

## ТОНКАЯ СТРУКТУРА КОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ОТКЛИКА ПО ДАННЫМ ГЕОМАГНИТНЫХ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

© 2024 г. А. А. Соловьев<sup>1,2,\*</sup>, И. М. Алешин<sup>1,2</sup>, С. В. Анисимов<sup>2</sup>,  
А. Г. Гоев<sup>2,3</sup>, А. Н. Морозов<sup>1,2</sup>, Д. С. Сапронов<sup>1</sup>, Е. Н. Соловьева<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: a.soloviev@gcras.ru

Поступила в редакцию 03.03.2024 г.

После доработки 03.03.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

В настоящей работе исследуется отклик в вариациях геомагнитного поля, который был вызван землетрясениями 2020–2023 гг. с магнитудами  $M_w \geq 7.0$  в Эгейском море и на востоке Турции. Проведено детальное сопоставление высокоточных наблюдений геомагнитного поля и сейсмограмм, зарегистрированных на комплексных геофизических обсерваториях в радиусе 3000 км от эпицентров. В работе совместно анализируются осредненные 1-секундные данные скорости изменения магнитного поля и записи широкополосных сейсмических станций. Оцениваются их характеристики как во временной, так и частотной областях. Отдельно сопоставляются спектральные характеристики объемных и поверхностных волн с характеристиками геомагнитного сигнала. Показано, что начало возмущения магнитного поля в каждом пункте наблюдений строго совпадает с приходом  $P$ -волны и усиливается при вступлении  $S$ -волн. Максимальное геомагнитное возмущение вызывается поверхностными волнами. Амплитуда электромагнитных возбуждений пропорциональна амплитуде порождающих его сейсмических фаз. Таким образом, подтверждена косейсмическая природа наблюдаемого электромагнитного сигнала, предполагающая его возбуждение в земной коре по мере распространения сейсмических волн.

*Ключевые слова:* землетрясения, сейсмоэлектромагнитные эффекты, геомагнитное поле, сейсмология, косейсмический эффект.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050141>, EDN: EJBUC

### ВВЕДЕНИЕ

Основная проблема в изучении геомагнитного отклика от состоявшихся землетрясений связана со сложностью получения высококачественных данных из пунктов наблюдений, обеспечивающих мониторинг одновременно геомагнитной и сейсмической активностей в достаточной близости от очагов сильных землетрясений. Для возможности детального исследования такого отклика должны быть выполнены три условия: экстремально большая магнитуда землетрясения ( $M_w \geq 7$ ), наличие качественных 1-секундных наблюдений геомагнитного поля на относительно небольших (не более  $25^\circ$  или 3000 км) эпицентральных расстояниях, наличие сейсмической станции рядом с геомагнитной

обсерваторией [Соловьев, 2023]. Регистрация секундных наблюдений геомагнитного поля приемлемого качества началась примерно с 2020 г. На сегодня ее обеспечивают несколько десятков обсерваторий, расположенных, в основном, в европейском секторе [Thomson, Flower, 2021]. В итоге лишь единичные сейсмические события удовлетворяют всем перечисленным условиям. К ним, в частности, относятся несколько землетрясений, произошедших в 2020–2023 гг.

30.10.2020 г. в 10 км к северу от греческого острова Самос в Эгейском море произошло землетрясение с магнитудой  $M_w = 7.0$  на глубине 21 км (по данным Геологической службы США (USGS), <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>). Данная территория на севере граничит с зоной

северо-анатолийского разлома, на юге – с Эллинским желобом [Sakkas, 2021]. 06.02.2023 г. в провинции Кахраманмараш, расположенной на юге Турции, произошли разрушительные землетрясения, наиболее сильные из которых характеризовались магнитудами  $M_w = 7.5$  и  $7.8$ . Согласно USGS глубины гипоцентров составили 7.4 и 10 км соответственно. Сейсмичность данного региона, представляющего собой сочленение крупных Африканской, Анатолийской и Аравийской тектонических плит, изучена весьма подробно [Kadirioğlu, Kartal, 2016; Ahmad et al., 2017; Akkar et al., 2018; Alver et al., 2019; Güvercin et al., 2022]. Журнал “Физика Земли” № 6, 2023 г. целиком посвящен всестороннему анализу серии турецких землетрясений 2023 г. В основном он касается изучения процессов в очаге, тектонических аспектов, реконструкции сопутствующих геодинамических процессов и др. (см. введение к выпуску [Смирнов, Шебалин, 2023 ] )

Вместе с тем, по-прежнему остаются недостаточно исследованными механизмы воздействия землетрясений и связанных с ними процессов в литосфере на геомагнитное поле. Их изучению посвящена отдельная дисциплина – сейсмоэлектромагнетизм [Molchanov, Nayakawa, 2008]. На сегодня преобладают два описания возможного механизма генерации геомагнитного отклика на сейсмическое событие. Первое связано с так называемым “косейсмическим сигналом”, предполагающим генерацию электромагнитного сигнала сейсмической волной. Генерация таких сигналов обусловлена электрокинетическим или геомагнитно-индуктивным эффектом. Электрокинетический эффект возникает при разделении зарядов во флюиде, содержащемся в земной коре. Деформации коры, вызванные сейсмическими волнами, приводят в движение ионизированный флюид, что создает электрокинетический ток. Геомагнитно-индуктивные возмущения при распространении сейсмических волн могут возникать в результате эффекта индукции за счет колебаний проводящей земной коры, находящейся в постоянном геомагнитном поле. На основе численного моделирования косейсмического эффекта было показано, что длительность сигналов должна увеличиваться с расстоянием из-за дисперсии поверхностных сейсмических волн [Surkov et al., 2018; Yamazaki, 2024]. Второй механизм предполагает распространение акустико-гравитационных волн от очага с последующим возбуждением ионосферы и генерацией геомагнитных пульсаций. Очевидно, в этом случае речь идет о более длиннопериодных сейсмогенных

вариациях геомагнитного поля. Так, например, в работе [Рябова, Шалимов, 2022] геомагнитные вариации с периодами больше 13 мин интерпретируются как результат распространения медленных магнитогидродинамических волн, возбужденных в ионосфере акустическим импульсом после землетрясений, или как результат прохождения перемещающихся ионосферных возмущений.

Явление возбуждения электромагнитного поля при распространении механических колебаний в пористых влагонасыщенных горных породах (также называемое сейсмоэлектрическим эффектом второго рода) экспериментально было открыто в 1939 г. [Иванов, 1939]. Интерес был обусловлен тем, что возбуждаемые поля несут информацию о глубине залегания влагонасыщенной породы, ее флюидосодержании, пористости, проницаемости и других петрофизических параметрах. Данный механизм расценивался как перспективный при решении разнообразных прикладных задач инженерной и нефтегазовой геологии, геофизики и геодинамики. Позже, в 1960-х годах, совершались попытки использовать сейсмоэлектрический эффект для детектирования подземных ядерных испытаний. Тем самым, регистрация сейсмогенных электромагнитных возмущений выполнялась на нерегулярной основе в интересах сугубо прикладных задач.

В работе [Соловьев, 2023] сообщалось о детектировании геомагнитного отклика от природных землетрясений в высокоточных данных регистрации магнитного поля с 1-секундной частотой дискретизации. Было показано, что при магнитуде  $M_w \geq 7.0$  сигнал надежно детектируется в радиусе 3000 км от эпицентра. При этом, геомагнитный эффект наилучшим образом выделяется в скорости изменения поля, достигая аномальных амплитуд  $> 10$  нТл/с. Для каждой из рассмотренных геомагнитных обсерваторий была определена задержка прихода сигнала от землетрясений. Естественным продолжением данного исследования является более точная оценка скоростей распространения электромагнитного сигнала для установления приоритетного механизма его передачи. Часть обсерваторий, данные которых рассматривались в работе [Соловьев, 2023], обеспечивают комплексный набор геофизических измерений, включающих не только геомагнитные, но и сейсмологические наблюдения. Таким образом, появляется возможность комплексирования геомагнитных и сейсмических данных, синхронно регистрируемых на едином пункте наблюдений. Именно

этому исследованию и посвящена настоящая работа.

В первой части работы приведено подробное описание исходных данных. Далее приводятся доводы в пользу того, что зафиксированные сейсмогенные возмущения геомагнитного поля не связаны ни с вибрацией постаментов, на которых установлены магнитометры, ни с эффектами космической погоды. Также приводятся допустимые шумовые характеристики геомагнитных данных, при которых возможно детектировать искомый сигнал. В основной части статьи приведено подробное сопоставление геомагнитных и сейсмических записей, полученных во время трех землетрясений, обсуждаются их характеристики как во временной, так и частотной областях. Заключительная часть статьи содержит выводы.

