

В ходе выполнения Проекта в 2018 году получены следующие научные результаты:

1. Разработка теоретических положений изучения деформационных процессов в литосфере Земли на основе сейсмических и электромагнитных полей эндогенного происхождения.

Деформации литосферы, происходящие, в основном, под действием лунно-солнечных приливов, проявляются как в обратимых, так и в необратимых деформациях горной породы. Обратимые деформации связаны с раскрытием и закрытием трещин в горной породе, перемещением проводящего флюида и выражаются в изменении анизотропии электрического сопротивления как меры динамики упорядоченности строения геоматериалов. Необратимые деформации связаны с разрушением горных пород, слагающих литосферу, и выражаются в процессах трещинообразования. Каждая отдельная трещина является источником как электромагнитного, так и сейсмического поля. Очевидно, что области разрушения в этом случае совпадают. Генерируемые при этом поля имеют шумоподобный характер.

Наблюдаемые в полевых геофизических исследованиях шумоподобные сигналы, такие как акустическая эмиссия (АЭ) и электромагнитное излучение (ЭМИ) эндогенного происхождения, представляют собой установленные физические явления [Соболев, 1993], требующие адекватного теоретического описания. Отсутствие формальной теории сдерживает использование этих явлений в геофизической практике. К настоящему времени отдельные попытки ее построения базируются на некоторых обобщениях хорошо изученных контролируемых источников, что не позволяет не только предсказать свойства поведения наблюдаемых сигналов, но даже объяснить установленные эффекты. Главный методический недостаток в описании этих явлений – отсутствие учета перехода количества источников в их новое качество, которое выражается в формировании движущегося источника.

Основной целью настоящей работы является нахождения такого преобразования полей АЭ и ЭМИ, которое позволило бы сформулировать обратную задачу об определении местоположения области генерации этих полей и интенсивности их источников (необратимых деформаций горной породы).

Процесс трещинообразования не может не сопровождаться залечиванием трещин. Если бы этого не происходило, то литосфера превратилась бы в пылеобразное состояние. Действительно, если рассмотреть задачу о разрушении 1 куб. м сплошного материала на отдельные части, то этот объём монолитного материала превратился бы в объём, занимаемый частицами с линейными размерами, как это указано на рис.1 за время, которое отложено по оси абсцисс. Так для частиц, объёмом $(10^{-3})^3 м^3$ потребовалось бы 2 миллиарда лет при скорости образования 10 трещин в сек.

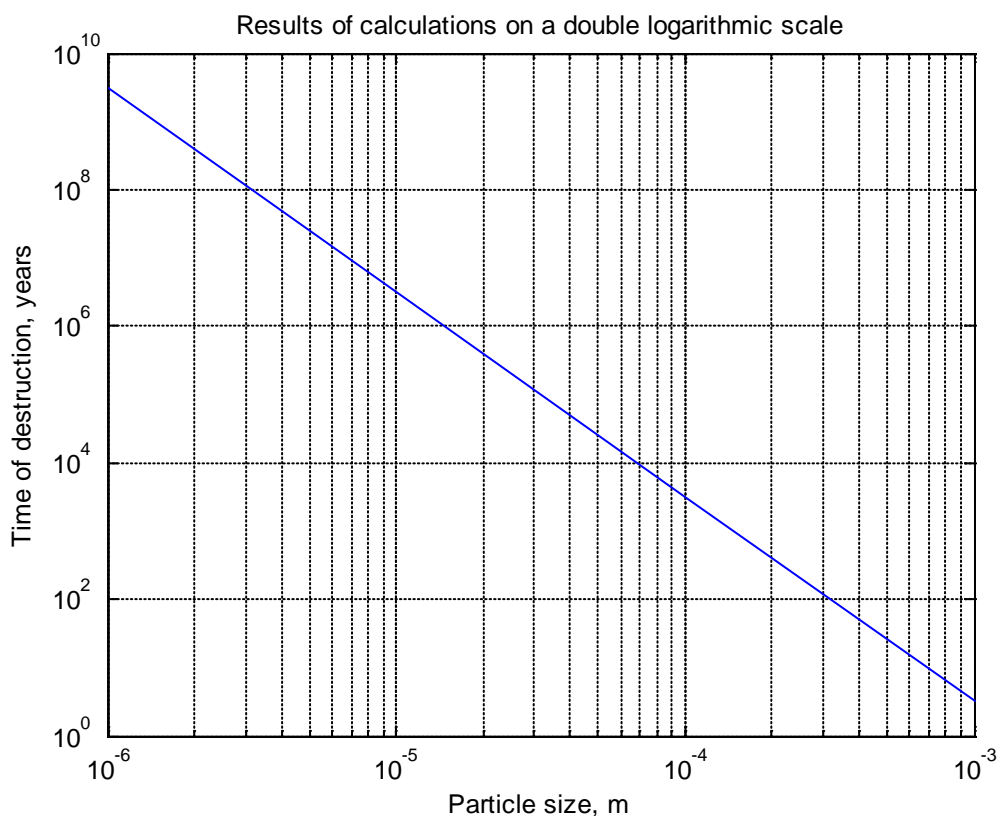


Рис.1. График времени разрушения 1 куб м. (ось ординат) монолитного материала в частицы, с линейными размерами, указанными по оси абсцисс со скоростью образования трещин в 10 трещин в секунду.

Однако, прежде всего необходимо решить задачу о разделении и сейсмического, и электромагнитного поля по положению источников с целью выделения из наблюдаемых полей на дневной поверхности, полей эндогенного происхождения.

Приложение 1.

2. Разработка и реализация измерительной станции по полевым наблюдениям сейсмического поля. Создание программно-аппаратурного комплекса по регистрации сейсмического поля.

Для отождествления глубинного геодинамического процесса с данными об эндогенном источнике МТ-поля, необходима локация соответствующей области среды с проявлением трещинообразования. Прямое решение задачи локации эндогенного источника МТ-поля пока представляется затруднительным ввиду отсутствия требуемых возможностей у существующей аппаратуры МТ-зондирования. Альтернативой может быть локация области трещинообразования по другим геофизическим полям - в частности, по полю упругих волн (сейсмоакустическому полю). Приемники и методика регистрации сейсмоакустического поля хорошо разработаны для решения задач сейсморазведки, что позволяет использовать их в настоящей работе. Существующие практики группирования датчиков, позволяющие анализировать распределение поля в пространстве, также могут служить опорой для разработки способа локации.

Первоначальная минимальная задача заключается в определении направления на источник (пеленгация источника) сейсмоакустического сигнала. Решение этой задачи позволит произвести селекцию всех "видимых" регистрирующей системой источников сейсмоакустического сигнала по направлению на них в нижнем полупространстве. Для этого была разработана трехкомпонентная градиентная установка регистрации сейсмоакустического поля вблизи дневной поверхности (рис. 3). Установка определяет

все компоненты вектора скорости смещения и до девяти пространственных производных. Именно благодаря вычислению пространственных производных становится возможным решить систему уравнений для определения вектора фазовой скорости, и, соответственно, направления прихода волны от источника сейсмоакустического сигнала.

Установка состоит из 6 трехкомпонентных сейсмоприемников, каждый из которых был сконструирован на основе посадочного места (платформы) стандартного сейсморазведочного датчика. На платформе жестко закреплено 3 сейсмодатчика GS-20DX таким образом, чтобы каждый из них обеспечивал регистрацию одной из трех ортогональных компонент – две горизонтальных и одну вертикальную. Сигнал с выхода каждого сейсмодатчика GS-20DX передавался по линии в составе одного многопроводного защищенного кабеля.

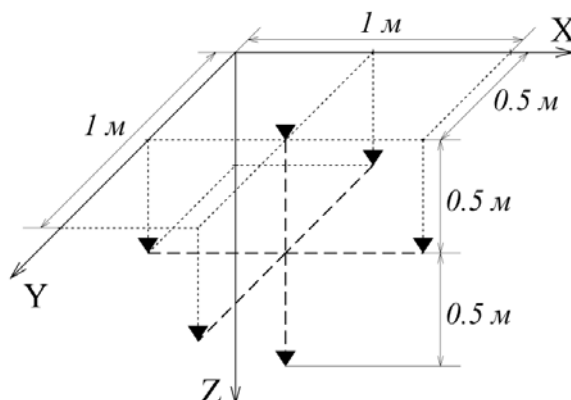


Рис. 3. – Общий вид трехкомпонентной градиентной установки регистрации сейсмоакустического сигнала. Плоскость XY соответствует дневной поверхности, ось Z направлена вниз; ▼ - трехкомпонентные сейсмоприемники; расстояния между парой ближайших сейсмоприемников по каждой из осей координат равны.

Для оцифровки сигнала с датчиков была создана 18-канальная система регистрации. Система обеспечивает идентичность каналов регистрации, максимальную синхронность регистрация сигналов со всех датчиков, экономичную и удобную реализацию на основе персонального компьютера (ноутбука), с возможностью оперативной модификации программных средств.

В системе регистрации для оцифровки сигнала с сейсмодатчиков используется аудиовход встроенной звуковой карты компьютера (вход аудио-АЦП). Аудио-АЦП звуковой карты компьютера можно применять для оцифровки сигнала при небольшом требуемом динамическом диапазоне (разрядность оцифрованного сигнала менее 14 бит) и относительно низкочастотном характере (не выше звуковых частот, до 1-10 кГц) сигнала [Камшилин, Казначеев, 2017]. Для обеспечения переключения каналов используется внешний промышленный коммутатор аналогового сигнала AIMUX32C-2. Коммутатор имеет 16 дифференциальных или 32 синфазных входов, каждый из которых может быть коммутирован на выход, при этом обеспечивается промежуточная буферизация и усиление сигнала. Дополнительно обеспечивается схемотехническое согласование коммутатора с датчиками и со входом аудио-АЦП.

Программные средства обеспечивают непосредственно регистрацию сигналов, а также необходимое управление коммутатором через LPT-порт. Основной функционал реализован в программной среде MatLab. Программа осуществляет необходимую инициализацию аппаратных средств, запись данных производится блоками часовой длительности. Для обеспечения максимальной синхронности регистрации программа осуществляет «лестничную» выборку сигналов с условной передискретизацией. Это также позволяет оценить представительность регистрируемых данных при неизвестном

уровне высокочастотных помех. Частота дискретизации сохраняемых данных составляла 1 Гц.

Амплитуда высокочастотного сейсмического шума (смещение) в области частот от сотых долей герца до сотен герц уменьшается пропорционально квадрату частоты [Хаврошкин, 1999], т.е. амплитудно-частотная характеристика (АЧХ) имеет спад 40 дБ/дек. АЧХ датчика GS-20DX (по скорости смещения) имеет нарастание 40 дБ/дек в полосе частот до 10 Гц. Блоки согласования обеспечивают низкочастотную фильтрацию сигнала, т.е. спад АЧХ в области высоких частот. За счет этих факторов спектральная плотность сигнала, обусловленного высокочастотными сейсмическими шумами на входе датчика и регистрируемого аудио АЦП, имеет существенно более равномерную характеристику в рассматриваемой полосе частот от 10^{-3} до 10 Гц, чем АЧХ датчика GS-20DX. Но данные выводы не учитывают тот факт, что локально характер сейсмического шума в месте установки может сильно отличаться от характера высокочастотного сейсмического шума, взятого за опору. Поэтому вопрос применимости указанных датчиков должен исследоваться отдельно после накопления достаточного объема данных, полученных с помощью установки в районе наблюдения.

В рамках исследования геодинамической обстановки Тянь-Шаня был проведен ряд полевых экспериментов с регистрацией сейсмоакустического сигнала с помощью разработанной установки. Для полевых экспериментов были выбраны режимные геофизические пункты Научной станции РАН в г. Бишкеке. Опробование позволило получить первые экспериментальные данные, а также оценить возможную взаимосвязь между уровнем сейсмоакустического поля и приливными вариациями силы тяжести.

3. Разработка алгоритма и программной реализации обработки сейсмических данных по разделению сейсмического поля по положению источников с целью выделения компоненты поля эндогенного происхождения.

На основе теоретического обоснования разработан алгоритм и программное обеспечение по разделению сейсмического поля по положению источников на основе градиентной установки.

Фильтрация сейсмического поля по направлению распространения упругого поля подразумевает выделение субвертикально распространяющихся волн. Удобнее всего в таком случае использовать вектор направления распространения волны \mathbf{n} , называемый нормалью. Он задается для каждой компоненты вектора смещения отдельными следующими выражениями: $\mathbf{n}_x = \frac{\mathbf{V}_x}{|\mathbf{V}_x|}$, $\mathbf{n}_y = \frac{\mathbf{V}_y}{|\mathbf{V}_y|}$, $\mathbf{n}_z = \frac{\mathbf{V}_z}{|\mathbf{V}_z|}$. Эти вектора \mathbf{n}_x , \mathbf{n}_y , \mathbf{n}_z не зависят от величины смещения, обладают единичной длиной и характеризуют только направление распространения волны.

Обработка данных по выделению сейсмического поля эндогенного происхождения заключается в выделении из общего потока сейсмической эмиссии (СЭ) полей с направлением вектора нормалей \mathbf{n}_x , \mathbf{n}_y , \mathbf{n}_z по каждой компоненте сейсмического поля S_x, S_y, S_z , которые приходят из нижнего полупространства, конкретно, из выбранного сектора угловыми размерами около $\pi/5$ стерадиан, ориентированного строго вниз. Причем доля сигналов с направлениями внутри указанного сектора от количества всех сигналов примерно совпадает с отношением размера сектора ко всему нижнему полупространству (около 1/10).

На рис. 4 представлен фрагмент записи сейсмических сигналов и результаты выделения сейсмических полей, распространяющихся субвертикально вверх по каждой компоненте векторного сейсмического поля. На верхних 6-ти графиках приведены исходные данные, нижние 6 графиков – результат фильтрации, т.е. выделенные сейсмические поля, распространяющиеся субвертикально вверх.

Фрагмент сейсмической записи и поля, распространяющегося субвертикально вверх.

