетрясений мира [Шебалин и др., 2018]; зависимость величины временной задержки начала степенного характера спада активности афтершоков от глубины очага [Shebalin, Narteau, 2017]. Эти ре-

зультаты получили свое развитие в рамках нового проекта РНФ 20-17-00180 “Развитие сценарного подхода в задачах оценки сейсмической опасности и риска”, установлен экспоненциальный закон продуктивности землетрясений в относительном диапазоне магнитуд [Shebalin et al., 2020], подтверждено его выполнение в широком диапазоне магнитуд [Shebalin et al., 2022], предложена модификация модели ETAS, в которой благодаря включению закона продуктивности устранен недостаток завышения повторяемости событий на больших временах [Shebalin et al., 2020; Baranov et al., 2022]. Проверка эффективности работы системы AFCAST на примере сильных землетрясений дает возможность косвенной проверки лежащих в ее основе теоретических результатов.

Система AFCAST функционирует в режиме времени, близком к реальному, каждые 5 ч загружая данные о землетрясениях из каталога ANSS ComCat [ANSS ...]. Землетрясения с магнитудой 6.5 или выше считаются основными толчками. Система оценивает область, где ожидаются сильные афтершоки ( $M \geq 5.5$ ), магнитуду сильнейшего афтершока и длительность периода, в течение которого ожидаются афтершоки с  $M \geq M_m - 2$  ( $M_m$  — магнитуда основного толчка). Первые оценки доступны сразу, как только информация об основном толчке попадает в систему. Затем по прошествии времени эти оценки уточняются с использованием информации о первых афтершоках.

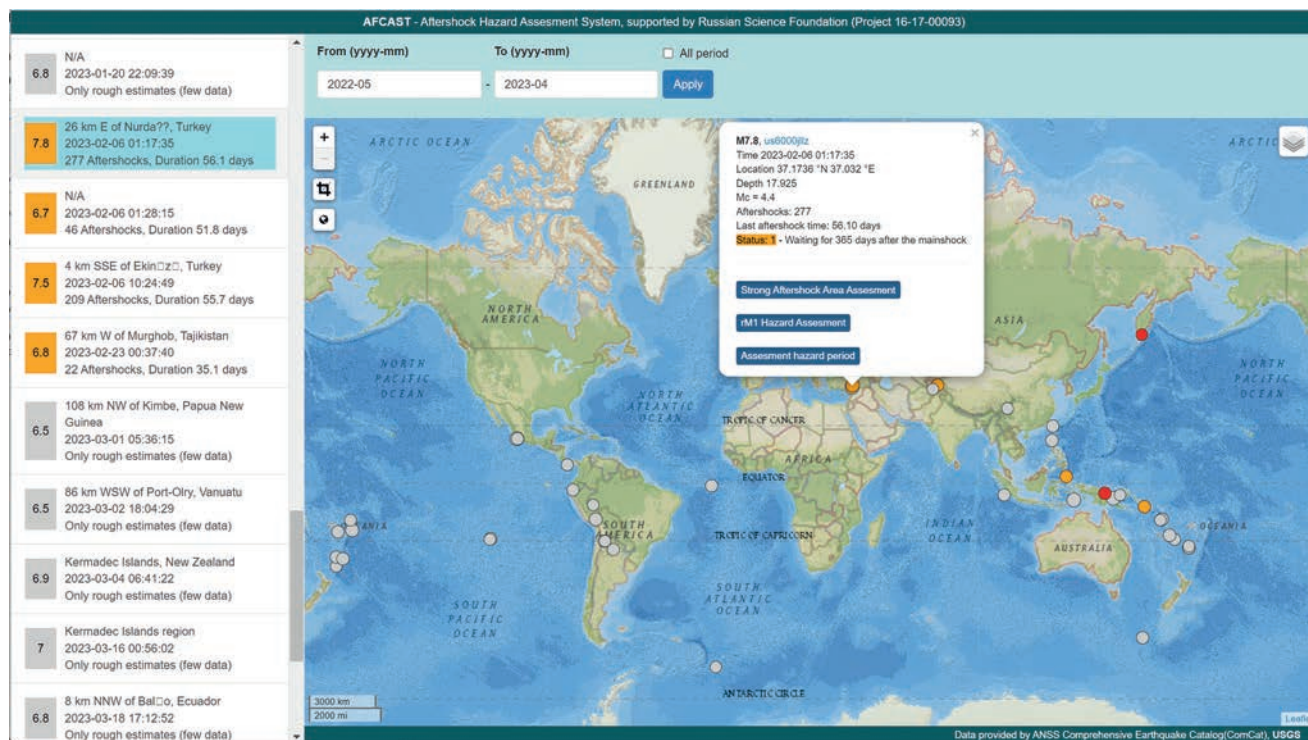
На рис. 1. показан основной экран системы AFCAST, на котором интерактивно отображаются землетрясения с  $M \geq 6.5$ . На рис. 2 показано отображение афтершоковой серии землетрясения в Турции 06.02.2023 г.,  $M_w$  7.8.

#### РЕЗУЛЬТАТ ОЦЕНКИ СИСТЕМОЙ AFCAST ОПАСНОСТИ АФТЕРШОКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 06.02.2023 г., $M_w$ 7.8

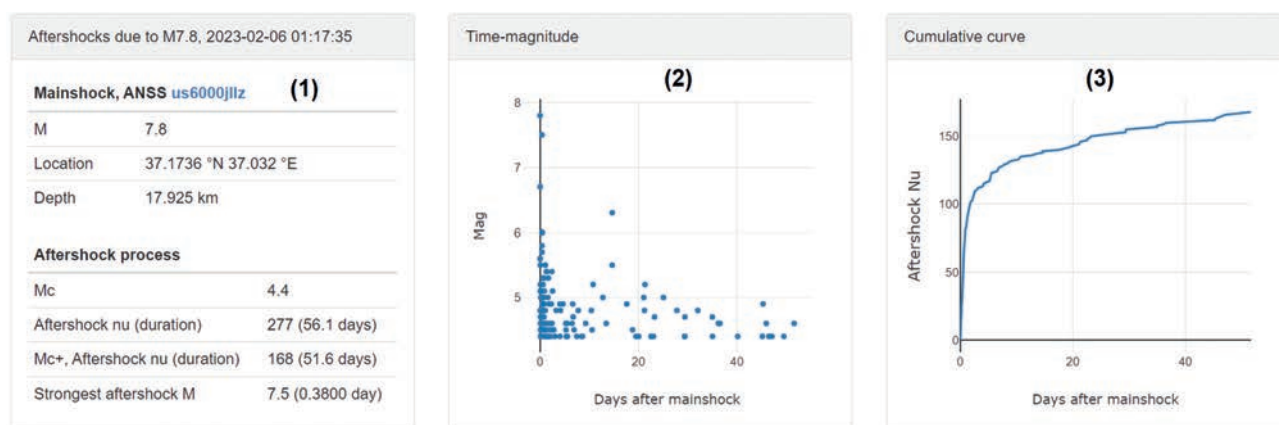
Как было отмечено в предыдущем разделе, система AFCAST выполняет оценки области, где ожидаются афтершоки с  $M \geq 5.5$ , магнитуды сильнейшего афтершока, ожидаемого в течение года, и оценку длительности опасного периода для афтершоков  $M \geq M_m - 2$ . Эти оценки выполняются как по данным об основном толчке, так и по информации о первых афтершоках. Результаты оценивания представляются в удобном для пользователя интерактивном виде.

На рис. 3 показаны оценки области афтершоковой активности. За оценку области по информации об основном толчке принимается круг с центром в эпицентре основного толчка и радиусом  $R_m \geq 0.03 \times 10^{M_m/2}$  (черная окружность на рис. 3).

<sup>2</sup> Earthquake Damage in Türkiye Estimated to Exceed \$34 billion: World Bank Disaster Assessment Report <https://www.worldbank.org/en/news/press-release/2023/02/27/earthquake-damage-in-turkiye-estimated-to-exceed-34-billion-world-bank-disaster-assessment-report>



**Рис. 1.** Основной экран системы AFCAST. Слева приведен список землетрясения с магнитудами 6.5 или выше; справа — интерактивная карта, на которой кружками показаны эпицентры землетрясений (размер кружка пропорционален магнитуде, цвет показывает достаточно ли зарегистрировано афтершоков для оценки афтершоковой опасности).

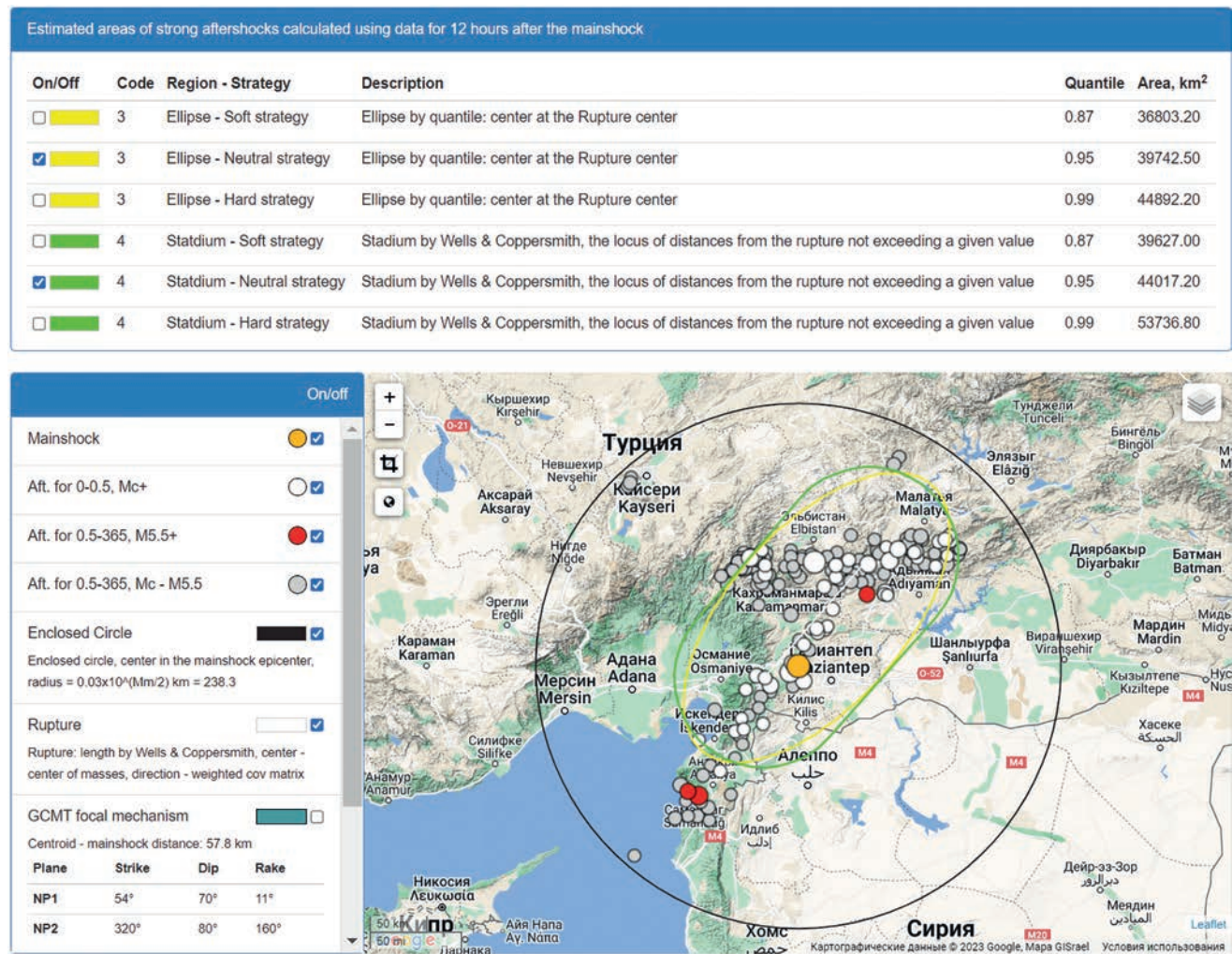


**Рис. 2.** Отображение системой AFCAST афтершоковой серии землетрясения в Турции 06.02.2023 г.  $M_w$  7.8: (1) — сведения об основном толчке и афтершоковой серии; (2) — зависимость магнитуды события от времени (сутки после основного толчка); (3) — кумулятивная кривая (зависимость суммарного количества афтершоков от времени).

Такой круг называется вмещающим. В работе [Баранов, Шебалин, 2017], было показано, что вмещающий круг содержит все афтершоки, выделенные по алгоритму авторов работы [Molchan, Dmitrieva, 1992] (программная реализация алгоритма подготовлена автором работы [Смирнов, 2009]). При этом, как правило, число событий в

этой области, которые не являются афтершоками основного толчка, невелико. Поэтому для расчетов параметров с использованием данных о первых афтершоках используются все события из вмещающего круга за соответствующий период.

Если за первые 12 ч после основного толчка зарегистрировано не менее 6 представительных со-



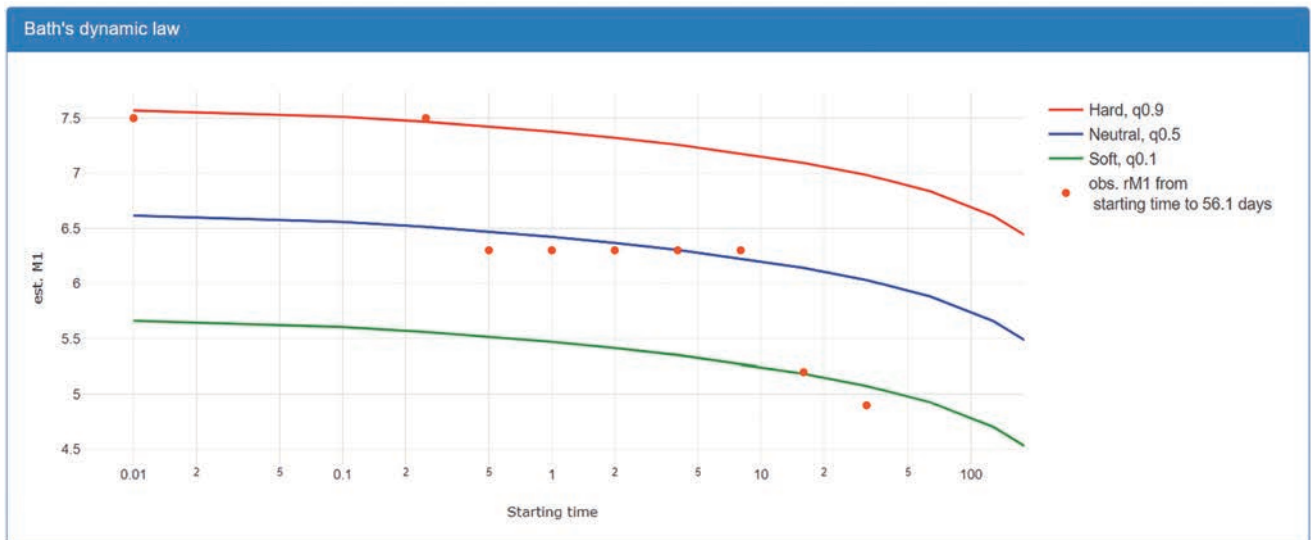
**Рис. 3.** Оценка системой AFGAST области сильных афтершоков ( $M \geq 5.5$ ) по данным об основном толчке (черная окружность) и первых афтершоках (желтый цвет – оптимальный эллипс, зеленый цвет – оптимальный стадион, соответствующие нейтральной стратегии прогноза). Оранжевый кружок – основной толчок; белые кружки – представительные афтершоки, произошедшие за 0.5 сут после основного толчка (обучающее множество); красные кружки – целевые афтершоки с ( $M \geq 5.5$ ). Таблица над картой позволяет включать (выключать) отображение областей, соответствующих различным стратегиям прогноза. Интерактивная легенда слева позволяет включать (выключать) отображение соответствующих элементов на карте.

бытий во вмещающем круге, то оценки областей афтершоковой активности уточняются по методике из работы [Баранов, Шебалин, 2017]. В этом случае система AFGAST рассчитывает два типа областей: оптимальные эллипс и стадион (геометрическое место точек, удаленных от заданного отрезка на расстояние, не превышающее заданную величину). Ориентация областей совпадает с ориентацией разрыва основного толчка, который определяется по представительным афтершокам за 12 ч. Центр разрыва (совпадает с центром области) определяется как центр масс системы материальных точек с координатами событий и массами, пропорциональными линейным размерам очагов ( $\sim 10^{M/2}$ ). Ориентация разрыва определяется как главная ось тензора инерции той же систе-

мы материальных точек. Длина разрыва оценивается по регрессионному соотношению из работы [Wells, Coppersmith, 1994]. Алгоритм оценки области афтершоковой активности подробно рассмотрен в работе [Баранов, Шебалин, 2017].

Размеры оптимальных эллипса и стадиона определяются исходя из степени важности прогноза по методу 3-х стратегий, основанным на анализе диаграммы ошибок, построенной по ретроспективным данным. Система AFGAST рассчитывает и выдает пользователю оптимальные эллипс и стадион, соответствующие мягкой, жесткой и нейтральной стратегиям прогноза (рис. 3). Нейтральная стратегия соответствует случаю, когда вероятности пропуска сильного афтершока и ложной тревоги равноценны или





**Рис. 4.** Оценка магнитуды сильнейшего афтершока после основного толчка по динамическому закону Бота. Красные точки – фактические магнитуды сильнейших афтершоков за время Starting time – 106 сут после основного толчка (время написания статьи). Сплошными линиями показаны теоретические магнитуды сильнейшего афтершока, ожидаемого с вероятностями 0.1 (зеленая кривая), 0.5 (синяя кривая) и 0.9 (красная кривая) на интервале Starting time – 365 сут после основного толчка. Время (горизонтальная ось) показано в логарифмическом масштабе.

неизвестны, жесткую стратегию следует использовать, когда высока цена пропуска события, мягкая стратегия соответствует высокой цене поддержания тревоги относительно цены последствий пропуска события.

Для афтершоков Пазарджыкского землетрясения “нейтральная” оценка области афтершоков оказалась вполне успешной. Основная часть как непосредственных афтершоков, так и афтершоков Эльбистанского землетрясения произошла в пределах этой области.

Магнитуда  $rM_1(t)$  сильнейшего на интервале  $(t, 365 \text{ сут})$  афтершока оценивается системой AFCAST как по данным об основном толчке, так и по информации об афтершоках, которые произошли на интервале  $(0, t)$ .

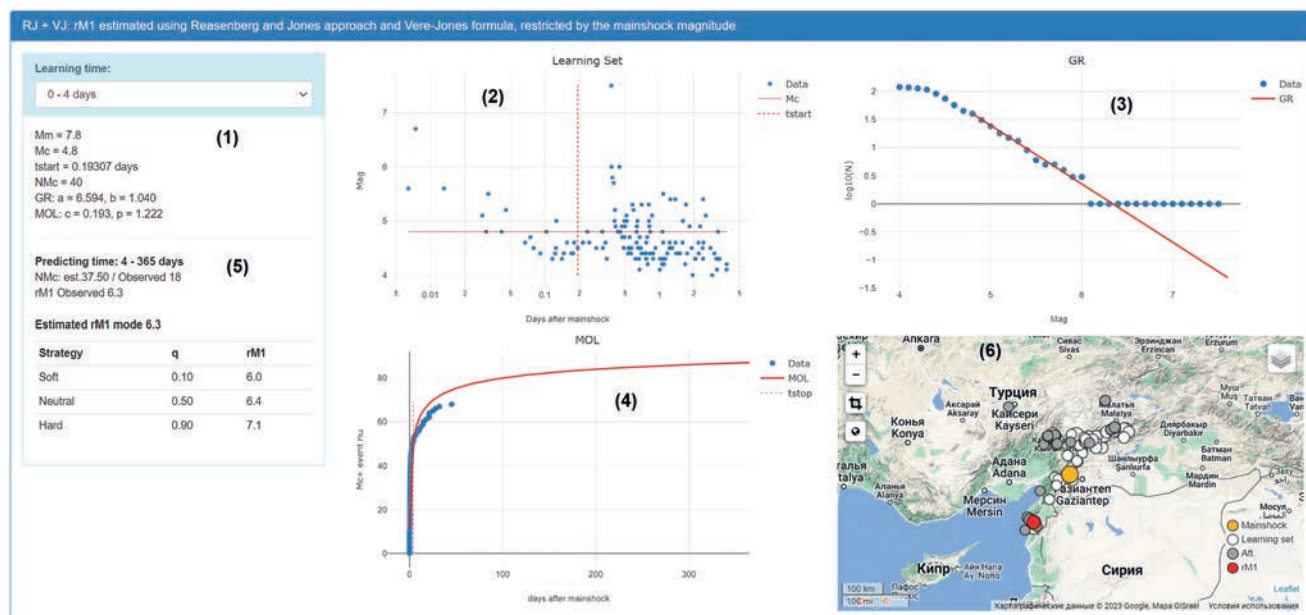
Оценка по основному толчку, выполняется по динамическому закону Бота [Баранов, Шебалин, 2018; Vaganov et al., 2022], который теоретически обосновывает эмпирический закон Бота [Bath, 1965] и обобщает его с учетом фактора времени. Используются усредненные оценки параметров афтершоковых серий  $rM_1(0) = 1.19$ ,  $b = 1.0$ ,  $c = 0.04 \text{ сут}$ ,  $p = 1.016$ . Здесь:  $rM_1(0)$  – константа закона Бота;  $b$  – параметр закона Гутенберга–Рихтера;  $c$  и  $p$  – параметры закона Омори. Оценки параметров были получены в работе [Баранов, Шебалин, 2018] по данным о 777 сериях афтершоков от землетрясений мира с магнитудой  $M \geq 6.5$ . Отметим, что методика динамического закона Бота позволяет не только оценить наиболее вероятное зна-

чение величины  $rM_1$ , но и смоделировать ее распределение, полученное комбинацией “двойной экспоненты” Вере–Джонса [Vere–Jones, 2008] и экспоненциального закона продуктивности [Shebalin et al., 2020], приводящей к логистическому распределению, по форме близкому к нормальному с неменяющимся во времени стандартным отклонением 0.66 [Vaganov et al., 2022]. Это, в свою очередь, дает возможность построения “жесткой”, “нейтральной” и “мягкой” стратегий прогноза величины  $rM_1$ .

Рис. 4 иллюстрирует полученные оценки для Пазарджыкского землетрясения, ожидаемого с вероятностями 0.1, 0.5 и 0.9 в течение года после основного толчка. На момент написания статьи (106 суток после основного толчка) 5 из 9 оценок близки к медианному прогнозу, 7 из 9 оценок находятся в пределах 80% доверительного интервала, 2 оценки незначительно выходят за границы 80% доверительного интервала (вероятности менее 0.1 или более 0.9). Наихудшими являются самые ранние и самые поздние оценки. Это означает, что в начале серии афтершоки были сильнее, а начиная с примерно двухнедельного срока после основного толчка – слабее, чем обычно.

Оценка магнитуды сильнейшего афтершока  $rM_1(t)$ , ожидаемого на интервале  $t - 365 \text{ сут}$  после основного толчка, по данным об афтершоках, которые произошли на интервале  $(0, t)$  проводится в системе AFCAST по методике работы [Баранов и др., 2019]. Методика аналогична методике динамического закона Бота с тем отличием, что ис-





**Рис. 5.** Оценка магнитуды сильнейшего афтершока ( $rM_1$ ) по данным за 4 сут, ожидаемого на интервале 4—365 сут после основного толчка: (1) — оценки магнитуды ( $M_c$ ) и времени ( $t_{start}$ ) полноты данных, а также параметров законов Гутенберга—Рихтера и Омори—Утсу; (2) — графическое представление данных, по которым производится оценка; (3) — график повторяемости афтершоков; (4) — график зависимости суммарного числа афтершоков от времени и его аппроксимация законом Омори—Утсу; (5) — фактическое на данный момент времени и оцененные значения  $rM_1$ , рассчитанные для вероятностей 0.1, 0.5 и 0.9; (6) — интерактивная карта, на которой показаны основной толчок и афтершоки.

пользуются Байесовские оценки параметров  $b$ ,  $c$  и  $p$ , определенные по афтершокам исследуемого землетрясения, которые произошли на интервале  $(0, t)$ .

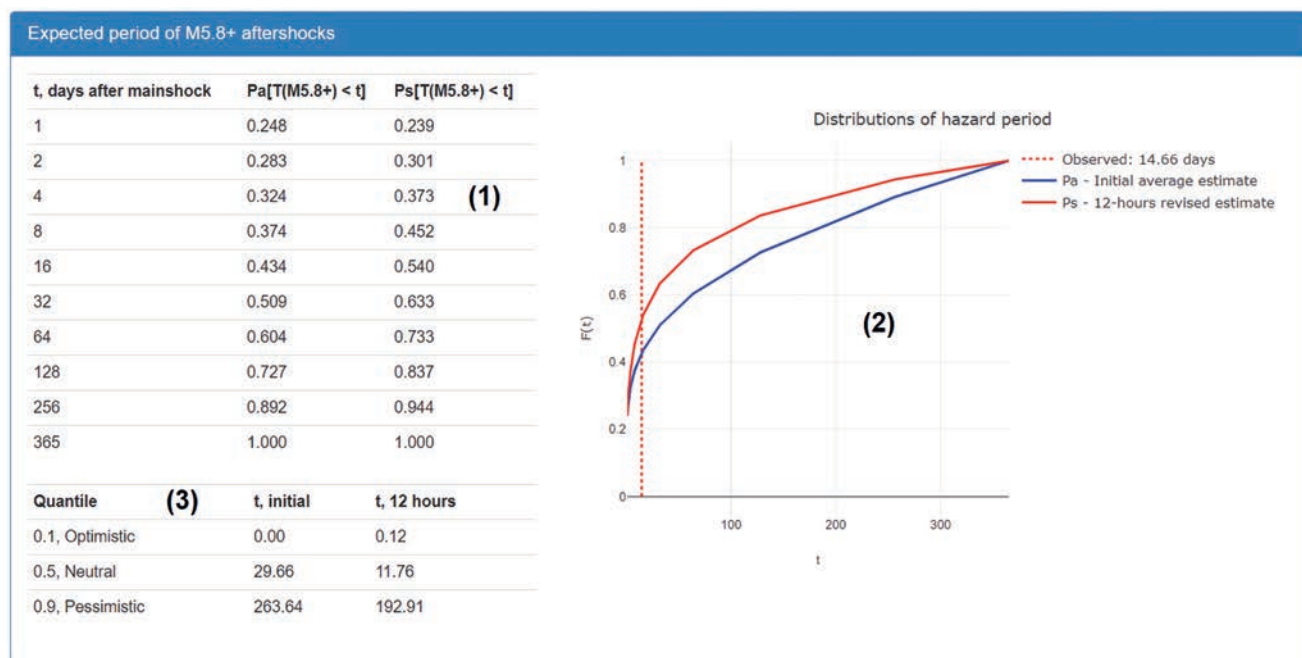
На рис. 5 показаны оценки для интервала (4—365) сут. В качестве априорных распределений использовались эмпирические распределения, полученные по данным каталога ANSS Comcat за 1980—2016 гг. Для этого интервала медианная, или “нейтральная”, оценка, почти совпадает с фактическим значением. Для других интервалов оценки также доступны в системе AFCAST. Эти оценки, в основном, несколько завышены по сравнению с наблюдаемыми значениями. Возможно, это результат некоторого занижения оценок параметра  $b$ , которое обусловлено очень большим числом афтершоков и, как следствие, неполной регистрацией более слабых афтершоков. Другое объяснение может состоять в том, что при оценке параметров в автоматизированном режиме для некоторых интервалов времени использовались данные как об афтершоках Пазарджыкского землетрясения, так и о вторичных афтершоках, вызванных через 9 ч Эльбистанским землетрясением. Использование данных о вторичных афтершоках могло повлиять на оценки.

Оценка длительности опасного периода (время последнего афтершока с магнитудой  $M \geq M_m - 2$ ) выполняется системой AFCAST как по информации об основном толчке, так и по данным об аф-

тершоках, произошедших за 12 ч после основного толчка. В работе [Шебалин, Баранов, 2019] исходя из законов продуктивности землетрясений и Омори—Утсу было выведено распределение среднего времени, в течение которого ожидаются афтершоки с магнитудой  $M \geq M_m - \Delta M$ . Как только информация о землетрясении с  $M \geq 6.5$  поступает в систему AFCAST, рассчитываются значения этой функции распределения для времен  $t = 1, 2, 4, \dots, 256, 365$  сут после основного толчка. Эти значения выдаются пользователю в табличном и графическом виде (рис. 6). Система AFCAST также выдает пользователю значения ожидаемых длительностей, соответствующих вероятностям 0.1, 0.5 и 0.9.

Система AFCAST выполняет также уточнение оценки длительности опасного периода по данным о представительных афтершоках, произошедших за 12 ч после основного толчка. Функция распределения времени, в течение которого ожидаются афтершоки с  $M \geq M_m - \Delta M$  в конкретной серии была выведена в работе [Шебалин, Баранов, 2019]. Там же приведены оценки параметров и показано, что использование данных за 12 ч обеспечивает информационный выигрыш (отношение правдоподобия полученных реализаций для двух моделей в пересчете на один прогноз) около 1.5.

По состоянию на 24.05.2023 г. (107 сут после основного толчка) последний афтершок с  $M \geq$



**Рис. 6.** Оценки распределений длительности опасного периода (время, в течение которого ожидаются афтершоки с  $M \geq M_m - 2 = 5.8$ ) для землетрясения в Турции 06.02.2023,  $M_w$  7.8, полученные по информации об основном толчке ( $Pa$ ) и по данным об афтершоках за 12 ч после основного толчка ( $Ps$ ): (1) — распределения длительности опасного периода (время, в течение которого ожидаются афтершоки с  $M \geq M_m - 2 = 5.8$ ), оцененные по информации об основном толчке ( $Pa$ ) и по данным об афтершоках за 12 ч после основного толчка ( $Ps$ ); (2) — графики функций распределения, показанных в (1); (3) — значения длительностей опасного периода, рассчитанные для вероятностей 0.1, 0.5 и 0.9.

$\geq M_m - 2 = 5.8$  был зарегистрирован через 14.7 сут после основного толчка, хотя толчки магнитудой до 4 продолжают с высокой интенсивностью относительно фоновой сейсмичности. Это значение близко к медиане распределения, оцененного по информации об афтершоках за первые 12 ч, и примерно вдвое меньше медианного значения для оценки по данным об основном толчке. Такой результат вполне соответствует наблюдавшемуся спаданию активности афтершоков, которое проходило существенно быстрее, чем обычно для землетрясений аналогичной магнитуды. Каталог ANSS ComCat для регионов вне территории США является представительным для землетрясений магнитудой 4.5 и более. Последний афтершок такой силы был зарегистрирован через 51.6 сут после основного толчка (рис. 2).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье рассмотрена автоматизированная оценка, полученная системой AFCAST, афтершковой опасности, вызванной землетрясением в Турции 06.02.2023 г.,  $M_w$  7.8 (Пазарджыкское землетрясение). Система AFCAST использует данные каталога землетрясений ANSS Comcat Геологической службы США и функционирует в режи-

ме времени близком к реальному. В статье приведены оценки области, где ожидаются афтершоки с магнитудой 5.5 или выше, магнитуды ожидаемого в течение года сильнейшего афтершока и длительности опасного периода (время, в течение которого ожидаются афтершоки с  $M \geq 5.8$ ). Оценки были рассчитаны как по данным об основном толчке, так и по информации о первых афтершоках. В целом, как оказалось, полученные оценки хорошо соответствуют характеристикам серии афтершоков Пазарджыкского землетрясения, что косвенно подтверждает справедливость теоретических положений, лежащих в основе расчетов в системе AFCAST.

Проведенный анализ результатов работы автоматизированной системы показывает, что точность оценок с использованием данных о первых афтершоках может снижаться, если после анализируемого землетрясения происходит сильный повторный толчок, сопровождаемый своими непосредственными афтершоками, вторичными по отношению к основному толчку. Необходимо провести дополнительный анализ ретроспективных данных, чтобы проверить, улучшатся ли оценки, если в качестве первых афтершоков рассматривать не события во “вмещающем круге”, а только непосредственные афтершоки анализиру-

емого землетрясения. Выделение непосредственных афтершоков легко реализовать с помощью метода ближайшего соседа [Zaliapin et al., 2008].

### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 20-17-00180-П).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранов С.В.* Теоретические основы оценки опасности сильных афтершоков землетрясений. Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М. 2019. 296 с.
- Баранов А.А., Баранов С.В., Шебалин П.Н.* Количественная оценка степени воздействия морских приливов на активность афтершоков в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 67–72. <https://doi.org/10.31857/S0205-96142019167-72>
- Баранов С.В., Павленко В.А., Шебалин П.Н.* О прогнозировании афтершоковой активности. 4. Оценка максимальной магнитуды последующих афтершоков // Физика Земли. 2019. № 4. С. 15–32.
- Баранов С.В., Шебалин П.Н.* О прогнозировании афтершоковой активности. 2. Оценка области распространения сильных афтершоков // Физика Земли. 2017. № 3. С. 43–61. <https://doi.org/10.7868/S0002333717020028>
- Баранов С.В., Шебалин П.Н.* О прогнозировании афтершоковой активности. 3. Динамический закон Бота // Физика Земли. 2018. № 6. С. 129–136.
- Баранов С.В., Шебалин П.Н.* Глобальная статистика афтершоков сильных землетрясений: независимость времен и магнитуд // Вулканология и сейсмология. 2019. № 2. С. 67–76. <https://doi.org/10.31857/S0205-96142019267-76>
- Смирнов В.Б.* Прогностические аномалии сейсмического режима. I. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 7–22.
- Шебалин П.Н.* Математические методы анализа и прогноза афтершоков землетрясений: необходимость смены парадигмы // Чебышевский сборник. 2018. Т. 19(4). С. 227–242. <https://doi.org/10.22405/2226-8383-2018-19-4-227-242>
- Шебалин П.Н., Баранов С.В.* Экспресс оценивание опасности сильных афтершоков района Камчатки и Курильских островов // Вулканология и сейсмология. 2017. № 4. С. 57–66. <https://doi.org/10.7868/S0203030617040046>
- Шебалин П.Н., Баранов С.В.* О прогнозировании афтершоковой активности. 5. Оценка длительности опасного периода // Физика Земли. 2019. № 5. С. 22–37.
- Шебалин П.Н., Баранов С.В., Дзедобоев Б.А.* Закон повторяемости количества афтершоков // Докл. РАН. 2018. Т. 481. № 3. С. 320–323. <https://doi.org/10.31857/S086956520001387-8>
- ANSS Comprehensive Earthquake Catalog (ComCat) URL: <https://earthquake.usgs.gov/data/comcat/>
- Baranov S.V., Narteau C., Shebalin P.N.* Modeling and Prediction of Aftershock Activity // Surveys in Geophysics. 2022. V. 43. № 2. P. 437–481. <https://doi.org/10.1007/s10712-022-09698-0>
- Bath M.* Lateral inhomogeneities in the upper mantle // Tectonophysics. 1965. V. 2. P. 483–514.
- Dal Zilio L., Ampuero J.-P.* Earthquake doublet in Turkey and Syria // Communications Earth & Environment. 2023. V. 4(71). <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00747-z>
- Di Giacomo D., Engdahl E.R., Storchak D.A.* The ISC-GEM Earthquake Catalogue (1904–2014): status after the Extension Project // Earth Syst. Sci. Data. 2018. V. 10. P. 1877–1899. <https://doi.org/10.5194/essd-10-1877-2018>
- Erdik M., Tümsa M.B.D., Pınar A., Altunel E., Zülfikar A.C.* A preliminary report on the February 6, 2023 earthquakes in Türkiye, <https://doi.org/10.32858/temblor.297> (дата обращения: 22.05.2023).
- Molchan G.M., Dmitrieva O.E.* Aftershock identification: methods and new approaches // Geophysical J. International. 1992. V. 109. P. 501–516. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00113.x>
- Shebalin P., Baranov S.* Long-Delayed Aftershocks in New Zealand and the 2016 M7.8 Kaikoura Earthquake // Pure and Applied Geophysics. 2017. V. 174. P. 3751–3764. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1608-9>
- Shebalin P., Baranov S., Vorobieva I.* Earthquake Productivity Law in a Wide Magnitude Range // Frontiers in Earth Science. 2022. V. 10. Article 881425. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.881425>
- Shebalin P., Narteau C.* Depth dependent stress revealed by aftershocks // Nature Communications. 2017. V. 8. Article 1317. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-01446-y>
- Shebalin P.N., Narteau C., Baranov S.V.* Earthquake productivity law // Geophysical Journal International. 2020. V. 222. № 2. P. 1264–1269. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa252>
- Storchak D.A., Di Giacomo D., Bondár I., Engdahl E.R., Harris J., Lee W.H.K., Villaseñor A., Bormann P.* Public Release of the ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009) // Seismological Research Letters. 2013. V. 84(5). P. 810–815. <https://doi.org/10.1785/0220130034>
- Storchak D.A., Di Giacomo D., Engdahl E.R., Harris J., Bondár I., Lee W.H.K., Bormann P., Villaseñor A.* The ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009): Introduction // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2015. V. 239. P. 48–63. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.06.009>
- Vere-Jones D.* A limit theorem with application to Båth's law in seismology // Advances in Applied Probability. 2008. V. 40. № 3. P. 882–896.
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. V. 84. № 4. P. 974–1002.
- Zaliapin I., Gabrielov A., Keilis-Borok V., Wong H.* 2008. Clustering analysis of seismicity and aftershock identification // Phys. Rev. Lett. 2008. V. 101(1). P. 018501.

## **Automated Assessment of Hazards of Aftershocks of the $M_w$ 7.8 Earthquake in Turkey of February 6, 2023**

**S. V. Baranov<sup>a, b, \*</sup>, P. N. Shebalin<sup>b, \*\*</sup>, I. A. Vorobieva<sup>b</sup>, and O. V. Selyutskaya<sup>b</sup>**

<sup>a</sup>*Kola Branch, Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Apatity, 184209 Russia*

<sup>b</sup>*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

<sup>\*</sup>*e-mail: bars.vl@gmail.com*

<sup>\*\*</sup>*e-mail: p.n.shebalin@gmail.com*

**Abstract**—This paper analyzes the use of the automated aftershock hazards assessment system (AFCAST) through the example of a series of aftershocks of the  $M_w$  7.8 earthquake in Turkey of February 6, 2023 (the Pazarcik earthquake). The paper presents automated estimates of the aftershock activity area, the magnitude of the strongest aftershock, and the duration of the hazardous period, yielded using data on the main shock and on the first aftershocks.

**Keywords:** Pazarcik earthquake, aftershocks, hazard assessment



## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ СЕРИИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ТУРЦИИ 06.02.2023 г.

© 2023 г. В. В. Адушкин<sup>1</sup>, Ю. С. Рыбнов<sup>1</sup>, С. А. Рябова<sup>1</sup>, А. А. Спивак<sup>1</sup>, \*, А. В. Тихонова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: aaspivak100@gmail.com

Поступила в редакцию 20.04.2023 г.

После доработки 03.05.2023 г.

Принята к публикации 13.06.2023 г.

Приведены результаты инструментальных наблюдений, выполненных в приземном слое атмосферы за микробарическими и геомагнитными вариациями, а также вариациями электрического поля и критической частоты регулярного  $F_2$ -слоя ионосферы в период серии разрушительных землетрясений в Турции 06.02.2023 г., в частности, следующих сразу друг за другом двух сильных землетрясений с магнитудами 7.8 и 6.7. Показано, что землетрясения сопровождалось вариациями магнитного и электрического полей, генерацией инфразвуковых волн, зарегистрированных на значительном расстоянии от источников, а также вариациями критической частоты  $f_0F_2$ .

**Ключевые слова:** землетрясение, инфразвук, магнитное поле, электрическое поле, ионосфера, критическая частота, вариация.

**DOI:** 10.31857/S0002333723060017, **EDN:** MUINKZ

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Землетрясения предоставляют хорошие возможности для исследования отклика геофизических полей на сильные возмущения. При этом наряду с вулканами и другими сильными природными явлениями землетрясения следует рассматривать в качестве одного из основных явлений, которые значительно интенсифицируют процессы межгеосферных взаимодействий. Сопутствующие землетрясениям, особенно сильным, вариации электрического и магнитного полей отражают сложные процессы, связанные с передачей высвобождающейся механической энергии в недрах Земли в верхние геосферы – атмосферу и ионосферу как одну из ее составных частей. Посредником в этих процессах могут являться как вызываемые землетрясениями повышенные радоновые эманации либо атмосферные возмущения в виде, например, внутренних гравитационных и инфразвуковых волн с источниками в эпицентральной области очага, так и, как один из возможных вариантов, возмущение внутренних источников, не исключая магнитное динамо Земли при воздействии на него сейсмических волн [Адушкин, Спивак, 2023].

Изучая вызванные землетрясениями вариации геофизических полей, можно существенно расширить имеющиеся представления о характере протекающих при землетрясениях процессах, а также, что немаловажно, улучшить понимание

связей между внутренними и внешними геосферами.

В настоящей работе рассматриваются геофизические эффекты, связанные с серией сильных землетрясений, произошедших в Турции 06.02.2023 г. и привлечших к себе большое внимание вследствие значительных разрушительных последствий.

### 2. СЕРИЯ ТУРЕЦКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 06.02.2023 г.

Согласно каталогу открытого доступа USGS серия землетрясений, включая разрушительные с магнитудой  $M \geq 6.5$ , произошла на территории Турции 06.02.2023 г. в период с 01:17 UTC до 12:02 UTC (рис. 1). Основные характеристики наиболее сильных из землетрясений приведены в табл. 1. Из табл. 1, в частности, следует, что первые два события (1 и 2) произошли с интервалом менее 10 мин. При этом расстояние между очагами составило  $\sim 12$  км, что позволяет рассматривать эти события как двойное землетрясение. Все события из табл. 1 произошли на ограниченной территории. Расстояние между наиболее мощными событиями с магнитудой 7.8 и 7.5 составило  $\sim 88$  км. Все рассмотренные землетрясения относятся к коровым. В этом случае для оценки размеров очагов в виде эллипсоидов вращения с продольной ( $a$ ) и поперечной ( $b$ ) осями допустимо применять зависимости Ризниченко [Ризниченко, 1976]:



**Рис. 1.** Схема расположения обсерваторий сети ИНТЕРМАГНЕТ (красной стрелкой указано место расположения очагов землетрясений).

$$\lg a = 0.440M - 1.289,$$

$$\lg b = 0.401M - 1.448,$$

в которых размер осей  $a$  и  $b$  выражен в км.

Значения  $a$  и  $b$  приведены в табл. 2 и свидетельствуют о том, что, например, “активная” площадь  $S$  очага наиболее сильного землетрясения с  $M = 7.8$  составляет более  $5000 \text{ км}^2$ , а объем вещества  $V$ , непосредственно вовлеченного в процесс излучения сейсмических волн составляет при этом  $\sim 1.33 \times 10^6 \text{ км}^3$ . Для справки в табл. 2 приведена также сейсмическая энергия землетря-

сений  $W$ , оцененная с использованием соотношения Гуттенберга–Рихтера [Касахара, 1985]:

$$\lg W = 11.8 + 1.5M,$$

где энергия  $W$  выражена в эрг.

Следует отметить, что полученные значения  $W$  и  $V$  определяют величину объемной плотности высвободившейся сейсмической энергии  $e$  в очаге землетрясения 1, равную  $\sim 24 \text{ Дж/км}^3$ , что по порядку величины согласуется с данными ранее выполненных исследований [Касахара, 1985; Садовский и др., 1983].

**Таблица 1.** Параметры землетрясений

| №<br>п/п | Дата       | Время<br>(UTC) | Магнитуда | Географические координаты |           | Глубина,<br>км |
|----------|------------|----------------|-----------|---------------------------|-----------|----------------|
|          |            |                |           | широта                    | долгота   |                |
| 1        | 06.02.2023 | 01:17:34       | 7.8       | 37.230° N                 | 37.019° E | 10             |
| 2        | »          | 01:28:15       | 6.7       | 37.189° N                 | 36.893° E | 10             |
| 3        | »          | 10:24:49       | 7.5       | 38.008° N                 | 37.211° E | 13             |

Таблица 2. Параметры очагов сейсмических событий

| №<br>п/п | $M$ | $a$ , км | $b$ , км | $S$ , км <sup>2</sup> | $E$ , Дж                   |
|----------|-----|----------|----------|-----------------------|----------------------------|
| 1        | 7.8 | ~139     | ~48      | ~6650                 | $\sim 3.16 \times 10^{16}$ |
| 2        | 6.7 | ~45      | ~10      | ~486                  | $\sim 7.1 \times 10^{14}$  |
| 3        | 7.5 | ~102     | ~36      | ~3720                 | $\sim 1.12 \times 10^{16}$ |

Таблица 3. Данные по магнитным обсерваториям

| Код | Страна         | ГЕО        |            | $R$ , км | $B^*$ , нТл |
|-----|----------------|------------|------------|----------|-------------|
|     |                | Широта     | Долгота    |          |             |
| SUA | Румыния        | 44.68° N   | 26.25° E   | ~1230    | ~20         |
| PAG | Болгария       | 42.515° N  | 24.177° E  | ~1240    | ~18         |
| GCK | Сербия         | 44.633° N  | 20.767° E  | ~1500    | ~14         |
| LVV | Украина        | 49.9° N    | 23.75° E   | ~1770    | ~20         |
| MHV | Россия         | 54.961° N  | 37.763° E  | ~1980    | ~22         |
| DUR | Италия         | 41.39° N   | 14.28° E   | ~2000    | ~20         |
| BEL | Польша         | 51.836° N  | 20.789° E  | ~2070    | ~22         |
| HLP | Польша         | 54.6035° N | 18.8107° E | ~2380    | ~22         |
| NUR | Финляндия      | 60.51° N   | 24.66° E   | ~2740    | ~19         |
| UPS | Швеция         | 59.903° N  | 17.353° E  | ~2890    | ~18         |
| EBR | Испания        | 40.957° N  | 0.333° E   | ~3170    | ~18         |
| SPT | Испания        | 39.55° N   | 4.35° W    | ~3580    | ~16         |
| SFS | Испания        | 36.667° N  | 5.945° W   | ~3790    | ~19         |
| GUI | Испания        | 28.321° N  | 16.441° W  | ~5030    | ~14         |
| TDC | Великобритания | 37.067° S  | 12.316° W  | ~9690    | ~14         |

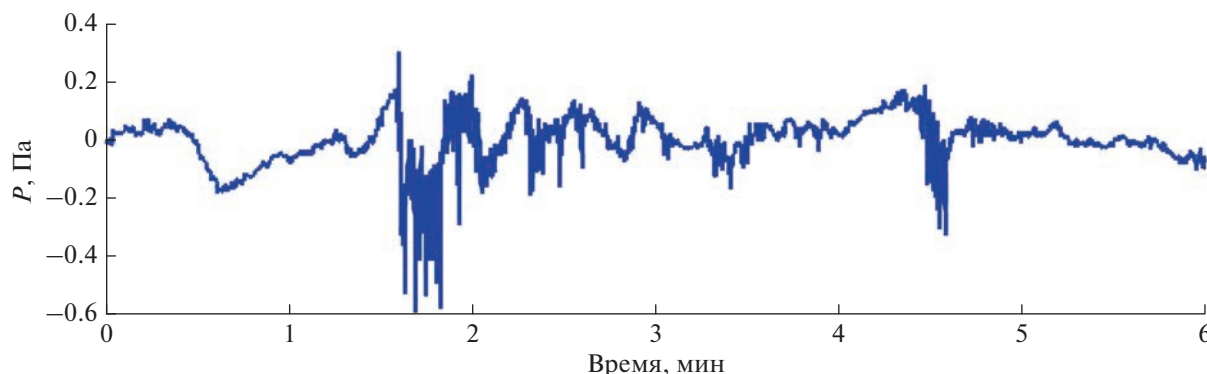
### 3. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве исходных данных привлекались результаты инструментальных наблюдений, выполненных в Геофизической обсерватории “Михнево” (MHV, 54.96° N; 37.76° E) и в Центре геофизического мониторинга Москвы (ЦГМ, 55.70° N; 37.57° E) [Адушкин и др., 2016; Спивак и др., 2016]. Вертикальная компонента напряженности электрического поля  $E$  регистрировалась измерителем напряженности электрического поля VOLTEK EFM-100 в диапазоне частот 0–10 Гц. Компоненты магнитной индукции  $B_x$ ,  $B_y$  и  $B_z$ , ориентированные соответственно в направлении север–юг, восток–запад и вертикально вниз, регистрировались в MHV с использованием цифрового трехкомпонентного феррозондового магнитометра LEMI-018 с частотой дискретизации 1 Гц. При анализе вызванных геомагнитных вариаций привлекались также данные ряда магнитных обсерваторий сети INTERMAGNET [<https://www.intermagnet.org/index-eng.php>] (табл. 3, рис. 1).

Микробарические вариации, содержащие вызванные землетрясениями инфразвуковые сигна-

лы, регистрировались с помощью микробарометра МБ-03, обеспечивающего устойчивую регистрацию акустических сигналов амплитудой от 0.01 до 200 Па в диапазоне частот 0.0003–10 Гц (по уровню – 3 дБ). Поиск вызванных землетрясениями сигналов выполнялся на основе анализа исходной записи микробарометра в диапазоне частот 0.005–0.1 Гц с учетом расстояния до источника сигнала и вероятной скорости его распространения в стратосферном волноводе (280–310 м/с) [Куличков и др., 2004]. Регистрация метеопараметров, характеризующих состояние атмосферы, выполнялась в MHV и ЦГМ с помощью автоматизированных цифровых метеостанций Davis Vantage Pro 2.

При анализе влияния землетрясений на ионосферу привлекались в виде ионограмм результаты высотно-частотного зондирования на Национальной обсерватории “Афины” (координаты: 38° N; 23.5° E), размещенные в свободном доступе на сайте обсерватории (<http://www.iono.noa.gr/athens-digisonde>).



**Рис. 2.** Инфразвуковой сигнал в диапазоне частот 0.01–10 Гц, вызванный приходом сейсмических волн от двойного землетрясения 1 и 2 по данным ЦГМ (начало записи 01:25 UTC).

Следует отметить, что период рассматриваемых землетрясений характеризовался спокойными метеорологическими условиями в пунктах регистрации, отсутствием значимых локальных возмущений атмосферного электрического поля, связанных с источниками природного и техногенного происхождения, а также достаточно спокойной геомагнитной обстановкой (значения  $K_p$  индекса магнитной активности не превышало 3), что упростило выделение вызванных возмущений геофизических полей.

#### 4. ВОЛНОВЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Возмущение микробарического поля атмосферы при землетрясениях происходит за счет двух механизмов: 1) – в результате сейсмоакустического эффекта в период прохождения сейсмического сигнала через точку наблюдений; 2) – в результате распространения инфразвуковых волн в атмосферном волноводе. Действительно, в результате вертикальных смещений земной поверхности в эпицентральной области очагов землетрясений возникают волновые возмущения в атмосфере [Гармаш и др., 1989; Голицын, Кляцкин, 1967; Cook, 1971]. Возмущения в виде инфразвукового сигнала распространяются на значительные расстояния и отчетливо проявляются в микробарических вариациях [Адушкин и др., 2021]. В данной работе регистрация инфразвуковых сигналов выполнялась в ЦГМ на расстоянии  $R \sim 2060$  км от эпицентральной области наиболее сильного землетрясения с  $M = 7.8$ .

В нашем случае приход сейсмических волн в ЦГМ от двойного землетрясения (1 и 2 из табл. 1) зафиксирован в  $\sim 01:22$  UTC [Адушкин и др., 2023]. При этом приход группы поверхностных волн зарегистрирован в  $\sim 01:25$  UTC. Характер инфразвукового сигнала, вызванного сейсмическими волнами от этих событий, демонстрирует рис. 2

в виде зависимости давления в волне  $P$  от времени  $t$ . Из рис. 2 следует, что сигнал отчетливо проявляется на фоне микробарического шума. При этом максимальная амплитуда сигнала составляет  $\sim 0.5$  Па и достигается в период прохождения поверхностных сейсмических волн. Аналогичным образом выглядит акустический сигнал, вызванный приходом сейсмических волн от землетрясения 3 из табл. 1.

Инфразвуковой сигнал, вызванный событиями 1 и 2 и распространяющийся по атмосферному волноводу, зарегистрирован в ЦГМ в 03:28:11 UTC. Форма этого сигнала приведена на рис. 3. Характер записи может свидетельствовать о сложной картине суперпозиции волновых форм сигналов, вызванных последовательно произошедшими событиями 1 и 2.

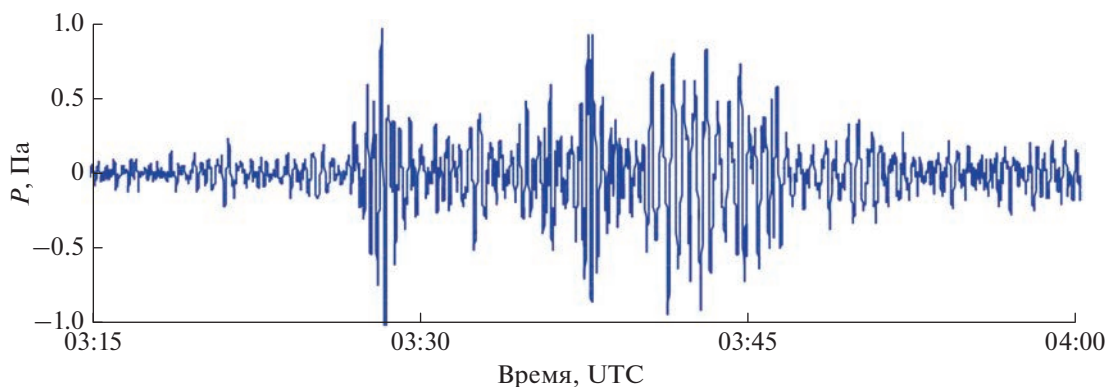
Инфразвуковой сигнал от землетрясения 3 из табл. 1, распространяющийся по атмосферному волноводу, зарегистрирован в ЦГМ в  $\sim 12:11:58$  UTC (рис. 4).

С учетом времен регистрации инфразвуковых сигналов, распространяющихся по атмосферному волноводу, и расстояний между очагами землетрясений и пунктом регистрации (ЦГМ) получаем: скорость распространения инфразвуковых сигналов составляет 260–300 м/с, что соответствует диапазону скоростей распространения инфразвуковых волн, распространяющихся в атмосферном волноводе [Куличков и др., 2004].

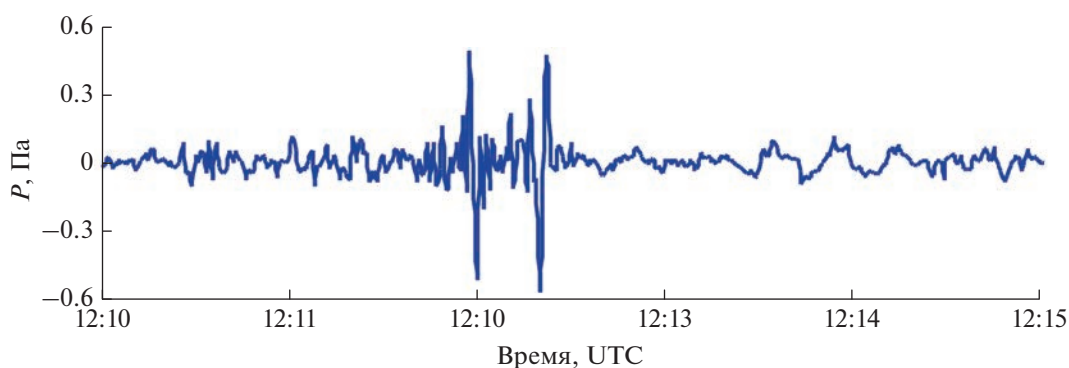
#### 5. МАГНИТНЫЙ ЭФФЕКТ

Известно, что сильные землетрясения вызывают вариации магнитного поля Земли [Адушкин и др., 2021; Спивак, Рябова, 2019; Черногор, 2019; Iyemori et al., 2005; Hattori, 2004; Takla et al., 2009; Utada, 2011; и др.]. Особый интерес представляет магнитный эффект, регистрируемый через небольшой промежуток времени (5–7 мин) после основного толчка, в основном, при землетрясении





**Рис. 3.** Распространяющийся по атмосферному волноводу инфразвуковой сигнал, вызванный двойным землетрясением 1 и 2 из табл. 1 (по данным ЦГМ).



**Рис. 4.** Запись инфразвукового сигнала, вызванного землетрясением 3 из табл. 1, и распространяющегося по атмосферному волноводу (по данным ЦГМ).

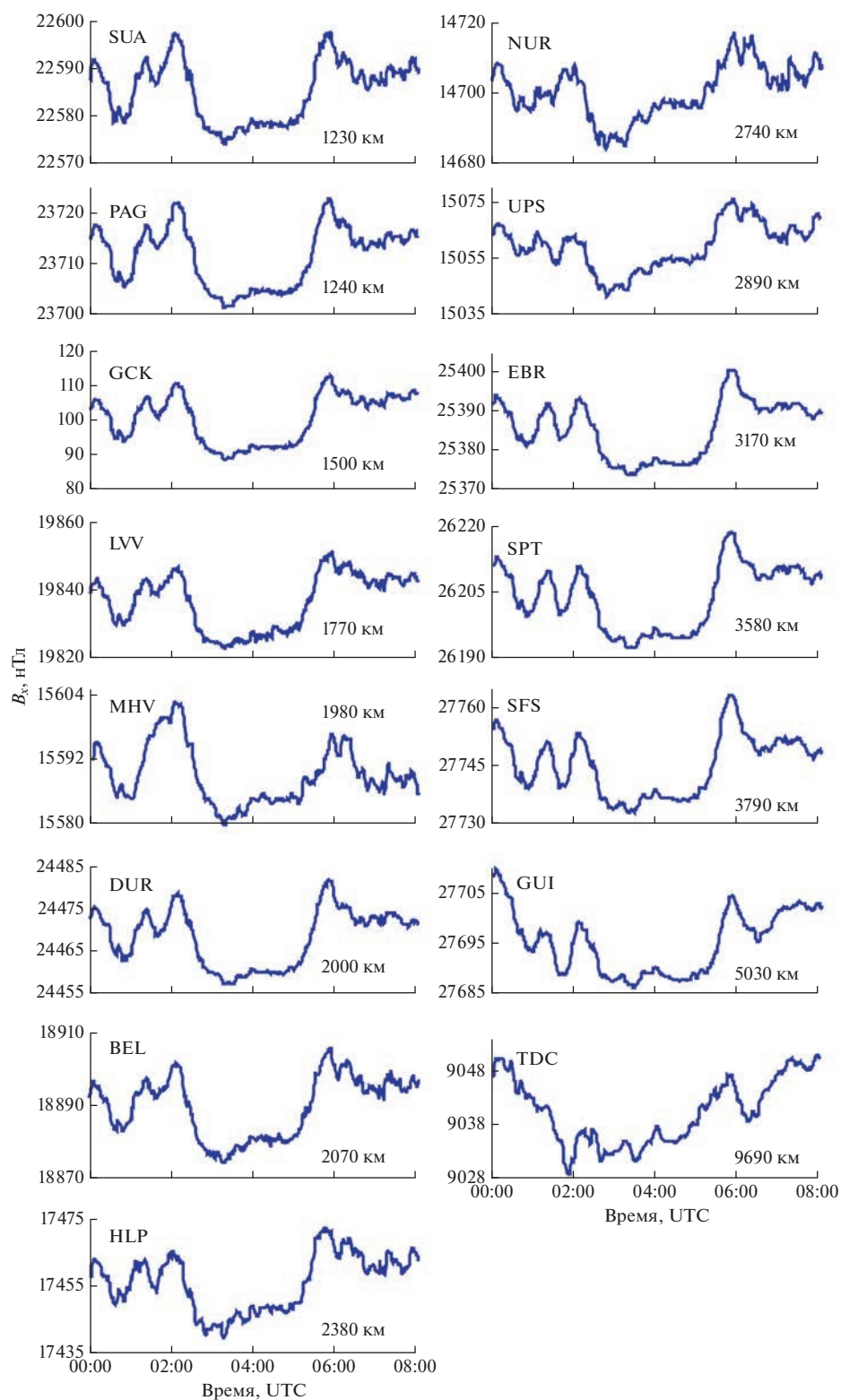
ях континентального типа, причем на значительных эпицентральных расстояниях от очага землетрясения [Адушкин, Спивак, 2021; Спивак, Рябова, 2019]. Предполагается, что наиболее вероятным механизмом этого эффекта является возбуждение ионосферы в эпицентральной области землетрясения при воздействии на нее атмосферными возмущениями (прежде всего акустико-гравитационными волнами), возникающими в результате вызванных движений земной коры [Адушкин, Спивак, 2021; Гохберг, Шалимов, 2008; Дубров, Смирнов, 2003; Колесник, Пикалов, 2010; Перевалова и др., 2016; Шалимов, 2018; Шалимов и др., 2017; Nayaakawa, 1999; Negai et al., 2015]. Именно в этом случае возможно быстрое распространение магнитных возмущений на значительные расстояния.

В настоящей работе основное внимание уделялось длиннопериодным вариациям магнитного поля<sup>1</sup>, вызванным двойным землетрясением (1 и

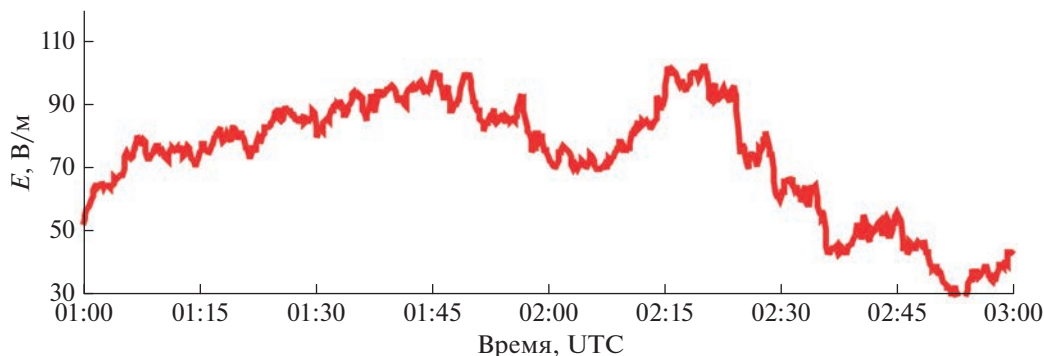
2 из табл. 2). Анализ данных, полученных при выполнении инструментальных наблюдений, свидетельствует о том, что рассматриваемые землетрясения сопровождались вариациями магнитного поля. На рис. 5 приведены примеры геомагнитных вариаций, вызванных двойным землетрясением, в виде  $B_x(t)$ . Из рис. 5 следует, что характер вариаций представляет собой хорошо выраженную достаточно продолжительную по времени отрицательную бухту. При этом вне зависимости от расстояния  $R$  длительность вариаций примерно одинакова и составляет  $\sim 3.5$  ч. Максимальные амплитуды вариаций компоненты  $B_x$  относительно тренда  $B^*$  также находятся в узком диапазоне: от 14 до 22 нТл (табл. 3).

Особо следует отметить, что в случае двойного землетрясения отмечается высокая синхронность магнитных возмущений: начало вызванных геомагнитных вариаций в широком диапазоне расстояний от  $\sim 1230$  до  $9690$  км отмечается практически в одно и то же время  $\sim 02:10$  UTC. Этот факт свидетельствует о высокой вероятности наличия единого глобального источника возмущений.

<sup>1</sup> Короткие вариации магнитного поля в период сразу после двойного землетрясения 1 и 2 рассмотрены в работе [Adu-shkin, Spivak et al., 2023].



**Рис. 5.** Геомагнитные вариации в магнитных обсерваториях, расположенных на разных расстояниях  $R$  от очага землетрясения 1 из таб. 1 INTERMAGNET (расстояние  $R$  указано в поле рисунков).



**Рис. 6.** Вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля в МНВ, вызванные двойным землетрясением.

С учетом времени запаздывания, составившего ~53 мин относительно главного удара события 1 и сопоставимого со временем двойного пробега сейсмическим сигналом расстояния, равного размеру Земли, а также узкого диапазона вариаций  $B^*$  можно предполагать, что источником геомагнитных вариаций в данном случае является геодинамо, возмущенное в результате распространения вглубь Земли сейсмических волн от двух практически одновременно произошедших землетрясений при их сложении.

## 6. ВАРИАЦИИ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

Электрический эффект землетрясений является одним из интересных [Рябова, Спивак, 2020]. Его изучение имеет как фундаментальное, так и практическое значение, что связано с возрастающей необходимостью разработки новых методов и способов описания свойств земной коры и диагностики ее геодинамического состояния. По отклику на землетрясения в виде генерации электрических сигналов можно судить о свойствах твердой среды, действующих напряжениях и характере деформаций [Mikhailov et al., 1997; Zhu, Toksoz, 2005]. Особое значение это имеет при характеристике современного состояния сейсмоактивных районов и потенциала разломных зон [Соловьев, Спивак, 2009; Thompson, Gist, 1993]).

Электрические эффекты землетрясений могут быть связаны с механоэлектрическими процессами, сопровождающими деформирование и разрушение горных пород непосредственно перед и во время главного толчка [Gyulai, Hartly, 1928; Molchanov, Hayakawa, 2008]. Электрические аномалии могут быть также связаны, например, с образованием электрически заряженных областей в фрагментированной горной породе, порождающих дополнительное электрическое поле в атмосфере, либо с влиянием интенсивных деформаций на проводимость флюидов, заполняющих

поры и трещины в горных породах [Алексеев, Аксенов, 2003; Моргунов, Мальцев, 2003; Соловьев, Спивак, 2006; 2009].

Следует отметить, что в настоящее время не существует общепринятого объяснения электрическим эффектам, регистрируемым непосредственно перед землетрясением, и особенно в период основного толчка [Руленко и др., 1996; Kachakhidze, 2000]. В этой связи остаются актуальными инструментальные исследования, направленные на установление отклика атмосферного электрического поля на землетрясения.

Результаты инструментальных наблюдений, выполненных в МНВ в период рассматриваемых сейсмических событий, свидетельствуют о наличии вызванных вариаций вертикальной компоненты электрического поля в приземной атмосфере на значительном расстоянии  $R \sim 1980$  км. Вариации  $E$ , вызванные двойным землетрясением, приведены на рис. 6, из которого следует, что спустя примерно 30 мин после сейсмического события наблюдается характерное изменение хода  $E(t)$  в виде отрицательной бухты длительностью ~29–35 мин с максимальной амплитудой ~20 В/м.

Вариации электрического поля наблюдались также в период прохождения инфразвукового сигнала через точку регистрации. На рис. 7 приведены вариации напряженности электрического поля относительно тренда  $E^*$  в период прихода инфразвукового сигнала, вызванные двойным землетрясением, в ЦГМ.

## 7. ВАРИАЦИИ КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЫ СЛОЯ $F_2$ ИОНОСФЕРЫ

Представляет интерес рассмотрение влияния рассматриваемых землетрясений на ионосферу. В частности, в настоящей работе проведен анализ поведения ионосферы в области максимума слоя  $F_2$  после основного события в виде двойного землетрясения 1 и 2. С этой целью выполнялась оценка критической частоты  $f_0F_2$  в период двой-

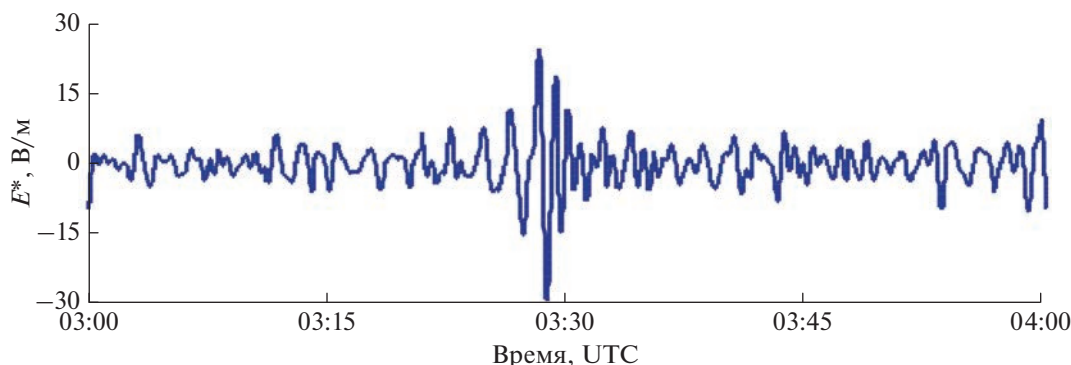


Рис. 7. Вариации электрического поля в период прохождения инфразвукового сигнала через ЦГМ.

ного землетрясения с использованием ионограмм Национальной обсерватории “Афины”, расположенной на эпицентральной расстоянии  $\sim 1200$  км от очага события 1 (табл. 1).

Зондирование на станции выполнялось каждые 5 мин с помощью ионозонда DPS-4D (мощность передатчика 300 Вт, диапазон зондируемых частот 1–30 МГц, длительность зондирующего импульса 533 мкс [Reinisch, 2007]). В процессе анализа данных инструментальных наблюдений каждая ионограмма подвергалась ручной обработке и интерпретации по методике URSI [Руководство ..., 1977]. В результате был сформирован цифровой ряд данных временной вариации критической частоты  $F_2$ -слоя  $f_0F_2$  с дискретизацией 5 мин.

Ионосферный эффект двойного землетрясения в виде вариаций критической частоты  $f_0F_2$  представлен на рис. 8, из которого следует, что сейсмические события 1 и 2 вызвали ярко выра-

женные продолжительные знакопеременные вариации критической частоты  $f_0F_2$  в период с  $\sim 01:50$  UTC до  $\sim 03:40$  UTC. Период вариаций составил  $\sim 10$ – $15$  мин при максимальной амплитуде  $\sim 1$  МГц. Затем, начиная с  $\sim 4:20$  UTC, наблюдались знакопеременные вариации критической частоты  $f_0F_2$  с периодом  $\sim 40$ – $45$  мин и с максимальной амплитудой  $\sim 1.5$ – $2$  МГц. Полная продолжительность ярко выраженных вариаций критической частоты  $F_2$ -слоя составила около четырех часов. Первые по времени из наблюдаемых вариаций можно объяснить ионосферным откликом на волну Релея [Maguyata et al., 2012]. Вторые по времени вариации вероятнее всего связаны с распространением внутренней гравитационной волны [Рябова, Шалимов, 2022].

## 8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные в настоящей работе данные дополняют имеющиеся представления о возможных возмущениях геофизических полей в периоды сильных землетрясений. Связанные с динамикой очага движения среды в виде сейсмических волн и вертикальных смещений в его эпицентральной области вызвали заметные возмущения атмосферного микробарического поля на значительном удалении от очага в виде инфразвуковых волн, распространяющихся от эпицентра по атмосферному волноводу, и вариаций давления в период прохождения сейсмического сигнала через точку наблюдений. При этом амплитуды тех и других инфразвуковых возмущений приближаются к 1 Па, что практически на порядок превышает фоновые в рассматриваемом диапазоне частот 0.01–10 Гц и обеспечивает уверенную регистрацию современными средствами.

Отметим, что серия из двух сильных землетрясений с магнитудами 7.8 и 6.7 сопровождалась продолжительным изменением временного хода амплитуды магнитного поля на значительных эпицентральных расстояниях  $R$ . В данном случае

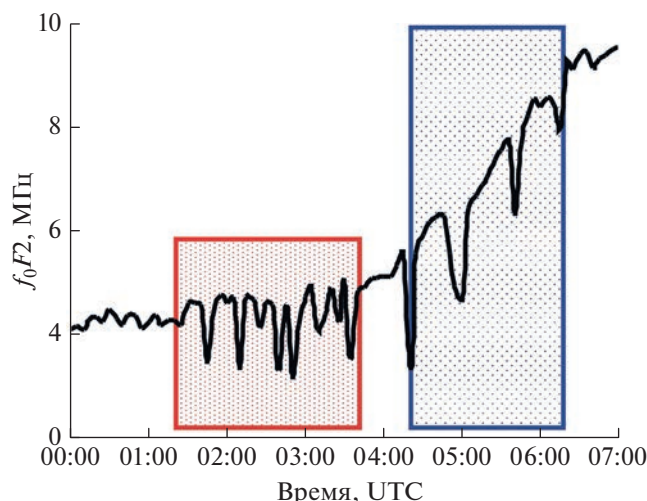


Рис. 8. Вариации критической частоты  $f_0F_2$ , вызванные двойным землетрясением 1 и 2.



представляет особый интерес тот факт, что вызванные геомагнитные вариации зарегистрированы практически синхронно на значительно отличающихся расстояниях  $R$  из диапазона 1230–9690 км, причем с близкими амплитудами. Это позволяет сделать осторожный вывод о возможном влиянии на магнитное поле Земли единого источника, возбужденного сейсмическим событием, например, магнитного динамо Земли (здесь следует отметить, что сейсмическая энергия рассматриваемого двойного землетрясения 1 и 2 (табл. 1) соответствует по величине энергии достаточно сильной магнитной бури, расходуемой на формирование кольцевого тока, джоулев нагрев верхней атмосферы и ее ионизацию потоками выпадающих частиц [Новиков, 2006]). В этой части результаты настоящей работы свидетельствуют о необходимости проведения целенаправленных исследований, связанных с установлением возможного источника возмущений магнитного поля Земли, особенно в случаях двойных сильных землетрясений, когда их влияния на среду могут суммироваться.

Данные настоящей работы в очередной раз подтверждают наличие электрического эффекта сильных землетрясений. В данном случае наряду с сейсмoeлектрическим эффектом в период прохождения сейсмических волн через точку наблюдений зарегистрированы достаточно высокие по амплитуде ( $\sim 20$  В/м) вариации электрического поля через  $\sim 30$  мин после сильного сейсмического события, причем на значительном расстоянии от его очага ( $\sim 2000$  км), что свидетельствует о возникновении достаточно мощного возмущающего источника. Дальнейшие исследования в этой части должны быть связаны с установлением конкретных механизмов преобразования энергии землетрясения в энергию электрического поля, причем с учетом особенностей развития сейсмического события и возможной суперпозиции воздействия близких по времени землетрясений.

Вопрос о влиянии землетрясений на ионосферу не нов [Перевалова и др., 2016; Пулинец и др., 2019; и др.]. В частности, рассматривалось влияние землетрясений на значение критической частоты регулярного  $F_2$ -слоя ионосферы  $f_0F_2$  [Negai et al., 2011]. В настоящей работе продемонстрированы вариации  $f_0F_2$ , вызванные сильным двойным сейсмическим событием. При этом выделено два типа отклика  $f_0F_2$  с разными периодами знакопеременных вариаций.

По мнению авторов, приведенные данные могут представлять интерес для описания эффектов Турецких землетрясений 06.02.2023 г., а в целом при совершенствовании известных и разработке новых моделей влияния землетрясений на окружающую геофизическую среду и их верификации.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания № 122032900185-5 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Овчинников В.М., Санина И.А., Ризниченко О.Ю. “Михнево”: от сейсмической станции № 1 до современной геофизической обсерватории // *Физика Земли*. 2016. № 1. С. 108–120.
- Адушкин В.В., Спивак А.А. Воздействие экстремальных природных событий на геофизические поля в среде обитания // *Физика Земли*. 2021. № 5. С. 6–16.
- Адушкин В.В., Рябова С.А., Спивак А.А. Геомагнитные эффекты природных и техногенных процессов. М.: ГЕОС. 2021. 264 с.
- Адушкин В.В., Спивак А.А. Эффект влияния сильных землетрясений на геодинамо // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 511. № 1. С. 61–64.
- Адушкин В.В., Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Тихонова А.В. Серия катастрофических землетрясений в Турции 06.02.2023 г. и возмущение геофизических полей // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 510. № 2. С. 105–110.
- Алексеев А.С., Аксенов В.В. Об электрическом поле в очаговой зоне землетрясений // *Докл. РАН*. 2003. Т. 392. № 1. С. 106–110.
- Гармаш С.В., Линьков Е.М., Петрова Л.Н., Швед Г.М. Возбуждение колебаний атмосферы сейсмогравитационными колебаниями Земли // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1989. № 12. С. 1290–1299.
- Голицын Г.С., Кляцкин В.И. Колебания в атмосфере, вызванные движением земной поверхности // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1967. № 10. С. 1044–1052.
- Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука. 2008. 295 с.
- Дубров М.Н., Смирнов В.М. Взаимосвязанные возмущения земной поверхности, атмосферы и ионосферы Земли // *Геомагнетизм и аэрономия*. 2003. Т. 53. № 1. С. 53–63. 2003.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
- Колесник С.А., Пикалов М.В. Механизм воздействия инфразвука на вариации магнитного поля Земли // *Известия высших учебных заведений. Физика*. Т. 53. № 9/3. Томск: ТГУ. 2010. С. 268–269.
- Куличков С.Н., Авилов К.В., Буш Г.А. и др. Об аномально быстрых инфразвуковых приходах на больших расстояниях от наземных взрывов // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2004. Т. 40. № 1. С. 3–12.
- Моргунов В.А., Мальцев С.А. Модель квазистационарного электрического поля литосферной природы. Пятая Российская конф. по атмосферному электричеству. 22–26 сентября 2003 г., Владимир. Владимир: изд-во Транзит ИКС. 2003. Т. 2. С. 59–61.
- Новиков Л.С. Основы экологии околоземного космического пространства. М.: Университетская книга. 2006. 84 с.