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Основные затруднения в изучении обсуждаемых геомагнитных эффектов связаны с недостатком 1-секундных наблюдений геомагнитного поля и их неполным географическим охватом. Как было показано в работе [Соловьев, 2023], искомый эффект в исходных данных представляет собой квазипериодический сигнал с характерным периодом 5–20 с, небольшой амплитудой порядка нескольких нТл и длительностью от 5 до 15 мин. Таким образом, в 1-минутных наблюдениях, регистрация которых была начата существенно раньше и которых накоплено значительно больше по всему земному шару, исследуемые эффекты пропадают за счет сглаживания данных при усреднении. Кроме того, согласно работе [Соловьев, 2023] на расстоянии более 3000 км от эпицентра сильного землетрясения сейсмогенный геомагнитный эффект рассеивается и перестает детектироваться в скорости изменения магнитного поля, поэтому выбор данных ограничивается обсерваториями, расположенными в указанном радиусе от очагов изучаемых землетрясений.

Учитывая эти обстоятельства, были отображены обсерватории, обеспечивающие мониторинг геомагнитного поля с 1-секундным разрешением. Из них мы оставили те, у которых на территории или в непосредственной близости имелись постоянно действующие широкополосные сейсмические станции. Отобранные пункты наблюдений представлены на карте на рис. 1. Из них комплексный мониторинг геомагнитной и сейсмической активности обеспечивают обсерватории “Михнево” (Московская обл., IAGA-код

магнитной обсерватории MHVg, код сейсмической станции MHVs) [Адушкин и др., 2016; Soloviev et al., 2023], “Борок” (Ярославская обл., IAGA-код магнитной обсерватории BOX, код сейсмической станции BROK) [Гоев и др., 2024] и “Климовская” (Архангельская обл., IAGA-код магнитной обсерватории KLI, код сейсмической станции KLM) [Соловьев и др., 2016; 2022; Soloviev et al., 2015; Антоновская и др., 2022]. Расстояния между парными пунктами наблюдений составляют от 30 до 350 км.

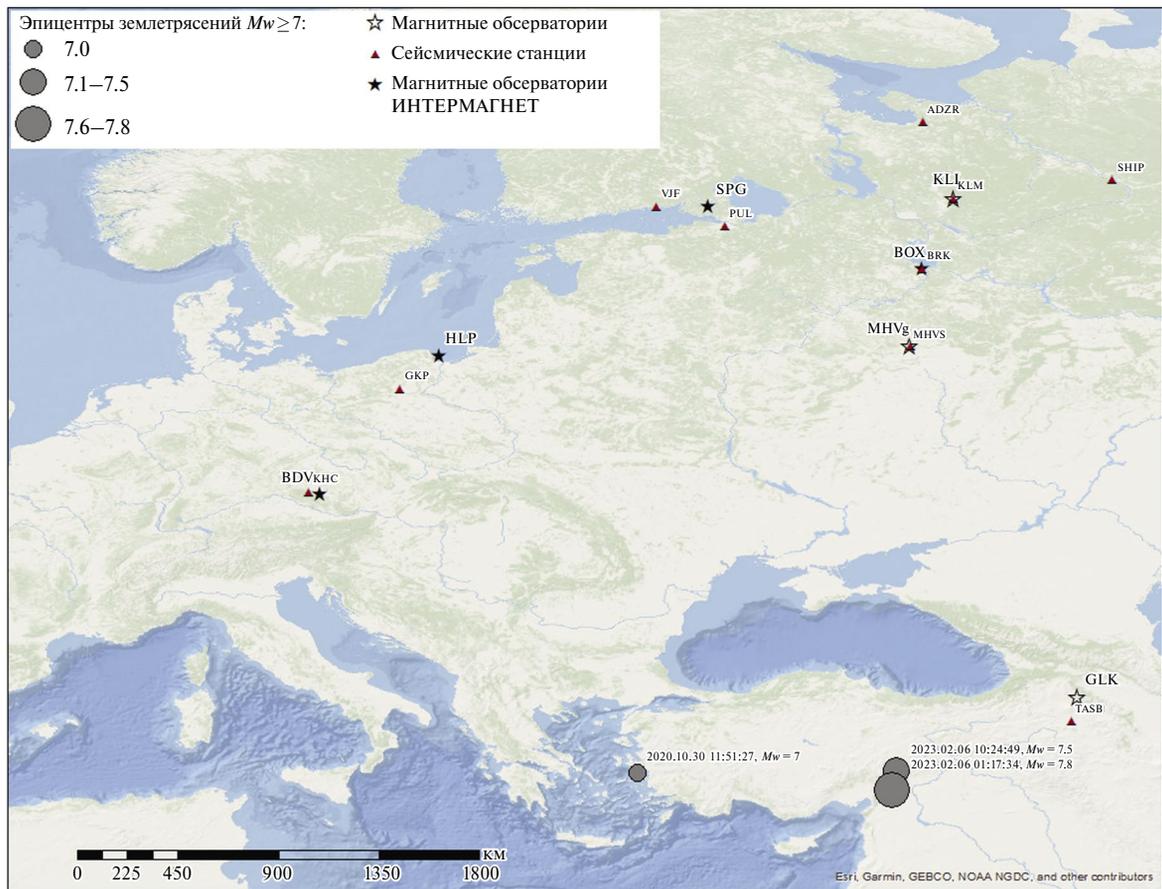
В результате, за период 01.01.2020–15.02.2024 гг. нашлось три землетрясения с магнитудой  $M_w \geq 7$  в 3000-километровой окрестности рассматриваемых обсерваторий (см. рис. 1):

1. 30.10.2020 11:51 UT  $M_w = 7.0$   $H = 21$  км, вблизи о. Самос (Греция);
2. 06.02.2023 01:17 UT  $M_w = 7.8$   $H = 10$  км, провинция Караманмараш (Турция);
3. 06.02.2023 10:24 UT  $M_w = 7.5$   $H = 7.4$  км, там же.

Обозначим их условно ЗТ-1, ЗТ-2 и ЗТ-3. Их эпицентры отмечены на карте серыми кружками (см. рис. 1).

В табл. 1 перечислены пары рассматриваемых пунктов геомагнитных и сейсмических наблюдений, указаны расстояния от эпицентров до пунктов сейсмических наблюдений и время прихода на них  $P$ -волн. Для тех сейсмических станций, которые предоставляют данные в Международный сейсмологический центр ISC, информация о времени первого вступления была загружена с сайта ISC [International..., 2024a; 2024b]. Для остальных станций соответствующие временные отметки определялись вручную.

Все российские геомагнитные обсерватории (MHVg, BOX, SPG, KLI) и армянская обсерватория GLK входят в межрегиональный сегмент геомагнитных наблюдений, ядром которого является ЦКП “Аналитический центр геомагнитных данных” на базе Геофизического центра РАН [Гвишиани и др., 2018]. Данные этих обсерваторий по мере поступления в центр непрерывно обрабатываются средствами аппаратно-программного комплекса (АПК) МАГНУС на предмет распознавания техногенных и природных аномалий магнитного поля [Кудин и др., 2021; Kudin et al., 2023] и публикуются онлайн с присуждением DOI [Soloviev et al., 2015; 2020; 2021].



**Рис. 1.** Карта эпицентров землетрясений с магнитудой  $M_w \geq 7$  за период 01.01.2020–15.02.2024 гг. по данным USGS (серые круги), отобранные магнитные обсерватории, предоставляющие 1-секундные данные (черные звезды – обсерватории сети ИНТЕРМАГНЕТ, полые звезды – не входящие в ИНТЕРМАГНЕТ обсерватории), и сейсмические станции (обозначены треугольниками).

**Таблица 1.** Сводная информация по отобранным землетрясениям, геомагнитным обсерваториям и сейсмическим станциям (указано геодезическое расстояние для WGS84; пустые ячейки означают отсутствие исходных данных)

Сейсм. станция	Геомагнитная обсерватория	Расстояние от сейсм. станции до эпицентра ( $D$ , км)			Задержка прихода $P$ -волны ( $dP$ , с)		
		ЗТ-1	ЗТ-2	ЗТ-3	ЗТ-1	ЗТ-2	ЗТ-3
TASB	GLK	1530	700	650	258	94	89
КНС	BDV	1630	2300	2250	206	282	277
GKP	HLP	1850	2340	2280	235	284	275
MHV <sub>s</sub>	MHV <sub>g</sub>	2060	1970	1880	253	252	235
BROK	BOX	2390	2320	2230		284	272
PUL	SPG	2440	2550	2460	293	304	296
VJF	SPG	2510	2670	2590	300	317	306
KLM	KLI	2700	2630	2540	318		
ADZR	KLI	2990	2970	2880	340	343	335
SHIP	KLI	2950	2780	2690	339	327	317

### ОЦЕНКА СТАБИЛЬНОСТИ ПОСТАМЕНТОВ, ГЕОМАГНИТНОЙ ОБСТАНОВКИ И ШУМОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

В обсерваторской практике калибровочная кривая  $dF$  служит важным индикатором корректной и согласованной работы векторного и скалярного магнитометров, которые непрерывно измеряют вариации трех компонент и модуль вектора магнитной индукции соответственно. Согласно стандартам ИНТЕРМАГНЕТ [St-Louis, 2020]  $dF$  рассчитывается по формуле:

$$dF(i) = F_s(i) - \sqrt{X(i)^2 + Y(i)^2 + Z(i)^2},$$

где  $F_s$  – измеренный модуль вектора магнитной индукции;  $X, Y, Z$  – северная, восточная и вертикальная компоненты вектора магнитной индукции;  $i$  – текущий отсчет по времени.

