

УДК 550.380.2; 550.344; 550.34.09

Аномальные косейсмические геомагнитные вариации, связанные с турецким землетрясением 6 февраля 2023 г.

© 2026 г. С.А. Имашев, Е.А. Лазарева, О.Б. Забинякова

ИС РАН, г. Бишкек, Киргизия

Поступила в редакцию 06.03.2026 г.

Аннотация. Выполнен анализ косейсмических геомагнитных вариаций, зарегистрированных европейскими обсерваториями сети INTERMAGNET при турецком землетрясении 6 февраля 2023 г. ($M_w=7.8$). Для сопоставления сейсмических и геомагнитных данных использованы теоретически рассчитанные времена прихода продольных (P) и поперечных (S) волн, полученные в рамках скоростной модели IASP91 с применением пакета TauP. Показано, что рассчитанные времена прихода P -волны согласуются с моментами начала импульсного увеличения скорости изменения горизонтальной составляющей геомагнитного поля. Для дополнительной проверки косейсмической природы сигнала выполнен азимутальный анализ производных горизонтальных компонент геомагнитного поля на основе поляризованного метода. Установлено, что функция $\theta(t)$, характеризующая изменение рассчитываемого по волновым формам обратного азимута во времени, имеет область устойчивых значений преимущественно в интервале между приходами P - и S -волн. Для большинства станций полученные значения азимута демонстрируют удовлетворительную согласованность с геометрически рассчитанным направлением на эпицентр (средняя ошибка составляет $\sim 11^\circ$). Показано, что поворот горизонтальных компонент на истинный азимут приводит к концентрации энергии сигнала в радиальной составляющей (увеличение составляет до ~ 2 раз), что подтверждает направленную структуру геомагнитного отклика. Полученные результаты указывают на возможность использования азимутального анализа в качестве дополнительного критерия идентификации косейсмического геомагнитного эффекта на удалённых станциях.

Ключевые слова: аномалия, косейсмический эффект, геомагнитные данные, азимут, сейсмическая волна.

Для цитирования: Имашев С.А., Лазарева Е.А., Забинякова О.Б. Аномальные косейсмические геомагнитные вариации, связанные с турецким землетрясением 6 февраля 2023 г. // Российский сейсмологический журнал. – 2026. – Т. 8, № 2. – С. 36–51. – DOI: <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2026.2.03>. – EDN: HFKQGU

Введение

Исследование электромагнитных эффектов, сопровождающих сильные землетрясения, является одним из актуальных направлений современной геофизики [Johnston, 2002; Adushkin et al., 2012]. Косейсмические вариации геомагнитного поля представляют собой кратковременные изменения магнитного поля Земли, возникающие синхронно с прохождением сейсмических волн и регистрируемые наземными магнитными обсерваториями [Honkura et al., 2004; Soloviev, 2023]. Подобные эффекты наблюдались при ряде крупных сейсмических событий и интерпретировались в рамках различных механизмов, вклю-

чая индукционные процессы, связанные с перемещением проводящей среды [Surkov et al., 2018; Molchanov, Hayakawa, 2008], пьезомагнитные эффекты [Guglielmi, 2007], а также взаимодействие литосферных возмущений с ионосферой [Hayakawa, Molchanov, 2002; Novikov, Sorokin, 2024].

Накопленный в настоящее время значительный объём наблюдений косейсмических электромагнитных сигналов, сопровождающих прохождение сейсмических волн и в ряде случаев повторяющих их временную структуру и форму [Honkura et al., 2004; Gao et al., 2016; Yamazaki, 2024], даёт основание считать, что ключевыми механизмами возникновения подобных эффектов

могут быть электрокинетический эффект и индукция, обусловленная движением проводящей среды в геомагнитном поле. Электрокинетический эффект связан с движением флюида в пористой среде и перераспределением зарядов в двойном электрическом слое, что приводит к генерации электрического поля [Pride, 1994; Ishido, Mizutani, 1981]. Численные моделирования, выполненные для реальных землетрясений, показывают, что данный механизм способен адекватно воспроизводить амплитуду и форму наблюдаемых электрических сигналов [Gao et al., 2016]. Другим важным механизмом является индукция, обусловленная движением проводящей среды в геомагнитном поле, при котором возникающая сила Лоренца приводит к генерации электрических токов и, как следствие, магнитного поля [Yamazaki, 2024]. Однако ряд исследований показывает, что вклад данного механизма в наблюдаемые сигналы может быть существенно ниже по сравнению с электрокинетическим эффектом, особенно в диапазоне высоких частот [Sun et al., 2019].

Современные исследования демонстрируют, что наблюдаемые косейсмические электромагнитные сигналы, как правило, формируются в результате совместного действия нескольких механизмов, причём их относительный вклад определяется параметрами среды и частотным диапазоном сигнала [Sun et al., 2019; Gao et al., 2020]. Более того, показано, что электрическая и магнитная компоненты сигнала могут иметь различную физическую природу: электрическое поле преимущественно связано с электрокинетическим эффектом, тогда как магнитное поле может включать вклад как индукционных, так и инструментальных эффектов [Gao et al., 2020]. Теоретические исследования показали, что электрокинетический и индукционный механизмы физически связаны и могут быть описаны в рамках единой системы уравнений, хотя на практике решение задачи с достаточной точностью может быть представлено в виде суперпозиции вкладов этих механизмов [Yamazaki, 2024]. Это подтверждает корректность традиционного подхода, основанного на их раздельном рассмотрении, и одновременно подчёркивает комплексный механизм формирования косейсмических электромагнитных сигналов.

Несмотря на многолетние исследования в данной области, ряд принципиальных вопросов всё ещё остаётся открытым. В частности, недостаточно изучена азимутальная структура косейсмического геомагнитного отклика и её согласованность с направлением на источник землетрясения. В большинстве работ ана-

лиз ограничивается временной корреляцией между сейсмическими и магнитными записями [Soloviev, 2023; Soloviev et al., 2024], тогда как пространственная направленность отклика не освещена. Кроме того, неясно, если азимутальная структура всё же существует, то сохраняется ли её согласованность на значительных удалениях от эпицентра (порядка нескольких тысяч километров), где влияние локальных геоэлектрических неоднородностей может существенно исказить наблюдаемую картину.

Серия мощных землетрясений, произошедших 6 февраля 2023 г. в Турции ($M_w=7.5-7.8$), представляет собой удобный объект для изучения косейсмических геомагнитных вариаций. Высокая энергия этих событий обеспечила распространение сейсмических волн на расстояния более 2000–3500 км, что позволило проанализировать отклик геомагнитного поля на удалённых станциях международной сети геомагнитных обсерваторий INTERMAGNET (International Real-time Magnetic Observatory Network) [Soloviev, 2023]. Отсутствие интенсивных геомагнитных бурь в рассматриваемый период (значения индекса геомагнитной активности DST (Disturbance Storm Time index) в пределах слабой возмущённости) создаёт условия для выделения возможного косейсмического сигнала на фоне естественных вариаций [Лазарева, 2024].

В данной работе выдвигается гипотеза о том, что если наблюдаемые вариации геомагнитного поля действительно обусловлены прохождением сейсмических волн, то их азимутальная структура согласована с направлением на эпицентр землетрясения, а моменты появления высокочастотных аномалий совпадают с моментами прихода фаз сейсмических волн. Новизна предлагаемого подхода заключается в использовании азимутального анализа геомагнитных вариаций как независимого критерия идентификации косейсмического отклика на удалённых станциях. В этом случае решение задачи определения обратного азимута по геомагнитным данным должно показывать устойчивость в интервале времени, соответствующем прохождению продольной и поперечной сейсмических волн, и быть согласованным с азимутом, рассчитанным по геометрии взаимного расположения источника и станции.

Целью настоящей работы является анализ косейсмического геомагнитного отклика, зарегистрированного европейскими обсерваториями сети INTERMAGNET при сильном землетрясении в Турции 6 февраля 2023 года. Для достижения поставленной цели были решены следующие задачи:

- сопоставление времён прихода сейсмических волн с аномальными вариациями геомагнитного поля;
- анализ азимутальной структуры геомагнитного отклика;
- проверка согласованности рассчитанного азимута с направлением на эпицентр землетрясения.

Данные

В качестве исследуемого события рассматривалось первое из серии крупных турецких землетрясений, произошедшее 6 февраля 2023 г. в 01:17:35.08 с магнитудой $M_w=7.8$ и глубиной гипоцентра 9 км (координаты эпицентра 37.2186°N , 37.0726°E) по данным Международного сейсмологического центра (*International Seismological Centre, ISC*, https://www.isc.ac.uk/cgi-bin/web-db-run?event_id=625613033). Высокая магнитуда события обеспечила распространение сейсмических волн на расстояния более 2000–3500 км, что позволило проанализировать возможный косейсмический геомагнитный отклик на удалённых европейских станциях.