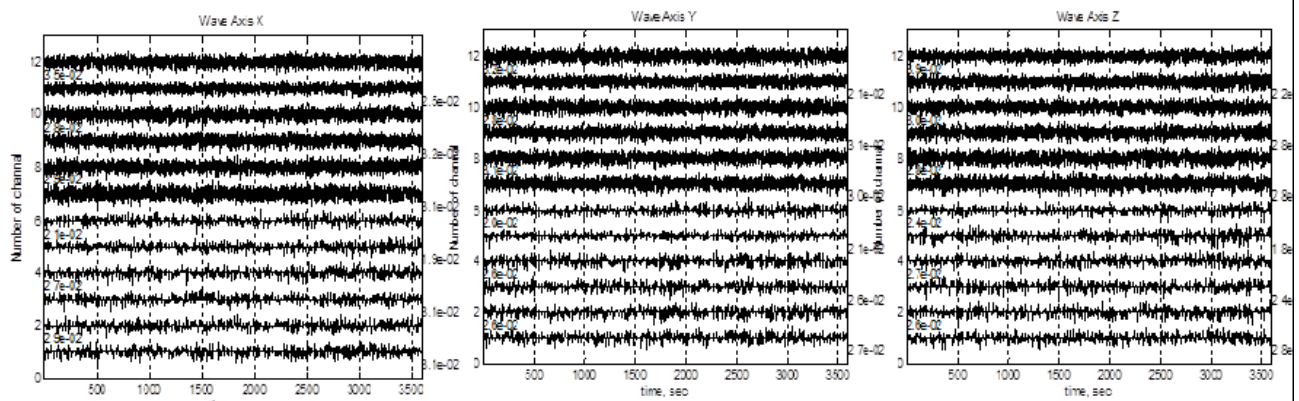


Рис. 4. Исходные данные (верхние 6 графиков) и результаты фильтрации (нижние 6 графиков) по результатам измерений компонент сейсмического поля (слева направо) S_x, S_y, S_z .

Графически результаты таких расчетов удобнее всего представить точками на единичной сфере, построенными в сферической системе координат. Эти точки являются началами векторов $\mathbf{n}_x, \mathbf{n}_y, \mathbf{n}_z$ проведенных в центр сферы, которая является пунктом наблюдений. На рис. 5 представлен фрагмент результата фильтрации сейсмического поля по направлению распространения волн, вычисленных по каждой компоненте упругого поля по данным экспериментальных наблюдений на пункте Чон-Курчак в течение одного часа.

Изображение направления прихода упругих волн на секторе единичной сферы.

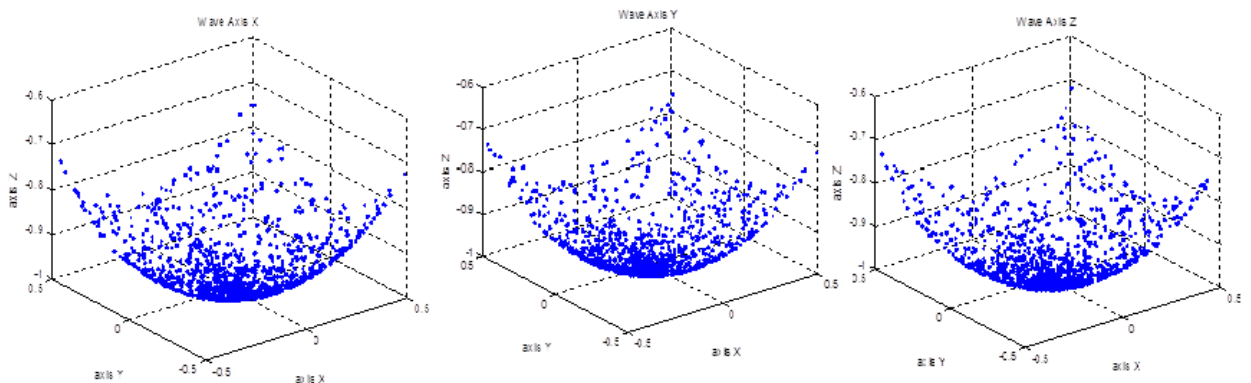


Рис. 5. Результат фильтрации сейсмического поля по направлению распространения волн. Точками указаны направления прихода сейсмической волны в точку наблюдения, определенные по каждой компоненте сейсмического поля (слева направо) S_x, S_y, S_z .

Следует отметить, что направления распространения сейсмических волн, распространяющихся субвертикально вверх, не совпадают по времени.

Можно считать, что общая интенсивность процессов трещинообразования связана с интенсивностью регистрируемой СЭ. Также будем считать, что фоновый уровень сейсмического шума является постоянным и зависящим только от аппаратных шумов и перманентных сейсмических процессов вблизи установки. Тогда увеличение уровня сигнала будет говорить об активизации СЭ. Это увеличение будем оценивать через энергетическую характеристику:

$$|E_x| = \sqrt{\sum_{t_i=t_1}^{t_2} |\mathbf{v}_x(t_i)|^2}, |E_y| = \sqrt{\sum_{t_i=t_1}^{t_2} |\mathbf{v}_y(t_i)|^2}, |E_z| = \sqrt{\sum_{t_i=t_1}^{t_2} |\mathbf{v}_z(t_i)|^2},$$

где t_1, t_2 – интервал временного окна равного одному часу.

В качестве иллюстрации практического применения разработанного алгоритма и его программной реализации по разделению сейсмического поля приведем пример энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения, рассчитанной по полевым данным эксперимента в пункте Чон-Курчак (рис. 6).

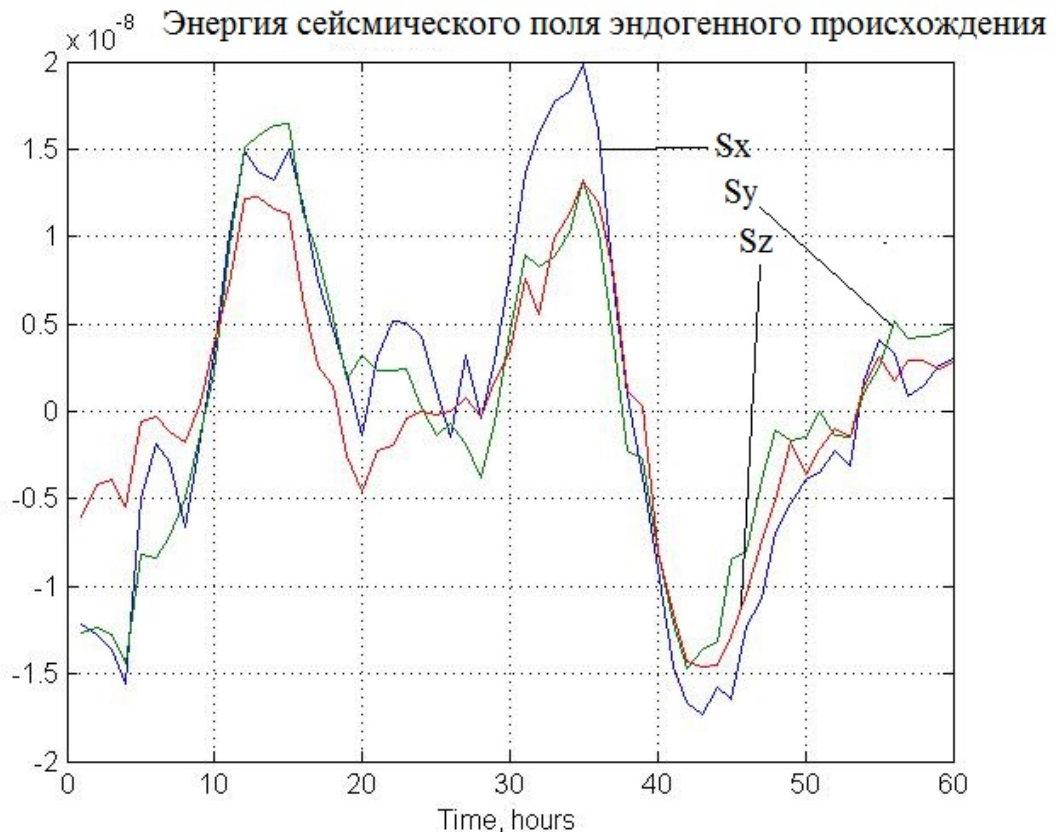


Рис. 6. Энергетическая характеристика сейсмического поля эндогенного происхождения за вычетом среднего по каждой компоненте вектора смещения S_x, S_y, S_z (пункт Чон-Курчак).

Не смотря, на то, что моменты времени сейсмических полей, распространяющихся субвертикально вверх, не совпадают по времени, имеет место синхронное изменение поведения энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения. Это позволяет проводить измерения по одной компоненте сейсмического поля и, таким образом, увеличить количество точек вычисления пространственных производных при одной и той же канальности регистрирующей аппаратуры.

Дополнительно, кратко остановимся на свойствах **функции взаимной корреляции (ФВК)**, которая использовалась нами для оценки взаимосвязи между исследуемыми процессами (сигналами). Изменение характера функции взаимной корреляции свидетельствует о синхронности изменений двух произвольно изменяющихся во времени сигналов и возможном наличии связи между ними. ФВК представляет собой интегральное произведение двух процессов, взятых в разные моменты времени:

$$R(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f_1(t+\tau) f_2(t) d\tau, \quad (2)$$

где f_1 – численный ряд, записанный на любой из трех компонент сейсмического поля, а f_2 – изменения лунно-солнечных приливов для того же отрезка времени, τ – время задержки между сигналами, t – текущий момент времени. Время задержки τ отражает время реакции среды на внешнее воздействие. Так как ФВК представляет собой нечетную функцию, то становится явным, что является возможной причиной, а что следствием.

Приведем текст программы обработки данных на основе фильтрации сейсмического поля по направлению распространения и выделение субвертикально распространяющихся волн включающая корреляцию с лунно-солнечными приливами.

Приложение 2.

4. Описание результатов полевой регистрации сейсмического поля и обработки полученных сейсмических записей.

Полевая регистрация сейсмического поля с использованием градиентной измерительной установки проводилась в 2018 году в нескольких пунктах наблюдений Северного Тянь-Шаня (Таблица 1).

Таблица 1. Продолжительность регистрации данных и координаты пунктов наблюдений градиентной установкой

	Название точки	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Начало регистрации (UTC)	Конец регистрации (UTC)
	Чон-Курчак	42.63	74.61	20.06.2017 (14:53:00)	23.06.2017 (01:54:00)
2.	Научная станция РАН	42.66	74.66	с 1 августа 2018 г. (10:04:00)	по настоящее время
3.	Укок-2	42.09	75.45	09.07.2018 (16:00:02)	17.07.2018 (02:00:00)

Градиентная регистрирующая установка (ГРУ) состоит из 6 трехкомпонентных сейсмоприемников. Они устанавливались в стороне от регистратора на расстояниях до нескольких метров и помещались на глубину около 0.5 м от поверхности земли путем прикапывания. Один из датчиков в каждом трехкомпонентном приемнике-платформе ориентировался на север. Все платформы, кроме центральной, устанавливались в лунки глубиной 0.5 м. В центральную лунку глубиной 1 м устанавливались 2 платформы с датчиками (одна на глубине 1 метра, вторая над ней возле поверхности). Расстояния между центральной и боковыми лунками составляли по 0.5 м, каждая из боковых лунок была ориентирована относительно центральной лунки на север, юг, восток и запад соответственно.

Таким образом, база установки для определения пространственных производных составляет 1 м. Соответственно, размеры установки охватывают крайне малый объем среды $1 \times 1 \times 1$ (м), который можно считать однородным и изотропным по сравнению с масштабами и контрастами региональной геологической структуры. Такая глубина, к тому же, обеспечивает уменьшение влияния ветра и внешних помех. Отметим также, что достоинством разработанной реализации градиентной установки является экономичность и простота размещения. Шаг дискретизации по времени был равен 1.25 мс. Цифровые данные записывались в формате *.mat.

В результате проведенных в 2018 году экспериментов получены энергетические характеристики поля эндогенного происхождения по наблюдаемому на поверхности Земли сейсмическому волновому полю для всех измеряемых компонент. Замечено, что все энергетические характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения для

каждой из трех компонент поля изменяются синхронно. Это свидетельствует о наличии мощного источника, проявляющегося как на вертикальных, так и на горизонтальных компонентах.

Первый эксперимент был проведен в пункте Чон-Курчак.

В результате обработки полевых сейсмических записей этого эксперимента получены энергетические характеристики поля эндогенного происхождения для 3-х компонент измеряемого сейсмического поля, показанные на рис. 7.



T, час

Рис. 7. Энергетическая характеристика сейсмического поля эндогенного происхождения за вычетом среднего по каждой компоненте вектора смещения S_x, S_y, S_z (пункт Чон-Курчак).

Далее эти данные коррелировались с лунно-солнечными приливами, которые для данного интервала времени и пункта Чон-Курчак представлены на следующем рис. 8.

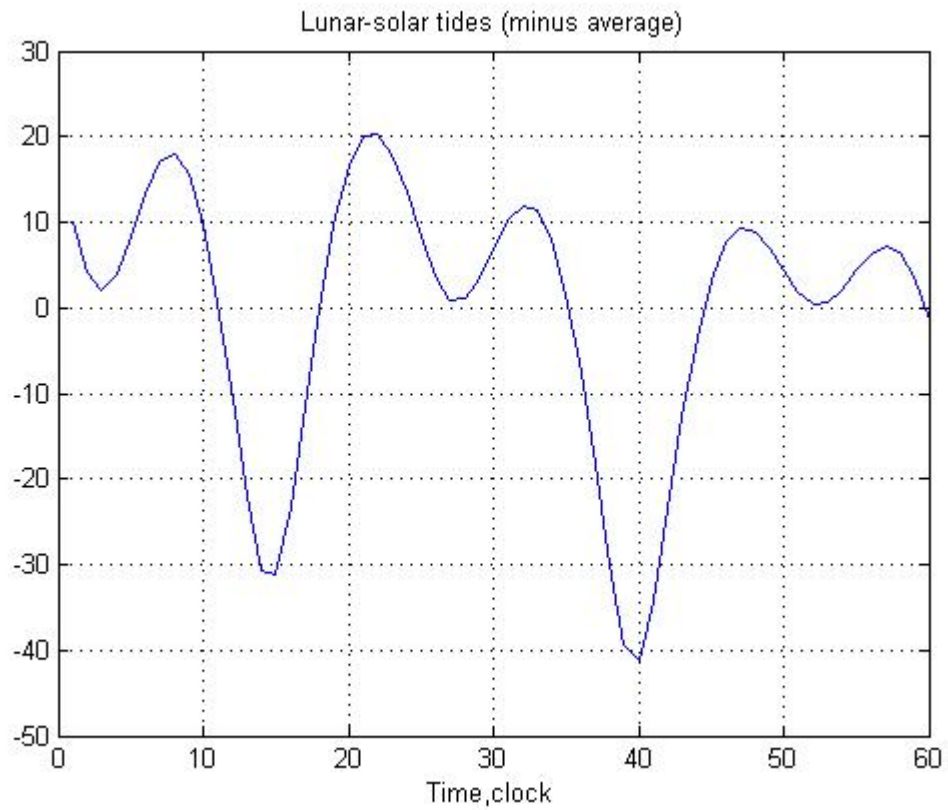


Рис. 8. Лунно-солнечные приливы за время регистрации на пункте Чон-Курчак – полный модуль вектора приливообразующего ускорения.