Векторный магнитометр крайне чувствителен к механическим воздействиям и к резким температурным вариациям, о присутствии которых свидетельствуют выбросы и дрейфы на записи  $dF$ . За период всех рассматриваемых событий ряд  $dF$ , построенный для каждой из обсерваторий, не обнаружил флуктуаций, что исключает вибрацию постамента, на котором установлен векторный магнитометр. Примеры графиков  $dF$  для нескольких обсерваторий приведены на рис. 2. Таким образом, несмотря на наблюдаемые во время анализируемых землетрясений сильные горизонтальные смещения в зоне разломов (в случае турецких – до 5 м), механический эффект от землетрясений в вариациях геомагнитного поля не выявлен.

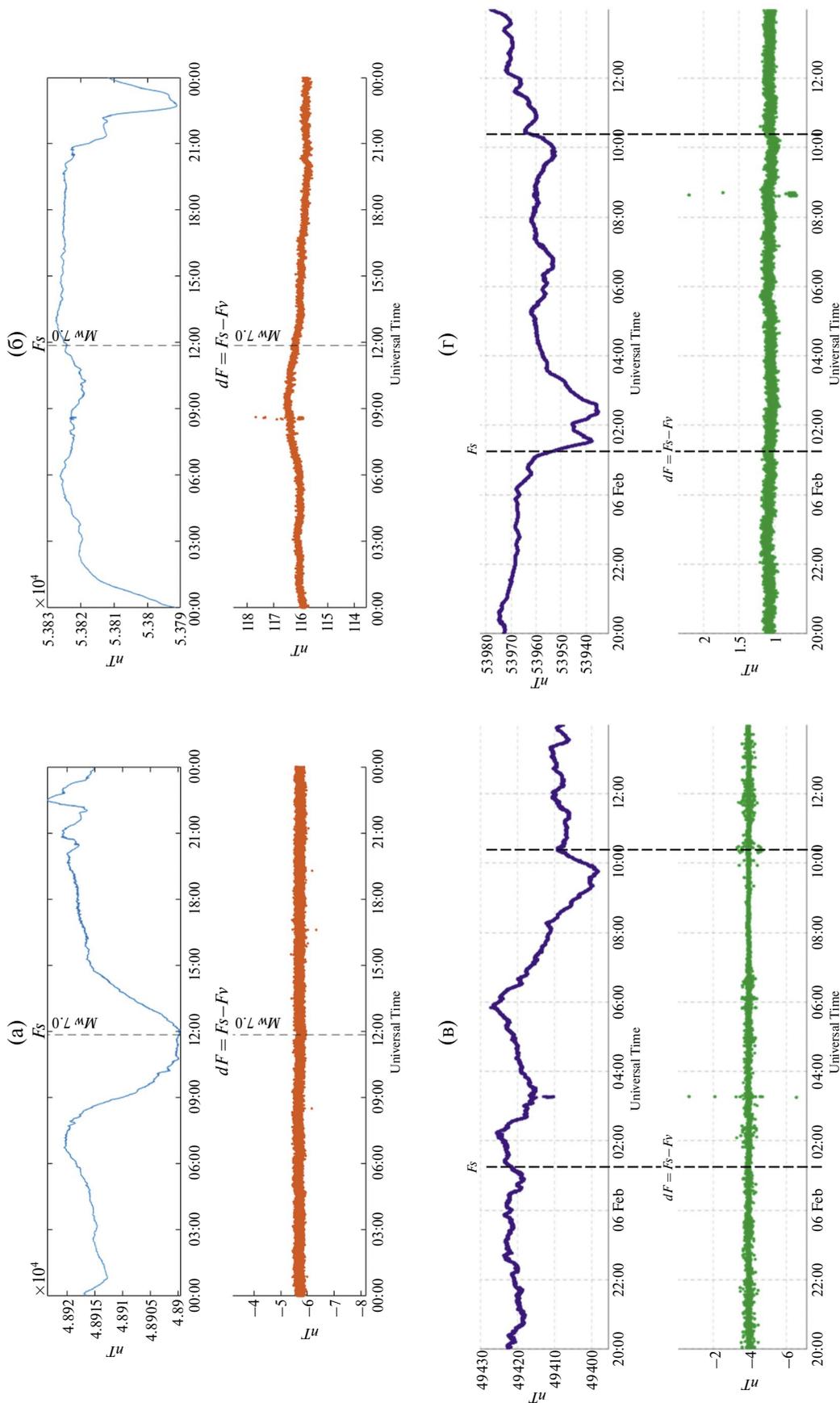
В анализе дополнительно использовались данные индексов геомагнитной активности, которые служат наглядным индикатором состояния космической погоды. Данные доступны на сайте Международной службы геомагнитных индексов ISGI (<https://isgi.unistra.fr/>). В течение 29–30 октября 2020 г. и 5–6 февраля 2023 г. наблюдался пониженный уровень геомагнитной активности: геомагнитные  $K$ -индексы на рассматриваемых обсерваториях и индекс  $K_p$ , отражающий общепланетарную обстановку, не превышали 4 баллов, а индекс  $Dst$ , характеризующий интенсивность магнитосферного кольцевого тока, не опускался ниже  $-25$  нТл. Графики индексов приведены на рис. 3. Это обстоятельство исключает ложную трактовку выделяемого сигнала как эффекта космической погоды вместо эффекта сейсмического события, а также

позволяет более отчетливо выделить геомагнитный отклик на общем фоне.

На рис. 4 приведены характерные шумовые характеристики 1-секундных векторных измерений магнитного поля, которые используются в настоящей работе. На рисунке приведены результаты, полученные по вертикальной  $Z$ -компоненте, наиболее чувствительной к внешним электромагнитным шумам. Из графиков видно, что характерный нижний порог амплитуды шумов составляет  $0.1–0.2$  нТл. К сожалению, далеко не все обсерватории, на которых осуществляется регистрация 1-секундных наблюдений, обеспечивают такое качество измерений, что не позволяет их использовать в изучении геомагнитного отклика от землетрясений. Например, если геомагнитная обсерватория находится в зоне относительно сильных электромагнитных шумов, то это вынуждает срезать частоты интересующего диапазона ( $>0.05$  Гц) в 1-секундных геомагнитных измерениях на уровне АЦП.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для корректного качественного сопоставления 1-секундных данных геомагнитных обсерваторий с более высокочастотными сейсмическими записями, исходная частота дискретизации которых составляет от 20 до 100 Гц, последние предварительно были усреднены до 1 Гц. Для каждой пары наблюдений, приведенных в табл. 1, были построены суточные графики по каждой из трех компонент смещений и  $dV/dt$ , синхронизированные по времени, в исходных единицах и в нормированном виде за вычетом среднего. Примеры по отдельным парам наблюдений исследуемых землетрясений ЗТ-1, ЗТ-2 и ЗТ-3 приведены на рис. 5 (на верхнем графике рис. 5а сейсмическая запись отсутствует ввиду того, что в это время соответствующий канал на станции не работал). На графиках сейсмических записей, зарегистрированных на нескольких станциях, отчетливо видны вступления основных сейсмических фаз, как объемных – первичной ( $P$ ) и вторичной ( $S$ ), так и поверхностных – Рэлея ( $RL$ ) и Лява ( $LV$ ). На сейсмических и магнитных станциях ведется запись вертикальной ( $Z$ ) и двух горизонтальных ( $N, E$ ) компонент, ориентированных в плоскостях Север–Юг и Восток–Запад соответственно. Для удобства представления и дальнейшего анализа следует перейти к системе координат, в которой одна из горизонтальных осей (радиальная  $R$ ) лежит в плоскости падения, а другая



**Рис. 2.** Графики  $F_s$  (сверху) и  $dF$  (снизу) за 30.10.2020 г., построенные по секундным данным обсерваторий ВДУ (а) и КЛ1 (б), и за 5–6 февраля 2023 г. по секундным данным обсерваторий ГЛК (в) и КЛ1 (г). Моменты первого вступления обозначены вертикальными пунктирными линиями.