Сейсмические данные. Для анализа использовались записи трёхкомпонентных сейсмограмм, полученные с европейских станций, данные которых доступны через инфраструктуру Международной федерации сетей цифровой сейсмологии (*Federation of Digital Seismograph Networks, FDSN*, <https://fdsn.org/networks/>). В выборку включались станции, которые удовлетворяли следующим критериям: наличие непрерывных записей в исследуемом временном интервале; достаточное удаление от эпицентра для анализа дальнего поля; равномерное распределение по азимутам относительно источника; близость к соответствующим геомагнитным обсерваториям (рис. 1).

Параметры выбранных сейсмических станций приведены в табл. 1. Для каждой станции были определены расстояние до эпицентра и обратный азимут θ^* , которые рассчитывались по географическим координатам источника и приёмной станции с использованием геодезической модели Земли WGS84 (World Geodetic System 1984).

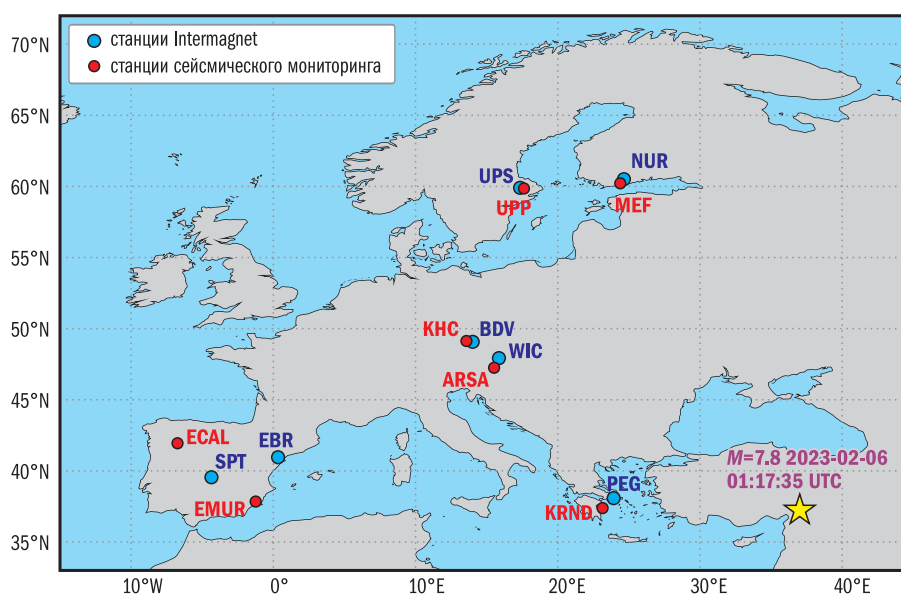


Рис. 1. Карта расположения геомагнитных станций сети INTERMAGNET (синим цветом) и станций сейсмического мониторинга FDSN (красным цветом)

Таблица 1. Параметры станций сейсмического мониторинга

Страна	Код станции	φ , °	λ , °	Расстояние до эпицентра, км	Обратный азимут θ^* , °
Греция	KRND	37.3830	23.1502	1233	86.6
Австрия	ARSA	47.2505	15.5232	2088	114.4
Чехия	KHC	49.1309	13.5782	2308	116.2
Финляндия	MEF	60.2172	24.3958	2711	154.9
Швеция	UPP	59.8576	17.6229	2874	142.4
Испания	EMUR	37.8422	-1.2405	3363	79.2
Испания	ECAL	41.9413	-6.7371	3759	83.2

Геомагнитные данные. Геомагнитные вариации анализировались по данным международной сети геомагнитных обсерваторий INTERMAGNET (<https://intermagnet.org/>), обеспечивающей стандартизированные односекундные измерения компонент магнитного поля Земли (рис. 1). Использовались вариации компонент X (северной) и Y (восточной) в системе географических координат. Отбор геомагнитных обсерваторий осуществлялся по следующим критериям: наличие непрерывных односекундных данных без пропусков в интервале анализа; отсутствие выраженных технических сбоев и шумовых искажений; расстояние до эпицентра, сопоставимое с выбранными сейсмическими станциями; пространственное распределение, обеспечивающее азимутальное разнообразие. Параметры выбранных геомагнитных станций приведены в табл. 2.

Все рассматриваемые сейсмические и геомагнитные станции расположены на расстояниях более 2000 км от эпицентра (за исключением греческих станций), что позволяет анализировать отклик в условиях распространения волн в дальней зоне (рис. 1, табл. 1, табл. 2).

Для исключения влияния возмущений космической погоды был проанализирован индекс DST (<https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>) в период с 4 по 8 февраля 2023 года. Значения индекса изменялись в диапазоне от -23 до 11 нТл, что соответствует слабо возмущённому состоянию магнитосферы. Таким образом, в исследу-

емом интервале времени отсутствовали сильные магнитные бури, которые могли бы существенно исказить локальные геомагнитные вариации.

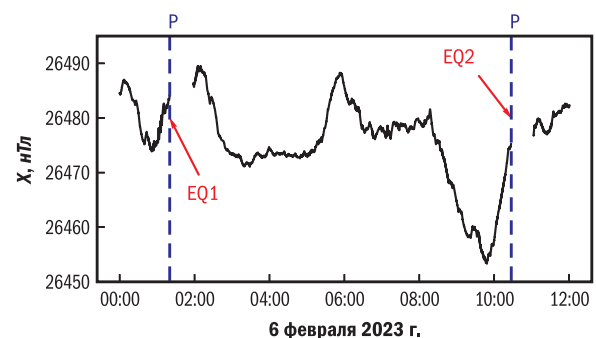
При анализе данных греческой обсерватории PEG были выявлены пропуски в записи, совпадающие по времени с ожидаемыми моментами прихода сейсмических волн первого и второго землетрясений (рис. 2). Наличие этих пропусков, вероятнее всего, связано с работой системы фильтрации геомагнитных данных на станции PEG, которая в автоматическом режиме удаляет участки магнитограммы, искажённые высокочастотными колебаниями. Ввиду невозможности корректного расчёта производных в интервалах пропусков, данные PEG использовались ограниченно и не применялись при анализе азимутальной структуры геомагнитного отклика. Моменты вступления P -волн первого и второго землетрясений на рис. 2 были рассчитаны с помощью разработанной в ИС РАН программы *SeismicPhaseTime* [Имашев, Лазарева, 2026]. Данная программа предназначена для вычисления времён вступления фаз P и S сейсмических волн в пунктах наблюдений по скоростной модели IASP91, а также для моделирования и визуализации путей распространения этих волн. В данной программе выполнялись, в том числе, расчёты расстояний, азимутов/обратных азимутов и траекторий движения сейсмических волн на основе географических координат сейсмических событий и приёмных станций с использованием модели WGS84 (табл. 1, табл. 2).

Таблица 2. Параметры геомагнитных обсерваторий

Страна	Код станции	φ , °	λ , °	Расстояние до эпицентра, км	Обратный азимут θ^* , °
Греция	PEG	38.083	23.930	1163	90.7
Австрия	WIC	47.928	15.866	2098	116.8
Чехия	BDV	49.072	14.019	2277	116.7
Финляндия	NUR	60.509	24.652	2735	155.6
Швеция	UPS	59.903	17.353	2887	142.0
Испания	EBR	40.957	0.333	3182	85.4
Испания	SPT	39.550	-4.350	3596	80.7

Рис. 2. Вариации X -компоненты геомагнитного поля по данным станции PEG (Греция).

Синей пунктирной линией отмечено время вступления P -волны первого (EQ1 01:20:12) и второго (EQ2 10:27:18) землетрясений



Методика

Предварительная обработка геомагнитных данных. Исходные односекундные записи компонент геомагнитного поля $X(t)$ и $Y(t)$ предварительно проверялись на наличие пропусков и аномальных выбросов. Для анализа косейсмического отклика использовались временные интервалы, содержащие непрерывные данные без технических разрывов. Поскольку косейсмические вариации носят импульсный характер и проявляются преимущественно в высокочастотной части сигнала, дополнительно рассчитывались временные производные компонент магнитного поля dX/dt и dY/dt с помощью метода конечных разностей. Использование производной позволяет подавить медленные вариации суточного хода и усилить кратковременные изменения, синхронные прохождению сейсмических волн.

Анализ аномальных вариаций геомагнитного поля во время землетрясения выполнялся с помощью разработанной в ИС РАН программы *MagSeismoEffect*, предназначенной для предварительной обработки и совместного анализа сейсмических волновых форм и геомагнитных данных [Имашев, Лазарева, 2024].

На рис. 3 сопоставляются записи вертикальной компоненты турецкого землетрясения и вариаций северной компоненты геомагнитного поля для австрийских станций. Из приведённого рисунка видно, что на исходной геомагнитной компоненте X выделяются аномальные вариации (рис. 3а), выражающиеся в виде изолированных и постепенно затухающих всплесков на графике скорости изменения геомагнитного поля dX/dt (рис. 3б). Сопоставление графиков производной геомагнитного поля (рис. 3б) и вертикальной компоненты сейсмического поля (рис. 3в) указывает на возможную косейсмическую природу наблюдаемого геомагнитного эффекта. Отметим также, что аналогичная картина наблюдается и для всех остальных пар станций (табл. 1, табл. 2), кроме станции PEG, где ввиду наличия пропусков в данных (что было описано выше) отсутствует возможность расчёта скорости изменения геомагнитного поля (рис. 4).