Функция взаимной корреляции между энергетической характеристикой сейсмического поля эндогенного происхождения и лунно-солнечными приливами представлены на следующем рис. 9.

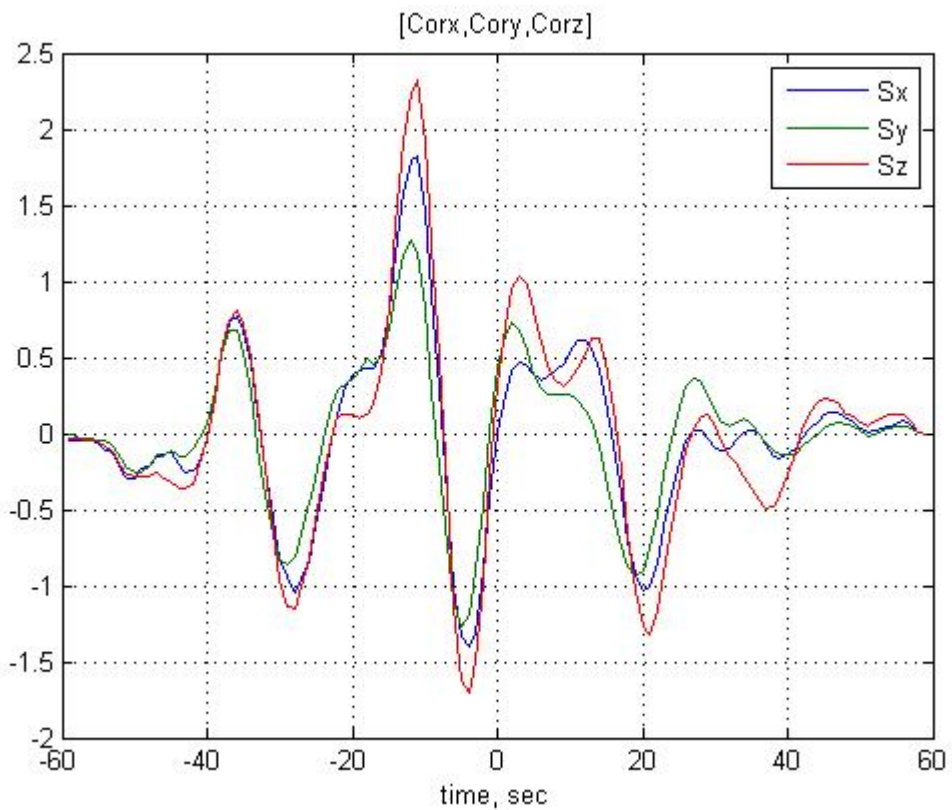


Рис. 9. Функция взаимной корреляции между лунно-солнечными приливами и энергетическими характеристиками сейсмического поля эндогенного происхождения.

Из этого рисунка следует гипотеза о причинно-следственной связи между лунно-солнечными приливами и энергетическими характеристиками сейсмического поля эндогенного происхождения, причем сначала меняется величина лунно-солнечных приливов, а затем с интервалом порядка нескольких часов, меняется энергетическая характеристика сейсмического поля эндогенного происхождения. Вторым выводом можно сделать относительно характера связи, а именно, что энергетические характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения связаны с лунно-солнечными приливами через производную по времени от лунно-солнечных приливов.

Второй эксперимент был проведен на территории Научной станции РАН.

Измерения сейсмического поля были начаты 1 августа 2018 г. в 16 час. 04 мин. по местному времени и продолжалось непрерывно более 10 суток. Канал, отвечающий за компоненту S_x вышел из строя. Поэтому представлены данные только по компонентам S_y и S_z . Результаты обработки показаны на рис. 10.

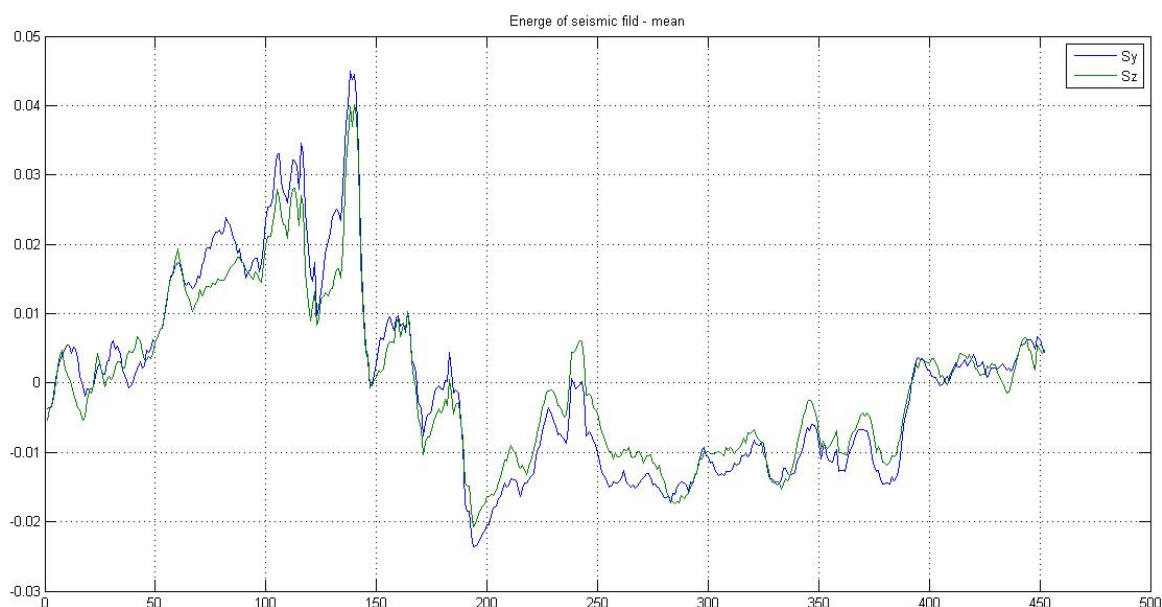


Рис. 10. Графики энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения, полученные по компонентам S_y и S_z на территории Научной станции.

Проведено сопоставление энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения с прошедшими землетрясениями, информация о которых представлена ниже:

DATE	ORIGIN	LAT N	LONG E	DEPT	MAG(XM,FM)	K	NO	D	часы на графике
20180805	2136	40.06	42-16.38	76-43.38	0.03	-	8.49	15 39.5	0.35 3.0 3.7 107
20180806	013	49.96	42-26.85	74-42.07	7.00	-	6.60	13 26.6	0.22 0.8 3.9 114
20180806	2348	32.69	41-10.14	78-13.75	0.09	-	8.65	9203.9	0.60 13.5 6.3 137
20180807	1717	22.38	41-23.16	72-42.42	0.00	-	11.33	15116.4	0.38 3.6 1.9 151
20180807	2152	15.38	41-29.67	74-57.54	9.06	-	7.38	13 89.2	0.39 0.3 0.6 155
20180808	040	6.86	43-23.17	75-26.77	8.71	-	8.60	16 53.1	0.25 0.4 1.4 182

Отметим, что наиболее близкое к Научной станции землетрясение произошло 07.08.2018 в 17 час. 17 мин. по Гринвичу. Место, где расположена Научная станция РАН, имеет координаты LAT N =42.5 и LONG E =72.5.

На графике (рис. 10) землетрясение попадает на момент времени 151 час. При этом происходит значительный «срыв» в поведении графиков энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения.

Другой важный результат, полученный в ходе данного эксперимента, связан с проведенным сравнительным анализом энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения с параметрами лунно-солнечных приливов.

В результате обработки 178-часовой записи сейсмического поля, произведенной на территории Научной станции РАН в период 13.09.2018 (09:26 UTC) - 27.09.2018 (22:43 UTC), были получены оценки энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения, показанные на рис. 11.

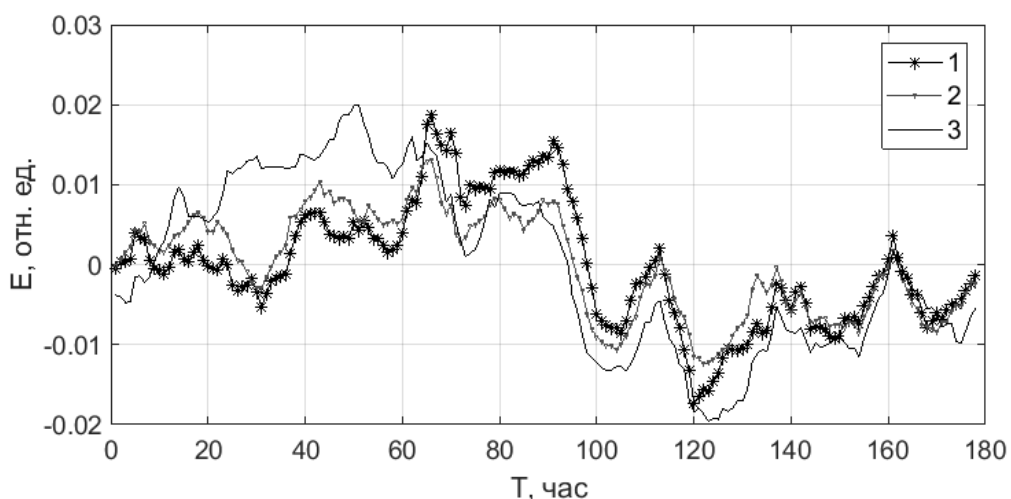


Рис. 11. Результаты оценки энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения за вычетом среднего с дополнительным сглаживанием для каждой из компонент (линии 1 - X, 2 - Y, 3 - Z) для 178 часовой записи на территории Научной станции РАН в период 13.09.2018 (09:26 UTC) - 27.09.2018 (22:43 UTC).

На рис. 12 с помощью функции взаимной корреляции (ФВК) показан результат сравнения двух кривых: энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения для 178 часовой записи на территории Научной станции РАН и лунно-солнечных приливов. Можно заметить, что наблюдается некая периодичность изменения ФВК – низко- и высокочастотная. Основной период 180 часов, вероятно, обусловлен масштабными планетарными вариациями. Более короткие периоды (в районе 10-20 часов) схожи с лунно-солнечными волнами (суточной и полусуточной гармониками). Очевидно, что ФВК представляет собой нечетную функцию. Это может свидетельствовать в пользу того, что найдена возможная связь активизации литосферы как отклик на приливные деформации.

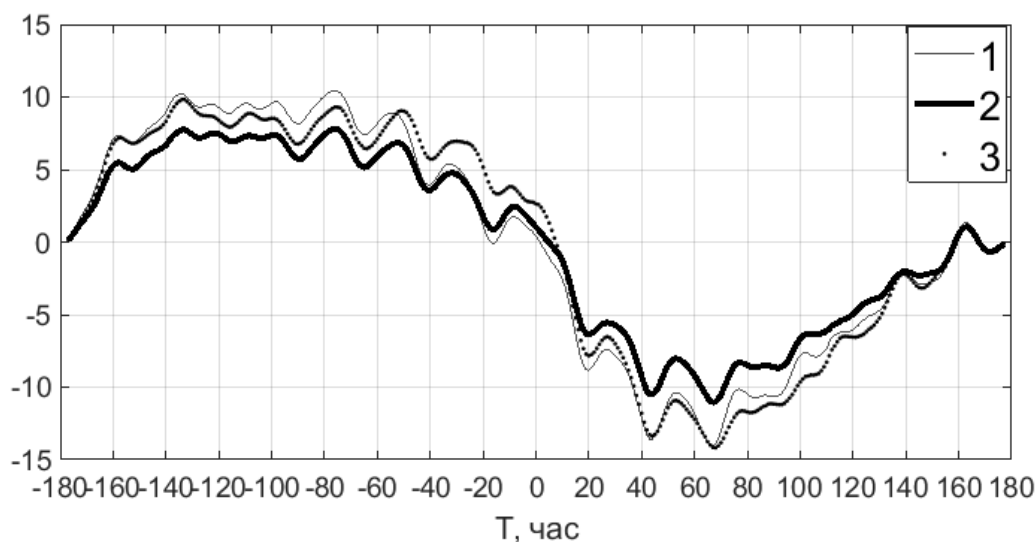


Рис. 12. Функция взаимной корреляции между вертикальной составляющей лунно-солнечных приливов (A_n) (за вычетом среднего) и энергетической характеристикой (за вычетом среднего с дополнительным сглаживанием) каждой компоненты вектора упругого поля (линии 1 – X, 2 – Y, 3 – Z) для 178 часовой записи на территории Научной станции РАН в период 13.09.2018 (09:26 UTC) - 27.09.2018 (22:43 UTC).

Третий эксперимент – пункт 22 профиля Укок-2 (южный борт Кочкорской впадины)

Полевые работы проведены на участке Укок-2, где в течение 8-ми суток осуществлялась непрерывная регистрация сейсмического поля с помощью градиентной установки. Рассмотрим результаты почасовой обработки сейсмических записей. Полученная энергетическая характеристика сейсмического поля эндогенного происхождения показана на рис. 13. Из-за сбоя измерительного канала в процессе регистрации на рисунке отсутствует X-компонента.