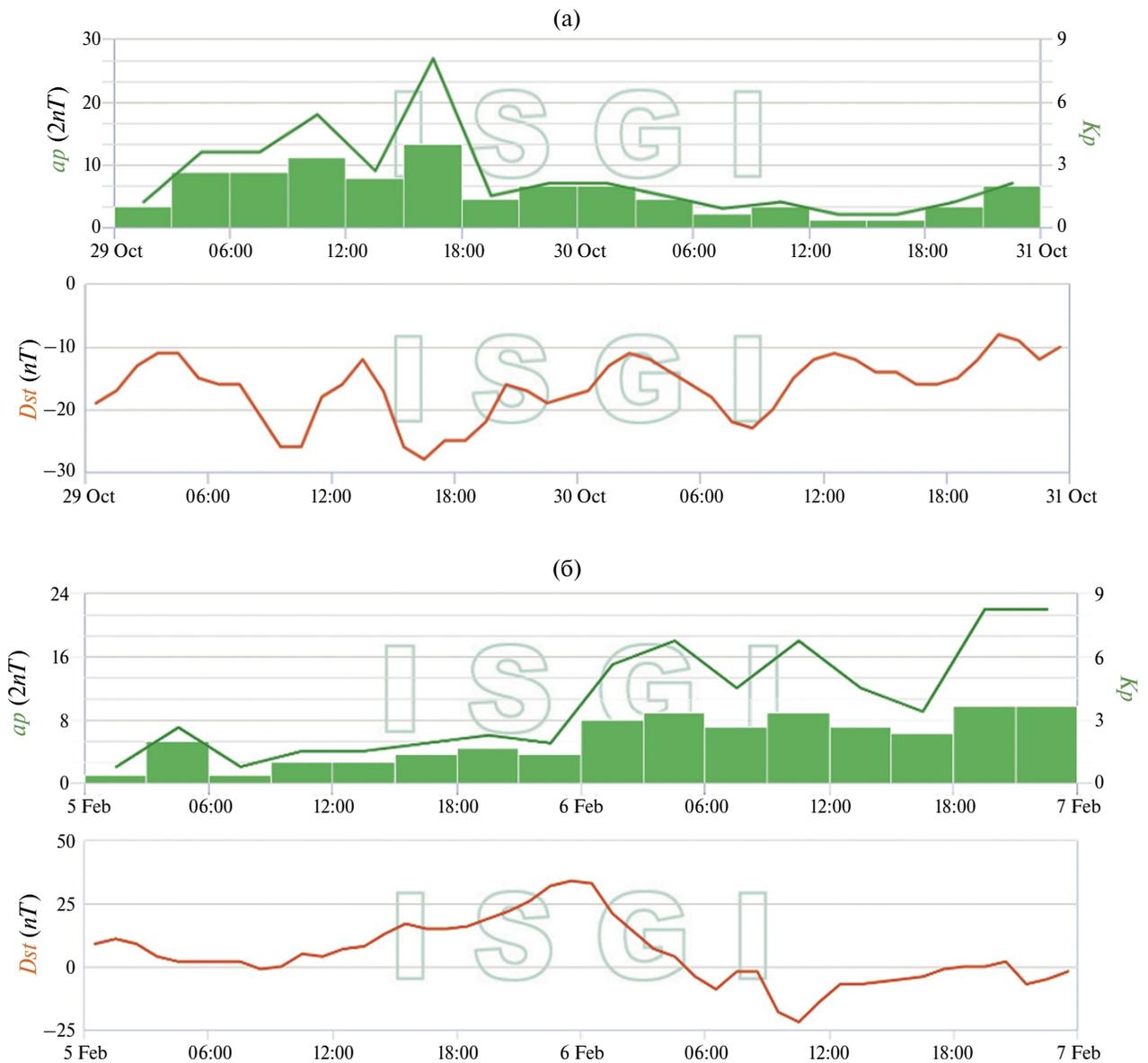


Рис. 3. Графики геомагнитных индексов  $K_p$ ,  $ap$  (сверху) и  $Dst$  (снизу) за 29–30 октября 2020 г. (а) и 5–6 февраля 2023 г. (б).

(тангенциальная  $T$ ) – перпендикулярна этой плоскости. Технически, это соответствует повороту вокруг вертикальной оси на обратный азимут. В этом случае, вступление  $P$ -волны и  $SV$ -волны проявляется на радиальной компоненте, а поперечная волна с поляризацией  $SH$  – на тангенциальной. То же относится к поверхностным волнам: запись волны Рэля содержится на компонентах  $Z$  и  $R$ , волны Лява – на  $T$ -компоненте. Следует отметить, что для данной конфигурации взаимного расположения эпицентров землетрясений и станций в почти половине случаев обратный азимут близок к  $180^\circ$ . Очевидно, что в этом случае

описанное выше преобразование не требуется. Далее будет рассмотрен электромагнитный отклик среды объемных и рэлеевских волн.

Наилучшим образом геомагнитный сигнал от землетрясений выделяется на записях скорости изменения геомагнитного поля  $dB/dt$  в виде сильных изолированных всплесков с последующим затуханием. При этом, чем ближе геомагнитная обсерватория к эпицентру, тем сигнал более локализован во времени (рис. 5д) и его амплитуда выше. Напомним, что при горизонтальной однородности геоэлектрических свойств подстилающей среды ориентация вектора  $dB/dt$