Расчёт теоретических времён прихода сейсмических волн. При анализе сейсмических записей времена вступления фаз могут быть получены из опубликованных данных обработки события, в частности из бюллетеня ISC. Однако в настоящем исследовании требуется определение теоретических времён прихода сейсмических волн не только на сейсмические станции,

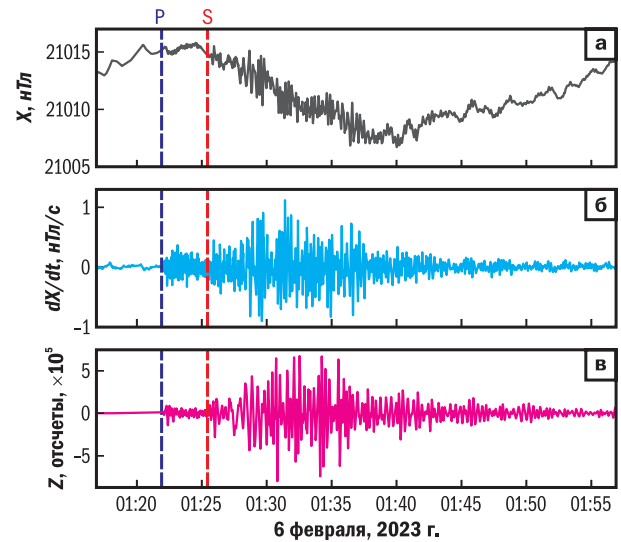


Рис. 3. Вариации X -компоненты (а) и скорость изменения dX/dt (б) геомагнитного поля по данным станции WIC; волновая форма (Z -компонента) землетрясения по данным сейсмостанции ARSA (в).

Пунктирной линией отмечены времена вступления сейсмических волн P (синим цветом) и S (красным цветом)

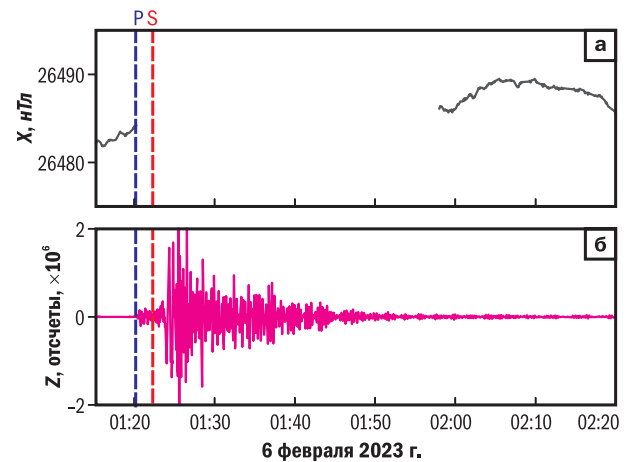


Рис. 4. Вариации X -компоненты геомагнитного поля по данным станции PEG (а); волновая форма землетрясения (Z -компонента) по данным сейсмостанции KRND (б).

Пунктирной линией отмечены времена вступления сейсмических волн P (синим цветом) и S (красным цветом)

но и на геомагнитные обсерватории, пространственно разнесённые относительно сейсмометров. Поскольку для магнитометрических станций прямые фазовые пики отсутствуют, использование опубликованных времён вступления сейсмических волн недостаточно для корректного

сопоставления с геомагнитными данными. В связи с этим времена прихода продольных P - и поперечных S -волн рассчитывались теоретически на основе решения прямой задачи распространения сейсмических волн в заданной скоростной модели Земли.

Для вычислений использовалась глобальная одномерная скоростная модель IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991] и пакет TauP [Crotwell et al., 1999], реализованный в библиотеке ObsPy (модуль TauPy) [Beyreuther et al., 2010; Krischer et al., 2015]. Для каждой станции по координатам гипоцентра и приёмного пункта вычислялись теоретические времена прихода P - и S -волн (T_p , T_s), эпицентральное расстояние и истинный обратный азимут θ^* . Расчёты выполнялись в разработанной программе *SeismicPhaseTime* [Имашев, Лазарева, 2026], использующей геодезическую модель WGS84 для определения расстояний и азимутов. Полученные значения учитывались при задании границ временного окна анализа и в качестве эталонного направления при сравнении с рассчитанным азимутом.

Определение обратного азимута по волновым формам. Методика, используемая в данной работе для определения обратного азимута, основана на поляризационном анализе, предложенном в статье [Flinn, 1965], модифицированном и исследованном на различных сейсмических данных в работах [Magotra et al., 1987; 1989; Jurkevics, 1988; Roberts et al., 1989; Park et al., 2004]. Основная идея данного алгоритма предполагает построение и анализ ковариационной матрицы для двух- или трёхкомпонентного вектора, описывающего вариации сейсмического поля в интервале времени $\tau=[t_1, t_2]$, который полностью или частично включает участок сигнала, соответствующий P -волне. Исследование ковариационной матрицы выполняется преимущественно в контексте поиска её максимального собственного значения в выбранной временной области τ . При этом азимут θ° , указывающий направление распространения сейсмических колебаний, определяется следующим образом:

$$\theta^\circ = \arctg\left(\frac{v_2}{v_1}\right),$$

где v_1 и v_2 — компоненты главного собственного вектора ковариационной матрицы. Обратный азимут, указывающий направление от приёмника сейсмического сигнала к его источнику, вычисляется по формуле:

$$\theta = \theta^\circ + 180^\circ.$$

Следует отметить, что данный подход применим не только при анализе сейсмических сигналов, но и для определения направления на источник сейсмических возмущений по вариациям геомагнитных данных.

Разумеется, здесь также стоит отметить, что величина θ не является постоянной, а зависит, по меньшей мере, от двух аргументов — границ исследуемой области τ , то есть в данном смысле азимут θ можно представить в виде функции двух переменных $\theta(t_1, t_2)$. Вопрос оптимального выбора параметров t_1 и t_2 представляет собой отдельную исследовательскую задачу, решение которой не рассматривается в рамках данной работы. Тем не менее некоторые результаты численных экспериментов по расчёту обратного азимута θ представлены в следующем разделе.

В целом, алгоритм определения обратного азимута может быть организован следующим образом:

1 этап — подготовка входных данных.

Для расчётов: $u_1(t)$, $u_2(t)$ — горизонтальные компоненты исследуемого сигнала; T_p , T_s — времена прихода P - и S -волн;

Для оценки точности полученного результата: θ^* — истинный обратный азимут.

2 этап — вычисление обратного азимута с применением вышеописанной методики:

— задаётся окно $\tau=[T_p, t_2]$, где t_2 изменяется, например, в диапазоне от T_p до T_s с выбранным шагом (в отсчётах);

— вычисляется ковариационная матрица $C(\tau)$ и определяется её главный собственный вектор $v(\tau)=(v_1, v_2)$;

— рассчитывается обратный азимут $\theta(t_2)$.

3 этап — оценка точности полученного обратного азимута:

— определяется среднее значение θ^{cp} по всему дискретному набору $\theta(t_2)$;

— оценивается погрешность вычислений.

Следует отметить, что, хотя все расчёты выполнялись с использованием специально разработанного авторами программного обеспечения, приведённая выше методика общедоступна и позволяет воспроизвести результаты независимо от используемой программной реализации.

Для дополнительной проверки согласованности направления в данной работе выполнялся поворот исходных данных на истинный обратный азимут θ^* :

$$\begin{pmatrix} R \\ T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta^* & \sin \theta^* \\ -\sin \theta^* & \cos \theta^* \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_1 \\ u_2 \end{pmatrix},$$

где R — радиальная компонента, которая направлена на эпицентр события; T — трансверсальная

компонента; u_1 и u_2 — северная и восточная компоненты сейсмического сигнала или производные горизонтальных компонент геомагнитного сигнала.

Основной смысл данной проверки заключался в оценке выполнения следующего утверждения: если повернуть исходную систему координат регистрирующей аппаратуры на истинный обратный азимут, то энергия сигнала, связанная с продольной сейсмической волной, должна концентрироваться преимущественно в радиальной компоненте R , тогда как в трансверсальной компоненте T будет наблюдаться затухание сигнала.

Результаты и обсуждение

Временная согласованность сейсмических и геомагнитных сигналов. На рис. 5 показано сопоставление вертикальной компоненты сейсмической записи и производной геомагнитной компоненты dX/dt для рассматриваемых станций. Во всех случаях максимальные изменения dX/dt воз-

никают вблизи теоретических времён прихода P - и S -волн.

