

ВЛИЯНИЕ МАГНИТНЫХ БУРЬ НА НИЗКОЧАСТОТНЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ШУМ

© 2020 г. Г. А. Соболев¹, *, Н. А. Закржевская¹, И. Н. Мигунов¹,
Д. Г. Соболев¹, А. Н. Бойко¹

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: sobolev@ifz.ru

Поступила в редакцию 25.02.2019 г.

После доработки 10.05.2019 г.

Принята к публикации 22.06.2019 г.

Исследована реакция сейсмического шума в минутном диапазоне периодов на сильные магнитные бури. Шум изучался по записям широкополосных сейсмических станций IRIS, расположенных в разных районах земного шара. Ежеминутные вариации компонент магнитного поля X , Y , Z на разных обсерваториях получены через систему INTERMAGNET. Обнаружены сейсмические импульсы, возникавшие при быстрых изменениях скорости компонент магнитного поля dX , dY , dZ . Импульсы характеризовались амплитудами ≈ 2 мкм и продолжительностью первые минуты. Большая вариабельность отношения амплитуды сейсмических импульсов к величине изменения dHx , dHy , dHz свидетельствует о нелинейном процессе. Амплитуды импульсов примерно одинаковы на станциях расположенных в сейсмически активных или пассивных регионах. Их свойства не зависят также от метеорологических условий. Импульсы выявлены на записях всех сейсмических станций, расположенных на континентах. Они не обнаружены в записях идентичных станций, находящихся на вулканических островах в глубоководной части Тихого океана. Предполагается, что резкие изменения электромагнитного поля во время бури служат триггером высвобождения накопленной в Земле энергии.

Ключевые слова: землетрясение, сейсмический шум, магнитная буря, компоненты магнитного поля, триггерный механизм магнитной бури.

DOI: 10.31857/S0002333720030096

ВВЕДЕНИЕ

После создания в 90-х годах глобальной системы широкополосных сейсмических станций появился ряд исследований сейсмических шумов в диапазоне периодов 10^2 – 10^3 с. В работе [Tanimoto et al., 1998] изучались ускорения по данным гравиметра IDA и сейсмических записей GEOSCOPE. Было показано, что на частотах 2–7 мГц (140–500 с) в сейсмически спокойные дни наблюдаются непрерывные колебания на уровне 10^{-9} Гал. Предлагались два возможных механизма их возникновения: кумулятивный эффект слабых землетрясений или процессы в атмосфере. Авторы [Nishida, Kobayashi, Fukao, 2002] изучили записи 49 широкополосных станций системы IRIS с приборами STS-1. В результате анализа методом наложения эпох в сейсмическом шуме на периодах 50–500 с удалось выделить некоторые собственные сферoidalные колебания Земли. Их природа связывалась с непрерывным существованием хаотично распределенных источников в атмосфере. Сопоставление структуры и спектральных характери-

стик сейсмического шума, записанного в диапазоне 40–360 с разными станциями, позволило заключить [Соболев, 2019], что шум отражает турбулентные процессы в атмосфере Земли и его экспоненциальный рост с увеличением периода колебаний соответствует теории А.Н. Колмогорова локально изотропной турбулентности в атмосфере [Коломогоров, 1941]. В отдельных, еще малочисленных работах, было исследовано влияние магнитных бурь на сейсмичность. Число землетрясений с магнитудами ≥ 3 возрастало в течение 2–7 сут после бури в некоторых районах Средней Азии, Кавказа и Америки. Однако были обнаружены регионы, где такой эффект не проявлялся, например, на Аляске. Кроме того, реакция геологической среды на магнитные бури варьировала во времени [Соболев и др., 2001; Закржевская, Соболев, 2004; Straser et al., 2015; Urata et al., 2018].

В настоящей работе исследовано влияние магнитных бурь на сейсмический шум, представленный колебаниями с периодами от 2 до 6 мин. Выбор короткого периода обусловлен доступными рядами наблюдений геомагнитных обсерваторий

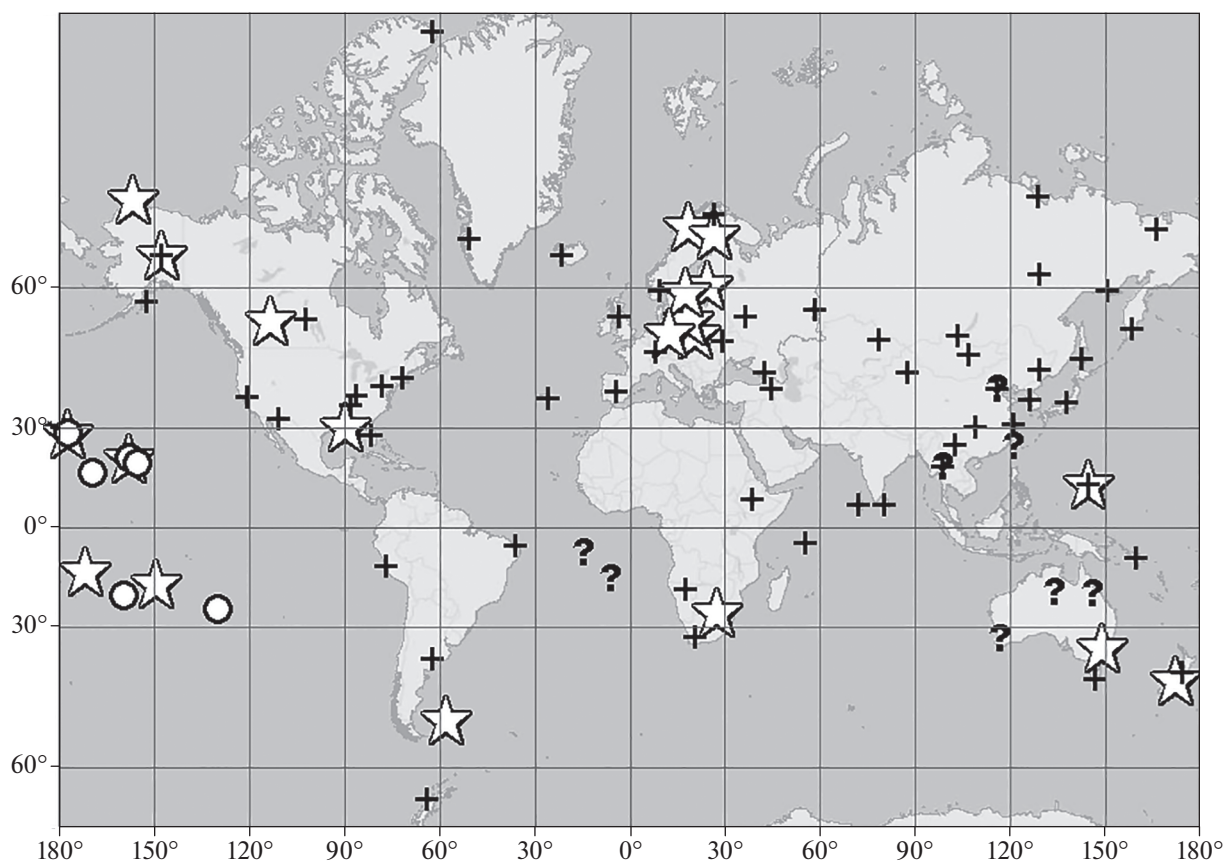


Рис. 1. Сейсмические станции: реагировавшие на магнитные бури (крестики), нереагировавшие (кружки), реакция соизмерима с уровнем шума (знаки вопроса) и геомагнитные обсерватории (звездочки), данные которых использованы в настоящей работе.

с дискретизацией 1 отсчет в минуту; выбор длинного периода связан с тем, что широкополосные сейсмические станции с приборами STS-1 регистрируют на максимальной и постоянной чувствительности колебания с периодами до 360 с [Wieland, Streckeisen, 1982].

Сведения о сильных магнитных бурях получены из архива <http://www.spaceweatherlive.com>. В таблицах архива приведены значения планетарных Kp -индексов – отклонений магнитного поля Земли от нормы в течение трехчасовых интервалов соответствующих суток (GFZ Potsdam official Kp -index). Значения Kp -индексов лежат в диапазоне от 0 до 9. Во время очень сильных магнитных бурь значения $Kp = 9$ проявляются в нескольких трехчасовых интервалах. В архиве приведен список 50 сильнейших магнитных бурь, произошедших за период 1994–2017 гг. Они расположены в порядке убывания Ap -индексов. Последние вычисляются по восьми Kp -индексам за сутки, характеризуют среднесуточную планетарную амплитуду возмущения магнитного поля Земли в линейной шкале и измеряются в нанотеслах (нТл). Наиболее сильная буря в этом списке про-

изошла 29.10.2003 г. ($Ap = 204$), наиболее слабая – 17.03.2013 г. ($Ap = 72$). На рис. 1 звездочками показано расположение геомагнитных обсерваторий, записи которых использованы в работе. Знаками (+) обозначены сейсмические станции, реагировавшие на магнитные бури; кружками – нереагировавшие; знаками (?) – станции, чья реакция была под вопросом. Обоснование такого разделения будет приведено в нижеследующих разделах настоящей работы.

МЕТОДИКА

Проанализированы записи широкополосных станций IRIS во время этих магнитных бурь. Вторая по силе буря произошла 31.03.2001 г. и характеризовалась индексом $Ap = 192$. Анализ записей 73 станций, которые устойчиво работали в этот период, показал, что изменения уровня сейсмического шума (СШ), превышающие средние значения в несколько раз, проявились на всех высокоширотных станциях. Рассмотрим записи расположенной в Норвегии станции KONO [59°38' с.ш.–9°36' в.д.]. Проанализирован интервал с 21.03. по

04.04.2001 г., т.е. за 10 до и 4 сут после указанной магнитной бури. Исходные данные вертикального канала LHZ с дискретизацией 1 отсчет в секунду были усреднены в 10 раз. Влияние бури явно выделялось на записи 31 марта. Продемонстрируем это на рис. 2, где представлен трехсуточный интервал 30.03.–01.04.2001 г. (72 ч). График 1 – запись с дискретизацией 1 отсчет в 10 с после усреднения исходной записи в 10 раз. В середине интервала просматривается серия импульсов на фоне высокочастотного шума, который вызван микросейсмами океанического и ветрового происхождения. Для их подавления применен высокочастотный фильтр Гаусса с радиусом 10 точек [Hardle, 1989; Любушин, 2007]. При вычислениях применялась программа SpAn [Любушин, 2007]: [<http://window.edu.ru/library/pdf2txt/967/71967/49364>]. В результате, импульсы более четко проявлены на графике 2 на фоне полусуточных и суточных колебаний земных приливов. Следующим шагом было устранение этих длиннопериодных колебаний низкочастотным фильтром Гаусса с радиусом 20 точек. Полученный результат представлен на графике 3. Он сопоставлен с вариациями силы магнитной бури по индексу Kp (график 4). На этом графике вертикальные колонки соответствуют последовательным значениям (0–3 ч, 3–6 ч и т.д.) индексов Kp магнитной бури в архиве *GFZ Potsdam official Kp-index*; их время отнесено к середине соответствующего 3-х часового участка. Импульсы сейсмического шума приурочены к значениям бури $Kp > 7$. Возмущенный импульсами участок составляет 24.6 ч.

Мы имели возможность проверить, не являются ли выбросы сейсмического шума на графике 3 рис. 2 нарушениями в работе сейсмографа STS-1. Амплитудно-частотная характеристика этого прибора характеризуется одинаковой и максимальной чувствительностью в диапазоне периодов 0.2–360 с. [SeismiQuery BREQ_FAST Request Form – IRIS.url]. Параллельно с ним на станции KONO работал сейсмограф другой конструкции STS-2, где максимальная чувствительность ограничена периодом до 100 с. Выберем на рис. 2 интервал с 25 до 50 ч, в котором на графике 3 четко проявляются импульсы СШ и сопоставим на рис. 3 записи приборов STS-1 и STS-2. Приходим к следующим выводам. В целом, наблюдается совпадение выбросов шума на записях обоих приборов. Но есть некоторые отличия в форме, амплитуде и времени возникновения отдельных импульсов. Кроме того, некоторые импульсы на графике 1 не просматриваются на графике 2. Треугольник на графике 1 (сейсмограф STS-1) отмечает участок с 2-мя импульсами, которые не выделяются на графике 2 (сейсмограф STS-2). Анализ показывает, что максимальные амплитуды в спектрах этих импульсов находятся в интервале 360–440 с. Чувствительность прибора STS-2

уменьшается в 20 раз по сравнению с максимальной на периоде 100 с и эти низкочастотные импульсы не видны на фоне более высокочастотных колебаний. Отмеченные при сопоставлении графиков 2 и 3 различия, по-видимому, исключают две причины появления импульсов во время магнитной бури: особенности конструкции приборов и сетевые электрические наводки на систему измерений.

Было выполнено сопоставление записей вертикальных и горизонтальных каналов станций с приборами STS-1 во время бури (рис. 4). Главная особенность состоит в том, что амплитуда возмущения шума во время бури на горизонтальных каналах соизмерима с уровнем шума, тогда как на вертикальном канале она превышает уровень шума в десятки раз. В связи с этим, анализ реакции сейсмического шума на геомагнитные бури проведен в настоящей работе по записям вертикальных каналов LHZ.

Повторим методику выделения возмущений сейсмического шума во время другой бури 29–31 октября 2003 г. (рис. 5). Во время этой бури сейсмическая станция KONO работала с пропусками, и мы продемонстрируем результат на примере расположенной в Финляндии станции KEV [69°48' с.ш.–27°0' в.д.]. Буря состояла из двух этапов усиления напряженности геомагнитного поля (график 4). Первый характеризовался большими значениями $Kp > 7$ в интервале от 9 ч 29.10 до 6 ч 30.10. Второй – с 18 ч 30.10 до 15 ч 31.10. Во время этой бури произошло землетрясение 31.10 в Японии [37°52' с.ш.–142°36' в.д.] с $M = 7$. Оно прописывается на графике 1 рис. 5, где представлена запись с дискретизацией 1 отсчет в 10 с. После подавления микросейсмических колебаний секундного диапазона периодов высокочастотным фильтром Гаусса с радиусом 10 точек землетрясение на графике 2 не выделяется, и проявляются импульсы сейсмического шума, еле заметные на графике 1. При последующем устранении полусуточных и суточных колебаний земных приливов низкочастотным фильтром Гаусса с радиусом 20 точек получаем результат (график 3), который может быть сопоставлен с вариациями силы магнитной бури по индексам Kp (график 4). В целом, импульсы СШ проявлялись при значениях $Kp \geq 7$, так же как и при буре 31.03.2001 г. (см. рис. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Мы проанализировали записи однополосных широкополосных станций с приборами STS-1, устойчиво работавших во время бури 31.03.2001. Результаты по 10-ти из них приведены на графиках 1–10 рис. 6, где график 11 демонстрирует вариации силы бури по индексу Kp . Ось абсцисс представлена с дискретизацией 1 отсчет в 10 с, так что запись продолжительностью в 1 сут 31.03.2001 г.