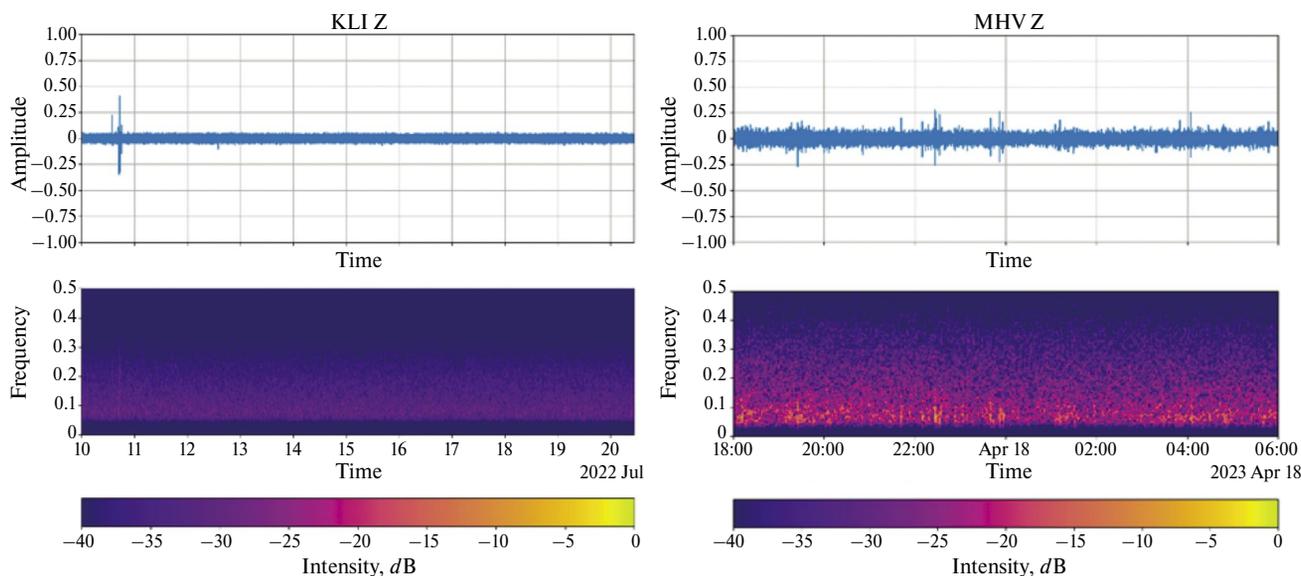


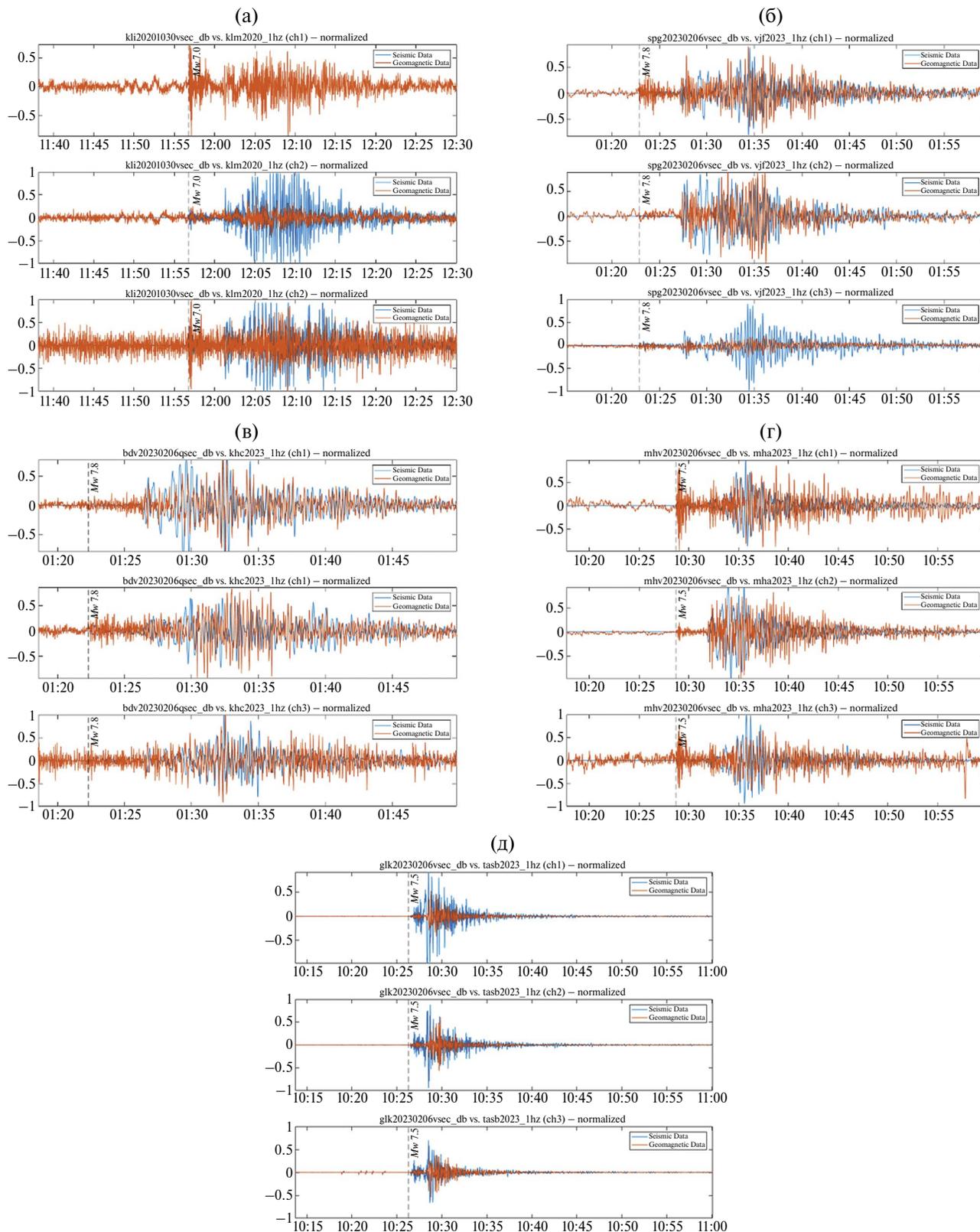
Рис. 4. Шумовые характеристики данных вариометров обсерваторий KLI (а) и MHVg (б) по 1-секундным наблюдениям вертикальной  $Z$ -компоненты.

соответствует направлению возбуждаемого теллурического поля  $\mathbf{E}$  и токов в поверхностных слоях Земли. Наиболее отчетливо всплески  $dB/dt$  детектируются на горизонтальных компонентах магнитного поля (рис. 5). Пиковые амплитуды  $dB/dt$ , вызванные тремя землетрясениями, приведены в табл. 2. Так, на ближайшей к эпицентрам ЗТ-2 и ЗТ-3 обсерватории GLK (Армения) амплитуда возмущения  $|dX/dt|$ , вызванного землетрясением ЗТ-2, достигла почти 17 нТл/с. Такое значение скорости изменения поля является экстремальным даже при очень сильных геомагнитных бурях на высоких широтах, где вариабельность поля максимальна. Сейсмогенный геомагнитный эффект в данных обсерватории ВОХ оказался слишком слабым из-за вынужденного среза частот  $> 0.05$  Гц.

Для всех событий по всем парам геомагнитных и сейсмических наблюдений начало геомагнитного возмущения совпадает с приходом  $P$ -волны (см. табл. 1 и рис. 5). С приходом  $S$ -волны, чья амплитуда в несколько раз больше, геомагнитный сигнал усиливается. С приходом рэлеевской волны, имеющей максимальную амплитуду, геомагнитный отклик также становится максимальным. Такая динамика возмущений вполне очевидна, если рассматривать косейсмический эффект как линейный электромагнитный отклик на механическое воздействие сейсмических волн. Это полностью соответствует теоретической модели косейсмического эффекта, описанной в статье [Surkov et al., 2018], что говорит в пользу “косейсмического” механизма возбуждения регистрируемого электромагнитного сигнала.

Для сопоставления частотного состава сейсмических и геомагнитных записей были построены периодограммы для каждого события на временном интервале существования геомагнитных возмущений. Использовались нормированные данные для сопоставимости спектральной плотности мощности разнородных наблюдений. При этом рассматривался 15-минутный отрезок с начала вступления  $P$ -волны, являющийся характерной продолжительностью всплеска  $dB/dt$ . Геомагнитный сигнал преимущественно занимает диапазон частот от 0.05 до 0.2 Гц; сейсмический сигнал тяготеет в область более низких частот (меньше 0.1 Гц). Примеры периодограмм, построенных по трем компонентам сейсмических колебаний и двум горизонтальным компонентам  $dB/dt$ , приведены на рис. 6.

Из рис. 6 видно, что спектральные составы сейсмического и электромагнитного сигналов в целом согласуются друг с другом, но имеют существенное различие в деталях. Поэтому нами были рассчитаны спектры отдельно для объемных  $P$ - и  $S$ -волн и поверхностных волн Рэлея. Предварительно была выполнена фильтрация сейсмических и электромагнитных наблюдений в диапазоне частот от 20 до 125 мГц фильтром Баттерворта 6 порядка. При выборе границ частотного интервала мы исходили из свойств сейсмического сигнала. При распространении объемных волн происходит рассеяние высокочастотной составляющей. На телесеизмических расстояниях продольные волны на частотах выше 1 Гц не превышают шума, а спектр



**Рис. 5.** Примеры совмещенных графиков северной (верхний), восточной (средний) и вертикальной (нижний) компонент смещений (синий) и  $dB/dt$  (оранжевый) в нормированном виде за вычетом среднего по данным пары наблюдений KLM-KLI для ЗТ-1 (а); VJF-SPG для ЗТ-2 (б); КНС-BDV для ЗТ-2 (в); MHV-MHVg для ЗТ-3 (г); TASB-GLK для ЗТ-3 (д). Вертикальной пунктирной линией обозначен момент прихода  $P$ -волны на соответствующую сейсмическую станцию.

**Таблица 2.** Пиковые значения амплитуд  $dV/dt$  (нТл/с), вызванные землетрясениями (пустые ячейки свидетельствуют об отсутствии исходных данных либо о наличии в них сильных шумов)

Геомарг. обсерв.	3Т-1			3Т-2			3Т-3		
	$dX/dt$	$dY/dt$	$dZ/dt$	$dX/dt$	$dY/dt$	$dZ/dt$	$dX/dt$	$dY/dt$	$dZ/dt$
GLK				−16.9	16.615	9.26	8.855	10.125	−5
BDV	−0.82	0.69	0.395	−0.85	−0.77	0.455	−0.93	−0.835	0.43
HLP	−1.185	1.66							
MHVg	−0.36	−0.41		−0.865	1.195	0.33	−0.895	−1.295	−0.32
SPG				0.765	1.145		−0.85	0.99	
KLI	−0.425	0.25	0.11	0.91	−1.375	−0.235	0.745	1.4	0.245

поперечных волн от удаленных событий ограничен частотой порядка 0.2 Гц. Характерные частоты поверхностных волн еще ниже и составляют 0.025–0.05 Гц. Если рассматривать косейсмический сигнал как линейный электромагнитный отклик среды на сейсмическое возмущение, то подавленные фильтром возмущения следует рассматривать как помеху.