Отметим, что моменты прихода P -волны, определённые на основе расчётов в скоростной модели IASP91, практически совпадают с началом аномального возрастания амплитуды X/dt . Теоретически рассчитанное время прихода P -волны T_{p2} демонстрирует хорошую согласованность с временем T_{p1} , определённым по волновой форме на сейсмической станции (по данным ISC). При этом модуль среднего значения невязки $\Delta T_p = |T_{p1} - T_{p2}|$ между наблюдаемыми и теоретическими временами прихода P -волны составляет ~ 1.3 с (табл. 3), что свидетельствует о корректности используемой скоростной модели IASP91 даже при значительных эпицентральных расстояниях. Иными словами, теоретически определённое время T_{p2} (табл. 3) соответствует моменту перехода геомагнитного сигнала из фонового режима в импульсный, характеризующийся повышенной скоростью изменения магнитного поля.

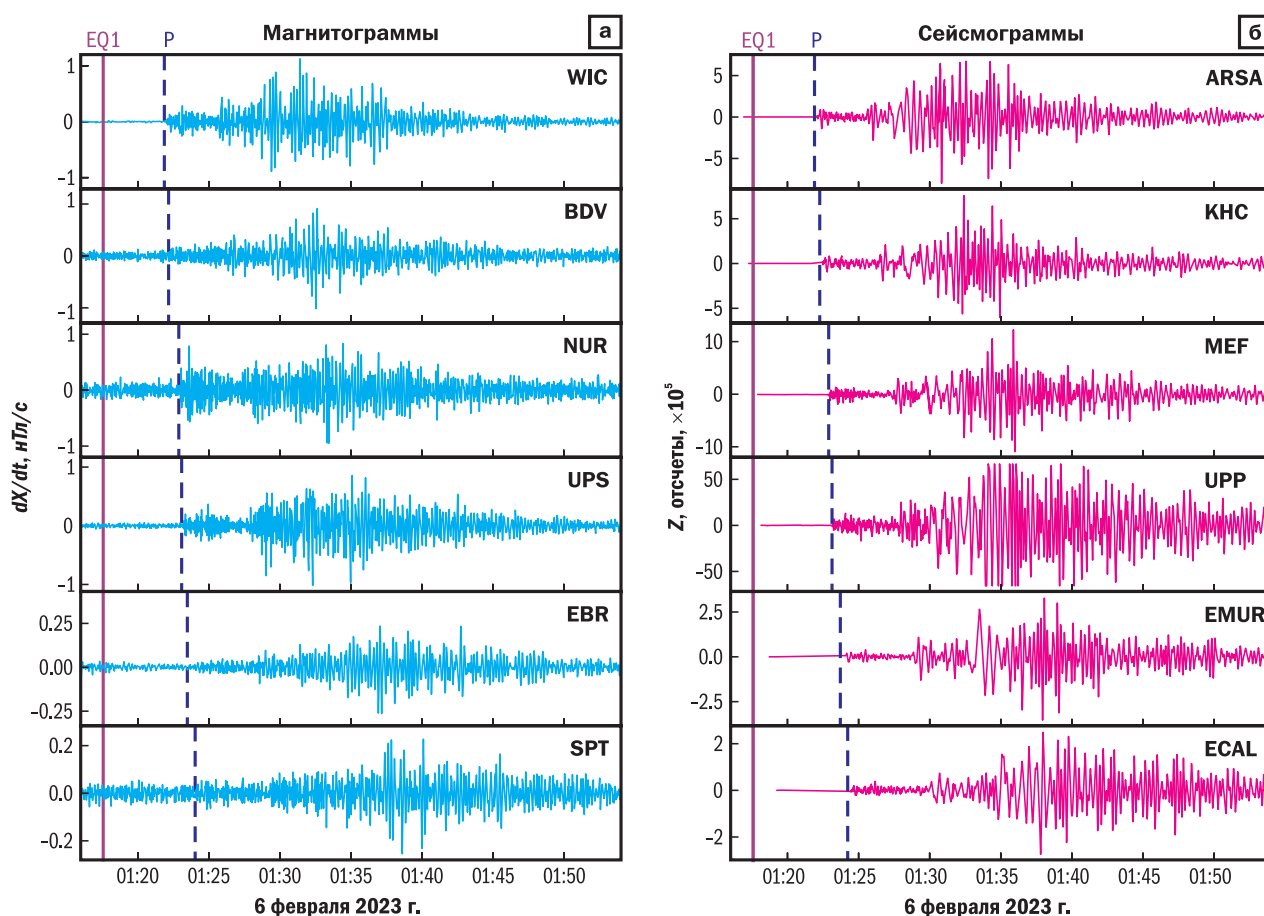


Рис. 5. Геомагнитный отклик (а) и волновые формы (б) турецкого землетрясения, зарегистрированные на станциях, расположенных на различном расстоянии от эпицентра (см. табл. 1 и табл. 2).

Розовая прямая линия — время землетрясения EQ1, синие пунктирные линии — времена вступления P -волн

Такая согласованность между расчётным временем прихода продольной волны и началом магнитного возмущения наблюдается систематически для большинства исследованных станций. Таким образом, можно сделать вывод о том, что фиксируется временная согласованность между прохождением сейсмической волны и вариациями геомагнитного поля.

Однако сама по себе временная корреляция не является достаточным подтверждением косейсмической природы сигнала, а лишь согласуется с ней. В связи с этим была проведена дополнительная проверка в виде анализа азимутальной структуры геомагнитного отклика. На данном этапе исследований полученная согласованность между теоретическими и наблюдаемыми временами прихода P -волны приобрела дополнительное весомое значение, поскольку теоретические времена прихода использовались для задания временных границ интервала $\tau_{ps}=[T_p, T_s]$, в пределах которого выполнялось определение обратного азимута. Следовательно, корректность модели распространения сейсмических волн обеспечивает физическую обоснованность как временной привязки магнитного сигнала, так и результатов азимутального анализа. В противном случае ошибка определения T_p приводила бы к смещению границ интервала τ_{ps} и, как следствие, к нарушению устойчивости решения задачи поиска обратного азимута.

В рамках данной работы при выполнении численных экспериментов по решению задачи

определения обратного азимута по волновым формам использовался следующий подход. Для каждой станции рассматривался класс временных областей $\{\tau_{ps}\}$: левая граница t_1 была зафиксирована и совпадала с моментом прихода сейсмической волны на соответствующую приёмную станцию (для сейсмических данных – значения T_{p2} из табл. 3; для геомагнитных данных – значения T_{p3} из табл. 4); правая граница t_2 постепенно смещалась вправо. При таком выборе границ области моделирования $\theta(t_1, t_2)=\theta(t_2)$. Погрешности решения задачи поиска обратного азимута вычислялись по формуле:

$$\Delta\theta=|\theta^{cp}-\theta^*|,$$

где θ^{cp} – среднее арифметическое значений обратного азимута, рассчитанных в области $[T_p, T_s]$ на равномерной сетке с шагом 1 секунда (табл. 3, табл. 4).

На рис. 6 приведены примеры расчётов обратного азимута $\theta(t_2)$ по геомагнитным и сейсмическим данным соответственно, где значение параметра t_2 изменялось в интервале ~ 10 мин с шагом 1 секунда. Из рисунков видно, что как для сейсмических, так и для геомагнитных данных существует временная область устойчивости решений задачи поиска обратного азимута. В целом, эта область соответствует интервалу времени, ограниченному моментами прихода P - и S -волн на приёмную станцию, т.е. $\tau=[T_p, T_s]$.

Таблица 3. Расчёт времён прихода и обратного азимута сейсмических волн на станциях сейсмического мониторинга

Страна	Код станции	T_{p1} , чч:мм:сс.с	T_{p2} , чч:мм:сс.с	ΔT_p , с	T_{s2} , чч:мм:сс.с	$\Delta\theta$, °
Греция	KRND	01:20:14.737	01:20:13.487	1.250	01:22:18.543	1.4
Австрия	ARSA	01:21:54.689	01:21:54.223	0.466	01:25:25.449	11.4
Чехия	KHC	01:22:16.300	01:22:15.812	0.488	01:26:08.340	2.2
Финляндия	MEF	01:22:54.200	01:22:53.430	0.770	01:27:14.178	12.1
Швеция	UPP	01:23:08.150	01:23:06.625	1.525	01:27:37.295	4.3
Испания	EMUR	01:23:43.015	01:23:45.504	2.489	01:28:45.710	12.9
Испания	ECAL	01:24:14.718	01:24:16.629	1.911	01:29:40.962	0.5

Таблица 4. Расчёт времён прихода и обратного азимута сейсмических волн на станциях геомагнитного мониторинга

Страна	Код станции	T_{p3} , чч:мм:сс.с	T_{s3} , чч:мм:сс.с	$\Delta\theta$, °
Австрия	WIC	01:21:55.159	01:25:27.504	5.8
Чехия	BDV	01:22:12.727	01:26:02.676	16.6
Финляндия	NUR	01:22:55.365	01:27:17.589	1.1
Швеция	UPS	01:23:07.701	01:27:39.168	0.5
Испания	EBR	01:23:31.099	01:28:20.202	8.8
Испания	SPT	01:24:03.922	01:29:18.370	32.7