- Перевалова Н.П., Шестаков Н.В., Воейков С.В., Быков В.Г., Герасименко М.Д., Парк Р.Н. Исследование распространения ионосферных возмущений, вызванных землетрясением Tohoku, в дальней от очага зоне // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 1. С. 186–196.
- Пулинец С.А., Хегай В.В., Легенька А.Д., Корсунова Л.П. Эффекты в ионосфере после Чилийского землетрясения 27.02.2010 г. по данным наземных ионозондов // Геомагнетизм и аэронавигация. 2019. Т. 59. № 5. С. 671–680.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9–27.
- Руленко О.П., Дружин Г.И., Вершинин Е.Ф. Измерения атмосферного электрического поля и естественного электромагнитного излучения перед камчатским землетрясением 13.11.1993  $M = 7.0$  // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 6. С. 814–816.
- Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм / П.В. Медникова (ред.). М.: Наука. 1977. 342 с.
- Рябова С.А., Шалимов С.Л. О геомагнитных вариациях, наблюдаемых на поверхности земли и приуроченных к сильным землетрясениям // Физика Земли. 2022. № 4. С. 30–45.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В. О зависимости землетрясения от объема сейсмического очага // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 3. С. 598–602.
- Соловьев С.П., Спивак А.А. Электромагнитные эффекты как следствие неоднородного строения и дифференциальных движений в земной коре. Динамические процессы во взаимодействующих геосферах. М.: ГЕОС. 2006. С. 196–204.
- Соловьев С.П., Спивак А.А. Электромагнитные сигналы в результате электрической поляризации при стесненном деформировании горных пород // Физика Земли. 2009. № 2. С. 34–48.
- Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Рыбнов Ю.С., Соловьев С.П., Харламов В.А. Аппаратура и методика для мониторинга геофизических полей мегаполиса и их применение в Центре геофизического мониторинга г. Москвы ИДГ РАН // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 2. С. 65–78.
- Спивак А.А., Рябова С.А. Геомагнитные вариации при сильных землетрясениях // Физика Земли. 2019. № 6. С. 3–12.
- Черногор Л.Ф. Геомагнитные возмущения, сопровождавшие Великое Японское землетрясение 11 марта 2011 г. // Геомагнетизм и аэронавигация. 2019. Т. 59. № 1. С. 69–82.
- Шалимов С.Л. Атмосферные волны в плазме ионосферы (с геофизическими примерами). М.: ИФЗ РАН. 2018. 390 с.
- Шалимов С.Л., Нестеров И.А., Воронцов А.М. О возмущениях ионосферы, регистрируемых посредством GPS, после землетрясения и цунами в Тохоку 11.03.2011 г. // Физика Земли. 2017. № 2. С. 97–108.
- Cook R.K. Infrasound readiated during the Montana earthquake of 1959. August 18 // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1971. V. 26. P. 191–198.
- Iyemori T., Nose M., Han D., Gao J., Hashizume M., Choo-sakul N., Shinagawa H., Tanaka J., Utsugi M., Saito A., Mcreadie H., Odagi J., Yang F. Geomagnetic pulsations caused by the Sumatra earthquake on December 26, 2004 // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32. P. L20807. <https://doi.org/10.1029/2005GL024083>
- Gyulai Z., Hartly D. Elektrische leitfähigkeit verformer steinsalzkristalle // Zeitschrift für Physik. 1928. V. 51. № 5–6. P. 378–387.
- Hattori K. ULF Geomagnetic changes associated with large earthquakes // Terrestrial, Atmospheric and Ocean Sciences. 2004. V. 15. № 3. P. 329–360.
- Hayakawa M. Atmospheric and ionospheric electromagnetic phenomena associated with earthquakes. Tokyo. TERRAPUB. 1999. 996 p.
- Hegai V.V., Legen'ka A.D., Kim V.P., Gorgieva K. Wave-like perturbations in the ionospheric F2-layer observed after the Ms 8.1 Samoa earthquake of September 29, 2009 // Advances in Space Research. 2011. V. 47. № 11. P. 1979–1982.
- Hegai V.V., Kim V.P., Liu J.Y. On a possible seismomagnetic effect in the topside ionosphere // Advances in Space Research. 2015. V. 56. № 8. P. 1707–1713.
- Kachakhidze N. Electrical field potential gradient of atmosphere as a possible precursor of earthquakes // Bulletin of Georgian Academy of Sciences. 2000. V. 161. № 3. P. 32–43.
- Mikhailov O.V., Haartsen M.V., Toksoz M.N. Electro seismic investigation of the shallow subsurface: field measurements and numerical modeling // Geophysics. 1997. V. 62. P. 97–105.
- Maruyama T., Tsugawa T., Kato H., Ishii M., Nishioka M. Rayleigh wave signature in ionograms induced by strong earthquakes // J. Geophysical Research: Space Physics. 2012. V. 117. P. A08306. <https://doi.org/10.1029/2012JA017952>
- Molchanov O.A., Hayakawa M. Seismo-electromagnetics and related phenomena. History and latest results. Tokyo: TERRAPUB, 2008. 189 p.
- Reinisch B. The digisonde portable sounder – DPS. Technical manual. University of Massachusetts Lowell Center for Atmospheric Research. 2007. Version 4.3. 404 p. [https://www.digisonde.com/pdf/Digisonde4DManual\\_LDI-web.pdf](https://www.digisonde.com/pdf/Digisonde4DManual_LDI-web.pdf)
- Takla E.M., Yumoto K., Liu J.Y., Kakinami Y., Uozumi T., Abe S., Ikeda A. Anomalous geomagnetic variations possibly linked with the Taiwan earthquake on 19 December 2009 // Int. J. Geophysics. 2011. Article ID 848467. <https://doi.org/10.1155/2011/848467>
- Thompson A.H., Gist G.A. Geophysical applications of electrokinetic conversion // The leading Edge. 1993. V. 12. P. 1160–1173.
- Utada H., Shimizu H., Ogawa T., Maeda T., Furumura T., Yamamoto T., Yamazaki N., Yoshitake Y., Nagamachi S. Geomagnetic field changes in response to the 2011 of the Pacific Coast of Tohoku Earthquake and Tsunami // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 311. P. 11–27.
- Zhu Z., Toksoz M.N. Seismoelectric and seismomagnetic measurements in fractured borehole models // Geophysics. 2005. V. 70. F45–F51.

## Geophysical Effects of a Series of Strong Earthquakes in Turkey of February 6, 2023

V. V. Adushkin<sup>a</sup>, Yu. S. Rybnov<sup>a</sup>, S. A. Riabova<sup>a</sup>, A. A. Spivak<sup>a, \*</sup>, and A. V. Tikhonova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

*\*e-mail: aaspivak100@gmail.com*

**Abstract**—During a series of destructive earthquakes in Turkey on February 6, 2023, in particular, two strong earthquakes with magnitudes 7.8 and 6.7 immediately following each other, the results of instrumental observations of microbaric and geomagnetic variations made in the surface layer of the atmosphere, as well as variations of the electric field and the critical frequency of the regular  $F2$  layer of the ionosphere are presented. It is shown that the earthquakes were accompanied by variations of magnetic and electric fields, generation of infrasound waves recorded at a considerable distance from the sources, as well as variations of the critical frequency  $f_0F2$ .

**Keywords:** earthquake, infrasound, magnetic field, electric field, ionosphere, critical frequency, variation

УДК 550.510.53+550.38+550.34

## ОТКЛИК НИЖНЕЙ И ВЕРХНЕЙ ИОНОСФЕРЫ НА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ТУРЦИИ 06.02.2023 г.

© 2023 г. С. А. Рябова<sup>1, 2, \*</sup>, Е. В. Ольшанская<sup>1</sup>, С. Л. Шалимов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: ryabovasa@mail.ru

Поступила в редакцию 17.04.2023 г.

После доработки 04.05.2023 г.

Принята к публикации 13.06.2023 г.

Наземные магнитометры и радиопросвечивание ионосферы посредством GPS использованы для анализа и интерпретации специфических вариаций геомагнитного поля и полного электронного содержания ионосферы в период сильных катастрофических землетрясений в Турции 06.02.2023 г. Показано, что ионосферные отклики на эти землетрясения, зарегистрированные на расстояниях 1200–1600 км от эпицентра в нижней и на расстояниях до 500 км от эпицентра в верхней ионосфере, можно интерпретировать в терминах распространения сейсмической волны Релея и атмосферных волн – ударных, акустических и внутренних, т.е. тех волн, источником которых является само землетрясение. По ионосферному отклику оценена энергия сейсмических событий.

**Ключевые слова:** землетрясение, геомагнитное поле, полное электронное содержание, вейвлет-анализ,  $N$ -волна.

**DOI:** 10.31857/S000233723060182, **EDN:** MYYCIN

### ВВЕДЕНИЕ

Сейсмическое событие (землетрясение, сопровождаемое сейсмическими волнами) способно порождать вариации давления в атмосфере, которые в форме атмосферных акустико-гравитационных волн (АГВ) распространяются до высот ионосферы, где посредством столкновений нейтральных и заряженных частиц приводят в движение ионосферную плазму. Поскольку плотность атмосферы экспоненциально уменьшается с высотой, то, при сохранении энергии возмущения, амплитуда волны растет по мере ее распространения вверх. Для поверхностного источника коэффициент усиления достигает  $10^4$  на ионосферных высотах. Поэтому в ионосфере возможна регистрация атмосферных возмущений, которые плохо различимы на фоне атмосферных шумов в приземном слое.

Воздействие АГВ на ионосферную плазму может приводить к трансформации атмосферных волн в магнитогидродинамические (МГД) [Сурков, 2000], что увеличивает число волновых процессов, сигнализирующих о выделении значительной энергии в приземном слое. Достаточно часто вариации геомагнитного поля, наблюдаемые посредством наземных магнитометров после сильных сейсмических событий, связывают с распространением МГД волн [Голиков и др.,

1985; Iyemeri, 2005; Черногор, 2019; Рябова, Шалимов, 2022]. Вместе с тем, нельзя исключать влияния на результаты магнитометрических измерений АГВ, распространяющихся в ионосфере [Куницын, Шалимов, 2011], или сейсмических волн [Сурков, 2000]. Поэтому для более полного анализа наблюдаемых геомагнитных возмущений (особенно на не очень далеких расстояниях от эпицентров) необходимо основываться на известных скоростях сейсмических, атмосферных волн, наблюдаемых временах их прихода, а также периодов возмущений.

При отсутствии наземных измерений в ближней зоне эпицентров землетрясений инструментом, который можно использовать для получения информации об источнике, служит радиопросвечивание ионосферы посредством глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). Известно, что ионосферные возмущения, регистрируемые таким методом в ближней зоне, могут давать информацию об энергии сейсмического события (см., например, [Ольшанская, Шалимов, 2015]).

В настоящей работе посредством измерений на магнитных станциях и ГНСС радиопросвечивания ионосферы проводится анализ и интерпретация специфических вариаций геомагнитного поля и полного электронного содержания ионо-



Таблица 1. Пункты геомагнитных наблюдений

| Пункт       | Код | Широта, ° N | Долгота, ° E | Расстояние до эпицентра основного толчка первого землетрясения | Расстояние до эпицентра основного толчка второго землетрясения |
|-------------|-----|-------------|--------------|----------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|
| Гроцка      | GCK | 44.6        | 20.8         | 1591                                                           | 1553                                                           |
| Панагюриште | PAG | 42.5        | 24.2         | 1244                                                           | 1211                                                           |
| Сурлари     | SUA | 44.68       | 26.25        | 1230                                                           | 1175                                                           |

сферы в период сильных землетрясений в Турции 06.02.2023 г.

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Во-первых, в ходе настоящих исследований привлекались данные регистрации восточной компоненты геомагнитного поля, выполненной на относительно близких к эпицентрам землетрясений магнитных обсерваториях “Гроцка”, “Панагюриште” и “Сурлари”. Местоположение, географические координаты и расстояния до эпицентров (расстояния от пунктов до эпицентров основных толчков двух землетрясений в Турции 06.02.2023 г. вычислялись с помощью формулы гаверсинусов [van Brummelen, 2013]) рассматриваемых в работе сейсмических событий представлены в табл. 1. Использовались данные инструментальных наблюдений за вариациями геомагнитного поля с дискретизацией 1 минута, представленные на сайте Международной сети INTERMAGNET [https://www.intermagnet.org]. Исследование возмущений геомагнитного поля посредством магнитометров позволяет, в частности, выделять вариации ионосферного тока на высотах нижней ионосферы около 100 км (*E*-слой), где расположен наиболее высокопроводящий слой ионосферной плазмы.

Во-вторых, для исследования отклика верхней ионосферы на землетрясения использовалось радиопросвечивание ионосферы сигналами ГНСС, позволяющее регистрировать вариации полного электронного содержания (*total electron content*, ТЕС) ионосферы вдоль луча спутник–приемник. Основной вклад в ТЕС вносит *F*-слой ионосферы, где расположен максимум ионизации. Далее для расчетов в исследовании используется аппроксимация ионосферы тонким слоем на высоте 250 км.

В качестве основного метода исследования был выбран вейвлет-анализ, показавший, в частности, свою эффективность при анализе геомагнитных вариаций [Adhikari et al., 2017; Riabova, 2022]. Вейвлет-анализ позволяет выявить временные свойства изучаемого сигнала, а также позволяет получить информацию о том, в какой момент времени появились те или иные компо-

ненты сигнала [Meyer, 1993]. В настоящей работе использовалось непрерывное вейвлет-преобразование [Torrence, Compo, 1998], а в качестве базисного вейвлета использовался вейвлет Морле [Grossmann, Morlet, 1984]. Представление результатов вейвлет-преобразования оформлено в виде изменения спектров амплитуд во времени в случае анализа ТЕС и скалограмм (локальный спектр энергии) в случае анализа геомагнитных вариаций с учетом “краевых” эффектов (конус влияния) [Riabova, 2018].

### ОПИСАНИЕ СОБЫТИЙ И ГЕОМАГНИТНОЙ ОБСТАНОВКИ

Землетрясения магнитудой 7.8 и 7.5 произошли 06.02.2023 г. с интервалом в девять часов на юго-востоке Турции [https://www.earthquake.usgs.gov]. Основной толчок первого мощного землетрясения зарегистрирован в 1:17 UT и произошел в турецком районе Шехиткамыш на глубине 17.9 км. Основной толчок второго землетрясения зарегистрирован в 10:24 UT и произошел в турецком районе Эльбинстан на глубине 10 км. Подземные толчки, за которыми последовали несколько тысяч афтершоков, ощущались в одиннадцати провинциях Турции и в соседних странах, главным образом, в Сирии. Отметим, что через небольшое время после обоих землетрясений были зафиксированы сильные афтершоки: через 11 мин после первого (1:28 UT) — сейсмическое событие с магнитудой 6.7; через 2 мин после второго (10:26 UT) — сейсмическое событие с магнитудой 6.0. Географические координаты и параметры основных толчков и сильных афтершоков землетрясений в Турции 06.02.2023 г. представлены в табл. 2.

На первом этапе выполнения настоящих исследований была проанализирована геомагнитная обстановка в период, включающий время основных толчков землетрясений в Турции. Анализ временных вариаций планетарных индексов *Kp* и *ap* [http://www.isgi.unistra.fr] показал, что в период основных толчков двух землетрясений в Турции 06.02.2023 г. магнитное поле было умеренно возмущено (для первого — *Kp* = 30, *ap* = 7.5 нТл; для второго — *Kp* = 3+, *ap* = 9 нТл). Кроме того, был проведен сравнительный анализ вариаций

**Таблица 2.** Параметры основных толчков (выделены жирным шрифтом) и мощных афтершоков (с магнитудой больше 6) двух землетрясений в Турции, произошедших 06.02.2023 г.

| Время (UT)      | Магнитуда  | Глубина, км | Широта, ° N   | Долгота, ° E  | Место                                        |
|-----------------|------------|-------------|---------------|---------------|----------------------------------------------|
| <b>1:17:35</b>  | <b>7.8</b> | <b>17.9</b> | <b>37.174</b> | <b>37.032</b> | <b>33 км западнее Газиантепа (Турция)</b>    |
| 1:28:15         | 6.7        | 14.5        | 37.127        | 36.943        | 14 км к востоку от г. Нурда (Турция)         |
| <b>10:24:49</b> | <b>7.5</b> | <b>13.1</b> | <b>38.008</b> | <b>37.211</b> | <b>4 км восточнее Экинезю (Турция)</b>       |
| 10:26:46        | 6.0        | 10.0        | 38.032        | 38.098        | 12 км к западу от Челихана (Турция)          |
| 12:02:11        | 6.0        | 8.5         | 38.058        | 36.511        | 4 км к северо-востоку от г. Гексуна (Турция) |

$B_z$ -компоненты межпланетного магнитного поля [https://www.swpc.noaa.gov/products/ace-real-time-solar-wind] и компонент магнитного поля, зарегистрированных на близких к эпицентрам землетрясений обсерваториях “Гроцка”, “Панагюриште” и “Сурлари”. В ходе визуально-сопоставительного анализа и оценки вейвлет-когерентности [Grinstead et al., 2004; Maraun, Kurths, 2004] нами было получено, что в период землетрясений записи геомагнитных вариаций искажены вариациями магнитного поля, вызванными источниками солнечного происхождения, за исключением восточной горизонтальной компоненты магнитного поля. Такой вывод вполне соответствует данным, полученным при измерениях на низких широтах [Kelley, 1989].

### ОТКЛИК НИЖНЕЙ ИОНОСФЕРЫ (ГЕОМАГНИТНЫЙ ОТКЛИК)

Как показывает анализ временных вариаций геомагнитного поля, в период исследуемых нами землетрясений в вариациях геомагнитного поля проявляются квазипериодические колебания. Важно отметить, что при визуальном осмотре данных выделение аномалий, сопутствующих землетрясению, во временных вариациях магнитного поля Земли затруднено, даже в вариациях восточной горизонтальной компоненты магнитного поля, менее подверженной влиянию солнечной активности, нельзя четко выделить аномалии, сопровождающие сейсмические события.

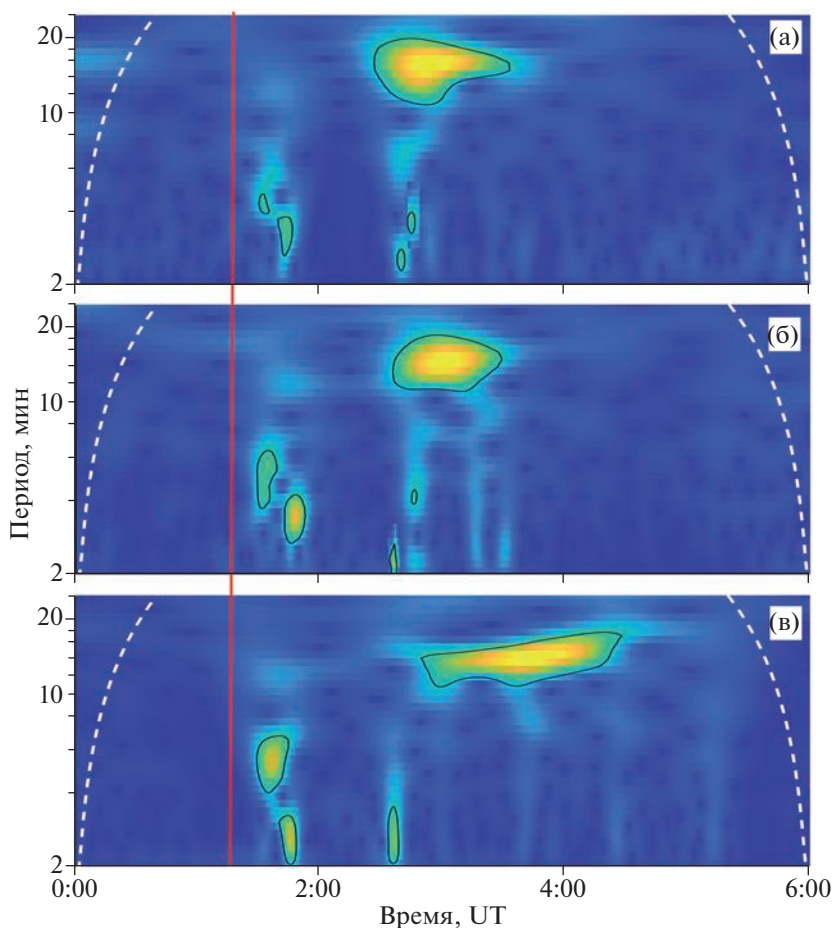
С целью поиска геомагнитных вариаций, связанных с сейсмическими событиями, и получения информации об их частотном составе в настоящей работе выполнялся спектральный анализ на основе вейвлет-преобразования.

Скалограммы восточной горизонтальной  $B_y$ , составляющей геомагнитного поля на обсерваториях “Гроцка”, “Панагюриште” и “Сурлари” в период основного толчка первого землетрясения в Турции приведены на рис. 1. Как видно из рис. 1, скалограммы геомагнитных вариаций характеризуются рядом спектральных гармоник. Так в скалограммах геомагнитных вариаций, зарегистри-

рованных на обсерваториях “Панагюриште” (рис. 1б) и “Сурлари” (рис. 1а), присутствуют целых четыре аномалии. Первая аномалия с периодом ~4–7 мин появляется спустя ~12–14 мин после основного толчка первого землетрясения, а через примерно 10–11 минут после начала этой первой аномалии наблюдается вторая аномалия с близким периодом (~2.5–4 мин). Спустя примерно 1 ч 20 мин после основного толчка первого землетрясения возникают колебания с периодом ~11–20 мин. Присутствуют в вычисленных скалограммах по данным регистрации геомагнитного поля на обсерваториях “Панагюриште” и “Сурлари” еще две аномалии, возникающие примерно в одно и то же время (примерно в 2:40 UT). Периоды этих колебаний составляют ~2–3 мин и ~3.5–4.5 мин.

Немного другая картина наблюдается в скалограмме (рис. 1в), вычисленной по данным обсерватории “Гроцка”. Как и в скалограммах, вычисленных по данным обсерваторий “Панагюриште” и “Сурлари”, в геомагнитных вариациях на обсерватории “Гроцка” возникает через ~14 мин после основного толчка первого землетрясения первая аномалия с периодом ~4–7 мин, затем через ~25 мин после основного толчка первого землетрясения регистрируется вторая аномалия с периодом ~2–3 мин. В скалограмме, представленной на рис. 1в, четко проявляется аномалия с периодом ~11–18 мин через ~1 ч 40 мин после основного толчка первого землетрясения. Кроме того, вейвлет-спектр свидетельствует о присутствии еще одного возмущения в геомагнитных вариациях на обсерватории “Гроцка”, а именно возмущения, возникающего примерно в 2:40 UT с периодом ~2–4 мин.

Что касается аномалий, сопутствующих второму землетрясению в Турции, то на всех обсерваториях (“Гроцка”, “Панагюриште” и “Сурлари”) в скалограмме (рис. 2) проявляются два возмущения. Первое возмущение возникает через ~12–14 мин после основного толчка и имеет период ~4–7 мин. Продолжительность этого возмущения составляет ~10–30 мин. Второе длиннопериодное возмущение (период колебаний лежит в диапазоне 11–24 мин) на обсерваториях “Сурлари” и “Панагю-



**Рис. 1.** Скалограммы вариаций восточной горизонтальной компоненты геомагнитного поля, зарегистрированные на обсерваториях “Сурлари” (а), “Панагюриште” (б) и “Гроцка” (в). Вертикальная красная линия — основной толчок первого землетрясения в Турции  $M_w = 7.8$  (1:17:35 UT). Белые пунктирные линии — конус влияния.

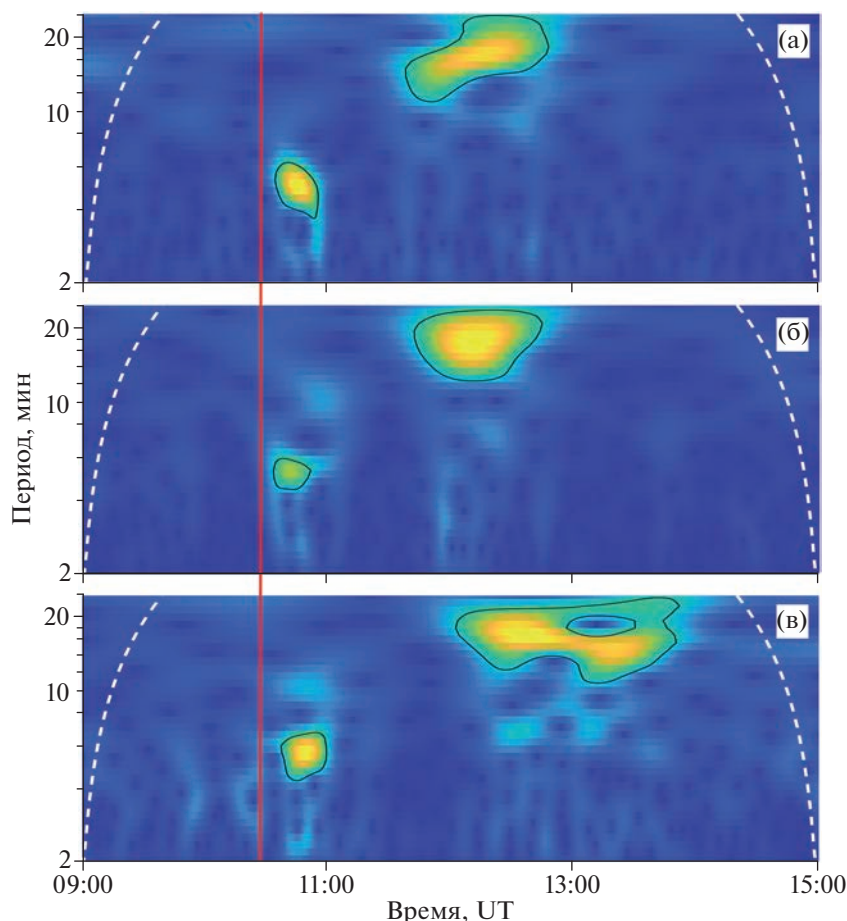
риште” возникает примерно через 1 ч 20 мин после основного толчка первого землетрясения. На обсерватории “Гроцка” наблюдается задержка возникновения длиннопериодной геомагнитной аномалии  $\sim$  в 20–25 мин по сравнению с геомагнитными вариациями, зарегистрированными на обсерваториях “Панагюриште” и “Сурлари”. Длиннопериодное возмущение продолжительнее, чем короткопериодное. Продолжительность этого возмущения составляет  $\sim$  70–110 мин, причем дольше длиннопериодное возмущение наблюдалось на обсерватории “Гроцка”, продолжительность на обсерваториях “Панагюриште” и “Сурлари” приблизительно одинаковая.

### ОТКЛИК ВЕРХНЕЙ ИОНОСФЕРЫ

Для анализа отклика верхней ионосферы использовались данные ГНСС GPS-данные взяты с сайта <https://www.earthdata.nasa.gov>. При выборе GPS-данных для исследования косейсмического отклика ионосферы на рассматриваемые собы-

тия, были использованы следующие критерии: (1) отклик регистрируется в первые 5–15 мин с момента землетрясения, (2) в радиусе 500 км от эпицентра (что обозначено в исследовании как “ближняя зона”), (3) луч спутник–приемник расположен близко к вертикали, (4) после фильтрации сигнал имеет различимый отклик в виде  $N$ -волны. В настоящей работе рассмотрены данные вариаций ТЕС с частотой следования 1 измерение в 30 с.

Вариации ТЕС с периодами от нескольких минут до первых десятков минут, наблюдаемые несколькими навигационными спутниками, ионосферные проекции трасс которых расположены в ближней зоне (практически над эпицентром землетрясения), могут быть обусловлены как процессами в очаге, так и несейсмическими причинами, например, возмущенным состоянием геомагнитного поля, солнечной активностью. Для снижения влияния упомянутых факторов и исследования ионосферного отклика только в акустическом диапазоне была применена полосовая



**Рис. 2.** Скалограммы вариаций восточной горизонтальной компоненты геомагнитного поля, зарегистрированных на обсерваториях “Сурлари” (а), “Панагюриште” (б) и “Гроцка” (в). Вертикальная красная линия — основной толчок второго землетрясения в Турции  $M_w = 7.5$  (10:24:49 UT). Белые пунктирные линии — конус влияния.

фильтрация Баттерворта 6 порядка с максимально гладкой на частотах полосы пропускания амплитудно-частотной характеристикой, снижающаяся до нуля на частотах полосы подавления [Bianchi, Sorrentino, 2007], но сохраняющая фазы и амплитуды (за исключением узкого диапазона переходных зон между полосой пропускания и полосой подавления) исходного сигнала в диапазоне 1–15 мин.

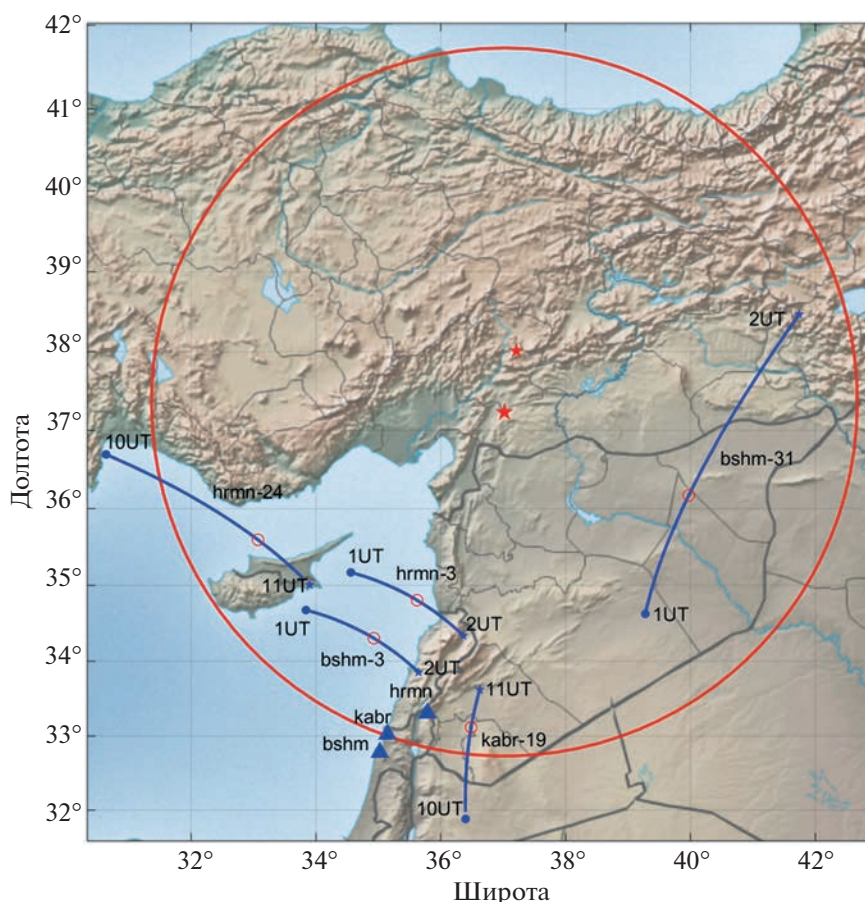
При фильтрации вариаций ТЕС в диапазоне 61–1000 с в первые 5–15 мин после сейсмического события наблюдается характерный для ударных волн сигнал в виде  $N$ -волны, состоящей из фазы сжатия и фазы разрежения, каждая из которых содержит разрыв (ударный фронт) [Ландау, 1945]. При этом площадь под положительной фазой  $N$ -волны равна площади под отрицательной. Такой отклик является следствием нелинейных эффектов распространения сигнала от импульсного источника большой мощности в атмосфере (см. например, [Павлов, 1986]). Отметим однако, что на высотах  $F$ -слоя масштабы неоднородности

атмосферы, ионосферы и акустического импульса будут одного порядка, и можно ожидать лишь приблизительную оценку параметров акустического импульса.

Для каждого события был составлен список станций GPS из ближней зоны, имеющих данные на момент землетрясения. По каждой станции из 32 спутников GPS были выделены те спутники, которые вблизи момента землетрясения (от 5 мин до и 15 мин после события) находились в окрестности эпицентра. На рис. 3, наряду с местоположением эпицентров событий 06.02.2023 г., приведены проекции трасс спутников на ионосферу для некоторых GPS приемных станций, данные которых использованы в настоящем анализе. На траекториях указано время пролета, красными кружками обозначен максимум амплитуды сигнала после событий.

Для пар спутник–станция, удовлетворяющих вышеперечисленным условиям, сигнал ТЕС отфильтрован в диапазоне 1–15 мин, проведен его анализ и выборка по виду сигнала. В выборку по-





**Рис. 3.** Географическая карта 500-километровой зоны землетрясения (красный круг) с проекциями траекторий GPS-спутников для приемных станций bshm, kabr, hrnm (синие треугольники). Начало (окончание) проекции трассы обозначено синим кружком (звездочкой) с указанием времени (UT). Максимум вариаций ТЕС для каждой проекции траектории обозначен красным кружком. Эпицентры землетрясений обозначены красными звездами.

падали сигналы с хорошо выраженной *N*-волной, которая представляет собой отклик ионосферы на приходящую в ионосферу ударную волну, генерируемую в момент землетрясения.

Пример записи вариаций ТЕС пары приемник–спутник bshm-31 и спектрально-временной анализ для первого землетрясения показан на рис. 4. На рис. 5 показан сам сигнал и схематическое доказательство приблизительного совпадения площадей, покрываемых положительной и отрицательной фазой сигнала. Из которого видно, что речь идет именно об *N*-волне. Аналогично, для пары приемник–спутник kabr-19 на рис. 6 и рис. 7 показаны результаты измерений и анализа для второго землетрясения.

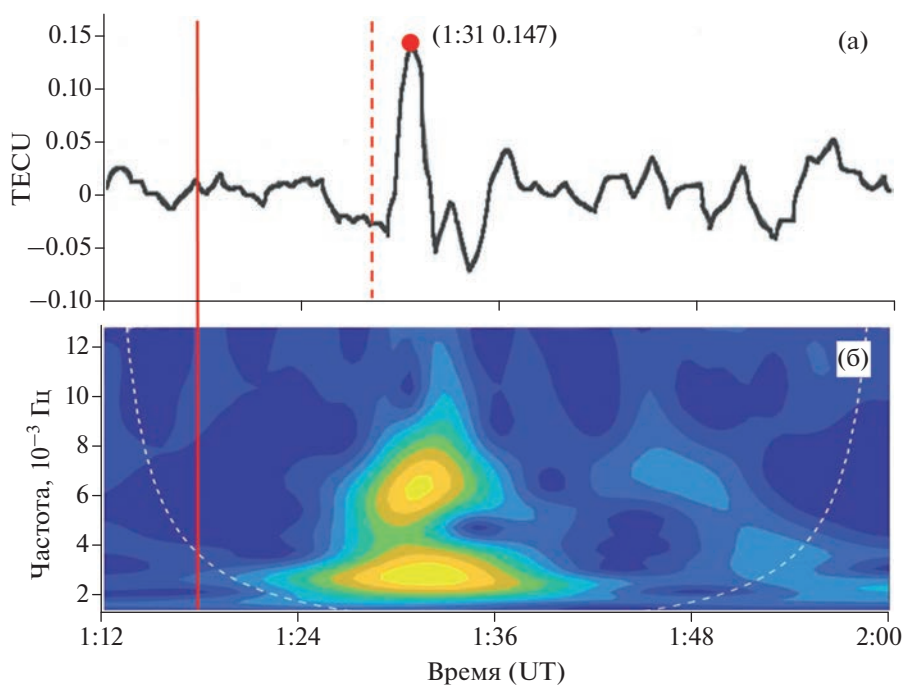
Для вычисления экспериментальных значений площадей положительной и отрицательной фазы *N*-волны применялся метод разбивки фигуры под (над) графиком вариаций ТЕС на прямоугольные трапеции, вычисление и последующее суммирование площадей этих трапеций. Графи-

ческая разбивка на трапеции изображена на рис. 5 и рис. 7.

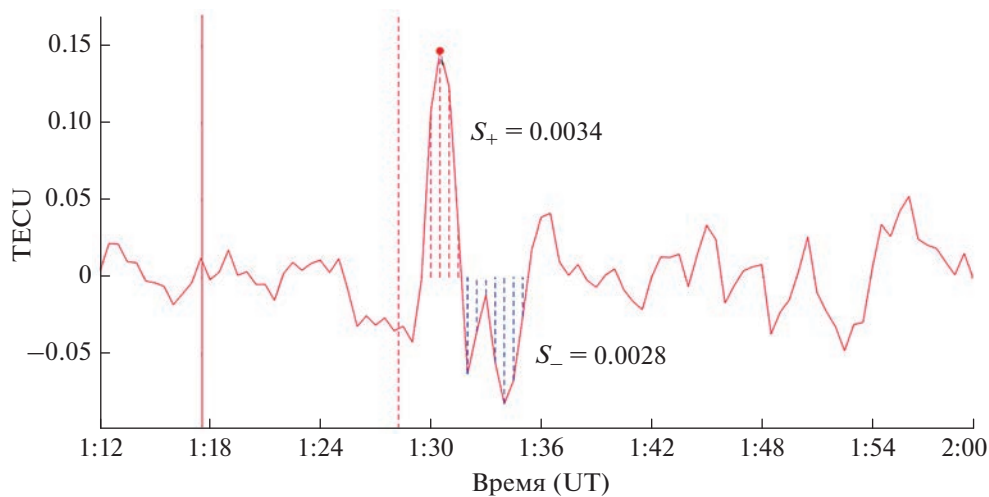
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Рассмотрим причины возмущений, наблюдаемых на магнитометрических обсерваториях и на приемных GPS-станциях, которые можно связать с последствиями воздействия на ионосферу описываемого события в Турции.

Как следует из предыдущего изложения (см. также рис. 1 и рис. 2), магнитометры на обсерваториях “Сурлари” и “Панагюриште”, находящиеся на расстоянии около 1200 км от эпицентра, зарегистрировали первое возмущение с периодом 4–7 мин через 12–14 минут после землетрясения, второе — с периодом 2.5–4 мин через 23–25 мин после основного толчка, а третье с периодом 11–20 мин — через 80 мин после основного толчка. В этом случае первое и второе возмущения обусловлены приходом сейсмической волны Релея на обсерватории “Сурлари” и



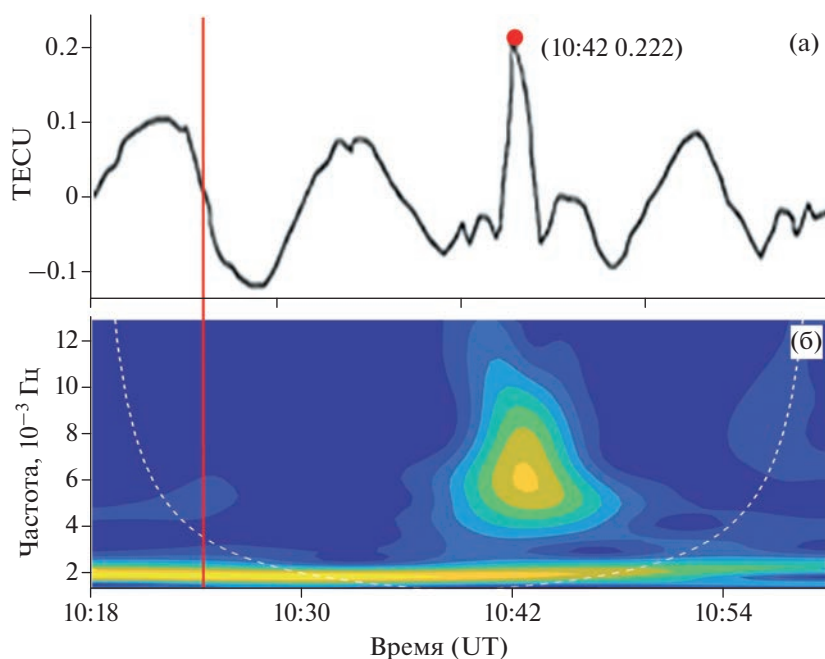
**Рис. 4.** Фильтрованный сигнал ТЕС по паре станция–спутник bshm-31 за интервал 1:12–2:00 UT (а) и его спектрально-временная диаграмма сигнала с применением вейвлета Морле (б). Вертикальная сплошная красная линия – момент основного толчка первого землетрясения  $M_w = 7.8$  (1:17:35 UT), пунктирная красная линия – момент афтершока  $M_w = 6.7$  (01:28:15 UT), красная точка – максимальная величина фильтрованного сигнала на рассматриваемом интервале, белые пунктирные линии – конус влияния.



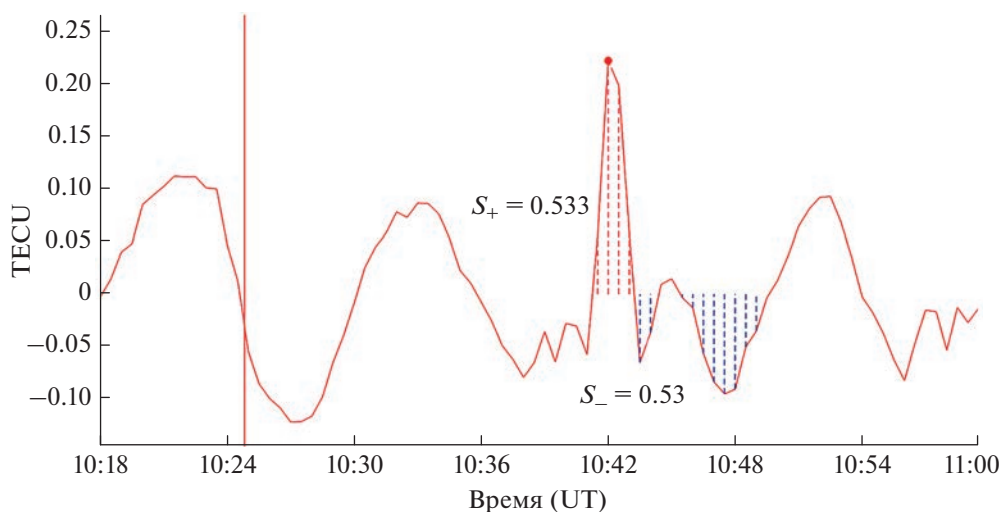
**Рис. 5.** Пример вычисления площадей фазы сжатия (красная штриховка) и разрежения (синяя штриховка) косейсмической ударной акустической волны, зарегистрированной на GPS-станции bshm по данным со спутника PRN#31 после первого землетрясения (остальные обозначения как на рис. 4).

“Панагюриште” соответственно от главного толчка и афтершока (в случае второго землетрясения возмущение от афтершока не удалось выделить). Поскольку эта поверхностная сейсмическая волна распространяется со скоростью боль-

ше скорости звука, то она генерирует акустическую волну, которая и приводит к возмущениям в нижней ионосфере. Третье возмущение обязано своим появлением приходу атмосферной внутренней волны, распространяющей-



**Рис. 6.** Фильтрованный сигнал ТЕС по паре станция–спутник kabr-19 за интервал 10:18–11:00 UT (а) и его спектрально-временная диаграмма сигнала с применением вейвлета Морле (б). Вертикальная сплошная красная линия – момент основного толчка второго землетрясения  $M_w = 7.5$  (10:24:49 UT), красная точка – максимальная величина фильтрованного сигнала на рассматриваемом интервале, белые пунктирные линии – конус влияния.



**Рис. 7.** Пример вычисления площадей фазы сжатия (красная штриховка) и разрежения (синяя штриховка) косейсмической ударной акустической волны, зарегистрированной на GPS-станции kabr по данным со спутника PRN#19 после второго землетрясения (остальные обозначения как на рис. 6).

ся со скоростями в диапазоне 200–300 м/с. В термосферу эта волна (с периодом около 20 мин) попадает на расстоянии приблизительно 400 км от эпицентра. Дальнейшее ее распространение возможно в термосферном волноводе, на что указывает также достаточно узкий спектр возмущения (см., например, [Snively, Pasko, 2008]).

Аналогично интерпретируются аномалии, зарегистрированные на обсерватории “Гроцка” (см. рис. 2) с учетом ее большей удаленности от эпицентра землетрясения (расстояние до станции около 1550 км).

Присутствие еще одной аномалии (примерно в 2:40 UT) в спектре мощности всех трех станций,

как показал специальный анализ, явно связано с солнечным источником, поскольку имеет место высокая когерентность периодов скалограммы в это время между рассматриваемой восточной компонентой магнитного поля на земной поверхности и  $B_z$ -компонентой межпланетного магнитного поля. Заметим также, что диапазон периодов этого сигнала соответствует так называемому акустическому резонансу (см., например, [Matsumura et al., 2009]), но удаленность от эпицентра события (1200–1550 км) не позволяет считать причиной сигнала землетрясение.

Появление дополнительного возмущения в 2:40 UT характерно только для первого землетрясения, поскольку второе событие, произошедшее приблизительно 9 часов спустя, не сопровождалось возмущениями, обусловленными вариациями  $B_z$ -компоненты межпланетного магнитного поля (см. рис. 2). В то же время, основываясь на известных скоростях сейсмических, атмосферных волн и наблюдаемых временах прихода, а также периодов возмущений, нетрудно видеть, что отклик нижней ионосферы на второе землетрясение практически повторяет картину, которая имеет место для первого события.

Рассмотрим теперь возмущения, зарегистрированные при радиопросвечивании посредством GPS. Как видно из рис. 4–рис. 7 возмущения плотности плазмы в  $F$ -слое в ближней зоне имеют форму  $N$ -волны, т.е. речь идет о приходе ударной волны после землетрясений. Время прихода импульса соответствует интервалу 10–15 мин после события и, что важно, форма импульса демонстрирует равенство площадей под положительной и отрицательной фазами. Последнее обстоятельство является характерной особенностью ударной волны.

Зная амплитуду импульса, можно оценить энергию землетрясения. Для ее грубой оценки воспользуемся скейлингом, который следует из сопоставления с источниками известной энергии. После землетрясения в Тохоку с энергией  $6.24 \times 10^{17}$  Дж вариации ТЕС достигали 3 ТЕСУ [Куницын и др., 2011]. Поскольку энергия волны пропорциональна квадрату амплитуды, то для наблюдаемого после первого события всплеска вариаций порядка 0.15 ТЕСУ получим приблизительно величину поверхностной энергии  $1.6 \times 10^{15}$  Дж, а для второго события, при вариациях около 0.22 ТЕСУ, — энергию  $3.3 \times 10^{15}$  Дж. Разная амплитуда сигналов, когда после более слабого землетрясения амплитуда как будто больше — следствие влияния наклона силовых линий геомагнитного поля: при распространении на юг (см. рис. 3) акустический сигнал возмущает замагниченную плазму  $F$ -слоя ионосферы в основном вдоль силовых линий, а при распространении в зональном направлении замагниченная

плазма возмущается импульсом поперек силовых линий или под углом к ним, что менее эффективно.

Сопоставим эти оценки с оценками по сейсмологическим формулам. Можно оценить сейсмическую энергию землетрясений, пользуясь тем, что между сейсмическим моментом  $M_0$  и моментной магнитудой  $M_w$  существует приближенная связь, оправдываемая теоретическими соображениями и статистикой наблюдений и выражаемая формулой [Касахара, 1985; Kagan, 1994]:  $\lg M_0 = 1.5M_w + 9$ , где сейсмический момент измерен в Н·м. Используя эту формулу и формулу

$E_s = 1.6 \times 10^{-5} M_0$  [Choy, Boatwright, 1995], получим для энергии первого землетрясения  $8 \times 10^{15}$  Дж, а для энергии второго —  $7.5 \times 10^{15}$  Дж. Таким образом, измерения отклика верхней ионосферы позволяют оценить энергию сейсмического источника, неплохо согласующуюся с сейсмологическими оценками.

Общий вывод, который следует из настоящей работы, следующий: ионосферные отклики на достаточно сильные землетрясения в Турции, зарегистрированные на расстояниях 1200–1600 км от эпицентра в нижней и на расстояниях до 500 км в верхней ионосфере, достаточно хорошо интерпретируются в терминах распространения сейсмической (волна Релея) и атмосферных волн — ударных, акустических и внутренних, т.е. тех волн, источником которых является само землетрясение.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования геомагнитных вариаций выполнены в рамках государственного задания ИДГ РАН № 1220329000185-5 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях”, исследования вариаций ТЕС и интерпретация данных выполнены в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голиков Ю.В., Д’Коста А., Пилипенко В.А. Геомагнитные пульсации, возбуждаемые при сильных землетрясениях // Геомагнетизм и аэрономия. 1985. Т. 25. № 5. С. 824–828.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
- Куницын В.Е., Нестеров И.А., Шалимов С.Л. Мегаземлетрясение в Японии 11 марта 2011 г.: регистрация ионосферных возмущений по данным GPS // Письма в ЖЭТФ. 2011. Т. 94. № 8. С. 657–661.
- Куницын В.Е., Шалимов С.Л. Ультранизкочастотные вариации магнитного поля при распространении в ионосфере акустико-гравитационных волн // Вестник МГУ. Сер. 3. Физика. Астрономия. 2011. № 5. С. 75–78.



- Ландау Л.Д. Об ударных волнах на далеких расстояниях от места их возникновения // Прикладная математика и механика. 1945. Т. 9. № 4. С. 286–293.
- Ольшанская Е.В., Шалимов С.Л. Об оценке сейсмической энергии цунамигенных землетрясений по ионосферному отклику, наблюдаемому посредством GPS // Физика Земли. 2015. № 6. С. 16–23.
- Павлов В.А. Акустический импульс над эпицентром землетрясения // Геомагнетизм и аэронавигация. 1986. Т. 26. № 5. С. 807–815.
- Рябова С.А., Шалимов С.Л. О геомагнитных вариациях, наблюдаемых на поверхности Земли и приуроченных к сильным землетрясениям // Физика Земли. 2022. № 4. С. 30–45.  
<https://doi.org/10.31857/S0002333722040081>
- Сурков В.В. Электромагнитные эффекты при взрывах и землетрясениях. М.: МИФИ. 2000. 448 с.
- Черногор Л.Ф. Геомагнитные возмущения, сопровождавшие великое японское землетрясение 11 марта 2011 г. // Геомагнетизм и аэронавигация. 2019. Т. 59. № 1. С. 69–82.
- Adhikari B., Khatiwada R., Chapagain N.P. Analysis of geomagnetic storms using wavelet transforms // Journal of Nepal Physical Society. 2017. V. 4. № 1. P. 119–124.
- Choy G.L., Boatwright J.L. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress // J. Geophysical Research: Atmospheres. 1995. V. 1001. № B9. P. 18205–18228.  
<https://doi.org/10.1029/95JB01969>
- Grinsted A., Moor J.C., Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical timeseries // Nonlinear Processes in Geophysics. 2004. V. 11. P. 561–566.
- Grossmann A., Morlet J. Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape // SIAM J. Mathematical Analysis. 1984. V. 15. № 4. P. 723–736.
- Iyemori T., Nose M., Han D., Gao J., Hashizume M., Choo-sakul N., Shinagawa H., Tanaka J., Utsugi M., Saito A., Mc-Creadie H., Odagi J., Yang F. Geomagnetic pulsations caused by the Sumatra earthquake on December 26, 2004 // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32.  
<https://doi.org/10.1029/2005GL024083>
- Kagan Y.Y. Observational evidence for earthquakes as a nonlinear dynamic process // Physica D. 1994. V. 77. P. 160–192.
- Kelley M.C. The Earth's ionosphere: Plasma physics and electrodynamics. San Diego, California: Academic Press Inc. 1989. 487 p.
- Maraun D., Kurths J. Cross wavelet analysis: significance testing and pitfalls // Nonlinear Processes in Geophysics. 2004. V. 11. P. 505–514.
- Matsumura M., Iyemori T., Tanaka Y., Han D., Nose M., Utsugi M., Oshiman N., Shinagawa H., Odagi Y., Tabata Y. Acoustic resonance between ground and thermosphere // Data Science Journal. 2009. V. 8. P. 68–77.  
<https://doi.org/10.2481/dsj.8.S68>
- Meyer Y. Wavelets: Algorithms and applications. Philadelphia: Society for Industrial and Applied Mathematics. 1993. 134 p.
- Riabova S.A. Study of the multifractality of geomagnetic variations at the Belsk Observatory // Doklady Earth Sciences. 2022. V. 507. № 2. P. 299–303.  
<https://doi.org/10.1134/S1028334X22700489>
- Riabova S. Application of wavelet analysis to the analysis of geomagnetic field variations // Journal of Physics Conference Series. 2018. V. 1141.  
<https://doi.org/10.1088/1742-6596/1141/1/012146>
- Snively J.B., Pasko V.P. Excitation of ducted gravity waves in the lower thermosphere by tropospheric sources // J. Geophysical Research: Space Physics. 2008. V. 113. № A6.  
<https://doi.org/10.1029/2007JA012693>
- Torrence C., Compo G.P. A practical guide to wavelet analysis // Bulletin of the American Meteorological Society. 1998. V. 79. P. 605–618.
- van Brummelen G. R. Heavenly mathematics: The forgotten art of spherical trigonometry. New Jersey: Princeton University Press. 2013. 216 p.  
<https://www.earthdata.nasa.gov>  
<https://www.earthquake.usgs.gov>  
<https://www.intermagnet.org>  
<http://www.isgi.unistra.fr>  
<https://www.swpc.noaa.gov/products/ace-real-time-solar-wind>

## Response of the Lower and Upper Ionosphere to Earthquakes in Turkey on February 6, 2023

S. A. Riabova<sup>a, b, \*</sup>, E. V. Olshanskaya<sup>a</sup>, and S. L. Shalimov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia

<sup>b</sup> Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia

\*e-mail: ryabovasa@mail.ru

**Abstract**—Ground-based magnetometers and ionospheric radio probing by means of GPS were used to analyze and interpret specific variations of the geomagnetic field and the total electron content of the ionosphere during strong catastrophic earthquakes in Turkey on February 6, 2023. It is shown that the ionospheric responses to these earthquakes recorded at distances of 1200–1600 km from the epicentre in the lower ionosphere and at distances of up to 500 km from the epicentre in the upper ionosphere can be interpreted in terms of the propagation of the Rayleigh seismic wave and atmospheric waves — shock, acoustic and internal, that is, those waves that are generated by the earthquake itself. The energy of seismic events was estimated from the ionospheric response.

**Keywords:** earthquake, geomagnetic field, total electron content, wavelet analysis, *N* wave

## ПРИМЕНЕНИЕ НОВЫХ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ К ОЦЕНКЕ ПАРАМЕТРОВ ПОЛЯ СЕЙСМИЧНОСТИ НА ПРИМЕРЕ РЕГИОНА ЯПОНИИ

© 2023 г. В. Ф. Писаренко<sup>1, \*</sup>, А. А. Скоркина<sup>1, \*\*</sup>, Т. А. Рукавишникова<sup>1, \*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,  
г. Москва, Россия

\*E-mail: v.f.pisarenko@mail.ru

\*\*E-mail: anna@mitp.ru

\*\*\*E-mail: tanyar@mitp.ru

Поступила в редакцию 16.12.2022 г.

После доработки 07.06.2023 г.

Принята к публикации 11.06.2023 г.

Настоящая работа посвящена применению некоторых новых статистических методов к анализу пространственной структуры сейсмического поля в высокосейсмичном регионе в окрестности Японии, ограниченном координатами: широта  $28^{\circ}$ – $50^{\circ}$  N; долгота  $130$ – $150^{\circ}$  E. Получены оценки поля интенсивности сейсмического потока по методу  $k$ -ближайших соседей для диапазона магнитуд  $m \geq 5.2$ . Наиболее высокие значения интенсивности порядка  $10^{-4} \frac{1}{\text{год} \cdot \text{км}^2}$  сосредоточены на

глубинах до 100 км и проявляются в окрестности мегаземлетрясения Тохоку. Пространственное разрешение оценок интенсивности колеблется от 33–50 км на участках с высокой интенсивностью до 100 км и более в зонах слабой интенсивности. Показано, что параметры сейсмического поля – интенсивность  $\lambda$ , наклон графика повторяемости  $\beta$ , наибольшая возможная магнитуда  $m_1$  – имеют разные масштабы пространственной изменчивости и, соответственно, к ним должны применяться разные масштабы пространственного осреднения. На основе модели усеченного распределения Гутенберга–Рихтера получены оценки наклона графика повторяемости ( $b$ -value) и верхней границы распределения  $m_1$ . Предложен оригинальный метод определения оптимального радиуса осреднения для произвольной ячейки пространственной сетки. Метод основан на использовании статистического коэффициента вариации соответствующего параметра. Для рассмотренного региона получена оценка максимальной возможной магнитуды с учетом поправки на смещение  $M_{\max} = 9.60 \pm 0.41$ .

**Ключевые слова:** пространственная структура поля сейсмичности, разрешающая способность оценок, оценки параметров усеченного закона Гутенберга–Рихтера.

**DOI:** 10.31857/S0002333723060169, **EDN:** WFWZDB

### ВВЕДЕНИЕ

Изучению структуры сейсмического поля в сейсмоактивных регионах и таких его характеристик, как интенсивность сейсмического потока, параметры закона повторяемости землетрясений, максимальная возможная региональная магнитуда, максимальные значения ускорения грунта и др., последнее время уделяется большое внимание [Marzocchi, Sandri, 2003; Kijko, 2004; Khan et al., 2011; Kijko, Singh, 2011; Holschneider et al., 2011; Kolathayar et al., 2012; Salahshoor, Lyubushin et al., 2018; Pisarenko, Rodkin, 2020; Taroni et al., 2021]. В ряде работ предложены новые статистические методы обработки сейсмических данных. К ним относятся работы по оценке интенсивно-

сти сейсмического потока с помощью метода  $k$ -ближайших соседей ( $k$ -nearest neighbors method) [Pisarenko V., Pisarenko D., 2022], статистические методы оценки параметров закона повторяемости землетрясений, основанные на теории экстремальных значений (Extreme Value Theory – EVT) [Pisarenko, Rodkin, 2010; Pisarenko et al., 2014; Beirlant et al., 2019], а также методы, учитывающие смещение стандартных оценок параметров усеченного распределения Гутенберга–Рихтера (Truncated Gutenberg-Richter distribution – TGR) [Писаренко, 2022; Pisarenko, Rodkin, 2022]. В настоящей статье эти и другие методы применены для статистического оценивания параметров сейсмического поля в регионе Японии, огра-

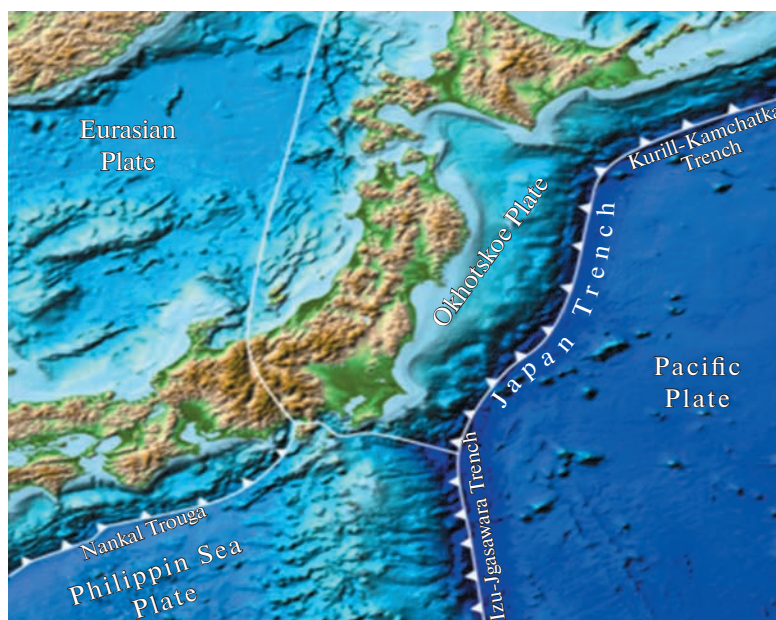


Рис. 1. Японский подводный желоб (Japan Trench).

ниченном координатами: широта  $28^{\circ}$ – $50^{\circ}$  N; долгота  $130^{\circ}$ – $150^{\circ}$  E. Этот регион включает в себя участки зоны субдукции с высоким уровнем сейсмичности, в том числе Японский желоб, показанный на рис. 1

В работе получены оценки пространственной структуры интенсивности сейсмического потока и параметров закона повторяемости землетрясений, а также оценена максимально возможная региональная магнитуда  $M_{\max}$ .

Мы пользовались данными из каталога CMT 1976–2022 гг. ([www.globalcmt.org](http://www.globalcmt.org)). Магнитуды  $m_w$  определялись из заданных в каталоге значений скалярных сейсмических моментов  $M_0$  по общепринятой формуле Канамори [Kanamori, 1977]:

$$m_w = \frac{2}{3} \lg(M_0) - 10.6,$$

где  $M_0$  — сейсмический момент в единицах дина-см. Поскольку значения  $\lg(M_0)$  приведены в каталоге CMT с точностью до 0.01, можно считать, что соответствующие значения магнитуд заданы с той же точностью. Для анализа использовались землетрясения, произошедшие за период времени 01.01.1976–05.04.2022 гг. За это время в регионе, ограниченном указанными интервалами координат, произошло 3656 землетрясений с магнитудами  $m_w = 4.65$ – $9.08$ . На рис. 2 и рис. 3 показаны соответственно карта эпицентров и график повторяемости данных землетрясений.

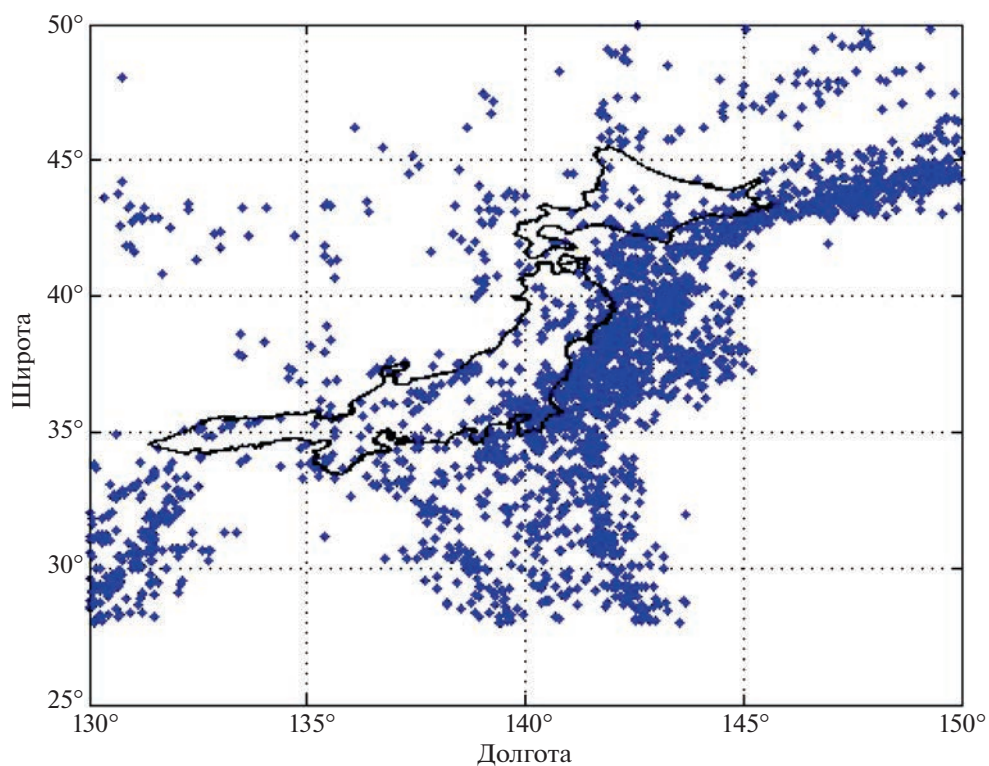
Основная часть землетрясений сосредоточена в поверхностном слое толщиной 100 км (3181 землетрясение, 87%). Имеющихся в каталоге данных

явно недостаточно для детального пространственного анализа поля на глубинах, превышающих 100 км. Поэтому мы ограничимся изучением пространственной структуры сейсмичности только в поверхностном слое с глубинами очагов 0–100 км. Отметим, что этот слой является наиболее существенным для задач оценки сейсмической опасности и сейсмического риска. Для глубин, превышающих 100 км, мы приведем лишь некоторые характеристики интенсивности сейсмического потока.

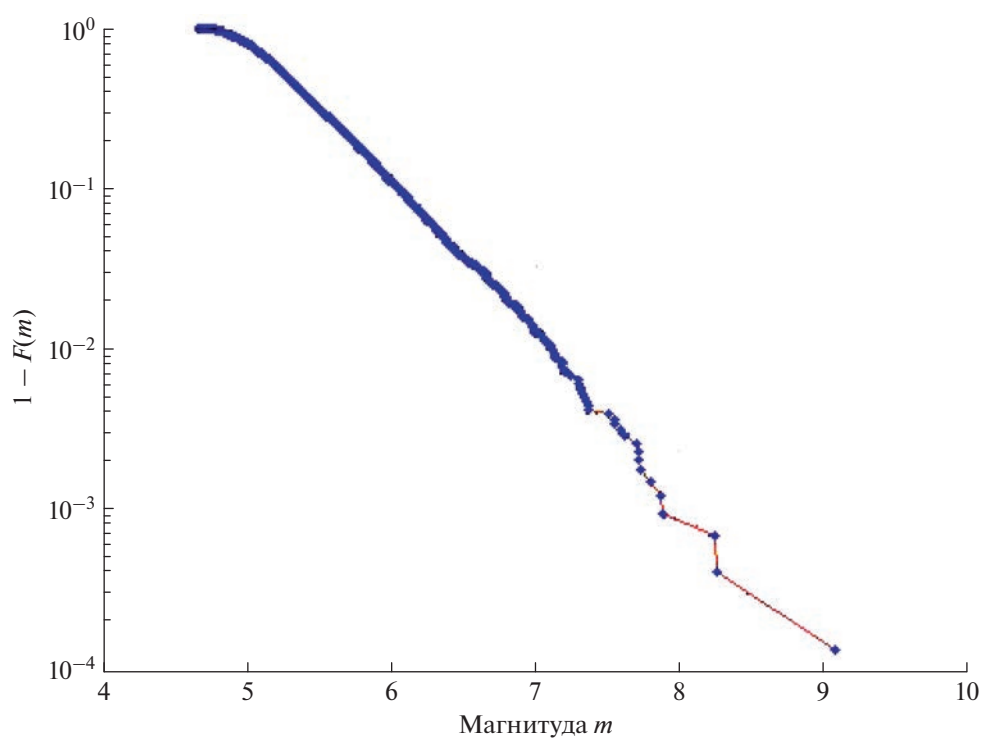
## ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ ПОЛЯ СЕЙСМИЧНОСТИ

В данной работе мы предполагаем, что сейсмический поток является стационарным, вариации сейсмичности по времени будут рассмотрены в других работах. В статистических оценках, рассмотренных в настоящей работе, существенны полные объемы выборок за весь период наблюдения. От объемов выборок зависит точность оценок.

Каталог землетрясений был предварительно декластеризован с использованием метода, изложенного в работе [Писаренко, Родкин, 2019]. После декластеризации из 3656 землетрясений осталось 2739 главных толчков (74.9%). Для выбора нижней границы представительной регистрации магнитуд мы воспользовались методикой, изложенной в работе [Писаренко и др., 2022]. Применяя данную методику, мы получили значения близкие к 5.2 почти для всех точек региона, в которых интенсивность больше 0.005 от максималь-

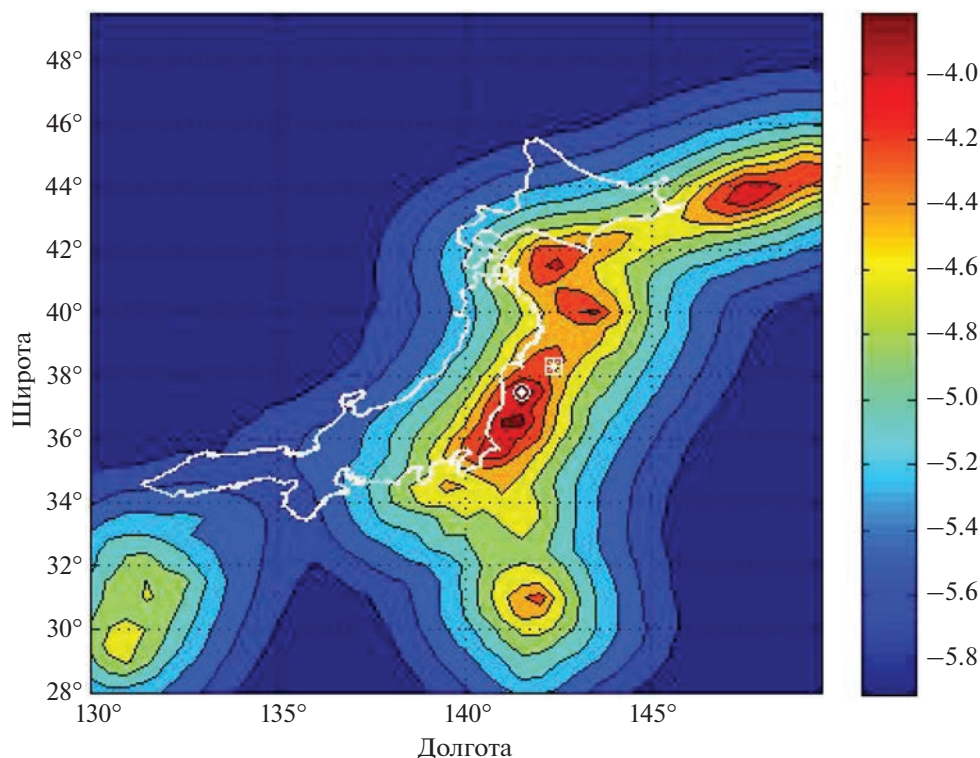


**Рис. 2.** Карта эпицентров землетрясений с магнитудами  $m_W = 4.65\text{--}9.08$ , произошедших в рассмотренном регионе за 1976–2022 гг.



**Рис. 3.** График повторяемости землетрясений  $1 - F(m)$  для выделенного участка (широта  $28^\circ \div 50^\circ\text{N}$ ; восточная долгота  $130^\circ\text{--}150^\circ\text{E}$ ), произошедших за 1976–2022 гг.





**Рис. 4.** Логарифмическая интенсивность  $\lg(I(\lambda, \varphi))$  потока землетрясений с глубинами очага землетрясения 0–100 км, оцененная методом  $k$ -ближайших соседей,  $k = 40$ . Белым квадратиком отмечен эпицентр мегаземлетрясения Тохоку (11.03.2011 г.;  $m = 9.1$ ;  $h = 24.4$  км). Белым кружком указан максимум величины  $\lg(I(\lambda, \varphi)) = -3.603$ .

ного значения. Поэтому мы выбрали значение  $m_0 = 5.2$  как единую нижнюю границу для всего региона. Превышают эту границу  $n = 1591$  землетрясение. На рис. 4–рис. 6 показаны линии уровня интенсивности сейсмического потока в единицах  $1/\text{год} \cdot \text{км}^2$  для 3-х интервалов глубин: 0–100 ( $n = 1233$ ); 100–350 ( $n = 156$ ); 350–700 км ( $n = 202$ ). Интенсивности рассчитывались методом  $k$ -ближайших соседей как нормированное на время и площадь число событий в круге, определяемом расстоянием от узла сетки координат до  $k$ -ближайшего соседа. Сетка центров кругов имела масштаб по широте–долготе  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (примерно  $56 \text{ км} \times 43 \text{ км}$ ). Линии уровня на рисунках делят интервал значений поля от максимума до минимума на равные 10 промежутков. Для удобства построения графиков значения интенсивности меньше 0.005 от максимального значения заменялись на константу, равную данному порогу.

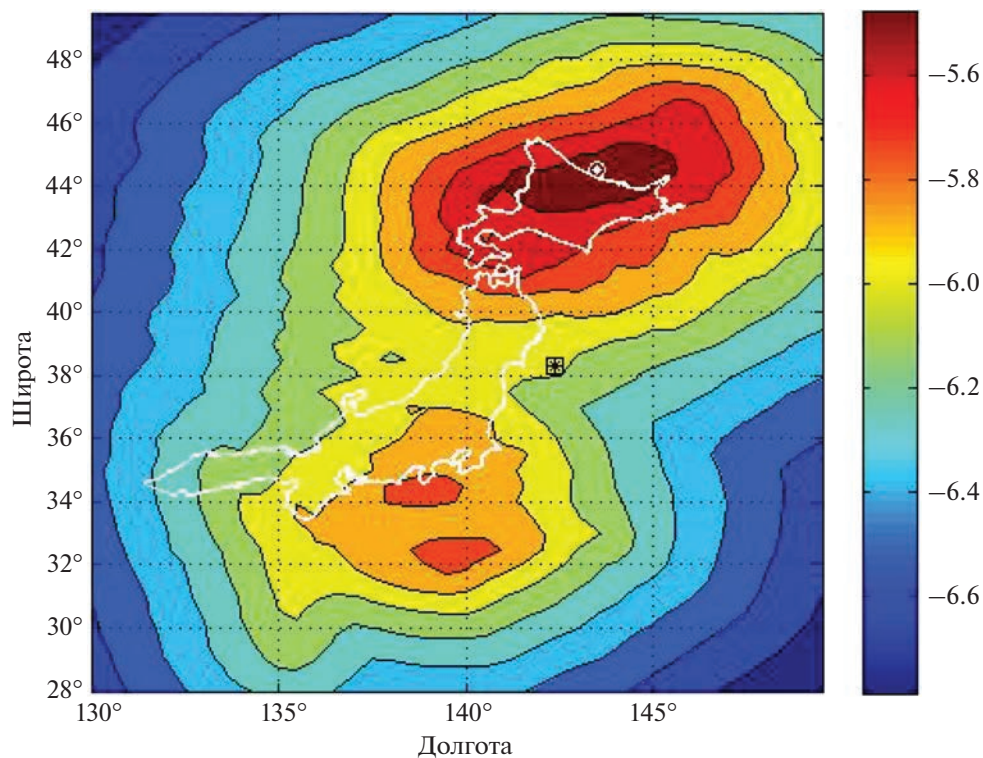
Из рис. 4–рис. 6 видно как по мере увеличения глубины пятна повышенной интенсивности меняют свое положение относительно эпицентра землетрясения Тохоку. В интервале глубин 0–100 км самые высокие значения  $\lg(I(x, y))$  группируются в окрестности эпицентра мегаземлетрясения Тохоку. Оценки интенсивности, показанные на рис. 4–рис. 7, имеют разрешающую способность,

зависящую от координат. На рис. 7 показано поле радиусов осреднения, вычисленных по указанной методике. В данном методе радиус круга осреднения зависит от координат точки оценивания.

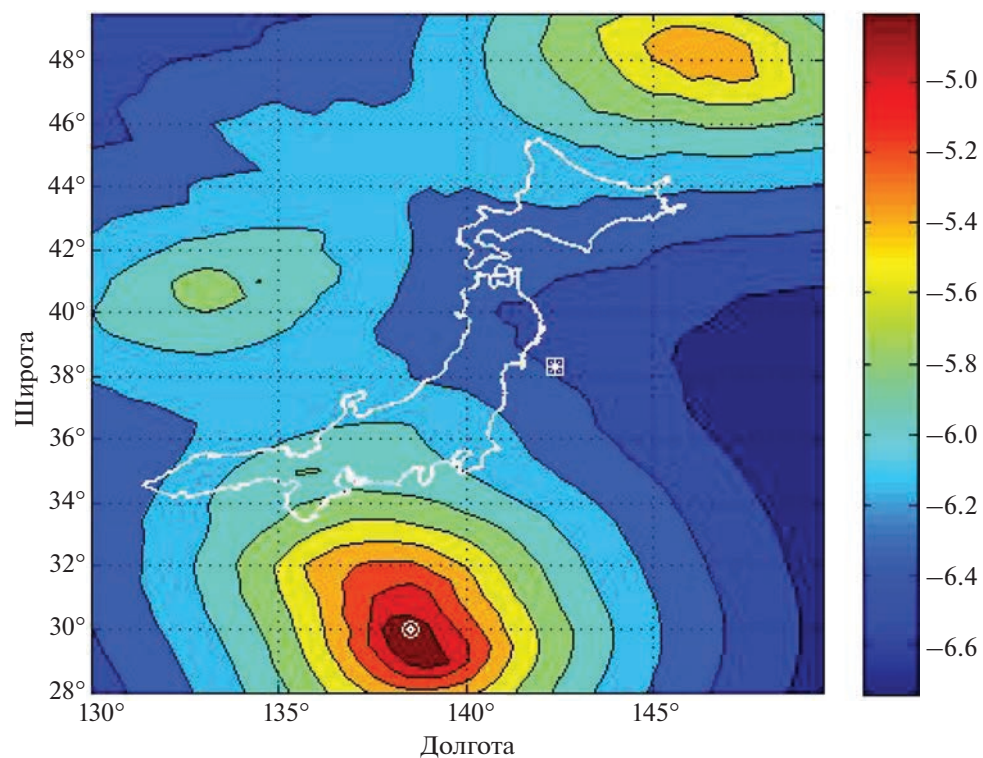
В зонах высокой интенсивности радиус уменьшается до 33 км, в местах слабой интенсивности он возрастает и всегда обеспечивает фиксированное количество наблюдений для усреднения (в данном случае 40). Как видно из рис. 7, в зонах, где уровень сейсмичности достаточно высок (зоны синего цвета), радиус круга осреднения метода  $k$ -ближайших соседей меняется от 33 км примерно до 100 км.

#### ОЦЕНКА НАКЛОНА ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ

Для дальнейшего описания структуры сейсмического поля мы будем использовать широко применяемую в сейсмологической практике модель усеченного распределения Гутенберга–Рихтера (УГР), см. работу [Писаренко, 2022]. Эта модель предполагает, что для распределения магнитуд справедлив усеченный закон Гутенберга–Рихтера. Функция распределения магнитуд  $F$  и плотность  $f$  усеченного распределения Гутенберга–Рихтера имеют вид:

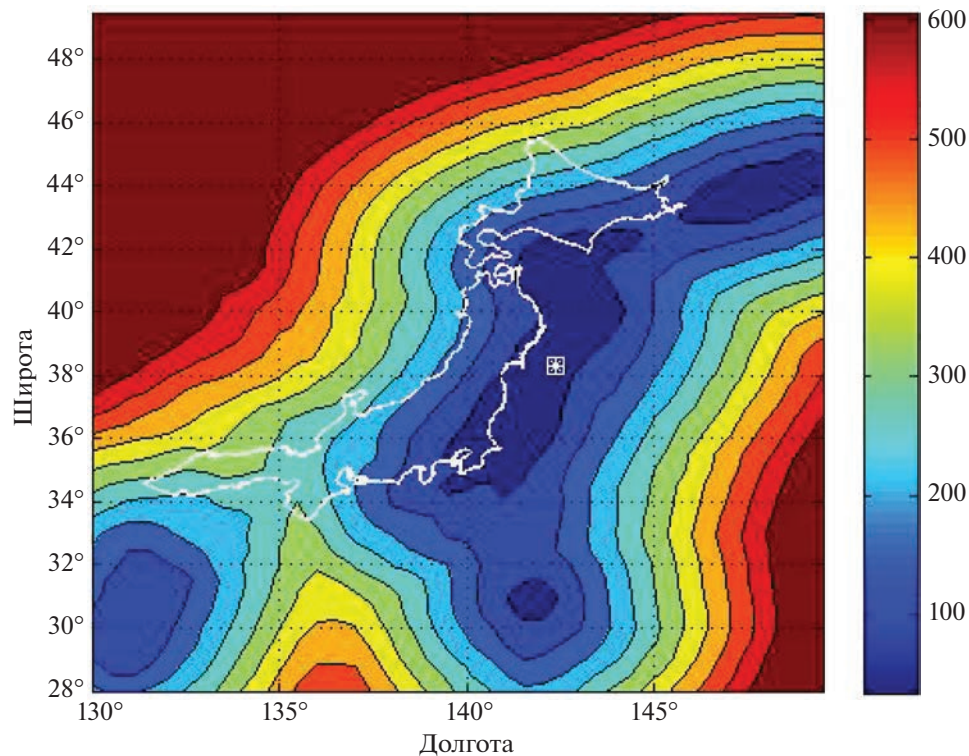


**Рис. 5.** Логарифмическая интенсивность  $\lg(I(\lambda, \varphi))$  потока землетрясений с глубинами очага 100–350 км, оцененная методом  $k$ -ближайших соседей,  $k = 40$ . Черным квадратиком отмечен эпицентр мегаземлетрясения Тохоку. Белым кружком указан максимум величины  $\lg(I(\lambda, \varphi)) = -5.348$ .



**Рис. 6.** Логарифмическая интенсивность  $\lg(I(\lambda, \varphi))$  потока землетрясений с глубинами 350–700 км, оцененная методом  $k$ -ближайших соседей,  $k = 40$ . Белым квадратиком отмечен эпицентр мегаземлетрясения Тохоку. Белым кружком указан максимум величины  $\lg(I(\lambda, \varphi)) = -4.612$ .





**Рис. 7.** Поле значений радиуса круга осреднения по методу  $k$ -ближайших соседей,  $k = 40$ , для землетрясений с глубинами 0–100 км. Белый квадратик – эпицентр мегаземлетрясения Тохоку.

$$F(m|\beta, m_1, m_0) = \frac{1 - \exp(-\beta(m - m_0))}{1 - \exp(-\beta(m_1 - m_0))}, \quad (1)$$

$$m_0 \leq m \leq m_1,$$

$$f(m|\beta, m_1, m_0) = \frac{\beta \exp(-\beta(m - m_0))}{1 - \exp(-\beta(m_1 - m_0))}, \quad (2)$$

$$m_0 \leq m \leq m_1,$$

где  $\beta$  – наклон графика повторяемости;  $m_0$  – наименьшая возможная магнитуда и  $m_1$  – наибольшая возможная магнитуда. Усеченный закон УГР широко используется в современной сейсмологической практике из-за своей простой формы и робастности. Часто его используют при оценивании максимально возможной региональной магнитуды  $M_{\max}$ . Ниже мы прокомментируем обоснованность такого подхода.