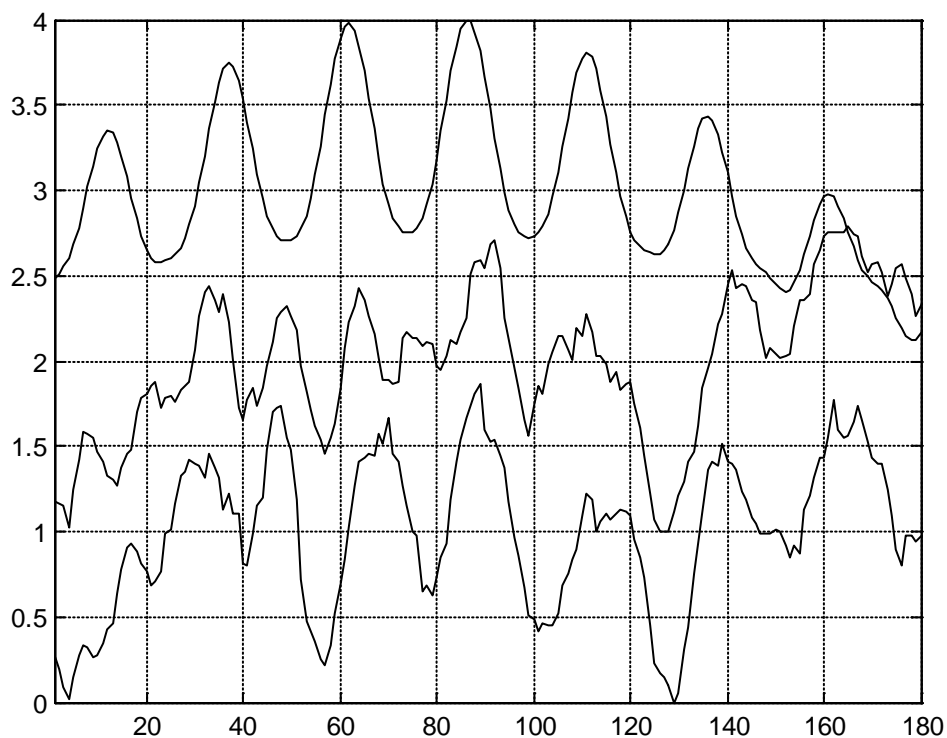


Рис. 13. Сопоставление оценок энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения, вычисленных по Y компоненте вектора сейсмического поля

(канал 1) и Z компоненте сейсмического поля (канал 2) с вертикальной компонентой приливообразующего ускорения (канал 3). Нумерация каналов – снизу вверх.

На графике видно, что доминирующий период вариаций графика составляет около 24 часов, время задержки около 11 часов. Также визуально можно выделить период вариации, составляющий около 200 часов.

5. Обработка текущих данных МТЗ с использованием истокообразной аппроксимации.

В геофизических исследованиях, проводимых с помощью метода магнитотеллурического зондирования (МТЗ), наибольший практический интерес представляет решение обратных задач МТЗ, которые позволяют делать выводы о пространственном распределении геоэлектрических свойств рассматриваемой среды по компонентам МТ-поля, наблюдаемым на земной поверхности. При этом, как известно, обратные задачи МТЗ являются некорректными, то есть получаемое решение напрямую зависит от стартовой модели (начального приближения) геосреды. *Истокообразная аппроксимация магнитотеллурических данных* может применяться на этапе качественной интерпретации полевых МТ-данных – она позволяет определить первоначальное приближение для решения некорректной обратной задачи магнитотеллурического зондирования и, по возможности, снизить размерность решаемой обратной задачи [Александров и др., 2009].

Применение метода истокообразной аппроксимации для трехмерных сред заключается в коррелировании компонент *наблюдаемого* МТ-поля с соответствующими компонентами МТ-поля, *смоделированного* для однородного проводящего полупространства ($\rho_{e.n.}$ - удельное электрическое сопротивление вмещающего полупространства), с включенным в него элементарным объемом, характеризующимся избыточной электропроводностью ($\rho_{э.о.}$ - удельное электрическое сопротивление элементарного объема). Для каждого варианта размещения элементарного объема в проводящей однородной среде можно получить коэффициент корреляции наблюдаемого и смоделированного МТ-полей, а при перемещении элементарного объема по всему рассматриваемому полупространству получается совокупность (матрица) коэффициентов корреляции, которую в дальнейшем следует понимать как *трехмерную функцию местоположения элементарного объема*. Анализируя получаемую матрицу коэффициентов корреляции, можно *оценить местоположение неоднородностей в рассматриваемой среде*. Критерием наличия неоднородности считается отличие коэффициента корреляции от нуля.

В рамках выполнения проекта в 2017 году был разработан *автоматизированный программный комплекс*, позволяющий выполнять истокообразную аппроксимацию магнитотеллурических данных. *Расчет коэффициентов корреляции выполнялся по значениям пяти компонент МТ-поля* (три компоненты вектора магнитной напряженности H_x, H_y и H_z и две компоненты вектора электрической напряженности E_x и E_y). Напомним, что программный продукт был разработан в интегрированной среде *Matlab* на одноименном языке программирования, позволяющем выполнять объемные математические расчеты в матричном виде. Учитывая современные ИТ-тенденции, в дальнейшем нам видится целесообразным переход от *Matlab* к высокоуровневому языку программирования общего назначения *Python*, характеризующемуся минималистичным синтаксисом и колоссальной библиотекой стандартного функционала, при этом одним из основных преимуществ *Python* является то, что он распространяется под свободной лицензией Python Software Foundation License, позволяющей специалистам использовать его без ограничений при разработке приложений разного назначения и сложности (<https://ru.wikipedia.org/wiki/Python>).

В 2018 году была осуществлена доработка этого программного обеспечения, а именно, предпринята попытка *применения метода истокообразной аппроксимации с использованием значений тензора импеданса*, который является одной из основных функций отклика в МТЗ. Программный код был расширен, и теперь, помимо программы *mt3dfwd.exe* [Rodi and Mackie, 2001], позволяющей решать прямую трехмерную задачу магнитотеллурического зондирования в терминах полей, используется и инструмент *Mack_out.exe*, выполняющий конвертацию компонент МТ-поля в компоненты тензора импеданса. Таким образом, матрица коэффициентов корреляции рассчитывается для соответствующих наблюдаемых и смоделированных компонент тензора импеданса.

В 2018 году продолжена апробация метода истокообразной аппроксимации на тестовых моделях. Численные эксперименты по истокообразной аппроксимации в 2017 году были основаны на расчете коэффициентов корреляции по значениям компонент МТ-поля. В этом году дополнительно получены примеры истокообразной аппроксимации, где коэффициенты корреляции были рассчитаны по компонентам тензора импеданса. При этом детально исследовалась зависимость получаемых результатов аппроксимации от процедурных параметров истокообразной аппроксимации: сопротивления вмещающего полупространства и сопротивления перемещаемого по нему элементарного объема. Рассмотрим основные результаты этих численных экспериментов.

Рассмотрим тестовую модель геоэлектрической среды, представляющую собой ограниченную однородную среду прямоугольной формы $25\text{км} \times 25\text{км} \times 1,65\text{км}$ сопротивлением $1000\ \text{Ом}\cdot\text{м}$ со вставкой в виде прямоугольной призмы размерами $10\text{км} \times 10\text{км} \times 0,2\text{км}$ сопротивлением $100\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, находящейся на глубине $150\ \text{м}$ от поверхности. Для этой модели была введена прямоугольная трехмерная сетка: 10 ячеек по каждой из осей x и y (шаг сетки по каждому из направлений составил 2500); 5 слоев в глубину (мощности слоев: $50, 100, 200, 500, 800$, то есть неоднородная вставка располагается в третьем слое – см. рис. 14). Обратим внимание, что данная тестовая модель и результаты ее истокообразной аппроксимации рассматривались в предыдущем отчете, тогда в процедуре аппроксимации коэффициенты корреляции считались по значениям компонент МТ-поля. Сейчас на том же самом примере продемонстрируем результаты истокообразной аппроксимации, рассчитанные по компонентам тензора импеданса. Отметим, что длительность процедуры истокообразной аппроксимации для каждого из вариантов параметров составляла около 30 минут (размерность матрицы коэффициентов корреляции $10 \times 10 \times 5$, количество циклов процедуры истокообразной аппроксимации – 500).

1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
1000	1000	1000	100	100	100	100	1000	1000	1000
1000	1000	1000	100	100	100	100	1000	1000	1000
1000	1000	1000	100	100	100	100	1000	1000	1000
1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000

Рис. 14. Горизонтальное сечение тестовой модели по третьему слою

Анализ результатов истокообразной аппроксимации удобно проводить в графическом виде, послойное отображение можно выполнять как отдельно по действительным и мнимым частям коэффициентов корреляции (таблица 2), так и по их абсолютным значениям (таблица 3). Величина отображаемого коэффициента корреляции

распознается с помощью цветовой шкалы (синим цветом – меньшие значения, красным цветом – большие значения). В таблицах 2 и 3 приведены результаты истокообразной аппроксимации выполненной, для сравнения, двумя способами – коэффициенты корреляции считались как по значениям компонент МТ-поля, так и по значениям компонент тензора импеданса.

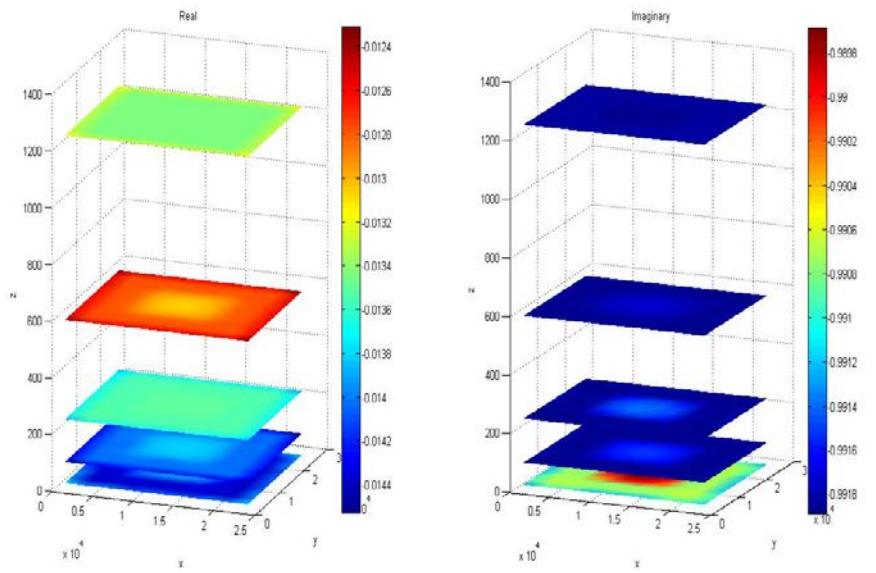
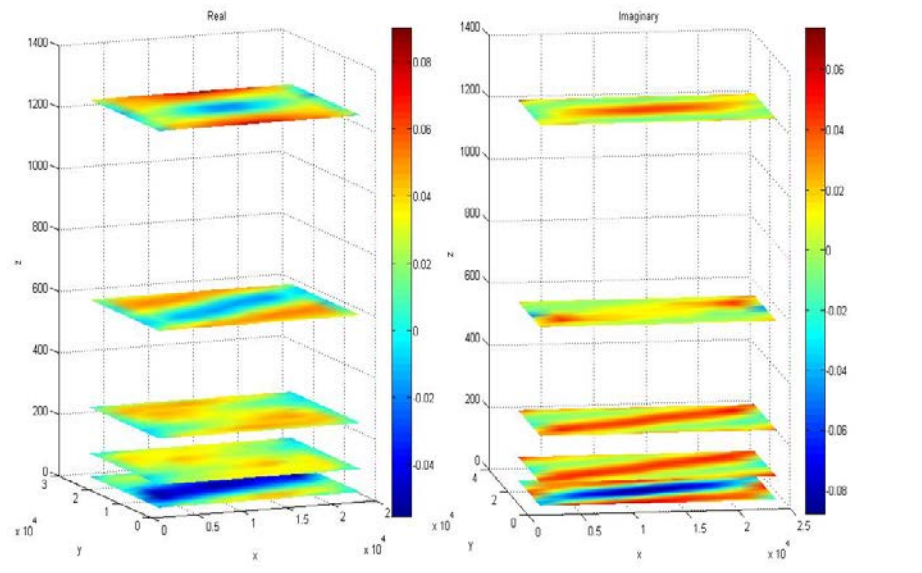
Из примеров видно, что коэффициенты корреляции, рассчитанные по импедансам, более отчетливо отражают «геометрию» тестовой модели – слой, где расположена неоднородность (третий слой), характеризуется наибольшими значениями действительных частей коэффициентов корреляции и отображается красно-оранжевыми оттенками цветов. (для вариантов 1 и 2 слой определился точно, для вариантов 3 и 4 искомый слой переместился на один уровень вверх, что также допустимо при качественной интерпретации МТ-данных), а по геометрии первого слоя можно определить расположение неоднородности в плане. При это обратим внимание, что с использованием коэффициентов корреляции, рассчитанных по МТ-полям, картина достаточно размытая – затруднено точное определение слоя, в котором располагается неоднородность.

Основной вывод, который можно сделать по результатам численных экспериментов 2017-2018 гг., состоит в том, что истокообразная аппроксимация позволяет оценить «геометрию» геоэлектрической структуры среды. При этом более отчетливую «геометрическую» картину геоэлектрической среды дают результаты истокообразной аппроксимации, где коэффициенты корреляции рассчитаны по импедансам. Также очевидно, что получаемый результат зависит от выбора процедурных параметров истокообразной аппроксимации: сопротивления вмещающего полупространства и сопротивления перемещаемого по нему элементарного объема. Поэтому актуальным остается вопрос определения критериев выбора этих параметров и способа интерпретации получаемых для них результатов аппроксимации.

