

Влияние геомагнитной активности на результаты вычисления вектора индукции

© *И. И. Рокитянский, В. И. Бабак, А. В. Терешин, 2015*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 18 сентября 2015 г.

Представлено членом редколлегии В. Н. Шуманом

У результаті обробки даних японських геомагнітних обсерваторій з інтенсивними завадами встановлено, що вектор індукції виявляє часові варіації, викликані змінами геомагнітної активності тоді, коли амплітуда середнього за інтервал обробки магнітотелуричного поля збігається з амплітудою завад. Вивчено частотні характеристики цих часових варіацій для різних обсерваторій. Для обсерваторій, близьких до залізниць, що живляться постійним струмом, часові варіації охоплюють діапазон від одиниць до 1000 і більше секунд. В інших випадках ці варіації з'являються на більш коротких періодах.

Ключові слова: електромагнітні функції відгуку, вектори індукції, електропровідність літосфери, геомагнітна активність, магнітотелуричне поле.

Введение. В предшествующих работах [Бабак и др., 2013; Рокитянский и др., 2013; 2015] авторы пытались использовать временные вариации функций отклика (response functions — RF) в качестве перспективного предвестника землетрясений, однако столкнулись со следующими фактами:

1) вариации RF, появляющиеся перед землетрясением и, следовательно, являющиеся возможным кандидатом быть предвестником, наблюдаются неупорядоченно в отдельных компонентах A_u, B_u, A_v, B_v и на различных частотах, тогда как при изменениях электропроводности Земли должны наблюдаться вполне определенные частотно-компонентные зависимости;

2) обнаружено, что полученные/наблюдаемые вариации RF на отдельных компонентах на некоторых частотах некоторых обсерваторий хорошо коррелируют с изменениями геомагнитной активности, причем коэффициент корреляции может изменяться во времени.

Столь же незакономерно ведут себя периодические вариации, в первую очередь, годовые, по которым получен значительный материал, но природа этих вариаций не понятна. По суточным, одиннадцатилетним и месячным вариациям данные наблюдений весьма ограничены и природа также не ясна. Таким образом, возможные предвестники землетрясений появляются на фоне сильных помех и вариаций различной природы, что делает их использование для прогноза труднодостижимым.

Вместе с тем сами вариации RF представляют собой интересное геофизическое явление, своего рода новый информационный канал о процессах во внутренних и внешних геосферах, а также имеют важный практический аспект, накладывая ограничение на точность геоэлектрических исследований земных недр. Поэтому в настоящей статье мы отходим от нацеленности на поиск предвестников землетрясений в сейсмически активных регионах, а начинаем изучать явление изменчивости RF во всем его многообразии во всех регионах, накапливаем базу данных наблюдений и их обработки и проводим сопоставления (поиск корреляционных связей) с различными геофизическими и астрономическими явлениями с конечной задачей объяснить природу явлений и на новом уровне применить новые знания для прикладных задач того же прогноза землетрясений и других возможных приложений.

Описание сигнала и помех. Еще ранее мы неоднократно наблюдали корреляцию вариаций RF с геомагнитной активностью и эпизодически вычисляли коэффициент корреляции (КК) между вариациями RF и K_p -индексом. Для некоторых составляющих для отдельных частот на некоторых обсерваториях получены значительные ($КК > 0,6 \div 0,7$) величины коэффициента корреляции.

Можно полагать, что зависимость RF от геомагнитной активности обусловлена изменением соотношения амплитуд источников различ-

ной конфигурации, которым соответствуют различные значения RF. Рассмотрим простейший случай наложения двух источников поля с различной конфигурацией. Пусть это будет:

1) магнитотеллурическое поле ионосферно-магнитосферных токов — МТ-поле — сигнал (S-signal), полезный для исследования глубинной электропроводности;

2) поле помех (N — noise) от некоторого локального источника.

Идеализированная модель S — это модель Тихонова—Каньяра (Т-К), вертикально падающая электромагнитная (EM) волна. Фактически МТ-поле всегда содержит некоторую часть, не удовлетворяющую условию Т-К, что уже вносит погрешность (иногда, по-видимому, небольшую по сравнению с погрешностью от помех). Идеализированная модель N — это локальный источник неизменной конфигурации, например заземленный электрический диполь или линия конечной длины. Наиболее сильные помехи возникают от железных дорог с питанием постоянным током. При этом заземления могут двигаться вместе с поездом, что изменяет конфигурацию источника, однако обычно RF определяются не чаще одного раза в сутки, а среднесуточное движение поездов относительно стабильно (правда, возможна недельная вариация от изменения движения в выходные дни). Фактически N является суммой многих источников различной конфигурации, и они могут иметь существенно различные RF, например источники электрического или магнитного типа в ближней зоне. Для идеализированных источников S и N представим себе две ситуации:

1) S доминирует на длинных периодах (допустим, более 2000 с), куда промышленные помехи как правило не проникают, при этом RF принимают неискаженное значение RF_S ;

2) N доминирует на коротких периодах, особенно при низкой геомагнитной активности — малом S и тогда обработка может дать RF, присущую полю данной помехи — RF_N .

При увеличении геомагнитной активности сигнал S становится сопоставим с помехой N и RF принимает промежуточные значения между RF_N и RF_S . Итак, если отношение S/N изменяется вследствие изменения геомагнитной активности, то RF также будет изменяться, однако эти изменения не несут полезной информации, а только мешают, и их желательно исключить. Проиллюстрируем изложенное на конкретном примере обработки одной из наиболее зашумленных обсерваторий Япо-

нии UCU, находящейся в 5 км от железной дороги с электропитанием постоянным током (рис. 1, б). Характер помех можно посмотреть на копиях магнитограмм, опубликованных в работе [Рокитянский и др., 2015, см. рис. 2], где представлен 20-часовой интервал 1.03.2011 во время геомагнитной бури. Запись с пониженной чувствительностью, однако на ней хорошо видно исчезновение сильных помех на самых зашумленных обсерваториях UCU и KNZ в послеполуночные часы, различное соотношение между компонентами B_x и B_y в KNZ и UCU: первая находится восточнее ближайшей железной дороги — помеха преобладает в B_y , вторая — примерно севернее, и помеха преобладает в B_x . На обсерваториях ESA и MIZ наблюдаются более высокочастотные помехи, и они не исчезают ночью. В работе [Рокитянский и др., 2013, см. рис. 2] дана более чувствительная запись с большой разверткой, на которой хорошо виден характер помех на всех упомянутых обсерваториях в 18 ч местного времени, когда движение поездов максимально. В настоящей статье на рис. 2 представлены магнитограммы за 24 февраля 2011 г., когда среднесуточный K_p -индекс был всего 0,34, МТ-поле было слабое и запись удалось представить с высокой чувствительностью. Был выбран интервал через 20 мин после местной полуночи (15 ч UT), когда движение поездов резко уменьшается и после 16 ч UT прекращается до утра. С 15.20 до 16.10 на KNZ и UCU видны помехи с периодом от 30 до 300 с, особенно интенсивные на вертикальной компоненте. Они не идентичны на этих двух станциях, а различаются по амплитуде и поляризации. В 16 ч на B_z видно интенсивное «отключение» помехи: почти полное на UCU и частичное на KNZ, где кроме интенсивной помехи с периодом порядка минут стала четко видна круглосуточная высокочастотная импульсная помеха (с амплитудой порядка 0,1 нТл на всех компонентах и обсерваториях) такого же характера, как на ESA и MIZ. Можно предположить одинаковый источник этой помехи на разных станциях, но сами источники разные, на что четко указывает отсутствие синхронности появления помехи на близлежащих (19 км) обсерваториях ESA и MIZ.