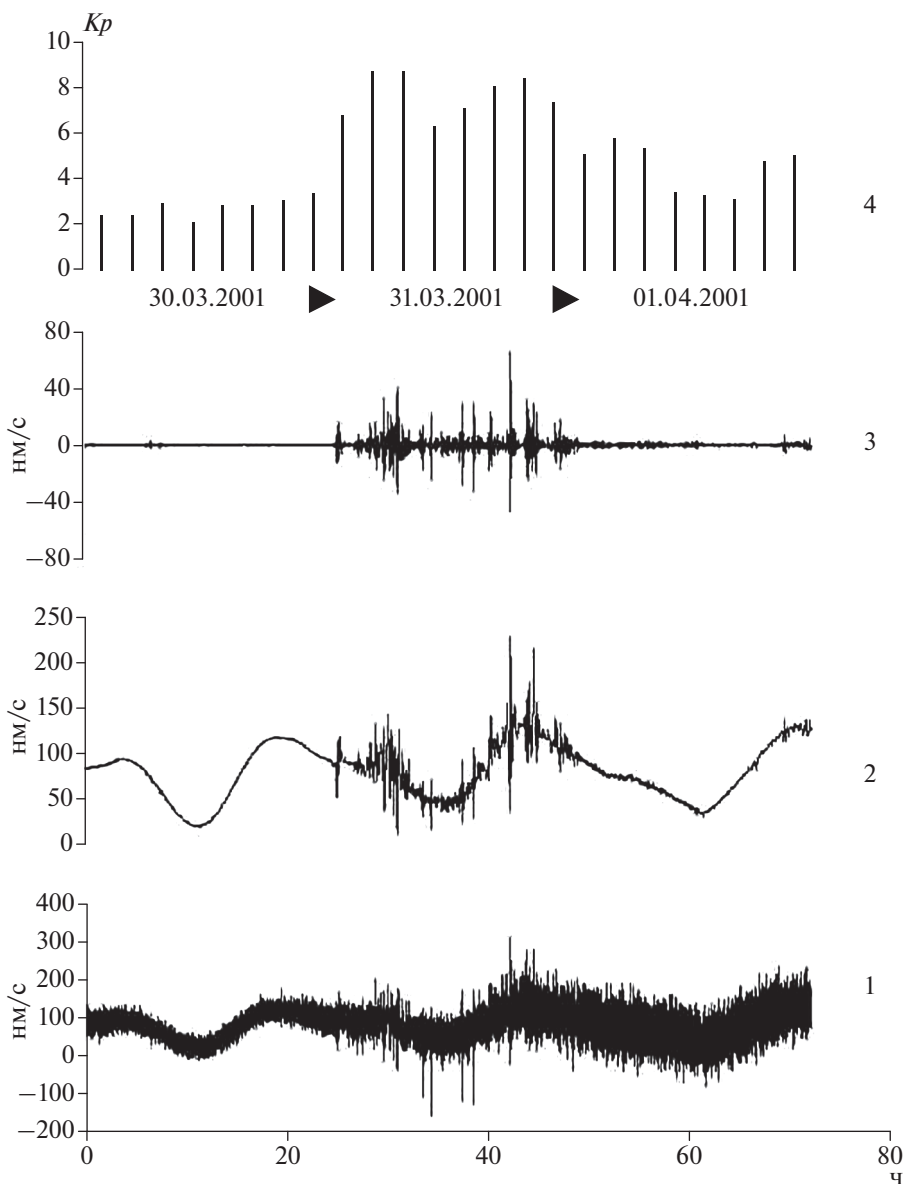


Рис. 2. Методика выделения импульсов сейсмического шума во время магнитной бури 31.03.2001 г.: 1 – исходная запись, 2 – после подавления микросейсмических колебаний секундного диапазона периодов, 3 – после удаления также приливных колебаний; 4 – вариации силы магнитной бури.

соответствует интервалу 8641–17281 точек. В начале этого интервала индекс Kp возрос до значения 7, что условно отнесем к началу бури (треугольник). Порядок записей сейсмических станций снизу вверх на рис. 6 соответствует увеличению географической широты их расположения в диапазоне от 43° ю.ш. до 70° с.ш.; названия и координаты станций указаны над графиками и их пространственное положение можно видеть на рис. 1. Структура интервалов повышенного во время бури шума в первом приближении подразделяется на 2 типа. Тип I – большие по амплитуде импульсы в начале бури с последующим уменьшением уровня шума (графики 2–6, 8, 10); тип II – возникновение серий от-

носительно больших импульсов с запаздыванием после начала бури (1, 7, 9). В записях всех представленных на рис. 6 станций выделяются импульсы СШ в течение 31.03, когда Kp -индексы характеризовались значениями 7 и выше. При анализе записей 73 станций, устойчиво работавших в интервале 30.03.–01.04.2001 г., выяснилось следующее. Импульсы обнаружены на всех станциях, находящихся на континентах; эти станции обозначены знаками + на рис. 1. Импульсы не выявлены на 6 станциях, расположенных на островах в центре Тихого океана (обозначены кружками). В записях некоторых станций, например, расположенных в Австралии и в центре Атлантического

океана амплитуда импульсов была соизмерима с флуктуациями шума; такие станции обозначены на рис. 1 знаками?

На рис. 7 представлен сейсмический шум 10 станций во время бури 29–31.10.2003 г. Из этого рисунка следует, что можно выделить те же 2 типа возмущений сейсмического шума, что отмечались при описании рис. 6. Тип I – большие импульсы в начале появления индексов $Kp > 7$ с последующим уменьшением уровня шума; Тип II – запаздывание интервалов большого шума относительно возрастания индексов Kp . Однако, поскольку буря 29–31.10.2003 г. состояла из двух этапов, эти два типа не обязательно повторялись для одной и той же станции в каждом из этапов. На первом этапе 29.10.2003 Тип I демонстрировали станции BFO, OBN, ALE и Тип II – станции TAU, NNA, KEV, TIXI. Сейсмические станции TAU, BFO, OBN, KEV устойчиво работали в периоды обеих бурь 31.03.2001 г. и 29–31.10.2003 г. Из сопоставления рис. 6 и рис. 7 следует, что тип возмущений сохранился на станциях TAU, BFO, OBN, в то время как он изменился на станции KEV. На втором этапе 30.10.2003 г. тип возмущений изменялся на всех этих станциях. Выпадает из общей структуры возмущений СШ запись расположенной в Антарктиде станции PMSA.

На рис. 8 показаны записи 10 станций во время бури 15.07.2000 г. Общий вывод из сравнения рис. 6, рис. 7, рис. 8 состоит в том, что все станции реагировали увеличением шума в тех интервалах бурь, где величина Kp превышала уровень 7. В то же время, структура нарастания и спада шума при разных бурях на одних и тех же станциях не повторялась. Сопоставление результатов выделения сейсмических импульсов при разных бурях (рис. 6, рис. 7, рис. 8) указывает на широкое разнообразие реакции шума на изменения структуры магнитного поля. Это, по-видимому, является признаком нелинейной связи между данными процессами.

Проведем более детальное сопоставление записей сейсмического шума с динамикой магнитных бурь. Данные по геомагнитным вариациям с ежеминутной дискретизацией для разных геомагнитных обсерваторий взяты из INTERMAGNET Data. На рис. 9 графики 2, 4, 6 обозначают вариации компонент X , Y , Z на геомагнитной обсерватории ABK (Abisko, $68^{\circ}21'$ с.ш.– $18^{\circ}49'$ в.д.) в течение 31.03.2001 (1440 мин). Графики 3, 5, 7 представляют производные по времени их значений dX/dt , dY/dt , dZ/dt , т.е. скорости изменения указанных компонент магнитного поля за минуту. График 1 демонстрирует сейсмический шум станции KEV (Kevo, $69^{\circ}48'$ с.ш.– $27^{\circ}0'$ в.д.); значения приведены осреднением 10-секундных отсчетов к ежеминутным для сопоставления с записями геомагнитных вариаций в едином масштабе времени. Расстояние между геомагнитной обсерваторией и

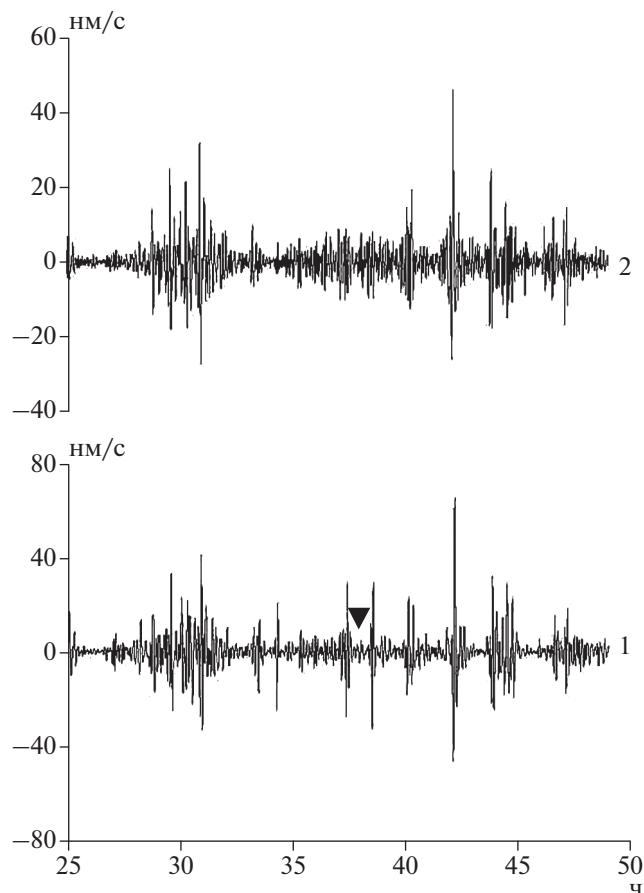


Рис. 3. Сопоставление записей сейсмического шума сейсмографами STS-1 (1) и STS-2 (2) во время магнитной бури. Треугольником отмечен интервал между двумя длиннопериодными импульсами.

сейсмической станцией (рис. 1) равно 370 км. Из рис. 9 следует: интервалы увеличения сейсмического шума на графике 1 соответствуют интервалам изменения скорости вариаций магнитного поля (3, 5, 7) во время бури. Это явление наблюдается для всех компонент – X , Y , Z .

Аналогичное сопоставление выполнено (рис. 10) по данным геомагнитной обсерватории NUR (Nurmijarvi, $60^{\circ}30'$ с.ш.– $24^{\circ}39'$ в.д.) и сейсмической станции KONO (Kongsberg, $59^{\circ}38'$ с.ш.– $9^{\circ}36'$ в.д.), находящихся на расстоянии 830 км друг от друга. Структура развития бури в этой точке отличается от показанной на предыдущем рис. 9 при взаимном расстоянии между указанными геомагнитными обсерваториями 920 км. Различаются и последовательности импульсов сейсмического шума на графиках 1 станции KEV (рис. 9) и станции KONO (рис. 10).

Более подробно аналогию и различия сейсмического шума на этих двух станциях при одной и той же магнитной буре можно проследить на рис. 11, относящемуся к 31. 03. 2001 г. Вариации шума (гра-

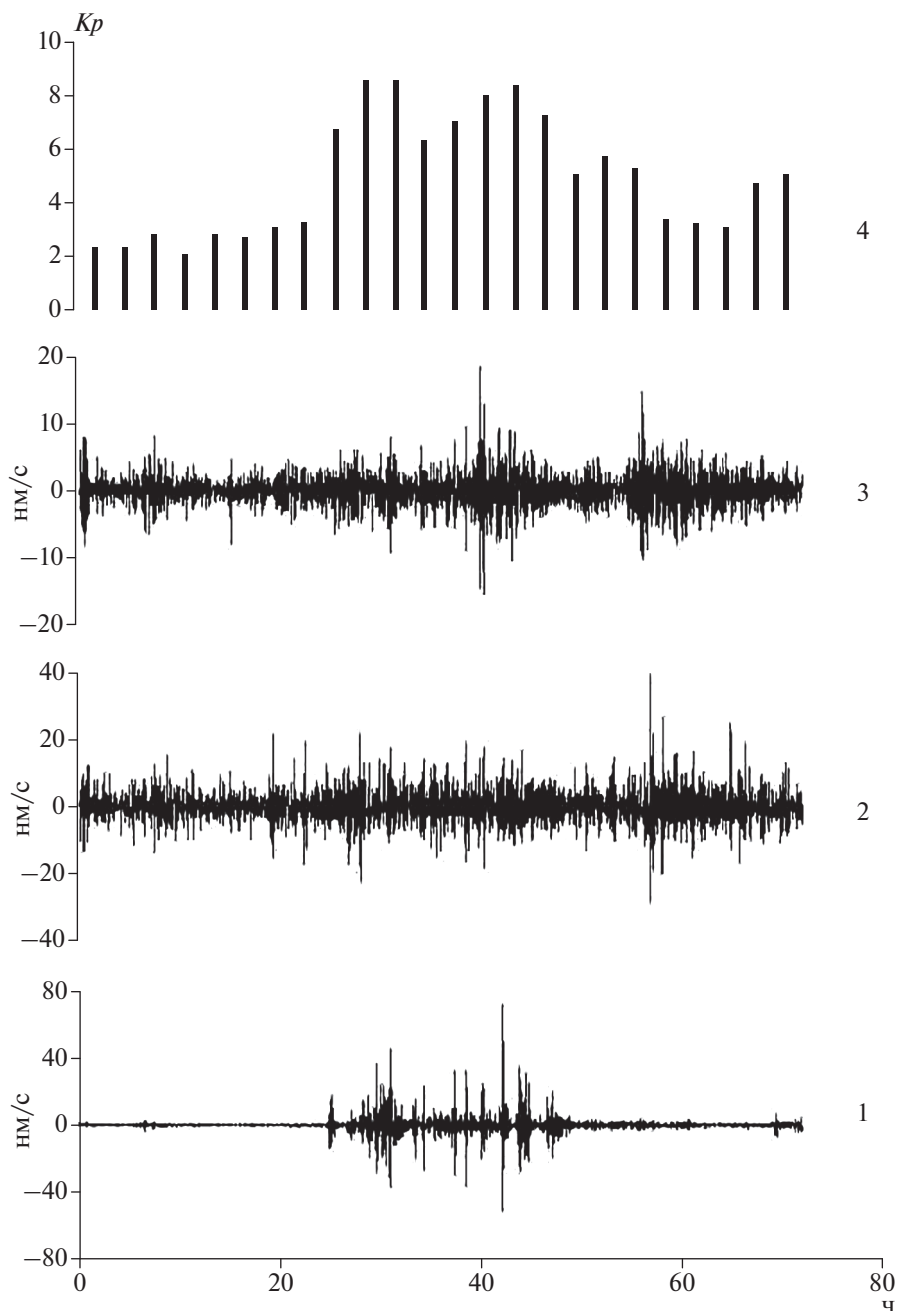


Рис. 4. Сопоставление записей сейсмического шума вертикальным сейсмографом (1) и двумя горизонтальными: С–Ю (2), В–З (3); 4 – сила магнитной бури.