Таблица 2. Примеры сопоставления результатов истокообразной аппроксимации (по компонентам комплекснозначных коэффициентов корреляции)

№	Параметры ИА, $O_{M,M}$	Послойное отображение действительных и мнимых частей коэффициентов корреляции, рассчитанных по значениям МТ- полей	Послойное отображение действительных и мнимых частей коэффициентов корреляции, рассчитанных по значениям компонент тензора импеданса
1	$\rho_{в.н.} = 10$ $\rho_{э.о.} = 50$		
2	$\rho_{в.н.} = 10$ $\rho_{э.о.} = 100$		

3
 $\rho_{6.n.} = 100$
 $\rho_{3.o.} = 200$



4
 $\rho_{6.n.} = 100$
 $\rho_{3.o.} = 1000$

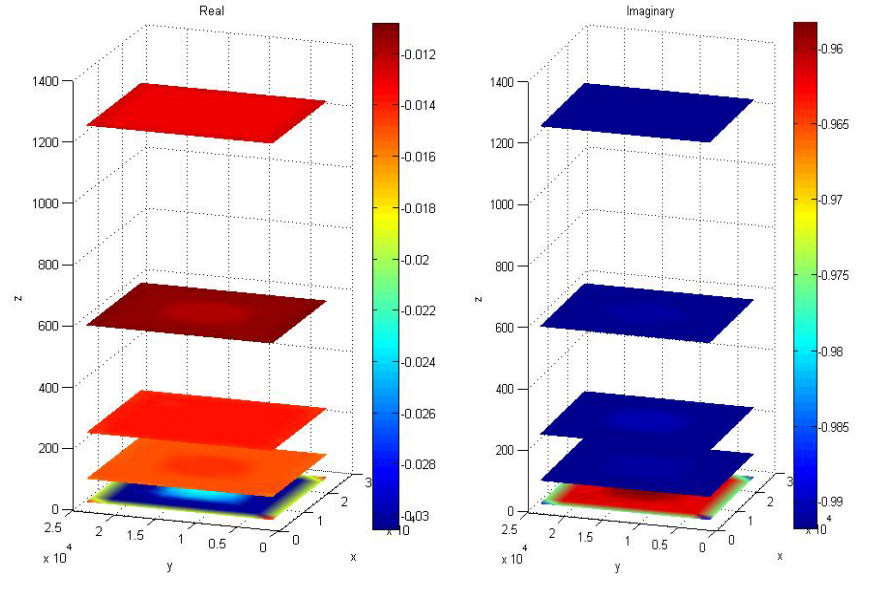
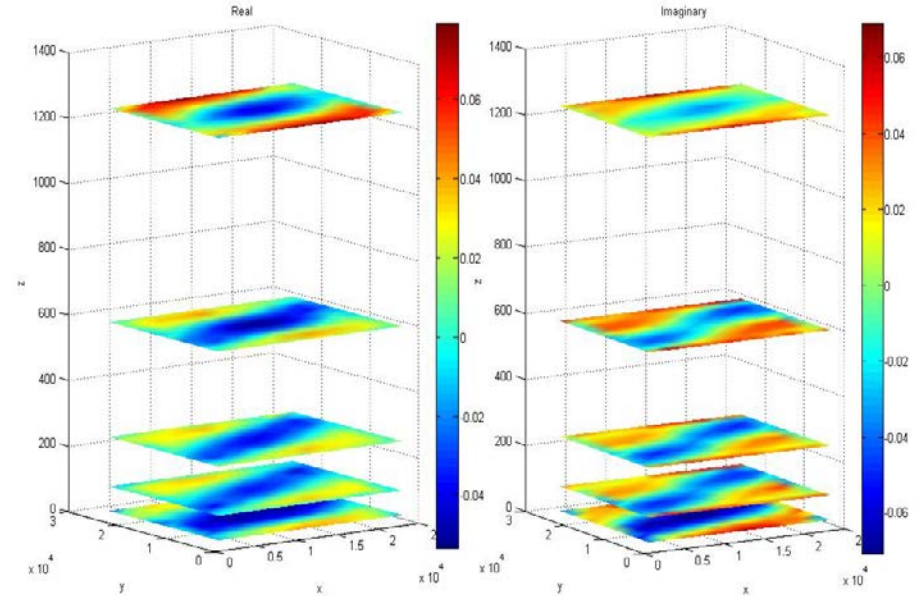
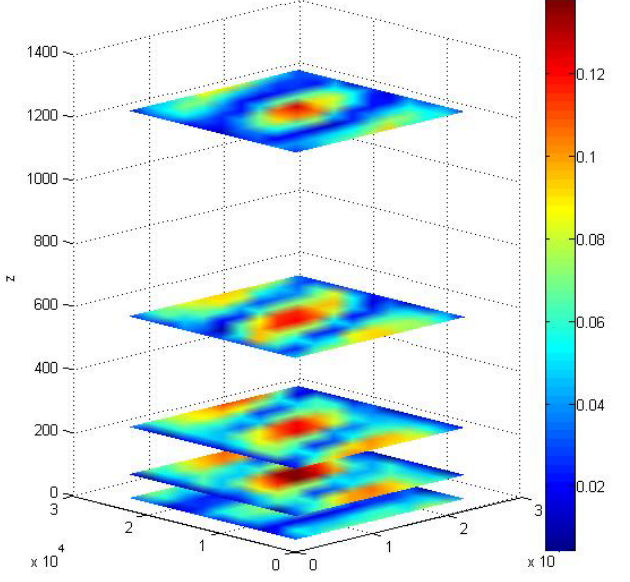
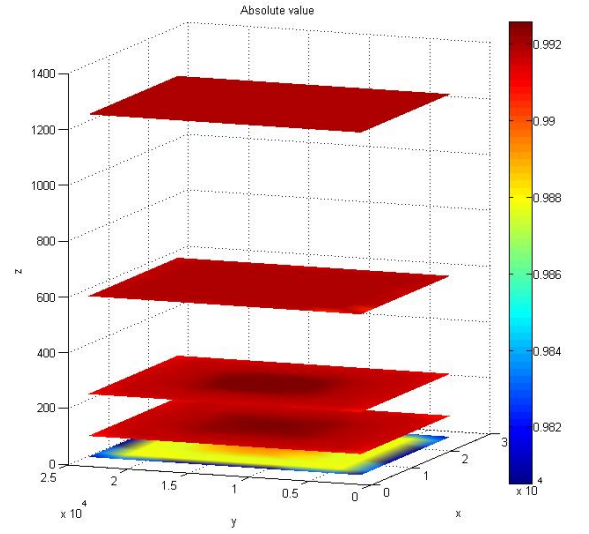
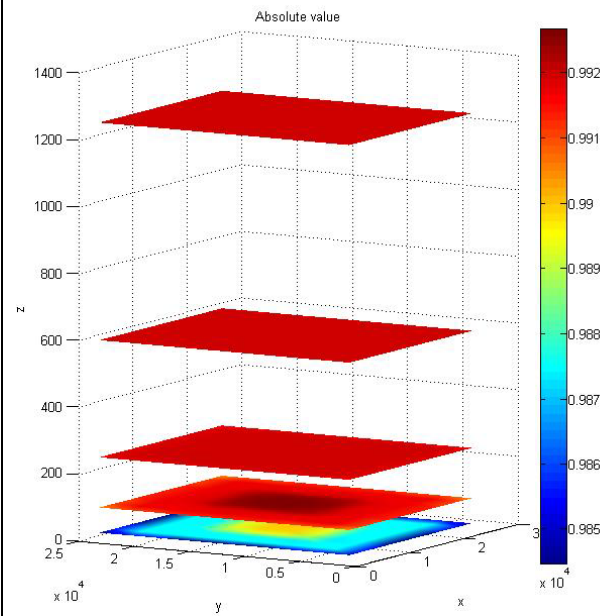
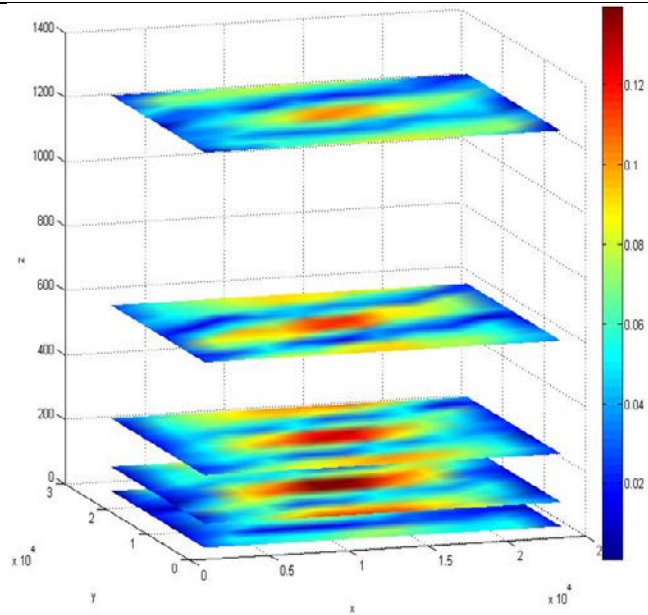


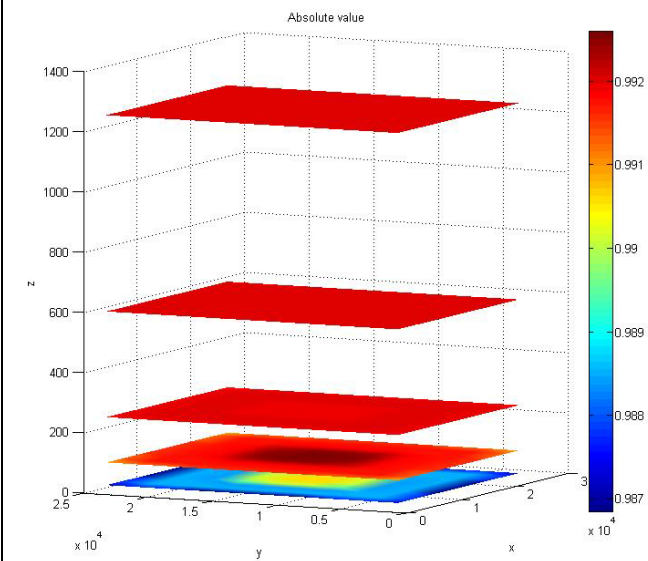
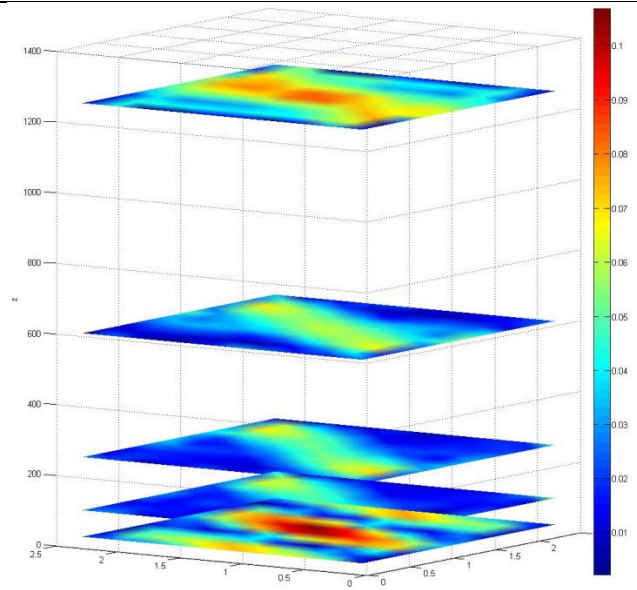
Таблица 3. Примеры сопоставления результатов истокообразной аппроксимации (по абсолютным значениям коэффициентов корреляции)

№	Параметры ИА, Ом·м	Послойное отображение абсолютных значений коэффициентов корреляции, рассчитанных по компонентам МТ-поля	Послойное отображение абсолютных значений коэффициентов корреляции, рассчитанных по компонентам тензора импеданса
1	$\rho_{в.н.} = 10$ $\rho_{э.о.} = 0,1$		

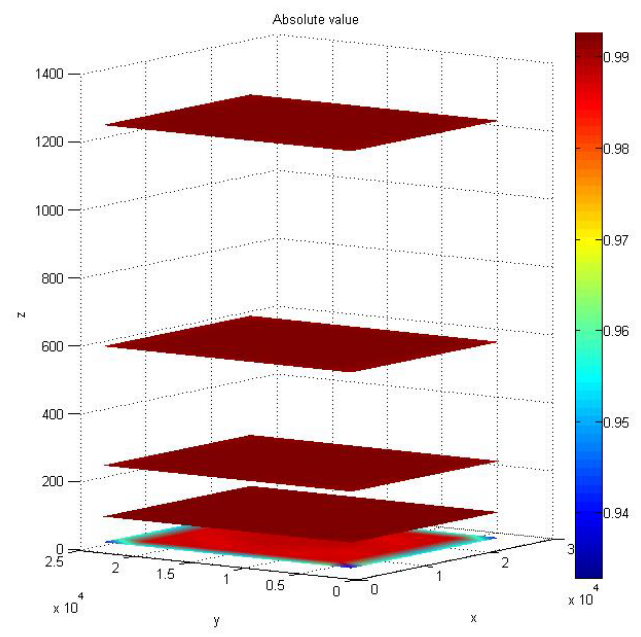
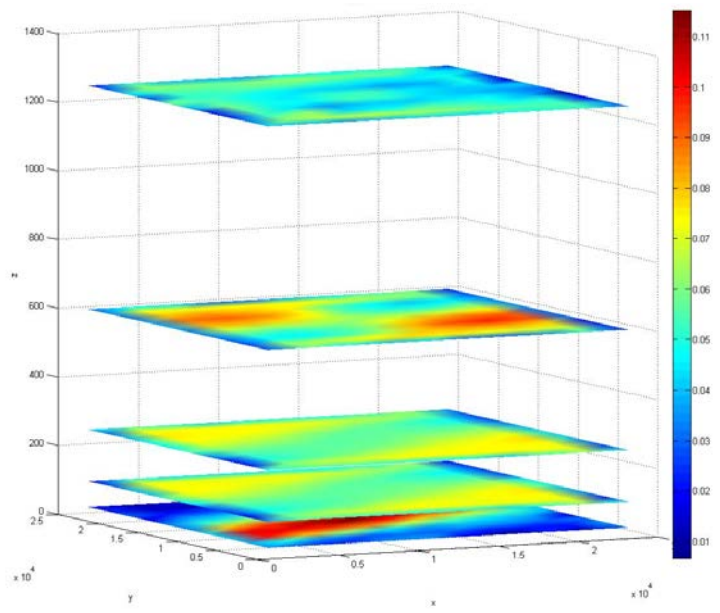
2
 $\rho_{6.n.} = 10$
 $\rho_{3.o.} = 1$



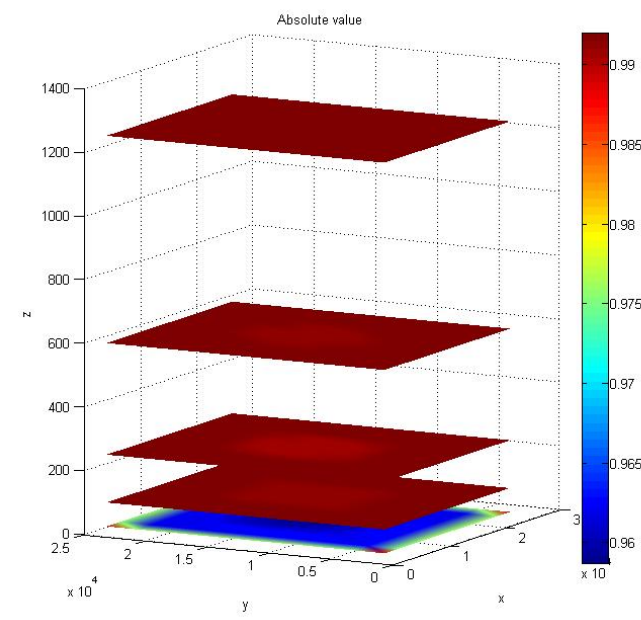
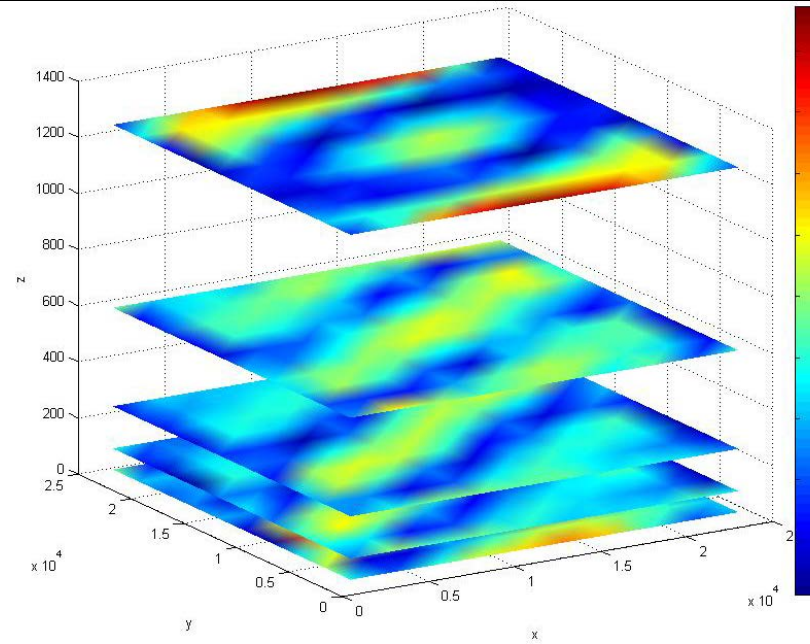
3
 $\rho_{6.n.} = 100$
 $\rho_{3.o.} = 10$