На верхнем графике рис. 1, а даны результаты обработки данных UCU, полученные формально без попытки отбраковать зашумленные интервалы. На периодах $T > 1000$ с разброс результатов небольшой, помехи невелики, частотная характеристика и поведение векторов на близлежащих обсерваториях (см.

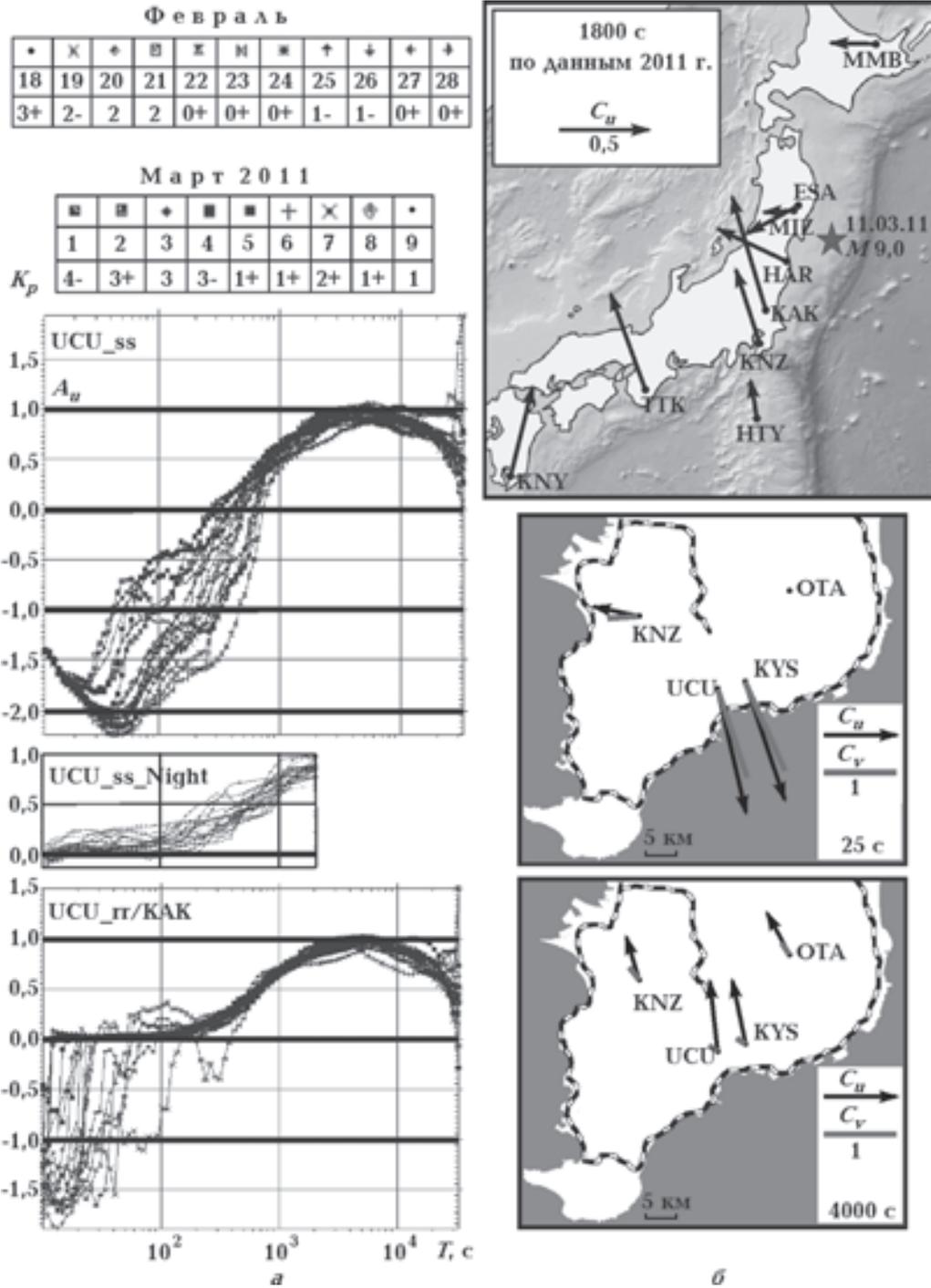


Рис. 1. Пример обработки по программе Варенцова самой зашумленной японской обсерватории UCU: *a* — результаты определения реальной (in-phase) северной компоненты вектора индукции (в качестве RF) тремя способами обработки по данным 20-дневного интервала перед мегаземлетрясением Тохоку 11.03.2011. Средний рисунок получен по данным четырех послеполуночных часов, когда помехи от электропоездов отсутствуют. Верхний и нижний рисунки получены обработкой трехдневных интервалов с отнесением результата к среднему дню. Верхний рисунок получен только по данным UCU (ss — single station), нижний — с использованием горизонтальных компонент удаленной на 120 км референтной обсерватории KAK (tr — remote reference). Таблица сверху дает условные обозначения кривых, дату и среднесуточный K_p -индекс для каждого дня; *б* — верхний рисунок — геомагнитные обсерватории на восточном и южном побережьях Японии с реальными векторами индукции C_u для периода 30 мин. Два нижних рисунка — реальные C_u и мнимые C_v векторы индукции на четырех станциях (включая UCU) п-ова Босо (курортный пригород Токио) для короткого $T=25$ с ($N>S$) и длинного $T=4000$ с ($S>N$) периодов. Серым фоном дан Тихий океан с заливами, жирной прерывистой линией даны железные дороги.