Исходный закон Гутенберга–Рихтера [Gutenberg, Richter, 1954] имеет вид:

$$\lg(N) = a - bm, \quad m \geq m_0, \quad (3)$$

где  $N$  – среднее число землетрясений с магнитудами, превосходящими  $m$ ;  $a$ ,  $b$  – параметры закона. Параметры  $b$  и  $\beta$  связаны соотношением  $b = \beta/\ln(10)$  ( $\ln$  – натуральный логарифм,  $\lg$  – десятичный логарифм). Землетрясения относятся к некоторому региону и занимают определенный интервал времени (от этого интервала и от регио-

на зависит параметр  $a$ ). УГР содержит 3 неизвестных параметра:  $\beta$ ,  $m_0$ ,  $m_1$ . В качестве нижней границы  $m_0$ , как отмечалось выше, была выбрана единая для всего региона граница  $m_0 = 5.2$ . Параметры  $\beta$ ,  $m_1$  оценивались стандартным методом максимального правдоподобия (ММП). При этом предполагалось, что магнитуды каталога имеют непрерывное распределение (1)–(2) и задаются без дискретизации, как это и делалось в классической работе [Aki, 1965]. В работе [Писаренко и др., 2023] показано, что учет дискретизации при оценке параметров УГР существен лишь, начиная с интервала магнитуды 0.1 и больше. Поскольку в нашем случае мы использовали каталог с дискретизацией порядка 0.01, учет дискретизации в нашем случае несуществен. Следует отметить, что вопросу введения поправок в ММП-оценки параметра  $\beta$  ( $b$ ), учитывающей дискретизацию, посвящено большое количество работ (см. [Bender, 1983; Marzocchi, Sandri, 2003; Taroni et al., 2021] и цитированную там литературу). Однако эти поправки, как правило, малоэффективны и не универсальны. Между тем, функция правдоподобия без труда выписывается для произвольного дискретного распределения (см., например, [Cramer, 1940]) и имеет, в принципе, те же свойства асимптотической эффективности, что и для непрерывного случая. Дискретное распределение необязательно должно иметь равные

интервалы, к нему можно применять  $\chi^2$ -критерий и другие статистические критерии [Pisarenko, Rodkin, 2010; 2015]. Пример применения формул дискретного правдоподобия к группированным по магнитуде данным можно найти в работе [Писаренко и др., 2022].

Обозначим имеющуюся выборку магнитуд (каталог)  $\mathbf{x} = (x_1, \dots, x_n)$ . Функция правдоподобия имеет вид:

$$L(\beta, m_1 | \mathbf{x}) = \prod_{k=1}^n f(x_k | \beta, m_1). \quad (4)$$

Как известно (см., например, [Pisarenko et al., 1996]), оценкой максимального правдоподобия для параметра  $m_1$  при любом значении  $\beta$  является максимальная магнитуда наблюдаемой выборки  $\mu_n$ :

$$\mu_n = \max(x_1, \dots, x_n). \quad (5)$$

Оценка максимального правдоподобия для параметра  $\beta$  находится как максимум правдоподобия, в котором параметр  $m_1$  заменен на  $\mu_n$ , т.е. как максимум функции от  $\beta$ :

$$L(\beta | \mu_n, \mathbf{x}) = \prod_{k=1}^n f(x_k | \beta, \mu_n). \quad (6)$$

При привязке параметра  $\beta$  к пространственным координатам возникают определенные трудности, которые обычно оставляют без внимания. Строго говоря, этот параметр относится не к точке пространства, а к некоторой области. Иногда эта область задается явно, например, в виде координатного прямоугольника или в виде круга заданного радиуса. Иногда, как например, в методе  $k$ -ближайших соседей, эта область (в виде круга) определяется расстоянием до  $k$ -ого ближайшего соседа и меняется от точки к точке. Для надежной оценки  $\beta$  необходимы землетрясения из достаточно большого диапазона магнитуд, а это требует значительных пространственных масштабов. Естественно, что с увеличением масштаба осреднения наряду с увеличением надежности происходит сглаживание поля значений  $\beta$ . В данном вопросе необходимо найти компромисс между этими двумя характеристиками. Со статистической точки зрения эту задачу можно сформулировать как стандартную задачу 2D-регрессии, где требуется оценить неизвестную функцию  $\beta(x, y)$ , искаженную двумерным, случайным шумом. Однако на практике такой подход не дает удовлетворительного решения проблемы. Неизвестную функцию  $\beta(x, y)$  трудно аппроксимировать стандартными функциями с малым числом параметров, как это делается в обычных задачах регрессии, а теоретические модели поля  $\beta(x, y)$  неизвестны. Поэтому обычно просто сглаживают поле оценок  $\beta(x, y)$  тем или иным способом и отмечают повышенные и пониженные значения этого сглажен-

ного поля без строгого обоснования их статистической значимости [Bender, 1983; Ogata, Katsura, 1993]. Мы проводили сглаживание с помощью метода  $k$ -ближайших соседей, показавшего свою эффективность при оценке поля интенсивности ([Pisarenko V., Pisarenko D., 2022]). Масштаб сглаживания в этом методе определяется числом соседей  $k$ , чем больше  $k$ , тем больше радиус круга сглаживания. Для выбора значения  $k$  мы предлагаем использовать коэффициент изменчивости неотрицательных случайных величин  $V_\beta$  (*coefficient of variation*, см. работу [Cramer, 1940]):

$$V_\beta = \text{Std}(\bar{\beta}) / E(\bar{\beta}), \quad (7)$$

где  $E(\bar{\beta})$ ,  $\text{Std}(\bar{\beta})$  среднее значение и стандартное отклонение оценки  $\bar{\beta}$ . Коэффициент  $V_\beta$  показывает значимость среднего значения оценки параметра  $E(\bar{\beta})$  при наличии разброса, характеризующего стандартным отклонением  $\text{Std}(\bar{\beta})$ . Обычно считают оценку значимой (надежной), если  $V_\beta \leq 0.2$  (среднее значение превосходит разброс, измеряемый стандартным отклонением, в 5 раз или больше). Мы используем выборочный коэффициент изменчивости (7), в котором теоретические среднее значение и стандартное отклонение оценки  $\bar{\beta}$  заменены их выборочными аналогами. В нашем случае для некоторой конкретной ячейки сетки мы имеем выборку магнитуд объема  $k$ , состоящую из  $k$ -ближайших соседей  $(y_1, \dots, y_k)$  и оценку максимального правдоподобия  $\bar{\beta}$  (6), полученную по этой выборке. В качестве среднего мы берем саму оценку максимального правдоподобия  $\bar{\beta}$ , а для нахождения  $\text{Std}(\bar{\beta})$  предлагается оригинальный метод, основанный на идее бутстрепа [Efron, 1979]. Выборка  $(y_1, \dots, y_k)$  подвергается случайной перестановке, затем полученная выборка делится на 2 равные половины  $(y_1, \dots, y_{k/2})$ ,  $(y_{k/2+1}, \dots, y_k)$ . Величины

$$(y_j - y_{k/2+j}), \quad j = 1, \dots, k/2 \quad (8)$$

имеют среднее значение 0 и дисперсию  $2\sigma^2$  ( $\sigma^2$  — дисперсия исходных величин  $y_k$ ). Проведем  $r$  случайных перестановок и усреднив  $r$  полученных при этом квадратов разностей (8), получаем оценку величины  $2\sigma^2$  и, соответственно оценку стандартного отклонения  $\sigma$ . Число усреднений  $r$  рекомендуется брать не менее 30 (его можно варьировать, учитывая разброс оценок дисперсии). Применив описанный метод, мы получаем стандартные отклонения и затем коэффициент изменчивости  $V_\beta$  (7). Для оценки коэффициента изменчивости интенсивности  $V_{INT}$ , полученного методом  $k$ -ближайших соседей, в работе ([Pisarenko V., Pisarenko D., 2022]) приводится формула

$$V_{INT} = 1/(k-2)^{1/2}. \quad (9)$$



**Таблица 1.** Коэффициенты изменчивости  $V_{INT}$ ,  $V_\beta$  и минимальные значения радиуса круга осреднения  $R_{min}$ 

|                                              |      |      |      |      |      |
|----------------------------------------------|------|------|------|------|------|
| Число ближайших соседей $k$                  | 20   | 40   | 60   | 80   | 100  |
| Коэффициент изменчивости $V_{INT}$           | 0.24 | 0.16 | 0.13 | 0.11 | 0.10 |
| Коэффициент изменчивости $V_\beta$           | 0.50 | 0.30 | 0.23 | 0.19 | 0.17 |
| Минимальный радиус осреднения $R_{min}$ , км | 11   | 33   | 51   | 64   | 74   |

При этом предполагается, что поле основных толчков является Пуассоновским по пространству. В табл. 1 для набора значений  $k = 20; 40; 60; 80; 100$  приведены значения коэффициентов изменчивости  $V_{INT}$ ,  $V_\beta$ , а также минимальные значения радиуса круга осреднения  $R_{min}$ .

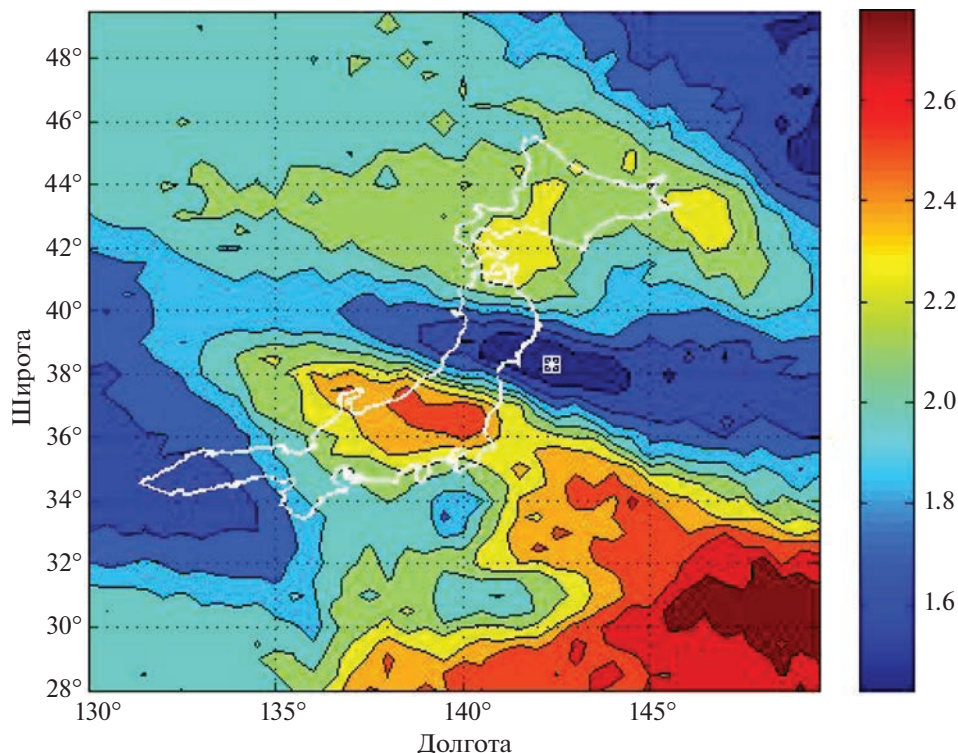
Если принять указанный выше порог 0.2 в качестве верхней границы, обеспечивающей достаточную надежность оценок параметров, то для оценки интенсивности надо брать  $k \geq 30-40$ , а для параметра  $\beta$  соответственно  $k \geq 70-80$ . Оценки параметра  $\beta$  для очагов с глубинами 0–100 км при  $k = 80$  показаны на рис. 8. Соответствующие радиусы осреднения приведены на рис. 9.

На рис. 8 мы видим следующие структурные особенности поля оценок параметра  $\beta$ . Наблюдается длинная, относительно узкая полоса темно-синего цвета (низкие значения  $\beta \approx 1.5-1.8$ ), включающая мегаземлетрясение Тохоку и пересекаю-

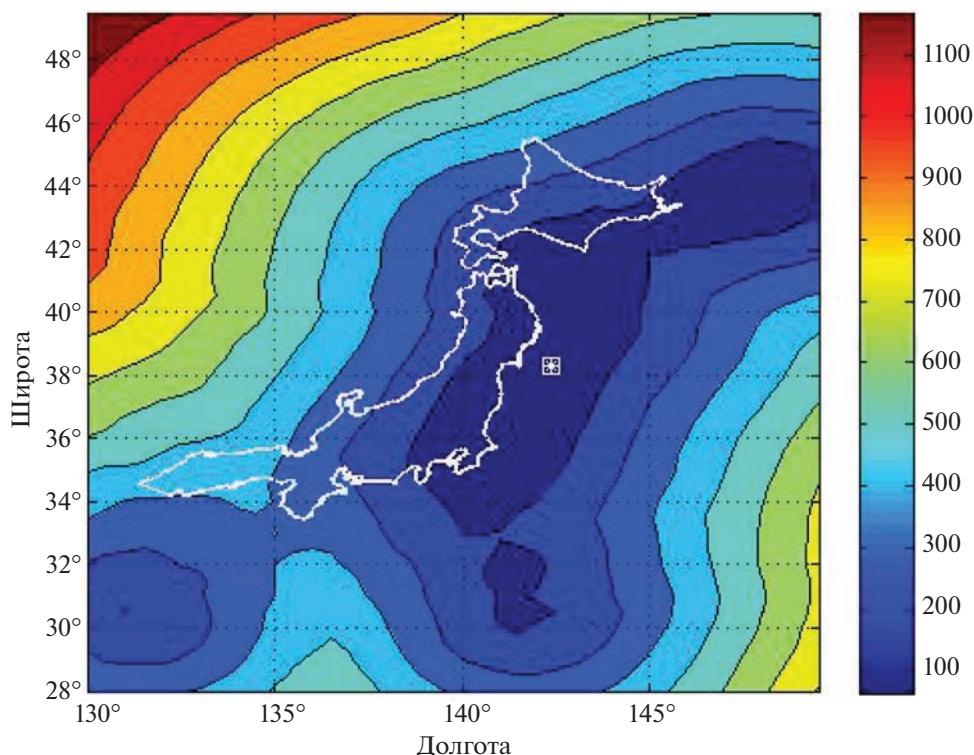
щая остров Хонсю в его средней части с северо-запада на юго-восток. В северной части острова Хонсю и в районе острова Хоккайдо наблюдаются средние значения параметра  $\beta \approx 2.0-2.3$ . Наконец, южнее темно-синей полосы пониженных значений с резким градиентом проявляется область высоких значений  $\beta \approx 2.3-2.7$ . Как мы увидим ниже, похожая структура (с противоположным направлением возрастания) наблюдается и для параметра  $m_1$ . Это неудивительно т.к. оценки этих параметров имеют отрицательный коэффициент корреляции порядка  $-0.4...-0.6$ .

#### ОЦЕНКА ПАРАМЕТРА $M_1$

Параметр  $m_1$  в модели УГР является максимально возможной магнитудой в области, для которой получена данная оценка, но следует сразу отметить, что для надежной интерпретации этого параметра в качестве максимальной, возможной



**Рис. 8** Оценки параметра  $\beta$  для землетрясений с глубинами очага землетрясения 0–100 км. Белым квадратиком отмечен эпицентр мегаземлетрясения Тохоку.



**Рис. 9.** Поле значений радиуса  $R$  км круга осреднения по методу  $k$ -ближайших соседей,  $k = 80$  для землетрясений с глубинами 0–100 км. Белый квадрат — эпицентр мегаземлетрясения Тохоку.

региональной магнитуды  $M_{\max}$  требуются большие размеры рассматриваемой области, соизмеримые с размерами крупнейших геологических блоков данного региона, длительные наблюдения сейсмического поля и желательно также, исторические, сейсмо-археологические и геологические данные, относящиеся к рассматриваемому региону (см., например, [Писаренко и др., 2022]).

Оценка максимального правдоподобия для параметра  $m_1$  в модели УГР равна максимальной наблюдаемой магнитуде  $\mu_n$  независимо от значения параметра  $\beta$ . На рис. 10 показано поле оценок параметра  $m_1$  для землетрясений с глубинами очага землетрясения 0–100 км, полученных методом  $k$ -ближайших соседей при  $k = 80$ .

Мы видим, что пространственная структура поля оценок параметра  $m_1$  схожа со структурой поля оценок параметра  $\beta$  на рис. 8. Оценки этих параметров имеют отрицательный коэффициент корреляции порядка  $-0.4 \dots -0.6$ .

Так как оценка максимального правдоподобия для параметра  $m_1$  в модели УГР равна максимальной наблюдаемой магнитуде  $\mu_n$ , которая всегда удовлетворяет неравенству  $\mu_n < m_1$ , то эта оценка имеет систематическое отрицательное смещение. В работах [Писаренко, 2022; Pisarenko, Rodkin, 2022] подробно изложена методика получения

поправки к оценке  $\mu_n$ , которая существенно уменьшает это смещение. Скорректированная оценка, обозначаемая  $\underline{m}_1$ , имеет вид:

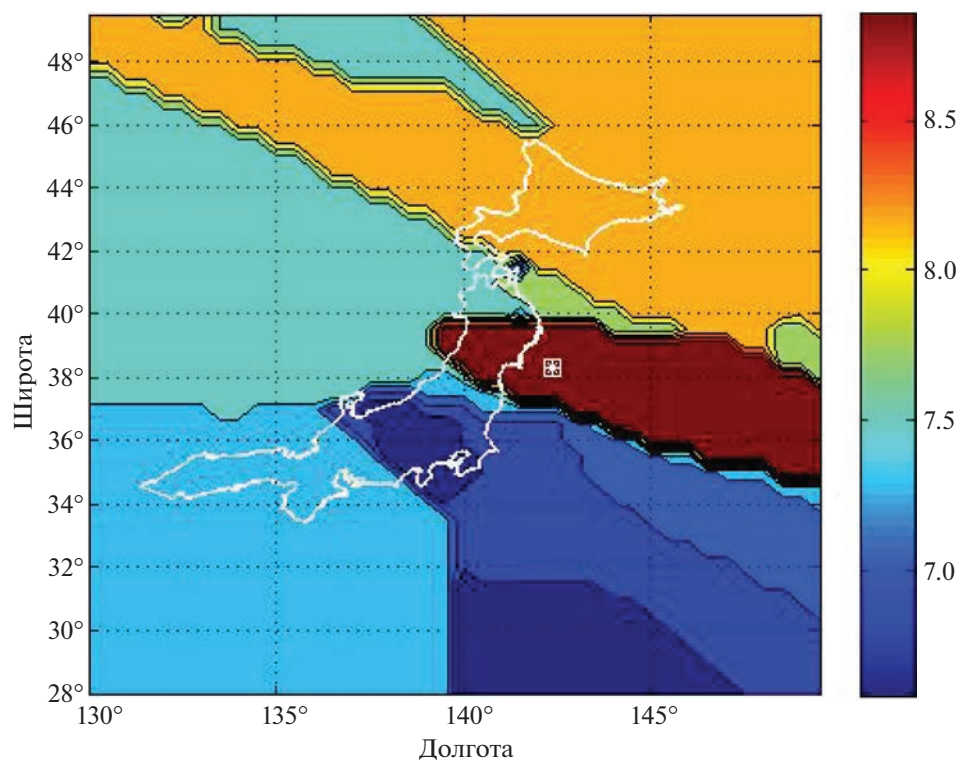
$$\underline{m}_1 = \mu_n - [\lg(1 - u) + S_u], \quad (10)$$

где  $S_u = u + \frac{u^2}{2} + \dots + \frac{u^n}{n}$ ;  $u = 1 - \exp[-\beta_0(\mu_n - m_0)]$ ;  $\beta_0$  — оценка максимального правдоподобия параметра  $\beta$ . Для всего региона, рассмотренного в данной работе, мы получили следующую оценку:

$$\underline{m}_1 = 9.60 \pm 0.41. \quad (11)$$

Оценка стандартного отклонения параметров  $\underline{m}_1$  проводилась тем же методом бутстрепа, который описан выше для параметра  $\beta$ .

Полученные на координатной сетке оценки параметра  $m_1$  некорректно трактовать как максимально возможные магнитуды в данной ячейке, хотя формально в модели УГР они обозначают верхнюю границу магнитуды. О максимальной возможной магнитуде естественно говорить, когда речь идет о большом регионе, измеряемом сотнями и тысячами километров. В сейсмологии для этой характеристики используют специальный термин *максимальная возможная региональная магнитуда*  $M_{\max}$ . Для надежной оценки  $M_{\max}$  по сейсмическим каталогам требуется большое количество наблюдений, которое можеткратно



**Рис. 10.** Оценки параметра  $m_1$  для землетрясений с глубинами очага землетрясения 0–100 км, полученные по методу  $k$ -ближайших соседей. Белым квадратиком отмечен эпицентр мегаземлетрясения Тохоку.

превосходить число наблюдений, попадающих в ячейку координатной сетки. Учитывая вышесказанное, в качестве адекватной оценки  $M_{\max}$  мы рассмотрели оценку  $m_1$  по всему региону в целом и не стали переходить к более подробной локализации. Исторические землетрясения региона Японии изучены достаточно полно (см. [Usami, 1979; Utsu, 1982]). В историческом каталоге [Usami, 1979] для региона Японии охвачен временной интервал 679–1881 гг.,  $m = 5.9$ –8.6; в более детальном историческом каталоге [Utsu, 1982] представлен интервал 1885–1925 гг.,  $m = 4.0$ –8.0. В инструментальном каталоге Японии JMA 1923–2022 гг. и в глобальном инструментальном каталоге ISC-GEM 1904–2022 гг. наибольшую магнитуду в данном регионе имеет землетрясение Тохоку  $m = 9.1$ . Во всех перечисленных каталогах максимальные магнитуды не превосходят имеющуюся в использованном нами каталоге максимальную магнитуду 9.1. Это дает нам основания с учетом данных исторических каталогов интерпретировать полученную для всего региона оценку  $\underline{m}_1 = 9.60 \pm 0.41$  как адекватную оценку для максимальной, возможной региональной магнитуды  $M_{\max}$ .

Следует еще раз подчеркнуть, что указанные в табл. 1 оценки коэффициентов  $V_{INT}$ ,  $V_{\beta}$  основаны на модели УГР и на предположении стационарности сейсмического режима.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

Настоящая работа посвящена применению некоторых новых статистических методов к анализу пространственной структуры сейсмического поля в высокосейсмичном регионе в окрестности Японии, ограниченном координатами: широта 28°–50° N; долгота 130°–150° E. Проведенный анализ выявил следующие особенности. Параметры сейсмического поля – интенсивность  $\lambda$ , наклон графика повторяемости  $\beta$  и наибольшая возможная магнитуда  $m_1$  – имеют разные пространственные масштабы изменчивости и, соответственно, к ним должны применяться различные масштабы пространственного осреднения. Наименьший из всех масштабов имеет сейсмическая интенсивность. Как видно из рис. 7 и табл. 1, в высокосейсмичных зонах радиус круга осреднения в методе  $k$ -ближайших соседей, обеспечивающий надежное осреднение, может принимать значения 33–100 км; в зонах пониженной сейсмичности значение радиуса увеличивается. Как отмечалось при изучении сейсмичности Байкальской рифтовой зоны (см. [Писаренко и др., 2022]), наблюдаемые пятна высокой сейсмичности являются отражением сегментации активных разломов в процессе сеймотектонической эволюции земной коры. Такие пятна повышенной сейсмичности могут существовать на временных интервалах порядка 50–200 лет. Полученные



оценки поля интенсивности сейсмического потока (рис. 4–рис. 6) показывают, что с изменением глубины пространственная область максимальных значений интенсивности может сдвигаться по горизонтали на расстояния порядка сотен километров, причем в разных направлениях на разных глубинах. Наиболее высокие значения интенсивности порядка  $10^{-4} \frac{1}{\text{год} \cdot \text{км}^2}$  сосредоточены

в интервале глубин  $0 \leq h \leq 100$  км и проявляются в окрестности мегаземлетрясения Тохоку. Следует отметить, что интенсивность сейсмического потока в исследованном диапазоне магнитуд  $m \geq 5.2$  не коррелирована ни с параметром  $m_1$ , ни с параметром  $\beta$ ; коэффициенты корреляции соответствующих оценок практически равны нулю. В то же время коэффициент корреляции оценок параметров  $\beta$  и  $m_1$  значимо отличен от нуля и принимает отрицательные значения порядка  $-0.4 \dots -0.6$ .

Отметим также, что в отличие от интенсивности оценка параметров распределения (УГР или любого другого) требует для проведения нормирования четкого определения границ региона, для которого оценивается функция распределения. Это может вызвать некоторые неудобства, такие как включение или исключение частей региона с низкой интенсивностью. Оценка интенсивности по методике  $k$ -ближайших соседей лишена этого недостатка.

Наклон графика повторяемости  $\beta$  пространственно локализован не столь сильно, как сейсмическая интенсивность. Для надежной оценки  $\beta$  необходимо использовать крупные ячейки осреднения. В данной работе предложен оригинальный способ определения радиуса осреднения, основанный на использовании статистического коэффициента изменчивости  $V_\beta$ . Такой радиус определяется минимальным числом ближайших соседей  $k$ , которое приводит к коэффициенту изменчивости  $V_\beta$  меньше выбранного порога 0.2.

Для максимальной, возможной региональной магнитуды  $M_{\max}$  по региону Японии (широта  $28^\circ - 50^\circ$  N; долгота  $130^\circ - 150^\circ$  E) мы получили с учетом поправки на смещение оценку  $M_{\max} = 9.60 \pm 0.41$ .

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТПЗ РАН.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.В. Ландера за помощь при подготовке каталога землетрясений и Д.В. Писаренко за ценные указания. Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам этой статьи, замечания которых оказались очень полезными.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Писаренко В.Ф. Статистическая оценка максимально-го возможного землетрясения // Физика Земли. 1991. № 9. С. 38–46. English translation: Pisarenko V.F. Statistical evaluation of maximum possible magnitude // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 1991. V. 27. P. 757–763.
- Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Декластеризация сейсмического потока, статистический анализ // Физика Земли. 2019. № 5. С. 38–52. English translation: Pisarenko V.F., Rodkin M.V. Declustering of seismicity flow: statistical analysis // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2019. V. 55. № 5. P. 733–745.
- Писаренко В.Ф., Родкин М.В., Рукавишникова Т.А. Стабильная модификация закона повторяемости землетрясений и перспективы ее применения в сейсмическом районировании // Физика Земли. 2020. № 1. С. 62–76. English translation: Pisarenko V.F., Rodkin M.V., Rukavishnikova T.A. Stable modification of frequency-magnitude relation and prospects for its application in seismic zoning // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2020. V. 56. № 1. P. 53–65.
- Писаренко В.Ф. Оценка параметров усеченного распределения Гутенберга–Рихтера (УГР) // Физика Земли. 2022. № 1. С. 90–99.
- Писаренко В.Ф., Ружич В.В., Скоркина А.А., Левина Е.А. Структура сейсмического поля Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. 2022. № 3. С. 1–19.
- Писаренко В.Ф., Скоркина А.А., Рукавишникова Т.А. Как выбирать интервал магнитуд для оценки наклона графика повторяемости // Вулканология и сейсмология. 2023. № 2. С. 1–9.
- Aki K. Maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\lg(N) = a - bM$  and its confidence limits // Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. 1965. V. 43. P. 237–239.
- Beirlant J., Kijko A., Reynkens T., Einmahl J. Estimating the maximum possible earthquake magnitude using extreme value methodology: the Groningen case // Natural Hazards. 2019. V. 98. P. 1091–1113.
- Bender B. Maximum likelihood estimation of  $b$ -values for magnitude grouped data // BSSA 1983. V. 73(3). P. 831–851.
- Cramer H. Mathematical methods of statistics. Princeton Univ. Press, Princeton. 1940. 575 p.
- Efron B. Bootstrap methods: another look at the jackknife // Ann. Statist. 1979. V. 7(1). P. 1–26.
- Gutenberg B., Richter C. Seismicity of the Earth // Princeton University Press. 1954. NY.
- Holschneider M., Zoller G., Hainzl S. Estimation of the maximum possible magnitude in the framework of the doubly truncated Gutenberg–Richter model // BSSA. 2011. V. 101(4). P. 1649–1659.
- Kanamori H. The Energy Release in Great Earthquakes // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 2981–2987.
- Khan P.A., Manoj G., Chakraborty P., Mukherjee D. Seismic  $b$ -value and the assessment of ambient stress in Northeast India // Pure Appl. Geophys. 2011. V. 168. P. 1693–1706.
- Kijko A. Estimation of the maximum earthquake magnitude  $M_{\max}$  // Pure Appl. Geophys. 2004. V. 161. P. 1655–1681.
- Kijko A., Singh M. Statistical tools for maximum possible earthquake estimation // Acta Geophys. 2011. V. 59(4). P. 674–700.



- Kolathayar S., Sitharam T., Vipin K.* Spatial variation of seismicity parameters across India and adjoining areas // *Nat. Hazards*. 2012. V. 60. P. 1365–1379.
- Marzocchi W., Sandri L.* A review and new insights on the estimation of the  $b$ -value and its uncertainty // *Annals Geophysics*. 2003. V. 46(6). P. 1271–1282.
- Pisarenko V.F., Lyubushin A.A., Lysenko V.B., Golubeva T.V.* Statistical estimation of seismic hazard parameters: maximal possible magnitude and related parameters // *BSSA*. 1996. V. 86(3). P. 691–700.
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V.* Heavy-tailed distributions in disaster analysis // *Mathematical Geosciences*, New York, Springer. 2010. V. 43. P. 501–502.  
<https://doi.org/10.1007/s11004-011-9339-4>.
- Pisarenko V.F., Sornette A., Sornette D., Rodkin M.V.* Characterization of the tail of the distribution of earthquake magnitudes by combining the GEV and GPD descriptions of extreme value theory // *Pure Appl. Geophys.* 2014. V. 171. P. 1599–1624.
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V.* The maximum earthquake in future  $T$  years: Checking by a real catalog // *Chaos, Solitons & Fractals*. 2015. V. 74. P. 89–98.
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V.* Statistics and spatial-temporal structure of ground acceleration caused by earthquakes in the North-Western Pacific // *Pure Appl. Geophys.* 2020. V. 177. P. 2563–2578.
- Pisarenko V.F., Pisarenko D.V.* A modified  $k$ -nearest neighbors method and its application to estimation of seismic intensity // *Pure Appl. Geophys.* 2022. V. 179. 4025–4036.  
<http://orcid.org/10.1007/s00024-021-02717-y>
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V.* Approaches to solving the maximum possible earthquake magnitude ( $M_{\max}$ ) Problem // *Surveys in Geophysics*. 2022. V. 43. P. 561–595.
- Salahshoor H., Lyubushin A., Shabani E., Kazemian J.* Comparison of Bayesian estimates of peak ground acceleration ( $A_{\max}$ ) with PSHA in Iran // *J. Seismology*. 2018. V. 22. P. 1515–1527.
- Talukdar P.* Seismic study and spatial variation of  $b$ -value in Northeast India // *IOSR J. Applied Physics (IOSR-JAP)*. 2013. V. 4. P. 31–40.
- Taroni M., Zhuang J., Marzocchi W.* High-definition mapping of the Gutenberg–Richter  $b$ -value and its relevance: a case study in Italy // *Seismol. Res. Lett.* 2021. V. 92. P. 3778–3784.
- Usami T.* Study of historical earthquakes in Japan // *Bull. of Earthquake Research*. 1979. V. 54. P. 399–439.
- Utsu T.* Catalog of large earthquakes of Japan from 1885 through 1925 // *Bull. Earthquake Research*. 1982. V. 57. P. 401–463.

## Application of New Statistical Methods to Estimation of the Seismicity Field Parameters by an Example of the Japan Region

V. F. Pisarenko<sup>a, \*</sup>, A. A. Skorkina<sup>a, \*\*</sup>, and T. A. Rukavishnikova<sup>a, \*\*\*</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

\*e-mail: [v.f.pisarenko@mail.ru](mailto:v.f.pisarenko@mail.ru)

\*\*e-mail: [anna@mitp.ru](mailto:anna@mitp.ru)

\*\*\*e-mail: [tanyar@mitp.ru](mailto:tanyar@mitp.ru)

**Abstract**—This study is devoted to application of some new statistical methods to analysis of the spatial structure of the seismic field in the seismically active region in the Japan region bounded by the following coordinates: 28°–50° north latitude, 130°–150° east longitude. The estimates of the seismic flux by using the  $k$  nearest neighbors method for the magnitude interval  $m \geq 5.2$ . The highest values of intensity of about

$10^{-4} \frac{1}{\text{year} \cdot \text{km}^2}$  are located at depths of down to 100 km and manifest themselves in the neighborhood of

the Tohoku megathrust earthquake. The spatial resolution of the intensity estimates is ranging from 33–50 km in the regions with a high intensity to 100 km and larger in the zones of weak intensity. It has been shown that the seismic field parameters — intensity  $\lambda$ , slope of the graph of repetition  $\beta$ , maximum possible magnitude  $m_1$  — have different scales of their spatial variability and, thus, it is necessary to apply different scales of spatial averaging to them. Based on the Gutenberg–Richter truncated distribution model, the estimates are obtained for the slope of the graph of repetition ( $b$ -value) and the upper boundary of the distribution  $m_1$ . An original method is proposed for determining the optimal averaging radius for an arbitrary cell of the space grid. The method is based on the use of the statistical coefficient of variation of the corresponding parameter. For the considered region, the estimate of the maximum possible magnitude  $M_{\max} = 9.60 \pm 0.41$  was obtained with consideration of the correction for bias.

**Keywords:** spatial structure of the seismicity field, estimate resolution, estimates of the truncated Gutenberg–Richter law parameters

## О ПОСТРОЕНИИ АНАЛИТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ МЕРКУРИЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

© 2023 г. И. Э. Степанова<sup>1</sup>\*, А. Г. Ягола<sup>2</sup>, Д. В. Лукьяненко<sup>2</sup>, И. И. Колотов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

\*E-mail: tet@ifz.ru

Поступила в редакцию 04.04.2023 г.

После доработки 17.05.2023 г.

Принята к публикации 19.05.2023 г.

Предложена новая методика аналитического описания магнитного поля Меркурия по данным спутниковых миссий на основе локальной и региональной версий метода линейных интегральных представлений. Обратная задача по нахождению источников поля редуцируется к решению плохо обусловленных систем линейных алгебраических уравнений с приближенно заданной правой частью. Построены карты изолиний  $z$ -компоненты вектора магнитной индукции в декартовой системе координат, жестко связанной с планетой, а также региональная  $S$ -аппроксимация радиальной компоненты поля. Приводятся результаты математического эксперимента по аналитическому продолжению магнитного поля в сторону источников.

**Ключевые слова:** магнитное поле, лапласово поле, линейные интегральные представления, поле Био–Савара.

**DOI:** 10.31857/S000233723060212, **EDN:** YMYRJS

### ВВЕДЕНИЕ

За последние два-три десятилетия объем информации об объектах Солнечной системы существенно возрос благодаря межпланетным миссиям, таким как Mariner-10, Messenger, BepiColombo. Благодаря данным Mariner-10 исследователи сделали вывод о внутреннем происхождении магнитного поля Меркурия [Ness et al., 1974; 1975; Johnson et al., 2012; Alexeev et al., 2010; Wicht et al., 2014]. Меркурий – ближайшая к Солнцу планета, обладающая целым рядом особенностей, в частности, достаточно сильным магнитным полем.

Миссия Messenger позволила изучить поверхность Меркурия, историю геологического развития, химический состав и магнитосферу [Benkhoff et al., 2010; Anderson et al., 2007; 2008; Milillo et al., 2020]. Роль этого космического зонда в исследованиях Меркурия весьма велика: данные, отправленные Messenger на Землю, свидетельствуют о существовании жидкой части ядра планеты [Anderson et al., 2010; 2011; 2012; 2013], что противоречит существовавшей до 1970-х годов гипотезе о наличии в ядре Меркурия лишь твердой фазы [Plageman, 1965]. Токи во внешнем, жидком, ядре создают внутреннее магнитное поле Меркурия. В работе [Anderson et al., 2012] было установлено, что магнитный экватор расположен в северной полусфере планеты, и этот факт послужил осно-

ванием для моделирования внутреннего поля Меркурия как поля единичного диполя. Значение дипольного момента Меркурия приведено в работе [Anderson et al., 2012]. Оказалось, что угол наклона диполя по отношению к оси вращения планеты невелик: он составляет около 0.8 градуса. Изучались также и временные вариации магнитного поля Меркурия [Philpott et al., 2014].

Магнитное поле ближайшей к Солнцу планеты отличается весьма сложной структурой: есть составляющая, порождаемая движением горячей проводящей жидкости внутри ядра, а также поле плазмы в окружающем Меркурий пространстве. Однако по отдельности эти “компоненты” рассматривать нельзя: поле ядра активно взаимодействует с Солнечным ветром. В магнитосфере Меркурия обнаруживаются области пересоединения магнитного поля, головные ударные волны и так называемые “магнитопаузы” (*reconnection regions, bow shock and magnetopause*). Отличительным свойством магнитосферы Меркурия можно считать присутствие своеобразных вихрей, которые образуются благодаря взаимодействию внутреннего поля с Солнечным ветром.

Многие исследователи пытаются построить аналитические модели как “полного” магнитного поля, включающего в себя поле жидкого ядра [Margout et al., 2007] и поле магнитных масс, на-

ходящихся в коре Меркурия, так и отдельных составляющих магнитной индукции [Alken et al., 2021; Langlais et al., 2020]. Подход, основанный на разложении физических полей в ряд по сферическим гармоникам [Cain et al., 1989], является продуктивным в случае, когда измерения охватывают планету в глобальном масштабе [Stanley et al., 2008; Amit et al., 2011; Dietrich, Wicht, 2013]. Если же измерения более разрозненны и доступны только для отдельных областей планеты, то сферические гармоники также могут быть полезны, но при наложении дополнительных условий на коэффициенты разложения и выполнении процедуры регуляризации [Connerney et al., 1982; Holme, Bloxham, 1996; Uno et al., 2009].

Магнитное поле Меркурия некоторые исследователи [Langlais et al., 2020] пытаются описать как поле дипольных, квадрупольных и октупольных моментов. Предварительно сигнал, соответствующий компоненте магнитного поля, проходит через узкополосный фильтр по методу Сарон. Таким образом, выделяются отдельные компоненты спектра магнитного поля, в том числе — компоненты поля литосферного происхождения. Часто при решении подобного рода задач применяется метод дискретных дипольных моментов [Langlais et al., 2004; Whaler, Purucker, 2005; Oliveira et al., 2015; Hood et al., 2018]. Этот метод (дискретных точечных источников поля, сокращенно ESD) является весьма популярным уже на протяжении порядка 40 лет [Mayhew, 1979].

Так называемые локальные методы тоже используются при построении аналитических моделей полей планет [Thébault et al., 2006; Hood et al., 2018].

Особенности, выявленные в структуре магнитного поля Меркурия, накладывают ряд ограничений на построение модели магнитного динамо этой планеты, по сравнению с известными моделями палеодинамо Марса [Cao et al., 2014; Wicht, Heyner, 2014; Christensen, 2006; Christensen, Tilgner, 2004; Mittelholz et al., 2020; Langlais, Purucker, 2007].

В наших предыдущих работах [Kolotov et al., 2022; Wang et al., 2022] мы строили аналитические модели магнитного поля Меркурия (так называемое “магнитное изображение” Меркурия) на основе методики интегральных уравнений. После дискретизации соответствующих непрерывных постановок получались системы линейных алгебраических уравнений относительно компонент вектора магнитного момента, заданного на некоторой сетке. Матрицы систем линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) не являются при таком подходе симметрическими и положительно полуопределенными, и этот фактор влияет на выбор стратегии регуляризации обратных задач.

В начале 2000-х был предложен весьма конструктивный подход, основанный на методе линейных интегральных представлений [Strakhov,

Stepanova, 2002a; 2002b], который является обобщением в некотором смысле метода интегральных уравнений. С помощью различных версий метода линейных интегральных представлений были получены аналитические аппроксимации различных физических полей Земли и Марса [Gudkova et al., 2020; 2021; Salnikov et al., 2021; Павевский, Stepanova, 2015; Степанова, 2020]. Метод линейных интегральных представлений позволяет находить устойчивые приближенные решения обратных задач геофизики даже при ограниченной информации об изучаемых элементах глобального или аномального поля, при наличии во входных данных помех различной природы. Основная идея метода заключается в представлении поля в виде простого и двойного слоев, распределенных на некоторых носителях (размерность носителей может принимать значения от единицы до четырех), а также в виде интегралов Радона и Фурье.

В настоящей работе мы предприняли попытку построения аналитической модели магнитного поля Меркурия по данным миссии Messenger [Messenger, 2011], без акцента на предварительную обработку экспериментальных данных (так называемый “preprocessing”). При создании математической модели магнитного поля применялись две версии метода линейных интегральных представлений (локальная и региональная  $S$ -аппроксимации лапласовых векторных полей), а также была апробирована методика описания вихревых полей на основе локальных модифицированных  $S$ -аппроксимаций.

Вне источников поля (т.е. вне внешнего жидкого ядра Меркурия) сигнал вполне хорошо может быть представлен в виде ряда по сферическим гармоникам, интеграла Фурье и т.п. [Фрик и др., 2021; Титов и др., 2020; Казанцев, Кардаков, 2019], но наиболее близкую к действительности математическую модель магнитного поля планеты, обладающей динамо (подобно магнитному полю Земли), невозможно получить без учета уравнений магнитной гидродинамики, которым удовлетворяют компоненты вектора магнитной индукции и скоростей заряженных частиц, генерирующих это поле [Reshetnyak, 2015].

Как известно [Арнольд, Хесин, 2007], существует теория кинематического динамо, согласно которой движение несжимаемой жидкости в магнитном поле описывается следующей системой уравнений:

$$\begin{cases} \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = -\{\vec{v}, \vec{B}\} + \eta \Delta \vec{B}, \\ \operatorname{div} \vec{B} = 0, \end{cases} \quad (1)$$

где  $\vec{B}(\vec{r}, t)$  — это вектор магнитной индукции в некоторой области пространства  $M$ ;  $\vec{v}(\vec{r}, t)$  — скорость жидкости, а  $\eta$  — малый безразмерный параметр, представляющий собой магнитную вязкость.

$\{\bar{v}, \bar{B}\}$  – это скобка Пуассона двух бездивергентных векторных полей. В трехмерном пространстве ее можно записать как  $\{\bar{v}, \bar{B}\} = -\text{rot}(\bar{v} \times \bar{B})$ .

В более общей постановке, магнитное поле  $\bar{B}(\bar{r}, t)$  и поле скоростей  $\bar{v}(\bar{r}, t)$  определяются из системы уравнений

$$\begin{cases} \frac{\partial \bar{B}}{\partial t} = -\{\bar{v}, \bar{B}\} + \eta \Delta \bar{B}, \\ \text{div } \bar{B} = 0, \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -\{\bar{v}, \bar{v}\} + \text{rot } \bar{B} \times \bar{v} + \bar{v} \Delta \bar{v} - \nabla p. \end{cases} \quad (2)$$

Здесь  $\nabla p$  – градиент давления. Это – система уравнений магнитной гидродинамики.

Предлагаемые в данной работе аналитические аппроксимации магнитного поля Меркурия в дальнейшем могут рассматриваться как нулевые или первые приближения к решению нелинейной системы уравнений в частных производных (2) при решении прямых начально-краевых задач магнитной гидродинамики, а также служить ориентиром при построении регуляризирующих операторов для широкого спектра обратных задач в этой области науки. Математические модели физических полей планет Солнечной системы, помимо чисто теоретического интереса, имеют и некоторую практическую ценность – с их помощью можно уточнять внутреннее строение не-

бесных тел, а также изучать движение заряженных частиц вблизи планет.

## ОПИСАНИЕ МЕТОДИКИ

Если известны компоненты магнитного или гравитационного поля (например, первая производная потенциала по  $z$  на некотором рельефе), то можно представить потенциал поля в виде суммы простого и двойного слоев, создаваемых совокупностью горизонтальных плоскостей, расположенных ниже заданного рельефа. Если систему координат выбрать так, чтобы дневная поверхность (поверхность Земли в локальном варианте метода  $S$ -аппроксимаций, см. работы [Strakhov, Stepanova, 2002b; Раевский, Степанова, 20156]) уравнением  $z = 0$ , то потенциал представляется в виде:

$$\begin{aligned} V(M) = & \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_{1,l}(\xi_1, \xi_2) d\xi_1 d\xi_2}{\sqrt{(x - \xi_1)^2 + (y - \xi_2)^2 + (z - H_l)^2}} + \\ & + \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_{2,l}(\xi_1, \xi_2) (z - H_l) d\xi_1 d\xi_2}{[\sqrt{(x - \xi_1)^2 + (y - \xi_2)^2 + (z - H_l)^2}]^3}, \quad (3) \\ M = & M(x, y, z), \quad \hat{x} = (x, y), \\ \xi = & (\xi_1, \xi_2, \xi_3), \quad \hat{\xi} = (\xi_1, \xi_2). \end{aligned}$$

Тогда производная по  $z$  потенциала  $V$ , взятая с обратным знаком, будет иметь вид:

$$\begin{aligned} -\frac{\partial V}{\partial z}(M) = & \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_{1,l}(\xi) (z - H_l) z d\xi_1 d\xi_2}{[\sqrt{(x - \xi_1)^2 + (y - \xi_2)^2 + (z - H_l)^2}]^3} + \\ & + \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_{2,l}(\xi) (2(z - H_l)^2 - (x - \xi_1)^2 - (y - \xi_2)^2) d\xi_1 d\xi_2}{[\sqrt{(x - \xi_1)^2 + (y - \xi_2)^2 + (z - H_l)^2}]^5}, \quad (4) \\ M = & M(x, y, z). \end{aligned}$$

Функции  $\rho_{1,l}, \rho_{2,l}$  неизвестны.  $H_l$  –  $z$ -координаты (глубины залегания) плоскостей, на которых распределены простой и двойной слои,  $l = 1, 2, \dots, L$ . Пусть компоненты поля заданы в конечном множестве точек  $M(x_i, y_i, z_i)$ ,  $i = 1, 2, \dots, N$ ; Обозначим подынтегральную функцию в первом слагаемом для  $l$ -го слоя в (4) в точке  $M(x_i, y_i, z_i)$  через  $Q_{1,l}^{(i)}$ , а во втором слагаемом – через  $Q_{2,l}^{(i)}$ . Тогда получим:

$$\begin{aligned} -\frac{\partial V(M_i)}{\partial z} & \equiv f_i = \\ & = \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} (\rho_{1,l}(\hat{\xi}) Q_{1,l}^{(i)}(\hat{\xi}) + \rho_{2,l}(\hat{\xi}) Q_{2,l}^{(i)}(\hat{\xi})) d\hat{\xi}, \quad (5) \\ i = & 1, 2, \dots, N, \quad \hat{\xi} = (\xi_1, \xi_2). \end{aligned}$$

На практике компоненты поля бывают заданы с некоторой погрешностью  $\delta$ , поэтому входной информацией являются значения  $f_{i,\delta}$ . С помощью решения вариационной задачи:

$$\Omega(\rho) = \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} (\rho_{1,l}(\hat{\xi})^2 + \rho_{2,l}(\hat{\xi})^2) d\hat{\xi} = \min_{\rho}, \quad (6)$$

$$f_{i,\delta} - \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} (\rho_{1,l}(\hat{\xi}) Q_{1,l}^{(i)}(\hat{\xi}) + \rho_{2,l}(\hat{\xi}) Q_{2,l}^{(i)}(\hat{\xi})) d\hat{\xi} = 0, \quad (7)$$

$$i = 1, 2, \dots, N,$$

получим, что искомые функции должны иметь вид [Strakhov, Stepanova, 2002a]:



$$\rho_{1,l}^{(a)}(\xi) = \tilde{\rho}_{1,l}(\xi, \lambda), \rho_{2,l}^{(a)}(\xi) = \tilde{\rho}_{2,l}(\xi, \lambda),$$

$$\begin{aligned} \tilde{\rho}_{1,l}(\xi, \lambda) &= \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_{1,l}^{(i)}(\xi), \tilde{\rho}_{2,l}(\xi, \lambda) = \\ &= \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_{2,l}^{(i)}(\xi), l = 1, 2, \dots, L. \end{aligned} \quad (8)$$

$$A\lambda = f_\delta, \quad (9)$$

элементы матрицы которой в нашем случае имеют вид:

$$a_{ij} = \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} (Q_{1,l}^{(i)}(\xi) Q_{1,l}^{(j)}(\xi) + Q_{2,l}^{(i)}(\xi) Q_{2,l}^{(j)}(\xi)) d\xi, \quad (10)$$

$$1 \leq i \leq N, \quad 1 \leq j \leq N.$$

Таким образом, приходим к следующей системе линейных уравнений

Элементы  $a_{ij}$  матрицы  $A$  могут быть вычислены явно с помощью интеграла Пуассона:

$$\begin{aligned} a_{ij} &= 2\pi \sum_{l=1}^L \left\{ \frac{z_i + z_j - 2H_l}{(\sqrt{(z_i + z_j - 2H_l)^2 + (x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2})^3} - \right. \\ &\quad \left. - \frac{(z_i + z_j - 2H_l)[9((x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2) - 6(z_i + z_j - 2H_l)^2]}{(\sqrt{(z_i + z_j - 2H_l)^2 + (x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2})^7} \right\}, \end{aligned} \quad (11)$$

$$1 \leq i \leq N, \quad 1 \leq j \leq N.$$

Предположим теперь, что измеренное магнитное поле содержит компоненту, создаваемую намагниченными массами в коре Меркурия, и вектор намагниченности  $\mathbf{J}$  направлен вдоль оси  $Oz$ .

В этом случае для  $z$ -компоненты вектора магнитной индукции будет верно интегральное представление, аналогичное (11):

$$\begin{aligned} B_z(M) &= \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{J_{1,l}(\xi)(z - H_l)z d\xi_1 d\xi_2}{[\sqrt{(x - \xi_1)^2 + (y - \xi_2)^2 + (z - H_l)^2}]^3} + \\ &+ \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{J_{2,l}(\xi)(2(z - H_l)^2 - (x - \xi_1)^2 - (y - \xi_2)^2) d\xi_1 d\xi_2}{[\sqrt{(x - \xi_1)^2 + (y - \xi_2)^2 + (z - H_l)^2}]^5}, \end{aligned} \quad (12)$$

$$M = (x, y, z).$$

В (12)  $J_{1,l}(\xi)$  и  $J_{2,l}(\xi)$  — это плотности простого и двойного слоев некоторой магнитной среды, распределенной на  $l$ -ой плоскости. Ввиду того, что Меркурий обладает магнитным динамо, как уже отмечалось во Введении, представление (12) не может выявить все особенности магнитного поля

планеты. Поэтому предположим, что измерения содержат информацию о поле, порождаемом токами внутри жидкой части ядра Меркурия. Как известно, магнитное поле вдали от элемента тока можно определить согласно закону Био-Савара-Лапласа:

$$\begin{aligned} \bar{B}(M) &= \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{[\bar{J}_{1,l}(\xi), \bar{r}_{\xi M}] d\xi_1 d\xi_2}{[\sqrt{(x - \xi_1)^2 + (y - \xi_2)^2 + (z - H_l)^2}]^3} \\ M &= (x, y, z), \quad \bar{r}_{\xi M} = \bar{r}_{\xi,l} - \bar{r}_M, \quad \bar{r}_{\xi,l} = (\xi_{1,l}, \xi_{2,l}, H_l), \quad \bar{r}_M = (x, y, z). \end{aligned} \quad (13)$$

Через  $\bar{J}_{1,l}(\xi)$  обозначена поверхностная плотность тока на  $l$ -ой плоскости. В числителе дроби в (13) стоит векторное произведение плотности тока на разность радиус-векторов точки интегрирования и точки наблюдения. Интегральное представление

(13) записано нами в предположении о возможности применения локального варианта метода модифицированных  $S$ -аппроксимаций. Таким образом, для компонент вектора магнитной индукции мы получим выражения, аналогичные (11):

$$B_z(M) = \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{(j_{x,l}(\xi)y_{\xi M} - j_{y,l}(\xi)x_{\xi M})d\xi_1 d\xi_2}{[\sqrt{(x - \xi_1)^2 + (y - \xi_2)^2 + (z - H_l)^2}]^3}. \quad (14)$$

Элементы матрицы системы линейных алгебраических уравнений будут выглядеть следующим образом:

$$a_{ij}^1 = 2\pi \sum_{l=1}^L \left\{ \frac{1}{[z_i + z_j - 2H_l + \sqrt{(z_i + z_j - 2H_l)^2 + r_{ij}^2}]} - \frac{(y_i - y_j)((z_i + z_j - 2H_l)(y_i - y_j) + 2(y_i - y_j)\sqrt{(z_i + z_j - 2H_l)^2 + r_{ij}^2})}{(((z_i + z_j - 2H_l)\sqrt{(z_i + z_j - 2H_l)^2 + r_{ij}^2} + (z_i + z_j - 2H_l)^2 + r_{ij}^2)^2)} \right\} \times \\ \times \frac{1}{\sqrt{(z_i + z_j - 2H_l)^2 + r_{ij}^2}}, \quad r_{ij}^2 = (x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2, \quad 1 \leq i \leq N, \quad 1 \leq j \leq N.$$

$$a_{ij}^2 = 2\pi \sum_{l=1}^L \left\{ \frac{1}{[z_i + z_j - 2H_l + \sqrt{(z_i + z_j - 2H_l)^2 + r_{ij}^2}]} - \frac{(x_i - x_j)((z_i + z_j - 2H_l)(x_i - x_j) + 2(x_i - x_j)\sqrt{(z_i + z_j - 2H_l)^2 + r_{ij}^2})}{(((z_i + z_j - 2H_l)\sqrt{(z_i + z_j - 2H_l)^2 + r_{ij}^2} + (z_i + z_j - 2H_l)^2 + r_{ij}^2)^2)} \right\} \times \\ \times \frac{1}{\sqrt{(z_i + z_j - 2H_l)^2 + r_{ij}^2}}, \quad r_{ij}^2 = (x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2, \quad 1 \leq i \leq N, \quad 1 \leq j \leq N.$$

$$a_{ij} = a_{ij}^1 + a_{ij}^2. \quad (15)$$

Если учитывать сферичность Меркурия, то необходимо применить региональный вариант  $S$ -аппроксимаций лапласовых полей (т.е. векторных полей, являющихся одновременно потенциальными и соленоидальными).

Представим себе идеализированный Меркурий как внутренность сферы радиуса  $R_0$ . Реальный Меркурий тогда может трактоваться как область трехмерного пространства, ограниченная замкнутой кусочно-непрерывной поверхностью  $S$ , незначительно отклоняющейся от сферы радиуса  $R_0$ . Предполагается, что приближенные значения функции  $G(x)$ , гармонической вне этой сферы, заданы в произвольном множестве точек  $x^{(i)}$ ,  $i = 1, 2, \dots, N$ , на поверхности  $S$ :

$$f_{i,\delta} = f_i + \delta f_i, \quad f_i = G(x^{(i)}). \quad (16)$$

Так как  $G(x)$  гармонична при  $r > R_0$ , она имеет следующее интегральное представление:

$$G(x) = \frac{R_0^2}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{\sigma(\tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi}) \sin \tilde{\vartheta} d\tilde{\vartheta} d\tilde{\varphi}}{R(\xi - x)} + \\ + \frac{R_0^2}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{w(\tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi})(R_0 - r \cos \vartheta) \sin \tilde{\vartheta} d\tilde{\vartheta} d\tilde{\varphi}}{R^3(\xi - x)}, \quad (17) \\ R(\xi - x) = (R_0^2 - 2R_0 r \cos \vartheta' + r^2)^{1/2}, \\ \xi = (R_0 \cos \tilde{\varphi} \sin \tilde{\vartheta}, R_0 \sin \tilde{\varphi} \sin \tilde{\vartheta}, R_0 \cos \tilde{\vartheta}), \\ x = (r \cos \varphi \sin \vartheta, r \sin \varphi \sin \vartheta, r \cos \vartheta), \\ \cos \vartheta' = \sin \vartheta \sin \tilde{\vartheta} \cos(\varphi - \tilde{\varphi}) + \cos \vartheta \cos \tilde{\vartheta}.$$

Функция  $\sigma(\tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi})$  в (17) называется плотностью простого слоя, распределенного на сфере радиуса  $R_0$ ,  $w(\tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi})$  — плотность двойного слоя, распределенного на той же сфере;  $R(\xi - x)$  — расстояние между текущей точкой сферы  $\xi$  и точкой наблюдения  $x$ . Дифференцирование правой части (17) по различным координатам точки наблюдения  $G(x)$ , даже если эти производные (например,  $\frac{\partial V}{\partial r}$  — радиальная производная гравитационного потенциала) не являются гармоническими функциями.

Формула (17) является одной из форм интегрального представления гармонической функции вне сферы радиуса  $R$  [Владимиров, 1981]:

$$V(x) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \left( \frac{1}{R(\xi - x)} \frac{\partial V(\xi)}{\partial \bar{n}} - V(\xi) \frac{\partial}{\partial \bar{n}} \left( \frac{1}{R(\xi - x)} \right) \right) \sin \tilde{\vartheta} d\tilde{\vartheta} d\tilde{\varphi}, \quad (18)$$

где  $\bar{n}$  — внешняя нормаль к единичной сфере (мы можем написать  $\frac{\partial}{\partial r}$ ,  $r$  — радиальная координата радиус-вектора  $x$ ).

Условно-вариационная задача для  $\sigma$  и  $w$  [Strakov, Stepanova, 2022b] имеет следующее решение:

$$a_{ij} = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \left[ Q_i^{(1)}(\xi) Q_j^{(1)}(\xi) + Q_i^{(2)}(\xi) Q_j^{(2)}(\xi) \right] \sin \tilde{\vartheta} d\tilde{\vartheta} d\tilde{\varphi} = \frac{2\pi}{(h_i h_j)^{1/2} r_i r_j} \left( 1 + \frac{0.25}{r_i r_j h_i h_j} \right) F(2\arctg(\sqrt{h_i h_j}), \quad (22)$$

$$\sqrt{0.5 \times (1 + \cos \alpha_{ij})}) - \frac{\pi(3(h_i h_j)^2 - 4h_i h_j \cos \alpha_{ij} + 1)}{r_i^2 r_j^2 h_i h_j (\sqrt{1 - 2h_i h_j \cos \alpha_{ij}} + (h_i h_j)^2)^3}.$$

Здесь  $h_i = \frac{R_0}{r_i}$ ,  $h_j = \frac{R_0}{r_j}$ .  $\alpha_{ij}$  — угол между векторами  $x_i$  и  $x_j$ . Мы предполагаем, что вектор  $x_i$  параллелен оси  $Oz$ , а вектор  $x_j$  лежит в плоскости  $zOx$  (мы всегда так можем выбрать систему координат). Тогда указанные вектора будут иметь координаты:

$$x_i = (r_i, 0, 0) \quad \text{и} \quad x_j = (r_j \sin \alpha_{ij}, 0, r_j \cos \alpha_{ij}).$$

Функция  $F(\phi, k)$  — это эллиптический интеграл первого рода.

Если ограничиться представлением элементов магнитного поля Меркурия в виде потенциала простого слоя, то элементы матрицы системы (22) принимают тогда вид

$$a_{ij} = \frac{2\pi}{(h_i h_j)^{1/2} r_i r_j} F(2\arctg(\sqrt{h_i h_j}), \quad (23)$$

$$\sqrt{0.5 \times (1 + \cos \alpha_{ij})}).$$

## РЕЗУЛЬТАТЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Данные миссии Messenger за несколько дней полета были интерпретированы с помощью трех различных модификаций метода линейных интегральных представлений. Точек в наборе было 10000. В файлах, содержащих “сырые данные”, указывались декартовы координаты точек наблюдения в километрах, при этом начало систе-

$$\sigma(\hat{\xi}) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_i^{(1)}(\xi), \quad w(\hat{\xi}) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_i^{(2)}(\xi), \quad (19)$$

$$\hat{\xi} = (\tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi}), \quad \xi = (R, \tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi}),$$

где  $Q_i^{(1)}(\xi)$  и  $Q_i^{(2)}(\xi)$  представляются в виде

$$Q_i^{(1)}(\xi) = \frac{1}{R(\xi - x^{(i)})}, \quad Q_i^{(2)}(\xi) = \frac{R_0 - r_i \cos \vartheta_i}{R^3(\xi - x^{(i)})}. \quad (20)$$

Величины  $\lambda_i$  являются компонентами  $N$ -вектора  $\lambda$ , дающего решение системы линейных уравнений

$$A\lambda = f_\delta, \quad f_\delta = f + \delta f, \quad (21)$$

где  $f_\delta$  имеет компоненты  $f_{i,\delta}$  (see (3)) и элементы матрицы  $A = A^T \geq 0$  записываются как

мы координат совпадает с центром масс Меркурия. Носители простого и двойного слоев при аппроксимации лапласовых полей располагались в коре Меркурия, т.е. на расстоянии от 0.1 до 100 км от поверхности планеты, а проводящая среда (см. формулу (14)) — на расстоянии 500–600 км от плоскости  $z = 0$ . При выборе интегрального представления магнитного поля Меркурия в виде поля Био—Савара мы считаем, что токопроводящая среда — это набор плоскостей с распределенными на них плотностями токов  $j_{x,l}(\xi)$ ,  $j_{y,l}(\xi)$ , а находим мы компоненту поля  $B_z$ .

Для указанной компоненты поля строятся: а) локальные; б) региональные; в) смешанные (локальные + региональные); д) “вихревые”  $S$ -аппроксимации.

Под “смешанными аппроксимациями” мы понимаем представление компонент вектора магнитной индукции в виде суммы потенциалов простого и двойного слоев, распределенных на плоскостях, а также добавление к этой сумме полей эквивалентных носителей, заданных на двух или более сферах. При этом применяется структурно-параметрический подход: для каждого из носителей определяется свой вектор решения [Salnikov et al., 2021]. Во всех случаях системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), к которым редуцируется решение обратной задачи по восстановлению магнитного поля Меркурия, решаются с помощью метода регуляризации Холецкого (БМХР) и усовершенствованного блочного

**Таблица 1.** Модифицированные  $S$ - аппроксимации  $z$ -компоненты магнитного поля Меркурия по данным Messenger

| № | $\frac{B}{N}$            | $R_0$ , км или<br>$H_1, H_2$ | Метод<br>решения<br>СЛАУ | $\sigma_{\min}$ , нТл | $\sigma_{\max}$ , нТл | $\sigma_0$ , нТл | $\frac{\Delta}{t}$               |
|---|--------------------------|------------------------------|--------------------------|-----------------------|-----------------------|------------------|----------------------------------|
| 1 | $B_z$<br>10000           | 2400                         | БМХР                     | 0.012                 | 0.024                 | 0.017            | $1.1 \times 10^{-3}$<br>41 : 12  |
| 2 | $B_z$<br>10000           | –20.5, –13.5                 | БМХР                     | 0.0027                | 0.0039                | 0.0030           | $1.4 \times 10^{-6}$<br>15 : 12  |
| 3 | $B_z$<br>10000           | –5.5, –10.5                  | УБМ                      | 0.001                 | 0.0015                | 0.0013           | $1.5 \times 10^{-8}$<br>10 : 27  |
| 4 | $B_z$<br>10000           | 2400, –10.5,<br>–5.5         | УБМ                      | 0.001                 | 0.0015                | 0.0012           | $1.45 \times 10^{-8}$<br>43 : 14 |
| 5 | $B_z, j_x, j_y$<br>10000 | –600.0<br>–650.0             | УБМ                      | 0.01                  | 0.015                 | 0.012            | $1.3 \times 10^{-4}$<br>24 : 22  |
| 6 | $B_z, j_x, j_y$<br>10000 | –500.0<br>–550.0             | УБМ                      | 0.001                 | 0.0015                | 0.0014           | $1.1 \times 10^{-7}$<br>33 : 42  |

метода решения СЛАУ (УБМ) [Раевский, Степанова, 2015a; 2015b; Gudkova et al., 2020; Степанова и др., 2020; Salnikov et al., 2021]. При этом мы полагали, что Меркурий представляет собой шар радиуса  $R_0 = 2439.0$  км. Результаты аппроксимации представлены в табл. 1.

На рис. 1a, 1б схематически обозначена область пространства, “заметаемая” траекториями движения станции Messenger; для измеренных в этой области пространства значения магнитного поля Меркурия мы попытались построить аппроксимационную конструкцию в настоящей работе. Орбита космической миссии в некоторые моменты времени достаточно далеко уходила от поверхности Меркурия (на расстояние до 0.6 среднего радиуса планеты), поэтому для выделения из “сырых” данных составляющих магнитной индукции, генерируемых токами в жидком ядре и коре — так называемого внутреннего магнитного поля Меркурия — можно воспользоваться приближением “*the thin shell approximation*” [Toerfer et al., 2021]. При таком подходе точки на-

блюдения должны находиться в пределах тонкой (по сравнению с некоторыми параметрами, характеризующими топологию планеты) оболочки, окружающей Меркурий. Полоидальное и тороидальное магнитные поля, создаваемые токами в плазме вокруг Меркурия, “исчезают” в этом случае. Мы проводили математический эксперимент, опираясь на упомянутый принцип “тонкой оболочки”: каждый отрезок из некоторого набора данных, полученных при движении спутника, вниз не выходит за пределы сферической оболочки, толщина которой составляет приблизительно 0.1 радиуса Меркурия, т.е. 240 км. Процесс построения математической модели магнитного поля условно можно разбить на несколько этапов:

1) аппроксимация измеренных вдоль всех траекторий значений магнитной индукции;

2) нахождение значений компонент вектора магнитной индукции в нескольких шаровых слоях, толщина которых не превышает 240 км, с по-



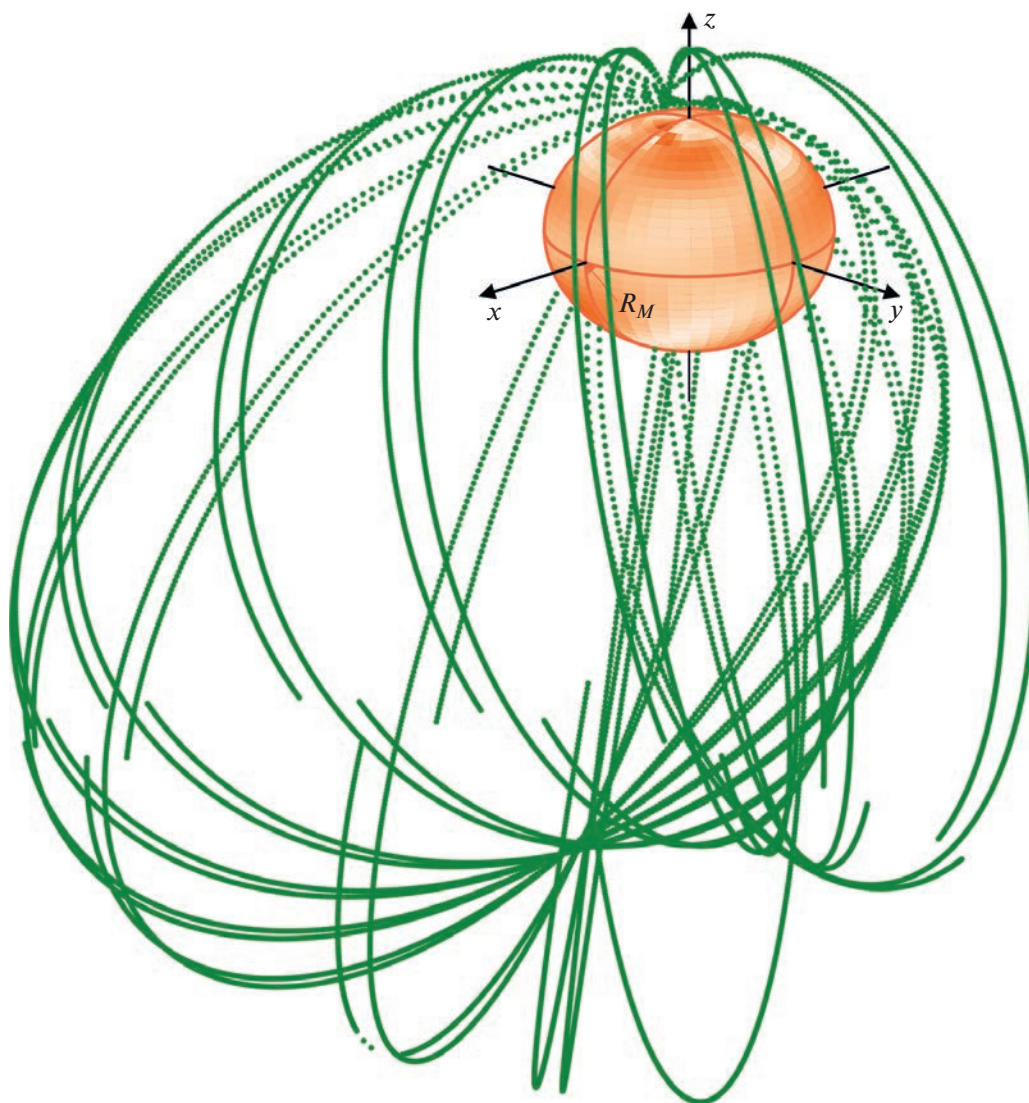


Рис. 1. Траектории полета станции MESSENGER.

мощью определенных на предыдущем этапе распределений эквивалентных источников;

3) построение аппроксимаций поля и нахождение эквивалентных распределений по синтезированным на втором этапе данным;

4) выполнение аналитических продолжений поля вниз, в сторону поверхности планеты (т.е. в сторону истинных источников магнитного поля);

5) построение в некотором смысле оптимальных аппроксимаций путем выделения из общего набора данных измерений тех точек наблюдений, которые отстоят от поверхности планеты не более, чем на 700–800 км.

Для того чтобы в наборе, по которому выполнялись аппроксимации, оставалось 10000, мы синтезировали, если можно так выразиться, дополнительные промежуточные узлы и “приписывали” им некоторые усредненные значения элементов магнитного поля. По найденным распределениям эквивалентных источников мы находили пространственное распределение элементов магнитного поля, таким образом продолжая или экстраполируя, аппроксимированное поле в другие точки рассматриваемых орбит спутника. На рис. 2 изображено магнитное поле ( $z$ -компонента) Меркурия по данным миссии Messenger на приведенном

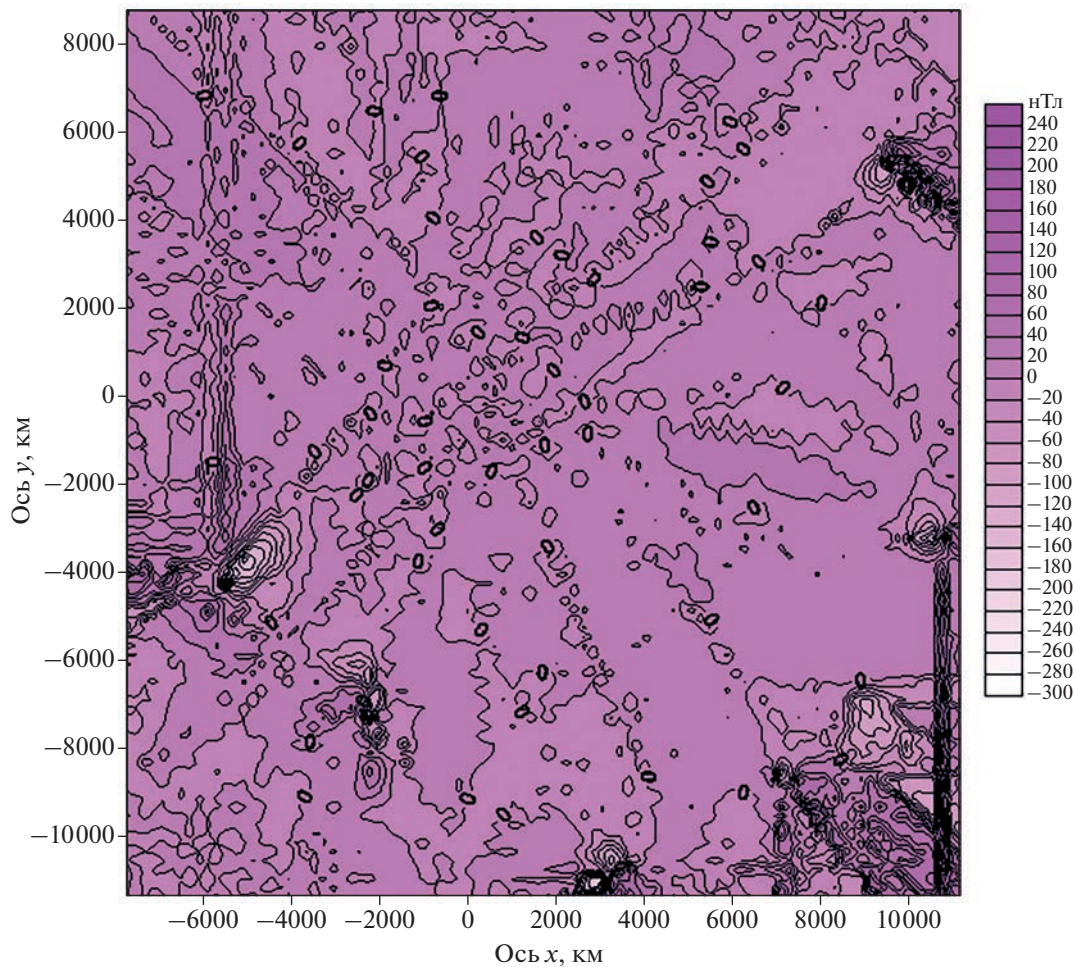


Рис. 2. Карта изолиний компоненты  $B_z$  магнитного поля по данным MESSENGER.  $N = 10000$ .

на рис. 1 участке траектории. На рис. 3 представлено магнитное поле, построенное с помощью локального варианта  $S$ -аппроксимаций (пример 3 в табл. 1), на рис. 4 – с помощью региональных аппроксимаций (пример 1, сфера одна), на рис. 5 изображена карта изолиний  $z$ -компоненты магнитной индукции на расстоянии 100 км от поверхности планеты, полученная с помощью “вихревого” варианта метода линейных интегральных представлений (пример 4 в табл. 1). Таким образом, показано, что предлагаемая методика может применяться при выполнении аналитических продолжений полей вниз, в сторону источников.

Примечания:  $\sigma = \frac{\|Ax - f_\delta\|_E}{\sqrt{N}}$  – среднее квадратическое отклонение;  $\sigma_{\max} = \sqrt{\frac{\delta_{\max}^2}{N}}$ ,  $\sigma_{\min} = \sqrt{\frac{\delta_{\min}^2}{N}}$ ;

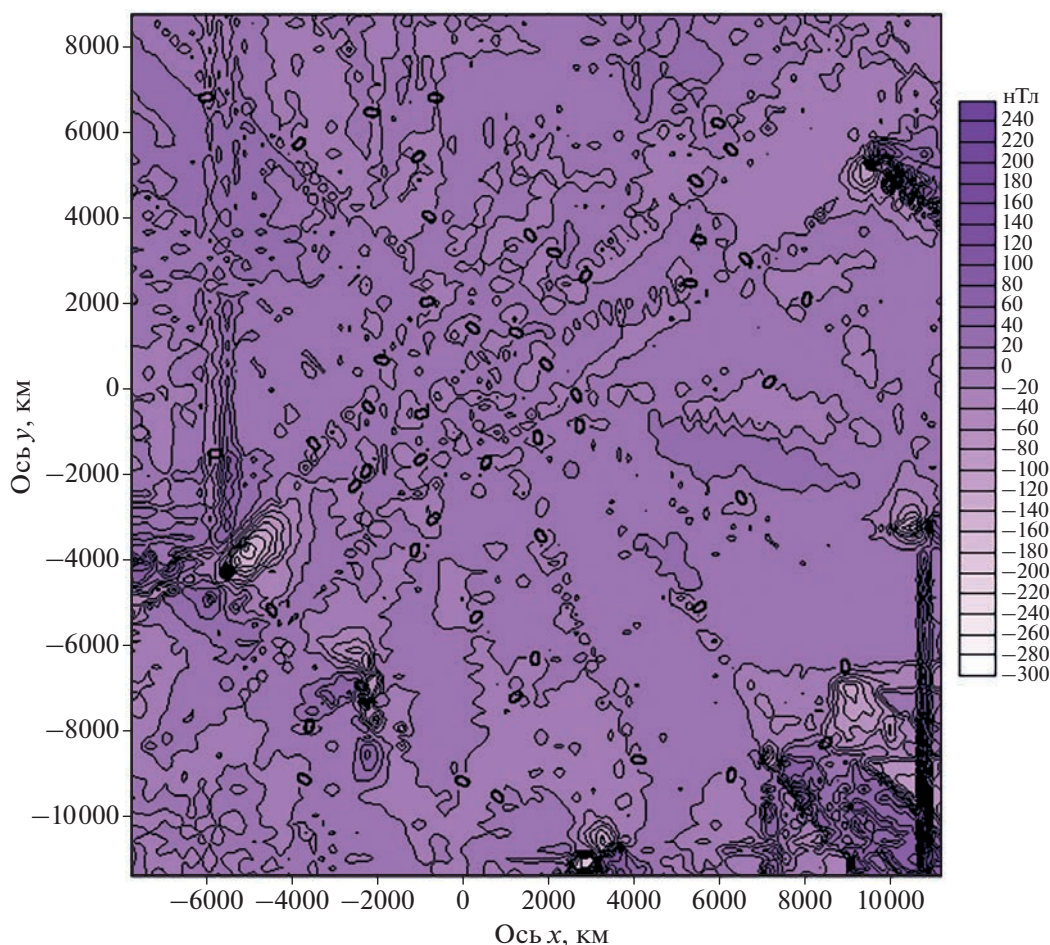
$\Delta = \frac{\|Ax - f_\delta\|_E}{\|f_\delta\|_E}$  – показатель качества решения;

$\sigma_0$  – среднее квадратическое отклонение, полученное в результате решения СЛАУ;  $t$  – время в часах, минутах и секундах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как уже упоминалось выше, так называемый метод ESD [Emilia, 1973; Langlais et al., 2004; Dyment, Arkani-Hamed, 1998] и его модификация, учитывающая зависимость магнитных свойств среды от времени. В основе этого метода лежит представление полного поля Меркурия (равно как и других планет Солнечной системы) в виде суперпозиции полей, создаваемых глубоко залегающими магнитными диполями. Количество таких диполей может достигать нескольких сот миллионов. Авторы метода не всегда применяют методы регуляризации при решении систем линейных алгебраических уравнений, описываю-





**Рис. 3.** Карта изолиний компоненты  $B_z$  магнитного поля.  $S$ -аппроксимация в стандартном варианте (лапласова векторного поля).  $N=10000$ .

щих связь между входными данными и неизвестными магнитными свойствами среды. Относительно глубины залегания эквивалентных по внешнему полю магнитных диполей можно сказать лишь, что источники должны быть сосредоточены в ядре или поблизости. Кроме того, авторы метода ESD полагают, что разложение магнитного поля планеты по сферическим гармоникам целесообразно находить только при наличии данных в глобальном масштабе, с охватом всей планеты. В противном случае, обратную задачу по нахождению магнитных масс решить нельзя.

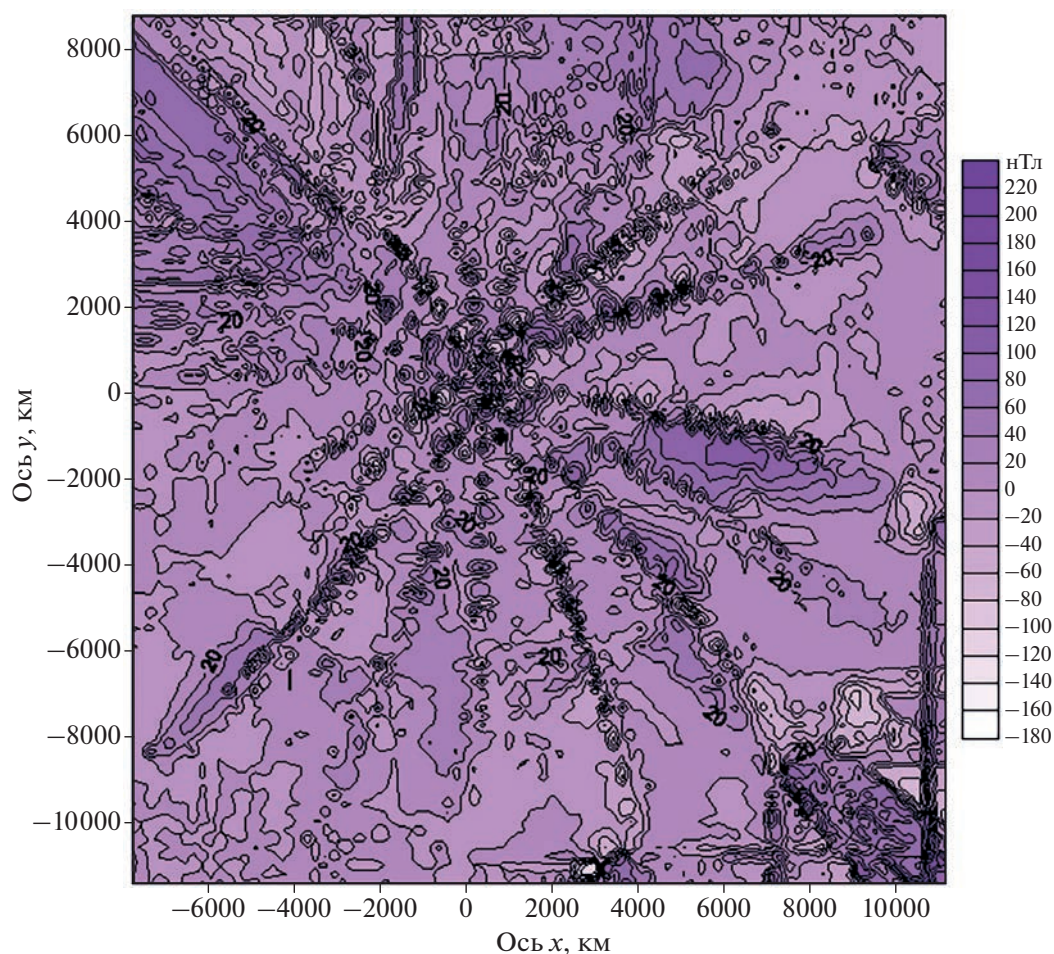
Предлагаемый в настоящей работе подход, как нам кажется, лишен недостатков метода ESD.