фики 1 и 4) сопоставлены с компонентами H_u и dH_u (графики 2, 3 и 5, 6). Длиннопериодные вариации H_u (графики 2 и 5) демонстрируют следующие главные черты: постепенное возрастание амплитуды в первой части суточного интервала от 200 до 400 мин; их понижение и мало меняющиеся значения в интервале 400–900 мин и дальнейший рост до конца суток. Отдельные всплески колебаний H_u продолжительностью в десятки минут возникают на обеих обсерваториях одно-

временно. При сопоставлении вариаций dH_u проявляются некоторые различия. На обсерватории АВК (график 6) высокий размах колебаний отмечается на всем интервале 85–270 мин. В то время как на обсерватории NUR (график 3) выделяется максимум (270 мин) с последующим постепенным спадом размаха колебаний до времени 600 мин. Кроме того, на станции NUR (график 3) в моменты времени 955 и 1074 мин проявляются острые однополярные выбросы, в то время как на

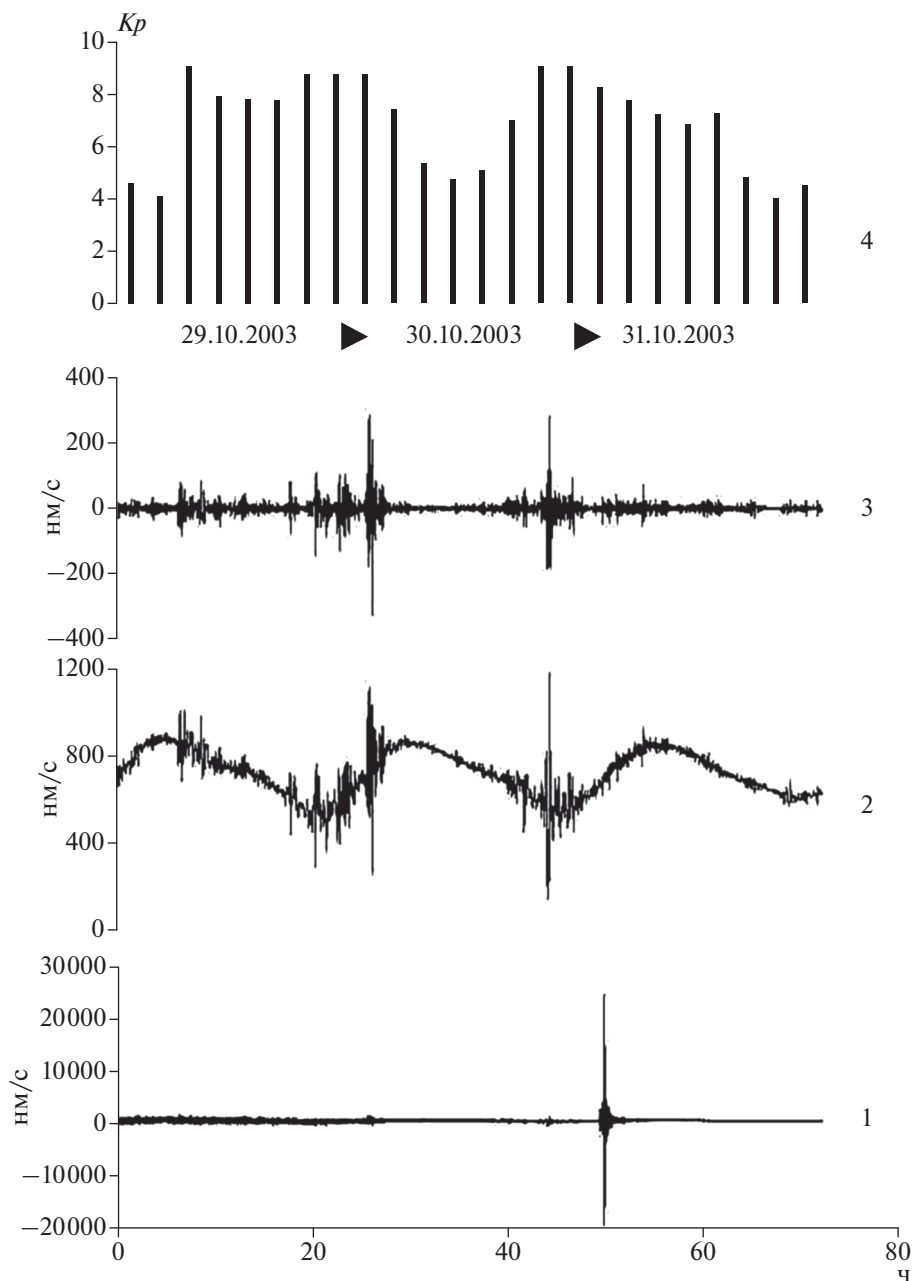


Рис. 5. Методика выделения импульсов сейсмического шума во время магнитной бури 30.10.2003 г.: 1 – исходная запись; 2 – после подавления микросейсмических колебаний секундного диапазона периодов; 3 – после удаления также приливных колебаний; 4 – вариации силы магнитной бури.

станции АВК (график 6) они находятся внутри цугов колебаний соизмеримой амплитуды. На основе сопоставления приведенных на рис. 11 записей, а также с учетом анализа данных других обсерваторий мы пришли к выводу, что быстрые изменения во время бури скорости вариаций геомагнитного поля (dH) длительностью в несколько минут различаются на обсерваториях, расположенных по широте и долготе с разницей в первые градусы и больше.

Как было продемонстрировано на рис. 11, структура компонент dH и сейсмического шума меняется при различном расположении как обсерваторий, так и сейсмических станций. Поэтому детальное сопоставление вариаций этих полей целесообразно провести в тех случаях, когда обсерватория и сейсмическая станция располагались в одном и том же месте. На рис. 12 сопоставлены записи СШ станции ЕСК ($55^{\circ}19'$ с.ш.– $3^{\circ}12'$ з.д.) (график 1) и вариации H_x , H_y , H_z (графики 2, 4, 6),

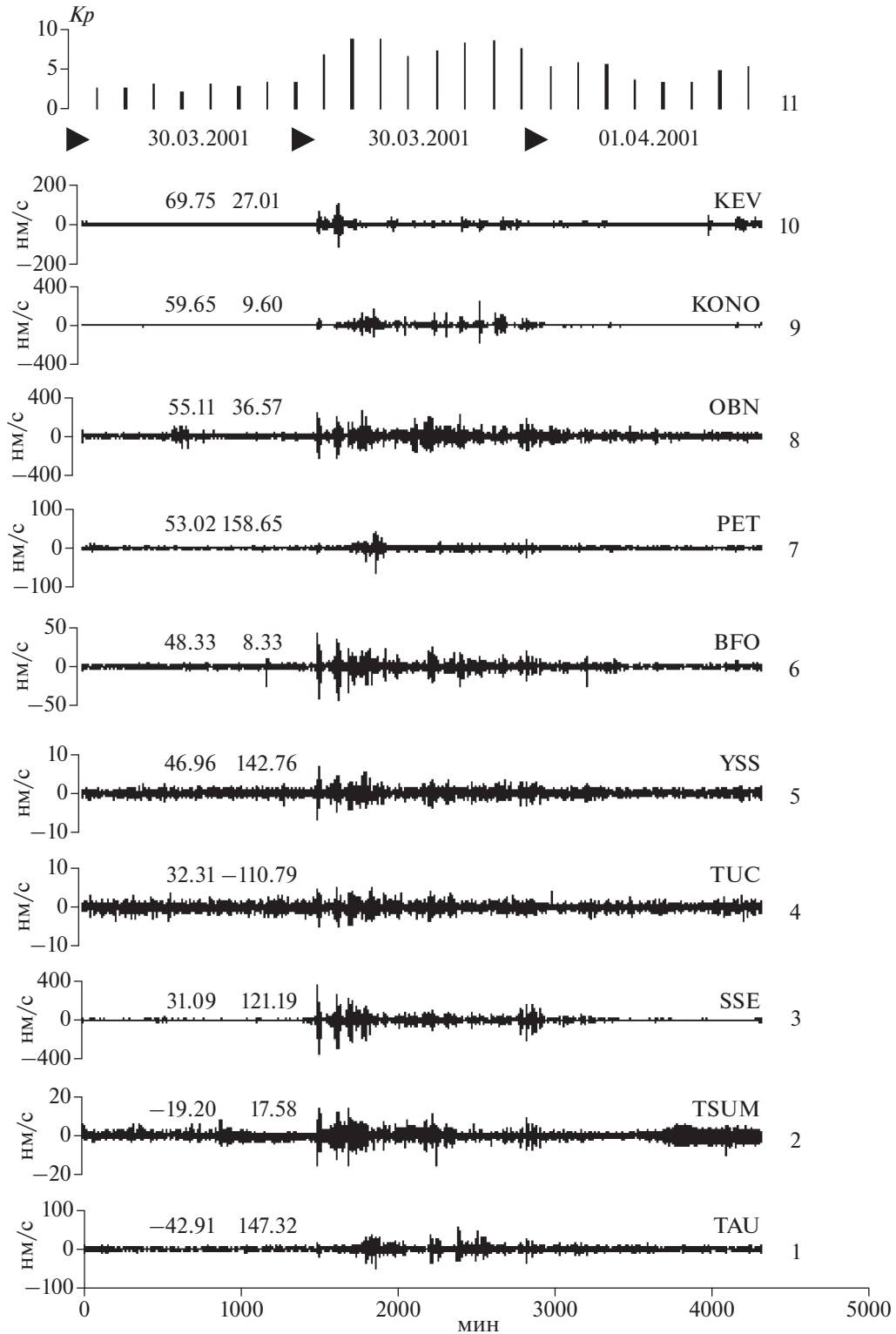


Рис. 6. Импульсы сейсмического шума при магнитной буре 31.03.2001 г. на 10-ти сейсмических станциях (графики 1–10), расположенных по мере возрастания (снизу вверх) их географической широты. Широта и долгота каждой станции указаны над графиками; знаки (-) означают южное и западное полушария. График 11 – сила бури.

dH_x , dH_y , dH_z (графики 3, 5, 7) на обсерватории ESK ($55^{\circ}19'$ с.ш. $-3^{\circ}12'$ з.д.) при буре 31.03.2001 г.; обе расположены в Шотландии. Видно, что боль-

шие импульсы СШ приурочены к резким изменениям компонент магнитного поля; особенно четко это прослеживается при сопоставлении с им-

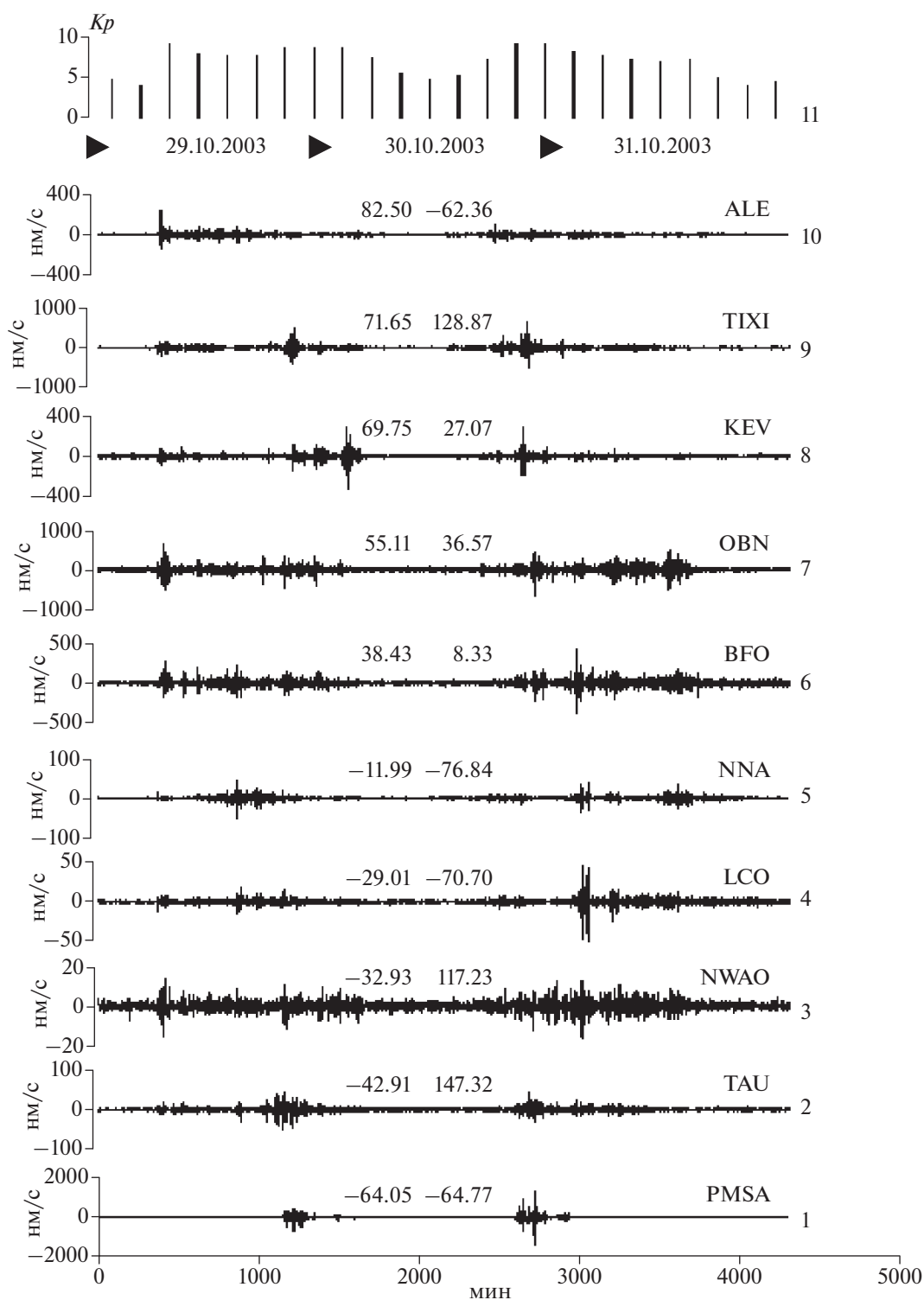


Рис. 7. Импульсы сейсмического шума при магнитной буре 30.10.2003 г. на 10-ти сейсмических станциях (графики 1–10), расположенных по мере возрастания (снизу вверх) их географической широты. Широта и долгота каждой станции указаны над графиками; знаки (-) означают южное и западное полушарии. График 11 – сила бури.