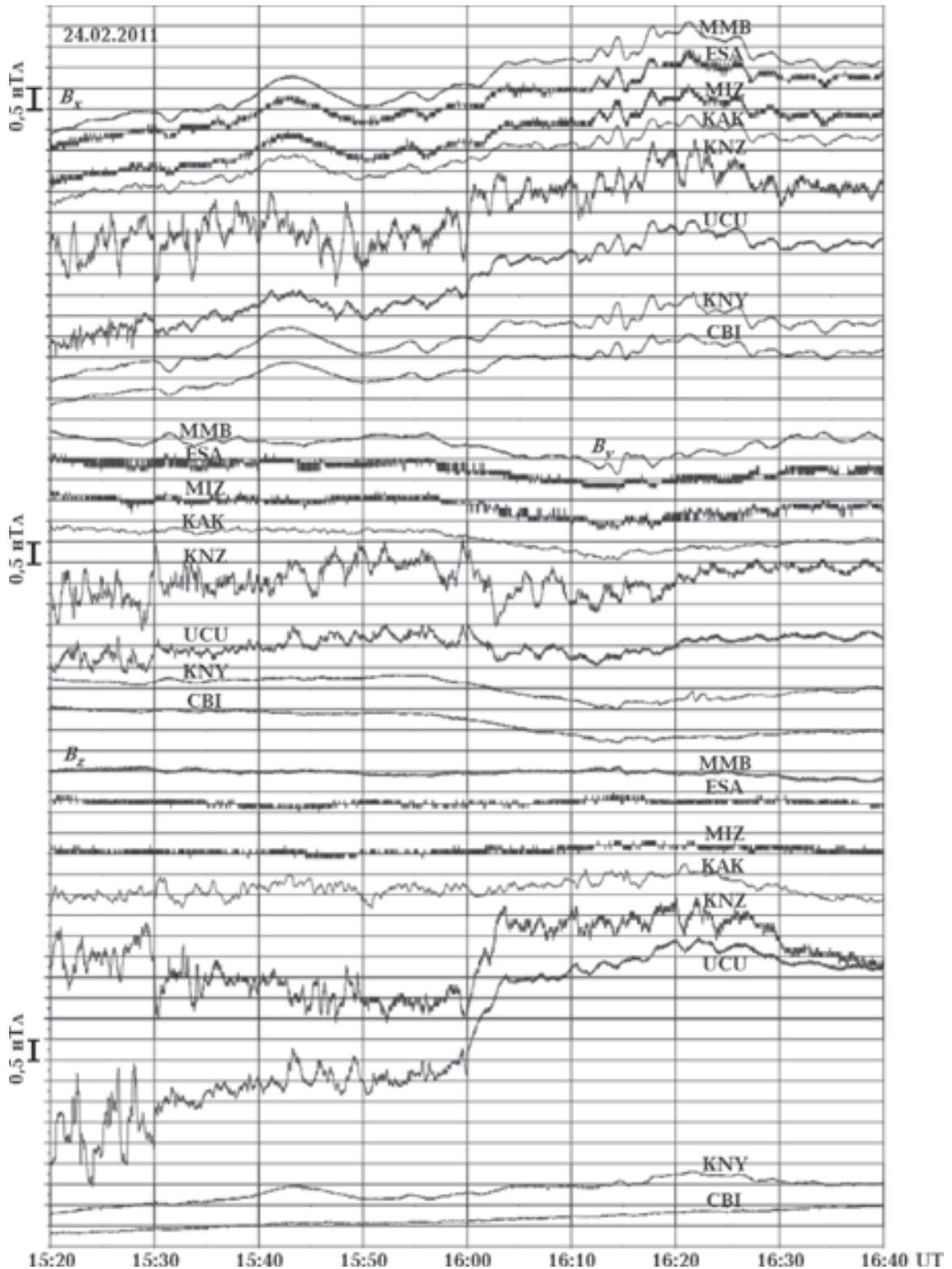


Рис. 2. Синхронная запись восьми обсерваторий близ восточного и южного побережий Японии (см. верхнюю карту рис. 1, б) за 100 послеполуночных минут, когда движение поездов с питанием постоянным током прекращается. Выбранный день отличается низкой геомагнитной активностью $K_p=0+$.

рис. 1, б, низ) приблизительно одинаково и соответствует известным аномалиям электропроводности. На более коротких периодах наблюдается большой разброс, максимальный в интервале 50—300 с, на периодах короче 50 с разброс уменьшается. Следует отметить, что вектор индукции длиной 2 и более наблюдается в природе весьма редко, и здесь на п-ове Босо не видны структуры, соответствующие полученному вектору. Здесь векторы на коротких периодах направлены в сторону близлежащих участков железной дороги (рис. 1, б, средняя карта) и обусловлены в основном помехами от нее. На среднем графике рис. 1, а дана обработка по ночным интервалам без помех от движения поездов. Малая длина использованных реализаций (4 ч) не обеспечивала высокой точности обработки, тем не менее при уменьшении периода по всем дням видно вполне согласное уменьшение A_u к значениям, близким к нулю. На нижнем графике даны результаты обработки с использованием методики ремоут-референс (rr), которая хорошо срабатывала при высоком отношении S/N, наблюдаемом в интервалы с высокой геомагнитной активностью. При пониженной активности помехи могли преобладать, что и видно на графике МТ-поля и помех, причем наблюдается следующая тенденция: с увеличением геомагнитной активности и амплитуды МТ-поля (увеличивающейся с ростом периода) отношение полезного сигнала к помехам увеличивается и RF приближается к своему истинному уровню, соответствующему мгновенному распределению электропроводности внутри Земли.

Состав и структура наблюдаемого геомагнитного поля. Представим состав наблюдаемого на обсерваториях геомагнитного поля в виде формулы с акцентом на те свойства, которые влияют на формирование RF:

$$\mathbf{V} = \mathbf{V}_{\text{MT}} + \mathbf{V}_{\text{N}} + \mathbf{V}_{\text{LE}} + \mathbf{V}_{\text{RES}},$$

где $\mathbf{V}_{\text{MT}} = \mathbf{V}_{\text{T-K}} + \mathbf{V}_{\text{Ext.a}} + \mathbf{V}_{\text{Int.a}}$ — поле первично внешнего относительно твердой Земли происхождения от токов в ионосфере и магнитосфере + вторичные поля, индуцированные этим полем в проводящих слоях твердой и жидкой геосфер;

$\mathbf{V}_{\text{T-K}}$ — нормальная часть магнитотеллурического поля, удовлетворяющая модели Т-К, т. е. условию частотного зондирования [Ваньян, 1997], когда характерный размер поля внешнего источника намного больше толщины скинслоя в проводящей Земле. Последний с

увеличением периода вариаций растет и часть поля, не удовлетворяющая условию частотного зондирования, увеличивается;

$\mathbf{V}_{\text{Ext.a}}$ — часть внешнего поля, не удовлетворяющая условию частотного зондирования. Она вносит погрешность при вычислении RF;

$\mathbf{V}_{\text{Int.a}}$ — часть внутреннего индуцированного внешними источниками поля, вызванная перераспределением токов неоднородностями проводящих геосфер. Эта часть используется в методе МВП, именно по ней определяются геомагнитные RF — вектор индукции $\mathbf{C} = \mathbf{A}\mathbf{i} + \mathbf{B}\mathbf{j}$ и тензор \mathbf{M} . Следует подчеркнуть, что эти RF правильно отражают свойства аномалий электропроводности только тогда, когда используется поле $\mathbf{V}_{\text{T-K}}$. Поле $\mathbf{V}_{\text{Ext.a}}$ и все остальные члены вносят погрешность, поскольку их конфигурация не соответствует модели Т-К;

\mathbf{V}_{N} — электромагнитные помехи от всевозможных, как правило, локальных источников. Это в основном поля устройств, созданных человеком: электрифицированные железные дороги, заземления линий электропередач, заземленные электродвигатели, радиостанции, катодная защита трубопроводов и т.п., а также близкие молниевые разряды и другие. Они, как правило, характеризуются закономерностями ближней зоны [Ваньян, 1997]. Для перечисленных выше источников электрические компоненты существенно преобладают над магнитными (по сравнению с МТ-полем). Если же наземным источником является перемещение ферромагнитных тел (например, транспорта на расстоянии менее 1 км от пункта наблюдения), незаземленная или вдали от заземлений линия электропередач, то преобладают магнитные компоненты. В первом случае импеданс будет завышен, во втором занижен, т. е. RF будут искажены в обоих случаях;