Он позволяет восстановить эквивалентные источники при наличии любой информации об изучаемом поле. Чем более детальной является съемка, тем точнее получается регуляризованное решение обратной задачи. Наша методика позволяет реконструировать как глобальное, так и аномальное поля. Последнее можно достаточно точно

восстановить, если из “сырых” данных, получаемых с помощью космических аппаратов, вычесть длинноволновые компоненты, соответствующие полю ядра. Однако можно аппроксимировать и исходные, “сырые”, данные.

Построение аналитических моделей магнитного поля Меркурия является в связи с вышеизложенным весьма актуальной проблемой.

В дальнейшем предполагается развить описанный в статье подход и изучить влияние геометрии орбит спутников на точность, получаемую при решении обратной задачи. Планируется также рассмотреть постановки для отдельных компонент магнитного поля Меркурия: для этой цели необходимо сначала разделить поля, генерируемые источниками различной природы. Поле литосферного происхождения может быть исследовано в локальном варианте (в этом случае носители магнитных масс можно располагать на некоторых телах известной формы и ограниченного размера). Глобальное поле предполагается



**Рис. 4.** Карта изолиний магнитного поля Меркурия вблизи поверхности, построенного с помощью региональных  $S$ -аппроксимаций.

изучать с помощью разработанной нами методики изменения топологии носителей в зависимости от структуры магнитного поля. Перспективным нам представляется также исследование временных вариаций поля на основе версии метода линейных интегральных представлений для дифференциальных операторов, зависящих от пространственных переменных и времени.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящей работе мы построили аналитические аппроксимации  $B_z$ -компоненты магнитного поля Меркурия в декартовой системе координат, начало которой жестко связано с центром масс планеты, а также региональные модифицированные  $S$ -аппроксимации радиальной компоненты магнитного поля. При аппроксимации поля в декартовой системе координат предполагалось, что поверхность планеты — это плоскость, а при рассмотрении региональных моделей — сфера задан-

ного радиуса. Эллиптичность планеты не учитывалась. Измерения выполнялись с помощью аппаратуры, установленной на станции MESSENGER, при ее пролетах вокруг Меркурия (мы постарались учесть результаты наблюдений на не слишком больших расстояниях от поверхности планеты). Также была предпринята попытка аналитического продолжения магнитного поля, измеренного на орбите спутником, вниз, в сторону источников. Таким образом, мы воссоздали поле на поверхности планеты и на расстоянии, приблизительно равном 100 км от Меркурия. Относительная точность математического моделирования поля на спутниковой орбите оказалась достаточно высокой — она не превышала  $1.1 \times 10^{-3}$ . Магнитометры, установленные на MESSENGER, могли измерять поле с точностью до 0.0004 нТл, но при оценке показателя качества решения,  $\Delta = \frac{\|Ax - f_\delta\|_E}{\|f_\delta\|_E}$ , необходимо учитывать



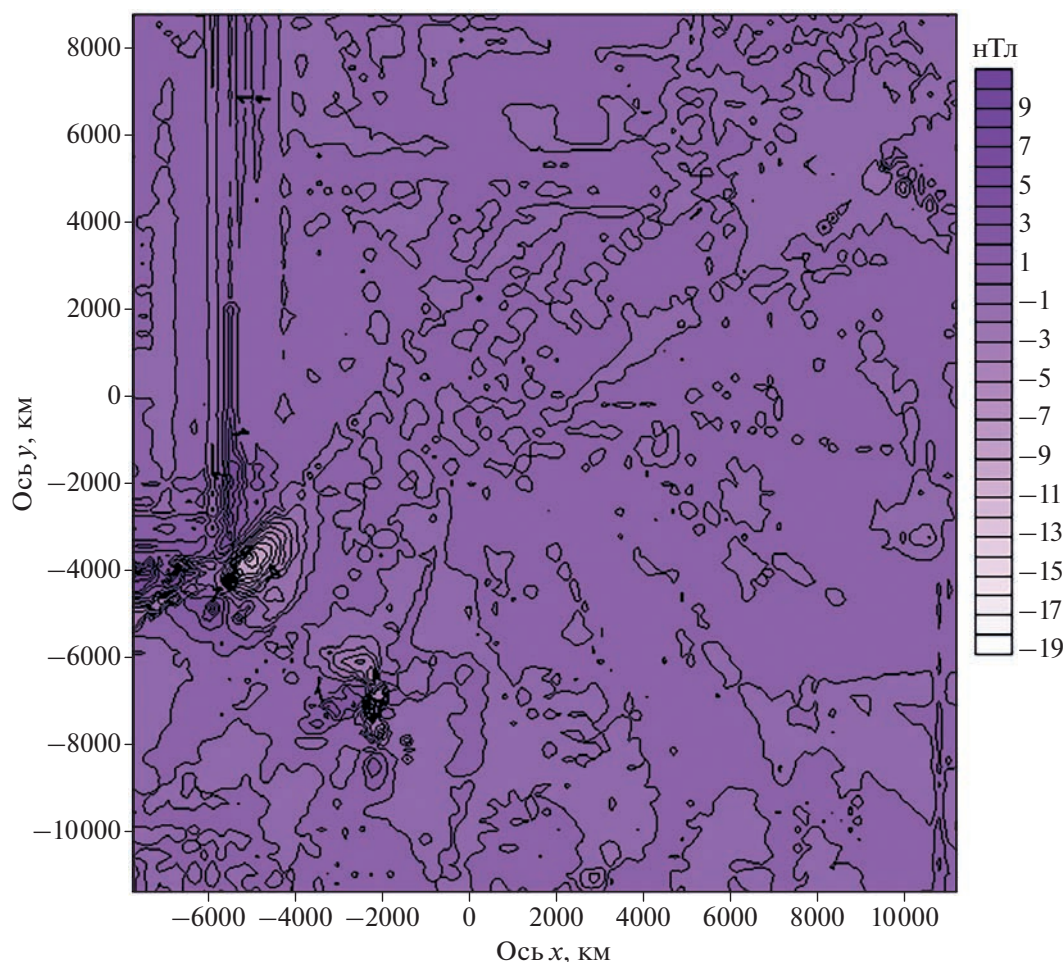


Рис. 5. Магнитное поле Меркурия на расстоянии 100 км от поверхности планеты.

множество факторов: ошибки позиционирования, систематические ошибки приборов, взаимодействие магнитных полей, наведенных в аппаратуре, и солнечного ветра и т.п. Поэтому хотелось бы подчеркнуть, что главным моментом при разработке методики математического моделирования физических полей Земли и планет должно быть соответствие полученных результатов реальным, “сырым”, данным. Аппроксимированное поле не должно “разваливаться” при приближении к поверхности планеты. Ввиду существенной неоднозначности решения обратных задач геофизики, нахождение эквивалентных по внешнему полю распределений масс является одним из возможных способов интерпретации разнородных и разноточных данных.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арнольд В.И., Хесин Б.А. Топологические методы в гидродинамике. М.: изд-во МЦНМО. 2007. 393 с.
- Будак Б.М., Самарский А.А., Тихонов А.Н. Сборник задач по уравнениям математической физики. М.: Наука. 1980. 684 с.
- Владимиров В.В. Уравнения математической физики. М.: Наука. 1981. 512 с.
- Казанцев С.Г., Кардаков В.Б. Полоидально-тороидальное разложение соленоидальных векторных полей в шаре // Сибирский журн. индустриальной математики. 2019. Т. 22. № 3. С. 74–95.
- Раевский Д.Н., Степанова И.Э. О решении обратных задач гравиметрии с помощью модифицированного метода S-аппроксимаций // Физика Земли. 2015а. № 2. С. 44–54.
- Раевский Д.Н., Степанова И.Э. Модифицированный метод S-аппроксимаций. Региональный вариант // Физика Земли. 2015б. № 2. С. 55–66.
- Степанова И.Э., Щепетилов А.В., Погорелов В.В., Михайлов П.С. Структурно-параметрический подход при построении цифровых моделей рельефа и гравитационного поля Земли с использованием аналитических

- S-аппроксимаций // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Т. 19. № 2. С. 107–116.
- Титов В.В., Степанов Р.А., Соколов Д.Д. Переходные режимы винтового динамо // Журнал экспериментальной и теоретической физики. 2020. Т. 157. № 10. С. 849–857.
- Фрик П.Г., Соколов Д.Д., Степанов Р.А. Вейвлет-анализ пространственно-временной структуры физических полей // Успехи физических наук. 2021. Т. 191.
- Ягола А.Г., Степанова И.Э., Ван Янфей, Титаренко В.Н. Обратные задачи и методы их решения. Приложения к геофизике. М.: Бином. 2014. 214 с.
- Acuna M., Connerney J., Ness N., Lin R., Mitchell D., Carlson C., McFadden J., Anderson K., Reme H., Mazelle C., Vignes D., Wasilewski P., Cloutier P. Global distribution of crustal magnetism discovered by the Mars Global Surveyor/MAG/ERExperiment // Science. 1999. V. 284. P. 790–793.
- Alexeev I.I. et al. Mercury's magnetospheric magnetic field after the first two MESSENGER flybys // Icarus. 2010. V. 209. P. 23–39.  
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2010.01.024>
- Alken P., Thébaud E., Beggan C.D., Amit H., Aubert J., Baerenzung J. et al. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // Earth, Planets, and Space. 2021. V. 73.
- Anderson B.J., Acuña M.H., Lohr D.A., Scheifele J., Raval A., Korth H., Slavin J.A. The magnetometer instrument on MESSENGER // Space Sci. Rev. 2007. V. 131. P. 417–450.  
<https://doi.org/10.1007/s11214-007-9246-7>
- Anderson B.J., Acuña M.H., Korth H., Purucker M.E., Johnson C.L., Slavin J.A., Solomon S.C., McNutt R.L. The structure of Mercury's magnetic field from MESSENGER's first flyby // Science. 2008. V. 321. P. 82–85.  
<https://doi.org/10.1126/science.1159081>
- Anderson B. J. et al. The magnetic field of Mercury // Space Sci. Rev. 2010. V. 152. P. 307–339.  
<https://doi.org/10.1007/s11214-009-9544-3>
- Anderson B.J., Johnson C.L., Korth H., Purucker M.E., Winslow R.M., Slavin J.A., Solomon S.C., McNutt R.L., Raines J.M., Zurbuchen T.H. The global magnetic field of Mercury from MESSENGER orbital observations // Science. 2011. V. 333. P. 1859–1862.  
<https://doi.org/10.1126/science.1211001>
- Anderson B.J. et al. Low-degree structure in Mercury's planetary magnetic field // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. P. E00L12.  
<https://doi.org/10.1029/2012JE004159>
- Anderson B.J., Johnson C.L., Korth H. A magnetic disturbance index for Mercury's magnetic field derived from MESSENGER magnetometer data // Geochem. Geophys. Geosyst. 2013. V. 14. P. 3875–3886.  
<https://doi.org/10.1002/ggge.20242>
- Arkani-Hamed J. An improved 50-degree spherical harmonic model of the magnetic field of Mars derived from both high-altitude and low-altitude data // J. Geophysical Research (Planets). 2002. V. 107. P. 5083.  
<https://doi.org/10.1029/2001JE001835>
- Benkhoff J., van Casteren J., Hayakawa H., Fujimoto M., Laakso H., Novara M., Ferri P., Middleton H.R., Ziethe R. BepiColombo—Comprehensive exploration of Mercury: Mission overview and science goals // Planet. Space Sci. 2010. V. 58. P. 2–20.  
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2009.09.020>
- Cain J. C., Wang Z., Kluth C., Schmitz D. R. Derivation of a geomagnetic model to  $N = 63$  // Geophys. J. 1989. V. 97. P. 431–441.
- Cao H., Aurnou J. M., Wicht J., Dietrich W., Soderlund K. M., Russell C. T. A dynamo explanation for Mercury's anomalous magnetic field // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. P. 4127–4134.  
<https://doi.org/10.1002/2014GL060196>
- Christensen U. R. A deep dynamo generating Mercury's magnetic field // Nature 2006. V. 444. P. 1056–1058.  
<https://doi.org/10.1038/nature05342>
- Christensen U. R., Tilgner A. Power requirement of the geodynamo from ohmic losses in numerical and laboratory dynamos // Nature. 2004. V. 429. P. 169–171.  
<https://doi.org/10.1038/nature02508>
- Connerney J. E. P., Ness N. F., Acuna M. H. Zonal harmonic model of Saturn's magnetic field from Voyager 1 and 2 observations // Nature. 1982. V. 298. P. 44–46.  
<https://doi.org/10.1038/298044a0>
- Dietrich W., Wicht J. A hemispherical dynamo model: Implications for the Martian crustal magnetization // Phys. Earth Planet. Inter. 2013. V. 217. P. 10–21.  
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2013.01.001>
- Dyment J., Arkani-Hamed J. Equivalent source magnetic dipoles revisited // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25(11). P. 2003–2006.  
<https://doi.org/10.1029/98GL51331>
- Emilia D. A. Equivalent sources used as an analytic base for processing total magnetic field profiles // Geophysics. 1973. V. 38. P. 339–348.  
<https://doi.org/10.1190/1.1440344>
- Gudkova T., Stepanova I., Batov A., Shchepetilov A. Modified method S- and R-approximations in solving the problems of Mars's morphology // Inverse Problems in Science and Engineering. 2021. V. 29. P. 790–804.  
<https://doi.org/10.1080/17415977.2020.1813125>
- Gudkova T., Stepanova I., Batov A. Density anomalies in subsurface layers of Mars: model estimates for the Site of the InSight Mission Seismometer // Solar System Research. 2020. V. 54. P. 15–19.  
<https://doi.org/10.1134/S0038094620010037>
- Gubbins D. Time Series Analysis and Inverse Theory for Geophysicists. Cambridge Univ. Press. Cambridge. 2004. 272 p.
- Holme R., Bloxham J. The magnetic fields of Uranus and Neptune: Methods and models // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 2177–2200.  
<https://doi.org/10.1029/95JE03437>
- Hood L. L., Oliveira J. S., Galluzzi V. D., Rothery A. Investigating sources of Mercury's crustal magnetic field: further mapping of Messenger magnetometer data, JGR Planets. 29 August. 2018.  
<https://doi.org/10.1029/2018JE005683>
- Hulot G., Le Mouél J. L. A statistical approach to the Earth's main magnetic field // Phys. Earth Planet. Inter. 1994. V. 82. P. 167–183.  
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90070-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90070-1)

- Johnson C.L. et al. MESSENGER observations of Mercury's magnetic field structure // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. P. E00L14.  
<https://doi.org/10.1029/2012JE004217>
- Katanforoush A., Shahshahani M. (2003), Distributing points on the sphere // *Exp. Math.* 2003. V. 12. P. 199–209.
- Kolotov I.I., Lukyanenko D.V., Stepanova I.E., Wang Y., Yagola A.G., Recovering the magnetic properties of Mercury from satellite observations // *Eurasian J. Mathematical and Computer Applications*, 2022. V. 10. № 2. P. 26–41.
- Kutzner C., Christensen U.R. From stable dipolar towards reversing numerical dynamos // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2002. V. 131. P. 29–45.  
[https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00016-X](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00016-X)
- Langlais B., Purucker M. A polar magnetic paleopole associated with Apollinaris Patera, Mars // *Planet. Space Sci.* 2007. V. 55. P. 270–279.  
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2006.03.008>
- Langlais B., Purucker M.E., Mandea M. Crustal magnetic field of Mars // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. E02008.  
<https://doi.org/10.1029/2003JE002048>
- Lhuillier F., Aubert J., Hulot G. Earth's dynamo limit of predictability controlled by magnetic dissipation // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 186. P. 492–508.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05081.x>
- Margot J.L., Peale S.J., Jurgens R.F., Slade M.A., Holin I.V. Large longitude libration of Mercury reveals a molten core // *Science*. 2007. V. 316. P. 710–714.  
<https://doi.org/10.1126/science.1140514>
- Maus S., Rother M., Stolle C., Mai W., Choi S., Lühr H., Cooke D., Roth C. Third generation of the Potsdam Magnetic Model of the Earth (POMME) // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 7. P. Q07008.  
<https://doi.org/10.1029/2006GC001269>
- Mayhew M.A. Inversion of satellite magnetic anomaly data // *J. Geophys.* 1979. V. 45. P. 119–128.
- Messenger Mission: Magnetometer (MAG) Instrument. — URL: <https://pds-ppi.igpp.ucla.edu/search/view/?f=yes&id=pds://PPI/mess-mag-calibrated/data/mbf/2011>
- Milillo A., Fujimoto M., Murakami G., Benkhoff J., Zender J., Aizawa, S. et al. Investigating Mercury's Environment with the Two-Spacecraft BepiColombo Mission // *Space Science Reviews*. 2020. V. 216. P. 93.
- Mittelholz A., Johnson C.L., Feinberg J.M., Langlais B., Philips R.J. Timing of the martian dynamo: New constraints for a core field 4.5 and 3.7 Ga ago // *Science Advances*. 2020. V. 6.
- Ness N.F., Behannon K.W., Lepping R.P., Whang Y.C., Schatten K.H. Magnetic field observations near Mercury: Preliminary results from Mariner 10 // *Science*. 1974. V. 185. P. 151–160.  
<https://doi.org/10.1126/science.185.4146.151>
- Ness N.F., Behannon K.W., Lepping R.P., Whang Y.C. The magnetic field of Mercury, 1 // *J. Geophys. Res.* 1975. V. 80. P. 2708–2716.  
<https://doi.org/10.1029/JA080i019p02708>
- Oliveira J.S., Langlais B., Pais M.A., Amit H. A modified equivalent source dipole method to model partially distributed magnetic field measurements, with application to Mercury, *JGR Planets*. 15 May. 2015.  
<https://doi.org/10.1002/2014JE004734>
- Philpott L.C., Johnson C.L., Winslow R.M., Anderson B.J., Korth H., Purucker M.E., Solomon S.C. Constraints on the secular variation of Mercury's magnetic field from the combined analysis of MESSENGER and Mariner 10 data // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. P. 6627–6634.  
<https://doi.org/10.1002/2014GL061401>
- Plagemann S. Model of the internal constitution and temperature of the planet Mercury // *J. Geophys. Res.* 1965. V. 70. P. 985–993.  
<https://doi.org/10.1029/JZ070i004p00985>
- Press W.H., Teukolsky S.A., Vetterling W.T., Flannery B.P. Numerical Recipes in C. The Art of Scientific Computing. 2nd ed. Cambridge Univ. Press. 1992.
- Purucker M., Ravat D., Frey H., Voorhies C., Sabaka T., Acuña M. An altitude-normalized magnetic map of Mars and its interpretation // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. P. 2449–2452.  
<https://doi.org/10.1029/2000GL000072>
- Purucker M., Langlais B., Olsen N., Hulot G., Mandea M. The southern edge of cratonic North America: Evidence from new satellite magnetometer observations // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. P. 1342.  
<https://doi.org/10.1029/2001GL013645>
- Purucker M.E., Sabaka T.J., Langel R.A. Conjugate gradient analysis: A new tool for studying satellite magnetic data sets // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23. P. 507–510.  
<https://doi.org/10.1029/96GL00388>
- Purucker M.E., Langel R.A., Rajaram M., Raymond C. Global magnetization models with a priori information // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 2563–2584.  
<https://doi.org/10.1029/97JB02935>
- Reshetnyak M.Yu. Spatial Spectra of the geomagnetic Field in the Observations and Geodynamo Models // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2015. V. 51. № 3. P. 354–361.
- Salnikov A., Stepanova I., Gudkova T., Batov A. Analytical modeling of the magnetic field of Mars from satellite data using modified S-approximations // *Doklady Earth Sciences*. 2021. V. 499. P. 575–579.
- Schubert G., Chan K.H., Liao X., Zhang K. Planetary dynamos: Effects of electrically conducting flows overlying turbulent regions of magnetic field generation // *Icarus*. 2004. V. 172. P. 305–315.  
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.06.007>
- Smith D. E. et al. Gravity field and internal structure of Mercury from MESSENGER // *Science*. 2012. V. 336. P. 214–217.  
<https://doi.org/10.1126/science.1218809>
- Solomon S. C. et al. The MESSENGER mission to Mercury: Scientific objectives and implementation // *Planet. Space Sci.* 2001. V. 49. P. 1445–1465.  
[https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(01\)00085-X](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(01)00085-X)
- Stanley S., Elkins-Tanton L., Zuber M.T., Parmentier E.M. Mars' paleomagnetic field as the result of a single-hemisphere dynamo // *Science*. 2008. V. 321. P. 1822–1825.  
<https://doi.org/10.1126/science.1161119>

- Stevenson D.J.* Saturn's luminosity and magnetism // *Science*. 1980. V. 208. P. 746–748.  
<https://doi.org/10.1126/science.208.4445.746>
- Stevenson D.J.* Reducing the non-axisymmetry of a planetary dynamo and an application to Saturn // *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.* 1982. V. 21. P. 113–127.  
<https://doi.org/10.1080/03091928208209008>
- Strakhov V., Stepanova I.* The S-approximation method and its application to gravity problems // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2002. V. 16. P. 91–107.
- Strakhov V., Stepanova I.* Solution of gravity problems by the S-approximation method (Regional Version) // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2002. V. 16. P. 535–544.
- Thébault E., Schott J.J., Manda M.* Revised spherical cap harmonic analysis (R-SCHA): Validation and properties // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. P. B01102.  
<https://doi.org/10.1029/2005JB003836>
- Toepfer S., Narita Y., Glassmeier K.H. et al.* The Mie representation for Mercury's magnetic field // *Earth Planets Space*. 2021. V. 73. P. 65.  
<https://doi.org/10.1186/s40623-021-01386-4>
- Uno H., Anderson B.J., Korth H., Johnson C.L., Solomon S.C.* Modeling Mercury's internal magnetic field with smooth inversions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 285. P. 328–339.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.032>
- Verhoeven O., Tarits P., Vacher P., Rivoldini A., van Hoolst T.* Composition and formation of Mercury: Constraints from future electrical conductivity measurements // *Planet. Space Sci.* 2009. V. 57. P. 296–305.  
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2008.11.015>
- Vilim R., Stanley S., Hauck S.A.* Iron snow zones as a mechanism for generating Mercury's weak observed magnetic field // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. E11003.  
<https://doi.org/10.1029/2009JE003528>
- von Frese R.R.B., Hinze W.J., Braile L.W.* Spherical Earth gravity and magnetic anomaly analysis by equivalent point source inversion // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 53. P. 69–83.  
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90027-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90027-3)
- Wang Y., Kolotov I.I., Lukyanenko D.V., Stepanova I.E., Yagola A.G.* Methods of recovering of the magnetic fields using experimental data. Марчуровские научные чтения-2022: Тезисы Междунар. конф., 3–7 октября 2022 г, место издания Ин-т вычислит. математики и матем. геофизики СО РАН. Академгородок, Новосибирск, Россия, тезисы. с. 10.
- Whaler K.A., Purucker M.E.* A spatially continuous magnetization model for Mars // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. P. E09001.  
<https://doi.org/10.1029/2004JE002393>
- Wicht J., Heyner D.* Mercury's magnetic field in the MESSENGER era. *Planetary Geodesy and Remote Sensing* / S. Jin (ed.). CRC Press. 2014. P. 223–262.  
<https://doi.org/10.1201/b17624-11>

## On Constructing Analytical Models of the Magnetic Field of Mercury from Satellite Data

I. E. Stepanova<sup>a, \*</sup>, A. G. Yagola<sup>b</sup>, D. V. Luk'yanenko<sup>b</sup>, and I. I. Kolotov<sup>b</sup>

<sup>a</sup> *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

<sup>b</sup> *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

\*e-mail: tet@ifz.ru

**Abstract**—A new method is proposed for analytical description of the magnetic field of the Mercury from the data of satellite missions based on the local and regional versions of the linear integral representation method. The inverse problem on finding the sources of the field is reduced to solving ill-conditioned systems of linear algebraic equations with an approximately set right-hand part. The charts of the isolines of the  $z$ -component of the magnetic inductance vector in the Cartesian coordinate system rigidly connected with the planet, as well as the regional S-approximation of the field radial component are plotted. The results of the mathematical experiment on analytic continuation of the magnetic field towards the sources are presented.

**Keywords:** magnetic field, Laplace field, linear integral representations, Biot, Savart field



## ПОНДЕРОМОТОРНЫЕ СИЛЫ ВОЛН АЛЬВЕНА В МАГНИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

© 2023 г. Ф. З. Фейгин<sup>1</sup>, \*, А. В. Гульельми<sup>1</sup>, \*\*

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: feygin@ifz.ru

\*\*E-mail: guglielmi@mail.ru

Поступила в редакцию 09.02.2023 г.

После доработки 23.05.2023 г.

Принята к публикации 26.05.2023 г.

Статья посвящена 80-летию открытия волн Альвена, которые играют большую роль в физике, радиофизике, астрофизике и физике Земли. Внимание сосредоточено на пондеромоторном перераспределении плазмы в магнитосфере Земли под воздействием волн Альвена и ионно-циклотронных волн. На относительно небольших расстояниях от Земли пондеромоторная сила является выталкивающей, т.е. направлена вверх независимо от того, распространяется волна Альвена к Земле или от Земли. В приэкваториальной зоне центральных областей магнитосферы волны в диапазоне  $Pc\ 1$  сгребают плазму к минимуму геомагнитного поля, так что на экваторе образуется максимум плотности плазмы при достаточно высокой интенсивности волн. На периферии магнитосферы происходит бифуркация и максимум расщепляется на два максимума, причем расстояние между ними увеличивается с удалением от Земли. В обсуждении кратко рассмотрены также полярный ветер, ускорение тяжелых ионов и фиктивная нелинейность поверхностного импеданса земной коры.

**Ключевые слова:** геомагнитное поле, плотность плазмы амбиполярная диффузия, бифуркация, полярный ветер, пондеромоторный резонанс, земная кора, магнитотеллурическое зондирование.

**DOI:** 10.31857/S0002333723060066, **EDN:** LYFLZG

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Прошло 80 лет после того, как выдающийся шведский физик лауреат Нобелевской премии Ханнес Альвен теоретически обнаружил волны, названные впоследствии его именем [Alfven, 1942], играющие большую роль в физике [Ландау, Лифшиц, 2003], радиофизике [Гинзбург, 1960], астрофизике [Альвен, 1952] и физике Земли [Гульельми, 1979; Нишида, 1980]. Наша статья посвящена юбилею этого знаменательного открытия.

Мы сосредоточим внимание на пондеромоторном перераспределении плазмы в магнитосфере Земли под воздействием монохроматической волны Альвена. Напомним, что пондеромоторной называют нелинейную силу, действующую на заряженную частицу в переменном электромагнитном поле. Сотрудники ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН инициировали исследование пондеромоторных сил в магнитосфере Земли и внесли в развитие этого нового направления заметный вклад, опубликовав цикл оригинальных статей [Гульельми, 1992; 2007; Гульельми, Фейгин, 2018; Guglielmi et al., 2006; Feygin et al., 1998; 2013] (более полный список содержится в обзоре [Lundin, Guglielmi, 2006]). Следует отметить широкий интерес спе-

циалистов к проблеме пондеромоторных сил в космической и лабораторной плазме (см, например, [Barnett et al., 2022; Espinoza-Troni et al., 2023]).

Общее выражение для пондеромоторной силы в плазме содержит ряд членов и имеет довольно громоздкий вид. Удобно поименовать отдельные члены: сила Абрахама, сила Миллера, сила Лундина–Хултквиста, сила Барлоу и сила Болотовского–Серова [Lundin, Guglielmi, 2006]. Первые четыре силы пропорциональны  $\partial E^2/\partial t$ ,  $\nabla E^2$ ,  $E^2 \nabla_{\parallel} B$ ,  $\nu E^2$  соответственно. Здесь:  $E^2$  – квадрат амплитуды колебаний электрического поля;  $B$  – величина геомагнитного поля;  $\nabla_{\parallel}$  – производная вдоль силовой линии геомагнитного поля;  $\nu$  – частота соударений между частицами. Что же касается силы Болотовского–Серова, то она пропорциональна  $E^2$  и зависит от фазы колебаний в момент рождения заряженной частицы при фотоионизации.

В поле монохроматической волны сила Абрахама отсутствует. Над ионосферой (выше примерно 500 км) соударениями и фотоионизацией можно пренебречь, так что силу Барлоу и силу

Болотовского–Серова мы учитывать не будем. В результате заметно упрощается общее выражение для продольной компоненты пондеромоторной силы, действующей на единичный объем магнитосферной плазмы:

$$f_{p\parallel} = \frac{1}{16\pi} \left[ (\epsilon_{\alpha\beta} - \delta_{\alpha\beta}) \nabla_{\parallel} E_{\alpha}^* E_{\beta} + E_{\alpha}^* E_{\beta} \frac{\partial \epsilon_{\alpha\beta}}{\partial \mathbf{B}} \nabla_{\parallel} \mathbf{B} \right]. \quad (1)$$

Здесь:  $\epsilon_{\alpha\beta}$  — тензор диэлектрической проницаемости плазмы;  $\delta_{\alpha\beta}$  — символ Кронекера (см., например [Ландау, Лифшиц, 2003]);  $\mathbf{E}$  — электрическое поле волны;  $\mathbf{B}$  — внешнее магнитное поле. Именно эта компонента будет интересовать нас, поскольку она приводит к перераспределению магнитосферной плазмы. Поперечные компоненты силы в этом отношении менее эффективны.

Основное внимание мы уделим бегущим волнам, которые регулярно наблюдаются в магнитосфере в диапазоне Pc1 (0.2–5 Гц) [Troitskaya, 1961]. В разделах 2, 3 и 4 мы рассмотрим распределение плазмы в нижних слоях, в центральных областях и на периферии магнитосферы соответственно. В разделе 5 мы обсудим полярный ветер, ускорение тяжелых ионов и кажущуюся нелинейность поверхностного импеданса земной коры. Эти дополнительные примеры продемонстрируют многообразие проявлений пондеромоторных сил в околоземной плазме.

## 2. ВЫТАЛКИВАЮЩАЯ СИЛА

Рассмотрим пондеромоторную силу  $f_{p\parallel}$  волны Альвена в магнитогиродинамическом приближении. Оно справедливо при условии, что частота волны много меньше гирочастоты наиболее тяжелых ионов,  $\omega \ll \Omega = e_i B / m_i c$ . Здесь  $e_i$  и  $m_i$  — заряд и масса иона,  $c$  — скорость света. Над максимумом ионосферного слоя F2 плазма состоит из электронов, протонов, ионов гелия и кислорода. В диапазоне Pc1 условие  $\omega \ll \Omega$  заведомо выполняется в нижних слоях магнитосферы.

В приближении идеальной магнитной гидродинамики тензор диэлектрической проницаемости имеет вид  $\epsilon_{\alpha\beta} = \text{diag}(\epsilon_{\perp}, \epsilon_{\perp}, \infty)$ , где:  $\epsilon_{\perp} = (c/c_A)^2$ ;  $c_A = B / \sqrt{4\pi\rho}$  — скорость Альвена;  $c_A \ll c$ ;  $\rho = \sum m_i N_i$  — плотность плазмы;  $N_i$  — концентрация ионов, причем суммирование производится по всем сортам ионов. В рамках идеальной магнитной гидродинамики продольная компонента электрического поля равна нулю:  $E_{\parallel} = \mathbf{E}\mathbf{B} / B = 0$ . С учетом этого из (1) следует, что  $f_{p\parallel} = \rho A_{\parallel}$ , где  $A_{\parallel}$  — пондеромоторное ускорение, равное

$$A_{\parallel} = \left( \frac{c}{B} \right)^2 \left[ \frac{1}{2} \nabla_{\parallel} E_{\perp}^2 - \frac{E_{\perp}^2}{B} \nabla_{\parallel} B \right]. \quad (2)$$

Мы хотим согласовать пространственную структуру волнового поля с пространственным распределением плотности ионов, которое само зависит от этой структуры. Воспользуемся соотношением

$$\nabla_{\parallel} E_{\perp}^2 = E_{\perp}^2 \nabla_{\parallel} \ln \frac{B^2}{\sqrt{\rho}}. \quad (3)$$

Оно выполняется для бегущих волн Альвена в квазиклассическом приближении. Тогда пондеромоторное ускорение примет вид:

$$A_{\parallel} = - \left( \frac{c E_{\perp}}{2B} \right)^2 \nabla_{\parallel} \ln \rho. \quad (4)$$

В нижних слоях магнитосферы плотность  $\rho$  уменьшается с удалением от Земли. Таким образом мы обнаружили, что пондеромоторная сила  $f_{p\parallel} = \rho A_{\parallel}$  выталкивает плазму вверх всюду, за исключением плоскости геомагнитного экватора.

## 3. ЭКВАТОРИАЛЬНОЕ УПЛОТНЕНИЕ

В диапазоне Pc 1 условие применимости МГД приближения  $\omega \ll \Omega$  нарушается в экваториальной зоне центральных областей магнитосферы. В результате складывается следующая картина. Представим себе волну Альвена, которая распространяется снизу вверх вдоль геомагнитных силовых линий, пересекающих плоскость геомагнитного экватора на расстояниях, скажем, 20–30 тыс. км от Земли. С удалением от Земли частота  $\omega$  приближается снизу к гирочастоте  $\Omega$ . В результате происходит модификация дисперсионного соотношения  $\omega = c_A k_{\parallel}$ , которое приближенно выполняется при  $\omega \ll \Omega$ , а также видоизменяется поляризация волны. Пондеромоторная сила повышается и достигает максимума в минимуме геомагнитного поля, т.е. на экваторе траектории волны Альвена. Покажем, что при достаточно большой амплитуде волны на экваторе может образоваться максимум плотности плазмы. Предварительно заметим, что волну Альвена с модифицированным законом дисперсии обычно называют ионно-циклотронной волной [Гульельми, 1979].

Для расчета выберем дипольную модель геомагнитного поля. Чтобы упростить выкладки будем считать, что ионно-циклотронная волна распространяется строго вдоль геомагнитных силовых линий. Тогда из (1) следует, что:

$$f_{p\parallel} = \frac{1}{8\pi} \left[ (n^2 - 1) \nabla_{\parallel} E^2 + E^2 \frac{\partial n^2}{\partial B} \nabla_{\parallel} B \right], \quad (5)$$

где  $n$  — известное выражение для поперечной циркулярно поляризованной ионно-циклотрон-

ной волны [Лифшиц, Питаевский, 1979]. В приближении геометрической оптики  $E \propto \sqrt{B/n}$ . Это позволяет исключить из (5) производную по квадрату амплитуды волны. Будем считать, что плазма состоит из электронов и ионов одного сорта (протонов). Тогда  $f_{p\parallel} = \rho A_{\parallel}$ , причем

$$A_{\parallel} = -\left(\frac{cE}{2B}\right)^2 \left(\frac{\Omega}{\Omega - \omega}\right) \left[\left(\frac{\omega}{\Omega - \omega}\right) \nabla_{\parallel} \ln B + \nabla_{\parallel} \ln \rho\right], \quad (6)$$

где:  $\rho = m_p N$ ;  $m_p$  – масса протона;  $N$  – концентрация электронов.

Рассмотрим баланс сил, действующих на плазму в продольном направлении:

$$\nabla_{\parallel} p = \rho g_{\parallel} + f_{p\parallel}. \quad (7)$$

Здесь  $p$  – давление плазмы;  $g_{\parallel}$  – проекция гравитационного ускорения на траекторию волны.

Учтем уравнение состояния  $p = c_s^2 \rho$ , где  $c_s$  – скорость звука, и перепишем уравнение (7) в виде:

$$\frac{c_s^2}{\rho} \frac{d\rho}{dz} = g_{\parallel}(z) + A_{\parallel}[E(z), B(z), \rho(z)], \quad (8)$$

где координата  $z$  направлена вдоль траектории волны. К уравнению (8) следует добавить формулу

$$\frac{E(z)}{E(0)} = \left\{ \left[ \frac{B(z)}{B(0)} \right]^3 \left[ \frac{\rho(0)}{\rho(z)} \right] \left[ \frac{\Omega(z) - \omega}{\Omega(0) - \omega} \right] \right\}^{1/4}, \quad (9)$$

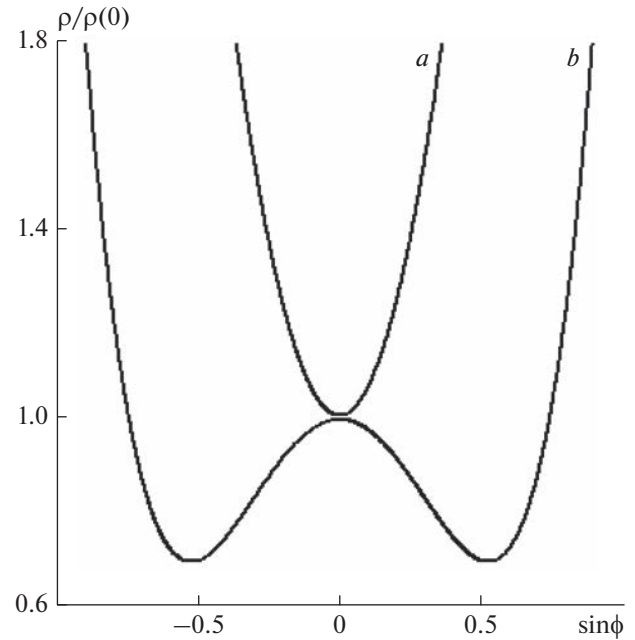
которая вытекает из соотношения  $E \propto \sqrt{B/n}$ . Точка  $z = 0$  совпадает с минимумом магнитного поля, который располагается в вершине траектории.

Анализ уравнений (7), (8) показывает, что ионно-циклотронные волны “сгребают” плазму вдоль силовых линий геомагнитного поля по направлению к экватору. При  $E(0) > E_c$  в распределении плазмы  $\rho(z)$  появляется максимум при  $z = 0$ . Мы опускаем несложные выкладки, из которых следует, что в дипольной магнитосфере величина критической амплитуды равна:

$$E_c = \frac{2\sqrt{2}}{3c} \left( \frac{R_E g_E}{L} \right)^{1/2} \left[ \left( \frac{\Omega_0}{\omega} \right)^{1/2} - \left( \frac{\omega}{\Omega_0} \right)^{1/2} \right] B_0, \quad (10)$$

где:  $R_E = 6371$  км – радиус Земли;  $g_E = 980$  см/с<sup>2</sup> – ускорение силы тяжести на земной поверхности;  $L$  – параметр МакИльвейна, равный в данном случае расстоянию от центра Земли до вершины магнитной силовой линии в единицах  $R_E$ . Величины  $\Omega_0$  и  $B_0$  берутся в точке  $z = 0$ .

Итак, при достаточно большой амплитуде волны формируется немонотонное распределение плотности вдоль геомагнитных силовых линий с максимумом на экваторе. На рис. 1 показаны распределения  $\rho$  при  $L = 5$ ,  $\omega/\Omega_0 = 0.5$ . Величина

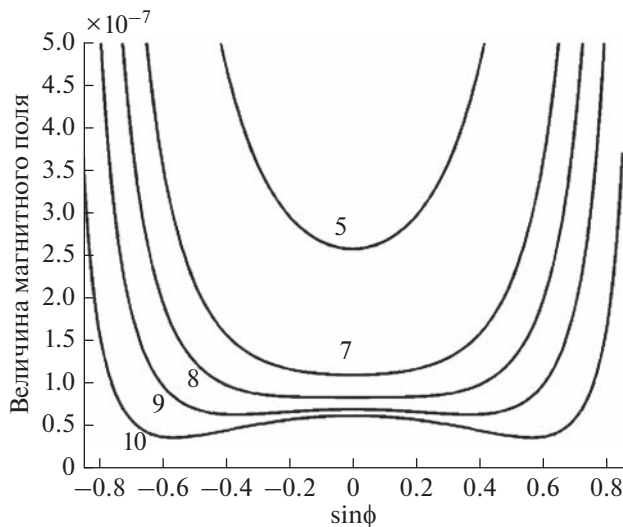


**Рис. 1.** Формы распределения плотности плазмы вдоль геомагнитной силовой линии. Здесь  $\phi$  – геомагнитная широта. Кривая  $a$ ,  $b$  соответствует докритической (надкритической) амплитуде ионно-циклотронной волны.

критической амплитуды равна  $E_c = 0.58$  мВ/м. Кривые ( $a$ ) и ( $b$ ) соответствуют докритической ( $E = 0.2$  мВ/м) и надкритической ( $E = 2$  мВ/м) амплитудам ионно-циклотронных волн.

#### 4. ЯВЛЕНИЕ БИФУРКАЦИИ

На периферии дневной полусферы магнитосферы возникает своеобразное явление бифуркации, сущность которого состоит в том, что максимум плотности плазмы, описанный в предыдущем разделе, расщепляется на два максимума. В самом деле, под воздействием динамического давления солнечного ветра структура геомагнитного поля на периферии магнитосферы радикально отличается от структуры поля диполя. В ночной стороне магнитосферы образуется длинный геомагнитный хвост, а в дневной полусфере поле усиливается за счет сжатия. При сжатии, что особенно для нас важно, на периферийных силовых линиях возникает не один минимум поля, как в центральных областях магнитосферы, а два минимума, причем расстояние между ними увеличивается с удалением от Земли. Ионно-циклотронная волна, распространяясь вдоль периферийных силовых линий дневной полусферы, сгребает плазму по направлению к минимумам поля. Возникает тенденция к формированию не одного, а двух максимумов плотности плазмы при удалении от Земли на расстояние, превыша-



**Рис. 2.** Распределение магнитного поля вдоль геомагнитных силовых линий в плоскости полуденного меридиана на периферии магнитосферы. Величина магнитного поля выражена в гауссах. Числа около кривых указывают величину параметра  $L$  геомагнитной силовой линии.

ющее расстояние до точки бифуркации [Feygin et al., 1998]. Мы произведем соответствующий численный расчет.

Прежде всего нам необходимо выбрать модель геомагнитного поля на периферии дневной полусферы магнитосферы. Мы воспользуемся моделью Антоновой–Шабанского [Антонова, Шабанский, 1968; Антонова и др., 1983], удобной для расчета баланса сил в контексте нашей работы.

На рис. 2 показано распределение величины  $B$ , рассчитанное по указанной модели, вдоль периферийных силовых линий в плоскости полуденного меридиана. Числа около кривых указывают на значения параметра Мак-Ильвейна  $L$ . Мы видим, что с удалением от Земли возникает бифуркация при  $L \geq 8$ . При меньших значениях  $L$  мы видим один минимум поля и он располагается на экваторе. При  $L \geq 8$  возникает два минимума, причем расстояние между ними увеличивается с ростом  $L$ .

Стандартная модель диффузионного равновесия предсказывает монотонный спад плотности плазмы при удалении от Земли. Включение в уравнение баланса пондеромоторных сил, действующих на плазму со стороны ионно-циклотронных волн, может радикально изменить распределение плазмы. Мы используем выражение для пондеромоторной силы ионно-циклотронной волны. Подставив его в уравнение баланса сил, мы получим нелинейное дифференциальное уравнение, моделирующее распределения плотности плазмы. Уравнение решалось численно по

специально составленной программе. Результат расчета мы представим в графической форме.

На рис. 3 представлено распределение плотности плазмы в относительных единицах  $\delta = \rho_2/\rho_0$ , где  $\rho_0$  — плотность плазмы на экваторе силовой линии с параметром  $L = 10$ . По горизонтальным осям отложены долгота  $\lambda$  и величина  $x = \sin \phi$ , где  $\phi$  — широта. Долгота отсчитывается от полуденного меридиана. Отношение частоты волны к гирочастоте протонов на экваторе равно  $\nu_0 = 0.5$ , амплитуда колебаний магнитного поля в волне составляет  $10^{-5}$  Гс при  $\phi = 0$ . Мы отчетливо видим бимодальное распределение плотности плазмы в окрестности полуденного меридиана.

Обратимся к рис. 4, на котором показано распределение относительной плотности плазмы  $\delta$  в зависимости от параметров  $x$  и  $L$  при  $\lambda = 0^\circ$ , т.е. в плоскости полуденного меридиана. Частота и амплитуда волны выбраны те же, что и при расчете рис. 3. Мы видим, что при прочих равных условиях выше точки бифуркации  $L = 8$  эффективность воздействия пондеромоторной силы на плазму монотонно увеличивается с ростом  $L$ .

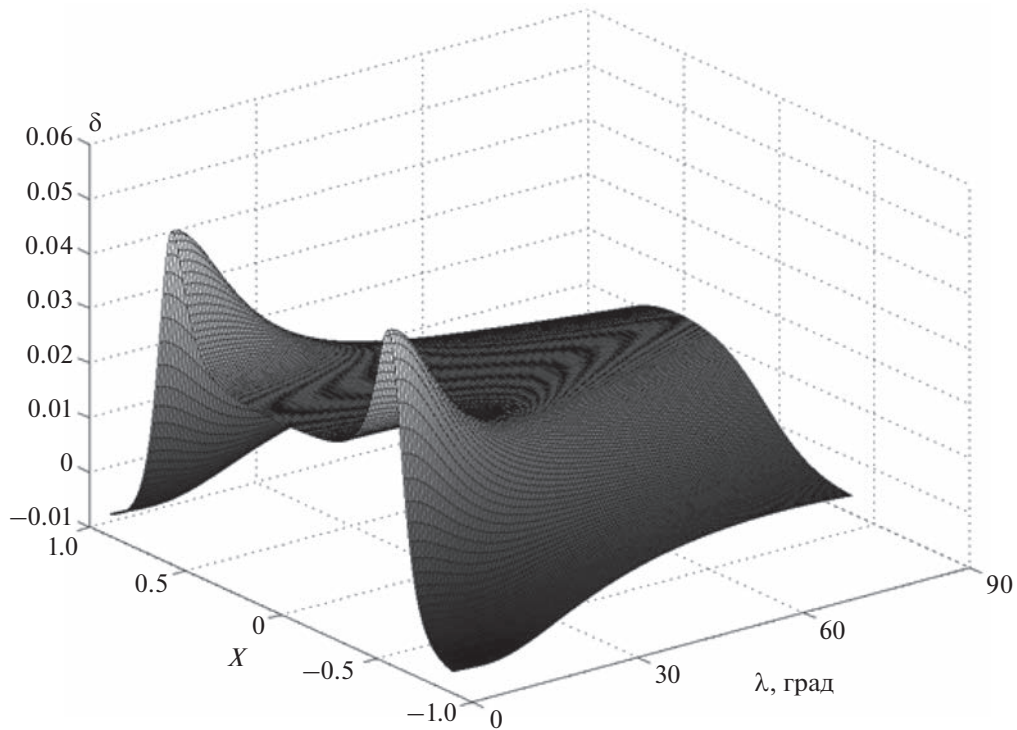
Наконец, представляет интерес вопрос о зависимости величины пондеромоторного уплотнения плазмы от величины амплитуды  $B_1$  колебаний магнитного поля в ионно-циклотронной волне. Рисунок 5 дает об этом общее представление. На нем амплитуда волны  $B_1$  отложена по одной из горизонтальных координат.

Итак, наводящие теоретические соображения, изложенные в начале данного параграфа, полностью подтверждаются результатами численного моделирования. На периферии дневной полусферы магнитосферы отчетливо проявляется явление бифуркации, сущность которого в том, что унимодальное распределение плотности плазмы, типичное для центральных областей магнитосферы, на периферии магнитосферы становится бимодальным. Представляет определенный интерес экспериментальное исследование явления бифуркации путем прямых плазменных измерений на спутниках.

## 5. О МНОГООБРАЗИИ ПОНДЕРОМОТОРНЫХ ЭФФЕКТОВ В ОКОЛОЗЕМНОЙ ПЛАЗМЕ

Широко разнообразие геофизических проблем, в которых представление о пондеромоторных силах играет важную роль. Выше мы сосредоточили внимание на распределении плотности плазмы в магнитосфере при наличии пондеромоторных сил при условии статического равновесия. Это довольно жесткое условие ограничивает





**Рис. 3.** Пондеромоторное перераспределение плотности плазмы в относительных единицах  $\delta = \rho_2/\rho_0$  вдоль геомагнитной силовой линии с параметром  $L = 10$  (см. текст).

круг задач, но его необходимо было принять, чтобы изложить основы теории пондеромоторных сил.

В данном разделе на трех характерных примерах будет показано, сколь широко разнообразие геофизических проблем, в которых пондеромоторные силы играют ключевую роль. Фактически мы стоим лишь на пороге перспективного направления исследований.

### 5.1. Полярный ветер

Вполне понятно, что в неравновесном состоянии пондеромоторные силы не только возмущают плотность, но приводят также к модификации плазменных течений. Обсудим данный эффект на примере стационарного полярного ветра.

Полярный ветер, представляет собой анабатический поток, выносящий ионосферную плазму в геомагнитный хвост со сверхзвуковой скоростью. Одномерное стационарное течение вдоль геомагнитных силовых линий подчиняется уравнению Бернулли, которое при наличии в потоке бегущих волн Альвена имеет вид [Гульельми, 2007]:

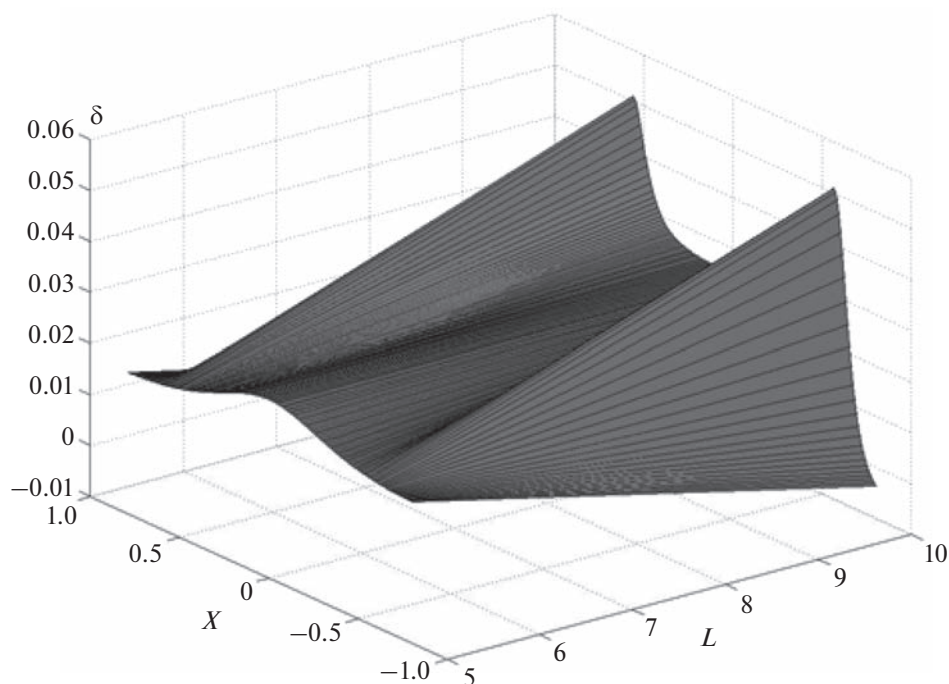
$$\begin{aligned} w^2/2 - s^2 \ln w - 2\epsilon^2 w^{1/2} z^{3/2} = \\ = \gamma/z + 3s^2 \ln z + \text{const.} \end{aligned} \quad (11)$$

Третий член в левой части уравнения учитывает влияние пондеромоторных сил на поток. В (11) ис-

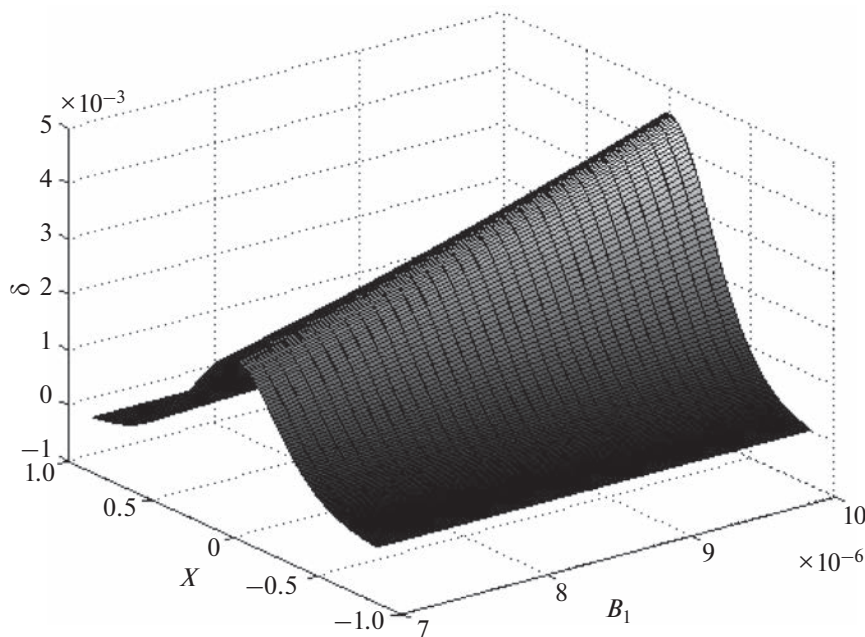
пользованы следующие безразмерные величины:  $w = u/u_0$ ,  $\epsilon = c_E/u_0$ . Здесь:  $c_s = (2T/m_i)^{1/2}$ ;  $u_0 = u(r_0)$ ;

$E_{\perp 0} = E_{\perp}(r_0)\gamma = \kappa M_{\oplus}/r_0 u_0^2$ ;  $B_0 = B(r_0)c_E = cE_{\perp 0}/2B_0$ . Далее:  $u$  — скорость течения плазмы вдоль геомагнитных силовых линий;  $T$  — температура плазмы;  $E_{\perp}$  — амплитуда колебаний электрического поля в волне Альвена;  $\kappa$  — гравитационная постоянная;  $M_{\oplus}$  — масса Земли;  $r$  — геоцентрическое расстояние. При выводе (11) учтено, что над полярной шапкой силовые линии геомагнитного поля направлены почти радиально. Точка  $r_0$  выбирается на силовой линии произвольно. Например, это может быть точка, в которой произведены прямые измерения параметров плазмы с помощью ИСЗ. Наконец, следует сказать, что наше уравнение является самосогласованным. А именно, при выводе (11) произведено согласование структуры волнового поля с пространственным распределением плазмы, которое само зависит от этой структуры.

Уравнение (11) неявно описывает семейство функций  $u_c(r)$ , из которых нас интересует только одна: монотонно возрастающая функция, проходящая через критическую точку  $u_c = (c_s^2 + c_E^2)^{1/2}$ ,  $r_c = \kappa M_{\oplus}/3(c_s^2 + c_E^2)$ . Именно она описывает полярный ветер. Мы видим, что при появлении в



**Рис. 4.** Распределение относительной плотности плазмы  $\delta$  в координатах  $(x, L)$  вдоль силовых линий в плоскости полуденного меридиана.



**Рис. 5.** Распределение относительной плотности плазмы  $\delta$  вдоль геомагнитной силовой линии в координатах  $(x, B_1)$  при  $\lambda = 0^0$ ,  $v_0 = 0.5$ . Здесь  $B_1$  — амплитуда колебаний магнитного поля, выраженная в гауссах.

полярном ветре бегущих волн Альвена ( $c_E \neq 0$ ) скорость в критической точке повышается, а высота этой точки понижается независимо от того,

распространяются волны к Земле или от Земли. Далее, анализ уравнения свидетельствует, что при  $c_E \neq 0$  в полярном ветре ускорение плазмы нарас-

тает вниз по течению, в то время как при  $c_E = 0$  ускорение убывает. Наконец, дополнительное предположение о поперечной локализации волнового поля приводит к представлению о формировании в потоке тонких и длинных волокон с повышенной скоростью и пониженной плотностью плазмы.

### 5.2. Пондеромоторный резонанс

Богатейшее разнообразие теоретических и экспериментальных задач возникает при явном учете многоионного состава магнитосферной плазмы. До сих пор мы либо пренебрегали ионным составом, либо учитывали его неявно, используя формулу  $\rho = \sum m_i N_i$  для плотности плазмы при вычислении скорости Альвена. Здесь  $N_i$  — концентрация ионов с различным отношением заряда к массе. В данном разделе мы кратко обсудим одну из задач, причем в простейшей постановке.

Пусть в плазме, состоящей из электронов и протонов, распространяется волна Альвена с частотой  $\omega \ll \Omega_p$ . Обсудим пондеромоторную силу, действующую на тяжелый ион, например, на ион атомарного кислорода, который помещен в водородную плазму и рассматривается как пробная частица. При условии  $\omega = \Omega_{O^+}$  возникает явление пондеромоторного резонанса. Заметим, что условие нелинейного резонансного взаимодействия тяжелого иона с волной Альвена совместимо с неравенством  $\omega \ll \Omega_p$ .

Качественно картина пондеромоторного ускорения тяжелого иона выглядит следующим образом. Допустим, что вначале тяжелый ион находится в геомагнитном поле настолько сильным, что выполняется условие МГД приближения  $\omega \ll \Omega_{O^+}$ . Под действием нерезонансной пондеромоторной силы ион выталкивается вверх (см. раздел 2) и медленно движется вдоль геомагнитной силовой линии в область более слабого поля до тех пор, пока не достигает точки пондеромоторного резонанса  $\omega = \Omega_{O^+}$ . В окрестности резонансной точки происходит резкое усиление пондеромоторного ускорения. Энергия иона значительно повышается при пересечении резонанса.

Для иллюстрации пондеромоторного резонанса на рис. 6 показан результат численного расчета траектория иона  $O^+$  в поле волны Альвена, пересекающего точку пондеромоторного резонанса на высоте 15300 км. Мы видим, что шаг спирали увеличивается с каждым оборотом иона вокруг ведущего центра. Радикальное ускорение иона на резонансных высотах станет очевидным, если учесть, что на этих высотах темп течения времени можно отсчитывать по шагу спирали с процентной точностью.

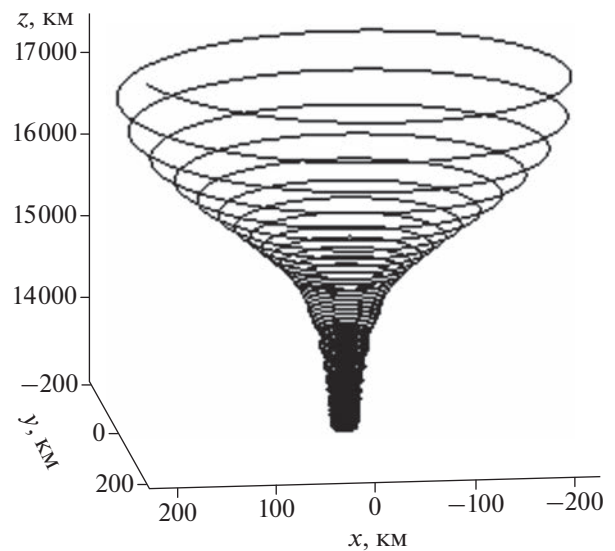


Рис. 6. Траектория иона кислорода в поле волны Альвена, стартующего на высоте 13000 км с нулевой скоростью и пересекающего точку пондеромоторного резонанса на высоте 15300 км.

### 5.3. Фиктивная нелинейность импеданса земной коры

В данном разделе мы объясним, как под действием пондеромоторных сил возникает кажущаяся (фиктивная) нелинейность поверхностного импеданса земной коры [Гульельми, 2009]. Для этого нам потребуется представление не о бегущих, а о стоячих волнах Альвена. Модели стоячих волн используются для описания волнового поля УНЧ колебаний Рс 5 (диапазон периодов 150–600 с). Простейшей является модель резонансных торoidalных колебаний геомагнитной оболочки. Она подробно описана в монографии [Нишида, 1980].

Профиль комплексной амплитуды колебаний магнитного поля  $H(x)$  на земной поверхности мы аппроксимируем функцией:

$$H(x) = H(x_R) / [1 + i(x_R - x)/\Delta]. \quad (12)$$

Здесь: ось  $x$  направлена вдоль геомагнитного меридиана;  $x_R(\omega)$  — расстояние от точки наблюдения  $x = 0$  до проекции на Землю магнитной оболочки, резонирующей на данной частоте  $\omega$  под воздействием переменной вынуждающей силы;  $\Delta$  — полуширина резонансного профиля.

Для вычисления поверхностного импеданса  $\zeta$  обычно используется граничное условие Леонтовича  $\mathbf{E}_t = \zeta \mathbf{H}_t \times \mathbf{n}$  [Ландау, Лифшиц, 2003]. Здесь  $\mathbf{E}_t$  и  $\mathbf{H}_t$  — касательные компоненты электрического и магнитного поля;  $\mathbf{n}$  — внутренняя нормаль к поверхности хорошо проводящего тела. Условие Леонтовича является приближенным.

Оно получено в первом приближении по малому параметру, равному толщине скин-слоя  $\delta$ . Будем считать поверхность Земли плоской. Тогда следующее приближение является кубичным по малому параметру [Гульельми, 2010]. В рамках модели тороидальных колебаний оно имеет вид:

$$E = \zeta \left( H + \frac{i\delta^2}{4} \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \right) \quad (13)$$

или с учетом (12)

$$E = \zeta \left[ 1 - \frac{1}{2} \left( \frac{\delta}{x_R} \right)^2 \right] H \quad (14)$$

при  $x_R \gg \Delta$ . Здесь  $E$  — амплитуда колебаний электрического поля, индуцированного в земной коре переменным магнитным полем тороидальных колебаний.

Теперь учтем, что величина  $x_R$  существенно зависит от распределения плотности плазмы в магнитосфере, которое в свою очередь зависит от амплитуды стоячей волны Альвена (мы не останавливаемся здесь на расчете пондеромоторного перераспределения плазмы в поле стоячих волн). Таким образом, величина второго члена в квадратных скобках формулы (14) зависит от амплитуды волн.

В геофизике широко используется метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) земной коры [Бердичевский, Дмитриев, 1991]. Он основан на изучении частотной зависимости поверхностного импеданса, который вычисляется по классической формуле Тихонова—Каньяра  $\zeta_{\text{ТК}} = E/H$ . Из сказанного выше ясно, что имеет место своеобразная нелинейность импеданса Тихонова—Каньяра. Фиктивной нелинейностью  $\zeta_{\text{ТК}}$  можно пренебречь, если  $\delta \ll x_R$ . Ею можно пренебречь также и в том случае, когда интенсивность колебаний Альвена, которые используются для производства МТЗ, достаточно мала, причем настолько мала, что можно игнорировать пондеромоторное перераспределение плазмы.

## 6. ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Обсудим вопрос о связи теории пондеромоторных сил в околоземном космическом пространстве с экспериментом. Мы видели (раздел 2), что решение статической задачи указывает на выталкивание ионосферной плазмы вверх, а решение задачи о стационарном течении плазмы (раздел 5.1) на высоких широтах свидетельствует об повышенном выносе ионосферной плазмы в магнитосферу. Оба эффекта дают основание предположить, что при возбуждении волн Альвена плотность плазмы на ионосферных высотах будет понижаться. Это явление наблюдалось на спутниках с полярной орбитой [Lundin, Guglielmi, 2006].

Далее, согласно нашей теории, возникают максимумы плотности плазмы в минимумах геомагнитного поля под воздействием достаточно интенсивных волн Альвена (разделы 3 и 4). Нам представляется интересной постановка спутниковых наблюдений с целью подтвердить или опровергнуть предсказание теории.

В заключение перечислим основные результаты исследования. В совокупности они дают качественную картину действия пондеромоторных сил волн Альвена в диапазоне Pc1 как на относительно малых, так и на больших высотах, в зонах высоких, средних и низких широт. Чтобы не усложнять структуру текста и, тем самым, облегчить целостное восприятие общей картины, мы не будем указывать громоздких количественных критериев, определяющих условия справедливости того или иного вывода. При необходимости соответствующий критерий можно вывести на основе формул из основного текста статьи.

1. На небольших удалениях от Земли пондеромоторная сила, направленная вдоль геомагнитных силовых линий, антипараллельна градиенту плотности плазмы независимо от того, распространяются волны Альвена к Земле или от Земли. Это приводит к выталкиванию плазмы из ионосферы в магнитосферу.

2. В приэкваториальной зоне центральных областей магнитосферы сила направлена к минимуму геомагнитного поля, который располагается на экваторе силовых линий. Под ее воздействием плазма сгребается к плоскости экватора и при достаточно большой амплитуде волн это приводит к формированию кольца экваториального уплотнения плазмы.

3. Ввиду специфики пространственного распределения геомагнитного поля на периферии дневной полусферы магнитосферы теория предсказывает формирование двух максимумов плотности плазмы, отстоящих от экватора на расстояния, которые монотонно увеличиваются с удалением от Земли. Другими словами, в дневной полусфере возникает своеобразная бифуркация, при которой один максимум плотности плазмы расщепляется на два максимума при переходе из центральной магнитосферы к периферийным областям.

4. Пондеромоторные силы дают вклад в формирование полярного ветра, в резонансное ускорение тяжелых ионов и перенос их из ионосферы в магнитосферу, а также приводят к ряду других эффектов, интересных с геофизической точки зрения. В частности, парадоксальным представляется явление фиктивной нелинейности поверхностного импеданса земной коры.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альвен Х. Космическая электродинамика. М.: Издательство иностр. литер. 1952. 260 с.
- Антонова А.Е., Шабанский В.П. Структура магнитного поля на больших расстояниях от Земли // Геомагнетизм и аэронавигация. 1968. Т. 8. С. 801–805.
- Антонова А.Е., Шабанский В.П., Хедгекок П.С. Сопоставление эмпирической модели магнитного поля, основанной на данных HEOS-1,2, с аналитической двухдипольной моделью магнитосферы // Геомагнетизм и аэронавигация. 1983. Т. 23. С. 697–699.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-однородных сред // М.: Недра. 1991. 123 с.
- Гинзбург В.Л. Распространение электромагнитных волн в плазме. М.: Физматиздат. 1960. 685 с..
- Гульельми А.В. МГД волны в околоземной плазме. М.: Наука. 1979. 139 с.
- Гульельми А.В. Пондеромоторные силы в коре и в магнитосфере Земли // Физика Земли. 1992. № 7. С. 35–40.
- Гульельми А.В. Ультранизкочастотные электромагнитные волны в коре и в магнитосфере Земли // УФН. 2007. Т. 177. № 12. С. 1257–1276.
- Гульельми А.В. О фиктивной нелинейности поверхностного импеданса земной коры // Письма в ЖЭТФ. 2009. Т.89. Вып.7. С. 439–442.
- Гульельми А.В. К 70-летию формулировки граничного условия Леонтовича // Успехи физических наук. 2010. Т. 180. № 1. С. 105–106  
<https://doi.org/10.3367/UFNr.0180.201001g.0105>
- Гульельми А.В., Фейгин Ф.З. Воздействие пондеромоторных сил на магнитосферу Земли // Физика Земли. 2018. № 5. С. 53–60.
- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Электродинамика сплошных сред. М.: Физматлит. 2003. 656 с.
- Лифшиц Е.М., Питаевский Л.П. Физическая кинетика. М.: Наука. 1979. 528 с.
- Нушида А. Геомагнитный диагноз магнитосферы. М.: Наука. 1980. 299 с.
- Barnett R.L., Green D.L., Waters C.L., Lore J.D., Smithe N., Myra J.R., Lau C., Van Compernelle B., Vincena S. Ponderomotive force driven density modifications parallel to on the LAPD // Phys. Plasmas. 2022. V. 29. P. 042508.  
<https://doi.org/10.1063/5.0071162>
- Espinoza-Troni J., Asenjo F.A., Moya P.S. Ponderomotive forces due to electron waves in unmagnetized plasmas described by Kappa distribution functions // Plasma Phys. Control. Fusion. 2023. V. 65(6). P. 06500.  
<https://doi.org/10.1088/1361-6587/acc68a>
- Alfvén H. Existence of electromagnetic hydrodynamic waves // Nature. 1942. V. 150. P. 405–406.
- Feygin F.Z., Pokhotelov O.A., Pokhotelov D.O., Mursula K., Kangas J., Braysy T., Kerttula R. Effect of heavy ions on ponderomotive forces due to ion cyclotron waves // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 20481–20486.
- Guglielmi A.V., Pokhotelov O.A. Geoelectromagnetic Waves. IOP Publ. Ltd, Bristol. 1996.
- Guglielmi A., Lundin R., Potapov A., Tsegmed B., Petrunin A. Field-aligned acceleration of ions by the Alfvén waves in the polar regions // Advances in Space Research. V. 37. № 3 2006. P. 617–621.
- Nekrasov A.K., Feygin F.Z. Ponderomotive modification of multicomponent magnetospheric plasma due to electromagnetic ion cyclotron waves // Astrophys. Space Sci. 2013. V. 346. P. 203–212
- Lundin R., Guglielmi A. Ponderomotive forces in Cosmos // Space Sci. Rev. 2006. V. 127. № 1–4. P. 1–116.
- Troitskaya V.A. Pulsation of the Earth's electromagnetic field with period of the 1 to 15 seconds and their connection with phenomena in the high atmosphere // J. Geophys. Res. 1961. V. 66. № 1. P. 5–18.

## Ponderomotive Forces of Alfvén Waves in the Earth's Magnetosphere

F. Z. Feygin<sup>a,\*</sup> and A. V. Guglielmi<sup>a,\*\*</sup><sup>a</sup> Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

\*E-mail: feygin@ifz.ru

\*\*E-mail: guglielmi@mail.ru

**Abstract**—This paper is devoted to the 80th anniversary of the discovery of Alfvén waves, which play an important role in physics, radiophysics, astrophysics, and Earth physics. The emphasis is on the ponderomotive redistribution of plasma in the Earth's magnetosphere under the action of Alfvén and ion-cyclotron waves. At relatively small distances from the Earth the ponderomotive force is buoyant, i.e., is directed upwards, regardless of whether an Alfvén wave propagates towards the Earth or away from it. In the near-equatorial zone of the central regions of magnetosphere waves in the Pc 1 range push the plasma to the minimum of geomagnetic field, so that a maximum of plasma density arises on the equator at a sufficiently high wave intensity. A bifurcation occurs at the magnetosphere's periphery, and the maximum is split into two maxima, the distance between which increases while moving away from the Earth. The polar wind, acceleration of heavy ions, and fictitious nonlinearity of the surface impedance of the Earth's crust are also briefly discussed.

**Keywords:** geomagnetic field, plasma density, ambipolar diffusion, bifurcation, polar wind, ponderomotive resonance, Earth's crust, magnetotelluric sensing

УДК 550.831.23:550.312

## РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ АБСОЛЮТНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ НА ФУНДАМЕНТАЛЬНОМ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОМ ПУНКТЕ “ЛЕДОВО” И ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЕТИ РОССИИ ПЕРВОГО КЛАССА

© 2023 г. В. Н. Конешов<sup>1, 3, \*</sup>, Н. В. Дробышев<sup>1</sup>, Р. А. Сермягин<sup>2, \*\*</sup>, Е. П. Разинькова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Федеральный научно-технический центр геодезии, картографии и инфраструктуры пространственных данных, г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Владимирский государственный университет им. А.Г. Столетова и Н.Г. Столетова, г. Владимир, Россия

\*E-mail: slavakoneshov@hotmail.com

\*\*E-mail: sermyagin\_ra@nsdi.rosreestr.ru

Поступила в редакцию 18.01.2023 г.

После доработки 18.05.2023 г.

Принята к публикации 21.05.2023 г.

Целью данной работы является оценка многолетних продолжающихся измерений ускорения силы тяжести на фундаментальном гравиметрическом пункте “Ледово” и пунктах первого класса гравиметрической сети РФ. Наблюдения выполняются абсолютными гравиметрами начиная с середины семидесятых годов по настоящее время. Показано, что на пункте “Ледово” за последние 45 лет наблюденное значение ускорения силы тяжести имеет тренд к уменьшению, по нашим оценкам значение снизилось на 32 мкГал. Приведены результаты сравнения измерений на гравиметрических пунктах первого класса на территории России, проведенных в восьмидесятых годах после возобновления поддержания сети с измерениями.

**Ключевые слова:** абсолютный гравиметр, гравиметрический пункт, изменение ускорения силы тяжести, гравиметрическая сеть.

**DOI:** 10.31857/S0002333723060091, **EDN:** MZFCAD

### ВВЕДЕНИЕ

В последнее время геофизики всего мира большое внимание уделяют вопросам геодинамики. Это связано с тем, что с изменением климата наблюдаются не только увеличение уровня Мирового океана, но и локальные деформации поверхности Земли, приводящие к изменению силы тяжести.

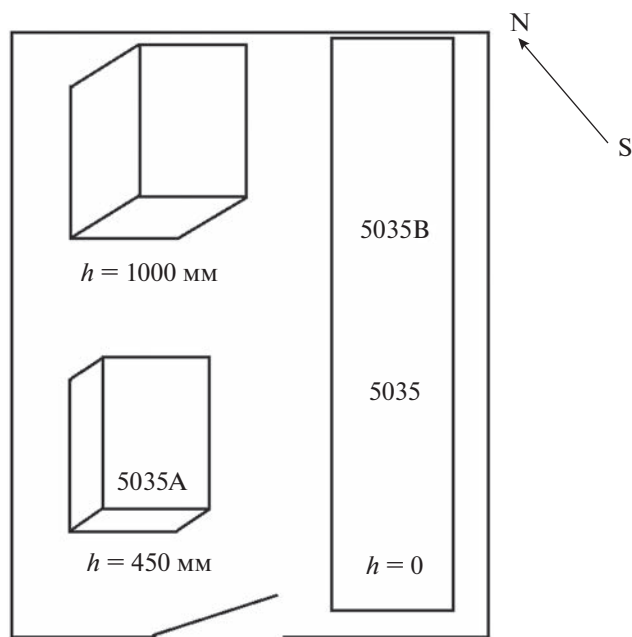
Если периодические изменения значений силы тяжести можно заранее вычислить путем использования различных способов [Рикитак, 1979; Чечкин, 1990; Юзefович, Огородова, 1980], то определение неприливных изменений вызывает трудности. Еще в 1953 г. профессор Л.В. Сорокин писал: “Для скорейшего решения вопроса о величине таких вековых (непериодических) изменений силы тяжести очень желательно ставить повторные, возможно, более тщательные определения силы тяжести в нескольких избранных пунктах” [Сорокин, 1953].

Так, например, для изучения изменения силы тяжести из-за регионального поднятия в Фен-

носкандии [Müller et al., 2012] в течение более пяти лет применялся комплекс геофизических и геодезических методов. В него входили наряду со спутниковой информацией, непрерывной информацией GPS-наблюдений, данными приливных станций, информация об абсолютных измерениях более чем в 30 пунктах Скандинавии. В результате была оценена точность работы каждого метода и доказано локальное поднятие земной поверхности этого региона. Одна из гипотез связывает это поднятие с “последниковым” периодом и разгрузкой в данном регионе массы литосферы Скандинавии. Этот постледниковый “отскок” оказывает влияние не только на вертикальное, но и на горизонтальное движения земной коры.

В России для изучения гравитационного поля, фигуры Земли и их изменений во времени существует Государственная гравиметрическая сеть.

Одним из важнейших пунктов этой сети является фундаментальный гравиметрический пункт



**Рис. 1.** Расположение пунктов и постаментов в лаборатории. Относительная высота постаментов обозначена буквой  $h$ , так же приведены условные обозначения гравиметрических пунктов.

“Ледово”, на котором с середины семидесятых годов выполняются гравиметрические наблюдения.

### УСЛОВИЯ ПРОВЕДЕНИЯ ИЗМЕРЕНИЙ

Фундаментальный гравиметрический пункт “Ледово” находится в лабораторном корпусе экспедиционной базы ИФЗ РАН в помещении гравиметрической лаборатории [Boulanger et al., 1974]. На рис. 1 приведена схема расположения гравиметрического пункта и постаментов в лаборатории.

Фундаментальный гравиметрический пункт “Ледово” расположен в 300 метрах от Щелковского шоссе с интенсивным движением, которое создает высокий уровень микросейсм. Многолетняя практика убедила в том, что гравиметрические измерения, выполненные в дневное время, особенно абсолютными гравиметрами, обычно получают низкой точности. Поэтому наблюдения проводились в основном с 20 ч вечера до 6 ч утра.

Уровень грунтовых вод в районе гравиметрического пункта стабилен за счет поддержания постоянного уровня воды в обширном водоеме, расположенном в сорока пяти метрах от гравиметрического постаментов.

Известно, что при высокоточных как абсолютных, так и относительных измерениях силы тяжести, на пунктах проведения измерений необходимо самым тщательным образом экспериментально

изучать распределение гравитационного поля над постаментом. Величина неравномерности распределения поля может во много раз превышать точностные характеристики современных гравиметрических приборов, и особенно это может проявляться при согласовании работ, выполненных абсолютными приборами различных типов, а также при связи этих значений со значениями, полученными при работах с относительными гравиметрами [Арнаутов, 1979; Буланже, 1981; Хейфец, 1981; Marson et al., 1981; Reicheneder, 1968; Штейман и др., 1984; Сагитов, 1983; 1984а; 1984б; Рукавишников, Пушина, 1982].

Для определения реального распределения гравитационного поля над постаментов в гравиметрической лаборатории Ледово были выполнены измерения малых приращений силы тяжести, расположенных как по вертикали, так и в горизонтальном направлении с использованием высокоточных кварцевых астазированных гравиметров Содин [Рукавишников, Пушина, 1983; 1984; 1986]. По оценке многократных измерений в этих работах, линейный вертикальный градиент над пунктом 5035 составляет  $309.1 \pm 1.0$  мкГал/м.

В связи с возросшей точностью современных гравиметрических приборов линейного определения вертикального градиента на гравиметрических пунктах недостаточно для учета влияния локального притяжения [Charles et al., 1995]. Как правило, для учета нелинейности вертикального градиента используют аппроксимацию полиномом второй или более высокой степени по измерениям на многих станциях, где число станций больше трех в отличие от рядовых наблюдений, где число станций не превышает трех. Такой подход используется, например, в ключевых сравнениях абсолютных гравиметров [Jiang et al., 2009; 2012]. Другой подход предлагается в работе [Mäkinen, 2010], где вертикальный градиент моделируется притяжением постаментов. Также возможен способ определения градиента непосредственно по интерференционному сигналу в абсолютных баллистических гравиметрах.

В 2015 и 2016 гг. работниками ФГБУ “Центр геодезии, картографии и ИПД” на трех станциях гравиметрами CG-5 Autograv были выполнены повторные определения вертикального градиента ускорения силы тяжести на гравиметрическом пункте “Ледово”.

Результатом наблюдений являются коэффициенты полинома второй степени, и таким образом формулу для определения вертикального градиента над маркой постаментов можно записать в следующем виде:

$$\delta g_h = 319.98h - 7.30 \times 10^{-8}h^2,$$

где  $h$  — высота над постаментом.