пульсами dHz (графики 1 и 7). Выберем на графике 1 два больших импульса СШ в моменты времени 335 и 1240 мин и представим на рис. 13 короткие интервалы времени длительностью 40 мин,

чтобы точнее сопоставить форму сигналов. Поскольку мы располагали записями компонент магнитного поля с дискретностью 1 отсчет в минуту, то из записей сейсмического шума с дис-

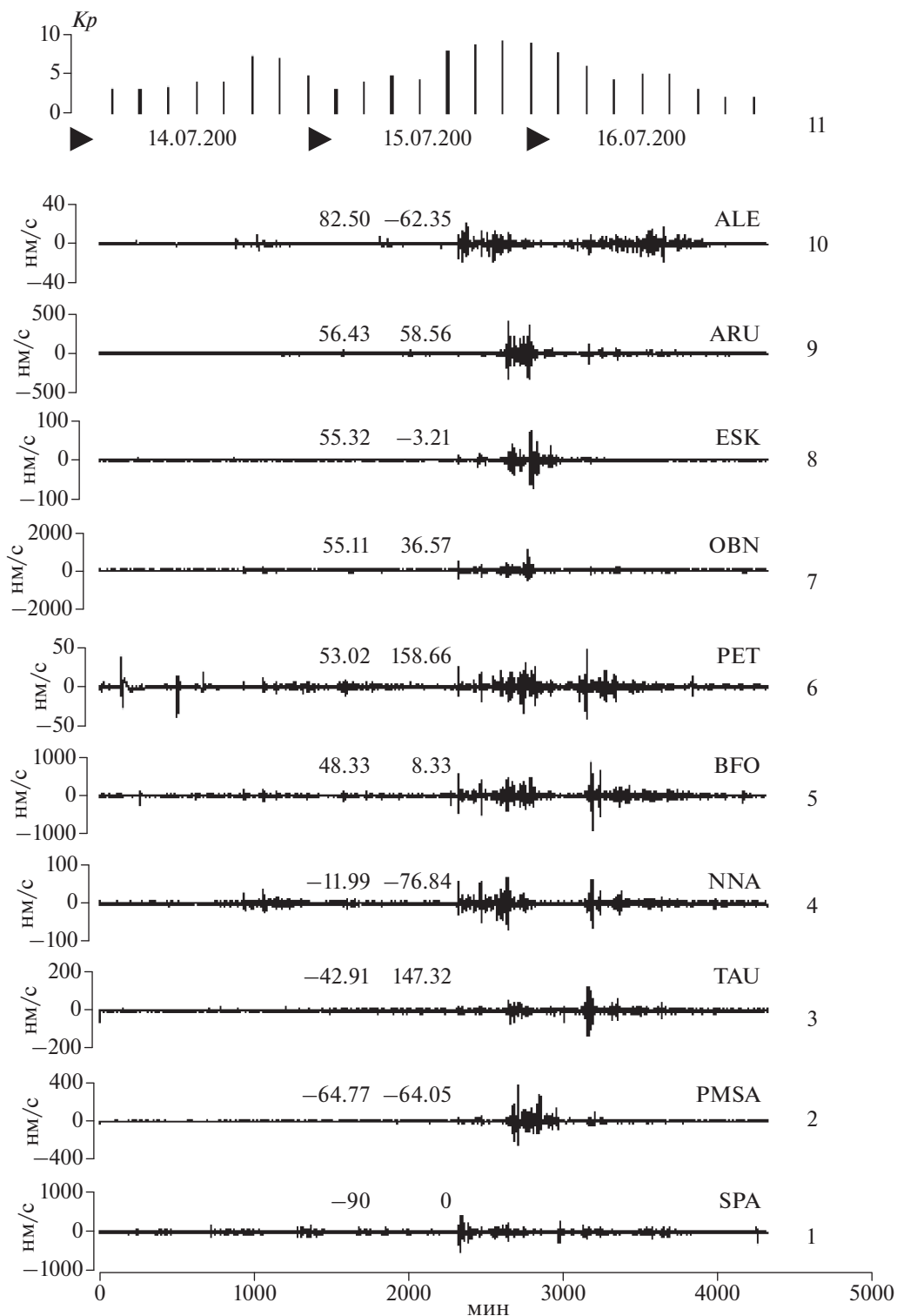


Рис. 8. Импульсы сейсмического шума при магнитной буре 15.07.2000 г. на 10-ти сейсмических станциях (графики 1–10), расположенных по мере возрастания (снизу вверх) их географической широты. Широта и долгота каждой станции указаны над графиками; знаки (-) означают южное и западное полушарии. График 11 – сила бури.

клетностью 1 отсчет в 10 с, были взяты конкретные значения в каждой 6-й точке (через 1 мин). Форму сигналов СШ двух вышеуказанных им-

пульсов можно видеть на графиках 1 и 5 рис. 13. Сопоставим их с формой вариаций компонент магнитного поля dH_z , dH_x , dH_y – графики 2, 3, 4 и

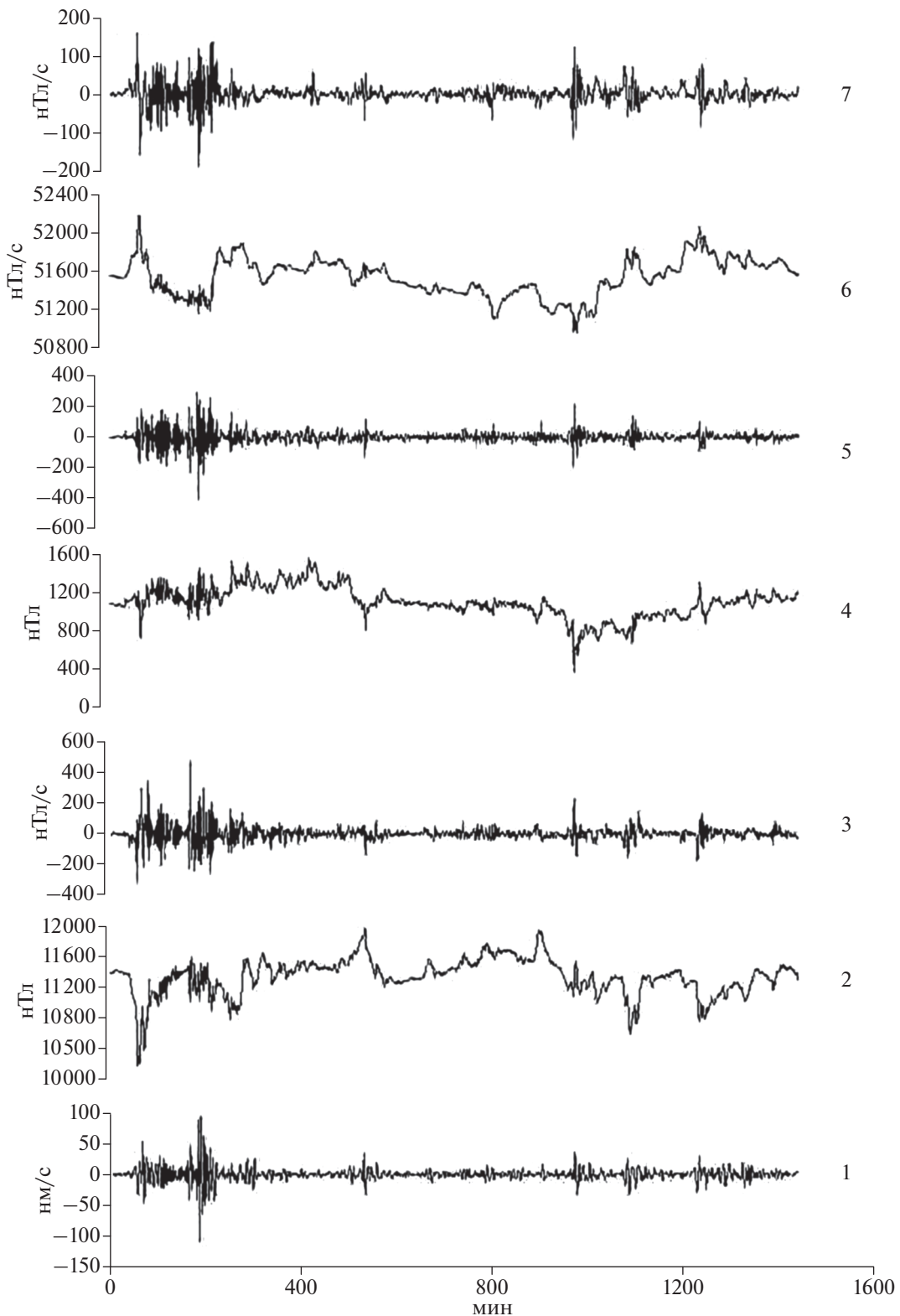


Рис. 9. Сопоставление импульсов сейсмического шума на станции KEV (график 1) с вариациями компонент напряженности магнитного поля H_x , H_y , H_z (графики 2, 4, 6) и скорости их изменения dH_x , dH_y , dH_z (графики 3, 5, 7) на обсерватории АВК. Расстояние между сейсмической станцией и обсерваторией = 370 км.

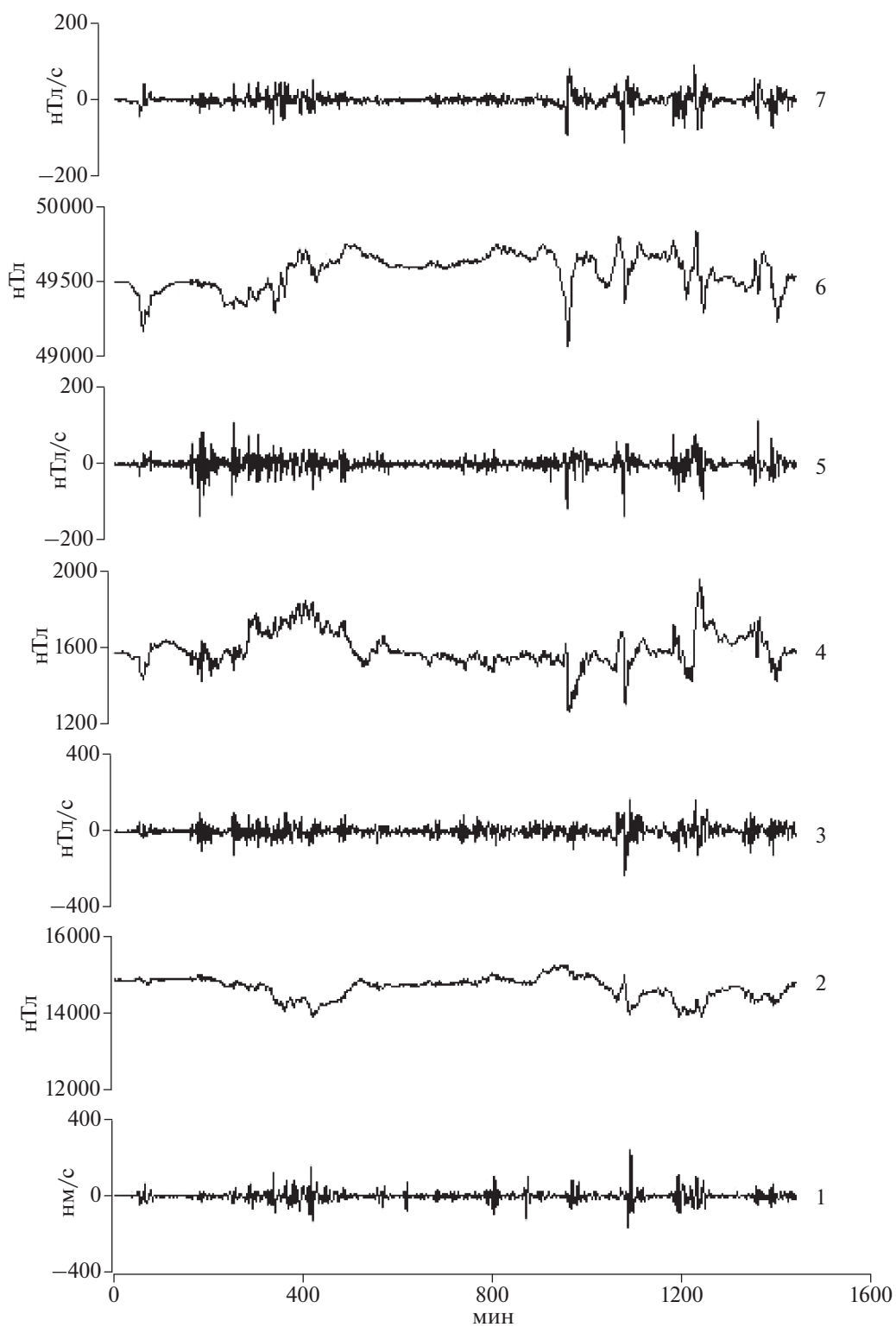


Рис. 10. Сопоставление импульсов сейсмического шума на станции KONO (график 1) с вариациями компонент напряженности магнитного поля H_x , H_y , H_z (графики 2, 4, 6) и скорости их изменения dH_x , dH_y , dH_z (графики 3, 5, 7) на обсерватории NUR. Расстояние между сейсмической станцией и обсерваторией = 830 км.

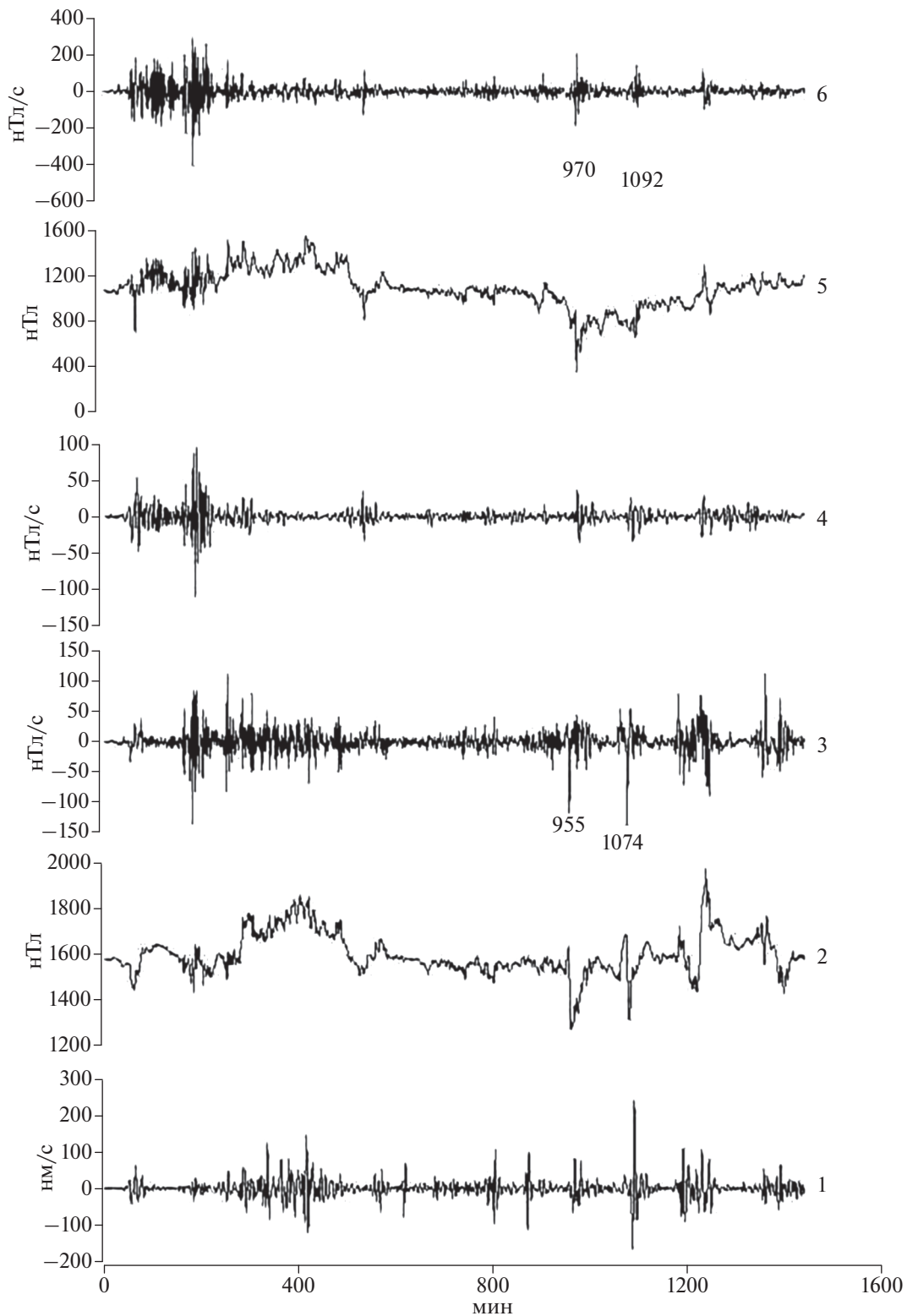


Рис. 11. Сравнение сейсмического шума на станциях KONO (график 1) и KEV (график 4) во время одной и той же бури 31.03.2001 с вариациями компонент напряженности магнитного поля H_y (графики 2, 5) и скорости их изменения dH_y (графики 3, 6) на ближайших к этим станциям обсерваториях NUR (графики 2, 3) и АВК (графики 5, 6).