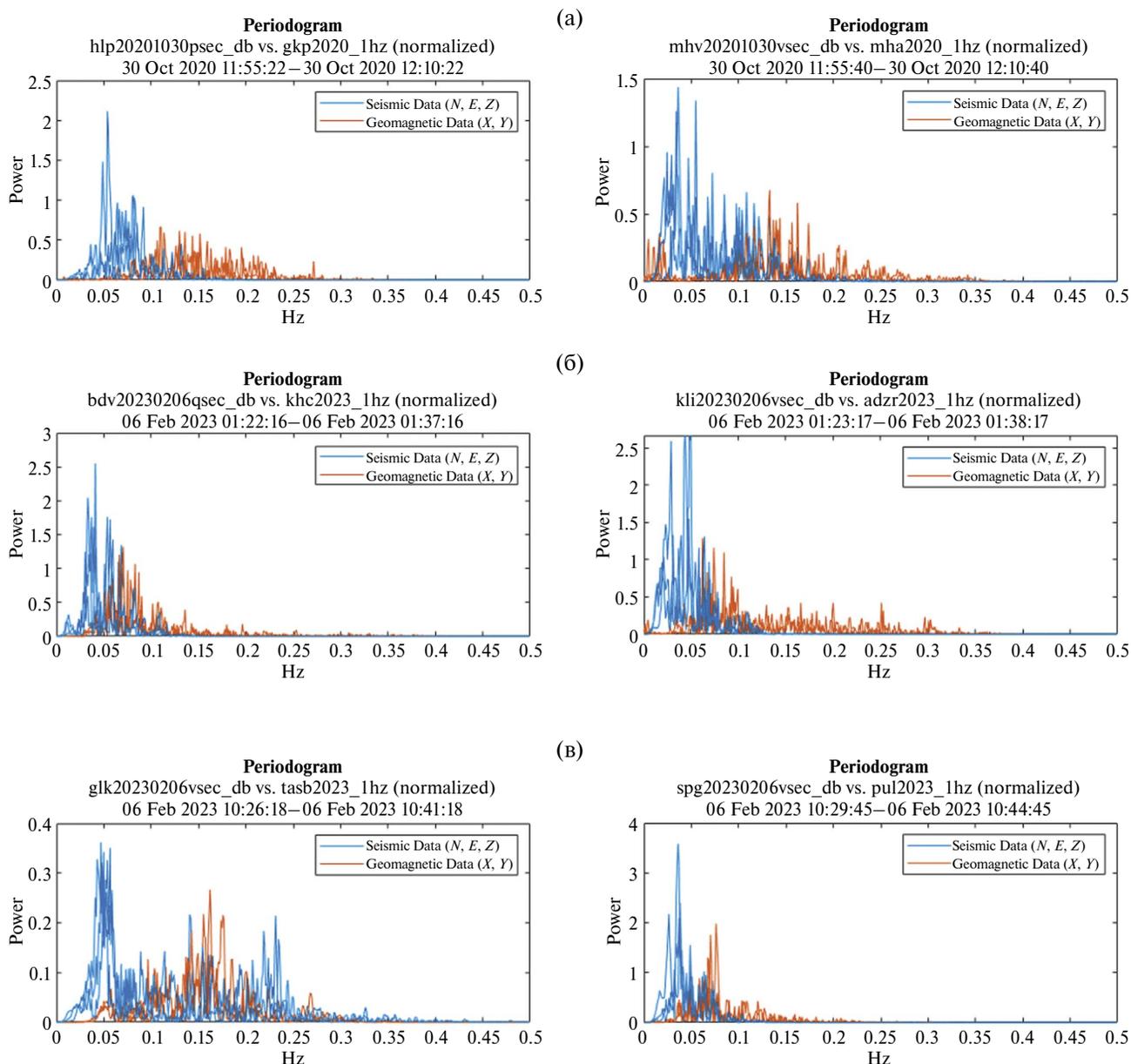
На рис. 7 приведены периодограммы трех пар сейсмических и геомагнитных наблюдений, построенных на отрезке прохождения поверхностных волн. На верхних панелях приведена амплитуда спектра  $Z$ -компоненты сейсмического сигнала, содержащего ряд спектральных линий рэлеевских мод. Аналогичную структуру имеет спектр  $R$ -компоненты (не приведен на рисунках). Согласно работе [Surkov et al., 2018], косейсмический эффект имеет электромагнитную природу и проявляется на  $X$ - и  $Z$ -компонентах. Наличие многочисленных обертонов говорит о достаточно высокой добротности эффективного резонатора под обсерваторией.

На рис. 8 приведен спектр модуля сейсмического сигнала объемных волн и три компоненты электромагнитного отклика. Высокочастотная область спектра соответствует продольной волне. Спектр на низких частотах определяется поперечной волной. Здесь основной косейсмический эффект является электрокинетическим и проявляется на  $Y$ -компоненте.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаружение квазипериодических сигналов с частотой 0.05–0.2 Гц на геомагнитных записях подтверждает возможность генерации низкочастотных электромагнитных полей под воздействием на среду под обсерваторией сейсмических волн. Для сильных землетрясений с магнитудой

$M_w \geq 7$  эффект проявляется на значительных эпицентральных расстояниях вплоть до  $27^\circ$  (около 3000 км по поверхности). Наилучшим образом сигнал детектируется в записях скорости изменения магнитного поля  $dV/dt$  в виде изолированных всплесков с последующим затуханием, что свидетельствует об индуцировании геоэлектрического поля  $E \sim dV/dt$  в поверхностных слоях Земли. Чем ближе геомагнитная обсерватория к эпицентру, тем всплеск имеет большую амплитуду и тем более он локализован во времени. На больших расстояниях УНЧ волны затухают при распространении в литосфере [Molchanov, Hayakawa, 2008; Surkov et al., 2018], и сигнал в скорости изменения магнитного поля становится соизмерим с его шумовой составляющей. Наблюдаемая пиковая амплитуда  $|dX/dt| \sim 17$  нТл/с (обсерватория GLK) является экстремальной для любых широт и едва достижима даже во время очень сильных магнитных бурь. Таким образом, из всех природных процессов, возбуждающих быстрые изменения геомагнитного поля, одними из самых мощных являются сейсмические события на небольшом расстоянии от пункта наблюдений. Очевидно, величина магнитного эффекта зависит от параметров среды. Скорость распространения электромагнитного сигнала определяется скоростью распространения сейсмических волн. На близкорасположенных друг к другу пунктах высокоточного геомагнитного и сейсмического мониторинга начало возмущения скорости изменения магнитного поля совпадает с приходом  $P$ -волны. Это говорит в пользу механизма генерации электромагнитного сигнала по мере распространения сейсмической волны (т.н. “косейсмический электромагнитный эффект”) [Surkov et al., 2018; Yamazaki, 2024] против механизма его передачи посредством акустико-гравитационных волн,



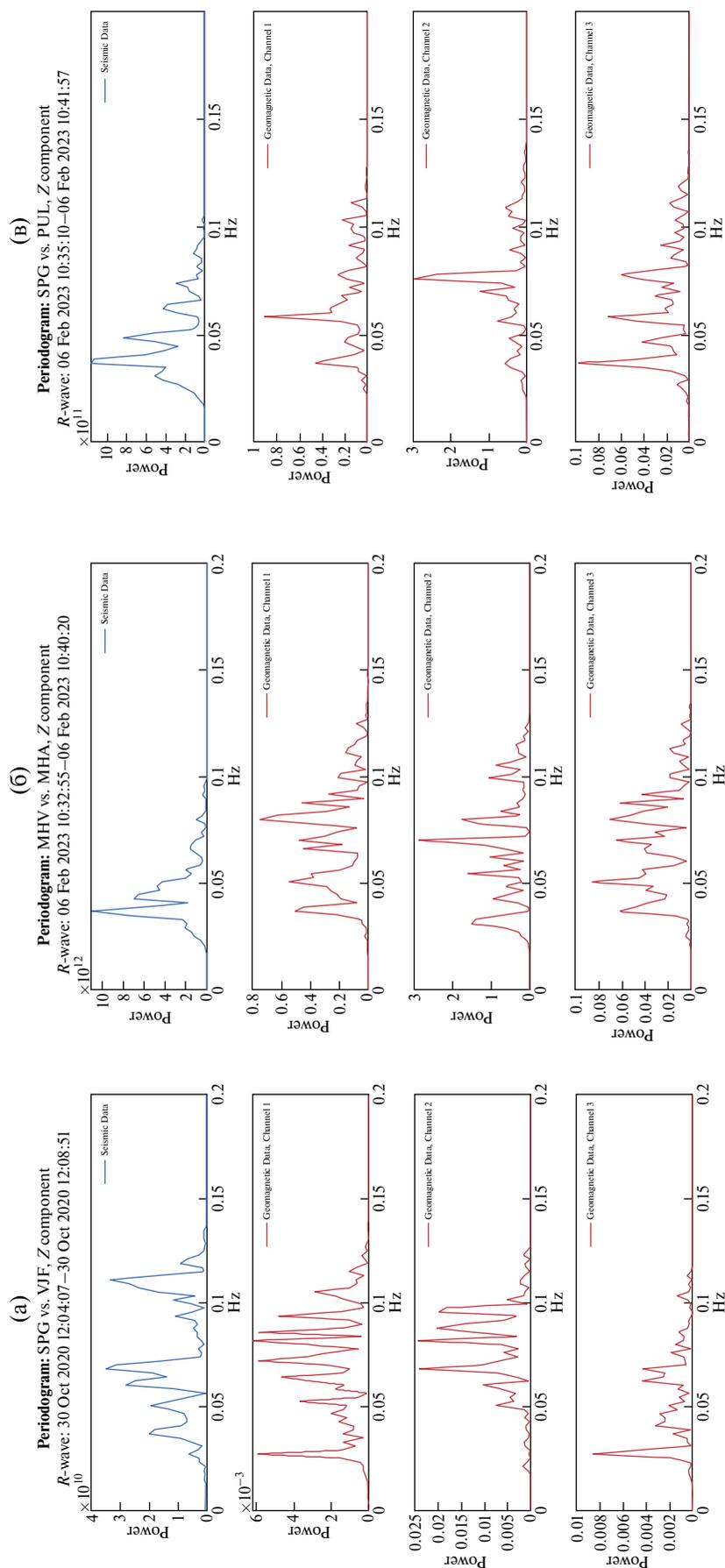
**Рис. 6.** Примеры периодограмм по нормированным данным для трех компонент смещений (синий) и двух горизонтальных компонент скорости изменения магнитного поля (оранжевый), зарегистрированных за 15-минутный интервал с момента первого вступления: пары пунктов наблюдений GKP-HLP и MHVs-MHVg для события ЗТ-1 (а); KHC-BDV и ADZR-KLI для события ЗТ-2 (б); TASB-GLK и PUL-SPG для события ЗТ-3 (в).