\mathbf{V}_{LE} — литосферная эмиссия полей естественного происхождения с широчайшим спектром [Гульельми, 2007; Шуман, 2007; 2015; Surkov, Hayakawa, 2014]. Эти поля несут уникальную информацию о земных недрах и о процессах, в них происходящих. Изучение ЛЭ находится в начальной стадии как в части накопления данных наблюдения, так и в части их понимания. С позиций классической электродинамики многие свойства не находили объяснения, и достоверность результатов наблюдения или их связь с геодинамическими процессами ставилась под сомнение. В последнее время появились нетрадиционные подходы [Гульельми, 2007; 2015; Шуман, 2007; 2015; Surkov, Hayakawa, 2014] объяснения литосфер-

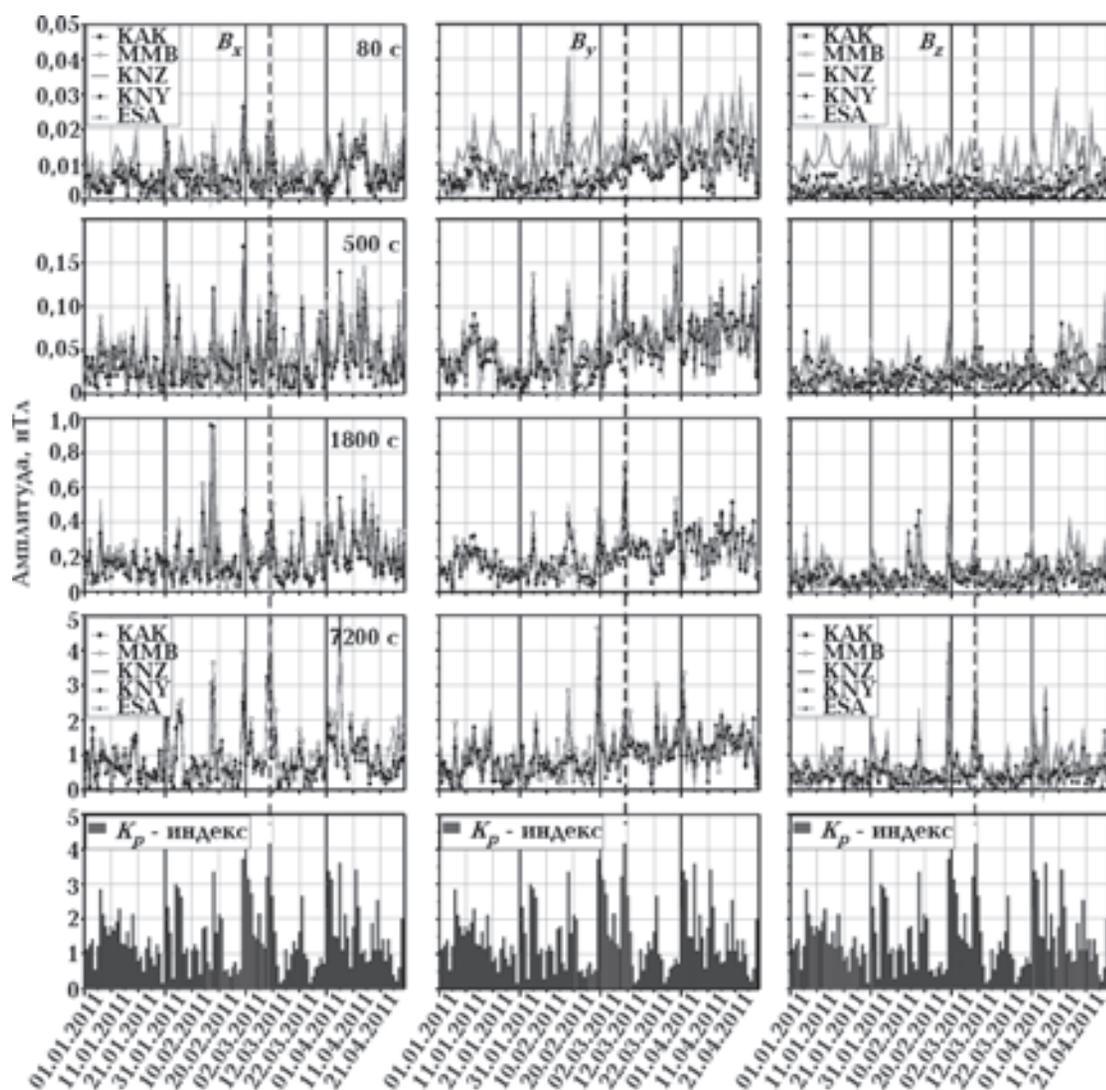


Рис. 3. Изменчивость амплитуд трех компонент геомагнитного поля на пяти обсерваториях Японии до и после землетрясения Тохоку 11.03.2011 (момент землетрясения отмечен вертикальной пунктирной линией) для четырех периодов, полученная путем спектрального анализа 1 с записей поля длиной 1 сутки с помощью быстрого преобразования Фурье (FFT). На нижнем графике даны среднесуточные значения трехчасовых K_p -индексов.

ной эмиссии с привлечением сейсмоэлектрического и сейсмомагнитного эффектов, электрокинетических и других явлений, которые преобразовывают механические колебания, течения, напряжения в EM-поля и переносят их в зону наблюдений на или близ поверхности Земли;

\mathbf{V}_{RES} — все остаточные (residual) поля, влияния, факторы, вносящие ошибки в определения RF и не учтенные ранее.

Далее перейдем к более конкретному рассмотрению одной из геомагнитных RF — вектору индукции. Здесь следует отметить не-

сколько противоречивый характер его определения. Модель Т-К подразумевает падение плоской волны на горизонтально-слоистую Землю. На самом деле поле всех ионосферно-магнитосферных источников изменяется в зависимости от широты и долготы и имеет свой переменный во времени и пространстве спектр (его сложность и нерегулярность отчасти иллюстрирует рис. 3). Однако большая часть МТ-поля, особенно в магнитоспокойные интервалы в средних широтах, характеризуется малыми пространственными градиентами, и на участках с поперечником до тысячи ки-

лометров поле можно принять за однородное с относительно небольшой ошибкой. За счет высокой электропроводности жидких и твердых геосфер это поле преломляется и диффундирует вертикально вглубь Земли (модель Т-К).

На самом деле верхние геосферы насыщены разномасштабными контрастами электропроводности: океаны и континенты — глобальный масштаб, осадочные бассейны и кратоны, моря и крупные острова/полуострова — региональный масштаб, рифты, геосинклинали, некоторые линейные элементы и более мелкие объекты условно назовем локальными объектами. И все они взаимосвязаны — одни переходят в другие. Для упрощения рассматривается идеализация: локальная аномалия окружена со всех сторон одинаковой горизонтально-слоистой средой и считается, что ЕМ-индукция происходит в однородной горизонтально-слоистой Земле, а на локальной аномалии индуцированные токи перераспределяются кондуктивным образом. Преобладание кондуктивного механизма над вихревым на локальных аномалиях наблюдается, но в каких пределах? И какую ошибку (при определении электропроводности) для различных геоэлектрических ситуаций дает отклонение реальной структуры от идеализированной модели? Никто этого не оценивал. Резюмируя изложенное, следует считать, что представление о том, что при выполнении условия частотного зондирования вертикальная компонента МТ-поля близка к нулю, является экзотическим/исключительным и практически редко встречается.