Изменение значения вертикального градиента над постаментом может быть вызвано как техногенными, так и геофизическими факторами, например, локальным подъемом земной поверхности.

Целесообразно выполнение измерений вертикального градиента с установкой гравиметра CG-6 Autograv на большем количестве станций для более точной аппроксимации значения вертикального градиента.

Распределение поля на поверхности постамента 5035 представлено на рис. 2, изолинии проведены через 3 мГал. Наглядно видно, что поле далеко не равномерно, как это следует из теории [ИГ-78 ..., 1979; Леонтьев, 2003]. Абсолютный экстремум величины поля силы тяжести располагается в центре постамента, а к краям его значение уменьшается. На распределение поля в данном случае оказывает влияние не только форма постамента, но и конфигурация помещения, в котором постамент находится.

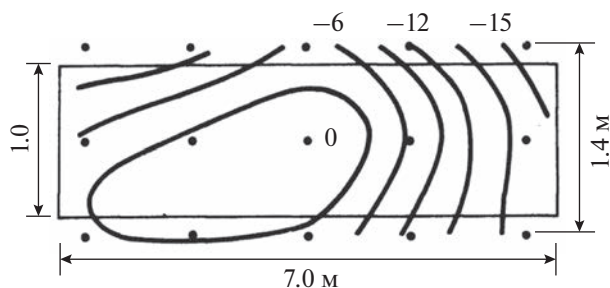
#### АБСОЛЮТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ НА ФУНДАМЕНТАЛЬНОМ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОМ ПУНКТЕ “ЛЕДОВО”

С середины семидесятых годов на постаменте 5035 фундаментального гравиметрического пункта “Ледово” проводятся абсолютные наблюдения ускорения силы тяжести. Большинство наблюдений выполнялись гравиметром ГАБЛ и его модификациями специалистами ИАиЭ СО АН СССР [Арнаутков и др., 1979]. С появлением в России импортных абсолютных гравиметров измерения так же выполнялись гравиметрами FG5 и A10 специалистами ФГБУ “Центр геодезии, картографии и ИПД” и ИФЗ РАН. Сличение абсолютных гравиметров выполнялось неоднократно на пункте “Ледово”. Последнее сличение было выполнено в 2002 г. Систематическая погрешность не превышала 6 мГал.

В табл. 1 приведены данные об абсолютных наблюдениях на фундаментальном гравиметрическом пункте “Ледово” и значения изменения ускорения с момента начала наблюдений.

На рис. 3 представлен график изменения во времени величины ускорения свободного падения для этого пункта наблюдения.

Из рис. 3 можно сделать вывод о том, что за последние 45 лет ускорение силы тяжести на фундаментальном гравиметрическом пункте “Ледово” имеет тренд к уменьшению, по нашим оценкам значение снизилось на 32 мГал. В этом случае среднее изменение силы тяжести составляет около 0.7 мГал в год. Сделать вывод о причинах такого изменения силы тяжести по данным на одной точке затруднительно. Это может быть как техногенное воздействие, так и возможное локальное поднятие точки наблюдения (увеличение



**Рис. 2.** Распределение поля силы тяжести на поверхности постамента 5035. Изолинии проведены через 3 мГал. Погрешность измерения составила 1 мГал.

расстояния от центра масс Земли). Техногенное происхождение изменения проверить практически невозможно, а гипотезу о том, что изменение силы тяжести связано с региональным поднятием можно оценить только по измерениям на региональной гравиметрической сети первого класса.

Оценка изменений значений ускорения свободного падения на пунктах первого класса на территории всей России ранее не проводилась из-за отсутствия необходимой информации.

#### ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ПУНКТАХ СЕТИ ПЕРВОГО КЛАССА

С появления в ЦНИИГАиК двух опытных образцов полевых малогабаритных баллистических гравиметров ГБЛ-М в 2011 г. возобновились абсолютные определения ускорения силы тяжести на пунктах государственной гравиметрической сети. Повторные измерения выполнялись на существующих пунктах государственной гравиметрической сети 1 класса, которая преимущественно развивалась в 1980-х годах, а в некоторых районах сгущение сети выполнялось вплоть до середины 1990-х годов. Сеть была создана относительным методом с использованием маятниковых комплексов “Агат”. Уравнивание выполнялось с опорой на фундаментальные пункты, определенные баллистическим гравиметром Академии наук ГАБЛ, а затем и отраслевыми баллистическими гравиметрами ГБЛ. История развития сети подробно описана в книге [Бровар, 2010] и докладе [Demyanov, 2013].

Накопленные повторные наблюдения на гравиметрических пунктах сети 1 класса могут быть использованы для изучения геодинамических процессов. Средний временной интервал между повторными измерениями составляет 30 лет. По полученным данным была составлена карта изменений значений силы тяжести (рис. 4).

Эффект изменения ускорения силы тяжести может быть обусловлен вертикальными движениями земной коры. Одним из способов определе-



Таблица 1

| № п/п | Прибор     | Дата             | Изменение (мкГал) |
|-------|------------|------------------|-------------------|
| 1     | ГАБЛ       | 02–05.07.1976    | 0                 |
| 2     | ГАБЛ       | 25–26.07.1976    | 10                |
| 3     | ГАБЛ       | 07–08.12.1976    | –2                |
| 4     | ГАБЛ       | 27.12.1976       | 0                 |
| 5     | ГАБЛ       | 29.08.1977       | –1                |
| 6     | ГАБЛ       | 29–30.09.1977    | –7                |
| 7     | ГАБЛ       | 24.08–01.09.1978 | –7                |
| 8     | ГАБЛ       | 17.11.1978       | –10               |
| 9     | ГАБЛ       | 04–08.04.1979    | 7                 |
| 10    | ГАБЛ       | 08–09.06.1979    | 16                |
| 11    | ГАБЛ       | 04–06.06.1980    | –6                |
| 12    | ГАБЛ       | 03–06.08.1980    | 1                 |
| 13    | ГАБЛ       | 21.04.1981       | 3                 |
| 14    | ГАБЛ       | 21.04.1981       | 2                 |
| 15    | ГАБЛ       | 10.02.1982       | 17                |
| 16    | ГАБЛ       | 14–16.03.1983    | 41                |
| 17    | ГАБЛ       | 25–30.10.1983    | 14                |
| 18    | ГАБЛ       | 13.12.1983       | 20                |
| 19    | ГАБЛ       | 10–12.07.1984    | –19               |
| 20    | ГАБЛ       | 18–19.07.1985    | 5                 |
| 21    | ГАБЛ       | 26.03–1.04.1986  | 8                 |
| 22    | ГАБЛ       | 13.04.1987       | –1                |
| 23    | ГАБЛ       | 25–26.11.1987    | –9                |
| 24    | ГАБЛ       | 02–03.11.1988    | 5                 |
| 25    | ГАБЛ       | 15–16.03.1989    | –1                |
| 26    | ГАБЛ       | 24.11.1989       | –7                |
| 27    | ГАБЛ       | 18.04.1994       | –20               |
| 28    | ГАБЛ       | 2008             | –8                |
| 29    | A10        | 2010             | –34               |
| 30    | A10        | 2010             | –39               |
| 31    | ГБЛ-М №002 | 2012-03-19       | –23               |
| 32    | ГБЛ-М №001 | 2012-05-14       | –24               |
| 33    | ГБЛ-М №002 | 2015-04-09       | –19               |
| 34    | ГБЛ-М №002 | 2016-05-28       | –12               |
| 35    | FG5 №110   | 2017-08-28       | –31               |
| 36    | FG5 №110   | 2018-06-25       | –29               |
| 37    | FG5 №110   | 2019-07-01       | –32               |

ния вертикальных движений является повторная нивелировка. К сожалению, из-за дороговизны геометрического нивелирования, объемы таких работ в последние десятилетия ничтожно малы. Тем не менее, в 1989 г. коллективом авторов из большого числа предприятий ГУГК и ЦНИИГАиК по непосредственным руководством Кашиной Л.А. была составлена “Карта современных вертикаль-

ных движений земной коры СССР” (СВДЗК) [Кашина, 1989]. В 2010 г. карта СВДЗК была оцифрована, и построена регулярная сетка СВДЗК (рис. 5).

Используя карту современных вертикальных движений (рис. 5) и карту изменения ускорения силы тяжести, приведенную на рис. 4, можно выполнить качественное сравнение на предмет их совпадения или корреляции. Их совместное рас-

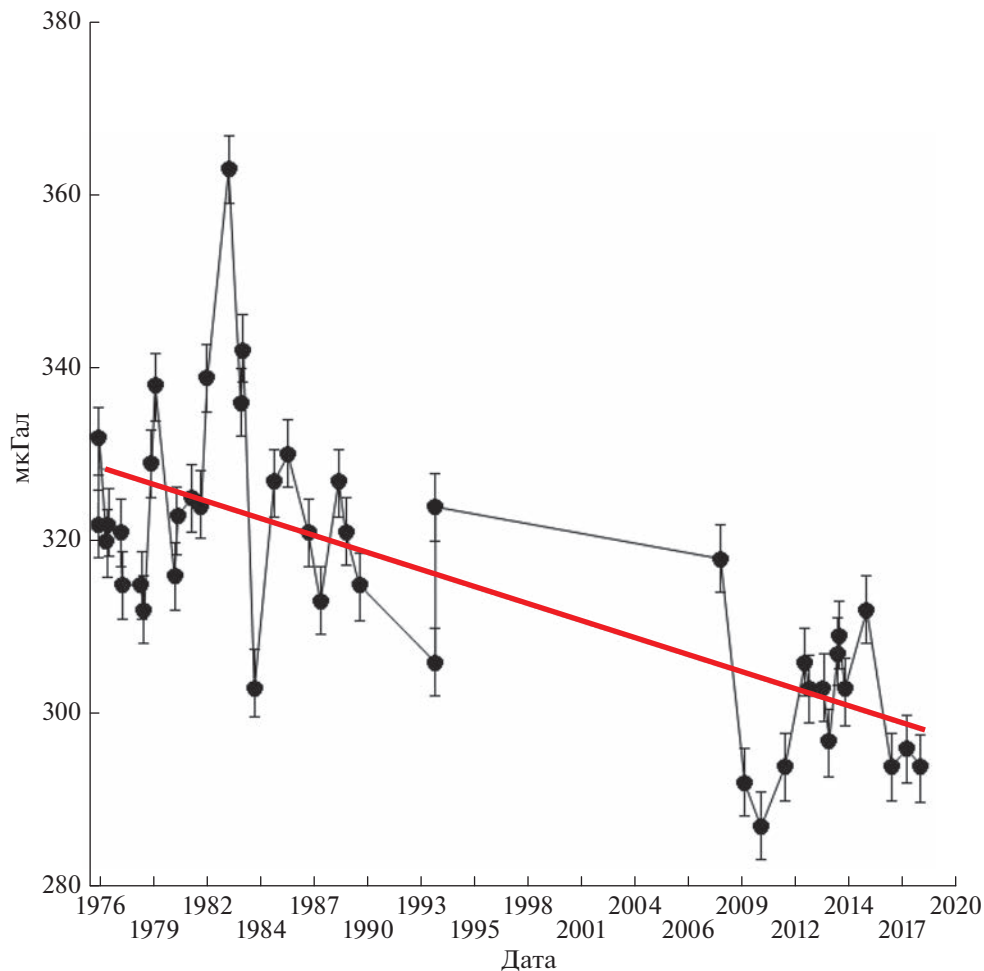


Рис. 3. График изменение ускорения силы тяжести на фундаментальном гравиметрическом пункте «Ледово».

смотрение позволяет сделать первые качественные выводы:

1. Изменение силы тяжести и высот в точках земной поверхности носит региональный характер.
2. На картах присутствуют локальные поднятия и уменьшение силы тяжести, например, в районе Кольского полуострова. Возможно это прослеживается продолжение поднятия Фенноскандии как в гравиметрических, так и в геодезических наблюдениях.
3. Аналогичным локальным поднятием может быть объяснено уменьшение силы тяжести на фундаментальном гравиметрическом пункте «Ледово».
4. Региональные увеличения силы тяжести в Европейской части России совпадает с отрицательными скоростями изменения высот движения земной поверхности. О современном интенсивном вертикальном и горизонтальном движении района северо-западного Кавказа и горного Крыма написаны многочисленные публикации. Горный Крым характеризуется большой положи-

тельной аномалией (более 250 мГал), в редукции Фая, что показывает отсутствие изостазии в этом районе и обуславливает вертикальные и горизонтальные региональные перемещения земной коры юго-востока Крыма. Большой положительный максимум аномалий гравитационного поля продолжается до юга Керченского пролива, где «кулисообразно» переходит в большой положительный максимум в районе Анапы («Анапский» максимум) и продолжается вплоть до Туапсе, где далее переходят в максимумы хребта большого Кавказа. Наличие больших аномалий, смыкающихся с аномалиями горного Крыма, позволяет предположить общую структуру современных движений в этом регионе. В настоящее время специалисты ФГБУ «Центр геодезии, картографии и ИПД» проводят работы по созданию автоматизированной системы непрерывного геодезического (геодинамического) мониторинга деформации земной поверхности. Она позволит непрерывно отслеживать основные параметры движения тектонических плит, на территории Российской Федера-

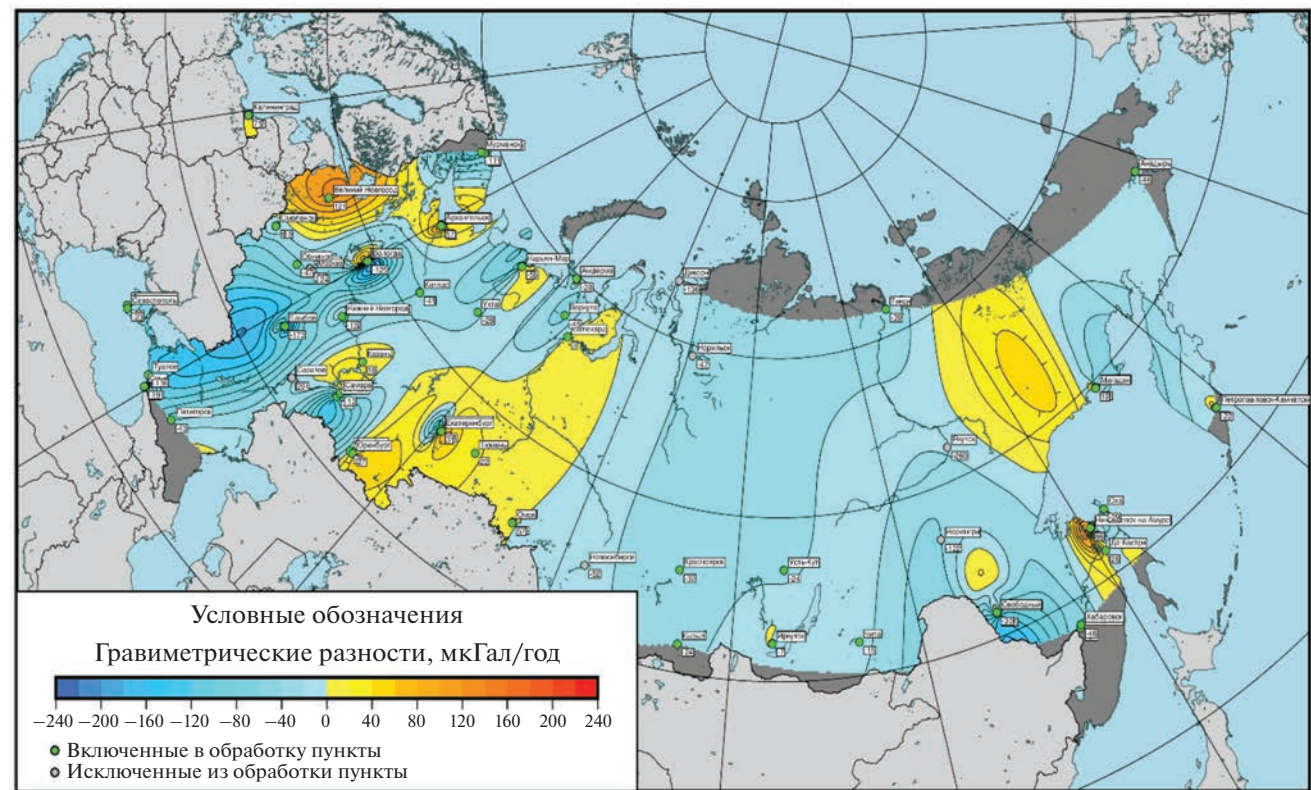


Рис. 4. Карта распределения изменений силы тяжести на гравиметрических пунктах 1 класса за период 30 лет.

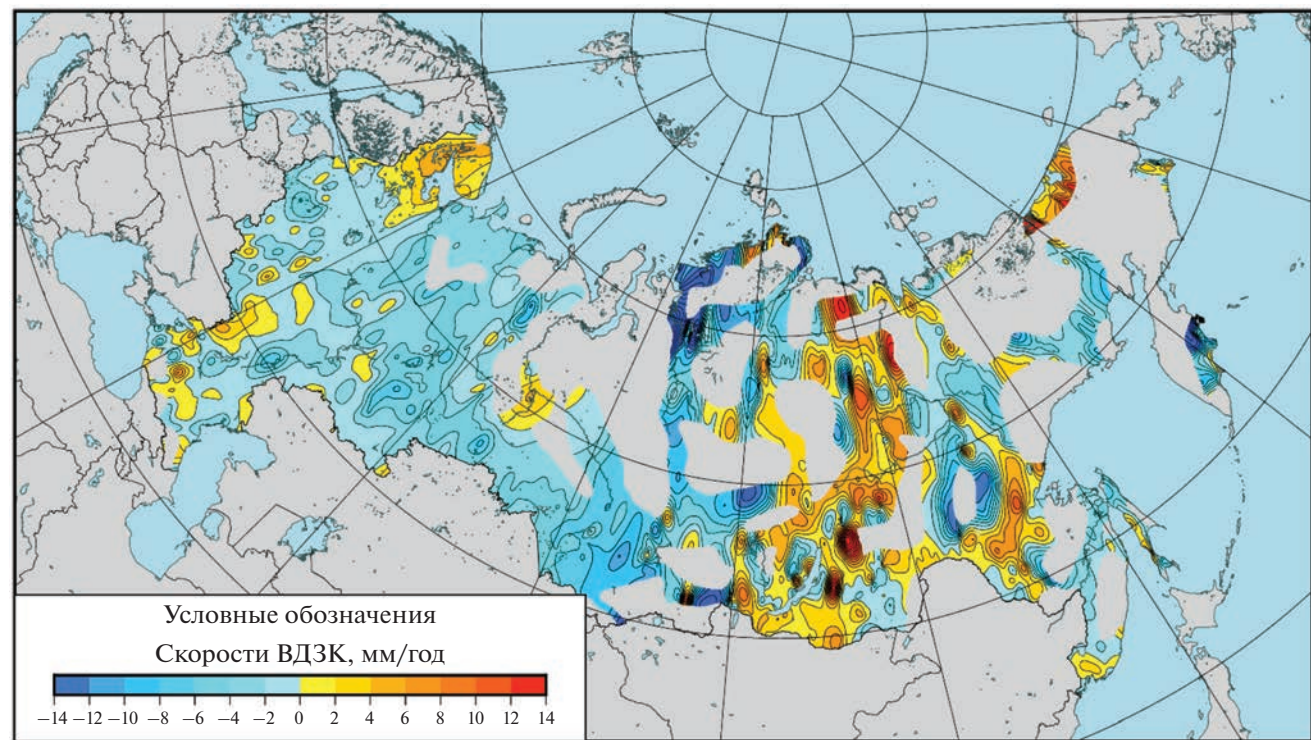


Рис. 5. Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территории Российской Федерации.

ции. Первые результаты работы системы подтверждают факты, приведенные в данной статье. Так, по данным разрабатываемой системы, район Балтийского тектонического щита испытывает поднятие до 6 мм/год. Скорость поднятия в Кавказском регионе достигает до 10 мм/год в отдельных районах Республики Армения.

5. Отсутствие необходимой густоты точек гравиметрических и геодезических измерений на восток от Уральского хребта позволяет наблюдать только фрагментарную корреляцию между изменением силы тяжести и скоростями изменения высот точек измерения.

В этих условиях особую важность приобретает гравиметрическая сеть России первого класса, предназначенная для определения абсолютных значений деформации земной поверхности.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основным результатом гравиметрических наблюдений на пунктах первого класса, является то, что наблюденные значения ускорения силы тяжести могут изменяться. Величина изменений может составлять десятки микрогалл.

Приведенные в данной статье данные показали необходимость строгого выполнения методических рекомендаций по поддержанию сети первого класса. В них содержатся предложения по периодичности абсолютных гравиметрических измерений по сети пунктов первого класса, создания сети сгущения пунктов наблюдений и комплексирования этих измерений с геодезическими наблюдениями.

Необходимо отметить важность метрологического контроля в гравиметрии и геодезических исследованиях при использовании различных типов гравиметров в различные эпохи наблюдений.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность предыдущим поколениям гравиметристов и, в первую очередь, Ю.Д. Буланже, позволившим выполнить эту работу.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено по государственному заданию Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН и гранту РНФ 22-17-20035.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арнаутов Г.П. Измерение абсолютного значения ускорения силы тяжести лазерным баллистическим гравиметром // Квантовая электроника. 1979. Т. 9. С. 333–337.

Бровар Б.В. Гравиметрия и геодезия, М.: Научный мир. 2010. 570 с.

Буланже Ю.Д. Результаты первого международного сравнения абсолютных гравиметров. Севр // Известия АН СССР. 1981 г. С. 43–51.

Рикитак Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир. 1979.

ИГ-78 Инструкция по морской гравиметрической съемке (ИГ-78). М. 1979.

Кашина Л.А. Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территории СССР (СВДЗК). Масштаб 1 : 5000000, под руководством ГУГК СССР. 1989.

Леонтьев В.И. Методы и способы повышения точности гравиметрической аппаратуры. М.: Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта. 2003.

Рукавишников Р.Б., Пуцина Л.В. Измерение малых приращений ускорения силы тяжести гравиметрами Содин. Повторные гравиметрические наблюдения. М.: Нефтегеофизика. 1982. С. 69–78.

Рукавишников Р.Б., Пуцина Л.В. Приведение наблюденного значения ускорения силы тяжести. Повторные гравиметрические наблюдения. М.: Нефтегеофизика. 1983. С. 19–31.

Рукавишников Р.Б., Пуцина Л.В. Приведение наблюденного значения ускорения силы тяжести. Метрология в гравиметрии. Харьков. 1984. С. 100–102.

Рукавишников Р.Б., Пуцина Л.В. Неоднородность поля силы тяжести над постаментом // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. С. 328–330.

Сагитов М.У. Неоднородность гравитационного поля помешения и выбор места для проведения гравитационных экспериментов // Известия АН СССР. М.: Наука. 1983. С. 41–43.

Сагитов М.У. Возможная интерпретация расхождения результатов определения абсолютной силы тяжести в Севре // Докл. АН СССР. 1984а. Т. 274. С. 300–304.

Сагитов М.У. Фундаментальные гравитационные эксперименты, высокоточные взвешивания и камерная гравиметрия // Метрология в гравиметрии. 1984б. С. 6–9.

Сорокин Л.В. Гравиметрия и гравиметрическая разведка. Л.: Гостоптехиздат. 1953.

Хейфец М.Е. Способ редукции результатов измерения силы тяжести в заданной точке Патент : 800937. 1981.

Чечкин С. А. Основы геофизики. Л.: Гидрометеоздат. 1990. ISBN: 5-286-00436-9.

Штейман М.Б., Рукавишников Р.Б., Леонтьев И.А. К вопросу о высокоточных измерениях градиентов силы тяжести // Метрология в гравиметрии. 1984. С. 12–13.

Юзефович А.П., Огородова Л. В. Гравиметрия. М.: Недра. 1980.

Boulanger Yu.D. et al. Determination of gravitational acceleration at Moscow (ledovo), Murmansk, Odessa and Nakhodka. Bureau gravimetrique international, Bulletin d'information. 1974. P. 1.25–1.30.

Charles K., Hipkin R. Vertical gradient and datum height corrections to absolute gravimeter data and the effect of structured fringe residuals // Metrologia. 1995. V. 32. P. 193–200.



*Demyanov G.V. et al.* Development of the State Gravity Network in Russia. TG-SMM 2013-IAG Symposium on Terrestrial Gravimetry: Static and Mobile Measurements, Proceedings. 2013.

*Jiang Z. et al.* Relative Gravity Measurement Campaign during the 7th International Comparison of Absolute Gravimeters (2005) // *Metrologia*. 2009. V. 46. P. 214–226.

*Jiang Z. et al.* Relative Gravity Measurement Campaign during the 8th International Comparison of Absolute Gravimeters (2009) // *Metrologia*. 2012. V. 49. P. 95–107.

*Marson I. et al.* Absolute gravity measurements in Switzerland: Definition of a base network for geodynamic investi-

gations and for the Swiss fundamental gravity net // *Bulletin Géodésique*. 1981. V. 55. P. 203–217.

*Mäkinen J.* Gravity gradients above piers in absolute gravimetry: use remove-restore for the pier attraction. IAG Symposium on Terrestrial Gravimetry: Static and Mobile Measurements TG-SMM2010. 2010.

*Müller J. et al.* A land uplift model in Fennoscandia combining GRACE and absolute gravimetry data // *Physics and Chemistry of the Earth*. 2012. V. 53. P. 54–60.

*Reicheneder K.* Die lokalen Schwereverhältnisse im Geodätischen Institut Potsdam – Berlin : Vermessungstechnik. 1968.

## Results of Estimating the Absolute Gravimetric Measurements at the Ledovo Fundamental Gravity Station and on the First Order Gravimetric Network of Russia

V. N. Koneshov<sup>a, c, \*</sup>, N. V. Drobyshev<sup>a</sup>, R. A. Sermyagin<sup>b, \*\*</sup>, and E. P. Razin'kova<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia*

<sup>b</sup>*Federal Scientific and Technical Center of Geodesy, Cartography, and Spatial Data Infrastructure, Moscow, 125413 Russia*

<sup>c</sup>*A. and N. Stoletovs Vladimir State University, Vladimir, 600000 Russia*

<sup>\*</sup>*e-mail: slavakoneshov@hotmail.com*

<sup>\*\*</sup>*e-mail: sermyagin\_ra@nsdi.rosreestr.ru*

**Abstract**—This work is aimed at estimating the long-term continuing measurements of the acceleration of gravity at the Ledovo fundamental gravity station and first order stations of the gravimetric network of Russia. The observations are carried out by absolute gravimeters beginning from the mid-1970s to the present time. It is shown that the observed value of the acceleration of gravity at the Ledovo station has a tendency to decrease during last 45 years; according to our estimates, the value decreased by 32  $\mu\text{Gal}$ . The measurements carried out at first order gravity stations in Russia after renewal of network maintenance are compared with measurements carried out in the 1980s.

**Keywords:** absolute gravimeter, gravity station, change in the acceleration of gravity, gravimetric network

УДК 551:550.34

## АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА (ГОРЫ БЫРРАНГА) И ВОПРОСЫ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ РЕГИОНАЛИЗАЦИИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

© 2023 г. А. Н. Овсяченко<sup>1</sup>\*, Р. А. Жостков<sup>1</sup>, Д. Е. Едемский<sup>2</sup>,  
А. Л. Собисевич<sup>1</sup>, А. И. Сысолин<sup>1</sup>, Д. А. Преснов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Троицк, Россия

\*E-mail: ovs@ifz.ru

Поступила в редакцию 12.04.2022 г.

После доработки 23.05.2023 г.

Принята к публикации 25.05.2023 г.

Представлены первые результаты комплексных геолого-геофизических исследований активной тектоники на северо-востоке Таймыра, выполненных в ходе экспедиции Северного флота и Русского географического общества в 2020 г. В подножии гор Бырранга выявлена и изучена широкая зона активных разрывно-складчатых тектонических деформаций. Общая кинематика смещений — взбросо-надвиговая с признаками сдвига. Структурный стиль молодых тектонических деформаций имеет прямое сходство с хорошо изученными структурными аналогами Центрально-Азиатского сейсмического пояса. Таймырская сейсмотектоническая зона обнаруживает как пространственную, так и генетическую обособленность. Она имеет индивидуальную модель позднекайнозойской геодинамической эволюции и современного сейсмотектонического режима, резко отличную от прилегающей с востока Лаптевоморской рифтовой зоны. Комплекс геолого-геофизических методов показал высокую эффективность применения в условиях Арктики для выявления молодых разрывно-складчатых структур, представляющих собой потенциальные очаги сильных землетрясений.

**Ключевые слова:** Таймыр, горы Бырранга, активная тектоника, морфотектоника, очаг землетрясения, сейсмическая опасность, микросейсмическое зондирование, георадар.

**DOI:** 10.31857/S0002333723060133, **EDN:** UCPHJ

### ВВЕДЕНИЕ

Сложность непосредственного геолого-геофизического изучения Арктики всегда была связана, прежде всего, с труднодоступностью — ключевые объекты находятся в суровой, необъятной тундре, на островах арктических архипелагов, в постоянно покрытых снегом горах, под ледниками или на дне Северного Ледовитого океана. Несмотря на бурное развитие систем дистанционного зондирования Земли, многие особенности геологических процессов и строения Арктического региона остаются предметом фундаментальных научных исследований “пионерской” направленности. Новая стратегия развития арктических территорий нашей страны диктует необходимость комплексного и одновременно более детального изучения региональных природных условий, в том числе — современных тектонических процессов, определяющих сейсмическую опасность и непосредственно связанных с вопросами возведения ответственных сооружений в хо-

де экономического, научного и военного освоения региона.

Одним из наименее изученных в сейсмотектоническом отношении регионов Российской Арктики представляется полуостров Таймыр. Необходимо отметить, что сейсмотектонические и палеосейсмологические исследования, позволяющие получить информацию о ключевых параметрах сейсмогенерирующих структур, ранее проводились лишь на Кольском п-ове [Николаева, 2013; Зыков, 2015; Никонов, Зыков, 2017; и др.], в устье р. Лена и на самом севере Верхоянского горного сооружения [Имаев и др., 2000; 2018; Имаева и др., 2017]. Эти и проведенные нами (см. работы [Овсяченко и др., 2021; 2022]) исследования показывают, что в плане сейсмотектонической изученности побережье Арктики является перспективным объектом изучения с целью генерации новых научных знаний. Данная работа представляет результаты первых исследований активной тектоники на северо-востоке Таймыра, выполненных в 2020 г. в ходе Ком-

плексной экспедиции Северного флота и Русского географического общества.

### НЕОСТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Проблемам геодинамики и истории тектонического развития Таймырской складчатой области посвящено значительное количество работ, в которых изложены различные и, нередко, противоречивые точки зрения. Наиболее известными в данной области являются труды Н.Н. Урванцева [1949], Ю.Е. Погребницкого [1971] и В.А. Верниковского [1996], в которых намечены основные черты геологического строения и истории развития всего региона. Основная особенность геологического строения Таймыра, отмеченная еще Н.Н. Урванцевым [1949], — обусловленность всех без исключения главнейших структур региональными разломами. Они образуют серию дугообразных пластин разновозрастных, в разной степени метаморфизованных магматических и вулканогенно-осадочных пород, надвинутых друг на друга в южном направлении. Наиболее древние протерозойские складчатые структуры сосредоточены на севере Таймырского полуострова, вдоль берегов Карского моря [Геология ..., 1961].

Вдоль вытянутой оси Таймырского полуострова протягивается горная цепь Бырранга. К северу горы переходят в прибрежную равнину с неоплейстоценовыми морскими террасами высотой до 200 м. Современное разновысотное положение террас маркирует молодое тектоническое подрастание горной цепи и опускание впадины озера Таймыр [Сакс, 1945; Вакар, 1952]. Скорости поднятия гор Бырранга для последних 30–40 тыс. лет оценены в пределах 1.1–4 мм/год [Антропоген Таймыра, 1982]. Для последних нескольких тысяч лет получены более высокие скорости — от 3.1 до 14 мм/год [Федоров и др., 2001]. Приведенные оценки касаются горной страны Бырранга в целом. Лишь в нескольких работах имеются сведения о молодых тектонических движениях по конкретным геологическим структурам Таймыра [Федоров и др., 2001; Гусев, 2015; Овсяченко и др., 2021]. В целом же, для полноценного построения моделей современной геодинамики, особенно в целях оценки сейсмической опасности, изученность проявлений современной тектонической активности крайне невелика.

Исследования выполнены на северо-восточном окончании гор Бырранга в районе бухты Марии Прончищевой (рис. 1). Здесь происходит резкое погружение горного массива Бырранга под четвертичные прибрежно-морские осадки при морской низменности. Горный массив сложен терригенно-угленосными отложениями среднекаменноугольно-пермского возраста, смятыми в складчатость линейного типа. Возникший в кон-

це триаса—начале раннего мела, горный массив был возрожден по пограничным разломам в новейшую, плиоцен-четвертичную эпоху [Проскурнин и др., 2013]. Оси складок, вдоль которых вытянуты основные водоразделы и речные долины, ориентированы в северо-восточном направлении и ортогонально обрываются вдоль предгорного уступа северо-западного простирания. Периодические трансгрессии моря с краткими периодами активизации ледниковой деятельности в четвертичном периоде привели к формированию мало мощного прерывистого рыхлого чехла на приморской низменности в районе бух. Марии Прончищевой.

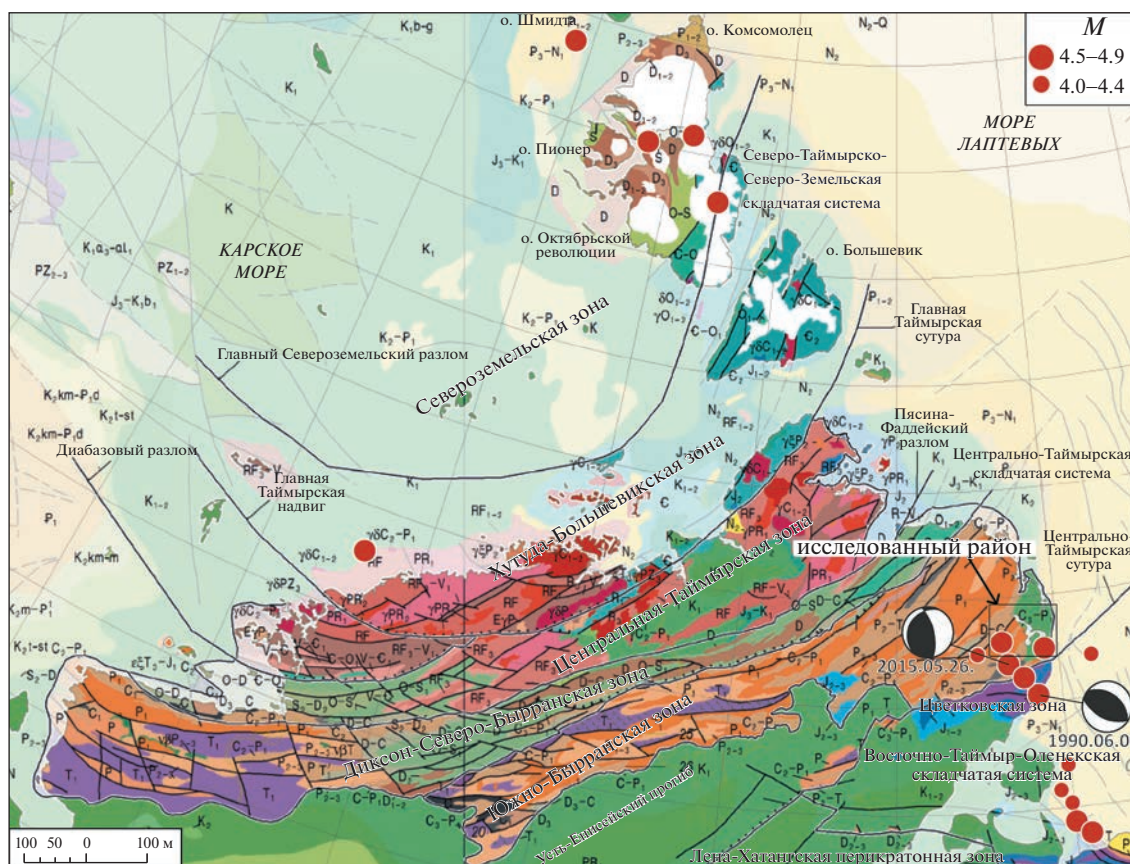
Исследуемый район характеризуется определенной сейсмической активностью, тогда как почти весь остальной Таймыр по данным инструментальных сейсмологических наблюдений выглядит пассивным, что при высоких темпах молодых тектонических движений представляется обманчивым. Так, на северо-востоке Таймыра зарегистрированы сейсмические события в 1964, 1986, 1996 и 2015 гг. ( $mb = 3.9–4.6$ ), а также Таймырское землетрясение 09.06.1990 г., имеющее максимальную для Таймыра магнитуду  $mb = 4.9$  и эпицентральную интенсивность 6–7 баллов по шкале MSK-64 [Середкина, Козьмин, 2017].

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплексные геолого-геофизические исследования проведены с применением полевых и дистанционных геолого-геоморфологических (морфоструктурных) методов, аэрофотосъемки с последующим построением цифровой модели рельефа, а также геофизических методов изучения глубинного и приповерхностного строения Земли (методы георадарного профилирования и низкочастотного микросейсмического зондирования).

Очаги сильных и сильнейших землетрясений представляют собой устойчивые структуры в геологической среде — активные разломы [Солоненко, 1962; Трифонов и др., 1993; Рогожин, 2012; McCalpin, 2009]. Эта предпосылка лежит в основе методологии морфоструктурных исследований в целях изучения сейсмической опасности [Флоренсов, 1978; Burbank, Anderson, 2012; и др.]. Выявление активных разломов подразумевает исследование тектонических деформаций молодых, т.е. позднеплейстоцен-голоценовых, отложений и форм рельефа [Трифонов и др., 1993]. Основная цель исследований — изучение и проследивание молодых форм рельефа и структурный анализ их тектонических деформаций.

В условиях сурового арктического климата и широкого развития криогенных процессов выявление молодых тектонических смещений и сле-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта п-ова Таймыр [Проскурнин и др., 2020] с эпицентрами землетрясений и известными решениями механизмов очагов в нижней полусфере по данным работ [Середкина, Козьмин, 2017; Середкина, 2019].

дов древних землетрясений затруднено, с одной стороны, развитием многочисленных линейных форм рельефа, схожих с палеосейсмодислокациями. С другой – быстрой нивелировкой сейсмогенных нарушений рельефа весьма подвижным, сезонно оттаивающим склоновым чехлом, морозобойным трещинообразованием, а также постоянным перемещением обломков скальных пород в результате промерзания-оттаивания. Высокая подвижность приповерхностного слоя быстро маскирует как опорные геоморфологические уровни голоценового возраста, используемые для выявления и возрастной привязки тектонических деформаций, так и первичные структурно-текстурные признаки в слоистых осадках, маркирующих собой эти формы рельефа. В слоистых осадках широко развиты приповерхностные процессы, которые наряду с тектоническими, также нарушают первичное строение разреза молодых отложений. Перечисленные обстоятельства, наряду с небольшой мощностью сезонно оттаивающего слоя, сильно затрудняют применение стандартных методов изучения активной тектоники.

Использование различных геофизических методов позволяет расширить наши представления об особенностях глубинного строения слоистой геологической среды и отчасти преодолеть указанные выше проблемы изучения активной тектоники. При заложении геофизических профилей был использован основной принцип изучения активных разломов, который опирается, в первую очередь, на прослеживание опорных геоморфологических уровней – поверхностей выравнивания, речных и морских террас позднеплейстоцен-голоценового возраста и слагающих их осадков. Профили были намечены на участках развития морских и речных отложений, маркирующих собой опорные геоморфологические уровни – морскую и речные террасы.

Разрез молодых отложений на участках тектонических деформаций форм рельефа изучен методом георадарного профилирования георадаром повышенной мощности “Лоза-В” [Koreikin et al., 1996; ООО “Компания ВНИИСМИ”, 2021], который применялся для решения различных задач в течение продолжительного времени [Koreikin et al., 2012; Воронин, 2015; Едемский и др., 2018;



2019; 2021; и др.]. Профилирование выполнено антеннами с центральной частотой 50 МГц и шагом по профилю 0.5 м. При интерпретации в первую очередь уделено внимание особенностям волновой картины, а именно — конфигурации осей синфазности отраженных волн; интенсивности осей синфазности (амплитуде отражений); протяженности осей синфазности и их непрерывности. Наличие резких изменений направления осей синфазности, их разрывы, могут свидетельствовать о нарушении субгоризонтальной структуры среды и наличия тектонических разрывов и смещений. При интерпретации учтены нарушения, смещающие несколько слоев разреза, что исключает влияние на волновую картину наклонных и вертикальных литологических разностей.

Глубинный геофизический разрез построен с применением метода микросейсмического зондирования (ММЗ), разработанного и усовершенствованного в ИФЗ РАН [Горбатилов, 2006; Жостков и др., 2015; Собисевич, Жостков, 2018; Нумалов и др., 2020]. При интерпретации микросейсмического зондирования определяется конфигурация геологической среды, состоящей из структур с повышенными и пониженными скоростями упругих волн, соответствующих пониженной и повышенной интенсивности микросейсмического фона, регистрируемого на поверхности. Таким образом, результат применения оригинального ММЗ имеет качественный характер, при этом известны подходы, позволяющие оценить скоростные характеристики исследуемой среды [Преснов и др., 2019].

Изначально метод микросейсмического зондирования разрабатывался как эмпирический, но при развитии он получил частичное теоретическое обоснование. Так в аналитической работе [Яновская, 2017] используя принцип сохранения потока энергии объяснены ключевые аспекты распространения волн Рэлея, связанные с изменением их амплитуды в зависимости от характера локальных неоднородностей и представлено критическое рассмотрение метода ММЗ, его физических основ и ограничений в применении к анализу глубоко залегающих структур (разломных зон) в связи с изменением разрешающей способности метода с глубиной. В работах [Горбатилов, Цуканов, 2011; Жостков, 2018] с помощью численного моделирования с применением суперкомпьютера получены оценки разрешающей способности ММЗ, а в работе [Цуканов, Горбатилов, 2020] показано, что этот метод обладает устойчивостью к микросейсмическому шуму, заключающейся в том, что даже существенное присутствие объемных волн в фоновом сигнале не приводит к сильным искажениям получаемого результата.

Метод микросейсмического зондирования обладает большим числом недостатков. В первую очередь он исходит из предположения об однородности и изотропности поля микросейсм, что, строго говоря, может не выполняться особенно вблизи береговой линии. Кроме того, разрешающая способность метода уменьшается с глубиной зондирования, что приводит к трудностям в определении нижних границ локальных включений [Яновская, 2017; Жостков, 2018]. Также при интерпретации данных этого метода можно допустить принципиальные ошибки, если, например, не учесть влияние рельефа [Жостков, 2019].

Однако ключевым преимуществом микросейсмического зондирования, позволяющим смириться со всеми его недостатками, является тот факт, что это единственный сейсмический метод позволяющий делать выводы о глубинном строении исследуемой среды с учетом временных и логистических ограничений, накладываемых характером проведения экспедиции.

В качестве измерительных станций использовались автономные геоакустические модули в арктическом исполнении [Собисевич и др., 2018; Sobisevich et al., 2020] на основе молекулярно-электронных преобразователей [Huang, Agafonov, 2013; Авдюхина и др., 2017]. Измерения проводились в 8 пунктах, эквидистантно расположенных вдоль линейного профиля общей длиной 875 метров, с накоплением данных не менее двух часов. Последующая обработка выполнена посредством авторского программного обеспечения [Преснов, 2019], реализованного в среде Matlab.

Отметим, что для перехода от частотной области к пространству глубин требуется дисперсионная кривая для волны Рэлея, однако ввиду крайне ограниченного времени проведения работ выполнить измерения, необходимые для определения этой зависимости, не представилось возможным, поэтому при построении геофизического разреза были использованы модельные данные [Преснов и др., 2020].

## МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования выполнены на юго-западном побережье бухты Марии Прончищевой. Бухта представляет собой затопленную приустьевую часть долины (эстуарий) р. Северная у восточного подножия гор Бырранга (рис. 2). Здесь расстилается обширная предгорная низменность, занятая многочисленными озерами, бухтой и широкими, разложистыми долинами меандрирующих рек. Устья всех крупных рек на этой равнине подтоплены. Самый крупный эстуарий (бухта Марии Прончищевой) вытянут непосредственно вдоль подножия гор.



**Рис. 2.** Общая схема района бухты Марии Прончищевой. Основа — спутниковое изображение, полученное посредством Esri ArcGIS Desktop.

Граница между предгорной низменностью и горами имеет резкий характер. Здесь протягивается передовой уступ, вдоль которого условия озерно-болотно-морского и речного осадконакопления на равнине, не имеющей четко выраженных террас, сменяются крутыми горными склонами, террасированными речными долинами и наклонными предгорными пьедесталами. Горные склоны имеют чрезвычайную крутизну (до 50°), выпуклый профиль и покрыты сплошным покровом весьма подвижных каменных россыпей. В долинах рек количество террас постепенно увеличивается вниз по течению, до пересечения с уступом, где можно уверенно предполагать их локальное расщепление. В этом же направлении наблюдается и плавное увеличение высоты уступов террас. В долине р. Южная насчитывается не менее 4-х таких локальных уровней, укладывающихся в пределы региональных 1-ой и 2-ой надпойменных террас (рис. 3). Террасы врезаны в склоны долин и предгорные пьедесталы — наклонные равнины, обрамляющие подножия горных склонов и вовлеченные в молодое тектоническое поднятие. Террасы здесь имеют цокольное строение — в них обнажается чехол размываемых

грубо сортированных аллювиально-пролювиальных отложений с примесью грубообломочного (солифлюкционного) материала. Образование локальных террас фиксирует этапы молодого подрастания гор, наиболее интенсивного вблизи передового уступа.

В районе устья р. Южная предгорная равнина нарушена пологой грядой высотой до 30 м, продолжающей передовой уступ в северо-западном направлении (рис. 4). Передовая гряда сложена песчано-галечным материалом морской террасы и обнаруживает признаки молодого подрастания (рис. 5). Долина ручья, некогда текущая прямо в бухту, испытывает резкий изгиб и огибает подрастающую гряду. Долина другого ручья, прорезающая гряду, имеет антецедентное строение. В пределах гряды она сужается до 10–20 м, и имеет крутые борта высотой до 7 м. В склонах долины насчитывается не менее 2-х террас — высокая пойменная и 1-ая надпойменная. В то же время, к югу и северу от гряды долина выполаживается, днище ее расширяется до 50–60 м, высота бортов уменьшается до 1–2 м, а террасы снижаются до уровня поймы. По простирацию гряда испытывает резкий изгиб вдоль линеамента поперечной



**Рис. 3.** Горы Бырранга и террасированный предгорный пьедестал непосредственно южнее устья р. Южная. Стрелками показаны террасы. Вид на запад.

ориентировки, разделяясь на две эшелонированных складки.

Передовая гряда — асимметричная и имеет более крутой (до  $15^\circ$ ) северо-восточный склон, обращенный к бухте. Вдоль этого склона протягивается уступ, распадающийся на несколько эшелонированных валов. В подножии уступа расположена плоская низменность, переходящая в бухту Марии Прончищевой. Низменность частично занята полностью заливаемыми во время приливов (до 1.5–2 м) лагунами, в которых отлагаются черные органогенные илы.

Привлекает внимание различная ориентировка и размеры сети полигональных форм микрорельефа на поверхности передовой гряды (рис. 6, рис. 7). Мерзлотные полигоны здесь образуют прямоугольники, разделенные сетью ортогональных трещин. Считается, что такие трещины формируются при морозобойном растрескивании, затем последовательно заполняются повторно-жильным льдом, который в условиях изменения температурного режима может оттаивать и образовывать ложбины и рвы [Суходровский, Гравис, 1976; Романовский, 1993; и др.]. Интересно, что по мере приближения к уступу размеры полигонов

уменьшаются. Вдоль уступа также происходит разворот преобладающего простирания полигонов. В узкой полосе, прилегающей к подножию уступа со стороны опущенного крыла, полигоны перекрыты солифлюкционным песчано-галечным чехлом, поступившим с растущего передового поднятия.

О молодых тектонических деформациях изученной предгорной гряды свидетельствуют: изгиб долины ручья; расщепление террас на своде изученной складки; резкая смена условий врезания долин на лагунно-болотное осадконакопление. Об этом же свидетельствуют и террасированные предгорные пьедесталы — участки бывшей предгорной равнины, вовлеченные в молодое тектоническое поднятие в поднятом крыле разломной зоны.

Предгорная гряда и уступ были изучены геофизическими методами — георадарным профилированием на глубину в первые десятки метров и микросейсмическим зондированием на глубину до 1 км (рис. 6, рис. 7).





**Рис. 4.** Передовой уступ гор Бырранга и продолжающая его подрастающая складчатая гряда в пределах предгорной низменности (на переднем плане). Вид на северо-запад непосредственно севернее устья р. Южная. Автор фотографии М.В. Ляменков.



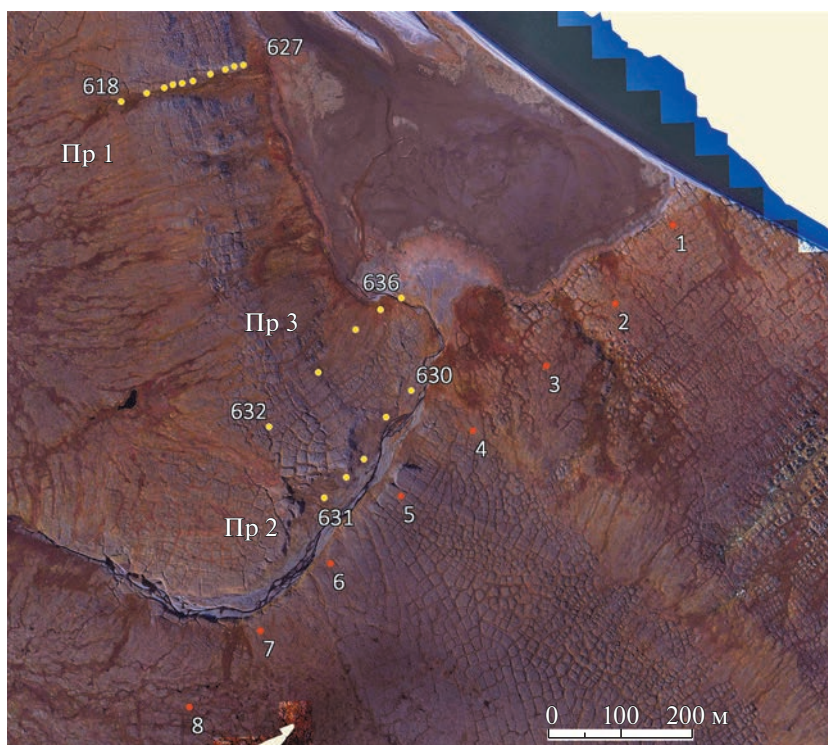
**Рис. 5.** Передовая гряда в пределах предгорной низменности. Вид на северо-восток непосредственно севернее устья р. Южная.

## ГЕОРАДАРНОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ

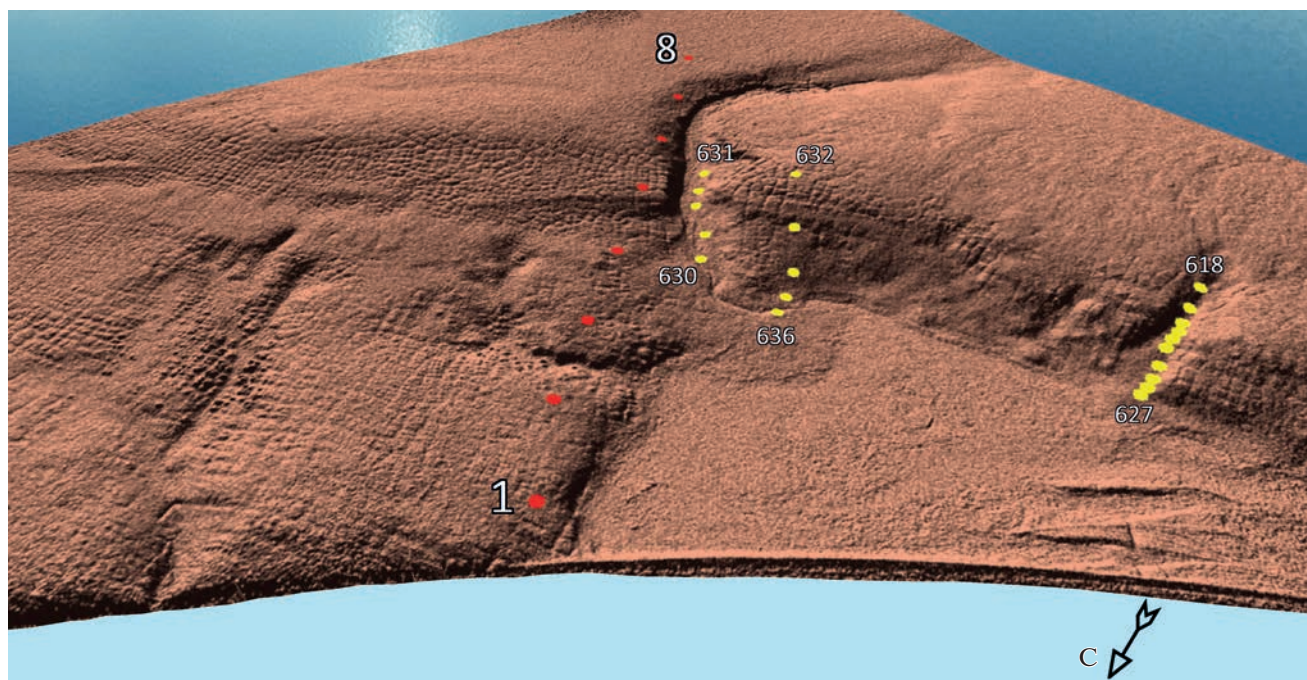
Профили 1, 3 проложены через пологий уступ на северо-восточном склоне гряды, сложенной песчано-галечными аллювиально-морскими осадками с солифлюкционным чехлом и сетью полигональных трещин. Профиль 2 пройден на простирации того же уступа в днище долины ручья на поверхности высокой пойменной террасы. Длина проложенных профилей составила от 194 до 257 м (рис. 8).

Верхняя часть георадарного разреза на всех профилях имеет довольно четкую стратификацию. Анализ полученной волновой картины показал наличие трех ярко выраженных георадарных комплексов (1), (2) и (3), граница между которыми проведена по линии изменения морфологии осей синфазности и их интенсивности [Владов, Старовойтов, 2004]. На основании анализа линий синфазности отраженного сигнала красными пунктирными линиями нанесены линии разрывов





**Рис. 6.** Аэрофотоплан гряды в районе геофизических профилей. Желтые точки — георадар, красные — ММЗ.



**Рис. 7.** Цифровая модель рельефа передовой гряды в районе пройденных геофизических профилей по данным аэрофотосъемки. Желтые точки — георадар, красные — ММЗ.

геологических слоев, которые совпадают с соответствующими нарушениями осей синфазности.

Георадарный комплекс (1) представляет собой солифлюкционные песчано-галечные отложе-

ния. Мощность данного комплекса колеблется от 3 до 6–8 м. Начиная с кровли георадарного комплекса (2) разрез приобретает характерный нерегулярный волновой рисунок отражений и пред-



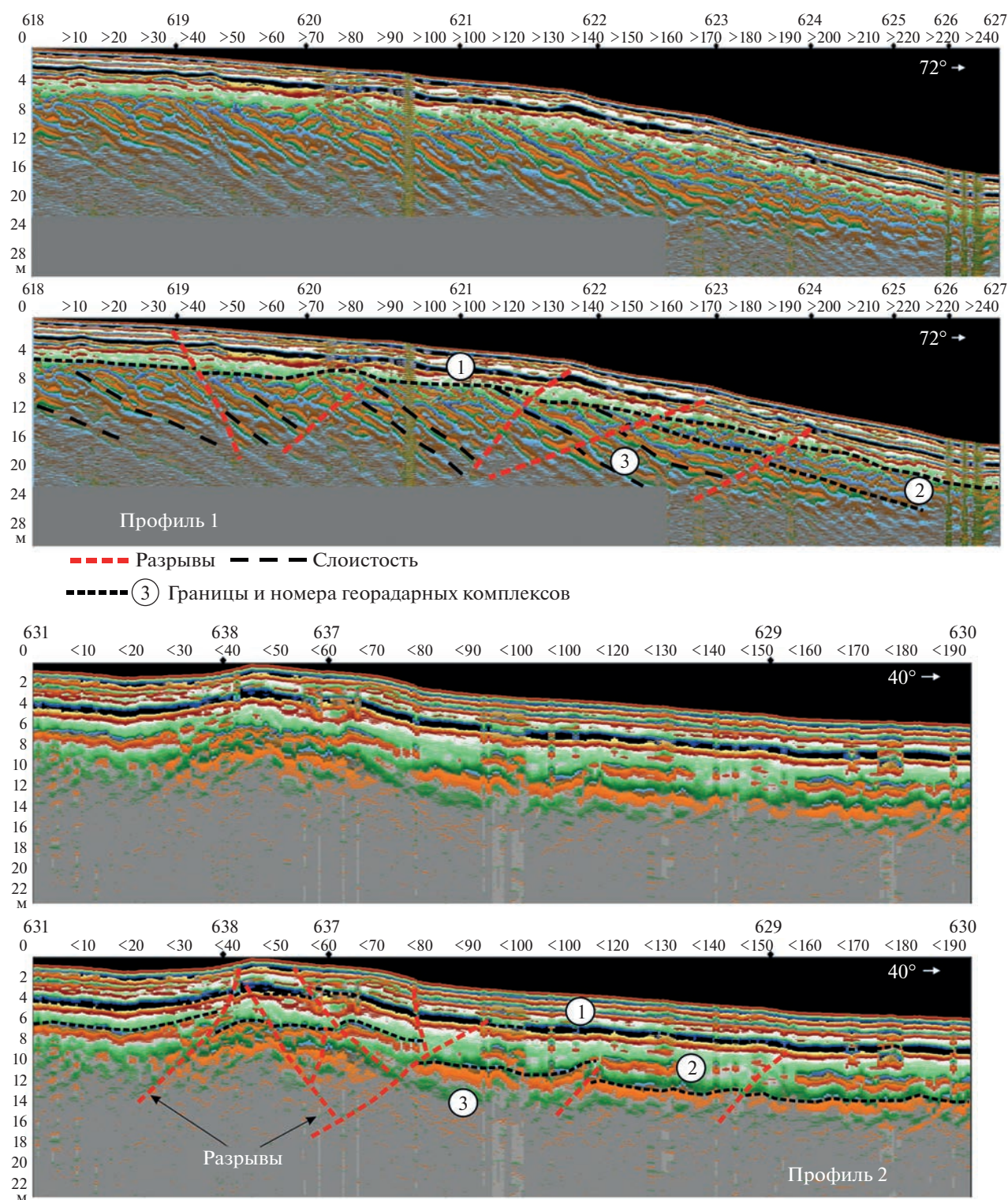


Рис. 8. Георадарные профили.

ставляет собой чехол грубо сортированных аллювиально-пролювиальных отложений с примесью солифлюкционного материала. Для комплекса характерно отсутствие регулярной структуры и наличие множественных локальных неоднород-

ностей, что может свидетельствовать о присутствии грубообломочного материала.

На профиле 1 солифлюкционный песчано-галечный чехол перекрывает полигонально-жильные структуры, которые визуально слабо прояв-

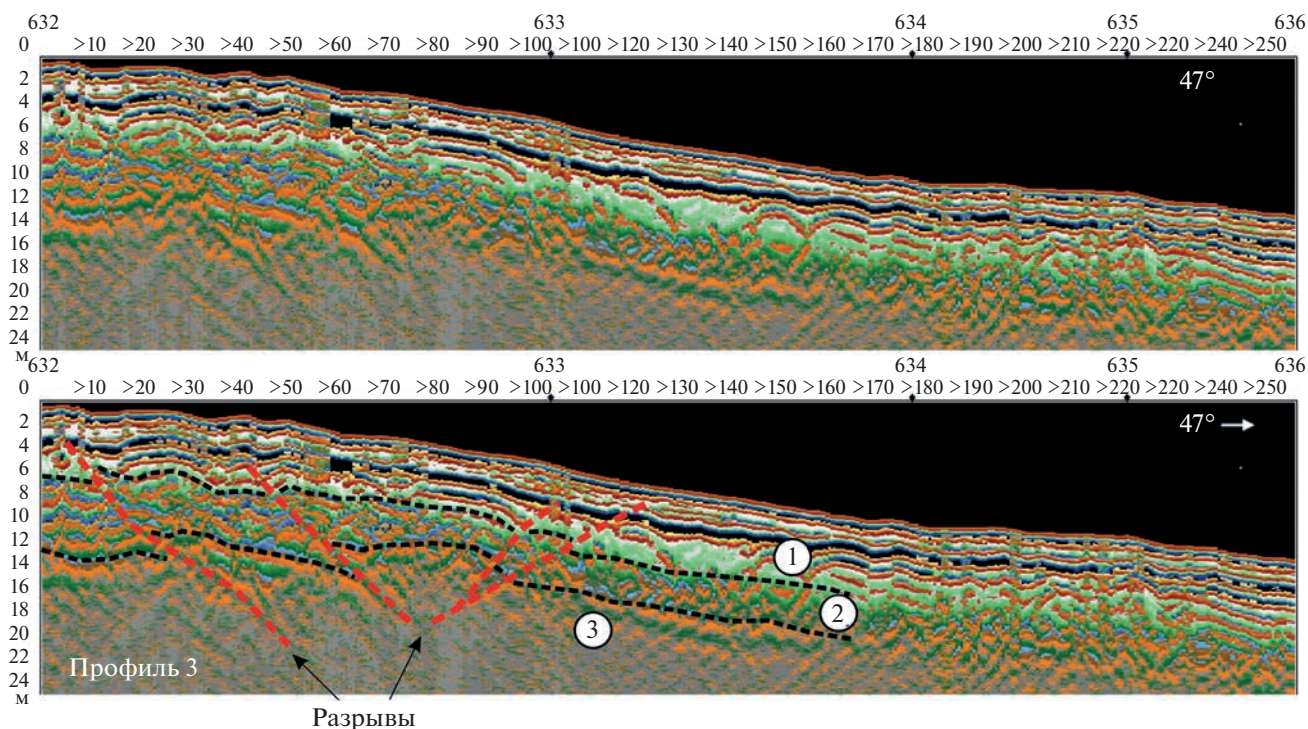


Рис. 8. Окончание

ляются, процесса оттаивания повторно-жильных льдов не наблюдается. По всей видимости, в данном месте ледяные морозобойные трещины со временем растаяли и заполнились вмещающими отложениями с формированием локальной слоистой структуры (псевдоморфозы). Именно от таких структур при зондировании можно получить отражения в виде наклонных прямых линий, угол которых в первую очередь зависит от шага измерений, и от скорости распространения зондирующего импульса в среде [Едемский и др., 2021]. На профиле 2 подобных структур не наблюдается.

Существенно отличается радиообраз полигонально-жильных структур на профиле 3. Здесь визуально четко просматривается полигональная структура с признаками периодического оттаивания погребенных ледяных жил глубиной до 0.5 м. Радиообраз таких структур наблюдается на протяжении всего профиля 3 в виде дугообразного изгиба линий синфазности и периодического пропадания сигналов\отражений в георадарном комплексе (1) от заполненных льдом криогенных трещин.

Для профиля 1, охватившего весь северо-восточный склон гряды, характерно наличие наклонно-слоистого георадарного комплекса (3) с характерным углом залегания  $\sim 25^\circ$ , линии синфазности которого выполаживаются к концу профиля. Наклонные слои четвертичных аллювиально-морских отложений слагают северо-во-

сточное крыло антиклинальной складки, имеющей прямое выражение в рельефе в виде гряды. Слои нарушены разрывами преимущественно взбросовой морфологии. Наиболее ярко разрывно-складчатые структуры проявлены на профилях 2–3, где имеют и наиболее отчетливое выражение в рельефе в виде уступов. На профиле 1 разрывы объединяются в структурный ансамбль “складко-надвига”, нарушающего крутое крыло асимметричной антиклинальной складки. На профиле 2 разрывы и изгибы слоев образуют зону сжатия с вдавленной (рамповой) впадиной в осевой части. Эта сжатая, приразломная складка выражена и в самых молодых элементах разреза — чехле высокой пойменной террасы долины ручья, прорезающего растущую гряду.

## МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ

Геофизический профиль был заложен вкрест простирания предгорной гряды. На вертикальном разрезе (рис. 9) красные области соответствуют породам с пониженной скоростью упругих волн, а синие — с повышенной (относительно среднего значения). Таким образом, отображаемые разными цветами области могут быть сложены как различными породами, так и однотипной, но структурно неоднородной (например, трещиноватая или сплошная). Диапазон значений относительной интенсивности микросейсмического поля составляет от  $-10$  до  $4$  дБ, что соответ-



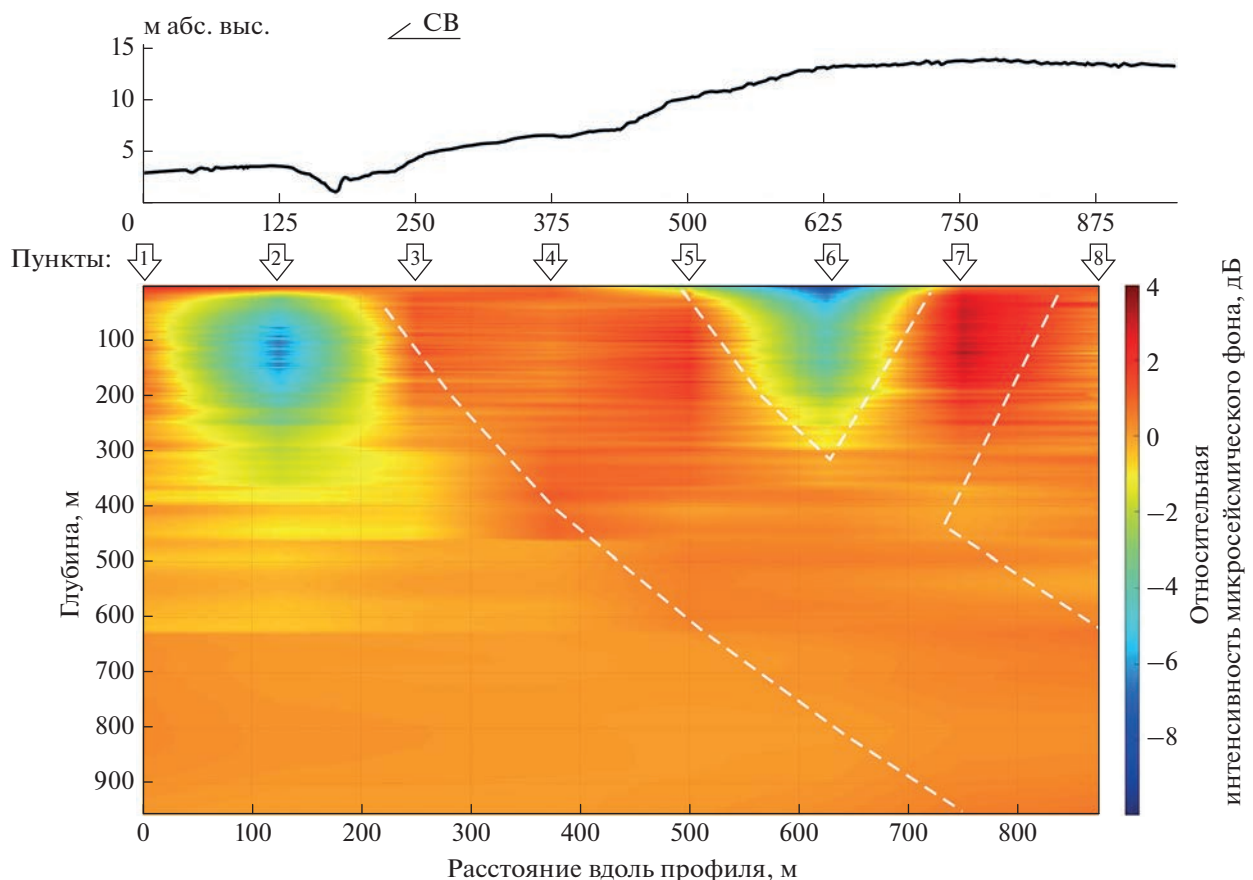


Рис. 9. Разрез ММЗ с профилем рельефа. Штриховыми линиями показаны границы предполагаемой разломной зоны.

ствует отклонению амплитуды поверхностной волны более, чем на 50% от среднего значения. Это уверенно свидетельствует о наличии существенного нарушения строения среды в геофизическом разрезе. Из-за небольшой длины профиля сложно различить какие-либо структуры на глубинах, превышающих 500 м, что согласуется с областью применимости используемого подхода. Тем не менее, первые сотни метров демонстрируют ярко выраженные локальные неоднородности геофизической среды.

Подножие уступа на северо-восточном склоне гряды в разрезе по профилю ММЗ соответствует наклонной зоне повышенной структурной неоднородности, которая выделена по положительным значениям относительной интенсивности микросейсмического фона, и контрастирует с окружающими отрицательными значениями. Такое положение зоны пониженной скорости упругих волн вписывается в геолого-геоморфологические представления и существенно уточняет данные о строении разломной зоны в недрах. По данным ММЗ можно полагать, что зона разлома имеет падение в юго-восточном направлении, под горы Бырранга, фиксируя крупный вбросо-

надвиг, выраженный в рельефе привзбросовой антиклинальной грядой. Слабая контрастность разреза на глубинах более 500 м позволяет допускать и другие варианты интерпретации. Сделанный вывод можно рассматривать как постановку задачи в районе, заслуживающем пристального внимания для решения ряда важнейших проблем современной геодинамики Таймыра в целом.

## ДИСТАНЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основываясь на результатах полевых наблюдений по данным дистанционных исследований составлена схема активных геологических структур района (рис. 10).

К северу от исследованного участка, в нижнем течении р. Зеленой, по дистанционным данным изучена предполагаемая активизированная антиклинальная складка. Река, ранее впадавшая в бухту Марии Прончищевой по веерообразно расходящейся серии проток, изменила свое течение на  $70^\circ-75^\circ$ , выработав новое, единое русло. В местах коленообразных изгибов, ставших точками перестройки гидросети, путь древнему руслу преградили две вытянутых, пологих возвышенности.



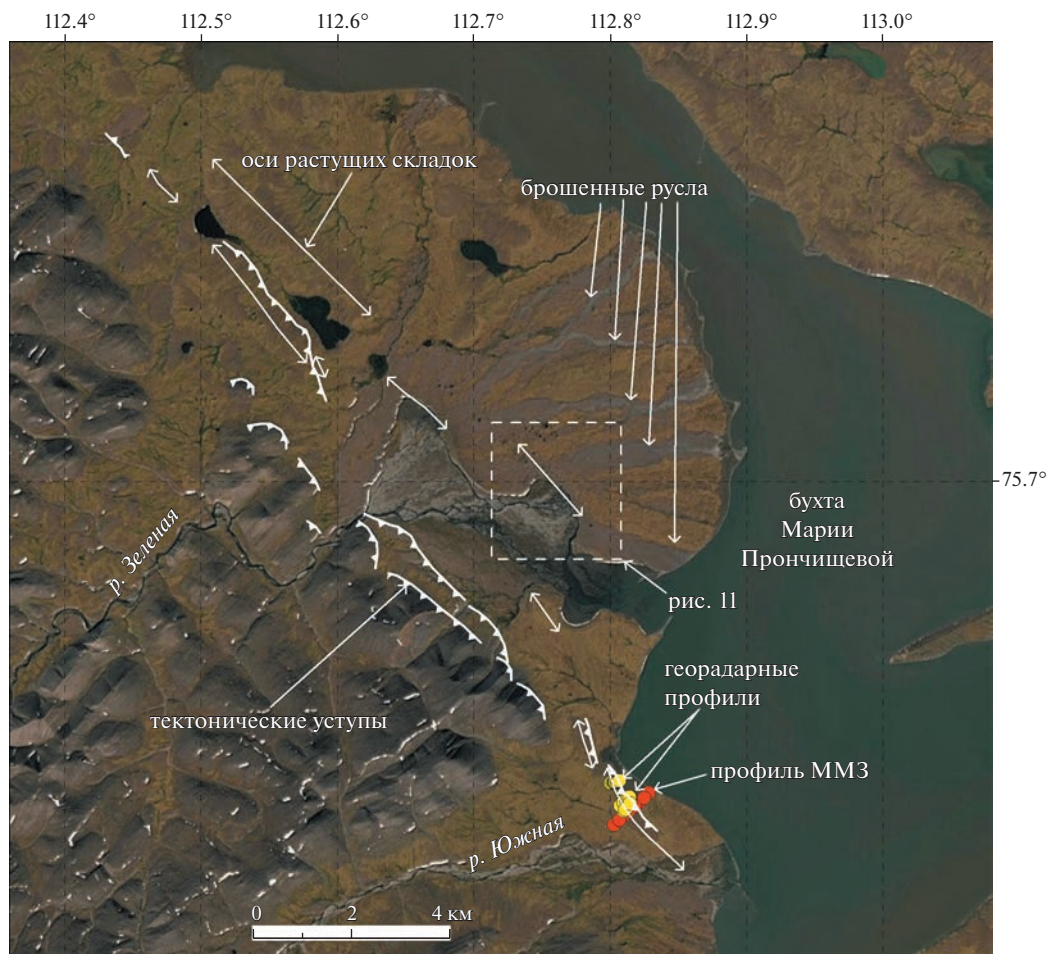


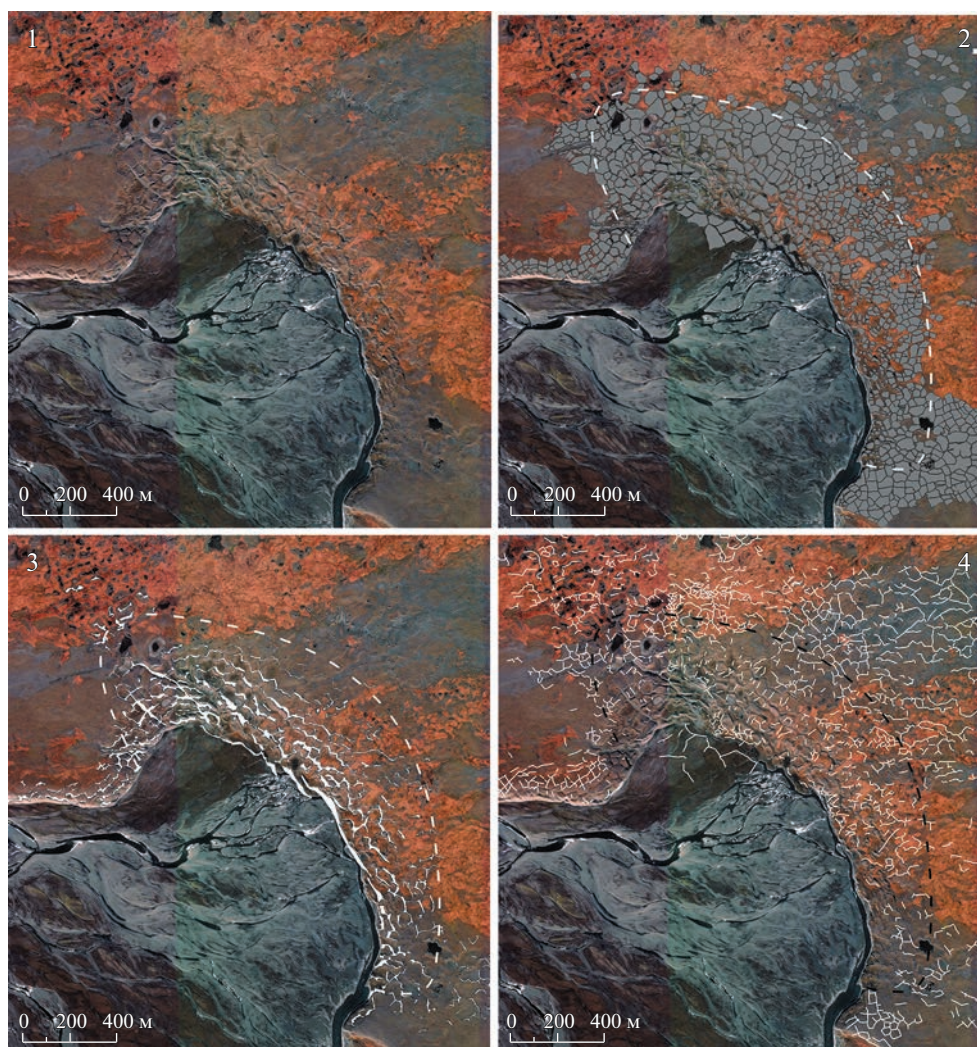
Рис. 10. Схема активных геологических структур района по дистанционным и полевым данным.

Они имеют овальную в плане форму и покрыты многочисленными трещинами, ограничивающими полигональные положительные микроформы рельефа (мерзлотные полигоны). Вероятнее всего, большинство из трещин представляет собой вытаявающие/растаявшие трещины, заполненные или некогда заполненные повторно-жильным льдом. В то же время трещины образуют два небольших ареала правильной овальной формы. Протяженность длинной оси ареалов — до 1.8 км; короткой — до 1 км. Ареалы четко оконтуривают локальные зоны активизации современных геологических процессов, вдоль которых происходят резкие перестройки течения реки.

Для юго-восточной локальной активизированной зоны по результатам дешифрирования составлены схемы трех основных морфологических элементов: открытых (без растительного покрова) трещин; закрытых (заросших) трещин, а также полигональных блоков между трещинами (рис. 11). Длина закрытых трещин достигает 150 м; ширина — до 2–3 м. Полигоны достигают первых десятков метров в поперечнике, представляя со-

бой сложные многоугольные фигуры, покрытые болотной растительностью.

Размеры открытых трещин и их концентрация распределены в пространстве крайне неравномерно. Они максимальны на участке, вытянутом вдоль осевой линии овальной области, заполненной широкими открытыми трещинами. Ориентировка наиболее широких трещин меняется, образуя две основные системы — овально-концентрическую и осевую. Вдоль осевой линии вытянута эшелонированная система открытых трещин шириной до 20 м. Длина наиболее ярко выраженного участка — не менее 500 м. К юго-востоку трещины оказались залиты рекой — здесь образовалась эшелонированная серия затонов общей длиной около 1 км. Суммарная длина эшелонированной системы трещин — не менее 1.6 км. Ориентировка эшелонированных трещин субширотная, тогда как общая ориентировка системы — северо-западная. Таким образом в плановом строении системы трещин отчетливо проявлен тектонический структурный рисунок, характерный для зон горизонтального сдвига [Sylvester, 1988].



**Рис. 11.** Элементы строения локальной активизированной зоны по дистанционным данным. Положение см. на рис. 10. Контуры активизированной зоны показаны штриховой линией: 1 – спутниковое изображение (получено посредством Esri ArcGIS Desktop); 2 – мерзлотные полигоны; 3 – открытые трещины; 4 – закрытые трещины.

В осевой зоне локального ареала также наблюдаются минимальные количество и размеры положительных полигональных микроформ рельефа, т.е. максимальное вытаивание повторно-жильных льдов. Полигоны в этой зоне обнаруживают максимальную стадию деградации и представляют собой изометричные бугры – байджарахи. Считается, что байджарахи являются остатками грунта, слагающего ядро мерзлотного полигона и ограниченного оттаявшими ледяными жилами, т.е. вытаивающими блоками [Романовский, 1993]. В данном случае максимум вытаивания межтрещинных блоков прямо связан с осью локальной активизированной структуры, имеющей признаки приразломной антиклинальной складки.

Большая протяженность (минимум 1.6 км) и признаки эшелонированного строения позволяют полагать, что эшелонированная система ши-

роких трещин имеет первично сейсмотектоническое происхождение, а полигональные трещины вторичны и наложались на резко подросшую складку, вдоль оси которой возник сдвиговый разрыв. Если это так, то в результате подрастания, эта и соседняя складки перегородили путь реке, которая была вынуждена изменить свое течение на  $70^{\circ}$ – $75^{\circ}$ . Выполнить полевые исследования здесь не удалось. Датировка события остается делом будущего. Исходя из хорошей сохранности деформаций можно предполагать, что событие произошло несколько сотен лет назад.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В целом, разрывы молодых отложений, выявленные по данным георадарного профилирования, изгиб долины ручья, расщепление террас на



своде изученной складчатой предгорной гряды, ее приразломное положение по данным ММЗ и другие геоморфологические признаки свидетельствуют о молодом тектоническом подрастании приразломной передовой гряды.