4 $\rho_{6.n.} = 1000$
 $\rho_{3.o.} = 100$



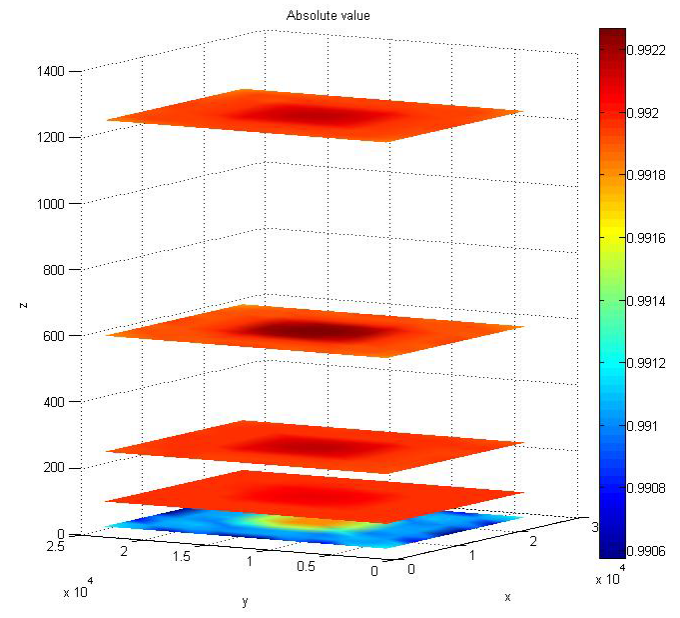
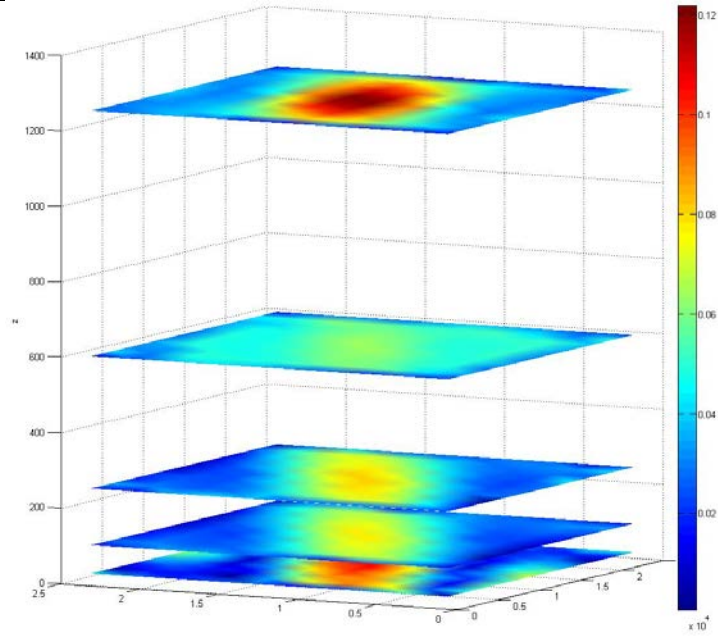
5 $\rho_{6.n.} = 1000$
 $\rho_{3.o.} = 1$



6

$$\rho_{6.n.} = 1000$$

$$\rho_{\text{э.о.}} = 500$$



6. Создание базы данных результатов обработки ретроспективных и текущих данных МТЗ по разделению электромагнитного поля по положению источников.

Обработка ретроспективных данных МТЗ по разделению электромагнитного поля по положению источников была продолжена для дополнения результатов работ, полученных в рамках выполнения проекта в 2017 году и создания соответствующей базы данных. Согласно методике по первому часу записи электромагнитного поля определялся магнитотеллурический импеданс геологической среды, который использовался для обработки данных ГМТЗ по каждому последующему часу. Затем вычислялся модуль вектора горизонтальных компонент электрического поля эндогенного происхождения с последующим осреднением по 5 точкам по часовым наблюдениям и по 100 точкам по частоте.

В результате обработки полевых записей ГМТЗ для пунктов 900, 903, 904, 905, 906, 911, 912, 913, 916, 917, 918, 919 (рис. 15) было выделено электромагнитное поле эндогенного происхождения и получено распределение энергии этого поля в пределах времени регистрации для всех частот зондирования. Также в рамках обработки текущих данных МТЗ по разделению электромагнитного поля по положению источников и дополнения базы данных была выполнена обработка 9-ти суточной записи, полученной в июле 2018 года в пункте 22 профиля Укок-2.

Ниже на рис. 16-20 в трехмерном графическом формате показаны результаты расчета энергетической характеристики электромагнитного поля эндогенного происхождения для отдельных пунктов ГМТЗ, полученные в 2018 году.

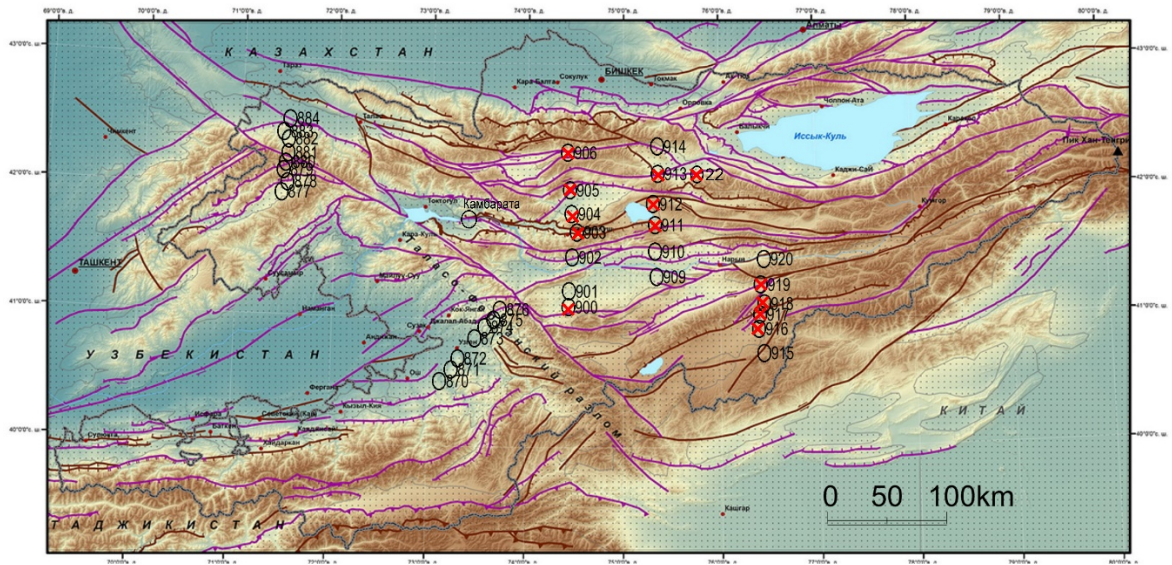


Рис. 15. Карта Центрального Тянь-Шаня с расположением пунктов МТЗ, для которых была выполнена обработка по разделению электромагнитного поля по положению источников.

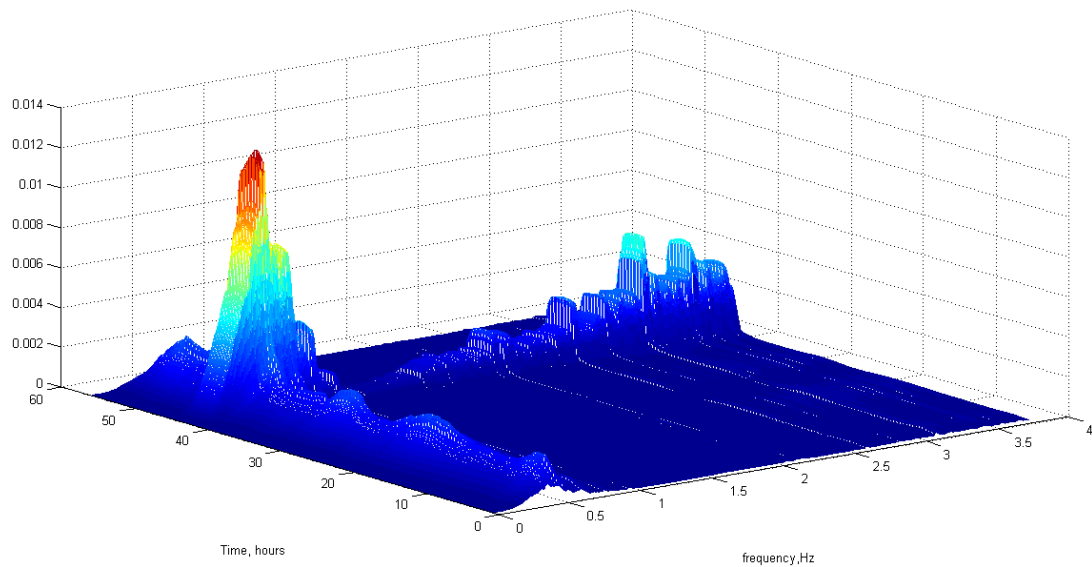


Рис. 16. Расчет энергетической характеристики электромагнитного поля эндогенного происхождения в трехмерном формате для пункта ГМТЗ 900.

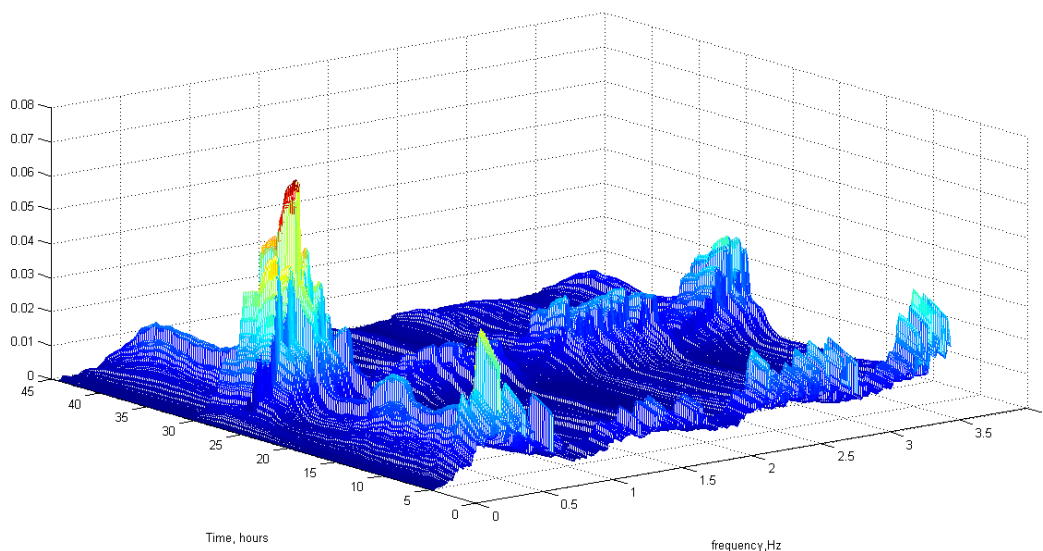


Рис. 17. Расчет энергетической характеристики электромагнитного поля эндогенного происхождения в трехмерном формате для пункта GMT3 905.

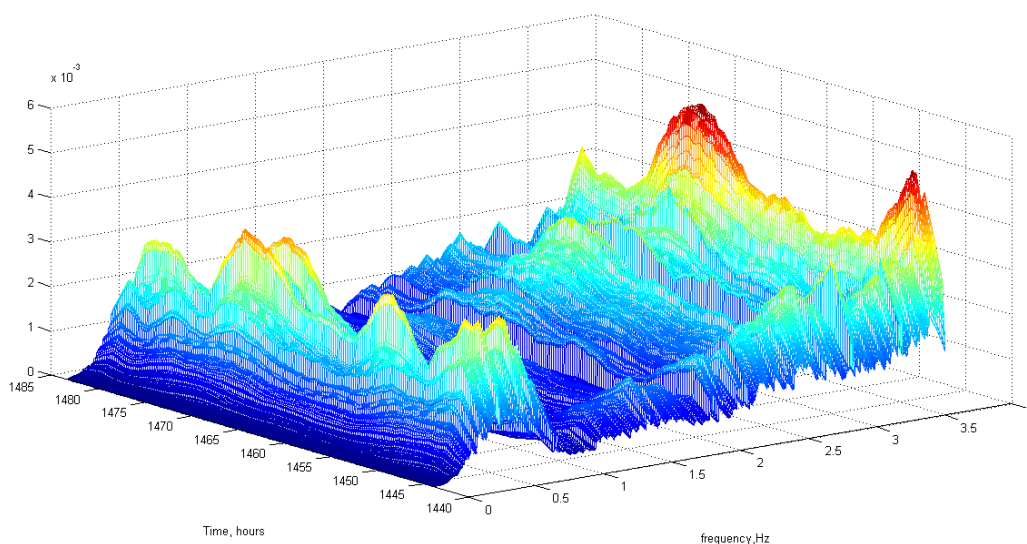


Рис. 18. Расчет энергетической характеристики электромагнитного поля эндогенного происхождения в трехмерном формате для пункта GMT3 912.