воздействующих на ионосферу [Рябова, Шалимов, 2022; Nayaakawa et al., 2010; Канониди, 2014]. Длительность геомагнитного сигнала увеличивается с расстоянием, что также согласуется с результатами численного моделирования косейсмического эффекта [Molchanov et al., 2001].

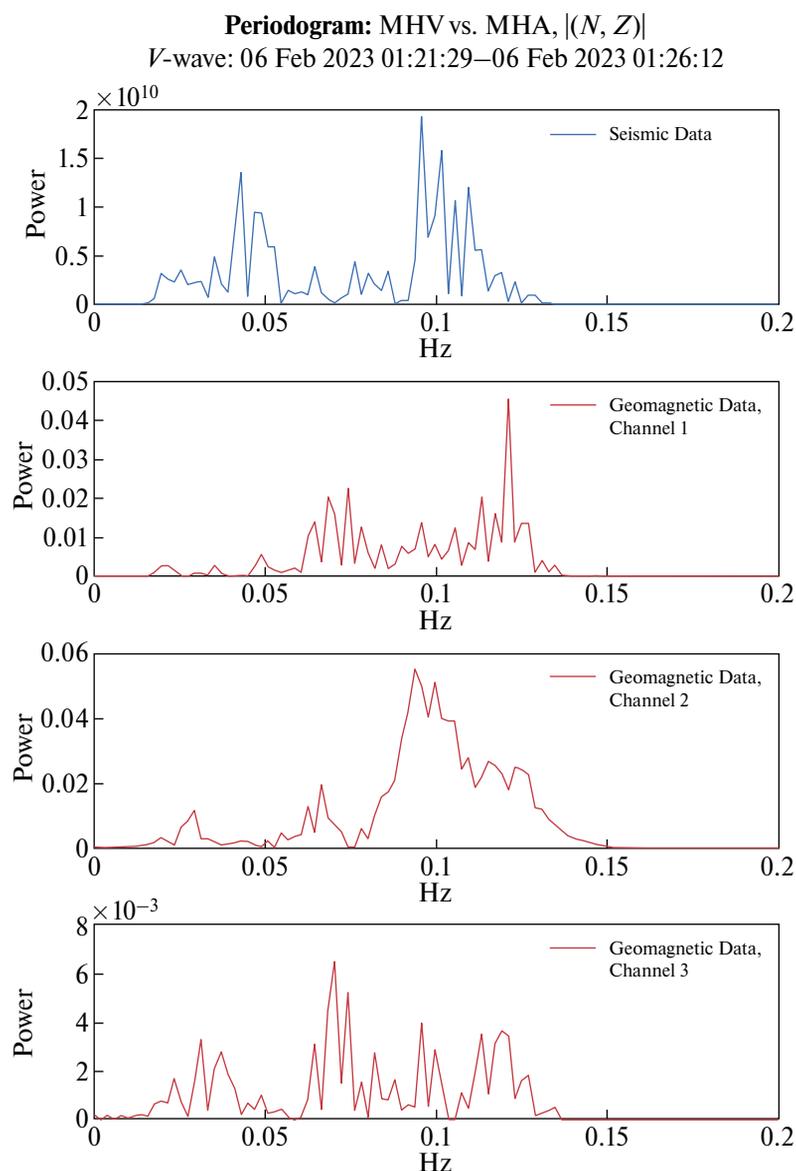
Таким образом, нами впервые представлены экспериментальные наблюдения, которые отражают данный эффект. Кроме фактической регистрации эффекта, была выявлена его тонкая структура – вклады, соответствующие разным типам

сейсмических волн. Показано, что объемные волны возбуждают, главным образом, геомагнитные возмущения, возникающие в результате градиента механического давления. В статье [Surkov et al., 2018] такой эффект назван электрокинетическим, в отличие от электромагнитных возмущений, возбуждаемых поверхностной волной. Последние нами также были идентифицированы.

Для накопления большей статистики экспериментальных наблюдений косейсмических электромагнитных сигналов на территории



**Рис. 7.** Периодограммы Z-компоненты сейсмического сигнала при прохождении волны Релея (вверху) и трех компонент (X, Y, Z) электромагнитного отклика  $dB/dt$  на трех парах пунктов наблюдений: VJF-SPG (3Т-1) (а); MHV5-MHVg (3Т-3) (б); PUL-SPG (3Т-3) (в).



**Рис. 8.** Периодограммы модуля сейсмического сигнала  $|(N, Z)|$  при прохождении объемных *P*- и *S*-волн (вверху) и трех компонент (*X*, *Y*, *Z*) электромагнитного отклика  $dB/dt$  на паре пунктов наблюдений MHVs-MHVg для события ЗТ-2.

нашей страны требуется существенное развитие сети 1-секундных наблюдений геомагнитного поля до размеров, сопоставимых с размером национальной сети сейсмического мониторинга. Получаемые при этом данные будут крайне востребованы специалистами в таких областях как солнечно-земная физика, геофизика и сейсмология.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность ФИЦКИА УрО РАН за доступ к данным УНУ “Архангельская сейсмическая сеть” и Международной

федерации цифровых сейсмических сетей (International Federation of Digital Seismograph Networks, <https://www.fdsn.org/>) за предоставление доступа к данным зарубежных сейсмических станций.

В исследовании использовались данные, регистрируемые геомагнитными обсерваториями. Мы благодарим национальные институты, которые поддерживают обсерватории, сеть ИНТЕРМАГНЕТ за продвижение высоких стандартов данных (<http://www.intermagnet.org>) и Межрегиональный центр геомагнитных данных (<http://geomag.gcras.ru>) за свободное распространение