Практические примеры. Для проверки этого утверждения и характеристики изменчивости структуры наблюдаемого поля был выполнен детальный анализ односекундных записей. Спектральным анализом были выделены периоды 12,5, 25, 50, 100, 200, 500, 1 000, 2 000, 4 000, 8 000 с, а иногда 8 и 12 000 с. После их анализа оказалось, что основные результаты можно проиллюстрировать (см. рис. 3) на четырех периодах (в целях экономии места). Амплитуда МТ-поля должна описываться изменениями K_p -индекса, хотя при рассмотрении рис. 3 следует иметь в виду, что амплитуды даны в линейной шкале, а K_p — квазилогарифмическая оценка амплитуды. На рис. 3 суммарная амплитуда полного наблюдаемого поля $\mathbf{V}(T)$ лучше всего следует за изменениями K_p на самом длинном периоде 7200 с, что совершенно естественно, поскольку K_p определяется по максимальному изменению поля за трехчасовой интервал. Крайние обсерватории ММВ и КНУ разнесены

на 1812 км (по широте на 1386 км) и на такой площади МТ-поле иногда может быть более менее однородным, что в целом и наблюдается, но со многими отклонениями, особенно во время геомагнитных возмущений. Эти отклонения свидетельствуют о сложном нерегулярном поведении как МТ-поля, так и наложенных локальных полей, включая и такой интересный потенциальный предвестник, как литосферная эмиссия. Рассмотрим рис. 3 более детально.

- С увеличением периода от 80 до 7200 с амплитуда вариаций увеличивается примерно на два порядка. Для геомагнитных вариаций — это хорошо известный факт. Помехи, наоборот, с уменьшением периода в основном растут в данном частотном диапазоне. Для самой зашумленной обсерватории КНЗ (дана самой бледной линией) амплитуда измеренного поля в 2—5 раз больше, чем на других обсерваториях на периоде 80 с, в возмущенные интервалы с высоким K_p этот коэффициент уменьшается и по его приближению к единице можно определить амплитуду помехи. Она максимальна на компонентах V_z и V_y . Все эти черты прослеживаются и на периоде 500 с.
- Изменения K_p -индекса геомагнитной активности сопровождаются изменением амплитуд, записанных на рассматриваемых обсерваториях, но с многочисленными нерегулярностями, так что коэффициент корреляции на коротких периодах совсем мал, а на длинных не превышает значений 0,5—0,6 (рис. 4).
- Перед землетрясением Тохоку и после него уровень поля на всех обсерваториях заметно увеличился: сильнее всего и на всех периодах на восточной компоненте V_y , слабее и только после землетрясения (афтершоковая активность?) — на V_x . На V_z изменения уровня вообще не наблюдаются. Понятно, что это изменение ионосферно-магнитосферного источника. Но оно началось за 10 дней до землетрясения и продолжалось более месяца после него. Формально по временному совпадению можно его назвать предвестником и реакцией на афтершоки. В свете последних данных [Прогноз..., 2014] предположение о локализации предвестника в околоземном пространстве может быть рассмотрено.

Характерный случай был получен для обсерватории KYS (местоположение см. на

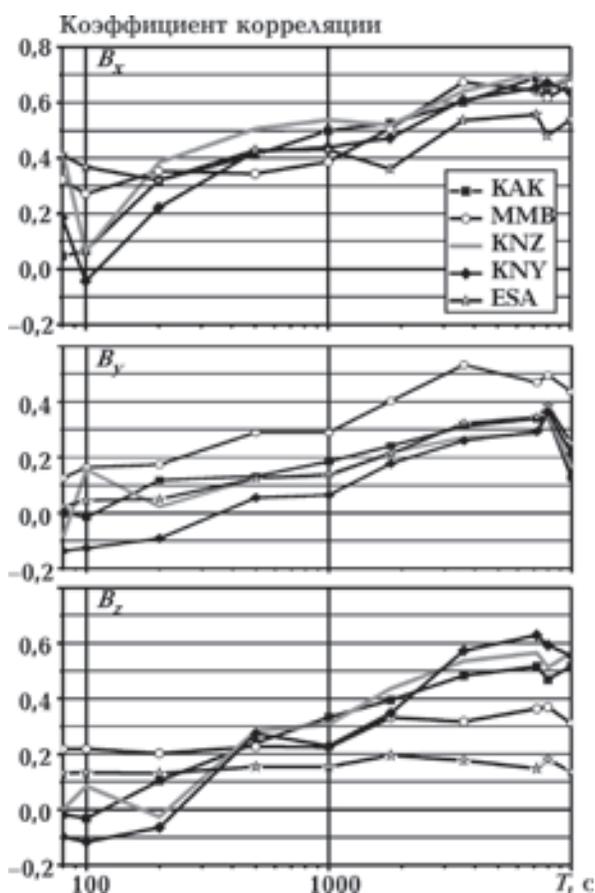


Рис. 4. Коэффициент корреляции между среднесуточным значением K_p -индекса и спектральными амплитудами компонент геомагнитного поля на 5 обсерваториях Японии, представленных для четырех периодов на рис. 3.