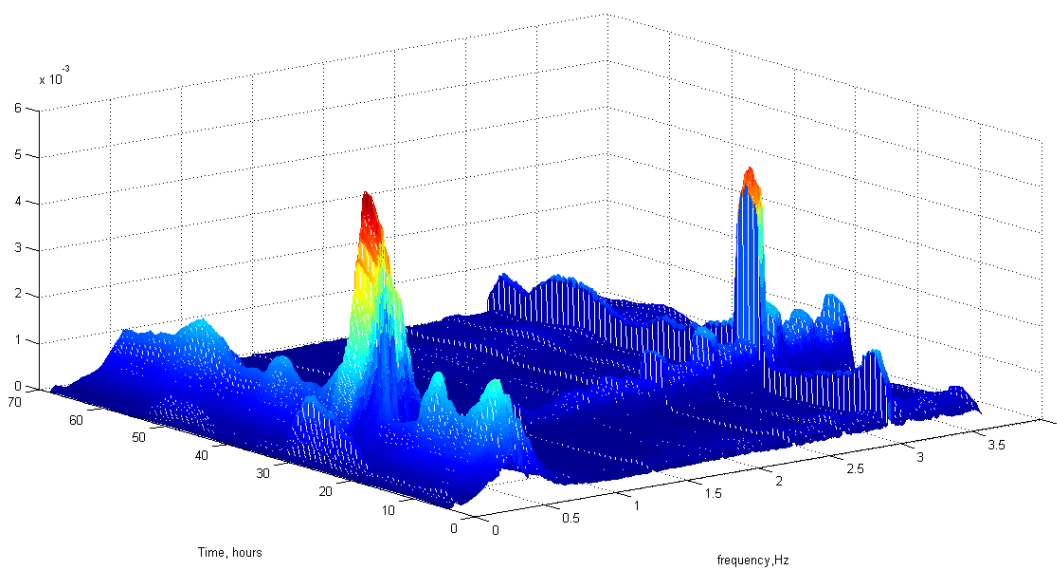


Рис. 19. Расчет энергетической характеристики электромагнитного поля эндогенного происхождения в трехмерном формате для пункта GMT3 916.

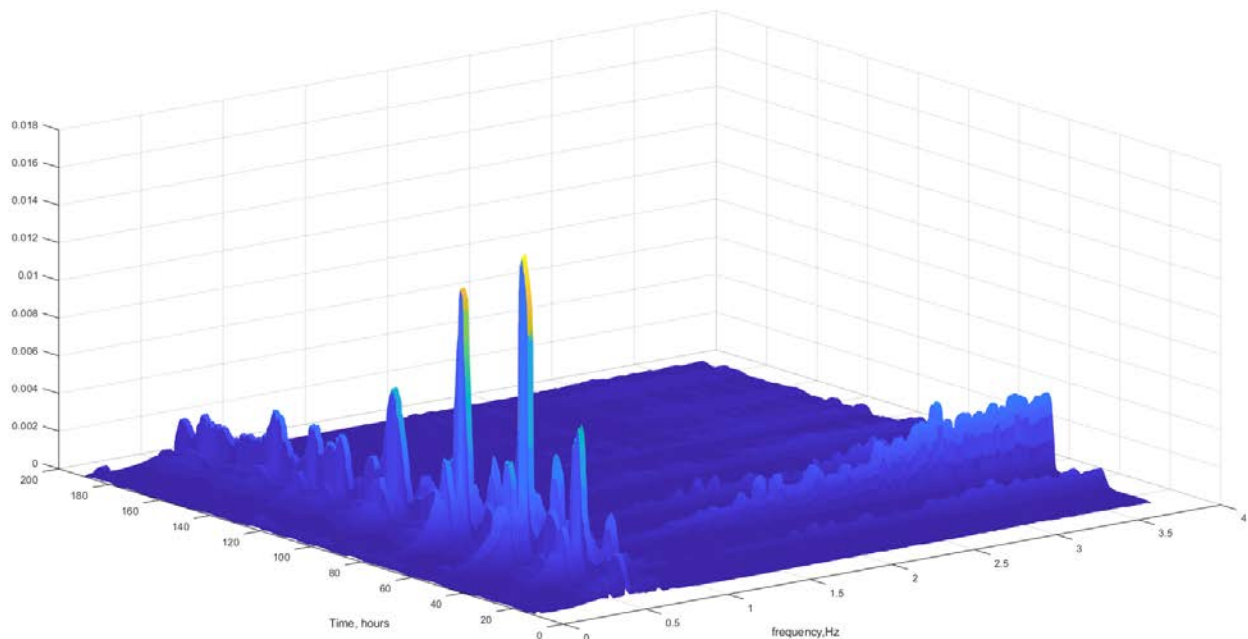


Рис. 20. Расчет энергетической характеристики электромагнитного поля эндогенного происхождения в трехмерном формате для пункта ГМТЗ 22 профиля Укок-2.

7. Сравнительный анализ динамики поведения сейсмического поля эндогенного происхождения, параметров электромагнитного поля эндогенного происхождения и лунно-солнечных приливов. Оценка причинно-следственных связей между поведением эндогенных компонент электромагнитного и сейсмического полей и деформацией лунно-солнечных приливов.

Сравнительный анализ динамики поведения сейсмического поля эндогенного происхождения, параметров электромагнитного поля эндогенного происхождения и лунно-солнечных приливов был проведен на основе материалов, полученных при проведении полевого эксперимента на мониторинговом пункте зондирования в Кочкорской впадине. Эксперимент заключался в одновременной непрерывной регистрации сейсмического поля с помощью градиентной установки и магнитотеллурического поля станцией Phoenix-5D в течение 8 суток.

Для расчета лунно-солнечных приливов использовалась программа TIDE_3.exe, с помощью которой можно построить ряды с учетом заданных координат и с определенным шагом дискретизации. В связи с тем, что градиентной установкой записываются файлы длительностью 1 час, то этот же отрезок времени брался для построения частотно-временных рядов кажущегося сопротивления и расчета лунно-солнечных приливов. В результате работы программы в файле TIDEALL.txt (лунно-суточные вариации) для каждого часа получаются четыре значения для кривой приливов: восточная компонента (A_u), северная компонента (A_v), вертикальная составляющая (A_n), модуль полного вектора (A). В основном рассчитываются полусуточные и суточные приливные волны для Земли с океаном и для твердой Земли (без учета океана). На рис. 21 показаны результаты полевого эксперимента. Существует устойчивая связь между анизотропией электрического сопротивления и энергетической характеристикой электромагнитного поля эндогенного происхождения. При сопоставлении полученных параметров с распределением сейсмичности, обращает на себя внимание факт приуроченности сейсмических событий к участкам с высокими градиентами вариаций кажущегося сопротивления и участкам спада энергетической характеристики.

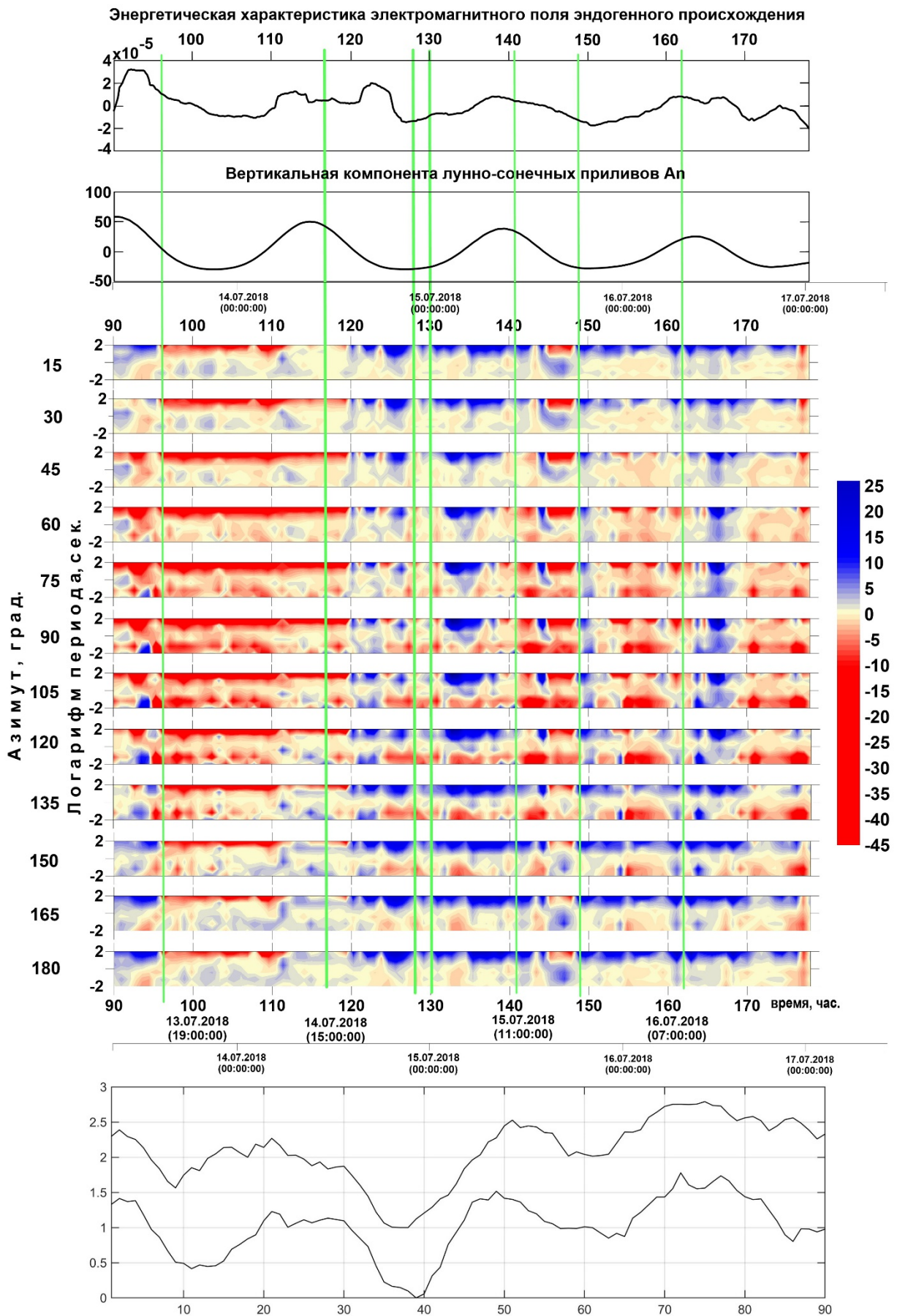


Рис. 21. Результаты сопоставления энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения, вариаций кажущегося сопротивления и вертикальной компоненты лунно-солнечных приливов

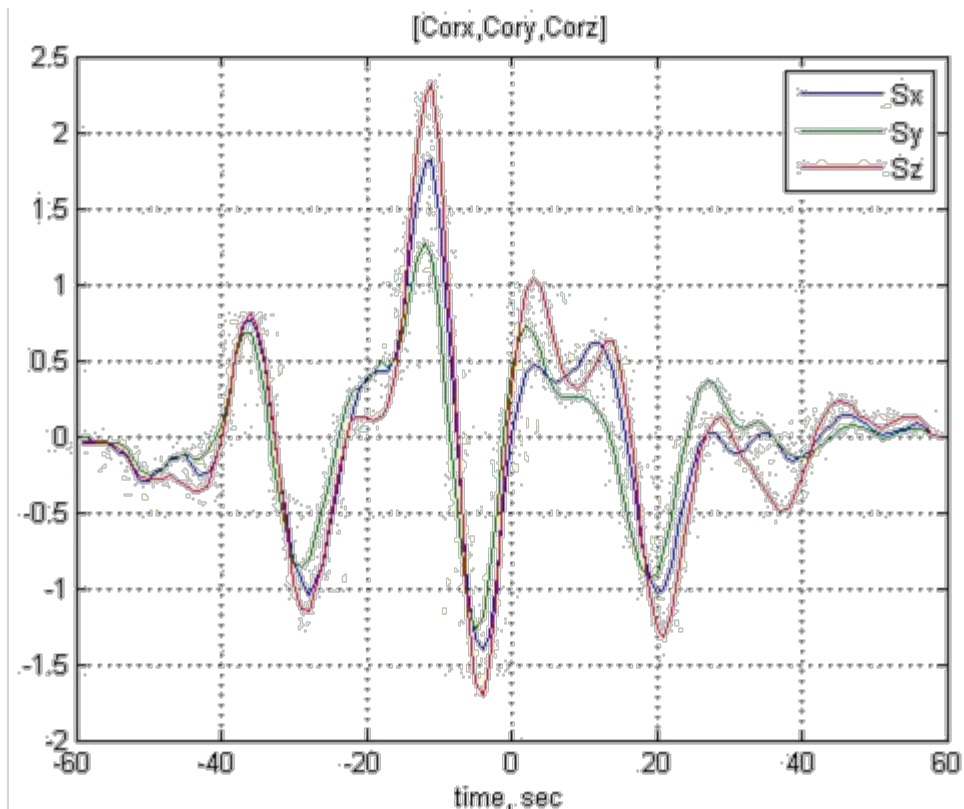


Рис. 22. Функция взаимной корреляции между лунно-солнечными приливами и энергетическими характеристиками сейсмического поля эндогенного происхождения на пункте Чон-Курчак (60 часов наблюдений).

Анализ графика функции взаимной корреляции (рис. 22) позволяет высказать гипотезу о причинно-следственной связи между лунно-солнечными приливами и энергетическими характеристиками сейсмического поля (ЭХСП) эндогенного происхождения. Установлено, что сначала меняется величина лунно-солнечных приливов, а затем с интервалом порядка нескольких часов меняется энергетическая характеристика сейсмического поля эндогенного происхождения.

Второй вывод можно сделать относительно характера связи, а именно, что ЭХСП связано с лунно-солнечными приливами через производную по времени от лунно-солнечных приливов.

Литература

1. Александров П.Н. Движущийся контролируемый источник электромагнитного поля в проводящей среде // Теория и практика интерпретации данных электромагнитных и геофизических полей, 16-19 сентября 1996 г., г. Екатеринбург. Тез. докл. Екатеринбург, 1996. С. 50.
2. Александров П.Н., Александров А.Н. Истокообразная аппроксимация в задачах сейсморазведки и электроразведки // Тезисы докладов IX ежегодной международной конференции и выставки «Гальперинские чтения 2009». Москва, ЦГЭ, 27-30 октября 2009. с.58-61.
3. Александров П.Н. К теории сейсмического и электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2009. № 2. Вып. 14. – с.49-58.
4. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-однородных сред. - М.: Недра, 1992. - 250с.