данных в режиме онлайн. В работе также использовались данные и сервисы ЦКП “Аналитический центр геомагнитных данных” Геофизического центра РАН (<https://ckp.gcras.ru/>) и УНУ “Среднеширотный комплекс геофизических наблюдений “Михнево” Института динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН (<https://idg.ras.ru/tseentry/unu-skgn-mikhnevo/>). Авторы признательны двум рецензентам за полезные замечания.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках государственных заданий Геофизического центра РАН, Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН и Института динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН (№ 122040400015-5), утвержденных Министерством науки и высшего образования Российской Федерации.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Овчинников В.М., Санина И.А., Ризниченко О.Ю.* “Михнево”: от сейсмостанции № 1 до современной геофизической обсерватории // *Физика Земли*. 2016. № 1. С. 108–119. DOI: 10.7868/S0002333715060010
- Антоновская Г.Н., Конечная Я.В., Ваганова Н.В., Баскина И.М., Морозов А.Н., Шахова Е.В., Михайлова Я.А., Данилов К.Б.* Вклад уникальной научной установки “Архангельская сейсмическая сеть” в изучение сейсмичности Российской Арктики // *Геодинамика и тектонофизика*. 2022. Т. 13. № 2. С. 1–8.
- Гишиани А.Д., Соловьёв А.А., Сидоров Р.В., Красноперов Р.И., Груднев А.А., Кудин Д.В., Карпетян Д.К., Симонян А.О.* Успехи организации геомагнитного мониторинга в России и ближнем зарубежье // *Вестник ОНЗ РАН*. 2018. № 10. NZ4001. DOI: 10.2205/2018NZ000357
- Гоев А.Г., Алешин И.М., Константиновская Н.Л., Ризниченко Р.А., Юдочкин Н.А., Дробышев М.Н.* Новые широкополосные сейсмические станции в центральной части Восточно-европейской платформы // *Физика Земли*. 2024. (подана в редакцию)
- Иванов А.Г.* Эффект электризации пластов земли при прохождении через них упругих волн // *Докл. АН СССР*. 1939. Т. 24. № 1. С. 41–43.
- Канониди Х.Д.* Об источнике особого вида геомагнитных пульсаций во время землетрясений // *Изв. ВУЗов. Северо-кавказский регион. Естественные науки*. № 2. 2014. С. 29–44.
- Кудин Д.В., Соловьёв А.А., Сидоров Р.В., Старостенко В.И., Сумарук Ю.П., Легостаева О.В.* Система ускоренной подготовки квазиокончательных данных стандарта ИНТЕРМАГНЕТ // *Геомагнетизм и аэрономия*. 2021. Т. 61. № 1. С. 46–59. DOI: 10.31857/S0016794021010090
- 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. DOI: 10.31857/S0002333722040081
- Смирнов В.Б., Шебалин П.Н.* От редколлегии журнала “Физика Земли” // *Физика Земли*. 2023. № 6. С. 3–4. DOI: 10.31857/S0002333723060121
- Соловьёв А.А.* Геомагнитный эффект землетрясений  $M_w = 7.5–7.8$  в Турции 6 февраля 2023 г. // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 511. № 1. С. 78–85. DOI: 10.31857/S2686739723600613
- Соловьёв А.А., Кудин Д.В., Сидоров Р.В., Котиков А.Л.* Детектирование геомагнитного джерка 2020 г. по оперативным данным магнитных обсерваторий “Санкт-Петербург” и “Климовская” // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2022. Т. 507. № 1. С. 85–90. DOI: 10.31857/S2686739722601375
- Соловьёв А.А., Сидоров Р.В., Красноперов Р.И., Груднев А.А., Хохлов А.В.* Новая геомагнитная обсерватория “Климовская” // *Геомагнетизм и аэрономия*. 2016. Т. 56. № 3. С. 365–379.
- Ahmad R.A., Singh R.P., Adris A.* Seismic hazard assessment of Syria using seismicity, DEM, slope, active faults and GIS // *Remote Sensing Applications: Society and Environment*. 2017. V. 6. P. 59–70. DOI: 10.1016/j.rsase.2017.04.003
- Akkar S., Azak T., Çan T. et al.* Evolution of seismic hazard maps in Turkey // *Bulletin of Earthquake Engineering*. 2018. V. 16. P. 3197–3228. DOI: 10.1007/s10518-018-0349-1
- Alver F., Kılıçarslan Ö., Kuterdem K., Türkoğlu M., Şentürk M.D.* Seismic Monitoring at the Turkish National Seismic Network (TNSN) // *Summ. Bull. Internatl. Seismol. Cent., July–December* 2017. 2019. 53(II). P. 41–58. DOI: 10.31905/D9GRP8RD
- Güvercin S.E., Karabulut H., Konca A.O., Doğan U., Ergintav S.* Active seismotectonics of the East Anatolian Fault // *Geophysical Journal International*. 2022. V. 230. № 1. P. 50–69. DOI: 10.1093/gji/ggac045
- Hayakawa M., Kasahara Y., Nakamura T., Muto F., Horie T., Maekawa S., Hobara Y., Rozhnoi A.A., Solovieva M., Molchanov O.A.* A statistical study on the correlation between lower ionospheric perturbations as seen by subionospheric VLF/LF propagation and earthquakes // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. A09305. DOI: 10.1029/2009JA015143
- International Seismological Centre. 2024a. International Seismograph Station Registry (IR). DOI: 10.31905/EL3FQQ40
- International Seismological Centre. 2024b. On-line Bulletin. DOI: 10.31905/D808B830
- Kadirioğlu F.T., Kartal R.F.* The new empirical magnitude conversion relations using an improved earthquake catalogue for Turkey and its near vicinity (1900–2012) // *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2016. V. 25. № 4. P. 300–310. DOI: 10.3906/yer-1511-7
- Kudin D., Soloviev A., Matveev M., Shevaldysheva O.* On a novel approach to correcting temperature dependencies in magnetic observatory data // *Applied Sciences*. 2023. V. 13. № 14 8008. DOI: 10.3390/app13148008

- Molchanov O. A., Hayakawa M.* Seismo-Electromagnetics and Related Phenomena: History and Latest Results // TERRAPUB. Tokyo. 2008. 189 p.
- Molchanov O., Kulchitsky A., Hayakawa M.* Inductive seismo-electromagnetic effect in relation to seismogenic ULF emission // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2001. V. 1. P. 61–67. DOI: 10.5194/nhess-1-61-2001
- Sakkas V.* Ground Deformation Modelling of the 2020  $M_w$  6.9 Samos Earthquake (Greece) Based on InSAR and GNSS Data // Remote Sens. 2021. V. 13. 1665. DOI: 10.3390/rs13091665
- Soloviev A., Dobrovolsky M., Kudin D., Sidorov R.* Minute values of  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  components and total intensity  $F$  of the Earth's magnetic field from Geomagnetic Observatory Klimovskaya (IAGA code: KLI)ESDB repository. Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences. 2015. DOI:10.2205/kli2011min
- Soloviev A., Dzeboev B., Karapetyan J., Grudnev A., Kudin D., Sidorov R., Nisilevich M., Krasnoperov R.* Minute values of  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  components and total intensity  $F$  of the Earth's magnetic field from Geomagnetic Observatory Gyulagarak (IAGA code: GLK). ESDB repository. Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences. 2020. DOI: 10.2205/GLK-2020min
- Soloviev A., Gvishiani A., Turuntaev S., Sidorov R., Ryakhovskiy I., Kudin D., Krasnoperov R., Grudnev A.* 1-second sampled values of  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  components and total intensity  $F$  of the Earth's magnetic field from Geomagnetic Observatory Mikhnevo (IAGA code: MHV). ESDB repository. 2023. Moscow. DOI: 10.2205/MHV2023sec
- Soloviev A., Kopytenko Y., Kotikov A., Kudin D., Sidorov R., Matveev M.* 2020 definitive data from geomagnetic observatory Saint Petersburg (IAGA code: SPG): minute values of  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  components and total intensity  $F$  of the Earth's magnetic field. ESDB repository, GCRAS. 2021. Moscow. DOI: 10.2205/SPG2020min-def
- St-Louis B.* INTERMAGNET Operations Committee and Executive Council, 2020. INTERMAGNET Technical Reference Manual, Version 5.0.0
- Surkov V.V., Pilipenko V.A., Sinha A.K.* Possible mechanisms of co-seismic electromagnetic effect // ActaGeod.Geophys. 2018. V. 53. P. 157–170. DOI: 10.1007/s40328-018-0211-6
- Thomson A.W.P., Flower S.M.* Modernizing a global magnetic partnership // Eos. 2021. V. 102. DOI: 10.1029/2021EO156569
- Yamazaki K.* Revised set of equations describing the seismo-electromagnetic coupled wave field in an ambient geomagnetic field // Geophysical Journal International. 2024. V. 236. № 2. P. 946–951. DOI: 10.1093/gji/ggad461

## The Fine Structure of Coseismic Electromagnetic Response Based on Geomagnetic and Seismological Observations

A. A. Soloviev<sup>a,b,\*</sup>, I. M. Aleshin<sup>a,b</sup>, S. V. Anisimov<sup>b</sup>, A. G. Goev<sup>b,c</sup>,  
A. N. Morozov<sup>a,b</sup>, D. S. Sapronov<sup>a</sup>, and E. N. Solovieva<sup>a,b</sup>

<sup>a</sup>Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119296 Russia

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

<sup>c</sup>Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia

\*e-mail: a.soloviev@gcras.ru

Received March 3, 2024

revised March 3, 2024

accepted April 27, 2024

**Abstract** – This paper examines the response in geomagnetic field variations caused by the 2020–2023 earthquakes with magnitudes  $M_w \geq 7.0$  in the Aegean Sea and eastern Turkey. A detailed comparison of high-precision observations of the geomagnetic field and seismograms recorded at complex geophysical observatories within a radius of 3000 km from the epicenters was carried out. The joint analysis involves averaged 1-s data on the rate of change of the magnetic field and records from broadband seismic stations. Their characteristics are assessed in both time and frequency domains. The spectral characteristics of body and surface waves are separately compared with those of the geomagnetic signal. It is shown that the beginning of disturbance in the magnetic field at each observatory strictly coincides with the arrival of the  $P$ -wave and intensifies with the arrival of  $S$ -waves. The maximum geomagnetic disturbance is caused by surface waves. The amplitude of electromagnetic excitations is proportional to the amplitude of the parent seismic phases. Thus, the coseismic nature of the observed electromagnetic signal has been confirmed, suggesting its excitation in the Earth's crust as seismic waves propagate.

**Keywords:** earthquake, seismoelectromagnetic effects, geomagnetic field, seismology, coseismic effect