Передовая гряда обнаруживает и другие признаки молодой активизации. Заслуживает пристального внимания различная ориентировка, размеры и степень вытаивания полигональных форм микрорельефа в различных морфоструктурных обстановках района передовой гряды. Обычно, при заложении полигонов, ориентировка морозобойных трещин приспосабливается к первичным неровностям в очертаниях рельефа. Такие неровности становятся ограничивающими поверхностями при распределении напряжений в мерзлом грунте. В данном случае можно полагать, что упорядоченная структура полигональной сети в значительной мере отражает поле молодых тектонических напряжений. Уменьшение размеров полигонов по мере приближения к уступу и вдоль оси локальной складки, по всей видимости, отражает увеличение тектонической раздробленности. Разворот же преобладающей ориентировки полигонов вдоль уступа может быть связан со сменой ориентировки осей поля напряжений в различных локальных морфотектонических обстановках (основные из них — свод растущей складки и разные крылья приразломного уступа).

Обсуждаемые особенности заслуживают пристального внимания и проведения специальных исследований в связи с тем, что они могут быть диагностическим признаком резких, сейсмотектонических деформаций земной поверхности при сильных землетрясениях и отражать хронологию событий. Можно предположить, что в очаговых зонах сильных землетрясений аналогичное сходство обнаруживает хронология оттаивания-нарастания повторно-жильных льдов с режимом сейсмотектонических активизаций. В качестве примера можно привести разную степень вытаивания мерзлотных полигонов в районе предполагаемой локальной складки (рис. 11) в зависимости от морфотектонической обстановки.

В хорошо изученной Байкальской рифтовой зоне, давно известной сильными землетрясениями и также расположенной в зоне развития многолетнемерзлых пород, установлено, что развитие термокарста и термоэрозии может произойти в результате подземных толчков даже незначительной силы как при землетрясении, так и после него [Лапердин, Имаев, 2010]. В частности, в результате Муйского землетрясения 1957 г. с  $M = 7.6$  многолетнемерзлые грунты в Муйской впадине оказались разбиты в плане на многоугольные блоки-соты (полигоны) различной величины. Общая ширина зоны разрушения составила 500 м, длина 1000 м. Подобные формы рельефа сформиро-

вались после Мондинского землетрясения 04.04.1950 г. ( $M = 7$ ), а также в эпицентре Ханьиньского землетрясения 2 ноября 1958 г. ( $M = 5.5-6.5$ ,  $I = 8$  баллов).

В морфотектоническом отношении рассмотренные гряды на предгорной низменности, имеющие перечисленные характерные признаки, представляют собой передовые поднятия (форберги), отражающие тектоническую экспансию горной страны в сторону прилегающей равнины. Такой сценарий горообразования подробно описан Н.А. Флоренсовым [Флоренсов, 1978] под названием “гобийского” или “глыбово-сводового” механизма орогенеза, характерного для Центрально-Азиатского подвижного пояса. “Гобийский” сценарий заключается в экспансии гор за счет предгорных прогибов, втягивании их в поднятие и миграции прогибов в сторону от поднятий. Механизм структурообразования при этом заключается в сочетании горизонтальных и вертикальных перемещений горных цепей с надвиганием гор на впадины по краевым взбросо-надвигам, горизонтальными смещениями по сдвигам в осевой части хребтов, их сводовым изгибом и опусканием клиновидных блоков. Все эти разновидности деформаций возникли одновременно при катастрофическом Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г. с  $M_s = 8.1$  [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963]. Активные разрывно-складчатые структуры — передовые растущие складки (форберги) и надвиги в подножии горных хребтов — являются концентраторами современных тектонических напряжений и очагами сильных землетрясений.

В районе бухты Марии Прончищевой землетрясения зарегистрированы сетью стационарных сейсмологических станций. В отличие от большинства землетрясений Лаптевоморской рифтовой системы, которые характеризуются условиями растяжения и сбросовыми смещениями в очагах [Имаева и др., 2017; Seredkina, Melnikova, 2018], очаги Таймырских землетрясений 1990 и 2015 гг. в районе бухты Марии Прончищевой имеют взбросо-сдвиговые механизмы (см. рис. 1). Взбросо-надвиговый характер смещений с признаками сдвига вдоль изученного передового уступа и приразломной передовой гряды также свидетельствуют об условиях субгоризонтального северо-восточного тектонического сжатия в сочетании со сдвигом.

Таким образом, несмотря на сжатые сроки работ на исследуемой территории, представляется возможным отметить, что Таймырская сейсмотектоническая зона обнаруживает как пространственную, так и генетическую обособленность. Она имеет индивидуальную модель позднекайнозойской геодинамической эволюции и современного сейсмотектонического режима, резко отлич-

ную от прилегающей с востока Лаптевоморской рифтовой зоны. Структурная направленность современного сейсмотектонического режима Таймырской сейсмотектонической зоны проявляет сходство с условиями Центрально-Азиатского сейсмического пояса. Подобное сходство, вероятно, проявляется и в магнитудном уровне возникающих землетрясений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вдоль восточного подножия гор Бырранга нами выявлена и изучена широкая зона активных разрывно-складчатых деформаций, укладываемая в структурный ансамбль “складко-надвига”. В результате сжатых исследований нами не обнаружены хорошо изученные в других климатических условиях и ставшие классическими [Рогожин, 2012; McCalpin, 2009; Burbank, Anderson, 2012], прямые признаки сильных сейсмических сотрясений прошлого. Возможно, они будут выявлены при более обстоятельных исследованиях. И все же, использованный комплекс методов показал высокую эффективность в условиях Арктики и позволяет сделать некоторые выводы. Можно обоснованно полагать, что выявленная разрывно-складчатая структура демонстрирует тектонические деформации возрастом в первые сотни – тысячи лет и представляет собой потенциальный очаг сильных землетрясений. Общая кинематика смещений – взбросо-надвиговая с признаками сдвига. Четко выраженный структурный стиль молодых тектонических деформаций обнаруживает прямое сходство с хорошо изученными структурными аналогами Центрально-Азиатского сейсмического пояса. Оценка силы и вероятности возможного здесь землетрясения – дело будущих, более детальных исследований.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Научная программа выполнена в рамках работ по Государственному заданию ИФЗ РАН, георадарные исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 22-12-00083.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы считают своим долгом выразить глубокую признательность директору экспедиционного департамента Русского географического общества Сергею Анатольевичу Чечулину, научному руководителю экспедиции от Северного флота полковнику Сергею Борисовичу Чуркину, а также капитану ледокола “Илья Муромец” Виктору Александровичу Осипову и всей корабельной команде, выполнившей свою работу на самом высоком уровне.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антропоген Таймыра / Н.В. Кинд, Б.Н. Леонов (ред.). М.: Наука. 1982. 184 с.
- Авдюхина С.Ю., Антонов А.Н., Егоров И.В., Жостков Р.А., Лиходеев Д.В., Преснов Д.А., Шабалина А.С. Широкополосная сейсмическая станция для сейсморазведки на морском дне и в транзитной зоне на основе молекулярно-электронных датчиков. Сейсмические технологии, 2017. Материалы научно-практической конференции. ООО “Центр анализа сейсмических данных МГУ имени М.В. Ломоносова”. 2017. С. 64–67.
- Вакар В.А. Геологическое строение центральной части Восточного Таймыра. Труды НИИГА. Т. XXXIV. М.: изд-во Главсевморпути. 1952. 118 с.
- Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1996. 202 с.
- Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
- Воронин А.Я. Критерии идентификации строения и функциональных свойств почвенного профиля в георадиолокационных исследованиях с использованием георадара “ЛОЗА-В” // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2015. № 80. С. 106–128.
- Владов М.Л., Старовойтов А. В. Введение в георадиолокацию. Учебное пособие. М.: изд-во МГУ. 2004. 153 с.
- Геология СССР. Том XV. Красноярский край. Часть I. Геологическое описание / Ю.А. Кузнецов, Ю.В. Лучицкий (ред.). М.: Недра. 1961. 815 с.
- Гоби-Алтайское землетрясение / Флоренсов Н.А., Солоненко В.П. (ред.). М.: изд-во АН СССР. 1963. 391 с.
- Горбатилов А.В. Пат. РФ № 2271554. Бюллетень изобретений. 2006. № 7.
- Горбатилов А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Изучение возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. № 4. С. 96–112.
- Гусев Е.А. Неотектонические нарушения новейшего чехла в районе Енисейского залива Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 3(105). С. 5–14.
- Жостков Р.А., Преснов Д.А., Собисевич А.Л. Развитие метода микросейсмического зондирования // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия Науки о Земле. 2015. № 2(26). С. 11–19.
- Жостков Р.А. Совершенствование некоторых методов сейсморазведки с помощью данных о рассеянии волн Рэлея на рельефе // Изв. РАН. Серия физическая. 2018. Т. 82. № 11. С. 1555–1559.
- Жостков Р.А. Восстановление неоднородностей среды при микросейсмическом зондировании вдоль криволинейной поверхности // Акустический журн. 2019. Т. 65. № 5. С. 708–720.
- Зыков Д.С. Геоморфологические признаки проявления горизонтальной компоненты неотектонических движений вдоль границы Балтийского щита и Западно-Арктической платформы (Мурманская область) // Геоморфология. 2015. № 3. С. 27–38.



- Едемский Д.Е., Попов А.В., Прокопович И.В., Дегтерев А.В., Рыбин А.В. Опыт георадиолокационного зондирования почвенно-пирокластического чехла юго-восточной части о. Матуа (Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 4. Вып. 40. С. 69–81.
- Едемский Д.Е., Попов А.В., Прокопович И.В., Садыков Т.Р., Блохин Е.К., Каспари Д. Применение геофизических методов при обследовании периферии кургана Тунг-1 // Международный журн. прикладных и фундаментальных исследований. 2019. № 11. С. 40–48.
- Едемский Д.Е., Тумской В.Е., Овсяченко А.Н. Георадиолокационное зондирование отложений в пределах деградирующего полигонального микрорельефа в Арктике // Криосфера Земли. 2021. Т. XXV. № 5 С. 55–69.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: Геос. 2000. 227 с.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Овсяченко А.Н., Колодезников И.И. Неотектоника Хараулахского сектора прибрежно-шельфовой зоны моря Лаптевых // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 1014–1031.
- Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Мельникова В.И., Середкина А.И., Маккей К.Д., Ашурков С.В., Смекалин О.П., Овсяченко А.Н., Чипизубов А.В., Сясько А.А. Сейсмотектоника северо-восточного сектора Российской Арктики. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2017. 136 с.
- Лапердин В.К., Имаев В.С. Опасные геологические процессы в зоне Байкальского рифта и сопредельных территорий // Вопросы инженерной сейсмологии. 2010. Т. 37. № 1. С. 40–55.
- Николаева С.Б. Свидетельства сейсмических событий на побережье Мурмана в позднеледниковье и голоцене // Известия РГО. 2013. Т. 145. Вып. 4. С. 53–65.
- Никонов А.А., Зыков Д.С. О признаках мощных землетрясений в восточном секторе Мурманской зоны (Линия Карпинского). Тр. Ферсмановской научной сессии Геол. института КНЦ РАН. Вып. 14. 2017. С. 143–148.
- Нумалов А.С., Преснов Д.А., Жостков Р.А. Изучение ошибки измерений в методе микросейсмического зондирования // Ученые записки физического факультета Московского Университета. 2020. № 5. С. 2050801.
- Овсяченко А.Н., Собисевич А.Л., Ляменков М.В., Жостков Р.А. Новые данные о сильных землетрясениях в Арктической зоне Российской Федерации по результатам геолого-геофизических исследований на острове Белуха // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 60–64.
- Овсяченко А.Н., Едемский Д.Е., Жостков Р.А. Активная тектоника Восточной Арктики: новые данные геолого-геофизических исследований на мысе Фомы (запад острова Врангеля) // Геотектоника. 2022. № 3. С. 3–19. ООО “Компания ВНИИСМИ” [Электронный ресурс]. URL: <http://www.geo-radar.ru/> (дата обращения: 05.03.2021).
- Преснов Д.А., Жостков Р.А., Котов А.Н. Исследование связи амплитуды фонового сейсмического шума с параметрами среды (на примере грязевого вулкана Джау-Тепе). Сборник научных материалов двадцатой молодежной научной школы по геофизике. Пермь: ГИ УрО РАН. 2019. С. 157–161.
- Преснов Д.А. Программа для обработки данных по методике модифицированного микросейсмического зондирования. Свидетельство о регистрации прав на ПО № 2019665880 от 2 декабря 2019 г.
- Преснов Д.А., Жостков Р.А., Лиходеев Д.В., Белобородов Д.Е., Дударов З.И., Долов С.М. Новые данные о глубинном строении грязевого вулкана Джау-Тепе // Вулканология и сейсмология. 2020. № 3. С. 34–45.
- Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Тарноградский В.Д., Багаева А.А., Межубовский В.В., Трофимов В.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-49 – Хатангский залив. Объяснительная записка. СПб.: Карт. фабрика ВСЕГЕИ. 2013. 275 с.
- Проскурнин В.Ф., Багаева А.А., Шнейдер Г.В., Петрушков Б.С., Проскурнина М.А. Полуостров Таймыр. Тектоностратиграфический атлас Арктики / О.В. Петров, М. Смелор (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ. 2020. С. 105–108.
- Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра. 1971. 284 с.
- Рекант П.В., Гусев Е.А. Признаки новейших тектонических движений на Лаптевоморской континентальной окраине по данным сейсмоакустического профилирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2(82). С. 85–94.
- Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. М.: ИФЗ РАН. 2012. 340 с.
- Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: изд-во МГУ. 1993. 336 с.
- Сакс В.Н. К вопросу о молодых тектонических движениях на севере Сибири // Докл. АН СССР. 1945. Т. XL–VII. № 8. С. 596–599.
- Середкина А.И. Очаговые параметры землетрясений восточного сегмента Арктико-Азиатского сейсмического пояса. Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы шестой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ РАН. 2019. С. 240–244.
- Середкина А.И., Козьмин Б.М. Параметры Таймырско-го землетрясения 1990 г. // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 2. С. 214–217.
- Собисевич А.Л., Жостков Р.А. Об учете влияния рельефа в методе микросейсмического зондирования // Докл. РАН. 2018. Т. 481. № 4. С. 438–441.
- Собисевич А.Л., Преснов Д.А., Агафонов В.М., Собисевич Л.Е. Вмораживаемый автономный геоакустический буй нового поколения // Наука и технологические разработки. 2018. Т. 97. № 1. С. 25–34.
- Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 58–74.
- Суходровский В.Л., Гравис Г.Ф. Мерзлота и рельеф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Проблемы экзогенного рельефообразования. Книга I. М.: Наука, 1976. С. 189–263.
- Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В. Изучение и картирование активных разломов. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Т. 1. М.: ОИФЗ РАН. 1993. С. 196–206.
- Урванцев Н.Н. Таймырская складчатая зона // Бюлл. тех. информ. Норильск. 1949. № 3–4. С. 45–52.

Федоров Г.Б., Антонов О.М., Большаков Д.Ю. Особенности режима современных тектонических движений Центрального Таймыра // Известия РГО. 2001. Т. 133. Вып. 1. С. 76–81.

Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука. 1978. 283 с.

Цуканов А.А., Горбатилов А.В. Исследование влияния вклада объемных волн на результат применения метода микросейсмического зондирования // Акустический журнал. 2020. Т. 66. № 2. С. 198–205.

Яновская Т.Б. К теории метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2017. № 6. С. 18–23.

Burbank D.W., Anderson R.S. Tectonic geomorphology (2nd edition). Chichester, Wiley-Blackwell. 2012. 454 p.

Huang H., Agafonov V.M. Molecular electric transducers as motion sensors: A review // Sensors. 2013. V. 13. № 4. P. 4581–4597.

Kopeikin V.V., Edemsky D.E., Garbatsevich V.A., Popov A.V., Reznikov A.E., Schekotov A.Yu. Enhanced Power Ground

Penetrating Radars // Proc. 6th Internat. Conf. on GPR. Sendai, Japan. 1996. P. 152–154.

Kopeikin V.V., Morozov P.A., Edemskiy F.D., Edemskiy D.E., Pavlovskii B.R., Sungurov Yu.A. Experience of GPR application in oil-and-gas industry. Proceedings of the 14th International Conference on Ground Penetrating Radar, Shanghai, China. 2012. V. 3. P. 817–819.

McCalpin J.P. Paleoseismology. Elsevier. 2nd edition. 2009. 613 p.

Seredkina A.I., Melnikova V.I. New data on earthquake focal mechanisms in the Laptev Sea region of the Arctic-Asian seismic belt // J. Seismology. 2018. V. 22. № 5. P. 1211–1224.

Sobisevich L.E., Agafonov V.M., Presnov D.A., Gravirov V.V., Likhodeev D.V., Zhostkov R.A. The advanced prototype of the geohydroacoustic ice buoy // Sensors. 2020. V. 20(24). P. 7213.

Sylvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. P. 1666–1703.

## Active Tectonics of North-Eastern Taimyr (Byrranga Mountains) and Questions of Seismo-Tectonic Regionalization of the Russian Arctic

A. N. Ovsyuchenko<sup>a, \*</sup>, R. A. Zhostkov<sup>a</sup>, D. E. Edemskii<sup>b</sup>, A. L. Sobisevich<sup>a</sup>,  
A. I. Sysolin<sup>a</sup>, and D. A. Presnov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia

<sup>b</sup>Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, Troitsk, 108840 Russia

\*e-mail: ovs@ifz.ru

**Abstract**—In this paper, we present the first results of complex geological and geophysical studies of active tectonics in the northeast of Taimyr, carried out during the expedition of the Northern Fleet and the Russian Geographical Society in 2020. At the foot of the Byrranga Mountains, a wide zone of active fault-folded tectonic deformations was identified and studied. The general kinematics of displacements is reverse-thrust with signs of shear. The structural style of young tectonic deformations bears a direct resemblance to well-studied structural analogues of the Central Asian seismic belt. The Taimyr seismotectonic zone reveals both spatial and genetic isolation. It has an individual model of the Late Cenozoic geodynamic evolution and modern seismotectonic regime, which differs sharply from the Laptev Sea rift zone adjacent to the east. A complex of geological and geophysical methods has shown high efficiency of application in the Arctic to identify young fault-fold structures, which are potential sources of strong earthquakes.

**Keywords:** Taimyr, Byrranga mountains, active tectonics, morphotectonics, earthquake source, seismic hazard, microseismic sounding, ground penetrating radar

## ВАРИАЦИИ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ЗАПИСАННЫЕ В АРХЕОЛОГИЧЕСКОЙ КЕРАМИКЕ ПОЗДНЕГО БРОНЗОВОГО И РАННЕГО ЖЕЛЕЗНОГО ВЕКОВ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ

© 2023 г. О. В. Пилипенко<sup>1, \*</sup>, И. Е. Начасова<sup>1</sup>, Е. С. Азаров<sup>2, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Государственный исторический музей, г. Москва, Россия

\*E-mail: pilipenko@ifz.ru

\*\*E-mail: hazari4@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.01.2023 г.

После доработки 05.05.2023 г.

Принята к публикации 15.05.2023 г.

Проведены петромагнитные и археомагнитные исследования фрагментов керамики конца эпохи бронзы и начала железного века археологических памятников Гришинский исток III, Тюков городок и Шишкинское городище, расположенных в бассейне р. Оки, Рязанской обл. РФ. В общей сложности получено сорок три определения напряженности геомагнитного поля для временного интервала XV–IV вв. до н. э. Из них на образцах керамики Гришинский исток III было получено 10 определений, Тюков городок — 11 определений, Шишкинское городище — 22 определения. В исследуемом интервале времени имеют место повышенные значения напряженности геомагнитного поля 55–59 мкТл, что существенно выше среднего уровня напряженности поля для территории Русской равнины в IV–первой половине III тыс. до н. э. Полученные значения  $VADM$  для центра Русской равнины попадают в широкий интервал значений, полученный по расположенным в том же долготном секторе одновозрастным археологическим памятникам Грузии. Разброс данных может быть связан как с большой ошибкой определения возраста по  $^{14}C$ , сопоставимой по величине с протяженностью самого исследуемого временного интервала, так и с высокой скоростью изменения магнитного поля в этот интервал времени.

**Ключевые слова:** археомагнетизм, вариации палеонапряженности геомагнитного поля, эпоха бронзы, ранний железный век, “текстильная” керамика.

**DOI:** 10.31857/S0002333723060157, **EDN:** DSXCIY

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение термоостаточной намагниченности обожженной керамики археологических памятников позволяет получить абсолютные значения напряженности древнего геомагнитного поля, которые нельзя получить при исследовании других видов намагниченности. Археомагнитные исследования были выделены в отдельный раздел геофизики в связи с высокой точностью привязки объектов исследования к временной шкале [Бурлацкая, 1965]. К сожалению, распределение археомагнитных данных во времени и в пространстве неравномерно: большая часть определений напряженности геомагнитного поля относится к двум последним тысячелетиям [Начасова, 1998]. В связи с этим стоит актуальная задача пополнения археомагнитной базы данных информацией, полученной в результате изучения кера-

мического материала более ранних периодов времени.

Анализ совокупности археомагнитных данных о палеонапряженности геомагнитного поля, полученных на материалах археологических памятников Евразии для последних восьми тысяч лет, показал, что происходит плавное изменение напряженности поля, которое может быть аппроксимировано суперпозицией колебаний различных периодов от 500 до 8000 лет, характерной чертой которых является дрейф [Начасова, 1998]. Картину изменения напряженности геомагнитного поля можно представить как результат сложения нескольких колебаний, обладающих дрейфом разной направленности. Скорость дрейфа для всех колебаний можно принять равной  $\sim 0.2^\circ/\text{год}$ , что хорошо согласуется с прямыми измерениями скорости западного дрейфа  $\sim 0.18^\circ/\text{год}$

по результатам прямых геомагнитных наблюдений [Bullard et al., 1950]. Амплитуды различных колебаний меняются в зависимости от долготы. Это приводит к расхождениям в картинах изменения напряженности геомагнитного поля в регионах, относящихся к разным долготным секторам. В связи с этим прямое сопоставление полученных данных о напряженности геомагнитного поля имеет смысл, если территории, для которых получены данные, относятся к регионам, разница по долготе которых отличается на единицы градусов.

Наибольшее число данных о напряженности древнего геомагнитного поля в Евразии до нашей эры получено для районов, относящихся к широтному поясу  $40^{\circ}$ – $45^{\circ}$  с.ш. Несколько лет назад были начаты археомагнитные исследования керамического материала многослойных археологических памятников: Сахтыш I и Сахтыш II –  $56^{\circ}48'$  с.ш.,  $40^{\circ}33'$  в.д. [Начасова и др., 2018; 2022], Дмитровская слобода II –  $55^{\circ}34'$  с.ш.,  $42^{\circ}03'$  в.д. [Pilipenko et al., 2019] и Вёкса III –  $59^{\circ}17'$  с.ш.,  $40^{\circ}10'$  в.д. [Начасова и др., 2020]. Данная работа является частью исследования, цель которого получить информацию о напряженности геомагнитного поля в регионе европейской части России, расположенном севернее данного широтного пояса, на приблизительно одной долготе, на временном интервале от неолита до рубежа эр. Работа посвящена петромагнитным и археомагнитным исследованиям “текстильной” (или “сетчатой”) керамики позднего бронзового и раннего железного веков из археологических памятников Гришинский исток III, Тюков городок и Шишкинское городище, расположенных на территории бассейна р. Оки Рязанской обл. РФ.

## ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

“Сетчатая” керамика является наиболее распространенной категорией находок и типом древностей в археологических памятниках лесной полосы Восточной Европы позднего бронзового и раннего железного веков. Свое название она получила от специфической обработки внешней поверхности выбиванием или прокатыванием различных приспособлений (палка с намотанным шнуром, выхолощенная еловая шишка и др.), в результате которой такая рельефная поверхность напоминала сплошной сетчатый узор или же отпечатки текстильной ткани. Такие отпечатки могли наноситься как с декоративной целью, так и с технологической целью заглаживания поверхности от следов изготовления [Лопатина, 2009]. В раннем железном веке на территории Волго-Окского междуречья традиция нанесения “сетчатых” или “текстильных” отпечатков продолжает существовать в древностях дяковской и городец-

кой археологических культур. На керамике городецкой культуры в VI–V вв. до н.э. появляются и так называемые “рогожные” отпечатки в виде рельефных крупных квадратных отпечатков на поверхности, которые не встречались ранее.

Археологический памятник Гришинский исток III ( $54^{\circ}41'19''$  с.ш.,  $40^{\circ}57'33''$  в.д.) расположен примерно в 75 км на восток от г. Рязань, у с. Лакаш [Азаров, 2017]. Древнее поселение располагалось недалеко от места впадения р. Пры в р. Оку. Городище было обнаружено в ходе работ Окской археологической экспедиции Государственного исторического музея под руководством Б.А. Фоломеева в 1988 г. и исследовано в 1989 и 1990 гг. [Фоломеев, 1990; 1991]. Археологический памятник занимает небольшой участок гряды, протянувшейся с запада на восток в пойме левого берега р. Оки, у северной оконечности оз. Лакаш.

В ходе полевых исследований поселения Гришинский исток III был обнаружен археологический материал (фрагменты сосудов и орудия труда из камня), большая часть которого соотносится с памятниками с “текстильной” керамикой третьей четверти II тыс. до н. э. (рис. 2) [Азаров, 2017]. Петромагнитному и археомагнитному исследованиям была подвергнута коллекция керамики, состоящая из 30 фрагментов сосудов из культурного слоя, который представлял собой единый литологический слой, включающий разновременные археологические материалы II тыс. до н. э. (табл. 1). Фрагменты представляют собой обломки обожженных глиняных лепных сосудов, имеющие снаружи желтый и серо-желтый цвет. Середина фрагментов часто имеет темно-коричневый, почти черный цвет, что свидетельствует о неравномерности прокала при обжиге сосудов [Цетлин, 2012]. Практически вся керамика покрыта “сетчатыми” (“текстильными”) отпечатками, что и дает название керамике. По остаткам угля, обнаруженным в заполнении котлованов жилищ, в Геологическом институте РАН было проведено датирование по  $^{14}\text{C}$  и получена серия из пяти радиоуглеродных дат (ГИН 6529:  $3170 \pm 80$  BP, 1618–1257 CalBC (95.4%); ГИН 6530:  $3080 \pm 80$  BP, 1506–1116 CalBC (95.4%), ГИН 6530г-1:  $3090 \pm 40$  BP, 1441–1258 CalBC (95.4%), ГИН 6531:  $3060 \pm 40$  BP, 1421–1216 CalBC (95.4%), ГИН 6532:  $3160 \pm 50$  BP, 1519–1292 CalBC (95.4%) – здесь и далее калибровка выполнена в программе OxCal 4.4 [<https://c14.arch.ox.ac.uk/>]), согласно которой возраст поселения с “текстильной” керамикой относится к XV–XIII вв. до н. э. [Сулержицкий, Фоломеев, 1993].

Другим материалом исследования была керамика, найденная в культурных отложениях археологического памятника Тюков городок, расположенного примерно в 55 км на северо-северо-во-



**Таблица 1.** Список исследованных фрагментов керамики, отобранных в культурных слоях археологических памятников Гришинский исток III (ГИ), Тюков городок (ТГ), Шишкинское городище (ШГ). Под одним условным музейным номером может быть совокупность фрагментов керамики, найденной на определенном участке квадрата

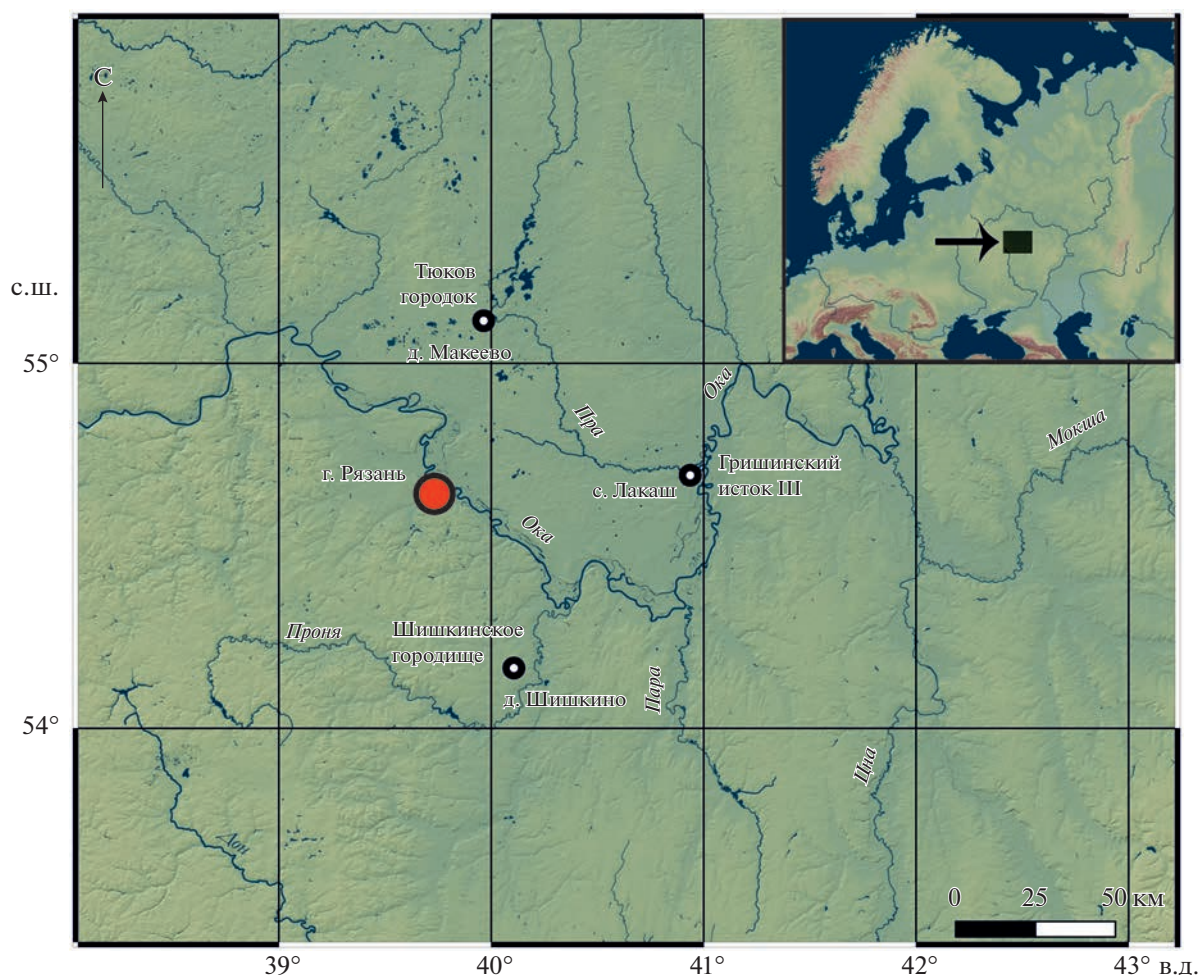
| № фрагмента керамики<br>(Условный музейный номер)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | Временной интервал<br>(возраст керамики)                  |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|
| ГИ1(40)<br>ГИ2 (45)<br>ГИ3 (51)<br>ГИ4 (53)<br>ГИ5 (57)<br>ГИ6 (59)<br>ГИ7 (62)<br>ГИ8 (70)<br>ГИ9 (71)<br>ГИ10 (76)<br>ГИ11 (86)<br>ГИ12 (88)<br>ГИ13 (89)<br>ГИ14 (87)<br>ГИ15 (92)<br>ГИ16 (93)<br>ГИ17 (96)<br>ГИ18 (113)<br>ГИ19 (118)<br>ГИ20 (122)<br>ГИ21 (151)<br>ГИ22 (152)<br>ГИ23 (156)<br>ГИ24 (157)<br>ГИ25 (146)<br>ГИ26 (148)<br>ГИ27 (149)<br>ГИ28 (161)<br>ГИ29 (162)<br>ГИ30 (169) | 1500—1200 лет до н. э.<br>(1350 ± 150 лет до н. э.)       |
| ТГ23(59), ТГ24(59)<br>ТГ28 (37)<br>ТГ1 (81)<br>ТГ2 (85)<br>ТГ3 (75)<br>ТГ6 (184), ТГ7 (184), ТГ29 (184), ТГ30(184)<br>ТГ18 (64)<br>ТГ19 (63), ТГ20 (63)<br>ТГ8 (90)<br>ТГ9(92), ТГ10 (92), ТГ11 (92)<br>ТГ13(100), ТГ14(100), ТГ15(100)<br>ТГ16(108), ТГ22(108)                                                                                                                                       | ТГ1:<br>1000—750 лет до н. э.<br>(875 ± 125 лет до н. э.) |

Таблица 1. Окончание

| № фрагмента керамики<br>(Условный музейный номер)                                                                                                                                               | Временной интервал<br>(возраст керамики)                  |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|
| ТГ21(61)<br>ТГ25(46)<br>ТГ26(44)<br>ТГ27(40)<br>ТГ4(181), ТГ5(181)                                                                                                                              | ТГII:<br>750–500 лет до н. э.<br>(625 ± 125 лет до н. э.) |
| ТГ12(99)<br>ТГ17(95)                                                                                                                                                                            | 1000–500 лет до н. э.<br>(750 ± 250 лет до н. э.)         |
| ШГ1(17)<br>ШГ2(18)<br>ШГ3(26)<br>ШГ4(27)<br>ШГ5(28)<br>ШГ6(33)<br>ШГ7(35)<br>ШГ8(43)<br>ШГ9(44)<br>ШГ10(45)<br>ШГ18(52)<br>ШГ19(58)<br>ШГ20(59)<br>ШГ24(66)<br>ШГ25(67)<br>ШГ29(80)<br>ШГ30(83) | ШГII:<br>500–300 лет до н.э.<br>(400 ± 100 лет до н.э.)   |
| ШГ11(22)<br>ШГ12(34)<br>ШГ13(36)<br>ШГ14(42), ШГ15(42)<br>ШГ16(49)<br>ШГ17(50)<br>ШГ21(65)<br>ШГ22(71)<br>ШГ23(77)<br>ШГ26(82)<br>ШГ27(84)<br>ШГ28(92)                                          | ШГI:<br>700–300 лет до н. э.<br>(500 ± 200 лет до н. э.)  |

сток от г. Рязань, у д. Макеево (55°6'57" с.ш., 39°58'33" в.д.), рис. 1. Древнее городище находилось на юго-восточном берегу оз. Лебединое, входящего в систему слабопроточных озер верховьев р. Пра. Городище, расположенное на озерной террасе, было открыто в 1928 г. О.Н. Бадером, исследовалось И.К. Цветковой в 1967 г., Т.Б. Попо-

вой в 1968 г., Б.А. Фоломеевым в 1970–1971 гг. и 1988 г. [Фоломеев, 1993]. Культурный слой был вскрыт на общей площади 600 кв.м. Исследования позволили определить, что в конце бронзового – начале раннего железного веков здесь появилось городище, которое относится к памятникам с “текстильной” керамикой как развитого (сред-

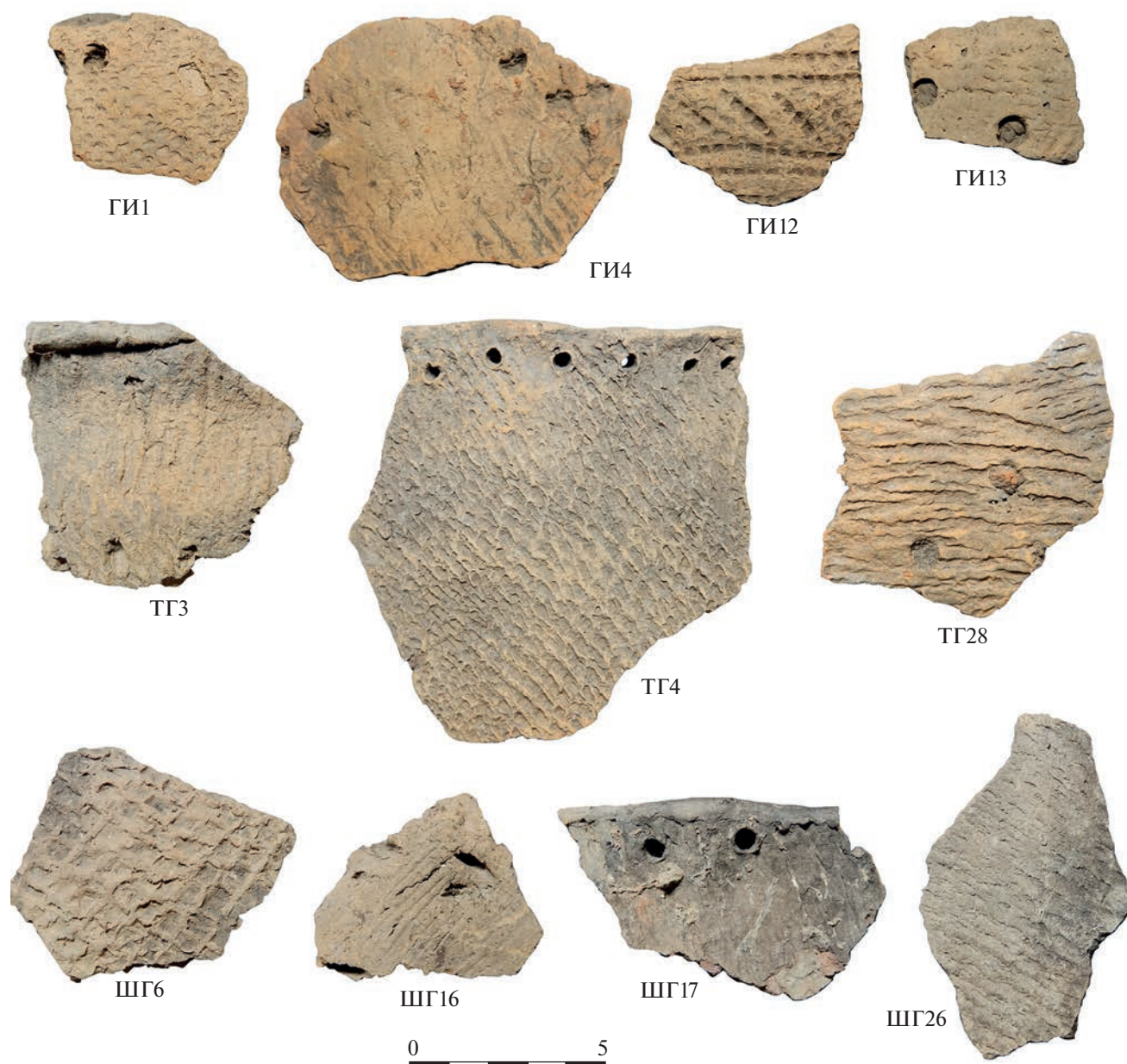


**Рис. 1.** Географическая карта с нанесенными на нее объектами исследования. На врезке показан исследуемый район на карте Европы.

него) периода ее существования на рубеже эпох, так и в более поздний период [Фоломеев, 1975; 1993]. Петромагнитному и археомагнитному исследованию была подвергнута коллекция, состоящая из 30 фрагментов “текстильной” керамики, найденной в культурном слое (табл. 1). Фрагменты представляют собою черепки обожженной глиняной посуды, покрытые “сетчатыми” отпечатками и имеющие снаружи желтовато-кирпичный цвет, а внутри темно-коричневый, почти черный цвет.

Время раннего периода существования городища рубежа эпох — начала раннего железного века определено радиоуглеродным методом в Геологическом институте РАН из подсыпки площадки городища (ГИН 5763:  $2700 \pm 40$  ВР, 922–800 CalBC (95.4%), ГИН 5766:  $2580 \pm 49$  ВР, 828–544 CalBC (95.4%)) как первая половина первого ты-

сячелетия до н.э. [Фоломеев, 1993]. По целому ряду совокупных данных (радиоуглеродного датирования органических материалов из слоев, вмещающих схожий тип керамики из других археологических памятников, хронологии других типов древностей из этого региона и изменений топографического расположения) можно предположить возраст фрагментов керамики: ТГ21, ТГ22, ТГ25, ТГ26, ТГ27 как, ~750–500 гг. до н. э. — группа ТГII. Аналогично, возраст фрагментов керамики: ТГ1, ТГ2, ТГ3, ТГ6, ТГ7, ТГ8, ТГ9, ТГ10, ТГ11, ТГ13, ТГ14, ТГ15, ТГ16, ТГ18, ТГ19, ТГ20, ТГ23, ТГ24, ТГ28, ТГ29, ТГ30 лежит в пределах, ~1000–750 гг. до н.э. — группа ТGI. Возраст фрагментов керамики ТГ4, ТГ5, ТГ12, ТГ17 определяется как ~1000–500 гг. до н. э. и включает обе группы.



**Рис. 2.** Внешний вид керамики археологических памятников Гришинский исток III (ГИ), Тюков городок (ТГ) и Шишкинское городище (ШГ).

Следующим объектом исследования в данной работе была керамика, найденная в насыпи вала Шишкинского городища, расположенного примерно в 55 км на юго—юго-восток от г. Рязань, у д. Шишкино (54°9'57" с.ш., 40°6'26" в.д.), рис. 1, [Фоломеев, 1993; 1994]. Городище находилось на правом берегу р. Итья, являющейся левым притоком р. Проня Окского бассейна. Памятник известен с 1928 г., обследовался в 1977 г. Б.А. Фоломеевым и позднее им же, в 1987 г., исследовался вал

и культурный слой городища. Насыпной вал высотой в 2.5 м расположен к востоку от площадки городища. В нижней части насыпи найдены фрагменты “сетчатой” керамики конца бронзового — начала раннего железного веков и керамики городецкой культуры раннего железного века. Фрагменты сосудов представляют собой обломки обожженных глиняных лепных сосудов, покрытые “сетчатыми” и “рогожными” отпечатками и имеющие снаружи серый, серо-желтый и желтый цвет.



Результаты радиоуглеродного датирования угля из насыпи вала и с площадки Шишкинского городища, а также известное время существования найденных там же наконечников стрел позволили автору раскопок, Б.А. Фоломееву, получить достаточно надежную основу для датирования городища. Время сооружения средней насыпи вала можно отнести к V–IV вв. до н. э. (образец угля из средней насыпи – ГИН 5769:  $2440 \pm 80$  BP, 775–397 CalBC (95.4%), образец угля из среднего слоя площадки городища – ГИН 5468:  $2360 \pm 60$  BP, 753–230 CalBC (95.4%)). Время сооружения верхней насыпи можно отнести к III–II вв. до н. э. (образец угля из верхней насыпи – ИГАН 1109:  $2129 \pm 77$  BP, 380 CalBC–21 CalAD (95.4%)). Возникновение нижней насыпи вала произошло до V в. до н. э., вероятнее всего в VI в. до н. э. или чуть ранее [Фоломеев, 1993; 1994]. Сказанное выше, а также совокупность иных данных (радиоуглеродное датирование органики из слоев, вмещающих схожие типы керамики из других археологических памятников, время появления керамики городищской культуры с “рогожными” отпечатками) позволяет предположить две условные группы керамики с разной степенью точности времени существования – V–IV вв. до н. э. (ШГИ) и VII–IV вв. до н. э. (ШГII) (табл. 1). Обе группы керамики встречаются во всех частях насыпи.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для проведения исследований керамического материала археологических памятников Гришинский исток III, Тюков городок и Шишкинское городище из фрагментов керамики были выпилены образцы, имеющие форму параллелепипеда с максимальной длиной ребра  $\sim 0.9$  см. Толщина фрагментов керамики из поселения Гришинский исток III, ранних условных групп Тюкова городка (ТГИ) и Шишкинского городища (ШГИ) составляет в среднем 6–8 мм; более поздних (ТГII и ШГII) – 4–7 мм. Из каждого фрагмента керамики было выпилено три-четыре образца.

Перед началом эксперимента по определению древнего геомагнитного поля ( $H_{др}$ ) были выполнены измерения естественной остаточной намагниченности ( $NRM$ ), магнитной восприимчивости и исследована анизотропия магнитной восприимчивости ( $AMS$ ). Измерения намагниченности образцов проводились на магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) в трех ортогональных положениях вращения образца, чувствительность прибора  $\sim 2.4 \times 10^{-6}$  А/м. Для измерения магнитной восприимчивости и анизотропии магнитной вос-

приимчивости использовался каппаметр Multi-Function Kappabridge MFK1-FA (AGICO, Чехия).

Эксперимент по определению напряженности древнего геомагнитного поля проводился по модифицированному методу двойных ступенчатых нагревов Телье–Коэ [Thellier, Thellier, 1959; Coe, 1967; Coe et al., 1978]. Образцы нагревались в немагнитной печи MMTD80 (Magnetic Measurements, Великобритания), остаточное магнитное поле в которой не более 10 нТл. В печи создавалось постоянное магнитное поле ( $H_{лаб} = 50$  мкТл). Циклы нагрев – охлаждение образцов в нулевом магнитном поле и циклы нагрев в нулевом магнитном поле – охлаждение в магнитном поле проводились на воздухе от 150 до 550°C с шагом 50°C. Положение образца в печи в процессе эксперимента не изменялось по отношению к лабораторному полю печи. По результатам измерений для каждого образца в программе SrtViewer (версия 1.10.5.1, автор Г.В. Жидков) строилась диаграмма Араи–Нагаты [Nagata et al., 1963] и диаграмма Зийдервельда (в координатах образца) [Zijderveld, 1967]. По диаграмме Араи–Нагаты определялся угловой коэффициент  $K$ , равный тангенсу угла наклона прямой, и рассчитывалась напряженность древнего геомагнитного поля по формуле  $H_{др} = K \times H_{лаб}$ . Расчет  $K$  проводился на прямолинейном участке диаграммы Араи–Нагаты в температурном интервале ( $T_1, T_2$ ) индивидуальном для каждого образца, где  $T_1$  – начальная и  $T_2$  – конечная температура расчетного интервала. Важно отметить, что для оценки палеонапряженности берутся температурные интервалы ( $T_1, T_2$ ) максимально близкие к температурному интервалу, в котором выделяется характеристическая компонента намагниченности на диаграммах Зийдервельда. Отсутствие магнито-минералогических изменений в ходе нагревов подтверждается наличием идущей в ноль диаграммы Зийдервельда характеристической компоненты  $NRM$ .

В работе анализ результатов проводился по программе SrtViewer, которая позволяет рассчитать значение  $H_{др}$ , среднеквадратичную ошибку  $\sigma$  среднего арифметического  $K$  и параметры оценки качества данных. Перечислим критерии отбора, которые использовались при анализе полученных результатов. Для оценки  $H_{др}$  на диаграммах Араи–Нагаты принимались в расчет только те образцы, для которых в температурном интервале ( $T_1, T_2$ ) выполнялись следующие требования:

1) число анализируемых точек  $N$  было не менее четырех;

2)  $Gap \rightarrow 1$ , где  $Gap$  – параметр, отражающий равномерность распределения анализируемых точек  $N$  на диаграмме Араи–Нагаты по оси  $NRM$

в температурном интервале ( $T_1$ ,  $T_2$ ) [Coe et al., 1978; Дробкина и др., 2011];

3) относительное изменение  $NRM$  составляет не менее 0.35 от ее полной величины — параметр  $f = (NRM_{T_2} - NRM_{T_1}) / NRM_{T_0}$  [Coe et al., 1978], где  $NRM_{T_1}$  — величина  $NRM$  при минимальной температуре интервала определения палеонапряженности;  $NRM_{T_2}$  — величина  $NRM$  при максимальной температуре интервала определения палеонапряженности;  $NRM_{T_0}$  — величина  $NRM$ , измеренная перед началом эксперимента;

4) интегральный параметр  $q$  (*quality*) оценки качества [Coe et al., 1978; Дробкина и др., 2011], объединяющий четыре параметра ( $Gap$ ,  $f$ ,  $\sigma$ ,  $K$ ) составлял  $q \geq 5$ ;

5) для того, чтобы контролировать возможные изменения в способности образца приобретать термоостаточную намагниченность  $TRM$ , проводилась процедура *pTRM check*, заключающаяся в проверочных нагревах до более низких температур после каждого второго температурного цикла [Prévot et al., 1985]. Таким образом, повторно создавалась и измерялась *pTRM* при температурах 200, 300, 400 и 500°C (*pTRM check-point*). Абсолютное значение максимального из отклонений *pTRM-check points* от их первоначальных значений в интервале ( $T_1$ ,  $T_2$ ), нормированное на длину фит-линии  $NRM-TRM$  в интервале ( $T_1$ ,  $T_2$ ) на диаграмме Араи—Нагаты, выраженное в процентах — параметр  $DRAT < 15\%$  [Selkin, Tauxe, 2000];

6) сумма отклонений *pTRM-check points* от их первоначальных значений в интервале ( $T_1$ ,  $T_2$ ) — кумулятивный параметр  $CDRAT < 16\%$  [Kissel, Laj, 2004];

7) на образцах коллекции были проведены повторные циклы нагрев и охлаждение без поля, так называемые, *pTRM tail-check* — проверки “хвоста” *pTRM*, на температурах 150, 250, 350, 450 и 550°C для исключения возможных изменений в составе носителей намагниченности при температурах ниже температуры блокирования [Riisager, Riisager, 2001; Paterson et al., 2014]. Образцы, у которых разница между двумя измерениями остатка  $NRM$  после нагревов до одной и той же температуры в нулевом поле превышала 10%, исключались из исследования. Расчет значений *pTRM tail-check* проводился в программе Microsoft Excel, поэтому точки *pTRM tail-check* не наносились на диаграмму Араи—Нагаты, построенную в программе SrtViewer. Надо заметить, что все исследованные образцы всегда удовлетворяли данному требованию.

После определения величины палеонапряженности на первом образце-дубле, фрагменты керамики, которые не удовлетворяли перечисленным выше критериям отбора, были исключе-

ны из эксперимента. У образцов, у которых точки на диаграмме Зийдервельда шли в начало координат, расчет величины древнего геомагнитного поля велся на прямолинейном участке диаграммы Араи—Нагаты, как правило, соответствовавшем температурному интервалу 150–500°C. Если диаграммы Зийдервельда демонстрировали двухкомпонентный состав и диаграмма Араи—Нагаты имела излом, то оценка поля проводилась на высокотемпературном интервале ~350–550°C.

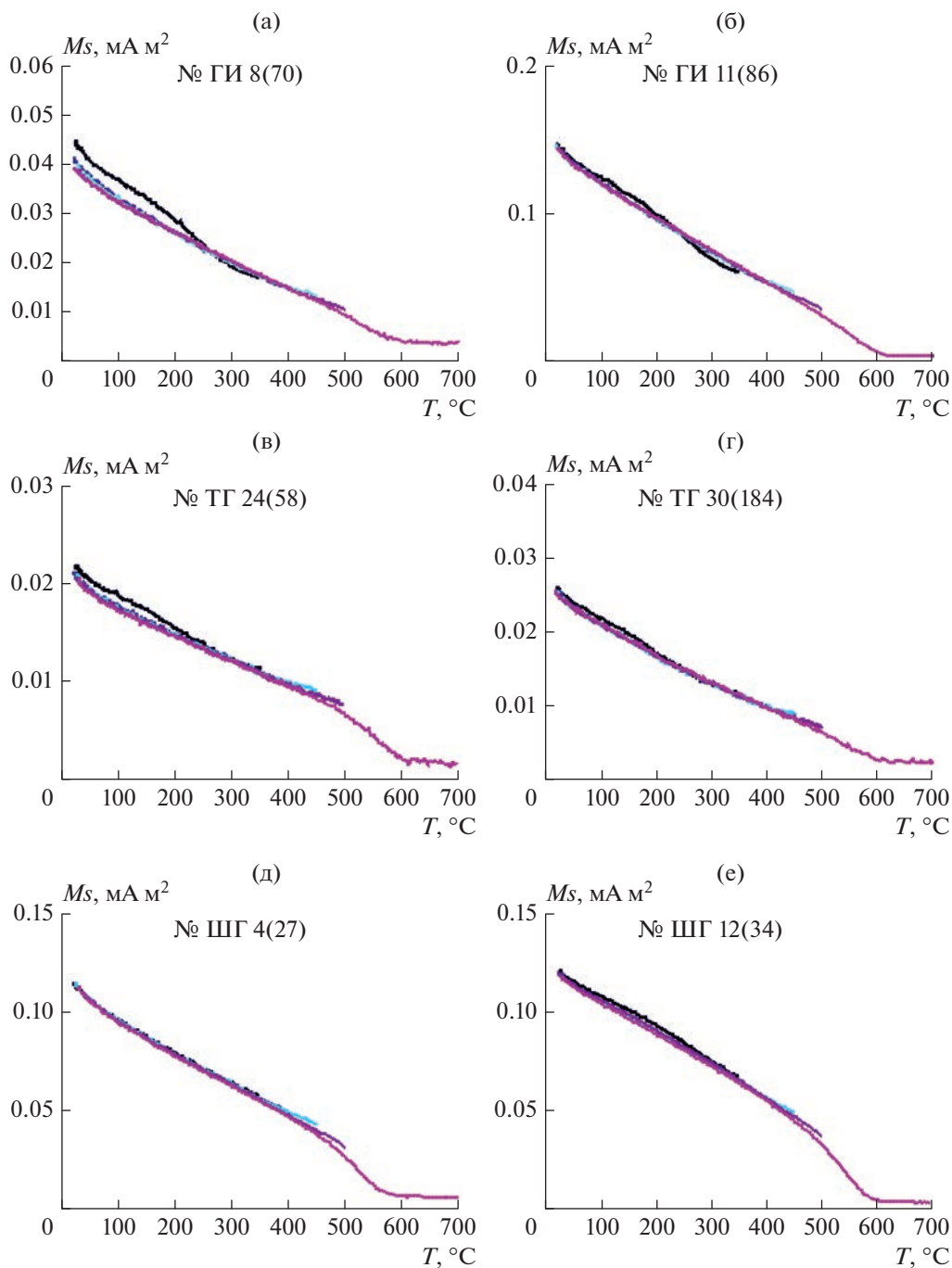
На втором образце-дубле, удовлетворяющем критериям отбора 1)–7), было проведено исследование состава ферритмагнитной фракции по зависимости магнитного момента насыщения от температуры  $M_s(T)$  и определение температур Кюри. Термомагнитный анализ (ТМА) был проведен в постоянном магнитном поле ~0.7 Тл на воздухе с помощью вибромагнитометра (ОРИОН, Россия). Образцы ступенчато нагревались до температур 350, 400, 450, 500, 700°C в постоянном магнитном поле; охлаждение до 30°C после каждого нагрева проводилось в нулевом магнитном поле.

Затем на маленьких образцах керамики (массой  $m \sim 7 \times 10^{-5}$  кг), которые удовлетворяли критериям отбора 1)–7), было определено доменное состояние зерен по величине отношений  $M_{rs}/M_s$  и  $H_{cr}/H_c$  [Day et al., 1977], где:  $M_s$  — магнитный момент насыщения;  $M_{rs}$  — остаточный магнитный момент насыщения;  $H_c$  — коэрцитивная сила;  $H_{cr}$  — остаточная коэрцитивная сила. Для образцов керамики были сняты кривые магнитного гистерезиса и обратного разрушающего поля на вибромагнитометре VSM MicroMag 3900 (Lake Shore Cryotronics, Inc., США). Гистерезисные параметры определены с коррекцией на величину парамагнитного вклада. Оценка доменного состояния проведена по зависимости  $M_{rs}/M_s$  от  $H_{cr}/H_c$  (диаграмма Дея).

Таким образом, в данной работе вначале сделали археомагнитные исследования на первых образцах-дублях. Затем на вторых образцах-дублях и кусочках фрагментов керамики, удовлетворяющих вышеперечисленным критериям отбора 1)–7), провели петромагнитные исследования. После термомагнитного анализа и определения доменной структуры магнетита на третьих образцах-дублях повторно провели археомагнитные исследования.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

У большинства образцов кривые  $M_s(T)$  первого и повторного нагревов совпадают полностью (рис. 3б, 3г, 3д, 3е). В других случаях, кривые повторного нагрева проходят несколько ниже, повто-

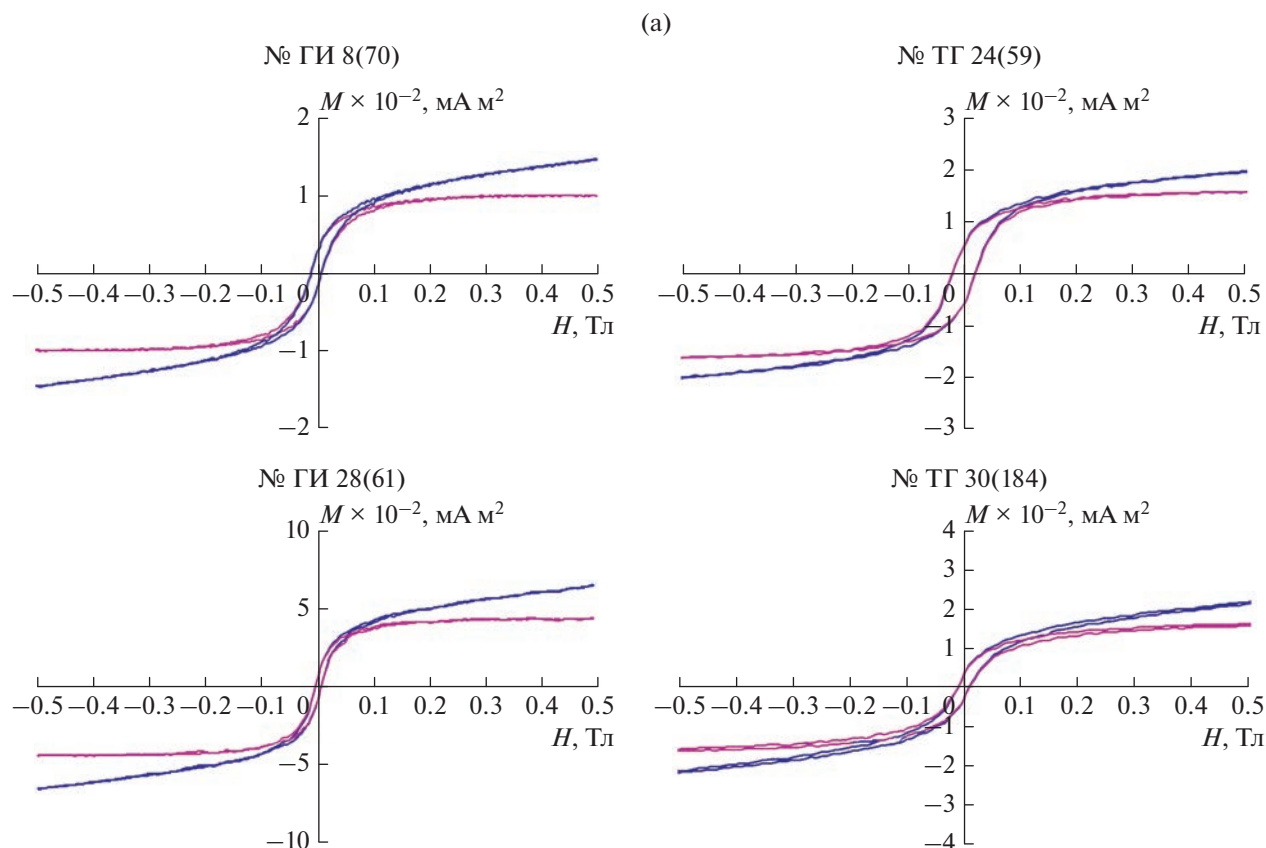


**Рис.3.** Примеры термомагнитного анализа по зависимости магнитного момента насыщения  $M_s$  от температуры  $T$ , выполненного на образцах керамики археологических памятников Гришинский исток III (ГИ), Тюков городок (ТГ) и Шишкинское городище (ШГ). Черный цвет соответствует нагреву до 350°C, голубой цвет — нагрев до 400°C, синий цвет — нагрев до 450°C, фиолетовый цвет — нагрев до 500°C, розовый цвет — нагрев до 700°C.

ря ход кривых предыдущих нагревов (рис. 3а, 3в). Кривые  $M_s(T)$  указывают на присутствие фазы с температурой Кюри  $\sim 580$ – $610^\circ\text{C}$ , характеризующей магнетит и/или маггемит. Небольшое падение величины магнитного момента после  $350^\circ\text{C}$  в

ходе повторных нагревов свидетельствует об образовании гематита в данных образцах фрагментов керамики.

Все образцы, удовлетворяющие критериям отбора 1)–7), достигают насыщения в магнитном



**Рис. 4.** (а) — Примеры кривых магнитного гистерезиса для образцов керамики археологических памятников Гришинский исток III и Тюков городок — синий цвет. Примеры кривых магнитного гистерезиса за вычетом парамагнитного вклада — фиолетовый цвет; (б) — примеры кривых магнитного гистерезиса для образцов керамики археологического памятника Шишкинское городище — синий цвет. Примеры кривых магнитного гистерезиса за вычетом парамагнитного вклада — фиолетовый цвет.

поле  $\sim 0.2$  Тл (рис. 4). Кривые магнитного гистерезиса характерны для низкокоэрцитивного ферромагнитного минерала. Судя по распределению отношений  $M_{rs}/M_s$ ,  $H_{cr}/H_c$  на диаграммах Дэй (рис. 5) для образцов керамики археологических памятников Гришинский исток III, Тюков Городок и Шишкинское городище размер магнитных зерен в основном попадает в псевдооднодоменную область ( $PSD$ ), за исключением единичных точек для каждого объекта исследования, которые попали в область, характерную для смеси псевдооднодоменных и многодоменных зерен ( $MD$ ) [Day et al., 1977].

Таким образом, проведенные петромагнитные исследования фрагментов керамики показали, что основным носителем термоостаточной намагниченности в образцах являются  $PSD$  зерна магнетита или устойчивые к нагревам зерна маггемита. Возможно, что маггемит образовался в

ходе нагрева образцов до  $350^\circ\text{C}$  в процессе термомагнитного анализа.

Величины магнитной восприимчивости керамики Гришинский исток III изменяются в диапазоне  $(0.17-7.27) \times 10^{-3}$  ед. СИ, Тюков городок —  $(0.03-10.15) \times 10^{-3}$  ед. СИ, Шишкинское городище —  $(1.46-6.33) \times 10^{-3}$  ед. СИ. Ряды данных  $NRM$  высокослабительно коррелируют с рядами данных магнитной восприимчивости образцов фрагментов керамики Гришинский исток III (коэффициент линейной корреляции  $r = 0.99$  для числа  $N = 8$  определений палеонапряженности) и Шишкинское городище ( $r = 0.72$  для  $N = 14$ ). Т.е. вероятность того, что у двух некоррелируемых рядов будут такие коэффициенты корреляции, меньше 1% [Тейлор, 1985]. Это говорит о том, что величина  $NRM$  определяется концентрацией одного единственного минерала - носителя намагниченности. В то же время,  $NRM$  и магнитная восприимчивость керамики Тюков городок коррелиру-



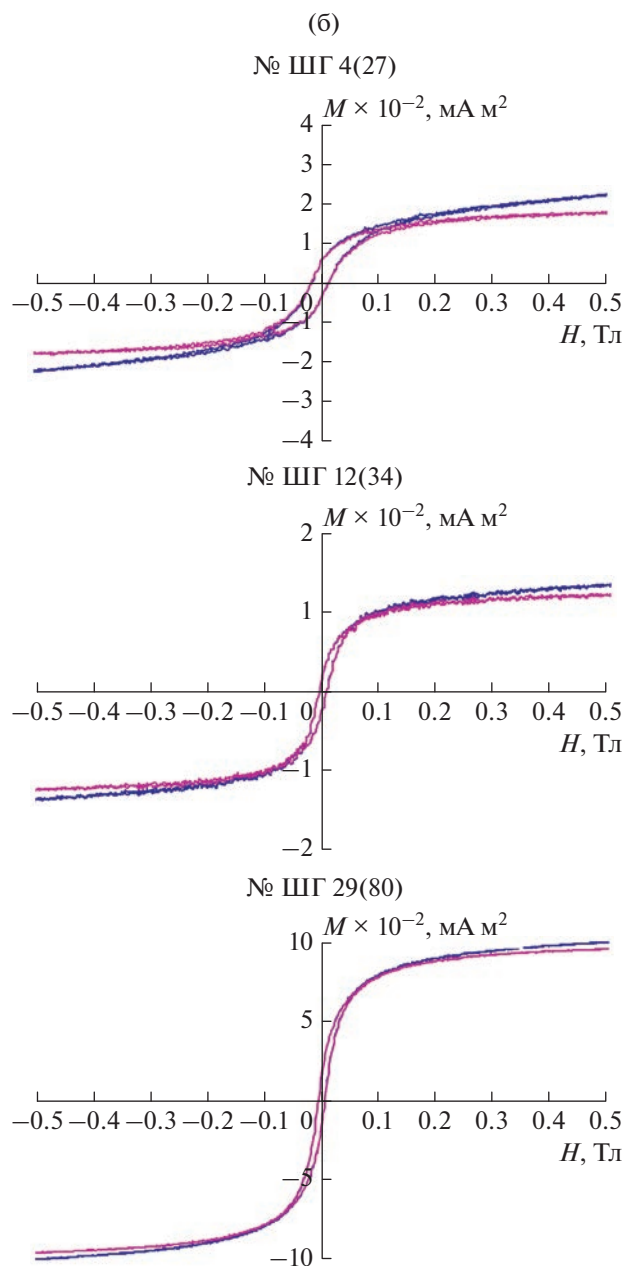


Рис. 4. Окончание

ют с невысоким коэффициентом линейной корреляции ( $r = 0.26$  для  $N = 8$ ), что может объясняться наличием в образцах нескольких минералов — носителей  $NRM$ , например, магнетита и маггемита.

Измерения анизотропии магнитной восприимчивости образцов керамики археологических памятников Гришинский исток III и Тюков городок показали невысокую степень  $AMS$ . Среднее значение степени анизотропии для керамики по-

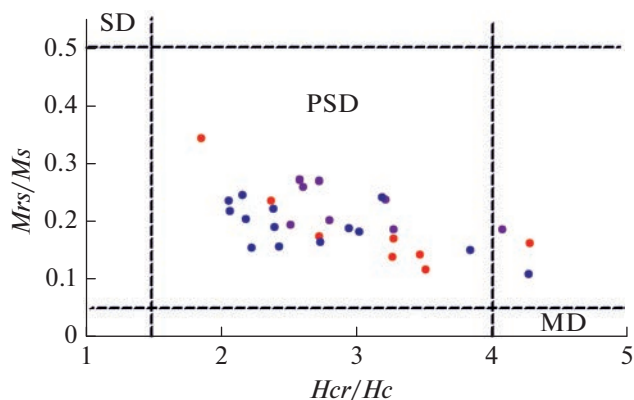


Рис. 5. Диаграмма Дэя для образцов керамики археологических памятников Гришинский исток III (фиолетовые символы), Тюков городок (красные символы) и Шишкинское городище (синие символы), по которым получены определения палеонапряженности, удовлетворяющие критериям отбора 1)–7).

селения Гришинский исток III составляет  $P'_{cp} = 1.056 \pm 0.006$ , а для керамики поселения Тюков

городок  $P'_{cp} = 1.040 \pm 0.004$ . Измерения анизотропии магнитной восприимчивости образцов керамики памятника Шишкинское городище показали на-

личие более высокой степени  $AMS$ :  $P'_{cp} = 1.136 \pm 0.011$ . Это говорит об имеющей место магнитной анизотропии, связанной с технологией изготовления керамики. Наличие выделенных направлений раскатывания глиняного “теста” на подготовительной стадии изготовления керамики привело к возникновению магнитной анизотропии. Уменьшение влияния магнитной анизотропии и, как следствие, влияния анизотропии  $TRM_{\text{лаб}}$ , достигается путем создания лабораторной  $TRM_{\text{лаб}}$  в направлении высокотемпературной компоненты  $NRM$  образца фрагмента керамики. В нашем случае образцы из тонкостенной керамики не удалось выкладывать в печи так, чтобы вектор характеристической компоненты  $NRM$  образцов был сонаправлен с вектором напряженности лабораторного магнитного поля при создании  $TRM_{\text{лаб}}$ . Возможно, именно это отразилось на низкотемпературной области диаграмм Арай–Нагаты, которые в интервале температур 150–200°C часто имели излом и отклонение от прямолинейного направления (рис. 6в, рис. 7в, рис. 8в, 8д).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ АРХЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

После проведения эксперимента по методике Телье–Кое и отбраковки образцов получено 43

определения напряженности древнего геомагнитного поля (табл. 2). Для образцов керамики Гришинский исток III было принято 10 определений, Тюков городок — 11 определений, Шишкинское городище — 22 определения. Полученные определения напряженности геомагнитного поля лежат в широком интервале ~38–69 мкТл.

Для того чтобы сравнивать полученные результаты с результатами археологических памятников, расположенных в других регионах, необходимо пересчитать полученные величины палеонапряженности магнитного поля на величину виртуального аксиального дипольного момента ( $VADM$ ) по формуле:

$$VADM = 4\pi R^3 H_{др} / \mu_0 (1 + 3 \sin^2 \varphi)^{1/2},$$

где  $R = 6.4 \times 10^6$  м — радиус Земли,  $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$  Гн/м — магнитная проницаемость вакуума,  $\varphi$  — географическая широта региона [Merrill et al., 1996]. Пересчет результатов данного исследования палеонапряженности магнитного поля в  $VADM$  и построение графика зависимости  $VADM$  от возраста с нанесением результатов, полученных по керамическому материалу археологических памятников, расположенных на близких широтах и практически на одной долготе: Сахтыш I (56°48' с.ш., 40°33' в.д., V—первая треть II тыс. до н.э.) и Сахтыш II (56°48' с.ш., 40°33' в.д., вторая половина III—первая треть II тыс. до н.э.) [Начасова и др., 2018; 2022], Дмитровская слобода II (55°34' с.ш., 42°03' в.д., середина II тыс. до н.э.) [Pilipenko et al., 2019], Вёкса III (59°17' с.ш., 40°10' в.д., V—III тыс. до н.э.) [Начасова и др., 2020], дают представление о вариациях  $VADM$  в V—I тыс. до н.э. в центре Русской равнины (рис. 9а). Как видно из рисунка, в изменении  $VADM$  от времени прослеживается закономерный характер. Начиная с V тыс. до н.э. в течение ~800 лет наблюдается рост величины  $VADM$  с достаточно низких значений ( $4.4 \times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup>) до высоких ( $9.32 \times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup>). Далее на временном интервале конец V—первая половина IV тыс. до н.э. имеет место падение величины  $VADM$ . Затем почти от III тыс. до н.э. до первой половины I тыс. до н.э. опять наблюдается рост величины  $VADM$  до  $8.8 \times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup>.

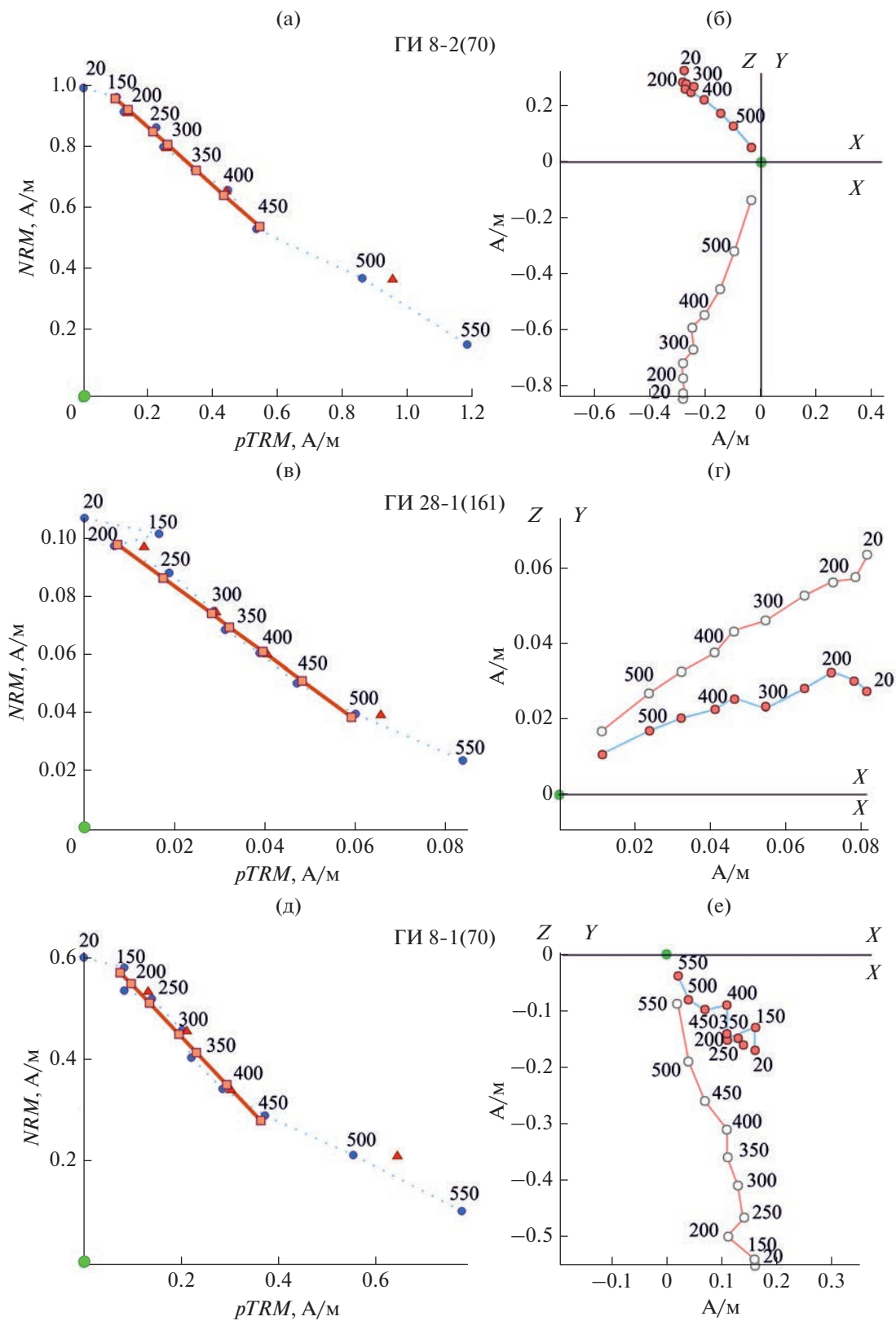
Расчет по программе для наиболее широко используемых глобальных моделей изменения  $VADM$ , например, “Continuous Archeomagnetic and Lake Sediment data for the past X kyrs”, (CALS10k.2) [Korte et al., 2011], работающей в приложении GEOMAGIA50. v3.2 [https://geomagia.gf-portsdam.de], представляет собой аппроксимацию на основе нами же полученных и опубликованных данных. Других данных об изменении магнитного поля в исследуемых долготном (38°–44° в.д.) и широтном (55°–60° с.ш.) секторах с конца II тыс. до рубежа эр нет, что отражает неравномерное пространственно-временное распределение архео-

магнитных и палеомагнитных данных, на основе которых строятся планетарные модели геомагнитного поля. Поэтому сравнить полученные нами данные с моделью не представляется возможным.

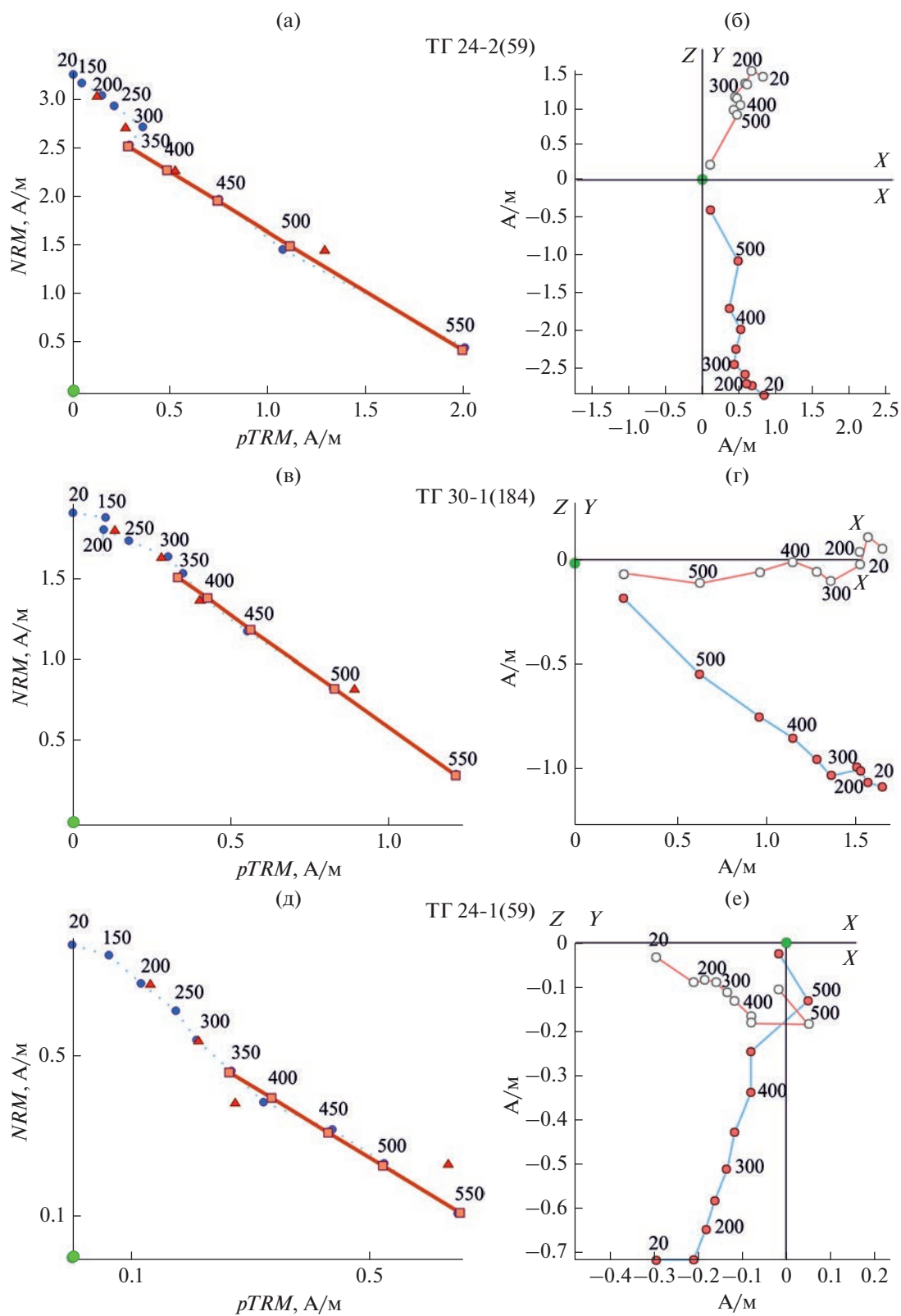
Археологические памятники Сахтыш I, Сахтыш II, Дмитровская слобода II, Вёкса III, Гришинский исток III, Тюков городок и Шишкинское городище лежат в долготном секторе 38°–47° в.д., в который попадают археологические памятники Грузии (средняя долгота ~44° в.д.). Грузия была первым районом проведения археомагнитных исследований российскими исследователями [Начасова, 1998]. На рис. 9б изображено изменение  $VADM$ , построенное по совокупности данных из GEOMAGIA50. v3.2, большая часть которых авторская [Начасова, Бураков, 1987; Бураков, Начасова, 1988]. При сравнении величин  $VADM$ , записанных в фрагментах керамики изученных нами археологических памятников Рязанской области с результатами, полученными по данным Грузии во временном интервале VII—VI вв. до н.э., обращает на себя внимание разброс данных  $VADM$  по величине. Наличие такого разброса может быть связано с двумя причинами.