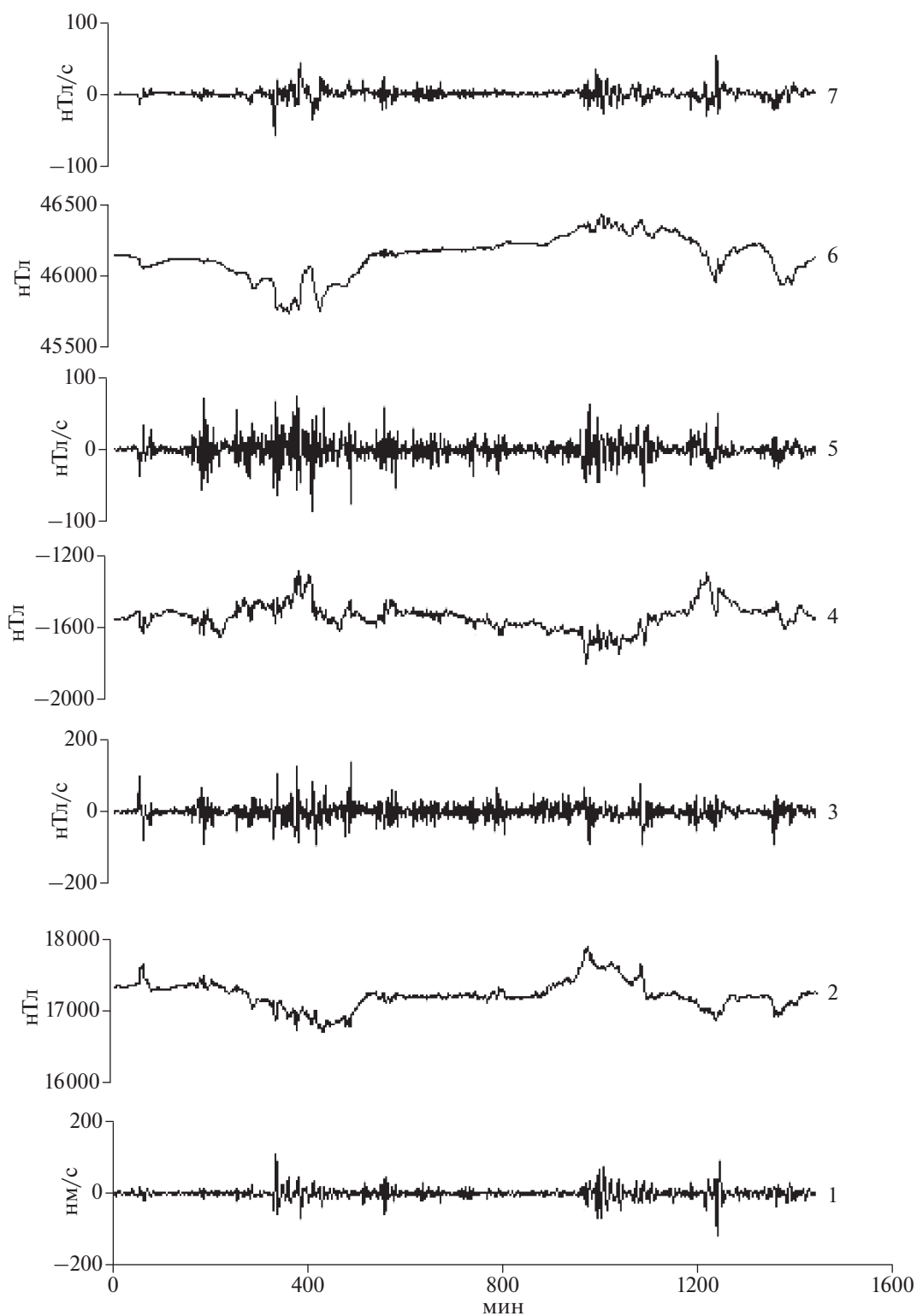


Рис. 12. Сравнение сейсмического шума (график 1) с вариациями компонент напряженности магнитного поля H_x , H_y , H_z (графики 2, 4, 6) и скорости их изменения dH_x , dH_y , dH_z (графики 3, 5, 7) для сейсмической станции ESK и обсерватории ESK, находящихся в одном и том же месте (Шотландия); буря 31.03.2001 г.

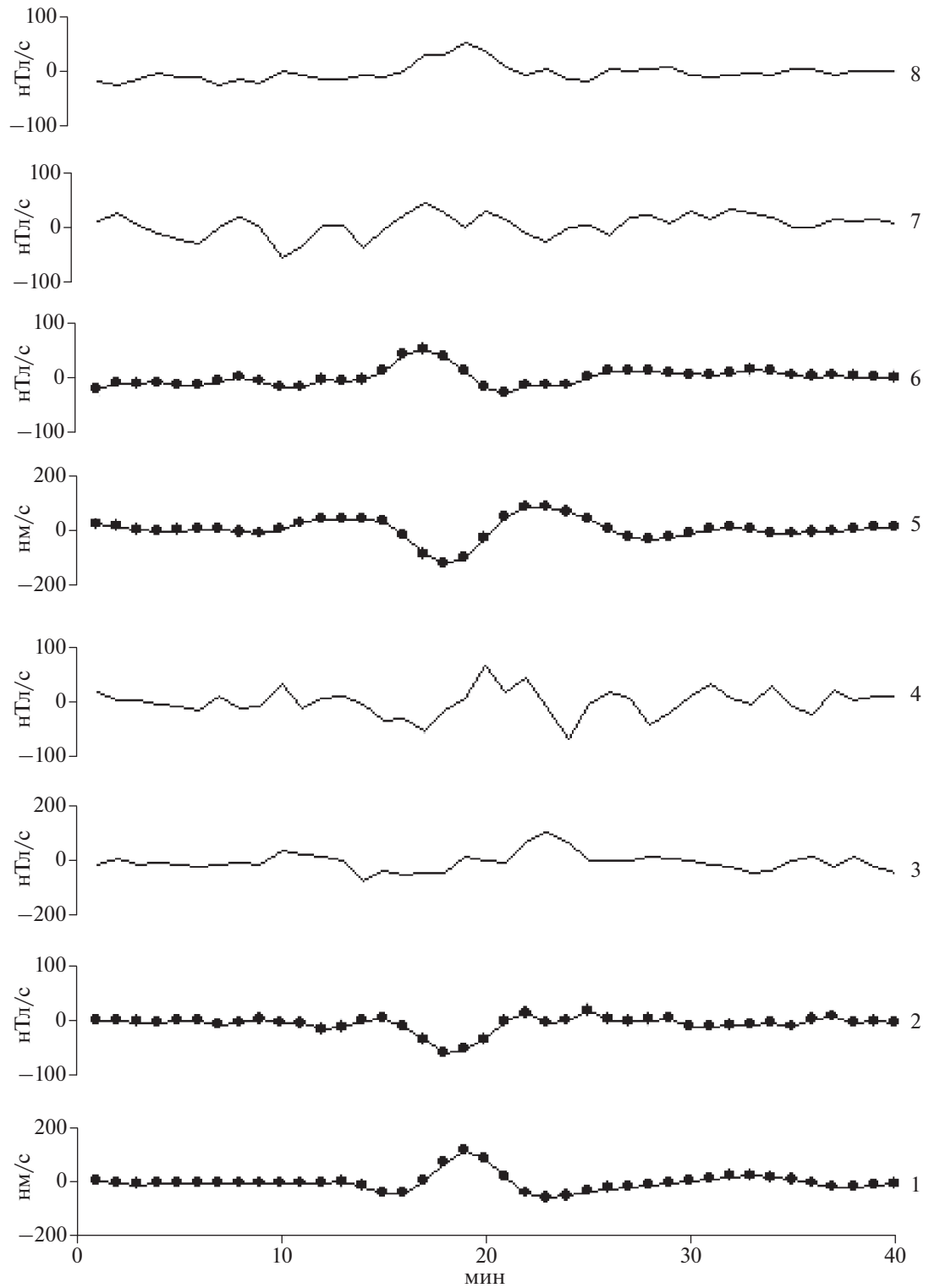


Рис. 13. Сопоставление формы импульсов сейсмического шума (графики 1 и 5)) с вариациями компонент dH_z , dH_x , dH_y (графики 2, 3, 4) и (6, 7, 8) на станции и обсерватории ЕСК, находящихся в одном и том же месте. Взяты импульсы с временами 335 и 1240 мин на рис. 12.

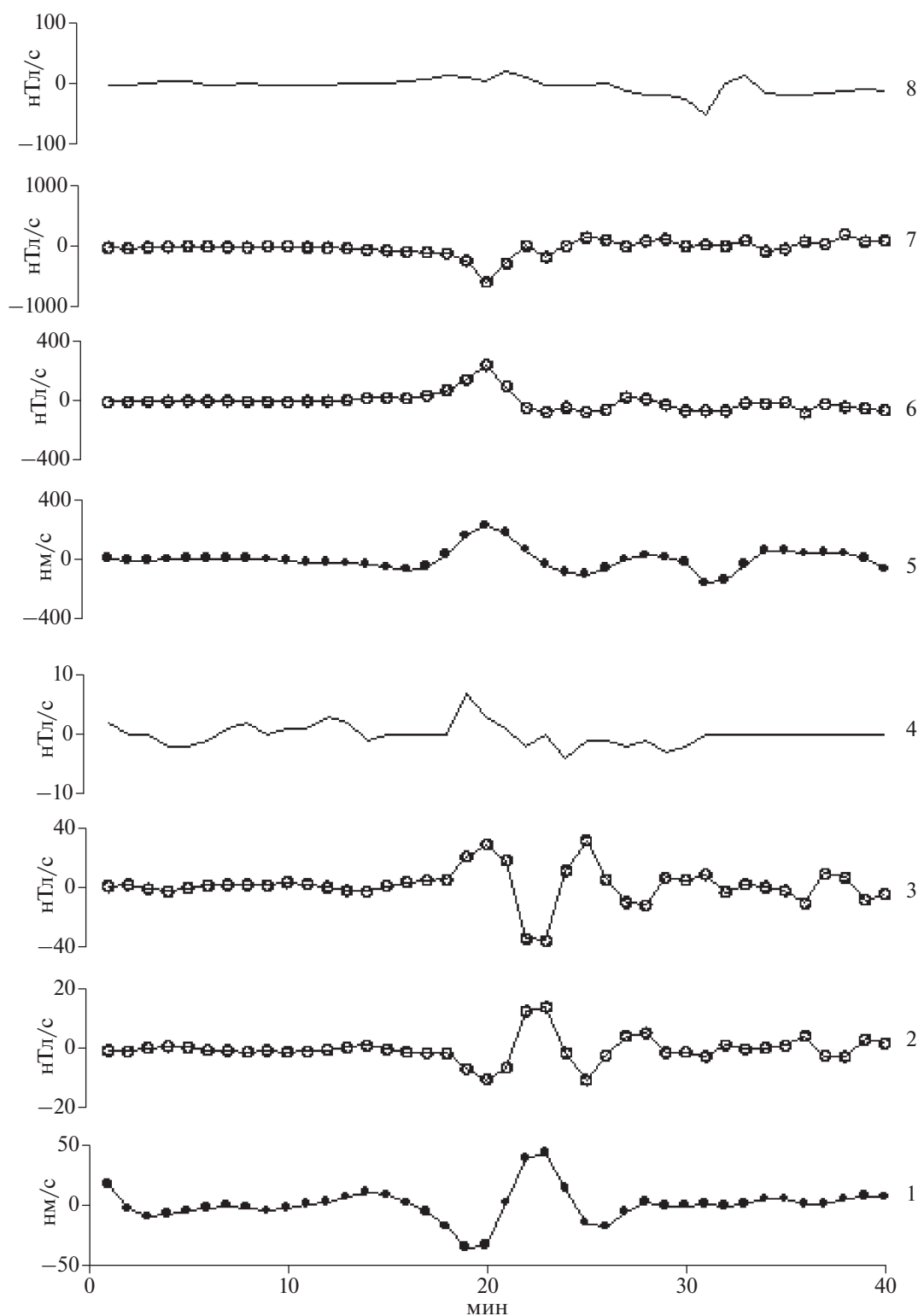


Рис. 14. Сопоставление формы импульса сейсмического шума (график 1) с вариациями компонент dHz , dHx , dHy (графики 2, 3, 4) на станции GUMO и обсерватории GUA, находящихся на о. Гуам. Аналогично для импульса на станции COLA (график 5) и обсерватории SMO (6, 7, 8), находящихся в одном и том же месте на Аляске.

графики 6, 7, 8; для более наглядного сравнения, над графиками СШ показаны графики компонент dHz (1–2) и (5–6). Аналогичное сопоставле-

ние представлено на рис. 14 для расположенных на о. Гуам станции GUMO и обсерватории GUA ($13^{\circ}36'$ с.ш.– $144^{\circ}52'$ в.д.), (графики 1–4). На этом

же рисунке графики 5–8 демонстрируют результаты наблюдений на станции COLA – и обсерватории СМО ($64^{\circ}52'$ с.ш.– $147^{\circ}51'$ з.д.); Аляска. В обоих случаях (рис. 14) экстремумы СШ соответствовали экстремумам компонент не только dHz , но и dHx . Кроме того, отметим, что видимый период колебаний СШ – продолжительнее по сравнению с периодами вариаций dHz и dHx . Сравнение результатов наблюдений на 4-х станциях, расположенных в разных регионах Земли (рис. 13, рис. 14), позволяет заключить, что запаздывание сейсмического импульса относительно быстрого изменения компонент магнитного поля варьирует, практически от нуля до 1 мин. Определить точнее этот промежуток не удастся при частоте цифровки вариаций магнитного поля 1 отсчет в мин. Кроме того, на некоторых станциях реакция шума соответствует изменению только компоненты dHz (рис. 13); на других (рис. 14) – компонентам dHz и dHx . Синхронных изменений шума на вариации компоненты dHu в данных случаях не обнаружено.

Предположим, что источник формирования импульсов сейсмического шума во время бури расположен в литосфере. Если принять, что электромагнитная волна на периодах больше 1 с распространяется в литосфере практически мгновенно [Бердичевский, Дмитриев, 1992], а скорость продольной упругой волны в литосфере ≈ 5 км/с, то запаздывание упругого импульса до 1 мин относительно вариации компоненты магнитного поля dH может быть вызвано удаленностью сейсмической станции от источника до 300 км.

Не исключается и альтернативное объяснение. В лабораторных работах [Sobolev et al., 1993; Соболев, Пономарев, 2003] неоднократно отмечалось, что при посылке в образец упругих импульсов возникают ответные сигналы с задержкой по времени, которая во много раз превышает интервал времени, нужный для пробега упругой волны от источника до приемника колебаний. Наиболее общая причина такого эффекта связывалась с кинетической концепцией прочности твердых тел [Журков, 1968]. Время до разрушения твердого тела τ обратно экспоненциально зависит от уровня приложенных напряжений σ с учетом структурно-чувствительного параметра γ : $\tau \propto \exp(-\gamma\sigma)$. Если предположить, что электромагнитный импульс во время бури вызывает разрыв в горной породе, то задержка во времени, естественно, объясняется этой теорией.