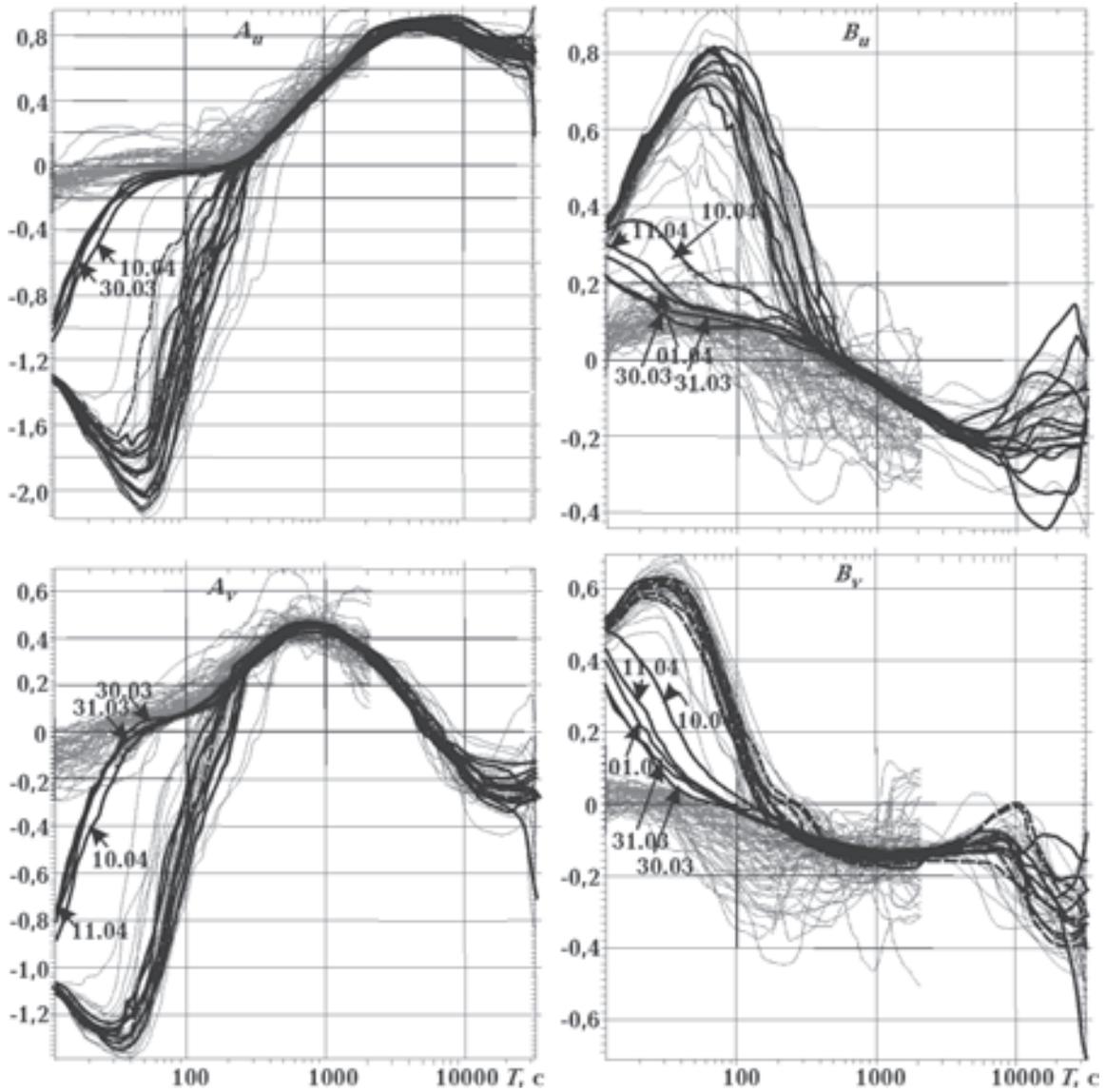
рис. 1, б). Односекундные данные KYS были получены только за неполный 2001 г. В марте — апреле наблюдались особенно сильные геомагнитные бури, чередовавшиеся со спокойными интервалами. На рис. 5 представлены результаты обработки в режиме одной станции (ss) круглосуточных данных с интенсивными помехами от электропоездов. Частотные характеристики всех компонент вектора индукции четко разделяются на две группы. При очень высокой геомагнитной активности (K_p больше 4) все компоненты вектора индукции почти совпадают в интервале периодов больше 30 с с результатами обработки только ночных 4-часовых интервалов, представленных на рис. 5 облаком серых линий. Следовательно, во время очень сильных бурь помехи не сильно влияют на определение RF. При уменьшении K_p до 3 и менее помехи доминируют на периодах 20—200 с (на компоненте A) или 20—500 с (на компоненте B) и разворачивают вектор индук-

ции в сторону ближайшей железной дороги, как это показано на рис. 1, б для периода 25 с. На периодах короче 20 с компоненты вектора индукции, полученные по ночным и круглосуточным данным, расходятся, т. е. вступают в действие другие соотношения МТ-сигнала и помехи, о которых по имеющимся данным трудно сделать определенные выводы. Можно только отметить, что это соотношение в ночные часы и в полные сутки не одинаково.

На рис. 6 даны коэффициенты корреляции компонент вектора индукции с K_p -индексом в двух вариантах. Оказалось, что при осреднении K_p -индекса за 3 дня (равному длине реализаций для обработки) КК существенно изменился по сравнению с таковым для среднесуточного K_p и для периода 100 с и короче превысил значение 0,8 (рис. 6, а). Так получилось только для исключительно контрастного по геомагнитной активности интервала с сильнейшими бурями длительностью всего 13 дней. При «разбавлении» этого интервала еще 29 днями (рис. 6, б) КК при качественном сохранении тенденций количественно заметно изменился. Главная тенденция состоит в том, что на длинных периодах 500—10000 с МТ-сигнал доминирует над помехами, при этом RF почти не зависят от геомагнитной активности и КК незначителен, хотя и содержит мелкие высоки, порождаемые сложностью самого МТ-поля. На коротких периодах 10—100 с МТ-сигнал и помехи сопоставимы, КК не мал и ведет себя относительно закономерно, что дает надежду на возможность введения в RF поправки по данным вычисленного КК. На рис. 7 даны КК компонент вектора индукции и K_p -индекса двух обсерваторий. В KNZ на коротких периодах КК мал и можно полагать, что помехи значительно больше МТ-сигнала даже при наиболее сильных бурях в течение рассматриваемых четырех месяцев с K_p не более 4. На более длинных периодах 100—2000 с КК имеет максимум — помехи и МТ-сигнал сопоставимы, на больших периодах сигнал доминирует. Максимум КК для восточной компоненты B_u наступает на более длинном периоде, чем для A_u , что соответствует сильному искажению именно B_u и объясняется расположением обсерватории на восток от ближайшей железной дороги.

На КАК коэффициент корреляции максимален на коротких периодах 20—50 с для восточной компоненты и постепенно уменьшается с увеличением периода.

Обсуждение. RF введены в геоэлектрике как вспомогательная промежуточная величина на



Март 2001																				
01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1+	2	3	3+	3	2	2	2-	2-	1+	1	2	2	2-	0+	0+	1	2-	4-	6-	2-
Март 2001											Апрель 2001									
22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11
2	4	2+	1+	1	3+	4+	3+	3-	8-	4+	4-	2-	3	3+	3-	3+	5	3+	2+	5-

Рис. 5. Результаты обработки односекундных записей обсерватории KYS в режиме одной станции: тонким пунктиром даны результаты обработки трехдневных интервалов с отношением результата к среднему дню за период 01.03—29.03.2001, жирными линиями выделены 13 дней, наиболее контрастных по геомагнитной возмущенности 30.03—11.04.2001. Серыми линиями даны результаты обработки 60 послеполуночных четырехчасовых интервалов с минимумом помех от движения поездов. В таблице приведены K_p -индексы для каждого дня.

пути от измерения электромагнитных полей к познанию распределения электропроводности $\sigma(\mathbf{r})$ внутри Земли. При их введении используются различные идеализированные модели, приближенно описывающие реальную ситуа-

цию. В идеале RF должна быть однозначной функцией $\sigma(\mathbf{r})$, однако при измерениях записывается не только идеализированное модельное поле, на использовании которого построена теория метода, но и целый ряд других полей,