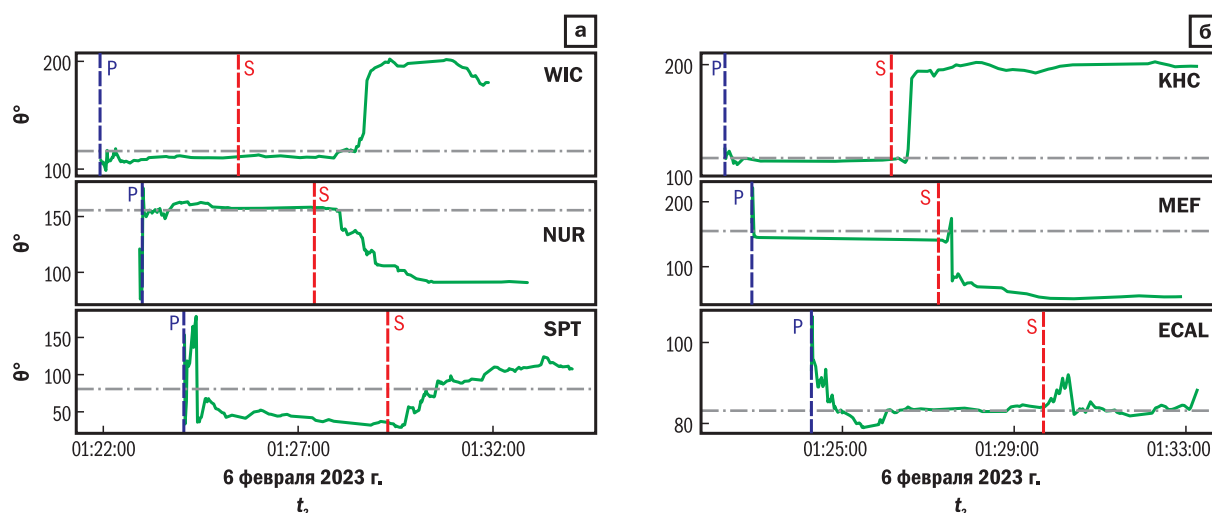


Рис. 6. Примеры графиков функции $\theta(t_2)$ для геомагнитных (а) и сейсмических (б) данных.

Зелёным цветом показаны рассчитанные значения θ ; серая горизонтальная линия – истинное значение θ^* (см. табл. 1, 2). Пунктирной линией отмечены времена вступления сейсмических волн P (синим цветом) и S (красным цветом)

Также из приведённых примеров заметны некоторые общие свойства, в той или иной степени присущие функциям $\theta(t_2)$, построенным с использованием данных разных станций. Так, например, для установления кривой $\theta(t_2)$ требуется небольшой промежуток времени после прихода P -волны ($\sim 1-3$ с). Соответственно, чтобы функция $\theta(t_2)$ «отреагировала» на приход S -волны, достаточно, чтобы значение t_2 превышало соответствующее время T_s на несколько секунд.

Таким образом, наряду с временами прихода сейсмических волн на сейсмостанции и геомагнитные обсерватории, обратный азимут служит дополнительным обоснованием существования косейсмического эффекта в геомагнитных полях. При этом отличия в уровне погрешностей вычисления величины θ могут быть обоснованы несколькими факторами, в том числе, например, использованием в расчётах разных объёмов исходных данных (для геомагнитных данных – 1 *отс/с*, для сейсмических данных – 100 *отс/с*) и разными условиями расположения измерительной аппаратуры.

Также следует отметить, что характер поведения функции $\theta(t_2)$ может отражать влияние геологических особенностей среды на пути распространения сейсмических волн. К таким факторам относятся неоднородность скоростной структуры, анизотропия пород, эффекты рассеяния и многолучевости, а также локальные особенности геоэлектрической структуры в районе магнитометрических станций. Указанные факторы могут приводить к смещению или увели-

чению дисперсии рассчитанного азимута относительно геометрического направления на эпицентр.

Результаты численного моделирования показывают, что амплитуда и форма косейсмических электромагнитных сигналов существенно зависят от проводимости, пористости и насыщенности пород, а также от контрастов электрофизических параметров на границах слоёв [Gao et al., 2016; Gao et al., 2020]. В частности, показано, что наличие границ с резким изменением проводимости может приводить к генерации дополнительных компонент электромагнитного поля, а также усиливать или ослаблять наблюдаемый сигнал за счёт интерференции различных вкладов. При этом даже при одинаковых параметрах источника различия в геоэлектрической структуре могут приводить к существенным вариациям наблюдаемых сигналов [Sun et al., 2019]. Важную роль играет также глубинное распределение электрофизических параметров. Численные эксперименты показывают, что вклад отдельных механизмов может существенно изменяться с глубиной, а некоторые компоненты сигнала могут ослабляться или полностью компенсироваться вследствие интерференции локализованных и затухающих волн [Sun et al., 2019]. Также дополнительным фактором является влияние геомагнитного поля, в котором движение проводящей среды приводит к генерации токов за счёт силы Лоренца. Вклад данного механизма возрастает при увеличении проводимости среды и в низкочастотном диапазоне [Yamazaki, 2024].

При визуальном анализе графиков обратного азимута для сейсмических станций на временном промежутке $\tau=[T_p, T_s]$ (рис. 6б), видно, что для станции КНС наблюдается сочетание устойчивости кривой $\theta(t_2)$ и малой погрешности определения итогового обратного азимута ($\sim 2.2^\circ$, см. табл. 3). Отметим, что данные, полученные на этой станции, характеризуются высоким отношением сигнал/шум (62.7 дБ), что, вероятно, связано с преимущественно континентальным направлением траектории сейсмической волны и относительно близким расположением к местоположению сейсмического события (по сравнению со станциями МЕФ и ЕСАЛ). Среднеквадратичное отклонение функции $\theta(t_2)$ для станции КНС составляет $\sim 1.4^\circ$, что дополнительно подтверждает устойчивость выполненных расчётов.

Для результата, полученного по данным станции МЕФ, также наблюдается устойчивость вычислительного процесса – среднеквадратичное отклонение функции $\theta(t_2)$ составляет $\sim 1.1^\circ$. Тем не менее заметно систематическое отклонение графика $\theta(t_2)$ от истинного обратного азимута на $\sim 12^\circ$ (см. табл. 3). Можно предположить, что это ухудшение в точности расчётов связано с более удалённым расположением сейсмической станции от эпицентра землетрясения, а также с наличием водных объектов (Чёрное море и Финский залив), встречающихся на пути распространения сейсмической волны. Отметим, что величина отношения сигнал/шум для этой станции ниже, чем для станции КНС, и составляет 47.9 дБ.

Наиболее слабая устойчивость среди примеров, приведённых на рис. 6б, характерна для станции ЕСАЛ – здесь среднеквадратичное отклонение функции $\theta(t_2)$ оценивается в $\sim 2.6^\circ$. Отношение сигнал/шум составляет 37.1 дБ, что значительно ниже, чем на предыдущих двух станциях, что, возможно, может быть объяснено прохождением траектории распространения продольной сейсмической волны по водной среде (Средиземное море), часто чередующейся с сушей.

Для геомагнитных данных (рис. 6а) в целом отношение сигнал/шум меньше по сравнению с соответствующими сейсмическими данными: для обсерватории WIC это отношение составляет 24.1 дБ, а для станций NUR и SPT – 9.8 и 2.0 дБ соответственно. Среднеквадратичные отклонения функций $\theta(t_2)$: 2.3 – по данным станции WIC; 8.5 – по данным станции NUR; 23.1 – по данным станции SPT. Из приведённых статистических характеристик следует, что погрешность (см. табл. 4) и размах определения обрат-

ного азимута по магнитограммам зависят, в том числе, от зашумлённости исходных данных.

Для дополнительной проверки азимутальной структуры выполнялся поворот горизонтальных компонент на угол θ^* . На рис. 7 проиллюстрирован пример такого поворота для данных чешской сейсмостанции КНС, где видно, что часть сигнала, соответствующая *P*-волне, на радиальной компоненте усиливается, а на трансверсальной – минимизируется. Так, радиальная компонента в соответствующем окне $\tau=[T_p, T_s]$ усилилась в ~ 2 раза относительно исходной северной компоненты сейсмического поля. При этом соответствующая трансверсальная компонента, наоборот, уменьшилась в ~ 3 раза. Аналогичный эффект наблюдается и при повороте компонент геомагнитного сигнала (станции BDV) на истинный обратный азимут (рис. 8), а именно, примерно двукратное усиление радиальной компоненты и ослабление трансверсальной составляющей. Аналогичные оценки для других сейсмических станций и геомагнитных обсерваторий приведены в табл. 5. Такое усиление и ослабление на взаимно ортогональных направлениях подтверждают физическую осмысленность найденного направления.