Рассмотрим соотношение между величиной быстрых изменений напряженности магнитного поля и амплитудами вызванного ими сейсмического шума. Возьмем записи сейсмической станции KEV, которая устойчиво работала во время 21 магнитной бури, приведенных в списке *GFZ Potsdam official Kp-index*. Во время каждой бури изме-

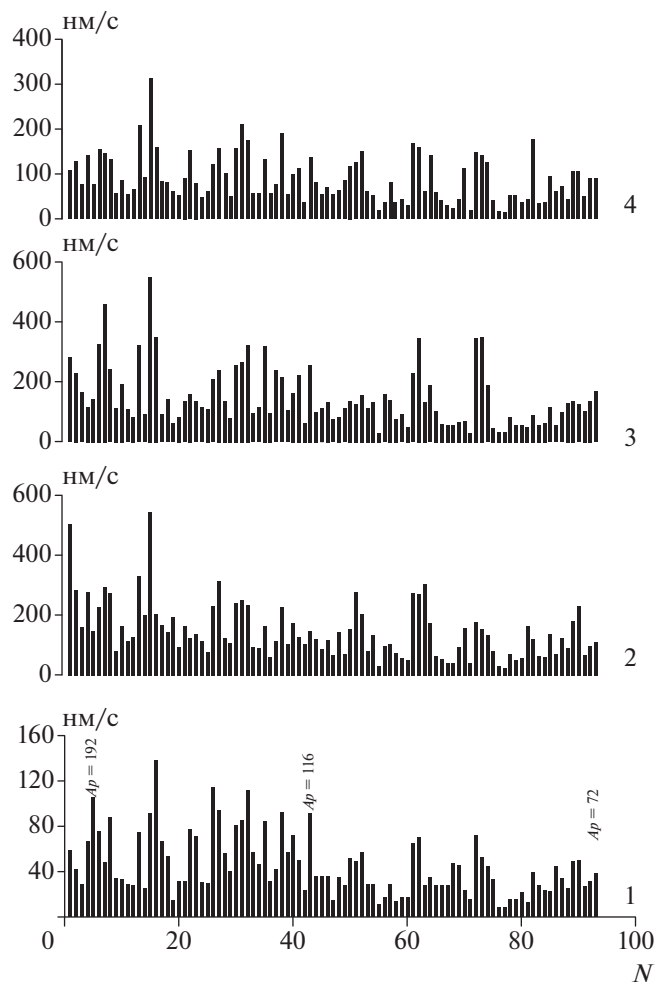


Рис. 15. Сопоставление амплитуды импульсов сейсмического шума на станции KEV (график 1) с амплитудами зарегистрированных в то же время импульсов dHx , dHu , dHz на обсерватории АВК (графики 2, 3, 4). Шкала абсцисс построена по мере убывания силы магнитных бурь по шкале Ap ; надписи над графиком 1 указывают положение некоторых бурь.

рялись амплитуды больших сейсмических импульсов, в 5 и более раз превышающих уровень фона до наступления бури. В среднем, для каждой из бурь удавалось выделить от 3-х до 7 таких импульсов (всего $N = 95$). Их амплитуды представлены вертикальными линиями на графике 1 рис. 15. Они сопоставлены с изменениями в это время скорости напряженности компонент магнитного поля dHx , dHu , dHz на ближайшей к станции KEV обсерватории АВК (графики 2, 3, 4); расстояние между станцией и обсерваторией $dR = 370$ км. Последовательность бурь вдоль оси абсцисс на рис. 15 соответствует их силе согласно индексу Ap ; для примера, над графиком 1 указано расположение бурь с индексами $Ap = 192$, 116 и 72 . Выделим два вытекающих из рис. 15 следствия: 1) большие импульсы сейсмического шума (график 1) чаще при-

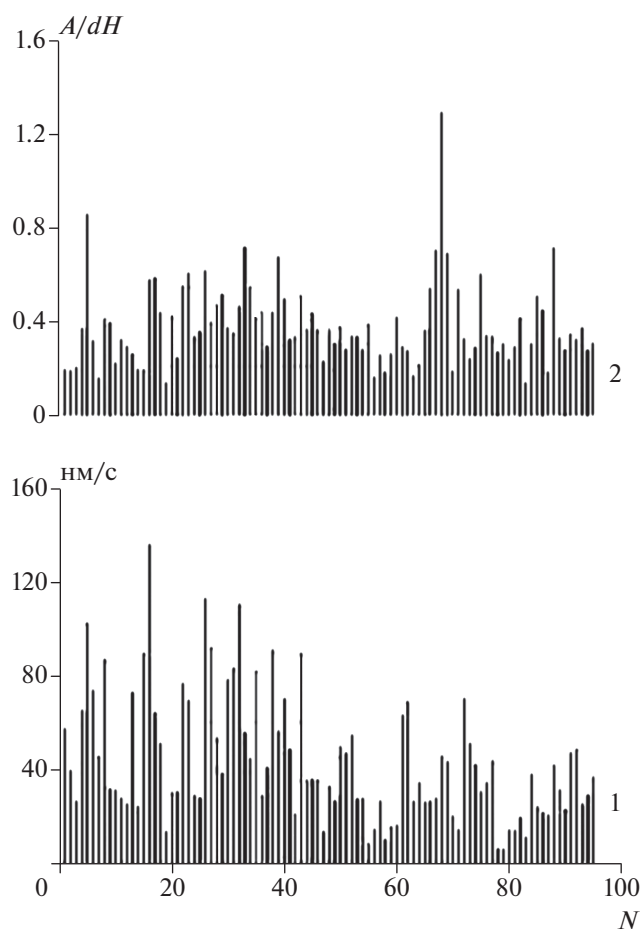


Рис. 16. Сопоставление амплитуды импульсов сейсмического шума на станции KEV (график 1) с амплитудами средних значений зарегистрированных в то же время импульсов магнитного поля $dH = (dH_x + dH_y + dH_z)/3$ на обсерватории АВК (график 2).

урочены к бурям большой силы ($A_p = 204-116$); 2) интервалы повышенного уровня СШ (график 1) в среднем соответствуют интервалам большой скорости изменения компонент напряженности магнитного поля. Это подтверждается расчетами коэффициентов корреляции K между амплитудами импульсов СШ и соответствующими величинами dH : $K = 0.58 (dH_x)$, $0.76 (dH_y)$, $0.79 (dH_z)$ при уровне 95% значимости 0.22.

Однако, если мы вычислим для каждого импульса СШ отношение его амплитуды A к средней величине изменений магнитного поля по 3-м компонентам $dH = (dH_x + dH_y + dH_z)/3$, то ситуация меняется. Это продемонстрировано на рис. 16. Здесь, график 1 повторяет график 1 рис. 15, а график 2 демонстрирует величину отношения A/dH . Коэффициент корреляции между значениями на графиках 1 и 2 составляет только 0.31 при коэффициенте 95% значимости 0.21. Два выдающихся на графике 2 максимума приурочены к участкам

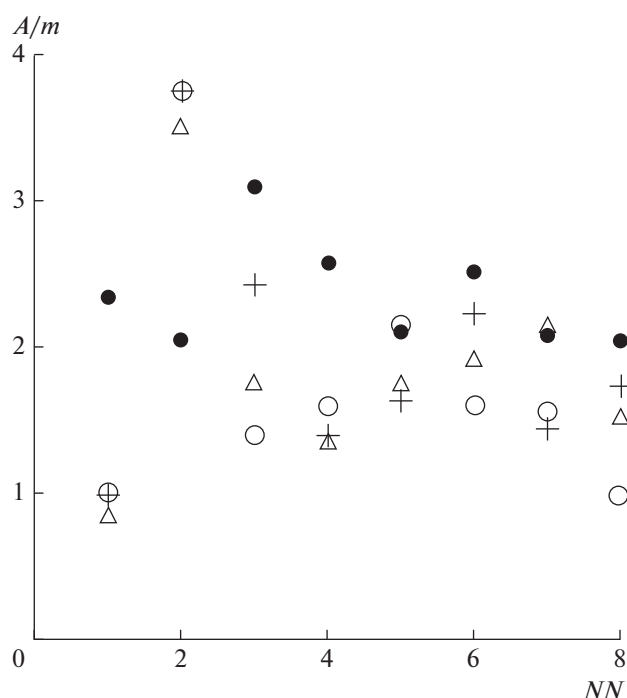


Рис. 17. Сопоставление величины отношения амплитуды импульсов сейсмического шума к их математическому ожиданию A/m (черные кружки) с аналогичными значениями синхронных с ними импульсов магнитного поля dH_x (светлые кружки), dH_y (треугольники), dH_z (крестики). Использованы записи станции KEV и обсерватории АВК.

бурь с относительно невысокими значениями dH . Выявляется, таким образом, отсутствие линейной связи между величиной импульсов dH магнитной бури и реакцией на них сейсмического шума.

Было проверено, не приурочены ли большие импульсы СШ к какой-либо определенной ориентации компонент напряженности магнитного поля. Из данных, использовавшихся при построении графика 1 рис. 15, были выбраны 8 импульсов с большими амплитудами $A/m \geq 2$, где m – математическое ожидание уровня шума; они обозначены черными кружками на рис. 17. Эти значения сопоставлены с вычисленными таким же образом амплитудами синхронных с ними изменений компонент dH_x (светлые кружки), dH_y (крестики), dH_z (треугольники). Явного соответствия больших импульсов СШ как величине отдельных компонент dH , так и соотношению последних между собой, не обнаружено. Например, это очевидно для импульсов под №№ 1 и 2. В первом из них большой импульс СШ возник при невысокой амплитуде вариаций dH ($A/m \approx 1$); во втором – при больших значениях ($A/m \geq 3$).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Перечислим выявленные в ходе настоящей работы основные свойства реакции сейсмического шума на магнитные бури. Во время всех исследованных сильных геомагнитных бурь (всего 50) наблюдались импульсы сейсмического шума (СШ), превышающие уровень фона в несколько раз. Времена возникновения таких импульсов совпадали с интервалами увеличения скорости изменения компонент напряженности геомагнитного поля dH_x , dH_y , dH_z . Не выявлено закономерности изменения величины импульсов СШ на стадиях развития и затухания бури. При общей тенденции увеличения амплитуды импульсов СШ в зависимости от силы магнитной бури отношение величины отдельных импульсов к величине изменений dH варьировало в широких пределах. Эффект возрастания СШ во время бурь демонстрировали практически все сейсмические станции, находящиеся на континентах; крестики на рис. 1.

Важным, на наш взгляд, фактом является отсутствие реакции на магнитные бури в записях геомагнитных обсерваторий, расположенных на островах в глубоководной части Тихого океана. Эти станции отмечены кружками на рис. 1, относящемуся к буре 31.03.2001 г. Проиллюстрируем данное обстоятельство двумя примерами. На рис. 18 графики 1 и 5 демонстрируют структуру СШ двух станций MIDW ($28^{\circ}21'$ с.ш.— $177^{\circ}37'$ з.д.) и DWPF ($28^{\circ}11'$ с.ш.— $81^{\circ}433'$ з.д.), расположенных примерно на одной и той же широте. Первая из них находится на о. Мидвэй в Тихом океане; вторая — во Флориде, Северная Америка. Обе эти записи сопоставлены с вариациями компонент dH_x , dH_y , dH_z на близлежащих геомагнитных обсерваториях MID ($28^{\circ}21'$ с.ш.— $182^{\circ}62'$ з.д.) и BSL ($30^{\circ}35'$ с.ш.— $89^{\circ}64'$ з.д.). Обратим внимание на то, что выбросы компонент магнитного поля dH_x , dH_y , dH_z на обеих обсерваториях близки по величине по всем трем компонентам (графики 2, 3, 4 и 6, 7, 8). Запись сейсмической станции DWPF, расположенной на континенте, демонстрирует отвечающие вариациям магнитного поля выбросы СШ; их амплитуда достигает 70 нм/мин (график 5). Однако на записи находящейся в Тихом океане станции MIDW они практически не выделяются на уровне фона и их амплитуда не превышает 20 нм/мин (график 1).

Аналогичный факт представлен на рис. 19. Сейсмическая станция RAR ($21^{\circ}213'$ ю.ш.— $159^{\circ}773'$ з.д.) находится на о. Паратонга в глубоководной части Тихого океана. Ее запись (график 1) сопоставлена с вариациями dH_x , dH_y , (2, 3, 4) близкой расположенной геомагнитной обсерватории PPT ($17^{\circ}57'$ ю.ш.— $149^{\circ}58'$ з.д.). Сейсмическая станция SUR ($32^{\circ}379'$ ю.ш.— $20^{\circ}812'$ в.д.) — график 5 и обсерватория НБК ($25^{\circ}88'$ ю.ш.— $27^{\circ}71'$ в.д.) — графики 6, 7, 8 находятся на юге Африки. Вари-

ации скорости изменения напряженности магнитного поля на обеих обсерваториях в целом аналогичны. В то же время структура записей СШ (графики 1 и 5) явно различаются. На станции SUR (5 — Африка) проявляются импульсы величиной до 100 нм/мин, соответствующие возмущениям магнитного поля; на станции RAR (1 — Тихий океан) их величина не превышает 30 нм/мин и они соизмеримы с уровнем шума. Такая закономерность подтвердилась при анализе всех исследованных бурь в настоящей работе.

Из отсутствия реакции сейсмического шума на магнитные бури сейсмических станций, находящихся на небольших островах в глубоководном районе Тихого океана, следует интересный вывод, не связанный прямо с тематикой настоящей работы. В последние годы в сейсмологии проявляется повышенный интерес к изучению подвижек в земной коре, развивающихся со скоростями, много меньшими скоростей упругих волн. Они проявляются в широком диапазоне скоростей, начиная от хорошо известных криповых подвижек по разломам до мало исследованных “медленных” землетрясений [Satoshi et al., 2007]. Интерес к последним частично связан с тем, что они характеризуются большим сейсмическим моментом при относительно малой магнитуде. Можно предположить, что сильные магнитные бури способны вызвать не только продемонстрированные в настоящей работе сейсмические импульсы, но и медленные движения. Поскольку широкополосные сейсмические станции надежно регистрируют земные приливы, то их данные могут быть полезны для выявления таких движений. Но тогда целесообразно использовать записи станций, не реагирующих на бури, например, расположенных на островах в глубоководной части океана (см. рис. 1).