Первая связана с быстрым изменением напряженности магнитного поля в исследуемый интервал времени [Начасова, 1998]. По археомагнитным данным для Грузии на интервал времени VIII—первая половина VII века до н.э. и на V в. до н.э., приходится пики напряженности геомагнитного поля. Временной интервал, которым датируются образцы, достаточно велик, и напряженность геомагнитного поля существенно изменяется за это время [Начасова, 1998].

Вторая причина связана с трудностью определения возраста керамики, найденной в этих археологических памятниках. В археологических исследованиях финал бронзового века (XI—VII вв. до н.э.) для многих территорий нередко называют “темными веками” из-за невыразительности и малой информативности материалов, что затрудняет их исследование и реконструирование культурно-исторической ситуации в это время. Этот период в цивилизационных центрах также связан с понятием “катастрофа бронзового века” [Клайн, 2018], отдельные последствия которой могли дойти и до севера Восточной Европы. Кроме того, в это же время наблюдается сильное похолодание при переходе от суббореального климатического периода к субатлантическому, получившее название “похолодание железного века”, которое закончилось лишь к III в. до н.э. [Клименко, 2004]. О возможной связи резких климатических колебаний (похолодание/потепление) с изменением напряженности

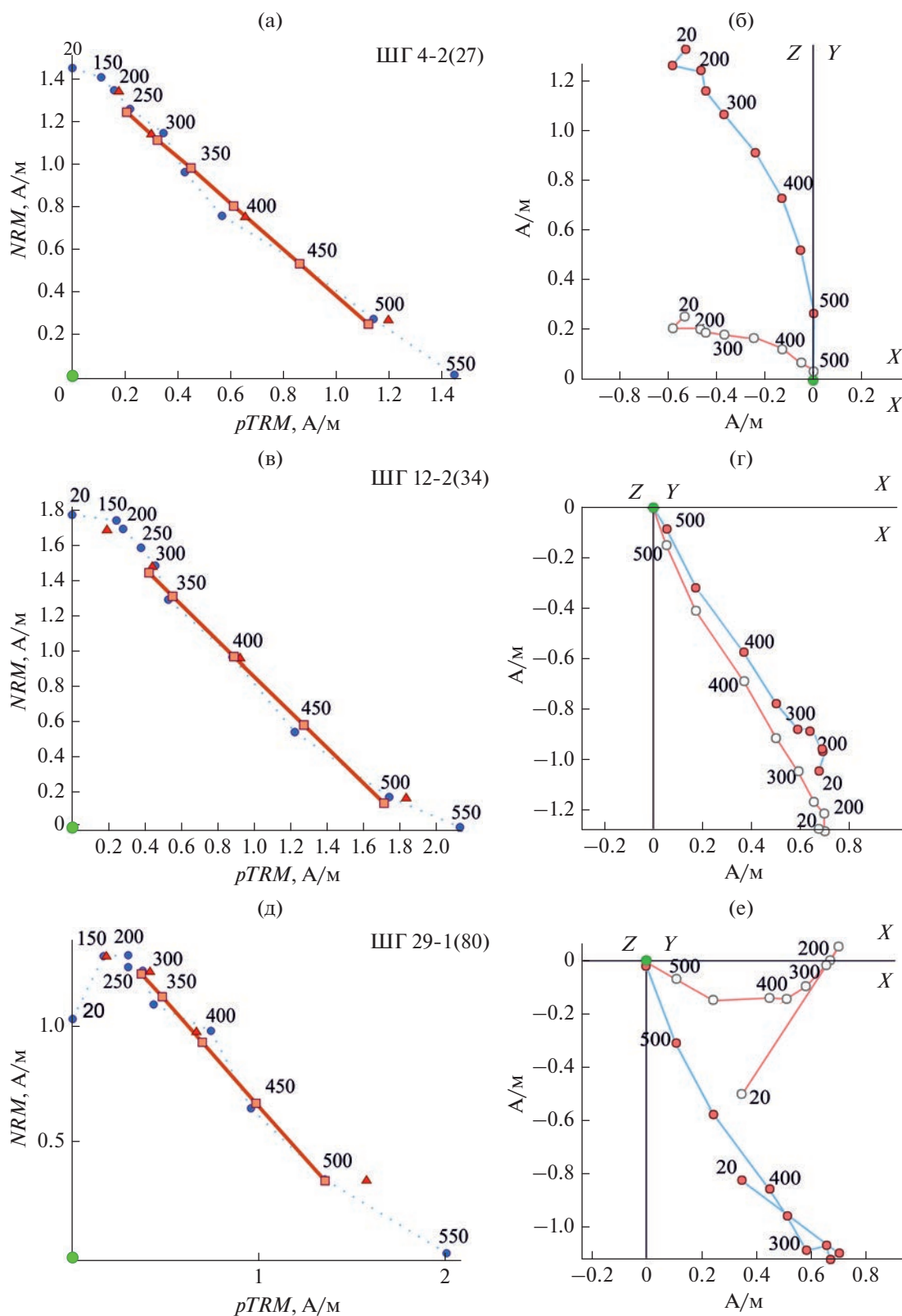


**Рис. 6.** Примеры диаграмм Арай–Нагаты – (а), (в) и диаграмм Зийдervельда – (б), (г) для фрагментов керамики, найденной в культурном слое археологического памятника Гришинский исток III, по которым получены определения величины магнитного поля и примеры диаграмм – (д), (е) для фрагментов керамики, не прошедших критерии отбора. Треугольниками обозначены  $pTRM$  check-point. Числа около символов обозначают температуры нагрева в °C.



**Рис. 7.** Примеры диаграмм Арай–Нагаты – (а), (в) и диаграмм Зийдervельда – (б), (г) для фрагментов керамики, найденной в культурных слоях археологического памятника Тюков городок, по которым получены определения величины магнитного поля и примеры диаграмм – (д), (е) для фрагментов керамики, не прошедших критерии отбора. Обозначения как на рис. 6.





**Рис. 8.** Примеры диаграмм Арай–Нагаты – (а), (в) и диаграмм Зийдервельда – (б), (г) для фрагментов керамики, найденной в культурных слоях археологического памятника Шишкинское городище, по которым получены определения величины магнитного поля и примеры диаграмм – (д), (е) для фрагментов керамики, не прошедших критерии отбора. Обозначения как на рис. 6.

**Таблица 2.** Значения напряженности  $H_{др}$  геомагнитного поля со среднеквадратичной ошибкой  $\sigma$ , определенные на фрагментах керамики, отобранных на археологических памятниках Гришинский исток III (ГИ), Тюков городок (ТГ) и Шишкинское городище (ШГ). Взвешенная средняя величина напряженности геомагнитного поля  $H_{др}$  со среднеквадратичной ошибкой  $\sigma$  выделена жирным шрифтом. Серым цветом выделены номера образцов, определения палеонапряженности и параметры, по которым данные определения были удалены из рассмотрения

| № фрагмента керамики<br>(музейный номер)     | $T_1-T_2, ^\circ\text{C}$                                             | $N$ | $Gap$ | $q$   | $f$  | $DRAT, \%$ | $CDRAT, \%$ | $H_{др} \pm \sigma,$<br>мкТл |
|----------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|-----|-------|-------|------|------------|-------------|------------------------------|
| ГИ 6-1 (59)                                  | 200–500                                                               | 7   | 0.81  | 4.89  | 0.55 | 5.22       | 5.55        | 57.8 ± 4.6                   |
| ГИ 6-2 (59)                                  | 200–500                                                               | 7   | 0.77  | 5.13  | 0.42 | 5.61       | 4.93        | 44.7 ± 3.2                   |
| ГИ 8-1 (70)                                  | 150–450                                                               | 7   | 0.81  | 4.42  | 0.45 | 11.95      | 18.30       | 50.3 ± 4.2                   |
| ГИ 8-2 (70)                                  | 150–450                                                               | 7   | 0.81  | 5.52  | 0.40 | 1.64       | 2.09        | 44.6 ± 2.9                   |
| ГИ 9-1(71)                                   | 350–550                                                               | 5   | 0.71  | 12.20 | 0.59 | 5.50       | 3.45        | 66.4 ± 2.3                   |
| ГИ 9-2(71)                                   | 350–550                                                               | 5   | 0.64  | 3.85  | 0.57 | 12.21      | 29.41       | 65.8 ± 6.3                   |
| ГИ 11-1(86)                                  | 200–550                                                               | 8   | 0.77  | 5.34  | 0.59 | 5.14       | 13.70       | 59.4 ± 5.1                   |
| ГИ 11-2(86)                                  | 200–550                                                               | 8   | 0.77  | 19.09 | 0.67 | 4.30       | 8.80        | 49.4 ± 3.0                   |
| ГИ 16-1(93)                                  | 300–550                                                               | 6   | 0.77  | 6.37  | 0.45 | 5.79       | 4.01        | 54.6 ± 1.2                   |
| ГИ 16-2(93)                                  | Разрушился в процессе измерений                                       |     |       |       |      |            |             |                              |
| ГИ 19-1(118)                                 | 200–550                                                               | 8   | 0.81  | 7.15  | 0.71 | 7.94       | 3.04        | 54.4 ± 4.4                   |
| ГИ 19-2(118)                                 | Разрушился в процессе измерений                                       |     |       |       |      |            |             |                              |
| ГИ 23-1(118)                                 | 200–450                                                               | 6   | 0.80  | 9.69  | 0.46 | 3.94       | 2.91        | 60.8 ± 1.9                   |
| ГИ 23-2(118)                                 | Разрушился в процессе измерений                                       |     |       |       |      |            |             |                              |
| ГИ 28-1(161)                                 | 200–500                                                               | 7   | 0.82  | 9.05  | 0.56 | 8.34       | 10.77       | 57.8 ± 2.9                   |
| ГИ28-2(161)                                  | 200–550                                                               | 8   | 0.82  | 6.48  | 0.68 | 4.35       | 6.77        | 51.2 ± 4.4                   |
| Гришинский исток III:1350 ± 150 лет до н. э. |                                                                       |     |       |       |      |            |             | 55.7 ± 2.6                   |
| ТГ1-1(81)                                    | 200–450                                                               | 6   | 0.80  | 11.27 | 0.60 | 7.05       | 13.22       | 54.6 ± 2.3                   |
| ТГ1-2(81)                                    | 200–450                                                               | 6   | 0.79  | 6.79  | 0.65 | 3.35       | 2.27        | 53.7 ± 4.1                   |
| ТГ8-1(90)                                    | 250–500                                                               | 6   | 0.75  | 9.38  | 0.46 | 4.25       | 8.09        | 66.2 ± 2.4                   |
| ТГ8-2(90)                                    | 250–500                                                               | 6   | 0.71  | 3.99  | 0.48 | 5.72       | 9.07        | 66.7 ± 5.5                   |
| ТГ14-1(87)                                   | 200–500                                                               | 7   | 0.79  | 4.08  | 0.50 | 14.41      | 8.50        | 39.53 ± 3.9                  |
| ТГ14-2(87)                                   | 200–500                                                               | 7   | 0.80  | 5.71  | 0.54 | 1.76       | 2.67        | 47.6 ± 3.6                   |
| ТГ20-1(63)                                   | 150–500                                                               | 8   | 0.85  | 16.27 | 0.76 | 4.64       | 5.31        | 47.4 ± 2.6                   |
| ТГ20-2(63)                                   | 150–500                                                               | 8   | 0.84  | 6.13  | 0.57 | 9.64       | 12.76       | 59.1 ± 4.6                   |
| ТГ24-1(59)                                   | Не выделяется характеристическая компонента на диаграмме Зийдервельда |     |       |       |      |            |             |                              |
| ТГ24-2(59)                                   | 350–550                                                               | 5   | 0.65  | 13.63 | 0.73 | 8.03       | 5.34        | 60.7 ± 2.1                   |
| ТГ30-1(184)                                  | 350–550                                                               | 5   | 0.68  | 12.59 | 0.62 | 4.52       | 6.64        | 69.4 ± 2.3                   |
| ТГ30-2(184)                                  | 250–550                                                               | 7   | 0.78  | 6.58  | 0.68 | 5.23       | 4.14        | 56.6 ± 4.6                   |
| Тюков городок, ТГ1: 875 ± 125 лет до н. э.   |                                                                       |     |       |       |      |            |             | 55.0 ± 3.3                   |
| ТГ21-1 (61)                                  | 150–400                                                               | 6   | 0.80  | 5.58  | 0.44 | 2.59       | 2.51        | 58.2 ± 3.7                   |
| ТГ21-2 (61)                                  | Не выделяется характеристическая компонента на диаграмме Зийдервельда |     |       |       |      |            |             |                              |
| ТГ27-1 (40)                                  | 150–500                                                               | 8   | 0.82  | 5.67  | 0.68 | 3.59       | 5.84        | 50.6 ± 5.0                   |
| ТГ27-2 (40)                                  | Не выделяется характеристическая компонента на диаграмме Зийдервельда |     |       |       |      |            |             |                              |
| Тюков городок, ТГ2: 625 ± 125 лет до н. э.   |                                                                       |     |       |       |      |            |             | 55.5 ± 3.9                   |
| ШГ12-1 (34)                                  | 200–500                                                               | 7   | 0.77  | 6.03  | 0.79 | 7.41       | 1.24        | 48.3 ± 4.8                   |
| ШГ12-2 (34)                                  | 300–500                                                               | 5   | 0.72  | 5.82  | 0.74 | 8.02       | 1.34        | 42.2 ± 3.9                   |
| ШГ13-1 (36)                                  | 150–500                                                               | 8   | 0.80  | 8.09  | 0.63 | 6.24       | 14.53       | 58.6 ± 3.7                   |
| ШГ13-2 (36)                                  | 150–500                                                               | 8   | 0.73  | 1.5   | 0.46 | 6.02       | 13.04       | 28.1 ± 6.5                   |
| ШГ14-1(42)                                   | 250–500                                                               | 6   | 0.76  | 6.65  | 0.62 | 3.17       | 7.29        | 63.6 ± 4.5                   |

Таблица 2. Окончание

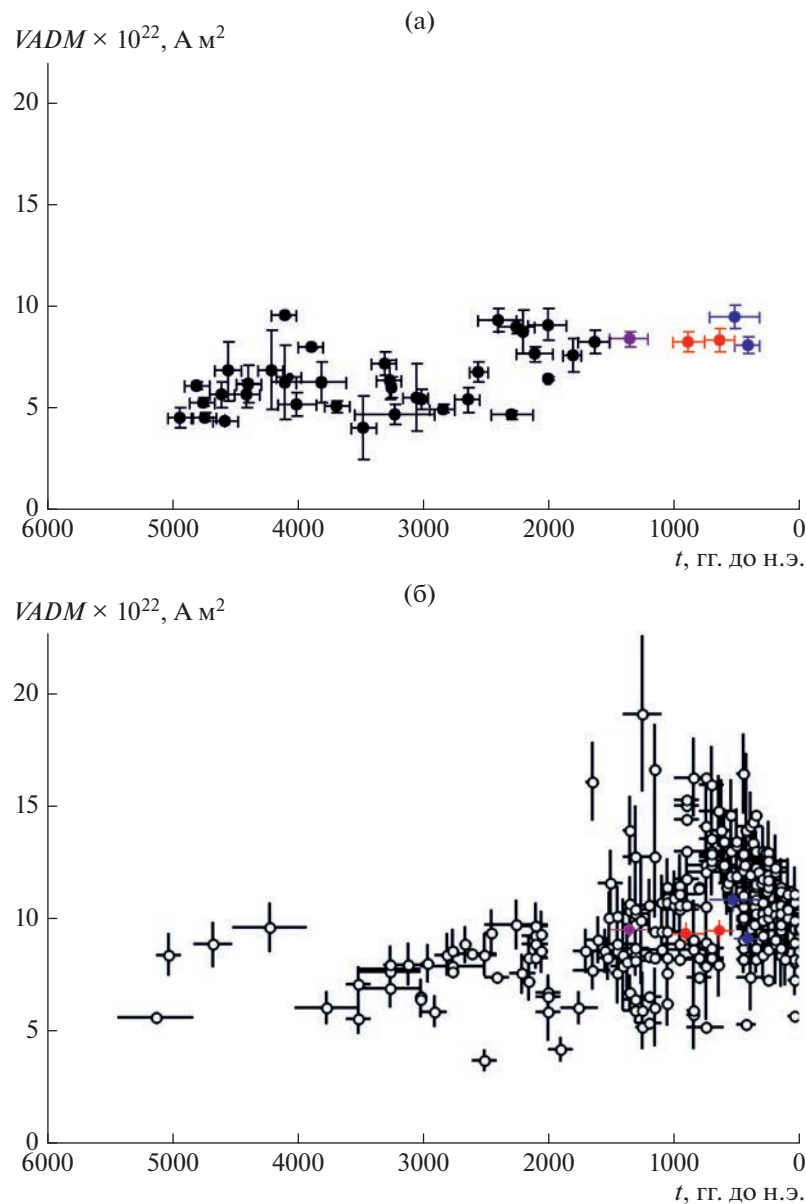
| № фрагмента керамики<br>(музейный номер)                | $T_1-T_2$ , °C                                                        | $N$ | $Gap$ | $q$   | $f$  | $DRAT$ , % | $CDRAT$ , % | $H_{др} \pm \sigma$ , мкТл       |
|---------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|-----|-------|-------|------|------------|-------------|----------------------------------|
| ШГ14-2(42)                                              | Разрушился в процессе измерений                                       |     |       |       |      |            |             |                                  |
| ШГ15-1(42)                                              | 200–500                                                               | 7   | 0.75  | 7.65  | 0.61 | 1.35       | 1.54        | $66.9 \pm 4.0$                   |
| ШГ15-2(42)                                              | 200–500                                                               | 7   | 0.76  | 6.76  | 0.64 | 2.94       | 2.95        | $64.7 \pm 4.6$                   |
| ШГ23-1(77)                                              | Не выделяется характеристическая компонента на диаграмме Зийдервельда |     |       |       |      |            |             |                                  |
| ШГ23-2(77)                                              | 150–450                                                               | 7   | 0.83  | 6.01  | 0.67 | 5.50       | 1.72        | $60.7 \pm 5.6$                   |
| <b>Шишкинское городище, ШГП: 500 ± 200 гг. до н. э.</b> |                                                                       |     |       |       |      |            |             | <b><math>63.1 \pm 3.7</math></b> |
| ШГ1-1 (17)                                              | 150–450                                                               | 7   | 0.82  | 5.93  | 0.72 | 9.58       | 2.22        | $52.4 \pm 5.2$                   |
| ШГ1-2 (17)                                              | Разрушился в процессе измерений                                       |     |       |       |      |            |             |                                  |
| ШГ4-1 (27)                                              | 250–500                                                               | 6   | 0.78  | 12.58 | 0.74 | 4.09       | 1.26        | $59.0 \pm 2.7$                   |
| ШГ4-2 (27)                                              | 250–500                                                               | 6   | 0.78  | 7.09  | 0.68 | 6.48       | 4.57        | $54.1 \pm 4.0$                   |
| ШГ6-1 (33)                                              | 150–500                                                               | 8   | 0.83  | 6.87  | 0.86 | 1.95       | 1.35        | $47.1 \pm 4.9$                   |
| ШГ6-2 (33)                                              | 150–500                                                               | 8   | 0.80  | 8.93  | 0.80 | 6.34       | 10.06       | $44.9 \pm 3.2$                   |
| ШГ7-1(35)                                               | Не выделяется характеристическая компонента на диаграмме Зийдервельда |     |       |       |      |            |             |                                  |
| ШГ7-2(35)                                               | 150–450                                                               | 7   | 0.81  | 6.90  | 0.62 | 4.07       | 9.71        | $54.7 \pm 4.0$                   |
| ШГ8-1 (43)                                              | 200–500                                                               | 7   | 0.79  | 8.09  | 0.79 | 5.06       | 4.93        | $56.8 \pm 4.4$                   |
| ШГ8-2(43)                                               | 200–500                                                               | 7   | 0.77  | 6.46  | 0.75 | 12.25      | 9.89        | $54.1 \pm 4.8$                   |
| ШГ19-1(58)                                              | 150–500                                                               | 8   | 0.79  | 8.80  | 0.80 | 4.48       | 4.63        | $61.8 \pm 4.4$                   |
| ШГ19-2(58)                                              | 150–500                                                               | 8   | 0.80  | 20.30 | 0.77 | 1.34       | 1.04        | $64.3 \pm 2.0$                   |
| ШГ24-1(66)                                              | 300–500                                                               | 5   | 0.73  | 12.28 | 0.68 | 1.26       | 1.75        | $67.3 \pm 2.7$                   |
| ШГ24-2(66)                                              | 300–500                                                               | 5   | 0.73  | 5.11  | 0.68 | 3.08       | 1.47        | $57.2 \pm 5.6$                   |
| ШГ29-1(80)                                              | 300–500                                                               | 5   | 0.71  | 4.04  | 0.57 | 8.65       | 11.67       | $45.5 \pm 4.5$                   |
| ШГ29-2(80)                                              | 300–500                                                               | 5   | 0.72  | 8.11  | 0.59 | 9.16       | 0.35        | $38.4 \pm 2.0$                   |
| ШГ30-1(83)                                              | 150–450                                                               | 7   | 0.76  | 6.88  | 0.72 | 9.21       | 1.94        | $55.3 \pm 4.4$                   |
| ШГ30-2(83)                                              | 150–450                                                               | 7   | 0.76  | 5.41  | 0.64 | 10.24      | 8.93        | $57.0 \pm 5.1$                   |
| <b>Шишкинское городище, ШГП: 400 ± 100 гг. до н. э.</b> |                                                                       |     |       |       |      |            |             | <b><math>53.8 \pm 2.8</math></b> |

магнитного поля (повышение/понижение) также упоминается в литературе [Gallet et al., 2005; 2006].

Столь крупные социальные и климатические факторы, приведшие, по сути, к смене исторических эпох, значительным образом влияли на жизнь древних сообществ, что могло выразиться в выработке новых систем жизнеобеспечения, смене материальных культур и иных форм адаптации, деградации этих культур, миграции нового населения со своей культурой и т.д. Переход от бронзового века к железнному, за некоторыми исключениями, довольно трудно фиксируется в археологических памятниках и имеет неточную и размытую датировку. Кроме того, датирование по  $^{14}\text{C}$  в период VIII–V вв. до н. э. также характеризуется большой ошибкой определения возраста, сопоставимой по величине с протяженностью самого исследуемого временного интервала. В на-

учной литературе это явление имеет название “гальштатское плато” [Van der Plicht, 2004].

Различие в технологии изготовления керамики археологического памятника Шишкинское городище на подготовительной стадии обработки сырья (глина, ил и др.) и составления формовочной массы привело к возникновению магнитной анизотропии, и, как следствие, к возникновению  $AMS$  ( $P' = 1.136 \pm 0.011$ ) и анизотропии  $TRM$ . В процессе изготовления керамики глина могла быть в абсолютно разном состоянии: от твердого до жидкого и обратно [Цетлин, 2012]. Неправильная форма керамических образцов не дала возможность учесть анизотропию  $TRM$ , что могло привести к занижению величины напряженности магнитного поля, а, следовательно, и  $VADM$ , определенного по этим образцам.



**Рис. 9.** (а) — Взвешенные средние величины виртуального аксиального дипольного момента  $VADM$  со среднеквадратичной ошибкой и ошибкой определения возраста. Результаты данного исследования керамики археологических памятников поздней эпохи бронзы и раннего железного века: Гришинский исток III — фиолетовый цвет, Тюков городок — красный цвет, Шишкинское городище — синий цвет. Результаты исследований керамики неолита памятника Сахтыш I [Начасова и др., 2018], Вёкса III [Начасова и др., 2020], керамики эпохи бронзы памятников Сахтыш I и Сахтыш II [Начасова и др., 2022] и Дмитровская слобода II [Pilipenko et al., 2019] — черные кружки; (б) — величины виртуального аксиального дипольного момента  $VADM$ , полученные для археологических памятников Грузии по базе данных GEOMAGIA50. v3.2 [https://geomagia.gf-potsdam.de] — белый цвет и результаты данного исследования: Гришинский исток III — фиолетовый цвет, Тюков городок — красный цвет, Шишкинское городище — синий цвет.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате археомагнитных исследований керамики из культурных отложений археологических археологических памятников Гришинский исток III, Тюков городок и Шишкинское городи-

ще Рязанской области РФ получены данные об изменении напряженности геомагнитного поля в поздний период бронзового и раннего железного веков для центра Русской равнины. Накопление культурных отложений происходило во временном интервале 1500–300 лет до н. э. Напряжен-



ность геомагнитного поля изменялась в пределах от ~53 до ~63 мкТл. Объединение этих данных с данными о напряженности поля в неолите и в эпоху бронзы, полученными ранее по керамическому материалу археологических памятников Сахтыш I и Сахтыш II [Начасова и др., 2018; 2022], Вёкса III [Начасова и др., 2020], Дмитровская слобода II [Pilipenko et al., 2019], позволило получить картину изменения магнитного поля в центре Русской равнины.

Полученные значения  $VADM$  для центра Русской равнины в XV–IV вв. до н.э. попадают в широкий интервал данных, полученный по расположенным в том же долготном секторе археологическим памятникам Грузии. Разброс данных может быть связан как с ошибкой определения возраста по  $^{14}C$ , сопоставимой по величине с протяженностью самого исследуемого временного интервала, так и с высокой скоростью изменения магнитного поля в этот интервал времени.

Неучет анизотропии  $TRM$  образцов мог привести к занижению величины  $H_{др}$ , что, однако, не повлияло на тенденцию роста величины  $H_{др}$ , наблюдаемого в конце II–второй половине I тыс. до н.э. Средний уровень напряженности геомагнитного поля (~58 мкТл) существенно выше среднего уровня напряженности поля в IV–первой половине III тыс. до н.э. (~40 мкТл), который был получен в результате проведения археомагнитных исследований керамики неолитических отложений многослойных археологических памятников Сахтыш I и Вёкса III.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Палеомагнитные и петромагнитные исследования выполнены в Центре коллективного пользования “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” ИФЗ РАН [Веселовский и др., 2022] при финансовой поддержке Гос. задания № FMWU-2022-0005 ИФЗ РАН и гранта РФФИ № 19-55-18006.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азаров Е.С. К планиграфии поселений культуры “текстильной” керамики позднего бронзового века Почья. Жилые постройки // Археология евразийских степей. Эпоха бронзы и ранний железный век. Материалы III международной научной конференции “Ананьинский мир: культурное пространство, связи, традиции и новации”. Издательский дом “Казанская недвижимость”. 2017. № 3. С. 63–79.

Бураков К.С., Начасова И.Е. Изменение интенсивности геомагнитного поля на территории Грузии в V–III тысячелетиях до н.э. // Геомагнетизм и аэрономия. 1988. № 6. С. 1033–1035.

Бурлацкая С.П. Археомагнетизм. Исследование магнитного поля Земли в прошлые эпохи. М.: Наука. 1965. 127 с.

Веселовский Р.В., Дубиня Н.В., Пономарев А.В. и др. Центр коллективного пользования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. 0579.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579>

Драбкина Е.А., Попов В.В., Сергиенко Е.С., Смирнова Р.В. Исследование возможности определения палеонапряженности методом Телье по импактным породам // Вопросы геофизики. Вып. 44. 2011. С. 155–164.

Клайн Э.Х. 1177 год до н.э. М.: изд-во АСТ. 2018. 320 с.

Клименко В.В. Холодный климат ранней субатлантической эпохи в Северном полушарии. М.: изд-во МЭИ. 2004. 144 с.

Лопатина О.А. Опыт технологического изучения “текстильных” отпечатков. У истоков археологии Волго-Камья (к 150-летию открытия Ананьинского могильника). Археология Евразийских степей. Вып. 8. Елабуга: ИИ АН РТ, ИА РАН, ЕГМЗ. 2009. С. 204–213.

Начасова И.Е. Характеристики вариаций напряженности геомагнитного поля по археомагнитным данным. Автореферат дис. докт. физ.-мат. наук. ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН. 1998. 65 с.

Начасова И.Е., Бураков К.С. Изменение напряженности геомагнитного поля во втором тысячелетии до нашей эры на территории Грузии // Геомагнетизм и аэрономия. 1987. № 5. С. 869–872.

Начасова И.Е., Пилипенко О.В., Марков Г.П., Грибов С.К., Цетлин Ю.Б. Напряженность геомагнитного поля в неолите в центре Русской равнины // Геомагнетизм и аэрономия. 2018. № 3. С. 451–468.

Начасова И.Е., Пилипенко О.В., Марков Г.П., Недомолкина Н.Г. Напряженность геомагнитного поля в районе Русской равнины в V–III тыс. до н.э. // Физика Земли. 2020. № 2. С. 103–114.

Начасова И.Е., Пилипенко О.В., Цетлин Ю.Б. Запись геомагнитного поля в керамике центра Русской равнины в III–II тыс. до н.э. // Физика Земли. 2022. № 2. С. 60–72.

Сулержицкий Л.Д., Фоломеев Б.А. Радиоуглеродные даты археологических памятников бассейна средней Оки. Древние памятники Окского бассейна / В.П. Челябинов (отв. ред.). Рязань: НПЦ по ОИПИКРО. 1993. С. 42–55.

Тейлор Дж. Введение в теорию ошибок. М.: Мир. 1985. 272 с.

Фоломеев Б.А. Тюков городок // Советская археология. 1975. № 1. С. 154–170.

Фоломеев Б.А. Отчет о работе Окской археологической экспедиции Государственного исторического музея за 1989 г. Архив ИА РАН. 1990. Р. 1. Д. 14847.

- Фоломеев Б.А. Отчет о работе Окско-Донской археологической экспедиции Государственного исторического музея за 1990 г. Архив ИА РАН. 1991. Р. 1. Д. 15718.
- Фоломеев Б.А. Окские городища. Памятники раннего железного века Окско-Донского междуречья. Сборник научных статей. Рязань. 1993. С. 3–21.
- Фоломеев Б.А. Шишкинское городище. Древности Оки. Труды ГИМ. Вып. 85. М.: Издательский центр ГИМ. 1994. С. 138–157.
- Цетлин Ю.Б. Древняя керамика. Теория и методы историко-культурного подхода. М.: ИА РАН. 2012. 384 с.
- Bullard E.C., Freedman C. Gellman H., Nixon J. The westward drift of the Earth's magnetic field // *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A*. 1950. V. 243. P. 67–92.
- Coe R.S. Paleointensities of the Earth's magnetic field determined from tertiary and quaternary rocks // *J. Geophys. Res.* 1967. V. 72. P. 3247–3262.
- Coe R.S., Gromme S., Mankinen E.A. Geomagnetic paleointensity from radiocarbon-dated flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. № B4. P. 1740–1756.
- Day R., Fuller M.D., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetite: Grain size and composition dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 13. P. 260–266.
- Gallet Y., Genevey A., Fluteau F. Does Earth's magnetic field secular variation control centennial climate change? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 339–347.
- Gallet Y., Genevey A., Le Goff M., Fluteau F., Eshraghi A. Possible impact of the Earth's magnetic field on the history of ancient civilizations // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 246. P. 17–26.
- Kissel C., Laj C. Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: application to Hawaiian basaltic long cores // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. V. 147 № 2–3. P. 155–169.
- Korte M., Constable C., Donadini F., Holme R. Reconstructing the Holocene geomagnetic field // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 312. P. 497–505.
- Merrill R., McElhinny M., McFadden P. The magnetic field of the Earth, paleomagnetism, the core and the deep mantle. San Diego, USA: Academic Press. 1996. 531 p.
- Nagata T., Arai Y., Momose K. Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years // *J. Geophys. Res.* 1963. V. 68. №18. P. 5277–5281.
- Paterson G.A., Tauxe L., Biggin A.J., Shaar R., Jonestrask L.C. On improving the selection of Thellier-type paleointensity data // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. V. 15(4). P. 1180–1192.
- 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). Springer International Publishing. 2019. P. 97–107.
- Prévot M., Mankinen E.A., Coe R.S., Gromme S.C. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition 2. Field intensity variations and discussion of reversal models // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. № B12. P. 10417–10448.
- Risager P., Riisager J. Detecting multidomain magnetic grains in Thellier paleointensity experiments // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2001. V. 125. P. 111–117.
- Selkin P.A., Tauxe L. Long-term variations in palaeointensity // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*. 2000. V. 358. № 1768. P. 1065–1088.
- Thellier E., Thellier O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. Geophys. V. 15. P. 285–378. 1959.*
- Van der Plicht J. Radiocarbon, the calibration curve and Scythian chronology // Impact of the environment on human migration in Eurasia. NATO Science Series IV Earth and Environmental Sciences. V. 42 / E.M. Scott, A.Y. Alekseev, G. Zaitseva (eds.). Amsterdam: University of Groningen, Centre for Isotope Research. 2004. P. 45–61.
- Zijderveld J.D.A. A. C. demagnetization of rocks: analysis of results. Methods in Paleomagnetism / D. W. Collinson, K. Creer, S. Runcorn (eds.) Elsevier. 1967. P. 254–286.

## Variations of Geomagnetic Paleointensity Recorded in the Archeological Ceramics of the Late Bronze and Early Iron Ages in the Central Russian Plain

O. V. Pilipenko<sup>a, \*</sup>, I. E. Nachasova<sup>a</sup>, and E. S. Azarov<sup>b, \*\*</sup>

<sup>a</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>b</sup>State Historical Museum, Moscow, Russia

\*e-mail: pilipenko@ifz.ru

\*\*e-mail: hazari4@yandex.ru

**Abstract**—The paper reports petromagnetic and archeomagnetic studies of ceramic fragments of the Late Bronze and Early Iron ages from archeological sites of the Grishinskii Istok III, Tyukov hillfort, and Shishkino hillfort, which are located in the Oka River basin, Ryazan district, Russian Federation. In total, 43 determinations of geomagnetic field intensity were obtained for the time interval of 1500–400 B.C., including 10 determinations for ceramics of the Grishinskii Istok III, 11 determinations for ceramics of the Tyukov hill-

fort, and 22 determinations for ceramics of the Shishkino hillfort. The studied time interval is characterized by the elevated values of the geomagnetic field intensity of 55–59  $\mu\text{T}$ , which are much higher than the average field intensity for the Russian Plain in the IV–first half of III millennium B.C. Obtained *VADM* values for central Russian Plain fall in a wide range of values obtained on the Georgian archeological sites located in the same longitudinal sector. A large scatter of data can be related both to the large error in  $^{14}\text{C}$  determination, which is comparable with the duration of the best studied time interval, and with the high rate of magnetic field variations within this time interval.

*Keywords:* archeomagnetism, variations of geomagnetic field intensity, Late Bronze age, Early Iron age, "textile" ceramics

## ВКЛАД ФОТОННОЙ КОМПОНЕНТЫ В ИОНИЗАЦИЮ АТМОСФЕРЫ РАДИОНУКЛИДАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РАДИОАКТИВНЫМИ ЭМАНАЦИЯМИ

© 2023 г. С. В. Анисимов<sup>1</sup>, С. В. Галиченко<sup>1</sup> \*, Е. В. Климанова<sup>1</sup>,  
А. А. Прохорчук<sup>1</sup>, К. В. Афиногенов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геофизическая обсерватория “Борок” филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,  
п. Борок, Ярославская обл., Россия

\*E-mail: svga@borok.yar.ru

Поступила в редакцию 12.12.2022 г.

После доработки 12.04.2023 г.

Принята к публикации 11.05.2023 г.

В работе исследуется вклад  $\gamma$ -излучения естественных радионуклидов, входящих в состав земной коры, радиоактивных эманаций и их продуктов распада в грунте в интенсивность образования ионных пар в атмосфере на фоне ионизации атмосферы радиоактивными газами, поступающими в атмосферу из грунта, и распространяющимися совместно со своими короткоживущими дочерними продуктами. Оценка плотности потока радона в атмосферу выполнена тремя методами: методом резервуара, интегрированием высотных профилей объемной активности радона, на основе  $\gamma$ -спектрометрических наблюдений и диффузионной модели. Вычисление распределения дозы  $\gamma$ -излучения от почвенных радионуклидов в грунте и атмосфере реализовано на основе программного инструментария Geant4. Моделирование распространения изотопов радона и продуктов их распада в атмосфере выполняется на основе вихреразрешающей модели, оснащенной блоком кинематической симуляции подсеточного переноса пассивного скаляра. Показано, что в зависимости от удельной активности радионуклидов в грунте, параметров грунта и турбулентного режима атмосферы суммарный вклад земного  $\gamma$ -излучения в интенсивность образования ионных пар в атмосферном пограничном слое составляет приблизительно от 1 до 20% и возрастает при уменьшении проницаемости верхнего слоя грунта для радиоактивных эманаций.

**Ключевые слова:** ионизация атмосферы, гамма-излучение, гамма-спектрометр, радон, торон, Geant4, вихреразрешающее моделирование.

**DOI:** 10.31857/S0002333723060029, **EDN:** WMDEUS

### ВВЕДЕНИЕ

Ионизация атмосферы – процесс образования ионов из газовых молекул вследствие их взаимодействия с энергичными частицами космических лучей,  $\alpha$ - и  $\beta$ -частицами, возникающими в результате распада радиоактивных ядер, а также фотонной компонентой –  $\gamma$ -квантами, испускаемыми при стабилизации возбужденных состояний ядер радионуклидов. В нижней атмосфере, над сушей, существенный вклад в суммарную интенсивность образования ионных пар вносят радионуклиды земной коры как за счет непосредственной эмиссии энергичных электронов и  $\gamma$ -квантов, так и за счет эманирования радиоактивных изотопов инертного газа радона [Смирнов, 1992; Зукау и др., 2010; Анисимов и др., 2017].

Образующиеся в земной коре в результате последовательности радиоактивных распадов урана

$^{238}\text{U}$  и тория  $^{232}\text{Th}$  изотопы радона  $^{222}\text{Rn}$  и  $^{220}\text{Rn}$  (периоды полураспада 3.82 суток и 55.6 с соответственно) эманруют в трещины и поры грунта, после чего, в основном за счет диффузии, проникают в атмосферу, где совместно со своими радиоактивными дочерними продуктами участвуют в ее ионизации [Porstendörfer, 1994; Dueñas et al., 1997; Laakso et al., 2004; Hassan et al., 2009; Zhang et al., 2011]. Рассматриваемая на больших временных интервалах плотность потока изотопов радона в атмосферу определяется концентрацией эманлирующих радионуклидов в земной коре и литологическим составом пород [Pearson, Jones, 1965; Sun et al., 2004; Kardos et al., 2015]. Вследствие высокой растворимости радона в воде плотность его потока в атмосферу также зависит от влагосодержания почвы, которое, в свою очередь, определяется ее типом, пористостью, интенсивностью



осадков и испарения [Sun et al., 2004; Hosoda et al., 2009; Яковлева, 2010; Яковлев и др., 2020; Яковлев, Яковлева, 2020].

Высотное распределение в атмосфере фоновой интенсивности и энергетический спектр  $\gamma$ -излучения, продуцируемого элементами радиоактивных рядов широко распространенных в земной коре  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ , а также  $^{40}\text{K}$  зависят от концентрации радионуклидов и коэффициента поглощения  $\gamma$ -излучения в грунте. Вариации фоновой интенсивности  $\gamma$ -излучения в атмосфере связывают с влиянием тектонической активности и метеорологических явлений на содержание  $\gamma$ -активных элементов в нижней атмосфере, почве и на ее проницаемость для радона и  $\gamma$ -квантов [Grasty, 1997; Greenfield et al., 2002; Inomata et al., 2007; Burnett et al., 2010; 2017; 2018; Melintescu, 2018; Tchorz-Trzeciakiewicz, Solecki, 2018; Яковлев, Яковлева, 2020; Tchorz-Trzeciakiewicz, Rysiukiewicz, 2021; Yakovleva et al., 2021; Rizzo et al., 2022]. Таким образом, ионизация атмосферы радионуклидами земной коры с участием радиоактивных эманаций и  $\gamma$ -излучения представляют собой аспекты единого процесса.

Цель настоящей работы состоит в оценке характерных значений и диапазона варибельности вклада земного  $\gamma$ -излучения в интенсивность образования ионных пар в воздухе, обусловленную распадами радионуклидов земной коры и радиоактивных эманаций в зависимости от их концентрации, параметров составляющей грунт породы, влагосодержания грунта и параметров, характеризующих турбулентный режим нижней атмосферы.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Натурные наблюдения проводились на полигоне ГО “Борок” ИФЗ РАН [58°04' N; 38°14' E]. Для измерения энергетического распределения и идентификации  $\gamma$ -излучающих радионуклидов в условиях естественного залегания применялся спектрометр гамма-излучения МКСП-01 “РАДЭК” (ООО “Научно-технический центр “РАДЭК”, Россия). В спектрометре установлен детектор БДЕГ-150 NaI(Tl). БДЕГ-150 представляет собой детектор сцинтилляционного типа, чувствительным элементом которого является кристалл NaI(Tl) с площадью 825 см<sup>2</sup>. Диапазон регистрируемых энергий  $\gamma$ -излучения от 0.1 до 3 МэВ.

В качестве сенсора объемной активности (ОА) радона применялся датчик AlphaGuard PQ2000, измеряющим элементом которого является ионизационная камера с высоковольтным источником питания. Исследуемый воздух поступает в

камеру или в свободном диффузионном режиме, или с помощью принудительной прокачки воздуха. Датчик регистрирует 50 отсчетов в минуту при объемной активности  $^{222}\text{Rn}$  равной 1 кБк/м<sup>3</sup>. При измерениях в зимние месяцы была организована система подведения воздуха с улицы, а сам прибор находился в обогреваемом помещении.

Также в качестве сенсора ОА радона использовались датчики Radon Scout PMT, построенные на базе ячейки Лукаса с принудительной прокачкой исследуемого воздуха. Регистрация распадов  $^{222}\text{Rn}$  происходит с помощью фотоэлектронного умножителя и цифровой системы управления и накопления данных. Датчик регистрирует 30 отсчетов в минуту при ОА  $^{222}\text{Rn}$  равной 1 кБк/м<sup>3</sup>. Чувствительность датчика составляет не менее 1 CPM (counts per minute – отсчетов в минуту) при 20 Бк/м<sup>3</sup>. Фиксация данных с обоих датчиков происходит с разрешением 1 измерение за 10 мин.

Оценка плотности потока радона в атмосферу проводилась тремя методами. Метод аккумулятора [Wilkening et al., 1972; Dueñas et al., 1997; Griffiths et al., 2010; Rizzo et al., 2022], основанный на измерении скорости накопления радона в резервуаре, установленном на поверхность грунта, применялся в 2017 и 2018 гг. Наблюдения ОА радона проводились как в резервуаре, так и снаружи. Для уменьшения утечки, связанной с вентилированием верхнего слоя почвы резервуар устанавливался с заглублением от 10 до 60 см в слой грунта. Внутри резервуара приборы устанавливались на подставку, на высоте 30 см от поверхности земли. Снаружи приборы устанавливались в метеорологическую будку на высоте 30 см над поверхностью земли. Для работы был выбран ряд дней, удовлетворяющих условиям хорошей погоды (отсутствие осадков, ясная или малооблачная погода, скорость горизонтального ветра не более 5 м/с). Наблюдения в 2017 г. проводились с 17 по 30 мая. Период наблюдений в 2018 г. составил 34 дня в августе и сентябре.

Второй метод оценки плотности потока радона заключается в интегрировании высотных профилей ОА радона в атмосфере. Высотные профили измерялись с помощью привязного аэростата, поднимающего инструментальную платформу, на которой размещены датчик ОА радона Radon Scout PMT, метеорологический модуль, GPS/ГЛОНАСС приемник, автономная система сбора информации с возможностью связи по WiFi и аккумуляторный блок питания [Анисимов и др., 2017a]. Метеорологический модуль регистрирует температуру и относительную влажность воздуха, барометрический альтиметр регистрирует высоту

подъема платформы с точностью до 10 см. Метеорологический модуль содержит акселерометр-гироскоп и цифровой MEMS компас, которые дополняют набор телеметрических данных платформы. Автоматизированная автономная система сбора данных выполнена на основе одноплатного микроЭВМ RaspberryPI и работает под управлением Debian GNU/Linux. Системное время микроЭВМ синхронизируется по GPS/ГЛОНАСС сигналу, и весь сбор данных осуществляется в соответствии с этим временем. Также происходит регистрация координат и высоты над уровнем моря, получаемых с GPS/ГЛОНАСС приемника. Для оценки средней плотности потока радона  $F$  использовалось приближенное одномерное уравнение баланса

$$F = \int_0^h A(z) dz, \quad (1)$$

в котором  $A(z)$  — измеренная ОА радона. Для минимизации погрешности измерения проводились утром, когда высота слоя конвективного перемещения  $h$  не значительно отличалась от высоты подъема аэростатной платформы.

Третий метод относится к косвенным и предусматривает измерение энергетического спектра исходящего с поверхности земли  $\gamma$ -излучения, по результатам которого с помощью заранее выполненной калибровки выполняется оценка удельной активности  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$  в грунте. Затем, в предположении векового равновесия в радиоактивных рядах урана и тория, а также малости скорости вертикальной адвекции изотопов радона в поровом пространстве грунта ( $|u_d| \leq 10^{-4}$  см/с) для оценки плотности потока изотопов радона с поверхности используется уравнение [Яковлева, 2010; Griffiths et al., 2010; Ongori et al., 2015]:

$$F = C_{\text{Ra}} \rho (1 - \eta) E \sqrt{\lambda D_{\text{eff}}}, \quad (2)$$

где:  $C_{\text{Ra}}$  — удельная активность (в Бк/кг) соответствующего изотопа радия ( $^{226}\text{Ra}$  или  $^{224}\text{Ra}$ ) в грунте с плотностью породы  $\rho$  и пористостью  $\eta$  (доля объема грунта, занятая воздухом или водой);  $E$  — безразмерный коэффициент эманирования радона (торона);  $\lambda$  — постоянная распада радона (торона);  $D_{\text{eff}}$  — эффективный коэффициент диффузии радона в грунте. Оценка эффективного коэффициента диффузии в зависимости от влагосодержания грунта и коэффициента эманирования выполнена на основе экспериментальных результатов, полученных в работах [Singh et al., 1993; Sun et al., 2004; Prasad et al., 2012; Ryzhakova, 2014; Ye et al., 2017]. Регистрируемый энергетический спектр  $\gamma$ -излучения содержит фоновую компоненту вторичных галактических космических лу-

чей (ГКЛ), оценка вклада которой позволяет выполнить коррекцию определений удельной активности радионуклидов, содержащихся в грунте, на основе результатов спектрометрических измерений. Для оценки вклада ГКЛ в диапазоне энергий  $1460 \pm 60$  кэВ (пик  $^{40}\text{K}$ ) и  $2550 \pm 60$  кэВ (пики  $^{214}\text{Bi}$  в цепочке распадов  $^{238}\text{U}$  и  $^{208}\text{Tl}$  в цепочке распадов  $^{232}\text{Th}$ ) использовался свинцовый экран в форме диска радиусом 0.36 м и толщиной 1 см, который устанавливался над детектором для ослабления  $\gamma$ -излучения, приходящего из телесного угла, определяемого высотой установки экрана. Сравнительный статистический анализ разности количества зарегистрированных в единицу времени  $\gamma$ -квантов за 15 ч измерений в нормальном режиме и 11 ч измерений в условиях частичного экранирования детектора показал, что вклад космического фона на уровне земли в указанных энергетических диапазонах составляет  $(1.8 \pm 12.7)\%$  для линии 1460 кэВ и  $(3.3 \pm 16.5)\%$  для линии 2550 кэВ от измеренной величины с учетом среднеквадратичного отклонения.

Вычисление распределения дозы ионизирующего  $\gamma$ -излучения от почвенных радионуклидов в грунте и атмосфере реализовано на основе программного инструментария Geant4 [Allison et al., 2016; Yakovleva et al., 2022], обеспечивающего настройку трекинга, геометрии, физической модели и обработку взаимодействий частиц и излучения с мишенями. При моделировании учитываются вторичные частицы и кванты электромагнитного поля, в том числе тормозного излучения, и каскадный характер взаимодействия излучения с материалом почвы и воздухом. Земля и атмосфера в модели представляются прямоугольными параллелепипедами, соприкасающимися по одной грани. Горизонтальная и вертикальная протяженность этих параллелепипедов достаточна для полного поглощения самых энергичных из рассматриваемых гамма-квантов. Источником излучения служит 1 м<sup>3</sup> грунта. Верхняя горизонтальная грань источника находится в плоскости границы “земля-атмосфера”. Для проведения расчетов выбраны радионуклиды цепочек распада урана-238 и тория-232, всего 23 изотопа. Спектры гамма-излучения каждого изотопа были в специальном формате заданы на входе приложения. Направление вылета гамма-кванта задается изотропным, место излучения гамма-кванта равномерно распределено по ограниченному в объеме источнику. Материал грунта в приложении обозначался как объект с заданной плотностью, свойства которого определялись массовыми долями входящих в него сложных веществ. Все используемые сложные вещества находились в базе данных материалов Geant4. Используемые составы почв описыва-

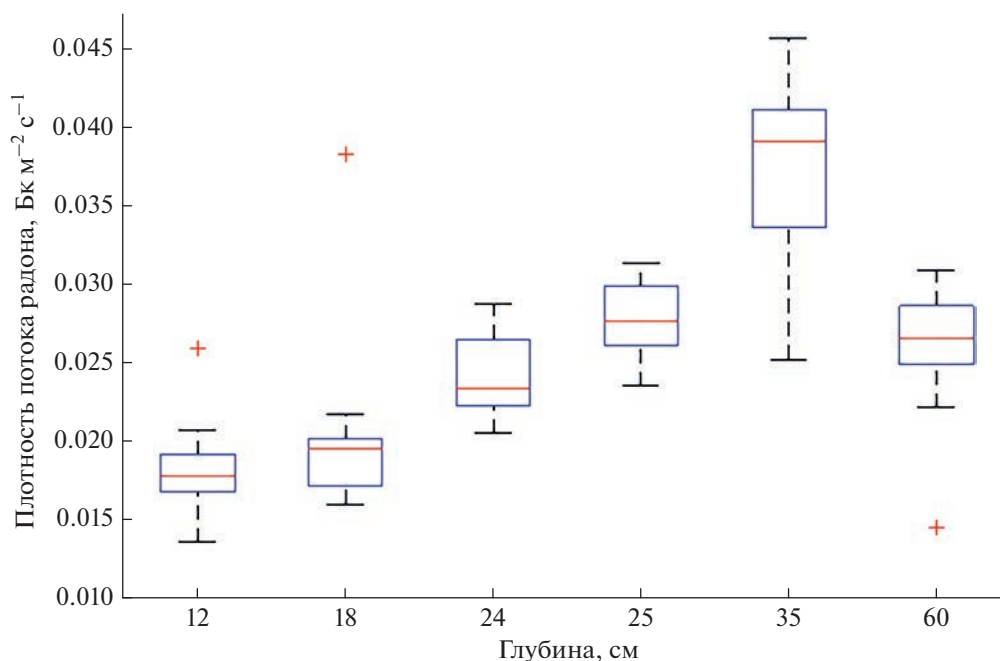
лись непосредственно в коде приложения. Плотность атмосферы была задана постоянной. Модель физики в Geant4 может быть собрана из классов, входящих в состав Geant4, обозначающих отдельные физические процессы и эффекты. Модели физики в инструментарии также поставляются наборами таких классов. В настоящей работе использовался самый подробный для физики электромагнитного взаимодействия класс “G4EmStandardPhysics\_option4”, в котором определены: множественное рассеивание электронов (модель Гудсмита—Соундерсона), производство электрон-позитронных пар (модель Бете—Хейтлера [Bernard, 2018]), комптоновское рассеивание (модель университета Монаша), фотоэффект и рэлеевское рассеивание (данные и модели Ливерморской национальной лаборатории), флюоресценция, ядерное торможение, тормозное излучение (модель Зельтцера и Бергера), ионная ионизация. Класс тщательно обрабатывает пересечение частицами границ моделей объектов: слоя почвы и атмосферы. Требуемая точность вычисления сечений обеспечивается заданием количества расчетных точек, распределенных линейно по логарифмической шкале энергии, приходящихся на один порядок. В Geant4 определены более 100 типов частиц, участвующих в моделируемых физических процессах. Во избежание “инфракрасной катастрофы” при численном моделировании для всех частиц, или для отдельных типов частиц, или для всех частиц в отдельной области задается нижний предел энергии для производства вторичных частиц. Этот предел энергии вычисляется на основе заданной минимальной длины пути в заданном материале для вторичной частицы, которая была оставлена в значении по умолчанию для вышеупомянутого физического набора. В результате работы приложения формируется вертикальный профиль поглощенной дозы ионизирующего излучения для заданного состава грунта. Постоянные распада урана-238, тория-232 и их массовые концентрации в почве являются коэффициентами линейной комбинации при суммировании дозы ионизирующего излучения от активности почвенных радионуклидов с учетом радиоактивного равновесия между исходными и дочерними продуктами радиоактивных рядов. Вычисление высотного распределения интенсивности образования ионных пар в атмосфере определяется на основе удельной на единицу объема суммарной мощности поглощенной дозы  $\gamma$ -излучения, исходя из средней энергии на образование одной ионной пары 32.5 эВ [Binks, 1954].

Моделирование распространения изотопов радона и продуктов их распада в атмосфере выполняется на основе вихреразрешающей модели PALM v. 6.0 [Maronga et al., 2020], оснащенной блоком кинематической симуляции подсчетного переноса пассивного скаляра [Anisimov et al., 2020]. Поскольку основными параметрами, определяющими высотный профиль интенсивности образования ионных пар в атмосфере за счет последовательности распадов радиоактивных газов и дочерних продуктов, являются плотности потоков радона и торона, а также плотности вертикальных турбулентных потоков явного и скрытого тепла с земной поверхности, характеризующие тип температурной стратификации, турбулентный режим и высоту атмосферного пограничного слоя, при моделировании учитывался типичный диапазон изменчивости указанных переменных. Плотности потоков радона и торона в атмосферу определяются уравнением (2), соотношение плотностей турбулентных потоков явного и скрытого тепла (коэффициент Боуэна) зависит от типа земной поверхности.

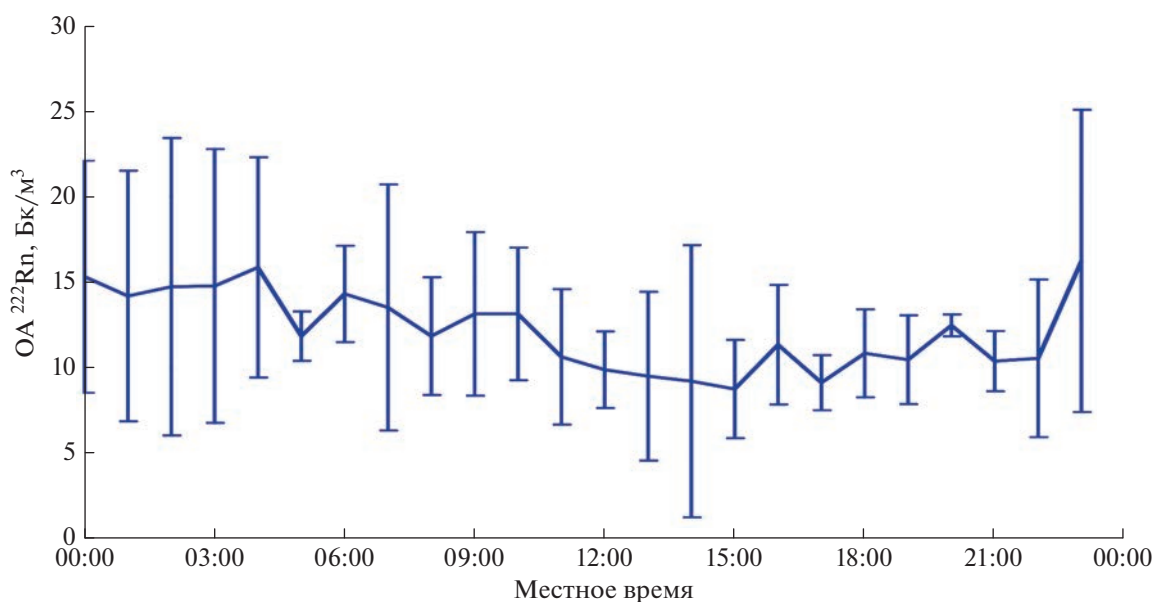
## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты оценки плотности потока радона в атмосферу, полученные методом аккумулятора, показаны на рис. 1, и дают приблизительный диапазон значений от 20 до 40 мБк м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>. Поскольку измерения при различной величине заглубления боковых стенок резервуара проводились в нескольких местах и в разные дни, исходя из полученных данных, можно сделать вывод, что пространственная изменчивость плотности потока радона на горизонтальных масштабах ~10 м сопоставима по величине с изменчивостью во времени на интервалах времени в несколько суток. На рис. 2 показан усредненный суточный ход объемной активности радона вне резервуара. В условиях дневной конвекции высотное распределение изотопа <sup>222</sup>Rn близко к однородному [Williams et al., 2011], поэтому используя полученную методом аккумулятора оценку плотности потока радона в атмосферу и среднее значение ОА радона 10 Бк/м<sup>3</sup>, можно с помощью (1) получить оценку высоты слоя конвективного перемешивания  $h \sim 1\text{--}2$  км. Такая оценка является завышенной и может быть улучшена при учете неоднородности высотного профиля пассивного скаляра [Waggy et al., 2013].

Оценка средней по некоторой пространственной области плотности потока радона в атмосферу, основанная на интегрировании высотных профилей ОА радона (рис. 3), которые были получены



**Рис. 1.** Результаты оценки плотности потока  $^{222}\text{Rn}$  методом аккумулятора на различной глубине. Измерения проводились на полигоне ГО “Борок” ИФЗ РАН в августе и сентябре (всего 34 дня) 2018 г.

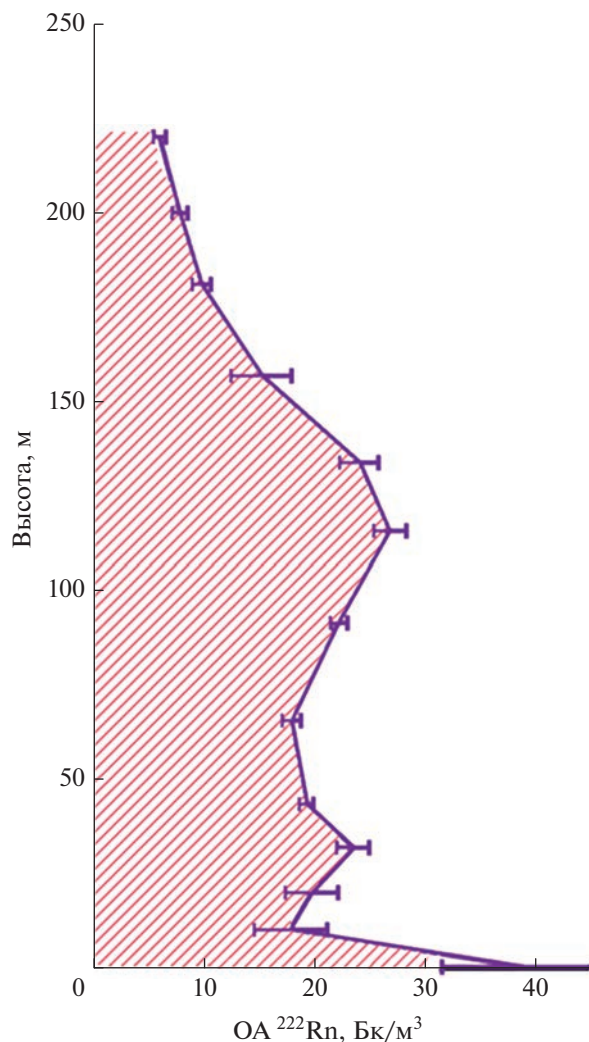


**Рис. 2.** Суточный ход ОА  $^{222}\text{Rn}$  вблизи земной поверхности по результатам натурных наблюдений на полигоне ГО “Борок” ИФЗ РАН 17–22 мая 2017 г.

датчиком на платформе привязного аэростата с 16.08 по 21.09.2017 г. (всего 13 профилей), оказалась ниже значений, полученных методом аккумулятора, и составила  $7.16 \pm 3.23 \text{ мБк м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . Возможными причинами меньших значений оце-

ненной таким образом плотности потока могут быть как фактическое отсутствие выхода радона с поверхности окрестных водоемов и заболоченных территорий, в том числе Рыбинского водохранилища, так и вертикальный перенос радона





**Рис. 3.** Высотный профиль ОА  $^{222}\text{Rn}$ , полученный в результате усреднения измерений датчиком на платформе привязного аэростата. Измерения проводились на полигоне ГО “Борок” ИФЗ РАН в августе и сентябре (всего 13 профилей) 2018 г.

выше максимальной точки измеренного высотного профиля, приводящий к эффекту вентилирования приземной атмосферы во время утреннего развития конвекции.

В результате измерений энергетических спектров  $\gamma$ -излучения естественных радиоактивных элементов  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$  и их дочерних продуктов с помощью спектрометра МКСП-01 “РАДЭК” получены оценки концентрации и удельной активности начальных радионуклидов в грунте, приведенные в табл. 1. Пример среднего за 12 часов зарегистрированного спектра  $\gamma$ -излучения показан на рис. 4. Для оценки диапазона плотностей потоков радона и торона в атмосферу на основе средних значений удельной активности урана-

238 и тория-232 из табл. 1 будем использовать следующие характерные значения параметров, входящих в (2):  $\rho = 2.6 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ ,  $\eta = 0.4$ ,  $E = 0.2$ ,  $10^{-6} \text{ м}^2/\text{с} \leq D_{\text{eff}} \leq 4 \times 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  [Hosoda et al., 2009; Яковлева, 2010]. Тогда получим для  $F(^{222}\text{Rn}) = 6.7 \pm \pm 3.8 \text{ мБк м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  и  $F(^{220}\text{Rn}) = 1.07 \pm 0.57 \text{ Бк м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . Спектрометрическая оценка плотности потока радона  $F(^{222}\text{Rn})$  согласуется с оценкой, полученной с использованием аэростатных наблюдений и меньше оценки, полученной методом аккумулятора. Следует отметить, что измерения методом аккумулятора и  $\gamma$ -спектрометрические наблюдения проводились на различных участках, поэтому некоторое расхождение оценок может быть следствием как неоднородности концентрации  $^{226}\text{Ra}$  в грунте, так и методологических погрешностей, а также ряда допущений, используемых при выводе (2) и неопределенности в значениях используемых параметров, особенно имеющих широкий разброс коэффициентов эманирования и диффузии радона в грунте.

На рис. 5 показаны диапазоны изменения плотностей потока радона и торона, рассчитанные с помощью (2) для нескольких значений пористости  $\eta$  и коэффициента насыщенности пор водой  $w$ , который связан с влагосодержанием грунта  $C_w$  (отношения массы воды к массе сухого грунта) следующим выражением:

$$C_w = \frac{\rho_w}{\rho} \frac{\eta w}{1 - \eta}, \quad (3)$$

где  $\rho_w$  — плотность воды. Полученные оценки согласуются с результатами работ [Dueñas et al., 1997; Sun et al., 2004; Hosoda et al., 2009; Prasad et al., 2012] и могут служить входными параметрами для расчета высотных профилей интенсивности образования ионных пар в атмосфере вследствие ее ионизации энергичными  $\alpha$ - и  $\beta$ -частицами в последовательности распадов, начинающихся с радона и торона и оканчивающихся изотопами свинца  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{212}\text{Pb}$ . Период полураспада изотопа  $^{212}\text{Pb}$  составляет 10.64 ч, и вклад  $^{212}\text{Pb}$  в образование ионных пар в атмосфере можно не учитывать [Guedalia et al., 1973; Porstendörfer, 1994], тем более это справедливо для  $^{210}\text{Pb}$  с периодом полураспада 22.3 года.

Рассмотрим особенности сезонного хода приземной ОА радона в зависимости от суммарного числа дней в месяце с осадками, косвенно характеризующим влагосодержание почвы, на примере результатов 2020 г., полученных следующим образом. С учетом инструментальных ограничений прибора AlphaGUARD PQ2000, не позволяющих проводить регистрацию при влажности  $>95\%$  и температуре ниже  $-10^\circ\text{C}$ , для каждого ме-

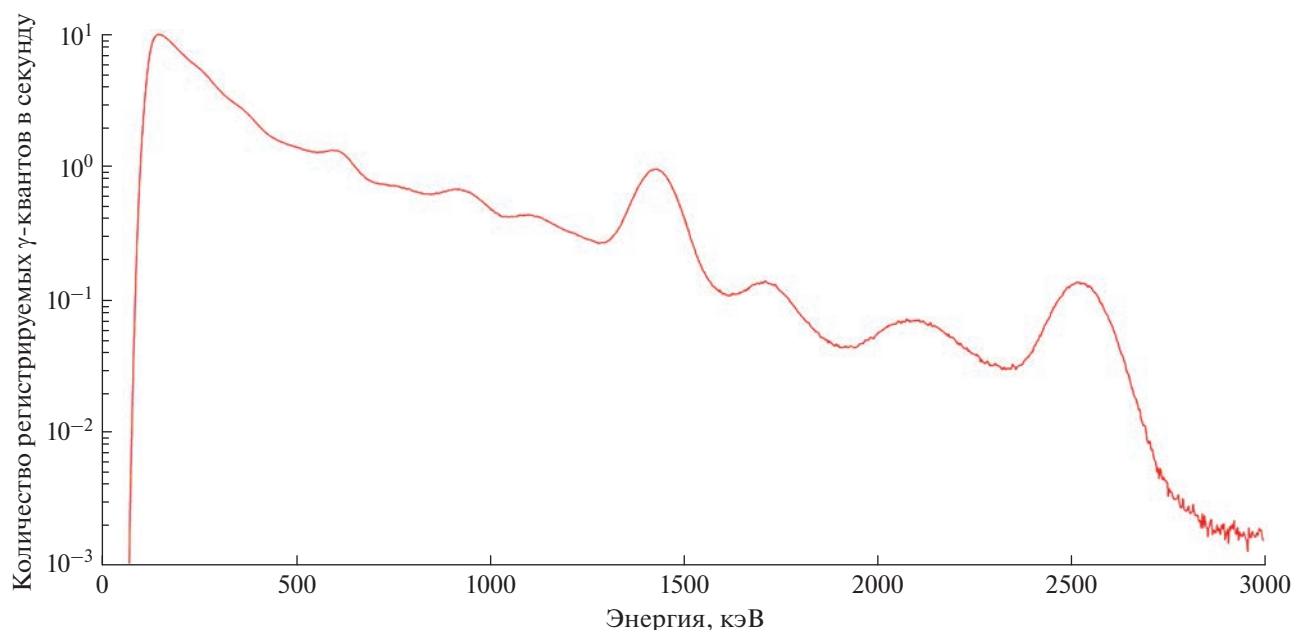
**Таблица 1.** Результаты оценки концентрации, удельной активности радионуклидов в грунте на основе  $\gamma$ -спектрометрических измерений

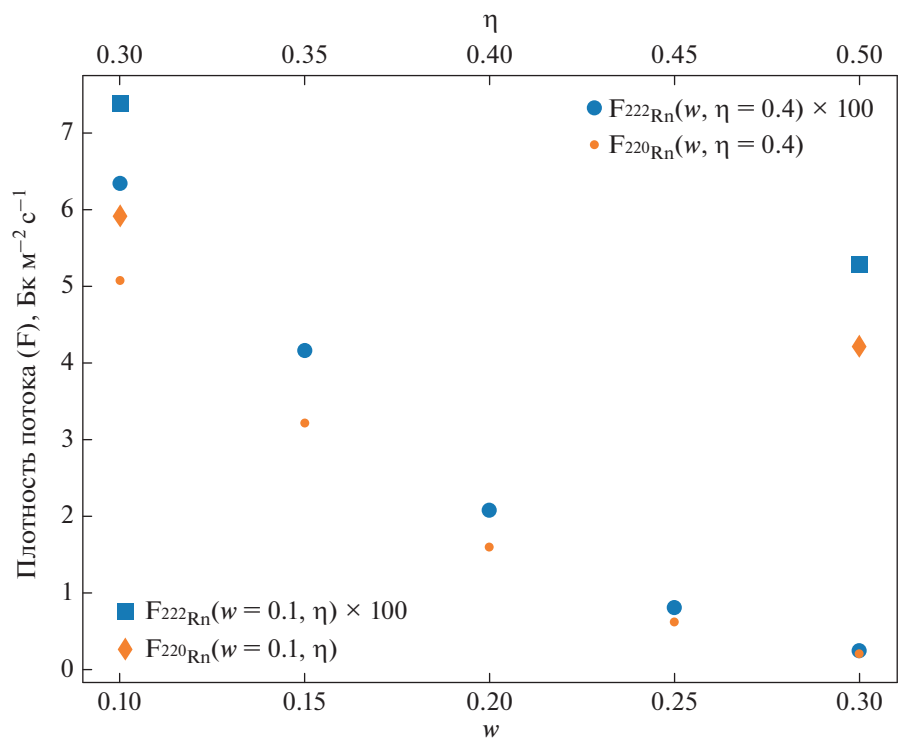
| Начальный радионуклид | Средняя концентрация, удельная активность | Среднеквадратичное отклонение |
|-----------------------|-------------------------------------------|-------------------------------|
| $^{40}\text{K}$       | 1.94 мг/кг,<br>514.5 Бк/кг                | 0.34 мг/кг,<br>90.0 Бк/кг     |
| $^{238}\text{U}$      | 0.722 мг/кг,<br>9.03 Бк/кг                | 0.204 мг/кг,<br>2.55 Бк/кг    |
| $^{232}\text{Th}$     | 4.65 мг/кгб<br>18.91 Бк/кг                | 1.12 мг/кг,<br>4.58 Бк/кг     |

сяца набирались максимально длинные ряды данных наблюдений и строилась диаграмма “ящик с усами”, показанная на рис. 6, вместе с количеством дней, в которые наблюдалось выпадение различных осадков (включая длительную морось и мокрый снег). Можно заметить, что вместе с увеличением количества дней с осадками происходит снижение ОА радона, при этом уменьшаются как среднее за месяц значение, так и отметки верхних процентилей. Снижение ОА радона во время осадков связано как с вымыванием радона из атмосферы, так и с замедлением его выхода из грунта, проницаемость которого уменьшается в связи с увлажнением. Вместе с

тем во время осадков отмечается увеличение мощности поглощенной дозы фонового  $\gamma$ -излучения [Greenfield et al., 2002; Inomata et al., 2007; Yakovleva et al., 2021]. В работе [Grasty, 1997] указанный эффект связывается с аккумуляцией радиоактивных эманаций в приповерхностном слое грунта, приводящей к временному нарушению радиоактивного равновесия, в результате чего увеличивается суммарная  $\gamma$ -активность дочерних продуктов распада радона и торона, в основном  $^{214}\text{Bi}$  и  $^{208}\text{Tl}$ .

Для оценки вклада  $\gamma$ -излучения в суммарную ионизацию атмосферы радионуклидами земной коры и радиоактивными газами  $^{220}\text{Rn}$  и  $^{222}\text{Rn}$  в за-

**Рис. 4.** Энергетический спектр фонового  $\gamma$ -излучения, зарегистрированный 28.10.2022 г., накопление 46 000 отсчетов, усреднение 12.78 ч.

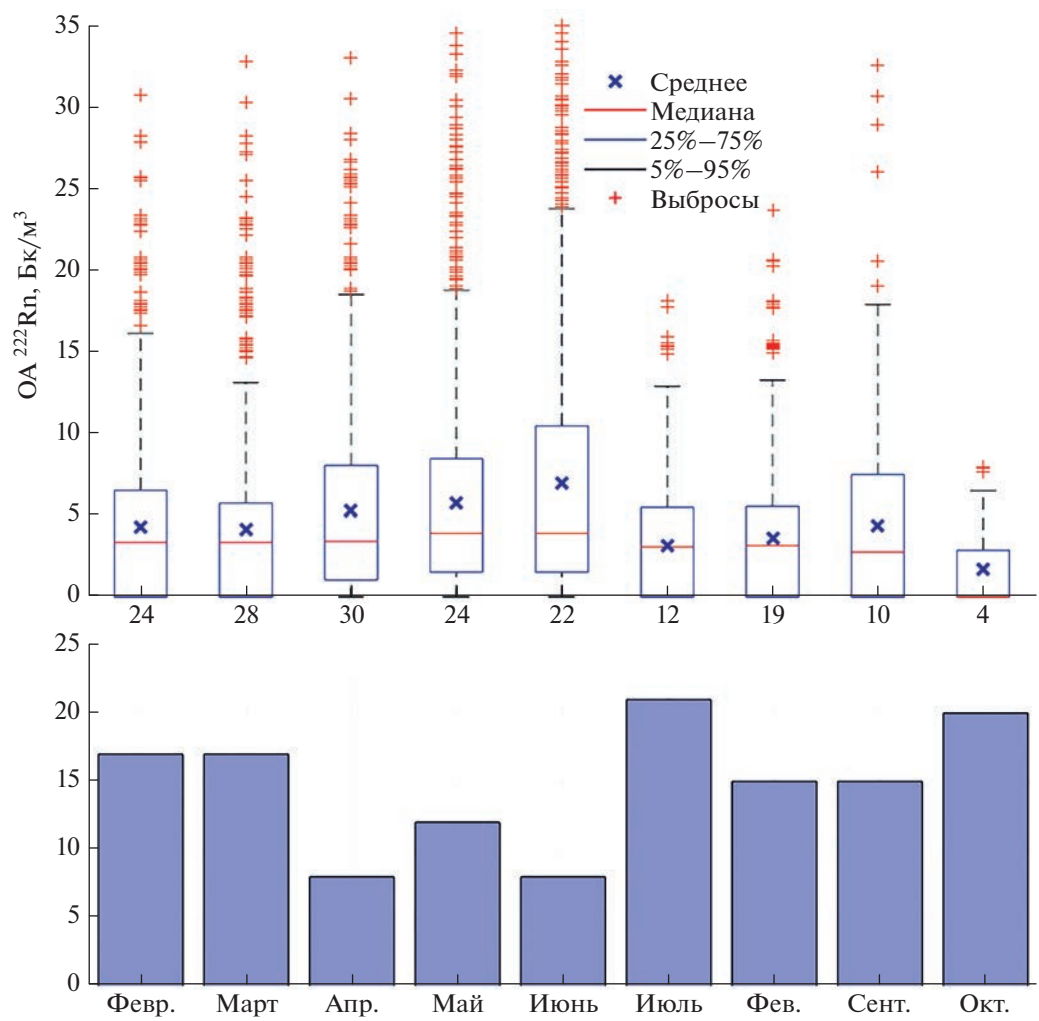


**Рис. 5.** Рассчитанные по уравнению (2) плотности потоков  $^{222}\text{Rn}$  и  $^{220}\text{Rn}$  на основе данных, взятых из национального атласа почв Российской Федерации (электронная версия: <https://soil-db.ru/soilatlas>) и из работы [Яковлев, 2010].

висимости от параметров грунта (табл. 2) и турбулентного режима атмосферы, характеризуемого плотностью вертикального турбулентного потока явного тепла с поверхности  $H_s$  и коэффициентом Боуэна  $B$  (табл. 3), выполнены расчеты высотного распределения интенсивности образования ионных пар  $\gamma$ -излучением семейств однородно распределенных в грунте  $^{40}\text{K}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  в предположении радиоактивного равновесия дочерних продуктов с предшественниками. Удельные активности исходных радионуклидов приняты равным средним значениям из табл. 1. На основе

**Таблица 2.** Состав, влагосодержание, пористость и плотность почв

| Код | Тип почвы            | Массовые доли в сухой вывеске, % |                                |                                | Содержание воды, доли от массы сухой вывески, % | $\eta$ , % | Плотность сухой вывески, кг/м <sup>3</sup> |
|-----|----------------------|----------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------------------------|------------|--------------------------------------------|
|     |                      | SiO <sub>2</sub>                 | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |                                                 |            |                                            |
| g1  | Подбуры тундровые    | 89                               | 3                              | 8                              | 10                                              | 40         | 1710                                       |
| g2  | Подбуры сухоторфяные | 66                               | 22                             | 12                             | —                                               | —          | 1931                                       |
| g3  | Подзолистые          | 79                               | 5                              | 16                             | —                                               | —          | 1851                                       |
| g4  | Подзолы              | 74                               | 16                             | 10                             | —                                               | —          | 1849                                       |
| g5  | Подзолистые          | 79                               | 5                              | 16                             | 15                                              | —          | 1851                                       |
| g6  | —                    | —                                | —                              | —                              | 20                                              | —          | —                                          |
| g7  | —                    | —                                | —                              | —                              | 25                                              | —          | —                                          |
| g8  | —                    | —                                | —                              | —                              | 30                                              | —          | —                                          |
| g9  | —                    | —                                | —                              | —                              | 10                                              | 30         | 2160                                       |
| g10 | —                    | —                                | —                              | —                              | —                                               | 50         | 1543                                       |



**Рис. 6.** Изменчивость  $OA^{222}Rn$  по месяцам 2020 г. и количество дней с осадками. Числа на горизонтальной оси показывают количество дней наблюдений  $OA^{222}Rn$ .

вихреразрешающего моделирования вычислены средние за 1 ч высотные профили  $OA$  изотопов радона и соответствующие средние высотные профили интенсивности ионообразования.

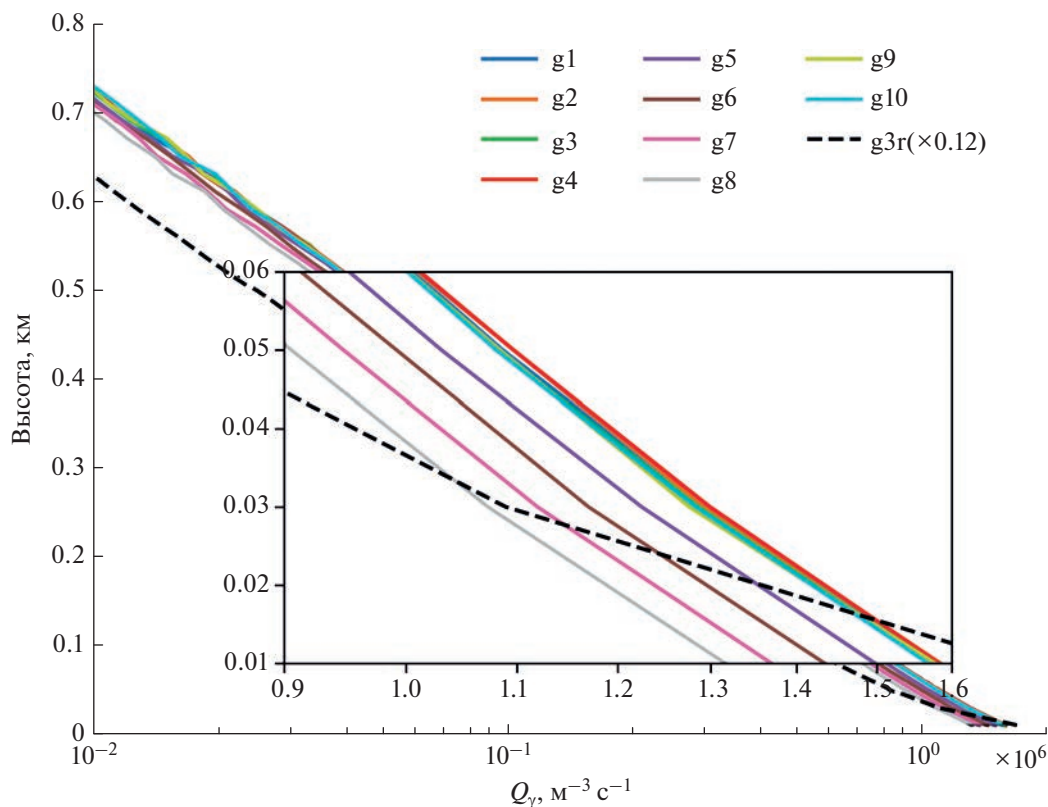
На рис. 7 показана вычисленная с помощью Geant4 интенсивность образования ионных пар в атмосфере исходящим с земной поверхности  $\gamma$ -излучением в зависимости от высоты для наборов параметров грунта, приведенных в табл. 2. Высотная зависимость имеет экспоненциальный характер с масштабом 140 м. Параметры грунта оказывают незначительное влияние, что позволяет использовать в моделях ионизации атмосферы экспоненциальную параметризацию, масштабированную зависящим от параметров грунта множителем. Однако учет осадков, смывающих радиоактивные газы и аэрозольные частицы вместе с дочерними продуктами их распада, а также приводящих к уменьшению

проницаемости грунта для изотопов радона, приводит к заметному увеличению интенсивности образования ионных пар  $\gamma$ -излучением с поверхности земли, несмотря на некоторый рост мощности поглощенной дозы в грунте за счет заполнения части порового пространства водой.