Для количественной оценки описанного выше эффекта использовались следующие параметры:

$$W_{s1} = \sigma(R)/\sigma(N), \quad W_{s2} = \sigma(E)/\sigma(T);$$

$$W_{m1} = \sigma(dR/dt)/\sigma(dX/dt), \quad W_{m2} = \sigma(dY/dt)/\sigma(dT/dt),$$

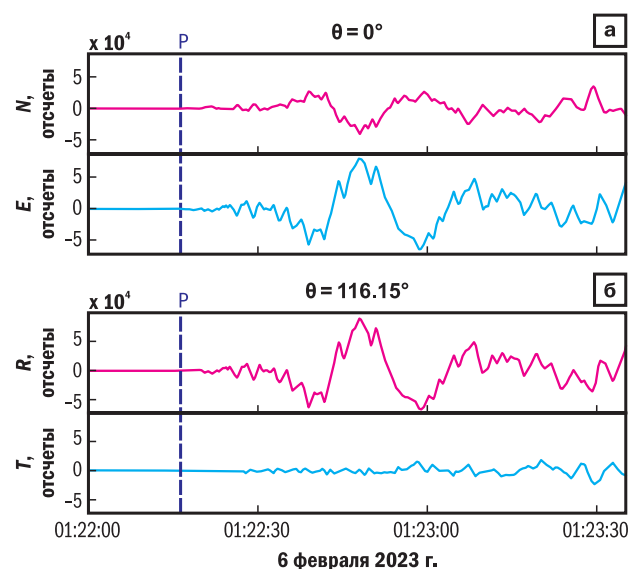


Рис. 7. Исходные (а) и поворнутые (б) сейсмограммы (по данным чешской станции КНС).

Синей пунктирной линией отмечено время вступления *P*-волны

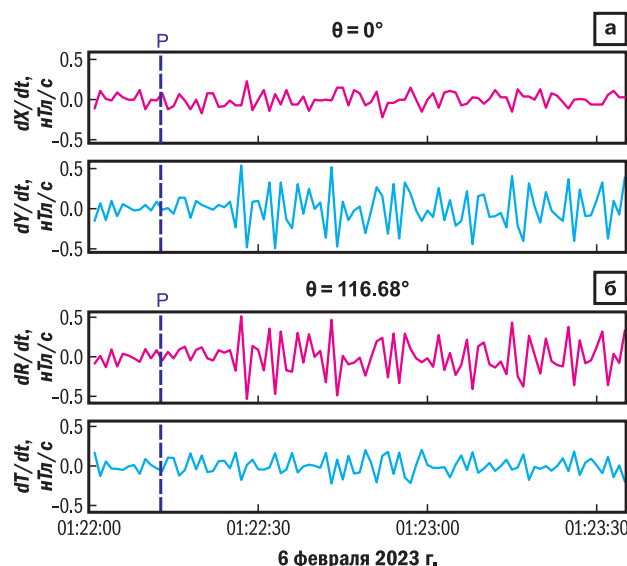


Рис. 8. Исходные (а) и повернутые (б) магнитограммы (по данным чешской станции BDV).

Синей пунктирной линией отмечено время вступления P -волны

Таблица 5. Оценки усиления и ослабления на радиальных и трансверсальных компонентах после поворота горизонтальных составляющих сигнала на угол θ^*

Страна	Сейсмические станции			Геомагнитные обсерватории		
	код	W_{s1}	W_{s2}	код	W_{m1}	W_{m2}
Греция	KRND	3.46	3.74	PEG	—	—
Австрия	ARSA	2.78	3.04	WIC	1.56	1.67
Чехия	KHC	1.97	2.91	BDV	1.95	1.84
Финляндия	MEF	1.21	1.92	NUR	1.04	1.09
Швеция	UPP	1.30	2.34	UPS	1.20	1.44
Испания	EMUR	2.57	2.24	EBR	1.70	1.67
Испания	ECAL	2.98	3.10	SPT	0.99	0.99

где σ – среднеквадратическое отклонение; N , E и R , T – горизонтальные компоненты сейсмического поля до и после поворота на истинный обратный азимут; dX/dt , dY/dt и dR/dt , dT/dt – производные горизонтальных компонент геомагнитного поля до и после поворота на истинный обратный азимут. Таким образом, величины W_{s1} и W_{m1} показывают, во сколько раз усилилась радиальная компонента по отношению к исходной северной составляющей сигнала, а величины W_{s2} и W_{m2} , напротив, отражают, во сколько раз трансверсальная компонента ослабла относительно исходной восточной составляющей сигнала.

Из табл. 5, где приведены значения параметров W_{s1} , W_{s2} , W_{m1} , W_{m2} , найденные во временном интервале τ_{ps} , видно, что рассматриваемый эффект более выразительно проявляется в сейсмических полях (усиление радиальной компо-

ненты в 1.21–3.46 раза; ослабление трансверсальной компоненты в 1.92–3.74 раза). В вариациях геомагнитного поля для большинства станций также заметно выполнение данного свойства, но в целом оно характеризуется меньшими амплитудами (усиление радиальной компоненты в 1.04–1.95 раза; ослабление трансверсальной компоненты в 1.09–1.84 раза).

Несмотря на то, что анализ высокочастотной структуры геомагнитного сигнала ограничивается частотой дискретизации в 1 Гц (стандарт для глобальных геомагнитных наблюдений INTERMAGNET), наблюдаемые вариации демонстрируют устойчивую временную и азимутальную согласованность с сейсмическими фазами.

Полученные результаты указывают на наличие согласованной азимутальной структуры геомагнитного отклика, совпадающей с направлением

на эпицентр землетрясения. Это существенно снижает вероятность случайной корреляции между сейсмическими и магнитными записями. Также формирование устойчивой области $\theta(t_2)$ в интервале между приходами P - и S -волн свидетельствует о том, что геомагнитный сигнал связан с прохождением сейсмического возмущения. Различия в величине погрешностей между станциями могут отражать влияние локальной проводимости литосферы, неоднородность геоэлектрической структуры, различия в амплитуде сейсмического воздействия и, наконец, различия в чувствительности магнитометрической аппаратуры. В этом случае совместный анализ сейсмических и электромагнитных данных с привлечением геоэлектрических моделей может существенно повысить достоверность интерпретации и глубже понять физические процессы, происходящие в зоне распространения сейсмических волн. Тот факт, что косейсмические электромагнитные сигналы представляют собой результат сложного взаимодействия нескольких механизмов, чувствительных к параметрам среды, позволяет рассматривать такие сигналы как потенциальный источник информации о геоэлектрической структуре земной коры в окрестности станции наблюдения.

Заключение

Вариации компонент геомагнитного поля, зарегистрированные европейскими обсерваториями сети INTERMAGNET во время турецкого землетрясения 6 февраля 2023 г., демонстрируют временную согласованность с расчётными моментами прихода продольных и поперечных сейсмических волн.

Применение поляризационного анализа к производным горизонтальных компонент геомагнитного поля позволило определить функцию обратного азимута $\theta(t)$ и выявить область устойчивости решения, преимущественно соответствующую интервалу времени между приходами P - и S -волн. Так, для большинства исследованных станций полученные значения обратного азимута демонстрируют удовлетворительную согласованность с геометрически рассчитанным направлением на эпицентр землетрясения (средняя ошибка составляет $\sim 11^\circ$). Это свидетельствует о наличии направленной структуры геомагнитного отклика, связанной с распространением сейсмического возмущения. Также поворот горизонтальных компонент геомагнитного поля на истинный азимут приводит к концентрации энергии сигнала в радиальной составляющей

(увеличение сигнала в 1.04–1.95 раза) и ослаблению трансверсальной компоненты (уменьшение сигнала в 1.09–1.84 раза), что дополнительно подтверждает физическую осмысленность найденного направления.

Наблюдаемые различия в точности определения азимута между станциями могут быть обусловлены совокупным влиянием отношения сигнал/шум, локальных геоэлектрических особенностей среды и различий в частотных характеристиках измерительной аппаратуры.

Полученные результаты расширяют представления о пространственной структуре косейсмического геомагнитного отклика и дают возможность использования азимутального анализа в качестве дополнительного критерия его идентификации на удалённых станциях.

Работа выполнена в рамках государственного задания Федерального государственного бюджетного учреждения науки Научной станции Российской академии наук в г. Бишкеке (тема № 1025032800066-3-1.5.1 «Комплексное исследование геофизических полей и неупругих процессов в сейсмоактивных зонах литосферы Северного Тянь-Шаня для мониторинга и прогноза сейсмической активности»).