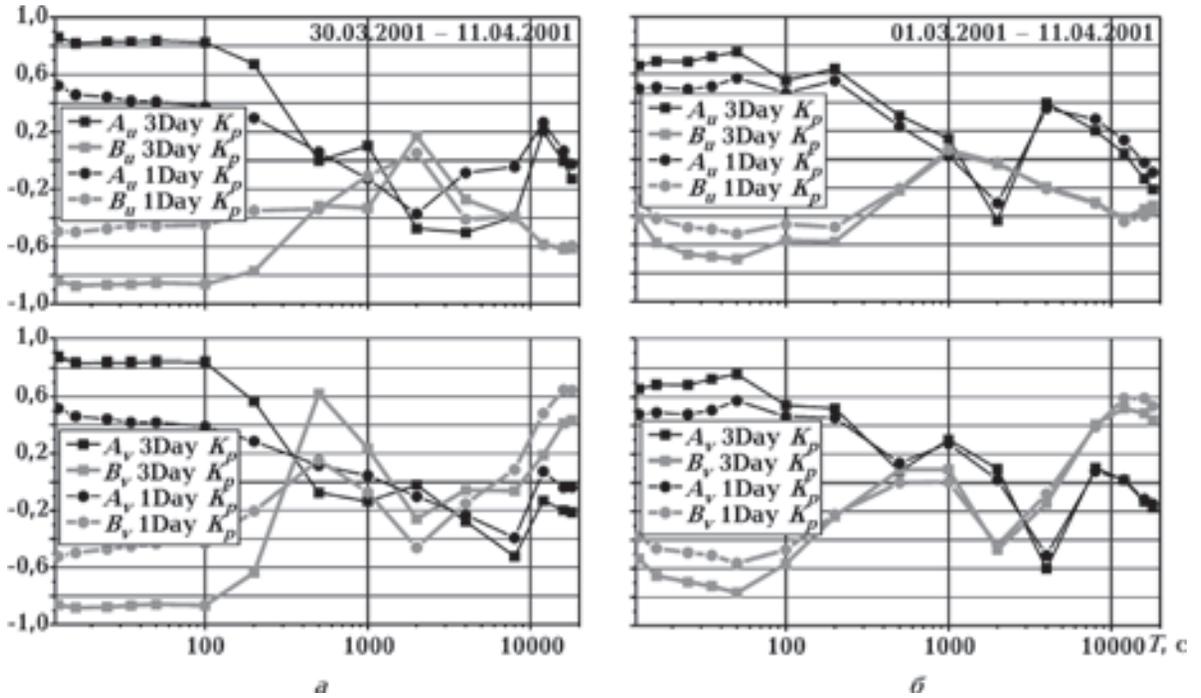


Рис. 6. Коэффициент корреляции компонент вектора индукции на обсерватории KYS (обрабатывались трехдневные интервалы с отнесением результата к среднему дню) со среднесуточным (показан ломаной линией с кружками) и средним за трое суток (показан квадратами) значениями K_p -индекса: *а* — по данным за 13 дней 30.03—11.04.2001, *б* — по данным за 42 дня 01.03—11.04.2001.

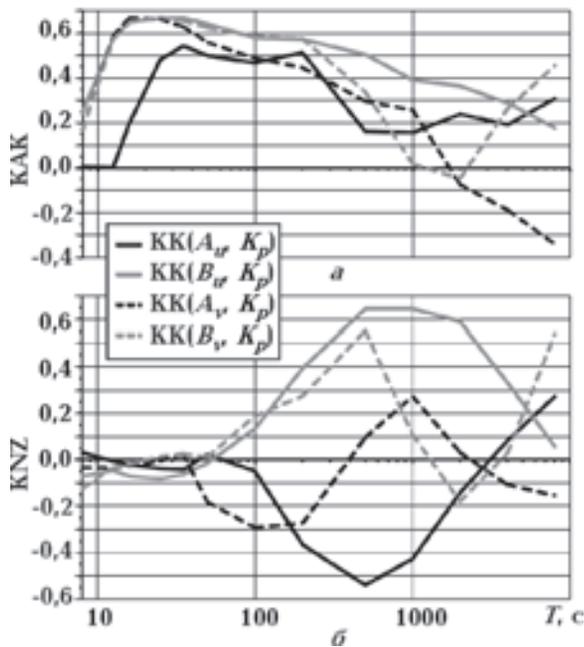


Рис. 7. Коэффициент корреляции компонент вектора индукции с K_p -индексом на обсерваториях KAK (*а*) и KNZ (*б*) по данным обработки трехдневных интервалов с отнесением результата к среднему дню за первые 4 месяца 2011 г.

являющихся помехами. В настоящей статье на конкретном материале перегруженных помехами японских обсерваторий изучалась зависимость вектора индукции (RF) от геомагнитной активности, характеризуемой K_p -индексом. Оказалось, что такая зависимость наблюдается тогда, когда средняя амплитуда идеализированного модельного МТ-поля и помехи сопоставимы. При мониторинге это создает трудность для выделения изменений RF, связанных с геодинамикой. Ее можно минимизировать за счет снижения разрешающей способности мониторинга, поскольку современные методы обработки позволяют в значительной мере подавить влияние помех и определить RF, отражающую $\sigma(\mathbf{r})$. При доминировании помех над МТ-полем, наблюдаемом на некоторых обсерваториях на периодах в десятки и сотни секунд, RF может полностью потерять связь с электропроводностью. Однако и в этом случае есть выход: изучить структуру поля помехи и развить для нее теоретическую модель для определения $\sigma(\mathbf{r})$ — но уже только верхних горизонтов, куда проникает поле помехи.