Источник преобразования энергии магнитной бури в импульсы сейсмического шума может находиться в твердой Земле, в ее внешних оболочках, а также на границе этих сред. Выше представленные факты отсутствия реакции СШ на станциях, расположенных в глубоководной части Тихого океана, позволяют обсудить следующее предположение. Эти станции (см. рис. 1 — кружки) находятся на островах размером в несколько километров, поднимающимися над уровнем океана на несколько метров. Их конусообразные постройки неактивных базальтовых вулканов перекрыты вблизи поверхности известковыми отложениями и окружены толщей океана с глубиной порядка 5000 м (<http://topex.uscd.edu>). Если источник преобразования электромагнитной энергии в упругую находится в твердой Земле, то существенную роль может играть глубина проникновения в литосферу вызванных бурей электромагнитных колебаний. Она оценивается величиной скин-эффекта Z , на котором амплитуда колебаний убывает в e раз. $Z = (2/\omega\mu\sigma)^{1/2}$, где $\omega = 2\pi/T$, T — период ко-

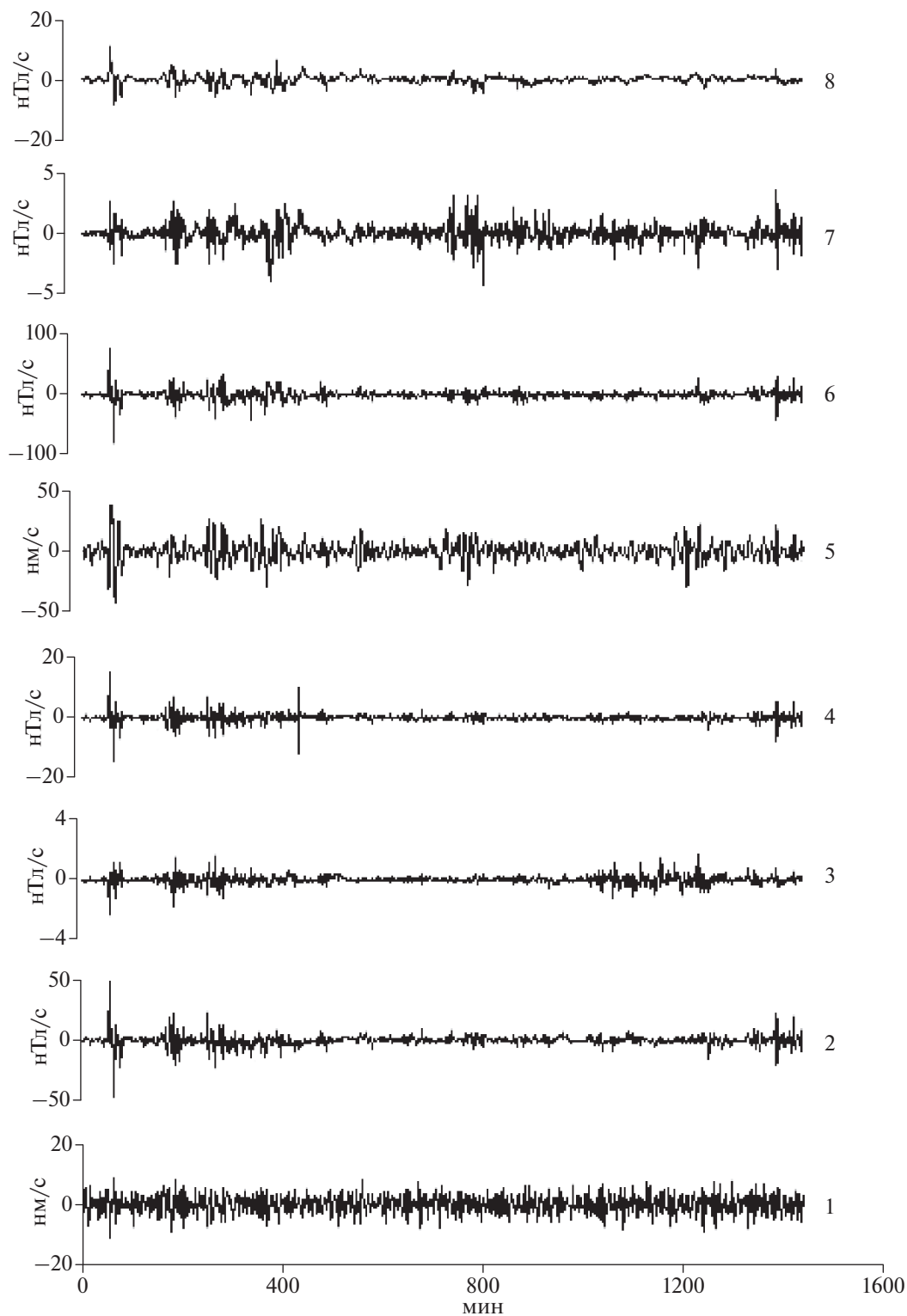


Рис. 18. Сравнение сейсмического шума во время бури 31.03.2001 г. в записях расположенной в Тихом океане станции MIDW (график 1) и станции DWPF (5) – Америка; графики 2, 3, 4 и 6, 7, 8 демонстрируют вариации в это время компонент магнитного поля dH_x , dH_y , dH_z на обсерваториях MID и BSL. Эти сейсмические станции и обсерватории находятся на примерно одинаковой северной широте $\sim 30^\circ$.

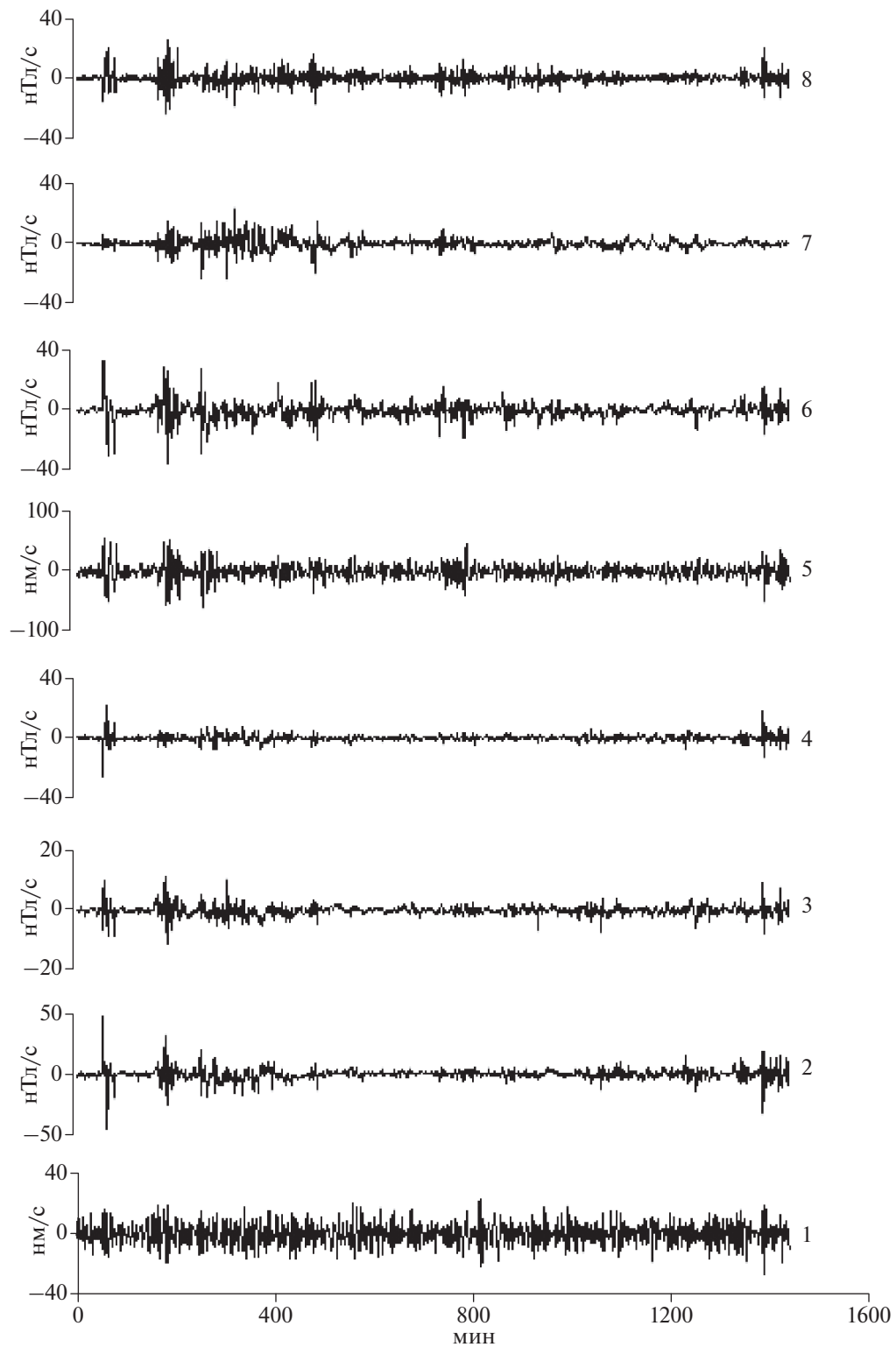


Рис. 19. Сравнение сейсмического шума во время бури 31.03.2001 г. в записях расположенной в Тихом океане станции RAR (график 1) и станции SUR (5) – Ю. Африка; графики 2, 3, 4 и 6, 7, 8 демонстрируют вариации в это время компонент магнитного поля dH_x , dH_y , dH_z на обсерваториях РРТ и НВК. Эти сейсмические станции и обсерватории находятся на примерно одинаковой южной широте $\sim 20^\circ$.

лебаний, μ – магнитная проницаемость, σ – электропроводность [Бердичевский, Дмитриев, 1992].

Источники преобразования – в твердой Земле

При характерных для континентов значениях удельного электрического сопротивления верхнего слоя литосферы $\rho = 1/\sigma = 10^3\text{--}10^4$ Ом · м глубина проникновения плоской электромагнитной волны на периодах ~ 300 с составляет десятки километров. На таких глубинах под континентами существует гранитный слой, а верхние горизонты включают водонасыщенные породы. Таким образом, не исключаются механизмы преобразования энергии электромагнитного поля в упругую за счет пьезо и сейсмо электрических эффектов. Удельное электрическое сопротивление морской воды составляет ≈ 0.3 Ом · м, что в 10^4 раз меньше сопротивления горных пород земной коры. Соответственно, глубина проникновения электромагнитных колебаний указанного диапазона периодов в толщах воды не превышает 1 км. Это обстоятельство является одним из аргументов объяснения того факта, что не удалось обнаружить реакцию сейсмического шума на магнитные бури на небольших островах, окруженных водами Тихого океана с глубиной ~ 5 км.

Рассмотрим, какая энергия поступает в литосферу при магнитной буре. В работе [Бердичевский, Дмитриев, 1992] показано, что основной вклад в энергетику литосферы вносят токи электромагнитной индукции, а гальванические утечки из ионосферы, практически, не достигают земной поверхности вследствие малой электропроводности атмосферы. Авторы работы [Соболев и др., 2001] оценили плотность индукционных токов $J = E/\rho$, поступающих в литосферу за время магнитных бурь при напряженности компонент магнитного поля $H = (10^{-1}\text{--}10^2)$ нТ, электрического поля $E = (10^{-1}\text{--}10^2)$ мВ/км и электросопротивления $\rho = 60\text{--}700$ Ом · м. При длительности бури в 1 сут количество энергии, поступившей в блок размером 500×350 км² и толщиной 50 км, оценено как $W = 8 \times 10^{10}$ Дж. С учетом того, что коэффициенты преобразования электрической энергии в упругую за счет пьезо или сейсмоявлений составляют доли процента, а доля сейсмической энергии составляет $\sim 1\%$ от расхода упругой энергии, был сделан вывод о триггерном механизме преобразования.

Авторы работы [Файнберг и др., 2004] рассчитали тепловой поток в недрах Земли, создаваемый магнитной бурей. Они рассмотрели модели однородного полупространства, а также двумерные и трехмерные модели, включающие геологические разломы. Модель однородного полупространства состояла из 4-х слоев различной мощности h , характеризующихся разным удельным

электросопротивлением ρ : $h_1 = 10$ км – $\rho_1 = 10^3$ Ом · м; $h_2 = 10$ км – $\rho_2 = 10$ Ом · м, $h_3 = 80$ км – $\rho_3 = 10^3$ Ом · м, $h_4 > 100$ км – $\rho_4 = 10$ Ом · м. Было показано, что наибольший тепловой поток $q \approx 0.9$ мкВт/м² возникает в верхнем слое. Он уменьшается в высоко проводящих вертикальных слоях, моделирующих разломы. Общая энергия поступающего в землю электромагнитного поля в течение бури составила 7.4×10^{11} Дж, т.е. не отличалась по порядку величины от указанной в работе [Соболев, Закржевская, Харин, 2001]. Она превосходила долю тепловой составляющей на 2.5–3 порядка. Кроме того, генерируемый бурей тепловой поток оказался на 3 порядка меньше радиогенного и мантийного тепла. С учетом этого, авторы пришли к заключению, что он не может заметно разогреть породы.

В статье [Соболев, Закржевская, Харин, 2001] был указан следующий факт проявления триггерного механизма магнитной бури: “положительный эффект достигнут за счет более слабых сейсмических событий”. При этом исследовался сейсмический каталог, включавший землетрясения энергетического класса $K \geq 7$, наибольший уровень в спектрах которых находится в секундном диапазоне периодов. В настоящей работе рассмотрена реакция на магнитные бури не землетрясений, а сейсмического шума в более низкочастотном – минутном диапазоне, так что реакция на магнитные бури может быть иной. Предположим, что импульсы шума во время резких изменений dH/dt представляют собой упругие колебания, излучаемые находящимся в литосфере источником. Скорость колебаний грунта под станцией во время импульса шума измеряется величиной $V \approx 10^2$ нм/с. Пусть это отражает колебания блока литосферы такого же объема, как в вышеприведенной оценке: $500 \times 350 \times 50$ км³ с массой M при плотности горных пород $\rho = 3 \times 10^3$ кг/м³. Энергия, оцененная по формуле $E = \frac{1}{2}MV^2$, составляет 1.3×10^5 Дж. Принимаем, по аналогии с известными величинами сейсмической эффективности, что регистрируемые сейсмической станцией колебания составляют 1% от высвобождаемой упругой энергии. Учтем также, что во время магнитной бури регистрируется $\approx 10^2$ импульсов сейсмического шума. Получаемая оценка энергии источника, обеспечивающего отклик сейсмического шума на магнитную бурю, равна $E_i = 1.3 \times 10^9$ Дж. Это на 1–2 порядка меньше приведенных оценок в работах [Соболев и др., 2001; Файнберг и др., 2004] и означает, что рассматриваемая в настоящей работе реакция сейсмического шума на бурю может быть, в принципе, обеспечена электрогеохимическими процессами в твердой Земле.

Это все же не позволяет утверждать, что реакция СШ на магнитную бурю обеспечивается из-

вестными механизмами преобразования в горных породах электромагнитной энергии в упругую. Например, доля такого преобразования за счет пьезоэлектрического эффекта оценивается величинами КПД = 10^{-4} – 10^{-6} [Соболев, Демин, 1980]. Упругая деформация ϵ_j , вызванная изменением напряженности электрического поля E_m при пьезоэлектрическом эффекте, определяется соотношением $\epsilon_j = d_{jm}E_m$, где d_{jm} – пьезоэлектрический модуль, величина которого в гранитах составляет $\approx 1\%$ от пьезомодуля кристалла кварца. В экспериментах с горными породами не установлено, что другие эффекты преобразования электромагнитных колебаний в движения твердой фазы или жидкости: сейсмоэлектрический, тектономагнитный, электрической поляризации обладают существенно более высокими КПД [Иванов, 1940; Черняк, 1975; Мигунов, 1984; Куксенко и др., 1997; Дядьков, 2008; Светов, 2008; Адушкин и др., 2018]. Кроме того, величина деформации в первом приближении пропорциональна амплитудам электромагнитного воздействия. Приведенные выше результаты (рис. 11, рис. 15, рис. 16) демонстрируют явно нелинейный отклик сейсмического шума на изменения компонент магнитного поля, меняющийся по величине даже на порядок. Непонятно, как можно объяснить эти факты изменением свойств массивов горных пород в течение нескольких часов. Один из вариантов – смена ориентации вектора напряженности геомагнитного поля H во время бури. Тогда величина упругого отклика будет меняться относительно амплитуды компонент dH_x , dH_y , dH_z . Но нам не удалось обнаружить закономерного проявления такой взаимосвязи (рис. 17).

Исходя из вышеизложенного, мы не можем исключить триггерный механизм преобразования электромагнитной энергии в упругую в твердой Земле. Сопоставляя результаты натурных и лабораторных экспериментов, автор работы [Майбук, 2006] пришел к выводу, что эффективность возбуждения электромагнитных импульсов упругими волнами в образцах горных пород меньше полученной в природных условиях. Объяснение состояло в том, что посылаемый в горную породу сигнал приводит к высвобождению накопленной в среде энергии; лабораторный образец обладает такой энергией в значительно меньшей степени. На основе анализа протекающих в земле электрофизических и электрохимических процессов Б.С. Светов пришел к следующему мнению. “При воздействии на геологическую среду физических полей (гравитационных, упругих, электромагнитных и др.) естественного или искусственного происхождения в ней протекают разнообразные физико-химические процессы. Воздействие этих полей дополнительно усиливается в силу энергетически неустойчивого

состояния Земли” [Светов, 2008]. Заметим, что в рамках настоящей работы не обнаружено разницы в амплитудах, вызванных магнитной бурей импульсов сейсмического шума на станциях, расположенных в сейсмически активных или пассивных регионах. В связи с этим, мы не можем понимать под энергетической неустойчивостью среды только состояние, близкое к пределу длительной механической прочности при накоплении тектонических напряжений. В массиве горных пород в земной коре существуют различные связи между слагающими породу элементами, в том числе химические и электрические, которые могут изменяться при внешнем воздействии.