Литература

Имашев С.А., Лазарева Е.А. Программа обнаружения косейсмических геомагнитных аномалий MagSeismoEffect / Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ RU 2024690868 от 18 декабря 2024 г. – EDN: СВОВТХ

Имашев С.А., Лазарева Е.А. Программа для расчёта времён вступления фаз сейсмических волн SeismicPhaseTime / Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ RU 2026610465 от 14 января 2026 г. – EDN: ЕАРІТН

Лазарева Е.А. Анализ вариаций геомагнитного поля в период турецких землетрясений в феврале 2023 года // Вестник Института сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики. – 2024. – № 2 (24). – С. 35–42. – URL: [https://journal.seismo.kg/archive/journal_2024-24\(2\)/article6.pdf](https://journal.seismo.kg/archive/journal_2024-24(2)/article6.pdf)

Adushkin V.V., Ryabova S.A., Spivak A.A., Kharlamov V.A. Response of the seismic background to geomagnetic variations // Doklady Earth Sciences. – 2012. – V. 444, Iss. 1. – P. 642–646. – DOI: 10.1134/S1028334X12050157. – EDN: PDRGOT

Beyreuther M., Barsch R., Krischer L., Megies T., Behr Y., Wassermann J. ObsPy: A Python toolbox

- for seismology // *Seismological Research Letters*. – 2010. – V. 81, N 3. – P. 530–533. – DOI: 10.1785/gssrl.81.3.530
- Crotwell P.H., Owens T.J., Ritsema J.* The TauP toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities // *Seismological Research Letters*. – 1999. – V. 70, N 2. – P. 154–160. – DOI: 10.1785/gssrl.70.2.154
- Flinn E.A.* Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion // *Proceedings of the IEEE*. – 1965. – V. 53, N 12. – P. 1874–1876. – DOI: 10.1109/PROC.1965.4462
- Gao Y., Harris J.M., Wen J., Huang Y., Twardzik C., Chen X., Hu H.* Modeling of the coseismic electromagnetic fields observed during the 2004 Mw 6.0 Parkfield earthquake // *Geophysical Research Letters*. – 2016. – V. 43, Iss. 2. – P. 620–627. – DOI: 10.1002/2015GL067183
- Gao Y., Zhao G., Chong J., Klemperer S.L., Han B., Jiang F., Wen J., Chen X., Zhan Y., Tang J., Xiao Q., Wang L.* Coseismic electric and magnetic signals observed during 2017 Jiuzhaigou Mw 6.5 earthquake and explained by electrokinetics and magnetometer rotation // *Geophysical Journal International*. – 2020. – V. 223, Iss. 2. – P. 1130–1143. – DOI: 10.1093/gji/ggaa374
- Guglielmi A.V.* Ultra-low-frequency electromagnetic waves in the Earth's crust and magnetosphere // *Physics-Uspekhi*. – 2007. – V. 50, N 12. – P. 1197–1216. – DOI: 10.1070/PU2007v050n12ABEH006413
- Hayakawa M., Molchanov O.A.* Seismo-electromagnetics: Lithosphere-atmosphere-ionosphere coupling. – Tokyo: Terra Scientific Publishing Company, 2002. – 477 p.
- Honkura Y., Satoh H., Ujihara N.* Seismic dynamo effects associated with the M7.1 earthquake of 26 May 2003 off Miyagi Prefecture and the M6.4 earthquake of 26 July 2003 in northern Miyagi Prefecture, NE Japan // *Earth, Planets and Space*. – 2004. – V. 56, N 2. – P. 109–114. – DOI: 10.1186/BF03353395
- Ishido T., Mizutani H.* Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1981. – V. 86, Iss. B3. – P. 1763–1775. – DOI: 10.1029/JB086iB03p01763
- Johnston M.* Electromagnetic fields generated by earthquakes // *International Geophysics*. – 2002. – V. 81. – P. 621–635. – DOI: 10.1016/S0074-6142(02)80241-8
- Jurkevics A.* Polarization analysis of three-component array data // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1988. – V. 78, N 5. – P. 1725–1743. – DOI: 10.1785/BSSA0710041105
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R.* Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geophysical Journal International*. – 1991. – V. 105, N 2. – P. 429–465. – DOI: 10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x
- Krischer L., Megies T., Barsch R., Beyreuther M., Le-cocq T., Caudron C., Wassermann J.* ObsPy: a bridge for seismology into the scientific Python ecosystem // *Computational Science & Discovery*. – 2015. – V. 8. – A. 014003. – DOI: 10.1088/1749-4699/8/1/014003
- Magotra N., Ahmed N., Chael E.* Seismic event detection and source location using single-station (three-component) data // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1987. – V. 77, N 3. – P. 958–971. – DOI: 10.1785/BSSA0770030958
- Magotra N., Ahmed N., Chael E.* Single-station seismic event detection and location // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 1989. – V. 27, N 1. – P. 15–23. – DOI: 10.1109/36.20270
- Molchanov O.A., Hayakawa M.* Seismo-electromagnetics and related phenomena: History and latest results. – Tokyo: TERRAPUB, 2008. – 189 p.
- Novikov V.A., Sorokin V.M.* Electromagnetic trigger effects in the ionosphere–atmosphere–lithosphere system and their possible use for short-term earthquake forecasting // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2024. – V. 60, Iss. 5. – P. 879–890. – DOI: 10.1134/S1069351324700800
- Park J., Kim W., Baag C.E.* Phase identification analysis using directionality and rectilinearity functions in three component seismograms // *Geosciences Journal*. – 2004. – V. 8, N 2. – P. 199–209. – DOI: 10.1007/BF02910196
- Pride S.* Governing equations for the coupled electromagnetics and acoustics of porous media // *Physical Review B*. – 1994. – V. 50, N 21. – P. 15678–15696. – DOI: 10.1103/PhysRevB.50.15678
- Roberts R.G., Christoffersson A., Cassidy F.* Real-time event detection, phase identification and source location estimation using single station three-component seismic data // *Geophysical Journal*. – 1989. – V. 97. – P. 471–480. – DOI: 10.1111/j.1365-246X.1989.tb00517.x
- Soloviev A.A.* Geomagnetic effect of the earthquakes with $M_w=7.5-7.8$ in Turkey on February 6, 2023 // *Doklady Earth Sciences*. – 2023. – V. 511, Iss. 1. – P. 578–584. – DOI: 10.1134/S1028334X23600731. – EDN: PCPASJ
- Soloviev A.A., Aleshin I.M., Anisimov S.V., Goev A.G., Morozov A.N., Solovieva E.N.* The fine structure of coseismic electromagnetic response based on geomagnetic and seismological observations // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2024. – V. 60, N 5. – P. 891–902. – DOI: 10.1134/S1069351324700812. – EDN: YIOFIJ
- Sun Y.-C., Uyeshima M., Ren H., Huang Q., Aizawa K., Tsukamoto K., Kanda W., Seki K., Kishita T., Ohminato T.,*

Watanabe A., Ran J., Chen X. Numerical simulations to explain the coseismic electromagnetic signals: a case study for a M 5.4 aftershock of the 2016 Kumamoto earthquake // *Earth, Planets and Space*. – 2019. – V. 71, N 143. – DOI: 10.1186/s40623-019-1122-7

Surkov V.V., Pilipenko V.A., Sinha A.K. Possible mechanisms of co-seismic electromagnetic effect // *Acta Geodaetica et Geophysica*. – 2018. – V. 53. – P. 157–

170. – DOI: 10.1007/s40328-018-0211-6. – EDN: UYHEYA

Yamazaki K. Revised set of equations describing the seismo-electromagnetic coupled wavefield in an ambient geomagnetic field // *Geophysical Journal International*. – 2024. – V. 236, Iss. 2. – P. 946–951. – DOI: 10.1093/gji/ggad461

Сведения об авторах

Имашев Санжар Абылбекович, канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотр. Федерального государственного бюджетного учреждения науки Научной станции Российской академии наук в г. Бишкеке (НС РАН), г. Бишкек, Киргизия. E-mail: sanzhar.imashev@gmail.com

Лазарева Екатерина Алексеевна, мл. науч. сотр. НС РАН, г. Бишкек, Киргизия. E-mail: ekaterina.lazareva88@gmail.com

Забинякова Ольга Борисовна, мл. науч. сотр. НС РАН, г. Бишкек, Киргизия. E-mail: perah.92@inbox.ru

Anomalous coseismic geomagnetic variations associated with the Turkish earthquake on February 6, 2023

© 2026 S.A. Imashev, E.A. Lazareva, O.B. Zabinyakova

RS RAS, Bishkek, Kyrgyzstan

Received March 6, 2026

Abstract The paper presents an analysis of coseismic geomagnetic variations recorded by European observatories of the INTERMAGNET network during the Turkish earthquake of February 6, 2023 (Mw=7.8). To compare seismic and geomagnetic data, theoretically calculated arrival times of the primary (P) and secondary (S) waves were used, obtained within the IASP91 velocity model using the TauP package. It is shown that the calculated P wave arrival times agree with the onset of an impulsive increase in the rate of change of the horizontal component of the geomagnetic field. For additional verification of the coseismic signal origin, an azimuthal analysis of the derivatives of the horizontal geomagnetic components was performed using a polarization method. It was found that the function $\theta(t)$, which characterizes the temporal variation of the back-azimuth calculated from waveform data, exhibits a region of stable values mainly within the interval between the arrivals of the P and S waves. For most stations, the obtained azimuth values demonstrate satisfactory agreement with the geometrically calculated direction to the epicenter (the mean error is about $\sim 11^\circ$). It is shown that rotating the horizontal components to the true azimuth leads to a concentration of signal energy in the radial component (an increase of up to ~ 2 times), which confirms the directional structure of the geomagnetic response. The obtained results indicate the possibility of using azimuthal analysis as an additional criterion for identifying the coseismic geomagnetic effect at remote stations.