**Таблица 3.** Параметры вихреразрешающей модели

| Код | $H_s, Вт \cdot м^{-2}$ | $B$ |
|-----|------------------------|-----|
| s1  | 50                     | 0.5 |
| s2  | 100                    | 0.5 |
| s3  | 100                    | 2.0 |
| s4  | 200                    | 2.0 |



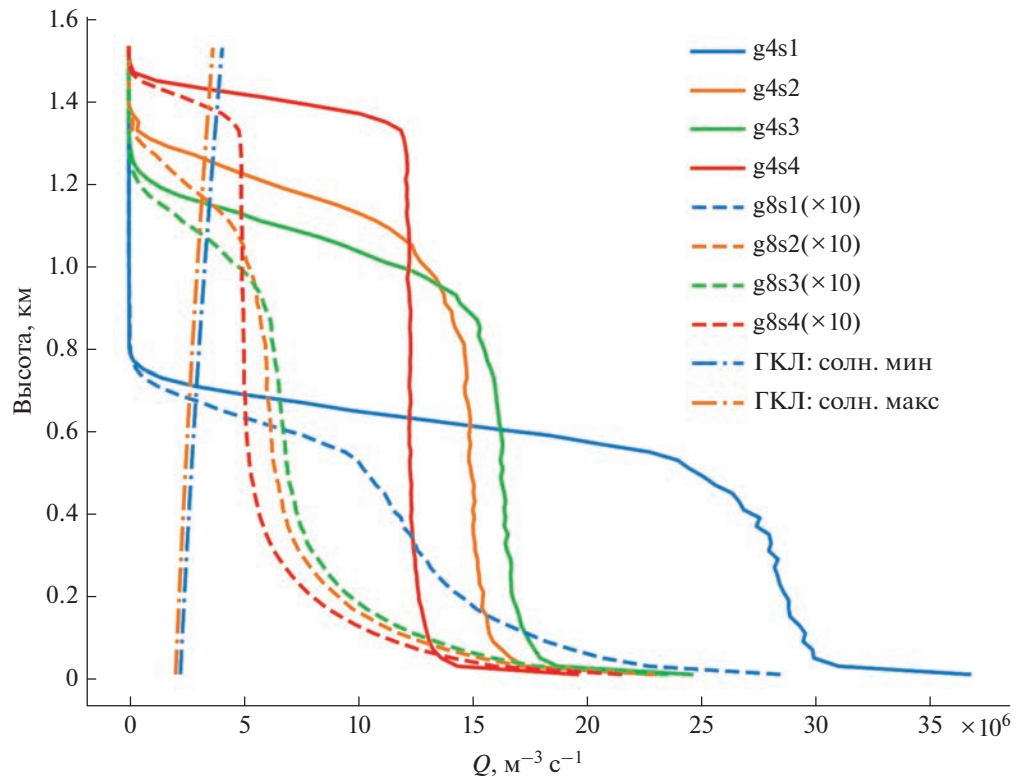


**Рис. 7.** Рассчитанная высотная зависимость интенсивности образования ионных пар в атмосфере  $\gamma$ -излучением с земной поверхности. Расшифровка индексов параметров грунта приведена в табл. 2. Пунктиром показан результат моделирования в условиях непроницаемости для изотопов радона верхней границы грунта и осаждения на поверхность всех учитываемых дочерних продуктов распадов  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{224}\text{Ra}$  из атмосферы.

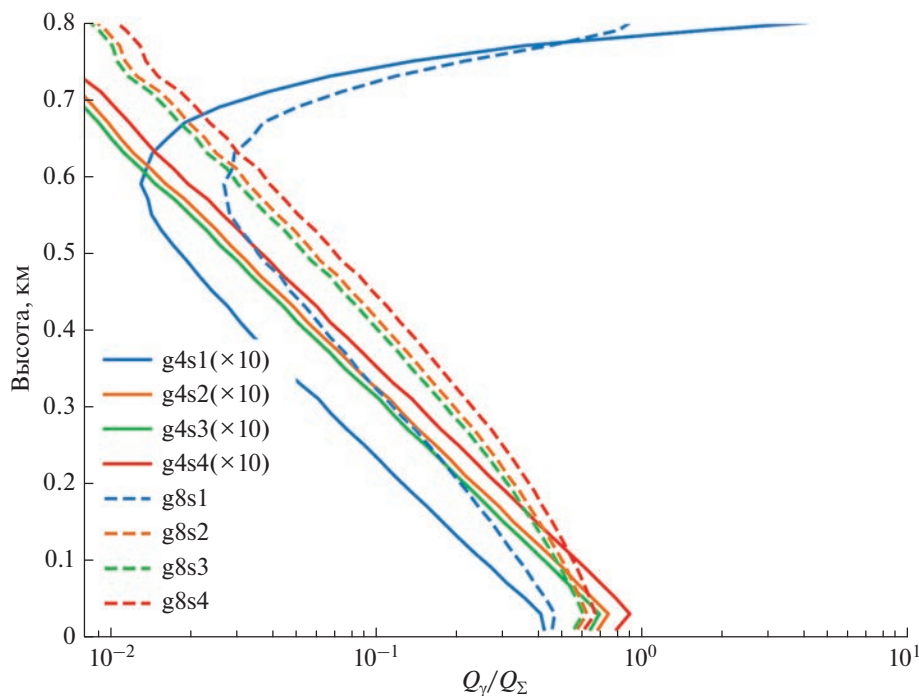
На рис. 8 показаны высотные профили суммарной интенсивности ионообразования для двух различных наборов параметров грунта из табл. 2 (g4, g8), отвечающих за плотность потока радиоактивных газов, и четырех параметров из табл. 3 (s1–s4), характеризующих турбулентный режим атмосферы. Для сравнения показан вклад ГКЛ на геомагнитной широте  $54^\circ$  в периоды минимума и максимума солнечной активности, рассчитанный на основе параметризации, использованной в работе [Anisimov et al., 2020]. Как видно из графика, определяющим параметром высотного распределения интенсивности ионообразования радионуклидами земной коры и радиоактивными газами является высота атмосферного пограничного слоя, в свою очередь зависящая от плотностей турбулентных потоков явного и скрытого тепла с поверхности. Наибольший градиент интенсивности ионообразования формируется близи земной поверхности в первых нескольких десятках метров, в основном за счет короткоживущих ядер  $^{220}\text{Rn}$  и  $^{216}\text{Po}$ , и около верхней границы слоя перемешивания, за счет  $^{222}\text{Rn}$  и его

короткоживущих дочерних продуктов  $^{218}\text{Po}$ ,  $^{214}\text{Pb}$ ,  $^{214}\text{Bi}$ ,  $^{214}\text{Po}$ .

Рис. 9 иллюстрирует распределение по высоте доли интенсивности ионообразования, приходящейся на  $\gamma$ -излучение с земной поверхности, рассчитанное для тех же наборов параметров, что и на рис. 8. На основании полученных результатов можно сделать вывод, что вклад  $\gamma$ -излучения  $Q_\gamma$  в суммарную ионизацию атмосферы  $Q_\Sigma$  обладает значительной вариабельностью, увеличивается с высотой в области больших градиентов объемной активности радона, а именно, в приземном слое и около верхней границы слоя перемешивания, уменьшается с высотой в слое перемешивания. Для сравнения, средняя по атмосферному пограничному слою величина  $Q_\gamma/Q_\Sigma$  в моделях g4 находится в диапазоне  $(1.25\text{--}1.36) \times 10^{-2}$ , в моделях g8 — в диапазоне 0.20–0.22. Таким образом, суммарный вклад  $\gamma$ -излучения с земной поверхности в ионизацию атмосферного пограничного слоя в типичном диапазоне плотностей потока радона и торона составляет приблизительно от 1% до 20%.



**Рис. 8.** Рассчитанные высотные профили интенсивности ионообразования за счет ГКЛ в минимуме и максимуме солнечной активности для геомагнитной широты ГО “Борок” ИФЗ РАН и суммарной интенсивности ионообразования радионуклидами земной коры вместе с цепочками распадов  $^{220}\text{Rn}$  и  $^{222}\text{Rn}$  в атмосфере для наборов параметров грунта (g4, g8) из табл. 2, определяющих плотность потока радиоактивных газов, и четырех параметров (s1–s4) из табл. 3, характеризующих турбулентный режим атмосферы.



**Рис. 9.** Рассчитанные высотные профили приходящей на  $\gamma$ -излучение с земной поверхности доли интенсивности ионообразования, нормированной на суммарную величину от всех учитываемых в модели источников ионизации земного происхождения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Три оценки плотности потока радона на полигоне ГО “Борок” ИФЗ РАН [58°04' N; 38°14' E], выполненные разными методами в разное время на различных участках земной поверхности, дали близкие результаты: 1) методом резервуара от 20 до 40 мБк м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>; 2) интегрированием высотных профилей ОА радона  $7.16 \pm 3.23$  мБк · м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>; 3) на основе  $\gamma$ -спектрометрических наблюдений и диффузионной модели  $6.7 \pm 3.8$  мБк м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>. Оценка плотности потока торона на основе  $\gamma$ -спектрометрических наблюдений и диффузионной модели дала при тех же параметрах грунта  $1.07 \pm 0.57$  Бк м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>. Статистический анализ сезонного хода приземной ОА радона в зависимости от суммарного числа дней в месяце с осадками показал, что имеется обратная связь между количеством дней с осадками и ОА радона. На основе вихреразрешающей модели PALM v. 6.0 и программного инструментария Geant4 выполнены расчеты высотного распределения интенсивности образования ионных пар в атмосфере  $\gamma$ -излучением семейств однородно распределенных в грунте радионуклидов <sup>40</sup>K, <sup>238</sup>U, <sup>232</sup>Th, а также высотного распределения интенсивности образования ионных пар энергичными  $\alpha$ - и  $\beta$ -частицами в последовательности распадов, начинающихся с изотопов радона <sup>222</sup>Rn, <sup>220</sup>Rn и оканчивающихся изотопами свинца <sup>210</sup>Pb, <sup>212</sup>Pb. Высотная зависимость интенсивности ионообразования за счет  $\gamma$ -излучения имеет экспоненциальный характер с масштабом ~140 м, слабо зависящий от параметров грунта. Оценка вклада  $\gamma$ -излучения в суммарную ионизацию атмосферы радионуклидами земной коры и радиоактивными газами <sup>220</sup>Rn и <sup>222</sup>Rn в зависимости от параметров грунта и турбулентного режима атмосферы, характеризуемого плотностью вертикального турбулентного потока явного тепла с поверхности и коэффициентом Боуэна, показала что указанный вклад обладает значительной вариабельностью, увеличивается с высотой в области больших градиентов ОА радона, а именно, в приземном слое и около верхней границы слоя конвективного перемешивания, уменьшается с высотой в слое конвективного перемешивания. Суммарный вклад  $\gamma$ -излучения с земной поверхности в ионизацию атмосферного пограничного слоя в типичном диапазоне плотностей потоков радона и торона в атмосферу составляет приблизительно от 1% до 20% и возрастает при уменьшении проницаемости верхнего слоя грунта для радиоактивных эманаций.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 22-17-00053) и государственного задания ГО “Борок” ИФЗ РАН № FMWU-2022-0025.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов С.В., Афиногенов К.В., Гурьев А.В. Аппаратная платформа аэростатных аэроэлектрических наблюдений // Научное приборостроение. 2017а. Т. 27. № 1. С. 24–28.
- Анисимов С.В., Галиченко С.В., Афиногенов К.В., Макрушин А.П., Шихова Н.М. Объемная активность радона и ионообразование в невозмущенной нижней атмосфере: наземные наблюдения и численное моделирование // Физика Земли. 2017б. № 1. С. 155–170.
- Зукау В.В., Яковлева В.С., Каратаев В.Д., Нагорский П.М. Ионизация приземной атмосферы излучением почвенных радионуклидов // Известия Томского политехнического университета. 2010. Т. 317. № 2. С. 171–175.
- Смирнов В.В. Ионизация в тропосфере. С.-Пб.: Гидрометеиздат. 1992. 312с.
- Яковлев Г.А., Кобзев А.А., Смирнов С.В., Беляева И.В., Аршинов М.Ю., Яковлева В.С. Синхронный мониторинг  $\gamma$ ,  $\beta$ -фона и атмосферных осадков в геофизических обсерваториях ИМКЭС СО РАН и БЭК ИОА СО РАН // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. Науки 2020. Т. 32. № 3. С. 165–179.
- Яковлев Г.А., Яковлева В.С. Особенности сезонной динамики изотопов радона в приземной атмосфере // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. Науки 2020. Т. 31. № 2. С. 129–138.
- Яковлева В.С. Моделирование влияния состояния и изменчивости атмосферы и литосферы на плотность потоков радона и торона с поверхности земли // Известия Томского политехнического университета. 2010. Т. 317. № 2. С. 162–166.
- Allison J., Amako K., Apostolakis J. et al. Recent developments in Geant4 // Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. 2016. V. 835. P. 186–225.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Prokhorchuk A.A., Aphinogenov K.V. Mid-latitude convective boundary-layer electricity: A study by large-eddy simulation // Atmos. Res. 2020. V. 244. P. 105035.
- Barbosa S.M., Miranda P., Azevedo E.B. Short-term variability of gamma radiation at the ARM Eastern North Atlantic facility (Azores) // J. Envir. Rad. 2017. V. 172. P. 218–231.
- Barbosa S.M., Huisman J.A., Azevedo E.B. Meteorological and soil surface effects in gamma radiation time series – Implications for assessment of earthquake precursors // J. Envir. Rad. 2018. V. 195. P. 72–78.
- Bernard D. A 5D, polarized, Bethe-Heitler event generator for  $\gamma \rightarrow e^+e^-$  conversion // Nucl. Instr. Meth. Phys. Research Section A 2018. V. 899. № 11. P. 85–93.
- Binks W. Energy per ion pair // Acta Radiologica 1954. V. 41. № 117. P. 85–104.

- Burnett J.L., Croudace I.W., Warwick P.E. Short-lived variations in the background gamma-radiation dose // J. Radiol. Prot. 2010. V. 30. P. 525–533.
- Dueñas C., Fernández M.C., Carretero J., Liger E., Pérez M. Release of  $^{222}\text{Rn}$  from some soils // Ann. Geophysicae 1997. V. 15. P. 124–133.
- Grasty R.L. Radon emanation and soil moisture effects on airborne gamma-ray measurements // Geophys. 1997. V. 62. № 5. P. 1379–1385.
- Greenfield M.B., Domondon A.T., Okamoto N., Watanabe I. Variation in  $\gamma$ -ray count rates as a monitor of precipitation rates, radon concentrations, and tectonic activity // J. Appl. Phys. 2002. V. 91. № 3. P. 1628–1633.
- Griffiths A.D., Zahorowski W., Element A., Werczynsky S. A map of radon flux at the Australian land surface // Atmos. Chem. Phys. 2010. V. 10. P. 8969–8982.
- Guedalia D., Allet C., Fontan J., Druilhet A. Lead-212, radon and vertical mixing in the lower Atmosphere (100–2000) m // Tellus. XXV. 1973. V. 4. P. 381–385.
- Hassan N.M., Hosoda M., Ishikawa T., Sorimachi A., Sahoo S.K., Tokonami S., Fukushima M. Radon migration process and its influence factors; Review // Jpn. J. Health Phys. 2009. V. 44 (2). P. 218–231.
- Hosoda M., Sorimachi A., Yasuoka Y., Ishikawa T., Sahoo S.K., Furukawa M., Hassan N.M., Tokonami S., Uchida S. Simultaneous measurements of radon and thoron exhalation rates and comparison with values calculated by UNSCEAR equation // J. Radiat. Res. 2009. V. 50. P. 333–343.
- Inomata Y., Chiba M., Igarashi Y., Aoyama V., Hirose K. Seasonal and spatial variations of enhanced gamma ray dose rates derived from  $^{222}\text{Rn}$  progeny during precipitation in Japan // Atmos. Envir. 2007. V. 41. P. 8043–8057.
- Kardos R., Gregorič A., Jónás J., Vaupotič J., Kovács T., Ishimori Y. Dependence of radon emanation of soil on lithology // J. Radioanal. Nucl. Chem. 2015. V. 304. P. 1321–1327.
- Laakso L., Petäjä T., Lehtinen K.E.J., Kulmala M., Paatero J., Hörrak U., Tammet H., Joutsensaari J. Ion production rate in a boreal forest based on ion, particle and radiation measurements // Atmos. Chem. Phys. 2004. V. 4. P. 1933–1943.
- Maronga B., Banzhaf S. et al. Overview of the PALM model system 6.0 // Geosci. Model. Dev. 2020. V. 13. P. 1335–1372.
- Melintescu A., Chambers S.D., Crawford J., Williams A.G., Zorila B., Galeriu D. Radon-222 related influence on ambient gamma dose // J. Envir. Rad. 2018. V. 189. P. 67–78.
- Ongori J.N., Lindsay R., Newman R.T., Maleka P.P. Determining the radon exhalation rate from a gold mine tailings dump by measuring the gamma radiation // J. Envir. Rad. 2015. V. 140. P. 16–24.
- Pearson J.E., Jones G.E. Soil concentrations of “emanating radium-226” and the emanation of radon-222 from soils and plants // Tellus. XVIII. 1966. V. 2. P. 655–662.
- Porstendörfer J. Properties and behavior of radon and thoron and their decay products in the air // J. Aerosol. Sci. 1994. V. 25. № 2. P. 219–263.
- Prasad G., Ishikawa T., Hosoda M., Sorimachi A., Janik M., Sahoo S.K., Tokonami S., Uchida S. Estimation of radon diffusion coefficients in soil using an updated experimental system // Rev. Sci. Instr. 2012. V. 83. P. 093503.
- Rizzo A., Antonacci G., Borra E., Cardellini F., Ciciani L., Sperandio L., Vilardi I. Environmental gamma dose rate monitoring and radon correlations: evidence and potential applications // Environments. 2022. V. 9. P. 66.
- Ryzhakova N.K. A new method for estimating the coefficients of diffusion and emanation of radon in the soil // J. Envir. Rad. 2014. V. 135. P. 63–66.
- Singh B., Singh S., Virk H.S. Radon diffusion studies in air, gravel, sand, soil and water // Nucl. Tracks Radiat. Meas. 1993. V. 22. № 1–4. P. 455–458.
- Sun K., Guo Q., Cheng J. The effect of some soil characteristics on soil radon concentration and radon exhalation rate // J. Nucl. Sci. Tech. 2004. V. 41. № 11. P. 1113–1117.
- Tchorz-Trzeciakiewicz D.E., Rysiukiewicz M. Ambient gamma dose rate as an indicator of geogenic radon potential // Sci. Total Envir. 2021. V. 755. 142771.
- Tchorz-Trzeciakiewicz D.E., Solecki A.T. Variations of radon concentration in the atmosphere. Gamma dose rate // Atmos. Envir. 2018. V. 174. P. 54–65.
- Waggy S.B., Biringen S., Sullivan P.P. Direct numerical simulation of top-down and bottom-up diffusion in the convective boundary layer // J. Fluid Mech. 2013. V. 724. P. 581–606.
- Wilkening M.H., Clements W.E., Stanley D. Radon flux measurements in widely separated regions. The Natural radiation environment II / Adams J.A.S. (ed.). Rice University Houston. Texas. 1972. P. 717–730.
- Williams A.G., Zahorowski W., Chambers S., Griffiths A., Hacker J.M., Element A., Werczynsky S. The vertical distribution of radon in clear and cloudy daytime terrestrial boundary layers // J. Atmos. Sci. 2011. V. 68. P. 155–174.
- Yakovleva V., Poberezhnikov A.D., Yakovlev G.A., Kobzev A.A., Smirnov S.V., Arshinov M. Yu. Analysis of gamma-radiation background changes during periods of atmospheric precipitation // Atomic Energy. 2021. V. 131. № 1. P. 50–55.
- Yakovleva V.S., Yakovlev G., Parovik R., Smirnov S., Kobzev A. Geant4 simulation of precipitated activity-to- $\gamma$ -dose rate conversion factors for radon and thoron decay products // Mathematics. 2022. V. 10. P. 293.
- Ye Y., Zhang Y., Dai X., Ding D. A universal laboratory method for determining physical parameters of radon migration in dry granulated porous media // J. Envir. Rad. 2017. V. 177. P. 135–141.
- Zhang K., Feichter J., Kazil J., Wan H., Zhuo W., Griffiths A.D., Sartorius H., Zahorowski W., Ramonet M., Schmidt M., Yver C., Neubert R.E.M., Brunke E.-G. Radon activity in the lower troposphere and its impact on ionization rate: a global estimate using different radon emissions // Atmos. Chem. Phys. 2011. V. 11. P. 7817–7838.



## Contribution of the Photonic Component to the Ionization of the Atmosphere by Earth Crust Nuclides and Radioactive Emanations

S. V. Anisimov<sup>a</sup>, S. V. Galichenko<sup>a, \*</sup>, E. V. Klimanova<sup>a</sup>, A. A. Prokhorchuk<sup>a</sup>, and K. V. Afinogenov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Borok Geophysical Observatory, Branch of the Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl oblast, 152742 Russia*

*\*e-mail: svga@borok.yar.ru*

**Abstract**—We investigate the contribution of gamma radiation of natural radionuclides constituting the Earth crust, radioactive emanations, and their decay product in the ground to the intensity of production of ion pairs in the atmosphere against the background of ionization of the atmosphere by radioactive gases flowing to the atmosphere from the ground and propagating together with their short-lived daughter products. The density of the radon flux to the atmosphere is estimated by three methods: the reservoir method, the integration of altitude profiles of volume activity of radon, based on gamma spectroscopic observation and diffusion model. The distribution of the gamma dose rate dose from the earth radionuclides in the soil and in the atmosphere is calculated using GLeant4 software. The propagation of the radon isotopes and their decay products in the atmosphere is calculated using large eddy simulations supplemented with kinematic simulations of the subgrid transport of a passive scalar. It is shown that depending on the specific activity of nuclides in the ground and the turbulent regime of the atmosphere, the total contribution of the  $\gamma$ -radiation to the ion pair production rate in the atmospheric boundary layer is approximately from 1% to 20% and increases upon a decrease in the penetrability of the upper ground layer for radioactive emanations.

**Keywords:** ionization of the atmosphere, gamma radiation, gamma spectrometer, radon, thoron, GLeant4, large eddy simulations

## ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ УДЕЛЬНОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ЛОКАЛЬНОГО ВКЛЮЧЕНИЯ КУСОЧНО-ПОСТОЯННОЙ ИЗОТРОПНОЙ СРЕДЫ

© 2023 г. В. Н. Кризский<sup>1, \*</sup>, П. Н. Александров<sup>2, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: krizskiy\_vn@pers.spmi.ru

\*\*E-mail: alexandr@igemi.troitsk.ru

Поступила в редакцию 29.03.2023 г.

После доработки 03.04.2023 г.

Принята к публикации 05.05.2023 г.

Работа является продолжением исследований авторов по решению обратных задач математической геофизики в линейной постановке. В отличие от предыдущих работ, где решение строилось на основе объемных интегральных уравнений, здесь используются граничные интегральные представления и возникающие граничные интегральные уравнения при решении обратной коэффициентной задачи геоэлектрики по поиску постоянной удельной электрической проводимости локального изотропного включения, находящегося в кусочно-постоянной по электрической проводимости изотропной вмещающей среде.

**Ключевые слова:** обратная коэффициентная задачи геоэлектрики, кусочно-постоянные изотропные среды, граничные интегральные уравнения.

**DOI:** 10.31857/S0002333723060108, **EDN:** FQXPGK

### ВВЕДЕНИЕ

При поиске и разведке месторождений на суше или шельфе морей, для структурного анализа среды, проводимого при мониторинге месторождений в процессе их эксплуатации, применяют геофизические изыскания на основе гравитационных [Балк, Долгаль, 2019; Mingaleva et al., 2022], сейсмических [Sen, 2006; Movchan et al., 2022; Gusev et al., 2020; Дубиня и др., 2022], электромагнитных полей [Ермолин и др., 2019; Мартышко и др., 2013; Шимелевич и др., 2015; 2022]; используют геохимические методы анализа рассеивания радиоактивных элементов, тяжелых металлов и газов [Philp, Crisp, 1982; Chen et al., 2001; Putikov et al., 2020]; а также используют комплексирование различных геофизических методов [Alekseev, 2020; Danilieva et al., 2021; Saunders et al., 2005; Molodtsov et al., 2013; Баюк, 2011]. Интерпретация данных измерений геофизических полей осуществляется в некотором “прогножном” — заданном по форме и свойствам классе сред с применением математических моделей распространения физических полей в этих средах. Ограничения на класс сред базируются на априорной информации. Основным источником такой информации являются геологические представления об усло-

виях формирования и истории геологического развития изучаемых пород. Для сбора информации на больших по площади исследуемых территориях привлекаются морские, авиационные (в т.ч. БПЛА) измерительные системы [Parson, 2000; Кремчеев, 2019]. Обработка значительного объема измеренных геофизических данных для извлечения геологической информации требует разработки и внедрения цифровых технологий [Samylovskaya и др., 2022], адекватных практике математических моделей [Gospodarikov и др., 2022] и быстрых методов и алгоритмов решения обратных геофизических задач.

Определение внутреннего строения Земли по данным измерений геофизических полей — основная задача геофизики. С математической точки зрения, она относится к классу обратных некорректных задач, представляющих сложность в силу возможного несуществования, неединственности или неустойчивости решения [Li, 1996; Tarantola, 2005; Lukyanenko, Yagola, 2016; Scales et al., 2001; Sen, 2006; Кабанихин, Исаков, 2007; Richter, 2021]. Широко используемым на практике классическим способом решения обратных некорректных задач является вариационный метод А.Н. Тихонова поиска экстремума регуляризирующего функционала [Тихонов, Арсе-

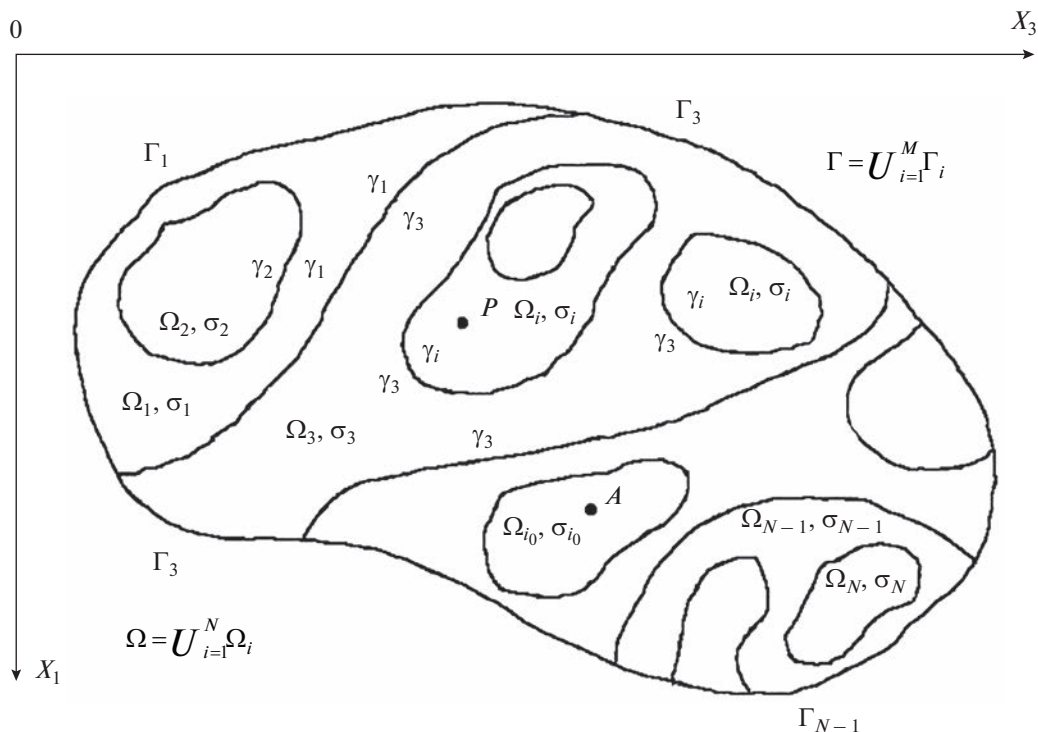


Рис. 1. Кусочно-постоянная изотропная среда в  $R^3$ .

нин, 1979; Ягола и др., 2017]. В настоящее время также применяются и неэкстремальные методы решения обратных задач [Романов, 1980; Юрко, 2001; Ахтямов, 2009; Губатенко, 2011; Beilina, Klibanov, 2012; Александров, 2022].

В геофизике решение обратной задачи для нахождения аномалиеобразующего объекта по измеренным данным искусственно- или естественно-возбуждаемого физического поля [Nguyen, 2012] можно разбить на два этапа: 1й этап – определение местоположения и границ включения [Монахов, 2014]; и 2й этап – определение физических свойств пород его составляющих.

В настоящей работе полагается, что в среде искусственно возбуждается геофизическое поле постоянного электрического тока, и первый из этих двух этапов реализован, т.е. местоположение и границы аномалиеобразующего локального включения найдены. Будем рассматривать этап определения удельной электрической проводимости грунта его заполняющего.

В качестве способа решения рассматривается способ решения обратных задач в линейной постановке, изложенный в работе [Александров, Кризский, 2022], но, в отличие от последнего, использующий граничные интегральные представления решения и граничные интегральные уравнения.

## МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И АЛГОРИТМ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ

Рассмотрим случай кусочно-постоянного изотропного пространства (рис. 1).

Пусть кусочно-изотропная область  $\Omega$  с внешней границей  $\Gamma$  состоит из подобластей  $\Omega_i$ ,  $i = \overline{1, N}$ , заполненных однородными проводящими поле грунтами с постоянными удельными электропроводностями  $\sigma_i$ . Обозначим через  $S_i$  границу области  $\Omega_i$ .  $S_i = \gamma_i \cup \Gamma_i$ , где  $\Gamma_i$  – внешняя часть границы, и  $\gamma_i = S_i \setminus \Gamma_i$  – внутренняя часть границы. Если область  $\Omega_i$  не имеет контакта с внешней границей  $\Gamma$ , то  $\Gamma_i = \emptyset$  и  $S_i \equiv \gamma_i$ . Математическая модель распределения потенциала  $U(P)$ ,  $P(x, y, z)$  поля постоянного электрического тока имеет вид:

$$\operatorname{div}(\sigma_i \nabla U_i(P)) = -f_i(P), \quad P \in \Omega_i, \quad i = \overline{1, N}; \quad (1)$$

$$U_i(P) - U_j(P)|_{\gamma_i \cap \gamma_j} = 0,$$

$$(\sigma_i \nabla U_i(P), \mathbf{n}) - (\sigma_j \nabla U_j(P), \mathbf{n})|_{\gamma_i \cap \gamma_j} = 0, \quad (2)$$

$$i = \overline{1, N}, \quad j \in J_i = \{j | j = \overline{1, i-1}; \gamma_i \cap \gamma_j \neq \emptyset\};$$

$$\alpha_i(P)(\sigma_i \nabla U_i(P), \mathbf{n}) - \beta_i(P)U_i(P)|_{P \in \Gamma_i} = \psi_i(P), \quad (3)$$

$$|\alpha_i(P)| + |\beta_i(P)| \neq 0, \quad i = i_1, i_2, \dots, i_k, \quad k \leq N;$$

$$U_m(P) \rightarrow 0, \quad P \rightarrow \infty, \quad m = m_1, m_2, \dots, m_n, \quad n \leq N. \quad (4)$$

Здесь:  $f_i(P)$  — функция интенсивности источников/стоков поля, расположенных в подобласти  $\Omega_i$ ;  $J_i$  — множество номеров подобластей  $\Omega_j$ , граничащих с подобластью  $\Omega_i$  и имеющих меньшие номера, чем  $i$ ;  $i_1, i_2, \dots, i_k$  — номера подобластей  $\Omega_i$ , участки границ которых являются частью внешней границы  $\Gamma$  области  $\Omega$ ;  $m_1, m_2, \dots, m_N$  — номера подобластей с участками границ, уходящими в бесконечность;  $\mathbf{n}$  — вектор внешней нормали к границе области.

Без ограничения общности рассуждений будем предполагать, что анализируемое локальное включение — это включение  $\Omega_N$  с известной границей  $S_N$  заполнено грунтом с неизвестной удельной электропроводностью  $\sigma_N$ . Границы и удельные электропроводности остальных подобластей  $\Omega_i$ ,  $i = \overline{1, N-1}$  среды  $\Omega$  известны. Обозначим через  $\Omega_{vm}$  одну из подобластей  $\Omega_i$ ,  $i = \overline{1, N-1}$ , в которую входит локальное включение  $\Omega_N$ . Удельная электропроводность грунта в подобласти  $\Omega_{vm} - \sigma_{vm}$ .

Интегральное представление решения задачи (1)–(4) может быть выписано [Кризский, 2009]:

$$\begin{aligned} U(P) = & \int_{S_N} U(Q) ((\sigma_{vm} - \sigma_N) \bar{\nabla} G(P, Q), \mathbf{n}_Q) d\gamma_{N_Q} + \\ & + \sum_{i=1}^N \int_{\Omega_i} f_i(Q) G(P, Q) d\Omega_{iQ} + \\ & + \sum_{\Pi} \int_{\Gamma_{\Pi}} \frac{\Psi_{\Pi}(Q)}{\alpha_{\Pi}(Q)} G^1(P, Q) d\Gamma_{\Pi Q} + \\ & + \sum_{l_2} \int_{\Gamma_{l_2}} \frac{\Psi_{l_2}(Q)}{\beta_{l_2}(Q)} (\sigma_{l_2} \bar{\nabla} G^1(P, Q), \mathbf{n}) d\Gamma_{l_2 Q}, \end{aligned} \quad (5)$$

где:  $\mathbf{n}_Q$  — вектор внешней нормали в точке  $Q$  на границе  $S_N$ ;  $\Pi$  — множество номеров участков внешней границы  $\Gamma$ , на которых заданы условия второго или третьего рода при  $\alpha_{\Pi}(P) \neq 0$ , а  $l_2$  — множество номеров участков внешней границы  $\Gamma$ , на которых заданы условия первого рода (при  $\alpha_{l_2}(P) = 0$ ,  $\beta_{l_2}(P) \neq 0$ );  $G(P, Q)$  — функция Грина пространства, вмещающего локальное включение  $\Omega_N$  — функция, описывающая поле точечного источника единичной интенсивности, находящегося в произвольной точке  $Q(x_q, y_q, z_q)$ , в области с числом кусочно-изотропных подобластей  $N_1 = N - 1$ . Функция Грина удовлетворяет следующей задаче:

$$\begin{aligned} \operatorname{div}(\sigma_i \bar{\nabla} G_i(P, Q)) &= -\delta(P - Q), \\ P(x, y, z) \in \Omega_i, \quad i &= \overline{1, N_1}; \end{aligned} \quad (6)$$

$$G_i(P, Q) - G_j(P, Q)|_{\gamma_i \cap \gamma_j} = 0,$$

$$(\sigma_i \bar{\nabla} G_i(P, Q), \mathbf{n}) - (\sigma_j \bar{\nabla} G_j(P, Q), \mathbf{n})|_{\gamma_i \cap \gamma_j} = 0, \quad (7)$$

$$i = \overline{1, N_1}, \quad j \in J_i;$$

$$\alpha_i(P) (\sigma_i \bar{\nabla} G_i(P, Q), \mathbf{n}) - \beta_i(P) G_i(P, Q)|_{P \in \Gamma_i} = 0, \quad (8)$$

$$|\alpha_i(P)| + |\beta_i(P)| \neq 0, \quad i = i_1, i_2, \dots, i_{k_1}, \quad k_1 \leq k \leq N_1;$$

$$G_m(P, Q) \rightarrow 0, \quad P \rightarrow \infty, \quad (9)$$

$$m = m_1, m_2, \dots, m_{n_1}, \quad n_1 \leq n \leq N_1,$$

где  $\Pi$  — номера участков внешней границы  $\Gamma$ , на которых заданы условия второго или третьего рода при  $\alpha_{\Pi}(P) \neq 0$ , а  $l_2$  — номера участков внешней границы  $\Gamma$ , на которых заданы условия первого рода (при  $\alpha_{l_2}(P) = 0$ ,  $\beta_{l_2}(P) \neq 0$ ).

Неизвестные в (5) граничные (на  $S_N$ ) значения потенциала тока находятся из интегрального уравнения Фредгольма второго рода:

$$\begin{aligned} U(P) - \int_{S_N} U(Q) ((\sigma_{vm} - \sigma_N) \bar{\nabla} G(P, Q), \mathbf{n}_Q) d\gamma_{N_Q} = \\ = \sum_{i=1}^N \int_{\Omega_i} f_i(Q) G(P, Q) d\Omega_{iQ} + \\ + \sum_{\Pi} \int_{\Gamma_{\Pi}} \frac{\Psi_{\Pi}(Q)}{\alpha_{\Pi}(Q)} G^1(P, Q) d\Gamma_{\Pi Q} + \\ + \sum_{l_2} \int_{\Gamma_{l_2}} \frac{\Psi_{l_2}(Q)}{\beta_{l_2}(Q)} (\sigma_{l_2} \bar{\nabla} G^1(P, Q), \mathbf{n}) d\Gamma_{l_2 Q}, \end{aligned} \quad (10)$$

$P, Q \in S_N.$

Если граничные условия на внешних границах однородны, и источники поля (в количестве  $N_a$  штук) точечные, расположены в точках  $A_k \in \Omega$ ,  $k = 1, 2, \dots, N_a$  и имеют интенсивности  $I_k$  ампер, а измерительные датчики тока (в количестве  $N_d$  штук) находятся в точках  $D_1, D_2, \dots, D_{N_d} \in \Omega$ , то интегральное представление (5) и интегральное уравнение (10) преобразуются к виду:

$$\begin{aligned} U(D_i) = \Delta \sigma \int_{S_N} \frac{\partial G(D_i, Q)}{\partial n_Q} U(Q) dS_Q + \\ + \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(D_i, A_k), \quad i = 1, 2, \dots, N_d, \end{aligned} \quad (11)$$

$$U(P) - \Delta \sigma \int_{S_N} \frac{\partial G(P, Q)}{\partial n_Q} U(Q) dS_Q = \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(P, A_k), \quad (12)$$

$P, Q \in S_N,$

где  $\Delta \sigma = \sigma_{vm} - \sigma_N$  — избыточная электропроводность включения.

Не уменьшая общности рассматриваемых сред, описываемых формулами (5) и (10), в дальнейшем будем рассматривать случай среды, соответствующий формулам (11)–(12).



Разобьем поверхность включения  $S_N$  на элементарные сегменты  $\Delta S_j (j = 1, 2, \dots, N_v)$ , применим в (11), (12) для вычисления интегралов кубатурные формулы:

$$\int_{S_N} \frac{\partial G(D_i, Q)}{\partial n_Q} U(Q) dS_Q = \sum_{j=1}^{N_v} C_j \frac{\partial G(D_i, Q_j)}{\partial n_{Q_j}} U(Q_j) + H_1, \quad D_i \in \Omega_0,$$

$$\int_{S_N} \frac{\partial G(P_i, Q)}{\partial n_Q} U(Q) dS_Q = \sum_{j=1}^{N_v} C_j \frac{\partial G(P_i, Q_j)}{\partial n_{Q_j}} U(Q_j) + H_2, \\ P_i, Q_j \in S_n, \quad i, j = 1, 2, \dots, N_v,$$

где  $i = 1, 2, \dots, N_d$ ;  $Q_j \in S_n$ ;  $C_j$  – кубатурные коэффициенты,  $j = 1, 2, \dots, N_v$ ,  $H_1$  и  $H_2$  – остаточные члены кубатурных формул. Считая остаточные члены достаточно малыми величинами, представим равенство (11) в виде:

$$U_i = \Delta\sigma \sum_{j=1}^{N_v} g_{ij} U_j + U_{i0}, \quad i = 1, 2, \dots, N_d, \quad (13)$$

где  $g_{ij} = C_j \frac{\partial G(D_i, Q_j)}{\partial n_{Q_j}}$ ,  $U_i = U(D_i)$ ,  $U_j = U(Q_j)$ ,

$U_{i0} = \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(D_i, A_k)$ , а уравнение (12) – в виде

$$U_i - \Delta\sigma \sum_{j=1}^{N_v} g_{ij} U_j = U_{i0}, \quad P_i, Q_j \in S_n, \\ i, j = 1, 2, \dots, N_v, \quad (14)$$

где  $g_{ij} = C_j \frac{\partial G(P_i, Q_j)}{\partial n_{Q_j}}$ ,  $U_i = U(P_i)$ ,  $U_j = U(Q_j)$ ,

$U_{i0} = \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(P_i, A_k)$ .

В (13) и (14) перейдем к матричному виду. Для равенства (13) получим:

$$\overline{U}_d = \Delta\sigma \widetilde{g}_{dv} \overline{U}_v + \overline{U}_{d0}, \quad (15)$$

где  $\overline{U}_d = \begin{pmatrix} U(D_1) \\ U(D_2) \\ \vdots \\ U(D_{N_d}) \end{pmatrix}$ ;

$$\widetilde{g}_{dv} = \begin{bmatrix} C_1 \frac{\partial G(D_1, Q_1)}{\partial n_{Q_1}} & \dots & C_{N_v} \frac{\partial G(D_1, Q_{N_v})}{\partial n_{Q_{N_v}}} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ C_1 \frac{\partial G(D_{N_d}, Q_1)}{\partial n_{Q_1}} & \dots & C_{N_v} \frac{\partial G(D_{N_d}, Q_{N_v})}{\partial n_{Q_{N_v}}} \end{bmatrix};$$

$$\overline{U}_v = \begin{pmatrix} U(Q_1) \\ U(Q_2) \\ \vdots \\ U(Q_{N_v}) \end{pmatrix}; \quad \overline{U}_{d0} = \begin{pmatrix} \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(D_1, A_k) \\ \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(D_2, A_k) \\ \vdots \\ \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(D_{N_d}, A_k) \end{pmatrix}.$$

Матричный вид уравнения (14):

$$(E - \Delta\sigma \widetilde{g}_{vv}) \overline{U}_v = \overline{U}_{v0}, \quad (16)$$

где  $E$  – единичная матрица;

$$\widetilde{g}_{vv} = \begin{bmatrix} C_1 \frac{\partial G(P_1, Q_1)}{\partial n_{Q_1}} & \dots & C_{N_v} \frac{\partial G(P_1, Q_{N_v})}{\partial n_{Q_{N_v}}} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ C_1 \frac{\partial G(P_{N_v}, Q_1)}{\partial n_{Q_1}} & \dots & C_{N_v} \frac{\partial G(P_{N_v}, Q_{N_v})}{\partial n_{Q_{N_v}}} \end{bmatrix};$$

$$\overline{U}_v = \begin{pmatrix} U(P_1) \\ U(P_2) \\ \vdots \\ U(P_{N_v}) \end{pmatrix}; \quad \overline{U}_{v0} = \begin{pmatrix} \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(P_1, A_k) \\ \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(P_2, A_k) \\ \vdots \\ \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(P_{N_v}, A_k) \end{pmatrix}.$$

Вектор  $\overline{U}_v$  значений потенциала на границе включения  $S_N$ , согласно равенству (16), может быть найден через обратную матрицу:

$$\overline{U}_v = (E - \Delta\sigma \widetilde{g}_{vv})^{-1} \overline{U}_{v0}. \quad (17)$$

Подставив вектор (17) в формулу (15), будем иметь

$$\overline{U}_d = \Delta\sigma \widetilde{g}_{dv} (E - \Delta\sigma \widetilde{g}_{vv})^{-1} \overline{U}_{v0} + \overline{U}_{d0}.$$

Преобразуя последовательно последнее выражение, получим:

$$\overline{U}_d - \overline{U}_{d0} = \widetilde{g}_{dv} \left( \frac{1}{\Delta\sigma} E - \widetilde{g}_{vv} \right)^{-1} \overline{U}_{v0};$$

$$\widetilde{g}_{dv}^T (\overline{U}_d - \overline{U}_{d0}) = \widetilde{g}_{dv}^T \widetilde{g}_{dv} \left( \frac{1}{\Delta\sigma} E - \widetilde{g}_{vv} \right)^{-1} \overline{U}_{v0};$$

$$\left( \widetilde{g}_{dv}^T \widetilde{g}_{dv} \right)^{-1} \widetilde{g}_{dv}^T (\overline{U}_d - \overline{U}_{d0}) = \left( \frac{1}{\Delta\sigma} E - \widetilde{g}_{vv} \right)^{-1} \overline{U}_{v0}.$$

Обозначим вектор, стоящий в левой части последнего равенства через  $\vec{a}$ :

$$\vec{a} = \left( \widetilde{g}_{dv}^T \widetilde{g}_{dv} \right)^{-1} \widetilde{g}_{dv}^T (\overline{U}_d - \overline{U}_{d0}). \quad (18)$$

В формуле (18) вектор разности  $\overline{U}_d - \overline{U}_{d0}$  – есть вектор значений аномального потенциала, полученный на системе измерительных датчиков.

Продолжим преобразования:

$$\begin{aligned}\bar{a} &= \left( \frac{1}{\Delta\sigma} E - \widetilde{g_{vv}} \right)^{-1} \overline{U_{v0}}; \\ \left( \frac{1}{\Delta\sigma} E - \widetilde{g_{vv}} \right) \bar{a} &= \overline{U_{v0}}; \\ \frac{1}{\Delta\sigma} \bar{a} - \widetilde{g_{vv}} \bar{a} &= \overline{U_{v0}}; \\ \bar{a} &= \Delta\sigma \left( \overline{U_{v0}} + \widetilde{g_{vv}} \bar{a} \right).\end{aligned}$$

Обозначив вектор, стоящий в последнем равенстве в круглых скобках, через  $\bar{b}$ ,

$$\bar{b} = \overline{U_{v0}} + \widetilde{g_{vv}} \bar{a}, \quad (19)$$

окончательно получим

$$\bar{a} = \Delta\sigma \cdot \bar{b}. \quad (20)$$

Из (20) следует, что векторы  $\bar{a}$  и  $\bar{b}$  — коллинеарны, и равенство (20) представимо покомпонентно:  $a_j = \Delta\sigma b_j$ ,  $j = 1, 2, \dots, N_v$ .

Откуда

$$\Delta\sigma = a_j / b_j, \quad j = 1, 2, \dots, N_v. \quad (21)$$

Из (21) следует, что искомый коэффициент избыточной электропроводности  $\Delta\sigma = \sigma_{vm} - \sigma_N$  может быть найден как отношение ненулевых компонент векторов  $\bar{a}$  и  $\bar{b}$ , или, для большей достоверности результата, — как среднее арифметическое таких отношений

$$\Delta\sigma = \frac{1}{N_v^0} \sum_{\substack{j=1 \\ a_j \neq 0, b_j \neq 0}}^{N_v} \frac{a_j}{b_j}. \quad (22)$$

Здесь  $N_v^0$  — количество ненулевых компонент.

Определение  $\Delta\sigma$  в (20) можно осуществить и через длины векторов по формуле

$$\Delta\sigma = \pm |\bar{a}| / |\bar{b}|. \quad (23)$$

Знак “плюс” используется в случае, когда удельная электропроводность включения меньше удельной электропроводности вмещающей подобласти ( $\sigma_N < \sigma_{vm}$ ), а знак “минус” — в противоположном случае. Какой из этих случаев имеет место — определяется по качественному поведению аномального поля над включением.

Для решения обратной задачи определения искомого удельного электрического сопротивления локального включения остается из равенства  $\Delta\sigma = \sigma_{vm} - \sigma_N$  вычислить  $\sigma_1$ :

$$\sigma_N = \sigma_{vm} - \Delta\sigma. \quad (24)$$

Анализ полученных выше формул позволяет заметить:

1) для нахождения  $\sigma_N$  достаточно одного источника поля ( $N_a = 1$ );

2) в формуле (18), если количество приемников тока  $N_d$  совпадает с числом сегментов разбиения поверхности локального включения  $N_v$  ( $N_d = N_v$ ), то вычисление вектора  $\bar{a}$  может вестись по формуле  $\bar{a} = \widetilde{g_{dv}}^{-1} (\overline{U_d} - \overline{U_{d0}})$ ;

3) для вычисления обратных матриц для матриц  $\widetilde{g_{dv}^T}$  или  $\widetilde{g_{dv}}$  необходимо, чтобы последние были невырожденными, что влечет выбор такой системы наблюдения, описываемой точечными датчиками  $D_1, D_2, \dots, D_{N_d}$ , и такого разбиения поверхности  $S$  на элементарные сегменты  $\Delta S_j$  ( $j = 1, 2, \dots, N_v$ ), чтобы строки (столбцы) матриц были линейно независимыми. Рост количества разбиений ( $N_v$ ) поверхности будет уменьшать расстояние между узлами кубатурной формулы  $Q_j$ ,  $j = 1, 2, \dots, N_v$ , “сближая” строки матриц (делая их “более зависимыми”), и, тем самым, будет увеличивать число обусловленности матриц, что будет операцией вычисления вектора  $\bar{a}$  делать неустойчивой к присутствующим погрешностям измерений поля в датчиках (к вектору  $\overline{U_d}$ ), и, следовательно, будет приводить к неустойчивости в определении значений удельной электропроводности включения  $\sigma_N$ ;

4) все формулы остаются верными, если локальное однородное изотропное включение целиком находится в любой другой кусочно-постоянной изотропной вмещающей среде (например, в горизонтально слоистой) в ее сегменте с удельной электрической проводимостью  $\sigma_{vm}$ . В этом случае для вычислений следует использовать формулы для соответствующей функции Грина  $G(P, Q)$  и градиента функции Грина  $\nabla_Q G(P, Q)$  вмещающей среды.

В итоге, можно сформулировать следующий вычислительный **алгоритм**:

1. Задать:

— вмещающее включение кусочно-однородное пространство, описав его границы и удельные электрические проводимости составляющих его сегментов;

— локальное включение  $\Omega_N$ , описав его границу  $S_N$  (например, параметрически или сплайном);

— координаты источников электрического поля — точек  $A_1, A_2, \dots, A_{N_a}$  и интенсивности стекаемых с них токов  $I_1, I_2, \dots, I_{N_a}$ ;

— координаты измерительных датчиков электрического поля  $D_1, D_2, \dots, D_{N_d}$  и вектор  $\overline{U_d} = (U(D_1) \ U(D_2) \ \dots \ U(D_{N_d}))^T$  измеренных значений потенциала электрического тока в  $N_d$  датчиках /размерности  $N_d/$ .

2. Осуществить разбиение поверхности локального включения  $S_N$  на сегменты  $\Delta S_j$  ( $j = 1, 2, \dots, N_v$ ;  $N_v \leq N_d$ ) и выбрать кубатурную формулу.

3. Вычислить матрицы  $\widetilde{\mathbf{g}}_{dv}$  /размерности  $N_d \times N_v$  / ,  $\widetilde{\mathbf{g}}_{vv}$  /размерности  $N_v \times N_v$  / и векторы  $\overline{U}_{d0}$  /размерности  $N_d$  / ,  $\overline{U}_{v0}$  /размерности  $N_v$  /.

4. При  $N_d = N_v$  , вычислить вектор  $\vec{a}$  /размерности  $N_v$  / по формуле  $\vec{a} = \widetilde{\mathbf{g}}_{dv}^{-1} (\overline{U}_d - \overline{U}_{d0})$ , иначе – по формуле  $\vec{a} = \left( \widetilde{\mathbf{g}}_{dv}^T \widetilde{\mathbf{g}}_{dv} \right)^{-1} \widetilde{\mathbf{g}}_{dv}^T (\overline{U}_d - \overline{U}_{d0})$ .

5. Вычислить вектор:  $\vec{b} = \overline{U}_{v0} + \widetilde{\mathbf{g}}_{vv} \vec{a}$  /размерности  $N_v$  /.

6. Вычислить  $\Delta\sigma$  по формуле  $\Delta\sigma = \frac{1}{N_v^0} \sum_{j=1}^{N_v} \frac{a_j}{a_j \neq 0, b_j \neq 0 b_j}$  или  $\Delta\sigma = \pm |\vec{a}|/|\vec{b}|$ .

7. Вычислить удельную электропроводность включения:  $\sigma_N = \sigma_{vm} - \Delta\sigma$ .

## ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Алгоритм вычислений, представленный выше, реализован программно.

Рассмотрим простой случай – случай однородного вмещающего полупространства  $\Omega_1$  с удельной электропроводностью грунта  $\sigma_1 = 0.01$  (См/м). Пусть локальное включение  $\Omega_2$  имеет форму шара радиуса  $R_{sp}$  (м), которое заполнено грунтом удельной электропроводности  $\sigma_2$  (См/м). Введем декартову систему координат с началом на плоской “дневной” поверхности, осью  $Oz$ , ортогонально направленной в глубь земли и проходящей через центр шара. Координаты центра шара –  $O_{sp}(0, 0, Z_{sp})$  (м). Поверхность шара опишем параметрически через азимутальный и зенитный углы. В экспериментах ниже, если это не оговорено особо,  $R_{sp} = 10$  (м),  $Z_{sp} = 28$  (м).

Функция Грина однородного изотропного полупространства известна –  $G(P, Q) = \frac{1}{4\pi\sigma_1} \times \left( \frac{1}{R(P, Q)} + \frac{1}{R(P, Q^*)} \right)$ , где  $R(P, Q)$  – расстояние между точками  $P$  и  $Q$ ,  $Q^*$  – точка, симметричная точке  $Q$  относительно плоской границы “дневной” поверхности  $z = 0$ .

Разместим точечные источники постоянной электрического тока интенсивности  $I = 1$  (А) в точках  $A_1(150, 7, 0)$ ,  $A_2(-60, -60, 0)$ ,  $A_3(-150, -7, 0)$ ,  $A_4(60, 60, 0)$  (м). Здесь  $N_a = 4$ . Измерительные

датчики потенциала электрического тока будем задавать в узлах сеточной области на “дневной” поверхности равномерным делением отрезков изменения  $x$ - и  $y$ -координат  $[-12.5, 21.0]$  и  $[-12.5, 21.0]$  соответственно на  $N_x$  и  $N_y$  частей.

Тогда  $N_d^x = N_x + 1$  и  $N_d^y = N_y + 1$  – есть количество формируемых узлов сетки по оси  $x$  и по оси  $y$ , и общее количество датчиков  $N_d$  будет равно  $N_d = N_d^x \times N_d^y$ .

Вид сверху на описанное расположение объектов представлен на рис. 2 (значения отметок и шкалы осей указаны в метрах).

Поверхность включения разбивалась на  $N_v = N_v^1 \times N_v^2$  сегментов, где  $N_v^1$  – количество делений отрезка изменения первого параметра (азимутального угла) в параметрическом описании поверхности, а  $N_v^2$  – количество делений отрезка изменения второго параметра (зенитного угла). В качестве формулы интегрирования использована кубатурная формула метода ячеек с вычислением функции в середине прямоугольника вариации параметров.

В табл. 1 представлены результаты вычислительного эксперимента, полученные при вариации числа разбиений поверхности шара  $N_v = N_v^1 \times N_v^2$ . В данном эксперименте: количество измерительных датчиков  $N_d = N_d^x \times N_d^y = 5 \times 5$  шт.; величина шума в “измеренном” потенциале – 0%; удельная электропроводность шара, при которой определялось решение прямой задачи  $\sigma_2 = 0.12345$  См/м; глубина залегания центра шара  $Z_{sp} = 28$  м. В столбце 3 показаны значения  $\Delta\sigma$ , вычисленные на шаге 6 алгоритма через длины векторов  $\Delta\sigma = \pm |\vec{a}|/|\vec{b}|$ , а в столбце 4 – приближенно вычисленное значение удельной электропроводности включения  $\tilde{\sigma}_2$  – как решение обратной задачи (см. шаг 7 алгоритма). По столбцам 5 и 6 таблицы видно, наблюдается всплеск абсолютной и относительной погрешностей результата вычислений в случае, если число сегментов разбиения поверхности шара  $N_v^1 \times N_v^2$  превышает количество датчиков  $N_d^x \times N_d^y$ . В этом случае матрица  $\widetilde{\mathbf{g}}_{dv}^T \widetilde{\mathbf{g}}_{dv}$ , обращение которой требуется при вычислениях вектора  $\vec{a}$  (п. 4 Алгоритма), становится плохо обусловленной – ее число обусловленности, посчитанное с применением евклидовой нормы матриц, резко возрастает. Видно, что число обусловленности матрицы  $\widetilde{\mathbf{g}}_{dv}$ , которая используется при вычислении вектора  $\vec{a}$ , в случае  $N_d = N_v = 5 \times 5$ , меньше, чем у матрицы  $\widetilde{\mathbf{g}}_{dv}^T \widetilde{\mathbf{g}}_{dv}$ , что с точки зрения устойчивости вычислений – лучше. Два этих

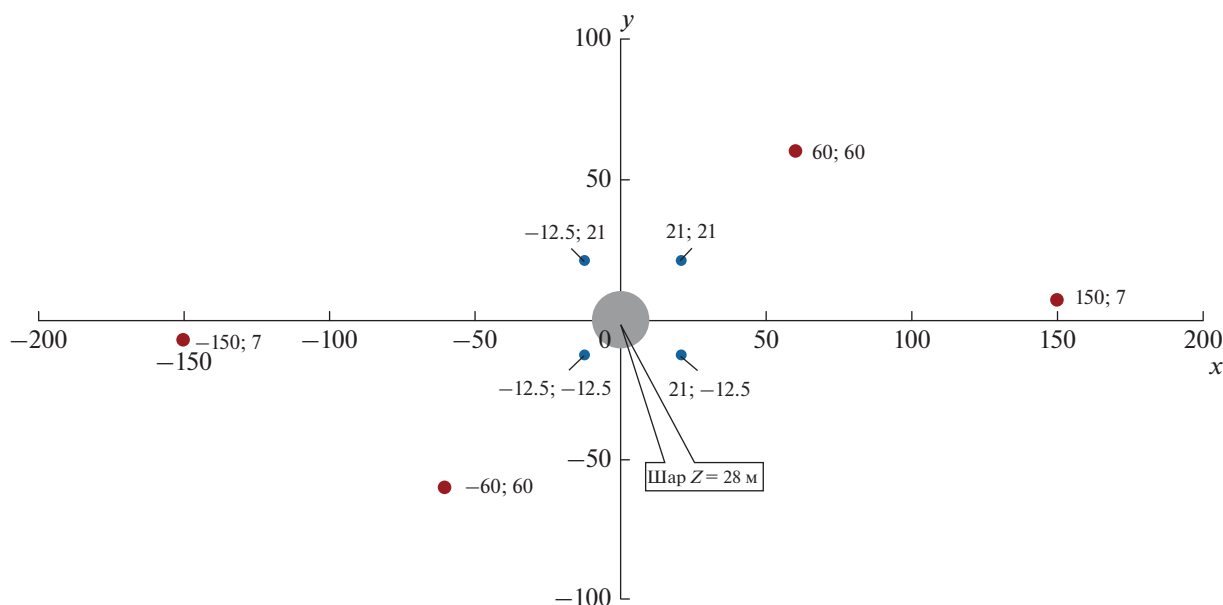


Рис. 2. Вид сверху.

факта дают основания в последующих вычислительных экспериментах брать число сегментов разбиения поверхности включения не более количества измерительных датчиков, а лучше — брать их совпадающими по количеству. Далее в вычислительных экспериментах эти количества брались равными друг другу.

В табл. 2 представлены данные расчетов при величине шума в “измеренном” потенциале — 0%; удельной электропроводности шара  $\sigma_2 = 0.12345$  См/м; глубина залегания центра шара  $Z_{sp} = 28$  м и при  $N_d^x \times N_d^y = N_v^1 \times N_v^2 = 5 \times 5$  шт.

Отметим, что при увеличении глубины залегания центра шара  $Z_{sp}$ , число обусловленности матрицы  $\widetilde{g}_{dv}$  растет. С ростом глубины залегания центра растет и расстояние между точками расчета градиента функции Грина. Это, в свою очередь, уменьшает различие строк матрицы  $\widetilde{g}_{dv}$ , увеличивая ее число обусловленности. Следуя этой

логике, с ростом расстояния между включением и системой измерительных датчиков, неустойчивость алгоритма будет возрастать.

Эксперименты выше показывают значимость выбора системы наблюдения для разрешимости рассматриваемой обратной задачи — с количеством датчиков-приемников, равным числу сегментов дискретизации поверхности в кубатурной формуле и с расположением этих датчиков относительно поверхности включения, обеспечивающим невысокое число обусловленности матрицы  $\widetilde{g}_{dv}$ .

В табл. 3 рассматривается эксперимент, имитирующий неточное определение границы аномалиеобразующего включения на 1-м этапе — этапе определения местоположения и границы включения. Предполагая, что радиус шара был определен неточно, будем решать обратную задачу определения его удельной электропроводности с неточным радиусом  $R_{sp}^{inv}$ . Вариация радиуса шара показана в столбце 1 таблицы.

Таблица 1. Вариация количества сегментов разбиения поверхности шара

| Кол-во сегментов<br>$N_v^1 \times N_v^2$ , шт. | Число<br>обусловленности<br>матрицы | $\Delta\sigma$ , См/м | $\tilde{\sigma}_2$ ,<br>См/м | $\Delta =  \sigma_2 - \tilde{\sigma}_2 $ ,<br>См/м | $\delta = \frac{\Delta}{\sigma_2} \times 100$ , % |
|------------------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------|------------------------------|----------------------------------------------------|---------------------------------------------------|
| 1                                              | 2                                   | 3                     | 4                            | 5                                                  | 6                                                 |
| 3 × 3                                          | 2.36E + 05                          | −0.11345              | 0.12345                      | 0.00000                                            | 0.0                                               |
| 4 × 4                                          | 3.29E + 10                          | −0.11345              | 0.12345                      | 0.00000                                            | 0.0                                               |
| 5 × 5                                          | 1.09E + 07                          | −0.11345              | 0.12345                      | 0.00000                                            | 0.0                                               |
| 6 × 6                                          | 9.68E + 18                          | −0.06283              | 0.07283                      | 0.05062                                            | 41.0                                              |
| 7 × 7                                          | 4.32E + 18                          | −0.17375              | 0.18375                      | 0.06030                                            | 48.8                                              |



**Таблица 2.** Вариация глубины залегания центра шара  $Z_{sp}$ 

| $Z_{sp}$ , м | Число обусловленности матрицы | $\Delta\sigma$ , См/м | $\tilde{\sigma}_2$ , См/м | $\Delta =  \sigma_2 - \tilde{\sigma}_2 $ , См/м | $\delta = \frac{\Delta}{\sigma_2} \times 100$ , % |
|--------------|-------------------------------|-----------------------|---------------------------|-------------------------------------------------|---------------------------------------------------|
| 1            | 2                             | 3                     | 4                         | 5                                               | 6                                                 |
| 27.0         | 9.28E + 06                    | −0.11345              | 0.12345                   | 0.00000                                         | 0.0                                               |
| 28.0         | 1.09E + 07                    | −0.11345              | 0.12345                   | 0.00000                                         | 0.0                                               |
| 30.0         | 1.60E + 07                    | −0.11345              | 0.12345                   | 0.00000                                         | 0.0                                               |
| 40.0         | 9.33E + 07                    | −0.11345              | 0.12345                   | 0.00000                                         | 0.0                                               |
| 50.0         | 3.46E + 08                    | −0.11345              | 0.12345                   | 0.00000                                         | 0.0                                               |

**Таблица 3.** Вариация радиуса шара при решении обратной задачи  $R_{sp}^{inv}$ 

| $R_{sp}^{inv}$ , м | Число обусловленности матрицы | $\Delta\sigma$ , См/м | $\tilde{\sigma}_2$ , См/м | $\Delta =  \sigma_2 - \tilde{\sigma}_2 $ , См/м | $\delta = \frac{\Delta}{\sigma_2} \times 100$ , % |
|--------------------|-------------------------------|-----------------------|---------------------------|-------------------------------------------------|---------------------------------------------------|
| 1                  | 2                             | 3                     | 4                         | 5                                               | 6                                                 |
| 9.7                | 56.94                         | −0.09706              | 0.10706                   | 0.01639                                         | 13.3                                              |
| 9.8                | 56.99                         | −0.10209              | 0.11209                   | 0.01136                                         | 9.2                                               |
| 9.9                | 57.05                         | −0.10754              | 0.11754                   | 0.00591                                         | 4.8                                               |
| 10.0               | 57.13                         | −0.11345              | 0.12345                   | 0.00000                                         | 0.0                                               |
| 10.1               | 57.22                         | −0.11979              | 0.12979                   | 0.00634                                         | 5.1                                               |
| 10.2               | 57.31                         | −0.12652              | 0.13652                   | 0.01307                                         | 10.6                                              |
| 10.3               | 57.42                         | −0.13305              | 0.14305                   | 0.01960                                         | 15.9                                              |

В этом эксперименте: величине шума в “измеренном” потенциале — 0%; исходная удельная электропроводность шара  $\sigma_2 = 0.12345$  См/м; глубина залегания центра шара  $Z_{sp} = 28$  м;  $N_d^x \times N_d^y = N_v^1 \times N_v^2 = 2 \times 2$  шт.; точечный источник тока один ( $N_a = 1$ ), имеет интенсивность  $I = 1$  (А) и расположен в точке  $A_1(10, 7, 0)$  (м). Отметим, что с увеличением радиуса шара возрастает число обусловленности матрицы  $\tilde{g}_{dv}$  (столбец 2), увеличивается найденное удельное электрическое сопротивление шара  $\tilde{\sigma}_2$  (столбец 3). Данные в столбцах 5 и 6 показывают, что с увеличением отклонения радиуса шара  $R_{sp}^{inv}$  от истинного (10.0 м.) растет и величина абсолютной (столбец 5) и относительной (столбец 6) погрешности вычислений.

В табл. 4 демонстрируется влияние уровня шума в “измеренных” данных. Шумовые помехи рассчитывались по равномерному закону распределения. Эксперимент проведен при следующих значениях параметров: исходная удельная электропроводность шара  $\sigma_2 = 0.12345$  См/м; радиус шара  $R_{sp} = 10$  (м); глубина залегания центра шара  $Z_{sp} = 28$  м;  $N_d^x \times N_d^y = N_v^1 \times N_v^2 = 2 \times 2$  шт.; точечный источник тока интенсивности  $I = 1$  (А) расположен в точке  $A_1(10, 7, 0)$  (м).

В столбцах 3–6 таблицы, в верхней строке, демонстрируются данные, полученные при использовании на шаге 6 алгоритма формулы вычисления

$$\Delta\sigma = \frac{1}{N_v^0} \sum_{j=1}^{N_v} \frac{a_j}{b_j}, \text{ а в нижней строке —}$$

при использовании формулы  $\Delta\sigma = \pm |\vec{a}|/|\vec{b}|$ . Видно, что с ростом уровня шума точность определения  $\sigma_2$  падает. Сравнение строк демонстрирует, что применение при расчетах формулы  $\Delta\sigma = \pm |\vec{a}|/|\vec{b}|$  более предпочтительно. Значительные погрешности, возникающие при использовании первой формулы, связаны с делением на имевшиеся близкие к нулю (но не нулевые) значения компонент вектора  $\vec{b}$ . В нижней же строке, для второй формулы, при делении на длину вектора эти погрешности, как правило, отсутствуют (не отвергается все же возможный случай, когда и длина вектора  $\vec{b}$  тоже будет близка к нулю). Отметим, что в табл. 1–табл. 3 вычисления значений избыточной электропроводности  $\Delta\sigma$  были произведены на основе формулы  $\Delta\sigma = \pm |\vec{a}|/|\vec{b}|$ .

## ВЫВОДЫ

Произведенные в работе исследования демонстрируют возможность решения обратной задачи геоэлектрики — задачи определения

**Таблица 4.** Вариация радиуса шара при решении обратной задачи  $R_{sp}^{inv}$ 

| $Shum$ , % | Число обусловленности матрицы | $\Delta\sigma$ , См/м | $\tilde{\sigma}_2$ , См/м | $\Delta =  \sigma_2 - \tilde{\sigma}_2 $ , См/м | $\delta = \frac{\Delta}{\sigma_2} \times 100$ , % |
|------------|-------------------------------|-----------------------|---------------------------|-------------------------------------------------|---------------------------------------------------|
| 1          | 2                             | 3                     | 4                         | 5                                               | 6                                                 |
| 0.0        | 57.13                         | –0.11345              | 0.12345                   | 0.00000                                         | 0.0                                               |
|            |                               | –0.11345              | 0.12345                   | 0.00000                                         | 0.0                                               |
| 1.0        |                               | –0.09438              | 0.10438                   | 0.01907                                         | 15.5                                              |
|            |                               | –0.10593              | 0.11593                   | 0.00752                                         | 6.1                                               |
| 5.0        |                               | –0.63972              | 0.64972                   | 0.52627                                         | 426.3                                             |
|            |                               | –0.09317              | 0.10317                   | 0.02028                                         | 16.4                                              |

удельной электрической проводимости локального включения по известным значениям аномального потенциала электрического поля в точках расположения измерительных датчиков — на основе граничных интегральных уравнений. Для разрешимости задачи (обратимости матриц  $\widetilde{g_{dv}^T}$  и  $\widetilde{g_{dv}}$ ) рекомендуется выбирать систему наблюдения, которая обеспечивала бы линейную независимость строк/столбцов матриц, и, следовательно, невырожденность матриц. Использование матрицы  $\widetilde{g_{dv}}$  предпочтительнее, чем матрицы  $\widetilde{g_{dv}^T}$ , т.к. умножение матрицы  $\widetilde{g_{dv}}$  на ее транспонированную  $\widetilde{g_{dv}^T}$ , в общем случае, делает обращение матрицы произведения  $\widetilde{g_{dv}^T} \widetilde{g_{dv}}$  процедурой менее устойчивой. Использование же матрицы  $\widetilde{g_{dv}}$  (не  $\widetilde{g_{dv}^T}$ ) требует, чтобы число сегментов, на которое разбивается поверхность включения для вычисления поверхностного интеграла путем применения кубатурной формулы, совпадало с количеством измерительных датчиков системы наблюдения.

Результаты вычислительных экспериментов показывают предпочтительность использования для вычисления избыточной электропроводности  $\Delta\sigma$  расчетной формулы через длины векторов —  $\Delta\sigma = \pm |\vec{a}|/|\vec{b}|$ .

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров П.Н., Кризский В.Н. Решение линейной коэффициентной обратной задачи геофизики на основе интегральных уравнений // Физика Земли. 2022. № 2. С. 136–143.  
<https://doi.org/10.31857/S0002333722020016>
- Ахтямов А.М. Теория идентификации краевых условий и ее приложения. М.: Физматлит. 2009. 272 с.
- Балк П.И., Долгаль А. С. Монтажные методы решения обратных задач как неотъемлемый элемент аддитивных технологий интерпретации гравитационных аномалий // Геофизический журн. 2019. Т. 41. № 4. С. 40–47.
- Баюк И.О. Междисциплинарный подход к определению эффективных физических свойств коллекторов // Технологии сейсморазведки. 2011. № 4. С. 75–82.
- Губатенко В.П. Построение класса переменных электромагнитных полей на основе решения обратной задачи. Материалы всеросс. 5-й школы-семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям земли. ЭМЗ 2011. Книга 2. СПб: СПбГУ. 2011. 507 с.
- Дубиня Н.В., Тихоцкий С.А. О методе решения обратной задачи восстановления напряженно-деформированного состояния массива горных пород по данным о естественной трещиноватости // Физика Земли. 2022. № 4. С. 113–134.  
<https://doi.org/10.31857/S0002333722040020>
- Ермолин Е.Ю., Ингерев О., Янкилевич А.А., Покровская Н.Н. Особенности сигнала АМТ в мертвом частотном диапазоне на Чукотке (Дальний Восток России) // Записки Горного института. 2019. Т. 236. С. 125.  
<https://doi.org/10.31897/pmi.2019.2.125>
- Кабанихин С.И., Исаков К.Т. Обратные и некорректные задачи для гиперболических уравнений. Алматы: Казахский нац. педагогический ун-т им. Абая. 2007. 330 с.
- Кремчев Э.А., Данилов А.С., Смирнов Ю.Д. Состояние метрологического обеспечения систем мониторинга на базе беспилотных воздушных судов // Записки Горного института. 2019. Т. 235. С. 96.  
<https://doi.org/10.31897/pmi.2019.1.96>
- Кризский В.Н. О способе вычисления физических полей в кусочно-анизотропных средах. Часть I. Стационарные поля // Вестник БашГУ. 2009. Т. 14. № 3. С. 726–730.
- Мартышко П.С., Бызов Д.Д., Мартышко М.П. О решении структурной обратной задачи магниторазведки с учетом размагничивания для модели двухслойной среды // Докл. РАН. 2013. Т. 453(5). С. 558–562.  
<https://doi.org/10.7868/S086956521335017X>
- Монахов С.Ю. Истокообразная аппроксимация в трехмерных обратных задачах электроразведки // Недра Поволжья и Прикаспия. 2014. Вып. 80. С. 35–45.
- Романов В.Г. Обратные задачи математической физики. М.: Наука. 1980.
- Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука. 1979. 285 с.
- Шимелевич М.И. Родионов Е.А., Оборнев И.Е., Оборнев Е.А. Нейросетевая 3D-инверсия полевых данных геоэлектрики с расчетом апостериорных оценок // Физика Земли. 2022. Т. 68. № 5. С. 3–13.  
<https://doi.org/10.31857/S0002333722050246>

- Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е., Родионов Е.А. Численные методы оценки достоверности результатов интерпретации данных электромагнитных зондирования // Записки Горного института. 2015. Т. 212. С. 122–129.
- Юрко В.А. Обратные спектральные задачи и их приложения. Саратов: изд-во Сарат. пед. ин-та. 2001. 499 с.
- Ягола А.Г. Ван Янфей, Степанова И.Э., Титаренко В.Н. Обратные задачи и методы их решения. Приложения к геофизике. М.: Лаборатория знаний. 2017. 219 с.
- Alekseev V.I. Deep structure and geodynamic conditions of granitoid magmatism in the eastern Russia // J. Mining Institute. 2020. V. 243(3). P. 259–265.  
<https://doi.org/10.31897/PMI.2020.3.259>
- Beilina L., Klivanov M.V. Approximate Global Convergence and Adaptivity for Coefficient Inverse Problems. New York, Dordrecht, Heidelberg, London: Springer. 2012. 407 p.
- Chen S., Ma L., Zhang X., Chen X., Xu. F. Geochemical methods of identifying oil reservoir, gas reservoir and water layer // Tianranqi Gongye/Natural Gas Industry. 2001. V. 21(6). P. 39–41.
- Danileva N.A., Daniliev S.M., Bolshakova N.V. Allocation of a deep-lying brine aquifer in the rocks of a chemogenic section based on the data of geophysical well logging and 2D-seismic exploration // J. Mining Institute. 2021. V. 250(4). P. 501–511.  
<https://doi.org/10.31897/PMI.2021.4.3>
- Gospodarikov A.P., Zatsepin M.A., Vykhodtsev Y.N., Nguen C.T. Numerical modeling of seismic wave impact on enclosing rock mass surrounding underground structures // Mining Informational and Analytical Bulletin. 2022. V. 7. P. 116–130.  
[https://doi.org/10.25018/0236\\_1493\\_2022\\_7\\_0\\_115](https://doi.org/10.25018/0236_1493_2022_7_0_115)
- Gusev E.A., Krylov A.A., Urvantsev D.M., Goremykin Y.V., Krinitsky P.I. Geological structure of the northern part of the kara shelf near the severnaya zemlya archipelago according to recent studies // J. Mining Institute. 2020. V. 245(1). P. 591–598.  
<https://doi.org/10.31897/PMI.2020.5.1>
- Li Y.G., Oldenburg D.W. 3-D inversion of magnetic data, Geophysics. 1996. № 61. P. 394–408.
- Lukyanenko D.V., Yagola A.G. Some methods for solving of 3d inverse problem of magnetometry // Eurasian J. Mathematical and Computer Applications. 2016. P. 14–44.
- Mingaleva T., Gorelik G., Egorov A., Gulin V. Correction of depth-velocity models by gravity prospecting for hard-to-reach areas of the shelf zone // Mining Informational and Analytical Bulletin. 2022. V. (10–1). P. 77–86.  
[https://doi.org/10.25018/0236\\_1493\\_2022\\_101\\_0\\_77](https://doi.org/10.25018/0236_1493_2022_101_0_77)
- Molodtsov D.M., Troyan V.N., Roslov Yu.V., Zerilli A. Joint inversion of seismic traveltimes and magnetotelluric data with a directed structural constraint // Geophysical Prospecting. 2013. V. 61(6). P. 1218–1228.
- Movchan I.B., Yakovleva A.A., Frid V., Movchan A.B. Shaygallyamova Z.I. Modelling of seismic assessment for large geological systems // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2022. V. 380(2231).  
<https://doi.org/10.1098/rsta.2021.0393>
- Nguyen H.T., Kreinovich V., Wu B., Xiang G. (2012). Applications to Geophysics: Inverse Problem. Computing Statistics under Interval and Fuzzy Uncertainty. Studies in Computational Intelligence. V. 393. Berlin, Heidelberg: Springer.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-642-24905-1\\_39](https://doi.org/10.1007/978-3-642-24905-1_39)
- Parson L. Marine Geophysics // Marine Geology. 2000. V. 167(3–4). P. 425.  
[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00033-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00033-5)
- Philp P., Crisp P.T. Surface geochemical methods used for oil and gas prospecting — a review // J. Geochemical Exploration. 1982. V. 17(1). P. 1–34.  
[https://doi.org/10.1016/0375-6742\(82\)90017-6](https://doi.org/10.1016/0375-6742(82)90017-6)
- Putikov O., Kholmyanski M., Ivanov G., Senchina N. Application of geoelectrochemical method for exploration of petroleum fields on the arctic shelf // Chemie Der Erde. 2020. V. 80(3).  
<https://doi.org/10.1016/j.geoch.2019.02.001>
- Richter M. Inverse Problems: Basics, Theory and Applications in Geophysics. Birkhäuser Cham. 2021. 273 p.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-030-59317-9>
- Samylovskaya E., Makhovikov A., Lutonin A., Medvedev D., Kudryavtseva R. Digital technologies in arctic oil and gas resources extraction: Global trends and russian experience // Resources. 2022. V. 11(3).  
<https://doi.org/10.3390/resources11030029>
- Saunders J.H. et al. Constrained resistivity inversion using seismic data // Geophysical J. International. 2005. V. 160. № 3. P. 785–796.
- Scales J.A., Tenorio L. Prior information and uncertainty in inverse problems // Geophysics. 2001. V. 66. № 2. P. 389–397.
- Sen M.K. Seismic Inversion. Society of Petroleum Engineers. 2006. 120 p.
- Tarantola A. Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation. SIAM. Philadelphia. 2005.

## On Determination of the Electrical Conductivity of a Local Inclusion of Piecewise-Constant Isotropic Medium

V. N. Krizskii<sup>a,\*</sup> and P. N. Aleksandrov<sup>b,\*\*</sup>

<sup>a</sup> St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, 199106 Russia

<sup>b</sup> Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

\*E-mail: krizskiy\_vn@pers.spmi.ru

\*\*E-mail: alexandr@igemi.troitsk.ru

**Abstract**—This work is a continuation of the authors' research on solving inverse problems of mathematical geophysics in a linear formulation. Unlike previous works, where the solution was built on the basis of volumetric integral equations, boundary integral representations and emerging boundary integral equations are used here to solve the inverse coefficient problem of geoelectrics to find the constant electrical conductivity of a local isotropic inclusion, located in a piecewise-constant electrical conductivity isotropic enclosing medium.

**Keywords:** inverse coefficient problem of geoelectrics, piecewise-constant isotropic media, boundary integral equations