Процесс преобразования – в атмосфере

Исследования низкочастотного сейсмического шума в диапазоне периодов 10^2 – 10^3 с показали [Tanimoto et al., 1998; Nishida et al., 2002], что наиболее вероятными его источниками являются турбулентные процессы в атмосфере Земли. Перемещения масс воздуха с учетом вихрей разного размера и мощности создают колебания, регистрируемые сейсмическими станциями на поверхности планеты. Экспоненциальное возрастание спектра низкочастотного шума [Соболев, 2019] по мере удлинения периодов не противоречит теории локально изотропной турбулентности в атмосфере [Колмогоров, 1941].

Упругие импульсы, синхронно возникавшие при резких изменениях напряженности геомагнитного поля во время бури, не превышали по величине ≈ 800 нм/с. Это соответствует вертикальному перемещению грунта под станцией $D \approx 2$ мкм. Из теории и практики изучения земных приливов следует, что размах в 400 мм вертикального перемещения поверхности Земли приливного происхождения отвечает ускорению силы тяжести $dg \approx 200$ мкГал [Мельхиор, 1968]. Амплитуда импульса $D \approx 2$ мкм соответствует $dg \approx 10^{-3}$ мкГал. Эта величина лежит ниже реальной чувствительности гравиметров. Кроме того, нам неизвестно наличие рядов гравитационных наблюдений на уровне долей мкГал с частотой опроса хотя бы 1 отсчет в минуту. Это не позволяет сопоставить реакцию сейсмического шума на бури с прямыми измерениями гравитационного поля Земли. В работе [Антонов, 2015] автор исследовал неприливные вариации силы тяжести в диапазоне от нескольких минут до нескольких суток. К причинам таких вариаций он относит, в частности, эндогенные геодинамические процессы, солнечный ветер, корональные выбросы масс Солнцем и космическое излучение. Амплитуда неприливных колебаний находилась в пределах 0.002–0.005 мГал. Полученные в настоящей работе вариации $dg \approx 10^{-3}$ мкГал при возникновении импульсов сейсмического шума

вследствие магнитной бури укладываются в этот диапазон и могут быть связаны, в том числе, с перемещением воздушных масс атмосферы.

Обычно наблюдаемая разность электрических потенциалов в нижних слоях атмосферы $dV \approx 130$ в/м. [Чалмерс, 1974; Имянитов, Чубарина, 1965]. Движение ионов под действием сил электрического поля создает в атмосфере вертикальный ток проводимости $i = E\lambda$ со средней плотностью около $(2-3) \times 10^{-12}$ а/м². Во время магнитной бури dV может возрасти в десятки раз. Соответственно, увеличивается вертикальный ток проводимости. На электрическое поле атмосферы оказывает влияние облачность. В слоистых и слоисто-кучевых облаках плотность объемных зарядов $\rho = 3 \times 10^{-12}$ к/км³, а в грозовых облаках она доходит до $\rho = 3 \times 10^{-8}$ к/км³, что превышает их плотность в чистой атмосфере в 10^4 раз. Изменяется и сила тока, текущего в облаках, между облаками и от облаков на Землю. В связи с этим, можно ожидать разной степени реакции импульсов СШ на магнитную бурю при различном электрическом состоянии атмосферы и разной облачности. В условиях хорошей погоды основным фактором, определяющим динамику электрического состояния нижней атмосферы, служит турбулентное перемешивание. Турбулентные вихри перемещают ионы, заряженные аэрозоли и радиоактивные вещества, генерируя пульсации электрического поля, объемного заряда и тока [Анисимов, Шихова, 2008]. Но нам не удалось найти работ, в которых исследовался бы обратный эффект: влияние изменений электрического тока в атмосфере на процессы турбулентности.

Мы имели возможность сопоставить вариации геомагнитного поля, сейсмического шума и метеоданных. Например, на о. Гуам в одном и том же месте ($13^\circ 35'$ с.ш.— $144^\circ 25'$ в.д.) расположены сейсмическая станция GUMO, магнитная обсерватория GUA и метеостанция GUMO. Критерием служило отношение амплитуды импульсов сейсмического шума $A_{\text{сш}}$ к величине практически синхронных с ними изменений dH при разных бурях и разной погоде. В среднем параметр $A_{\text{сш}}/dH$ сохранялся на уровне ≈ 0.5 , где $A_{\text{сш}}$ измерялось в нм/с и dH — в нТл/с. Он был примерно таким же, как на графике 2 рис. 15, полученном для станции KEV. При сопоставлении реакции СШ на магнитные бури при разных атмосферных условиях были также учтены данные сейсмических станций OBN, ARU, ESK, KEV, KONO и метеостанций ВНУКОВО, КОЛЬЦОВО, EDINBURG, BANAK, расположенных на расстояниях ≤ 200 км от сейсмических и метеорологических станций. В некоторых случаях удавалось получить снимки со спутников [<https://landsatlook.usgs.gov>] развития или отсутствия облачности над сейсмическими станциями во время магнитных бурь. Измене-

ний реакции СШ на бури в зависимости от облачности, атмосферного давления, скорости ветра и выпадения осадков не выявлено. Отметим, что на островах Кука метеостанция Паратонга [$21^\circ 12'$ ю.ш.— $159^\circ 49'$ з.д.] находилась рядом с сейсмической станцией RAR [$21^\circ 12'$ ю.ш.— $159^\circ 46'$ з.д.] (см. рис. 1). Последняя не показала реакции СШ на бури, хотя погода менялась от ясной до облачной.

Отсутствие реакции СШ на бури на станциях, расположенных на островах в глубоководной части Тихого океана, не соответствует гипотезе о нахождении источника обсуждаемого эффекта в атмосфере. В то же время известно [Имянитов, Чубарина 1965], что электрическое поле атмосферы над океанами более однородно, а атмосфера характеризуется более высокой по сравнению с материками электропроводностью. Спад напряженности электрического поля по мере увеличения высоты H от поверхности Земли, соответствует экспоненциальной зависимости $E = E_0 \exp^{-aH}$, где над континентами коэффициент $a = 1/\text{км}$ и над океанами — $a = 0.25/\text{км}$. Различие связано с наличием примесей над континентами. Неясно, может ли это обстоятельство объяснять отсутствие реакции сейсмического шума на магнитные бури станций, окруженных глубоководным океаном. В целом, на настоящем этапе исследований у нас нет оснований считать, что источники повышения уровня СШ во время магнитной бури связаны с изменениями электрического состояния атмосферы. Дополнительно отметим, что влияние на данный эффект могут оказывать еще мало изученные процессы на границе твердой Земли и атмосферы. Эти проблемы обсуждаются в научном направлении “Приповерхностная геофизика” [Адушкин, Спивак, 2019].

Мы должны отметить, что импульсы сейсмического шума в минутном диапазоне периодов возникают не только при магнитных бурях. Они отмечаются на записях широкополосных станций во время циклонов [Ekstrom, 2001]. В таких случаях число и амплитуда импульсов постепенно возрастают по мере приближения циклона и затем уменьшаются при его удалении. В массовом порядке несвязанные с метеорологическими условиями импульсы проявились перед мегаземлетрясением Тохоку [Соболев и др., 2019]. Отдельные импульсы отмечаются на записях станций, расположенных в сейсмически спокойных регионах. Их природа, возможно, связана с возникновением мощных вихрей в атмосфере. Кроме того, некоторые импульсы вызваны техногенными причинами. В рамках настоящей работы мы также отмечали отдельные импульсы вне интервалов большой силы магнитных бурь. Например, они видны на рис. 6 в записях станций OBN и BFO, а также на рис. 8 в записи станции PET. Главное отличие представленных в настоящей

работе импульсов состоит в том, что импульсы сейсмического шума возникают в массовом порядке, практически, синхронно с быстрыми изменениями скорости вариаций магнитного поля. Приведем пример. Перед бурей 31.03.2001 г. был период с 6 по 18 марта при значениях $Kp < 5$. В течение этих 13 сут отмечены 26 импульсов, величина которых в 5 раз превышала уровень шума $A = 2$ нм/с, т.е. произошли в среднем 2 импульса в сутки и амплитуда самого большого импульса достигала 31 нм/с. В последующем интервале сильной бури 31 марта произошло 73 импульса в сутки и амплитуда максимального из них составила 104 нм/с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа сейсмического шума во время сильных магнитных бурь обнаружены сейсмические импульсы, возникавшие при быстрых изменениях скорости компонент магнитного поля dX , dY , dZ . Импульсы характеризовались амплитудами ≈ 2 мкм и продолжительностью в первые минуты.

Не найдено корреляции между амплитудами импульсов и величиной dX , dY , dZ . Большая вариабельность отношения амплитуды сейсмических импульсов к величине dHx , dHy , dHz свидетельствует о нелинейном процессе.

Амплитуды импульсов примерно одинаковы на станциях, расположенных в сейсмически активных или пассивных регионах. Их свойства не зависят также от метеорологических условий.

Импульсы выявлены на записях всех сейсмических станций, расположенных на континентах. Они не обнаружены в записях идентичных станций, находящихся на вулканических островах в глубоководной части Тихого океана. В связи с этим поиск медленных землетрясений, которые могут быть инициированы магнитными бурями, целесообразно проводить по искаженным магнитной бурей записям таких станций.

Предполагается, что резкие изменения электромагнитного поля во время бури служат триггером высвобождения накопленной в Земле энергии.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа поддержана грантом Российского фонда фундаментальных исследований 18-05-00026.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адушкин В.В., Спивак А.А. Проблемы взаимодействия геосфер и физических полей в приповерхностной геофизике // *Физика Земли*. 2019. № 1. С. 4–15.

Адушкин В.В., Соловьев С.П., Спивак А.А. Электрические поля техногенных и природных процессов. 2018. GEOS. С. 464.

Антонов Ю.В. Структура и морфология непривливаемых вариаций силы тяжести // *Геофизика*. 2015. № 1. С. 67–71.

Анисимов С.В., Шихова Н.М. Вариабельность электрического поля невозмущенной атмосферы средних широт // *Геофизические исследования*. 2008. Т. 9. № 3. С. 25–38.

Голицын Г.С., Мохов И.И., Куличков С.Н. и др. Редакционная коллегия. Турбулентность, динамика атмосферы и климата. М.: ГЕОС. 2014. С. 696.

Дядьков П.Г. Тектономагнитный метод мониторинга напряженного состояния земной коры и его использование в Байкальском регионе и на Алтае. ИНГГ СО РАН. 2009. С. 287.

Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // *Вестн. АН СССР*. 1968. Вып. 3. С. 46–52.

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

Иванов А.Г. Сейсмoeлектрический эффект 2-го рода // *Изв. АН СССР. Серия географических и геофизических наук*. 1940. № 5. С. 699–727.

Имянитов И.М., Чубарина Е.В. Электричество свободной атмосферы. Гидрометеорологическое издательство. Л. 1965. С. 240.

Колмогоров А.Н. Локальная структура турбулентности в несжимаемой жидкости при очень больших числах Рейнольдса // *Докл. АН СССР*. 1941. Т. 30. № 4. С. 299–303.

Куксенко В.С., Махмудов Х.Ф., Пономарев А.В. Релаксация электрических полей, индуцированных механической нагрузкой в природных диэлектриках // *ФТТ*. 1997. Т. 39. № 7. С. 1202–1205.

Любушин А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука. 2007. С. 228.

Майбук З.Ю.Я. Триггерный механизм нелинейных мезоэлектрических преобразований в орудененных разломах // *Физика Земли*. 2006. № 10. С. 51–64.

Мельхиор П. Земные приливы. М.: изд-во “МИР”. 1968. С. 454.

Мигунов Н.И. Об использовании сейсмoeлектрических явлений для изучения напряженного состояния насыщенных горных пород // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1984. № 9. С. 20–28.

Светов Б.С. Основы геоэлектрики. Изд-во ЛКИ. 2008. С. 656.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А. О связи сейсмичности с магнитными бурями // *Физика Земли*. 2001. № 11. С. 62–72.

Соболев Г.А., Пономарев А.И. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. С. 270.

Соболев Г.А. Структура низкочастотного сейсмического шума до и после мега землетрясения на Суматре // *Докл. РАН*. 2019. Т. 485. № 4. С. 395–400.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Киреевкова С.М. Асимметричные сейсмические импульсы перед большим

землетрясением // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 2–13.

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

Чалмерс Дж.А. Атмосферное электричество, пер. с англ. Л. 1974. С. 420.

Черняк Г.Л. О прямом и обратном сейсмоэлектрических эффектах в осадочных породах при синусоидальном возбуждении // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1975. № 7. С. 117–121.

Ekstrom G. Time domain analysis of Earth's long-period background seismic radiation // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. № B11. P. 26483–26493.

Nishida K., Kobayashi N., Fukao Y. 2002. Origin of Earth's ground noise from 2 to 20 mHz // Geoph. Res. Letters. V. 29. № 10. 2002. P. 52-1–52.4.

Satoshi I., Beroza G., Shelly D., Uchide T. A scaling law for slow earthquakes. Nature. May 2007. V. 407/3. P. 76–79.

Sobolev G., Spetzler H., Koltsov A., Chelidze T. An experimental study of triggered stick-slip // PAGEOPH. 1993. V. 140. № 1. P. 79–94.

Straser V., Cataldi G., Cataldi D. Solar Wind Ionic and Geomagnetic Variations Preceding the M_d 8.3 Chile Earthquake // New Concepts in Global Tectonics Journal. 2015. V. 3. P. 394–399.

Tanimoto T., Um J., Nishida K., Kobayashi N. Earth's continuous oscillations observed on seismically quiet days. Geophys // Res. Lett. 1998. 25. P. 1553–1556.

Urata N., Duma G., Freund F. Geomagnetic Kp Index and Earthquake // Open J. Earthquake Research. 2018. № 7. P. 39–52.

<https://doi.org/10.4236/ojer.2018.71003>

Wieland E., Streckeisen G. The leaf-spring seismometer – design and performance // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1982. V. 72. P. 2349–2367.

Effect of Magnetic Storms on Low-Frequency Seismic Noise

G. A. Sobolev^{a,*}, N. A. Zakrzhevskaya^a, I. N. Migunov^a, D. G. Sobolev^a, and A. N. Boiko^a

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

*e-mail: sobolev@ifz.ru

The response of seismic noise in the minute range of periods to the strong magnetic storms is studied. The noise was analyzed from the records by IRIS broadband seismic stations located in the different regions of the world. The minute variations of the magnetic field components X , Y , Z at different observatories were obtained through the INTERMAGNET system. Seismic pulses emerging during rapid variations in the rate of change of the components of the magnetic field dX , dY , dZ are revealed. The pulses have an amplitude of $\sim 2 \mu\text{m}$ and a duration of a few minutes. The strong variability in the ratio of the amplitude of seismic pulses to the magnitude of the change in dH_x , dH_y , dH_z indicates a nonlinear process. The amplitudes of the pulses are approximately identical at the stations located in the seismically active or quiet regions. The properties of the pulses also do not depend on weather conditions. The pulses are detected in the records from all seismic stations located on the continents. They are not found in the records by the identical stations located on the volcanic islands in the deep part of the Pacific. It is hypothesized that sharp changes in the electromagnetic field during a storm serve as a trigger for the release of energy accumulated in the Earth.

Keywords: earthquake, seismic noise, magnetic storm, magnetic field components, triggering mechanism of a magnetic storm