Keywords Anomaly, coseismic effect, geomagnetic data, azimuth, seismic wave.

For citation Imashev, S.A., Lazareva, E.A., & Zabinyakova, O.B. (2026). [Anomalous coseismic geomagnetic variations associated with the Turkish earthquake on February 6, 2023]. *Rossiiskii seismologicheskii zhurnal* [Russian Journal of Seismology], 8(2), 36-51. (In Russ.). DOI: <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2026.2.03>. EDN: HFKQGU

References

- Adushkin, V.V., Ryabova, S.A., Spivak, A.A., & Kharlamov, V.A. (2012). Response of the seismic background to geomagnetic variations. *Doklady Earth Sciences*, 444(1), 642-646. DOI: [10.1134/S1028334X12050157](https://doi.org/10.1134/S1028334X12050157). EDN: PDRGOT
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., & Wassermann, J. (2010). ObsPy: A Python Toolbox for Seismology. *Seismological Research Letters*, 81(3), 530-533. DOI: [10.1785/gssrl.81.3.530](https://doi.org/10.1785/gssrl.81.3.530)
- Crotwell, P.H., Owens, T.J., & Ritsema, J. (1999). The TauP toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismological Research Letters*, 70(2), 154-160. DOI: [10.1785/gssrl.70.2.154](https://doi.org/10.1785/gssrl.70.2.154)
- Flinn, E.A. (1965). Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion. *Proceedings of the IEEE*, 53(12), 1874-1876. DOI: [10.1109/PROC.1965.4462](https://doi.org/10.1109/PROC.1965.4462)
- Gao, Y., Harris, J.M., Wen, J., Huang, Y., Twardzik, C., Chen, X., & Hu, H. (2016). Modeling of the coseismic electromagnetic fields observed during the 2004 Mw 6.0 Parkfield earthquake. *Geophysical Research Letters*, 43(2), 620-627. DOI: [10.1002/2015GL067183](https://doi.org/10.1002/2015GL067183)
- Gao, Y., Zhao, G., Chong, J., Klemperer, S.L., Han, B., Jiang, F., Wen, J., Chen, X., Zhan, Y., Tang, J., Xiao, Q., & Wang, L. (2020). Coseismic electric and magnetic signals observed during 2017 Jiuzhaigou Mw 6.5 earthquake and explained by electrokinetics and magnetometer rotation. *Geophysical Journal International*, 223(2), 1130-1143. DOI: [10.1093/gji/ggaa374](https://doi.org/10.1093/gji/ggaa374)
- Guglielmi, A.V. (2007). Ultra-low-frequency electromagnetic waves in the Earth's crust and magnetosphere. *Physics-Uspeski*, 50(12), 1197-1216. DOI: [10.1070/PU2007v050n12ABEH006413](https://doi.org/10.1070/PU2007v050n12ABEH006413)
- Hayakawa, M., & Molchanov, O.A. (2002). *Seismo-electromagnetics: Lithosphere-atmosphere-ionosphere coupling*. Tokyo, Japan: Terra Scientific Publishing Company, 477 p.
- Honkura, Y., Satoh, H., & Ujihara, N. (2004). Seismic dynamo effects associated with the M7.1 earthquake of 26 May 2003 off Miyagi Prefecture and the M6.4 earthquake of 26 July 2003 in northern Miyagi Prefecture, NE Japan. *Earth, Planets and Space*, 56(2), 109-114. DOI: [10.1186/BF03353395](https://doi.org/10.1186/BF03353395)
- Imashev, S.A., & Lazareva, E.A. (2024). [MagSeismoEffect: A program for detecting coseismic geomagnetic anomalies]. Certificate of state registration of a computer program No. 2024690868. (In Russ.). EDN: CBOBTX
- Imashev, S.A., & Lazareva, E.A. (2026). [Seismic-PhaseTime: Program for calculating seismic wave phase arrival times]. Certificate of state registration

- of a computer program No. 2026610465. (In Russ.). EDN: EAPITH
- Ishido, T., & Mizutani, H. (1981). Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B3), 1763-1775. DOI: 10.1029/JB086iB03p01763
- Johnston, M. (2002). Electromagnetic fields generated by earthquakes. *International Geophysics*, 81, 621-635. DOI: 10.1016/S0074-6142(02)80241-8
- Jurkevics, A. (1988). Polarization analysis of three-component array data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(5), 1725-1743. DOI: 10.1785/BSSA0710041105
- Kennett, B.L.N., & Engdahl, E.R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429-465. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x
- Krischer, L., Megies, T., Barsch, R., Beyreuther, M., Lecocq, T., Caudron, C., & Wassermann, J. (2015). ObsPy: A bridge for seismology into the scientific Python ecosystem. *Computational Science & Discovery*, 8:014003. DOI: 10.1088/1749-4699/8/1/014003
- Lazareva, E.A. (2024). [Geomagnetic field variations analysis during the Turkish earthquakes in February 2023]. *Vestnik Instituta seismologii NAN KR* [Bulletin of the Institute of Seismology of the National Academy of Sciences of the Kyrgyz Republic], (2(24)), 35-42. (In Russ.). Available at: [https://journal.seismo.kg/archive/journal_2024-24\(2\)/article6.pdf](https://journal.seismo.kg/archive/journal_2024-24(2)/article6.pdf)
- Magotra, N., Ahmed, N., & Chael, E. (1987). Seismic event detection and source location using single-station (three-component) data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(3), 958-971. DOI: 10.1785/BSSA0770030958
- Magotra, N., Ahmed, N., & Chael, E. (1989). Single-station seismic event detection and location. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 27(1), 15-23. DOI: 10.1109/36.20270
- Molchanov, O.A., & Hayakawa, M. (2008). *Seismo-electromagnetics and related phenomena: History and latest results*. Tokyo, Japan: Terra Scientific Publishing Company, 189 p.
- Novikov, V.A., & Sorokin, V.M. (2024). Electromagnetic trigger effects in the ionosphere-atmosphere-lithosphere system and their possible use for short-term earthquake forecasting. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 60(5), 879-890. DOI: 10.1134/S1069351324700800
- Park, J., Kim, W., & Baag, C.E. (2004). Phase identification analysis using directionality and rectilinearity functions in three component seismograms. *Geosciences Journal*, 8(2), 199-209. DOI: 10.1007/BF02910196
- Pride, S. (1994). Governing equations for the coupled electromagnetics and acoustics of porous media. *Physical Review B*, 50(21), 15678-15696. DOI: 10.1103/PhysRevB.50.15678
- Roberts, R.G., Christofferson, A., & Cassidy, F. (1989). Real-time event detection, phase identification and source location estimation using single station three-component seismic data. *Geophysical Journal*, 97, 471-480. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1989.tb00517.x
- Soloviev, A.A. (2023). Geomagnetic effect of the earthquakes with $M_w=7.5-7.8$ in Turkey on February 6, 2023. *Doklady Earth Sciences*, 511(1), 578-584. DOI: 10.1134/S1028334X23600731. EDN: PCPASJ
- Soloviev, A.A., Aleshin, I.M., Anisimov, S.V., Goev, A.G., Morozov, A.N., & Solovieva, E.N. (2024). The fine structure of coseismic electromagnetic response based on geomagnetic and seismological observations. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 60(5), 891-902. DOI: 10.1134/S1069351324700812. EDN: YIOFIJ
- Sun, Y.-C., Uyeshima, M., Ren, H., Huang, Q., Aizawa, K., Tsukamoto, K., Kanda, W., Seki, K., Kishita, T., Ohminato, T., Watanabe, A., Ran, J., & Chen, X. (2019). Numerical simulations to explain the coseismic electromagnetic signals: a case study for a M5.4 aftershock of the 2016 Kumamoto earthquake. *Earth, Planets and Space*, 71(143). DOI: 10.1186/s40623-019-1122-7
- Surkov, V.V., Pilipenko, V.A., & Sinha, A.K. (2018). Possible mechanisms of co-seismic electromagnetic effect. *Acta Geodaetica et Geophysica*, 53, 157-170. DOI: 10.1007/s40328-018-0211-6. EDN: UYHEYA
- Yamazaki, K. (2024). Revised set of equations describing the seismo-electromagnetic coupled wavefield in an ambient geomagnetic field. *Geophysical Journal International*, 236(2), 946-951. DOI: 10.1093/gji/ggad461

Information about authors

Imashev Sanjar Abylbekovich, PhD, Leading Researcher of the Federal State Budget Institution of Science – Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek city (RS RAS), Bishkek, Kyrgyzstan. E-mail: sanzhar.imashev@gmail.com

Lazareva Ekaterina Alekseevna, Junior Researcher of the RS RAS, Bishkek, Kyrgyzstan. E-mail: ekaterina.lazareva88@gmail.com

Zabinyakova Olga Borisovna, Junior Researcher of the RS RAS, Bishkek, Kyrgyzstan. E-mail: perah.92@inbox.ru