На рис. 8 представлены временные вариации компонент вектора индукции на базисной

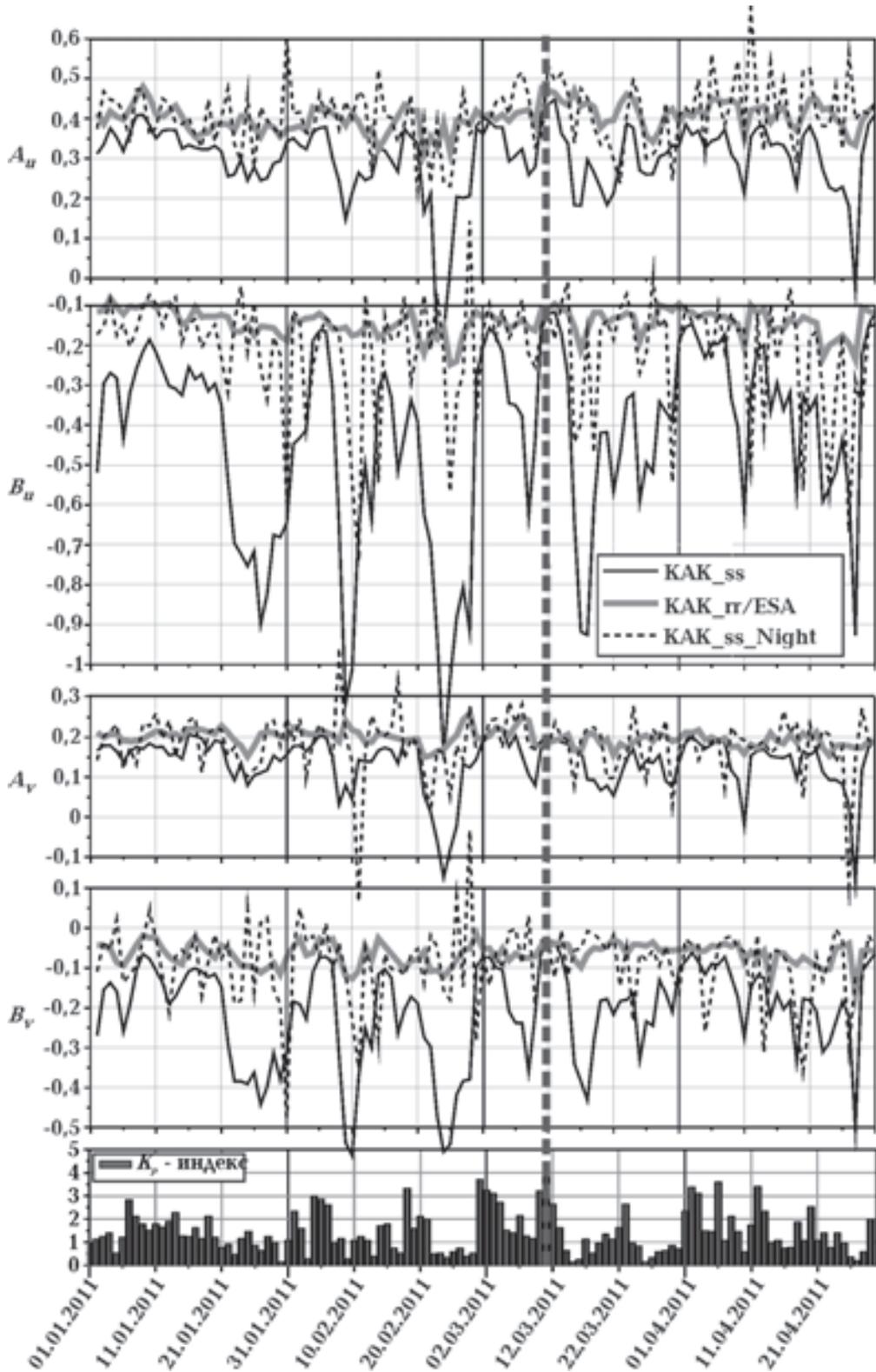


Рис. 8. Временная изменчивость компонент вектора индукции на периоде 200 с на обсерватории Какиока (КАК) до и после землетрясения Тохоку с 01.01.2011 по 30.04.2011, полученная тремя способами: ss, rr КАК/ESA (обработка трехдневных интервалов с отнесением результата к среднему дню), ss (четыре послеполночных часов с минимумом помех).

обсерватории КАК для периода 200 с. Обработка по данным одной станции (ss) дает очень интенсивные вариации, которые хорошо коррелируют с K_p -индексом: с понижением геомагнитной активности все компоненты отклоняются вниз, во время бурь они поднимаются к некоторому стабильному уровню 0,4 для A_{II} , -0,15, для B_{II} , 0,2 для A_V и -0,05 для B_V . Вокруг этих уровней располагаются результаты обработки гг, обработка только ночных данных дает значительно больший разброс. Таким образом, применение гг в данном случае дает существенное уменьшение влияния геомагнитной активности. Однако связывать оставшиеся вариации компонент вектора индукции только с электропроводностью нет оснований.

Выводы. 1. Обобщены и формализованы составляющие регистрируемого на обсерваториях геомагнитного поля: МТ-поле, состоящее из первичных однородной и неоднородной частей внешнего поля, вторичного внутреннего однородного и неоднородного на локальных и региональных неоднородностях поля, а также помехи и литосферная эмиссия.

2. В результате просмотра большого объема данных выбраны обсерватории с интенсивны-

ми помехами и интервалы записи с резкими контрастами геомагнитной активности. В результате их обработки установлено, что вектор индукции обнаруживает временные вариации, вызванные изменениями геомагнитной активности тогда, когда амплитуда среднего за интервал обработки МТ-поля сопоставима с амплитудой помех, причем эти вариации тем интенсивнее, чем интенсивнее/контрастнее вариации геомагнитной активности.

3. Изучены частотные характеристики этих временных вариаций для различных обсерваторий. Для обсерваторий, близких к железным дорогам, питаемым постоянным током, временные вариации охватывают диапазон от единиц до 1000 и более секунд. В других случаях эти вариации появляются на более коротких периодах или совсем незаметны. Результаты обработки весьма нестабильны, они зависят от многих трудноконтролируемых факторов, таких как временная изменчивость помех и появление аномальной неоднородной части внешнего первичного источника. Различие поляризации этих факторов может обуславливать блуждание вариаций с одних компонент на другие.

Список литературы

- Бабак В. И., Климкович Т. А., Рокитянский И. И., Терешин А. В. Вариации вектора индукции в Японии. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 1. С. 153—158.
- Ваньян А. Л. Электромагнитные зондирования. Москва: Научный мир, 1997. 219 с.
- Гульельми А. В. Ультранизкочастотные волны в коре и в магнитосфере Земли. *Успехи физ. наук.* 2007. Т. 177. № 12. С. 1257—1276.
- Гульельми А. В. Форшоки и афтершоки сильных землетрясений в свете теории катастроф. *Успехи физ. наук.* 2015. Т. 185. № 4. С. 415—429.
- Рокитянский И. И., Бабак В. И., Терешин А. В. Вариации геомагнитных функций отклика в Японии. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 126—138.
- Рокитянский И. И., Трегубенко В. И., Бабак В. И., Терешин А. В. Вариации компонент вектора индукции и горизонтального тензора перед землетрясением Тохоку 11 марта 2011 г. по данным японских геомагнитных обсерваторий. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 3. С. 115—130.
- Шуман В. Н. О концептуальных основах диагностики и мониторинга геосистем. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 93—103.
- Шуман В. Н. Электромагнитные сигналы литосферного происхождения в современных наземных и дистанционных зондирующих системах. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 2. С. 3—16.
- Прогноз землетрясений возможен?! Под ред. С. А. Пулинца. Москва: Тривант, 2014. 144 с.
- Surkov V., Hayakawa M., 2014. Ultra and extremely low frequency electromagnetic fields. Japan: Springer, 486 p.

Geomagnetic activity impacts on the results of the induction vector calculations

© I. I. Rokityansky, V. I. Babak, A. V. Tereshyn, 2015

Induction vector has temporal variations caused by changes of geomagnetic activity when the average amplitude of the MT-field is comparable to noise amplitude. Frequency characteristics of these temporal variations are studied for several Japanese observatories. Temporal variations cover a range from units to 1,000 and more seconds on observatories situated close to railways, powered by direct current. In other cases, these variations appear on shorter periods.

Key words: electromagnetic response functions, induction vector, electrical conductivity of the lithosphere, geomagnetic activity, magnetotelluric field.

References

- Babak V. I., Klimkovich T. A., Rokityansky I. I., Tereshyn A. V., 2013. Variations of induction vector in Japan. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(1), 153—158 (in Russian).
- Vanyan L. L., 1997. Electromagnetic soundings. Moscow: Nauchnyy Mir, 219 p. (in Russian).
- Guglielmi A. V., 2007. Ultra-low-frequency electromagnetic waves in the Earth's crust and magnetosphere. *Uspekhi fizicheskikh nauk*, 177(12), 1257—1276 (in Russian).
- Guglielmi A. V., 2015. Foreshocks and aftershocks of strong earthquakes in the light of catastrophe theory. *Uspekhi fizicheskikh nauk*, 185(4), 415—429 (in Russian).
- Rokityansky I. I., Babak V. I., Tereshyn A. V., 2015. Variations of geomagnetic response functions in Japan. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(4), 126—138 (in Russian).
- Rokityansky I. I., Tregubenko V. I., Babak V. I., Tereshyn A. V., 2013. Variations of induction vector components and horizontal tensor before the Tohoku earthquake of March 11, 2011 according to Japanese geomagnetic observatories data. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(3), 115—130 (in Russian).
- Shuman V. N., 2015. On conceptual grounds of diagnostics and monitoring of geosystems. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(4), 93—103 (in Russian).
- Shuman V. N., 2007. Electromagnetic signals of lithospheric origin in modern surface and remote sounding systems. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(2), 3—16 (in Russian).
- Earthquake prediction is possible?!, 2014. Ed. S. A. Pulinets. Moscow: Trovant, 144 p. (in Russian).
- Surkov V., Hayakawa M., 2014. Ultra and extremely low frequency electromagnetic fields. Japan: Springer, 486 p.