5. Бредов М.М., Румянцев В.В., Топтыгин И.Н. Классическая электродинамика. М.: Наука, 1985. 400 с.
6. Гершензон Н.И., Гохберг М.Б. О происхождении аномальных ультранизкочастотных возмущений геомагнитного поля перед землетрясением в Лома Приета (Калифорния). // Изв. РАН. Физика Земли. 1994. № 2. С. 19-24.
7. Интегралы и ряды / Прудников А.П., Брычков Ю.А., Маричев О.И. М.: Наука. Главная редакция физико-математической литературы, 1981. 800 с.
8. Камшилин А.Н., Казначеев П.А. Локальный измеритель тока - прибор для геоэлектрических измерений // Наука и технологические разработки. - М.: ИФЗ РАН. - 2017. - Вып. 1 (96). - С. 33-42.
9. Кондратьев О.К. Сейсмические волны в поглощающих средах. М.: Недра, 1986. 176 с.
10. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. - М.: Наука, 1970. - 720с.
11. Мамбетов Д.М. Электрические явления при адгезионном и когезионном разрушении твердых тел. Фрунзе: МекТВП, 1973. 136 с.
12. Механика разрушения горных пород / Отв. ред. Шемякин Е.И. М.: ИФЗ РАН, 1987. 217 с.
13. Светов Б.С. Электродинамические основы квазистационарной геоэлектрики. М.: ИЗМИРАН, 1984. 183 с.
14. Светов Б.С. Электромагнитный мониторинг сейсмотектонических процессов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 2. С. 99-116.
15. Сейсмический мониторинг земной коры / Отв. ред. А.В. Николаев. АН СССР, М.: ИФЗ, 1986. 289 с.
16. Симонов В.В., Палашенко Ю.А., Юнин Е.К. Разрушение горных пород при бурении скважин / М.: Недра, 1979. 115 с.
17. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
18. Хаврошкин О.Б. Некоторые проблемы нелинейной сейсмологии. - М.: ОФИЗ РАН, 1999.
19. Шамина О.Г., Понятовская В.И. Модельные исследования неоднородных и трещиноватых сред. М.: ИФЗ РАН, 1993. 179 с.
20. Alexandrov P.N. Matimathical model of electromagnetic field emission taking into account motion of the source // J. of earthquake prediction research, 1997. V. 6. № 4. P. 560-571.
21. Earthquake remote sensing frontierresearch seismo-electromagnetic phenomena in th lithosphere, atmosphere and ionosphere // Final report. March. 2001. Tokyo, Japan. 229 p.
22. Rodi, W.L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion / W.L. Rodi, R.L. Mackie // Geophysics. – 2001. – V 66. – P. 174-187.

Решение задачи о разделении сейсмического и электромагнитного полей по положению источников с целью выделения полей эндогенного происхождения.

Рабочая гипотеза. Формальная теория строится на физических представлениях об изучаемом физическом явлении, в рамках которых истолковываются результаты последующих исследований. Предлагаемая теория акустической эмиссии (АЭ) и электромагнитного излучения (ЭМИ), основанная на представлении о пространственной и временной дискретности их источников, сводится к следующему.

1. Поля АЭ и ЭМИ являются суперпозицией полей элементарных источников.

Последовательное появление в пространстве и во времени источников (источники появляются с временной задержкой в разных точках пространства), непосредственно связано с появлением движущихся источников, скорость перемещения которых (имеется в виду эффективная) может весьма существенно влиять на формирование полей АЭ и ЭМИ.

Движение источника означает зависимость его пространственных координат от времени. В качестве примера, рассмотрим однородное изотропное пространство с постоянными во времени электромагнитными параметрами - μ , σ (соответственно, магнитная проницаемость и удельная электропроводность). В квазистационарном случае компоненты векторов электромагнитного поля, электродинамические потенциалы будут удовлетворять уравнению вида

$$\nabla^2 \varphi - \mu \sigma \frac{\partial}{\partial t} \varphi = -F(x - x_0, y - y_0, z - z_0, t), \quad (1)$$

где x , y , z - пространственные координаты точки наблюдения, x_0 , y_0 , z_0 - пространственные координаты точки источника, t - время.

В случае движущегося источника его местоположение будет функцией времени $z_0 = z_0(t)$ (здесь и далее будем рассматривать движение источника только вдоль оси z , если не оговорено иное) и, аналогично потенциалам Льенарда-Вихерта [Бредов и др., 1985], решение уравнения (1) будет

$$\varphi = F * G, \quad (2)$$

где $*$ - оператор свертки по пространственным и временным переменным,

$$G = \frac{\left(\frac{\sigma\mu}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}}}{8\pi^{\frac{1}{2}}} e^{-\frac{\sigma\mu}{4t}r^2} - \text{функция Грина уравнения теплопроводности, } r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}.$$

Пусть источник описывается следующим образом:

$$F = \delta(x)\delta(y)\{\delta(z - z_0(t_1))\delta(t - t_1) - \delta(z - z_0(t_2))\delta(t - t_2)\},$$

$t_2 > t_1$, δ - дельта-функция Дирака.

Тогда решение (2) примет вид:

$$\varphi = G(x, y, z - z_0(t_1), t - t_1) - G(x, y, z - z_0(t_2), t - t_2),$$

или, при малых $\Delta t = t_2 - t_1$,

$$\varphi = \Delta t \left(\frac{\partial}{\partial t} G + v \frac{\partial}{\partial z} G \right),$$

где $v = \frac{z_0(t_2) - z_0(t_1)}{t_2 - t_1} = \frac{\Delta z}{\Delta t}$ - скорость перемещения источника.

Иначе говоря, появляется дополнительный источник электромагнитного поля, связанный с его движением. При увеличении числа источников n за постоянный интервал

времени $T = n \cdot \Delta t$ последнее выражение сводится к интегральной сумме и в пределе $\Delta t \rightarrow 0$, получим

$$\varphi = \lim_{\substack{\Delta t \rightarrow 0 \\ n \rightarrow \infty}} \Delta t \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial}{\partial t} G_i + v_i \frac{\partial}{\partial z} G_i \right) = \int_0^T \left(\frac{\partial}{\partial t} G + v \frac{\partial}{\partial z} G \right) d\tau = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^T G d\tau + \int_0^T v \frac{\partial}{\partial z} G d\tau,$$

$$t > T, G = G(x, y, z - z_0(\tau), t - \tau).$$

Анализ влияния скорости движения на создаваемое им электромагнитное поле показывает, что морфология функции φ резко меняется в зависимости от скорости перемещения источника [Александров, 1996; Alexandrov, 1997]. Затухание поля в пространстве слабее, чем для неподвижного (закрепленного) источника.

Отметим, что в случайной последовательности источников в пространстве и времени всегда можно выделить движущийся источник в указанном выше смысле.

2. Элементарный источник АЭ и ЭМИ связан с образующейся при разрушении трещиной, с механическими силами, сопровождающими появление трещин, и с зарядами, появляющимися на устье трещины и в процессе трения стенок трещины друг о друга, с проникновением проводящего флюида в полость трещины [Гершензон, Гохберг, 1994; Механика..., 1987; Шамина, Понятовская, 1993].

Процесс трещинообразования является наиболее мощным генератором собственного излучения Земли, поскольку каждая отдельная трещина создает наиболее мощный источник, как акустического, так и электромагнитного поля. Так, например, как следует из работы [Мамбетов, 1973], средняя величина разности электрических потенциалов, возникающая в результате появления электрических зарядов на противоположных сторонах трещины при ее образовании, достигает величин десятков киловольт. Другие процессы, например, флюидодинамические, также способны создавать свои поля, однако эти процессы требуют отдельного изучения и здесь не будут рассмотрены.

Не рассматривая конкретный механизм образования трещины, важно отметить, что она является источником и акустического и электромагнитного поля. Отличительной особенностью этого источника является появление трещин в разных точках геологической среды, что и формирует движущийся источник, скорость которого на несколько порядков может превосходить скорость раскрытия одной трещины, которая, как известно, не превышает скорости распространения упругих колебаний в горной породе [Соболев, 1993].

3. Элементарные источники АЭ и ЭМИ - источники импульсного типа, в котором содержится широкий спектр частот.

По данным работы [Симонов и др., 1979], время образования трещины порядка двух миллисекунд ($2 \cdot 10^{-3} \text{ с}$). За это время происходит разделение электрических зарядов за счет нарушения атомных связей и формирование источника упругого поля.

Вместе с предыдущими положениями данное представление приводит к формальному заданию элементарного источника как локальный и мгновенно действующий источник.

Отметим, что при сохранении в целом (за некоторый интервал времени) электрической нейтральности среды, образование электрических зарядов может приводить к локальному и мгновенному нарушению этого принципа. Действительно, из уравнений Максвелла следует, что в каждой однородной и изотропной области среды объемная плотность заряда q удовлетворяет уравнению [Светов, 1984]

$$\frac{\partial}{\partial t} q - \frac{\sigma}{\varepsilon} q = 0,$$

где ε - диэлектрическая проницаемость, из которого следует вывод о достаточно быстром исчезновении зарядов в проводящих средах в каждой точке пространства.

Скорость исчезновения зависит от отношения $\frac{\sigma}{\varepsilon}$. Если горная порода в окрестности трещины обладает разными величинами этих отношений в силу микронеоднородности, то и скорость исчезновения будет разной в разных точках околотрещинного пространства. В силу этого может появиться неравновесный баланс электрических зарядов.

4. Элементарные источники АЭ и ЭМИ связаны местоположением и ориентацией в пространстве.

При появлении трещины генерируется как электромагнитный, так и акустический импульс. При этом ориентация электрического источника, как электрического диполя, будет связана с ориентацией упругих сил, появляющихся при раскрытии трещины. Так, например, дисковая модель трещины отрыва приводит к коллинеарности вектора стороннего тока и упругой силы, в частности, ортогонально плоскости диска [Earthquake ..., 2001].

Поскольку амплитуда полей наиболее сильно зависит от физических параметров горной породы, окружающей источники АЭ и ЭМИ, то характеристика акустического и электромагнитного импульсов напрямую зависят от структурно-текстурного строения горной породы, в которой развивается процесс трещинообразования, и типом флюида, заполняющего поровое пространство. На качественном уровне, - наличие газа повышает амплитуду (интенсивность) АЭ и ЭМИ, наличие проводящего флюида занижает амплитуду АЭ и ЭМИ. Наличие вязкого непроводящего флюида уменьшает интенсивность АЭ и увеличивает интенсивность ЭМИ.

5. Электромагнитные параметры среды за время одного сеанса наблюдения АЭ и ЭМИ не меняются.

Под одним сеансом наблюдения будем понимать синхронное измерение полей АЭ и ЭМИ в разных точках пространства в течении времени T , ограниченного, с одной стороны, временем взаимодействия соответствующего поля импульсного происхождения с геологической средой (первые секунды), с другой – временем, когда изменениями физических параметров во времени нельзя пренебречь (первые часы).

В силу локальности источников это предположение вполне оправдано, поскольку для того чтобы появилась необходимость учитывать изменения макроскопических физических параметров среды необходимо достаточно долго наблюдать процесс разрушения среды. Кроме того, изменение физических параметров вследствие геодинамических процессов приводит к другой постановке проблемы и, как следствие, принципиально другой теории [Светов, 1992; Сейсмический ..., 1986].

6. Взаимодействие поля ЭМИ со сплошной средой подчиняется уравнениям Максвелла, АЭ - уравнениям теории упругости.

Физические свойства горных пород и малые амплитуды акустического и электромагнитного полей, распространяющихся в геологической среде, приводят к необходимости рассматривать ее как линейную диссипативную систему [Светов, 1984; Кондратьев, 1986].

Первичное поле источников АЭ и ЭМИ. Рассмотрим формирование первичных полей источников АЭ и ЭМИ, появляющихся в разных точках однородного и изотропного пространства, в разные моменты времени. Не уменьшая общности, представим поле φ ЭМИ или АЭ, с использованием преобразования Фурье по пространственным координатам x , y , z и времени t , в виде

$$\varphi = \varphi(x, y, z, t) = \sum_{j=1}^n I_j G(x - x_j, y - y_j, z - z_j, t - t_j) =$$

$$\sum_{j=1}^n I_j G(x - (\tilde{x} - \Delta x_j), y - (y - \Delta y_j), z - (\tilde{z} - \Delta z_j), t - (\tilde{t} - \Delta t_j)) =$$

$$\sum_{j=1}^n I_j \int \int \int \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{G}(k_x, k_y, k_z, \omega) e^{-i(k_x(x-\tilde{x})+k_y(y-\tilde{y})+k_z(z-\tilde{z})+\omega(t-\tilde{t}))} e^{i(k_x\Delta x_j+k_y\Delta y_j+k_z\Delta z_j+\omega\Delta t_j)} dk_x dk_y dk_z d\omega =$$

$$\int \int \int \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{G}(k_x, k_y, k_z, \omega) e^{-i(k_x(x-\tilde{x})+k_y(y-\tilde{y})+k_z(z-\tilde{z})+\omega(t-\tilde{t}))} \sum_{j=1}^n I_j e^{i(k_x\Delta x_j+k_y\Delta y_j+k_z\Delta z_j+\omega\Delta t_j)} dk_x dk_y dk_z d\omega,$$

где G - функция Грина соответствующей акустической или электродинамической задачи в пространственно-временной области (\tilde{G} - ее образ Фурье); I_j , x_j , y_j , z_j - соответственно, амплитуда и пространственные координаты элементарного источника АЭ или ЭМИ, появившегося в момент времени t_j в интервале времени наблюдения $T = n \cdot \Delta t$, Δt - интервал появления элементарных источников; \tilde{x} , \tilde{y} , \tilde{z} - средние значения пространственных координат элементарных источников, образующих один источник и появляющийся в некоторый момент времени $\tilde{t} \in [0, T]$, где, как и выше, T - интервал времени измерения полей АЭ и ЭМИ.

Отметим, что ω - частота, связанная с шагом дискретизации записи (который должен быть достаточно малым, чтобы восстановить форму отдельного импульса) и длительностью записи, а Δt - интервал следования импульсов в источнике. Поэтому условия $\omega\Delta t_j \ll 1$ всегда можно добиться, увеличивая время регистрации полей АЭ и ЭМИ.

Учитывая, что при разложении по плоским волнам область пространственных частот ограничена $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2 + k_z^2} \rightarrow 0$ (при измерениях вдали от источника), и полагая

$$\sum_{j=1}^n I_j = 0, \text{ получим}$$

$$\begin{aligned} \varphi(x, y, z, t) \approx & \int \int \int \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{G}(k_x, k_y, k_z, \omega) e^{-i(k_x(x-\tilde{x})+k_y(y-\tilde{y})+k_z(z-\tilde{z})+\omega(t-\tilde{t}))} \times \\ & \times i \left(k_x \sum_{j=1}^n I_j \Delta x_j + k_y \sum_{j=1}^n I_j \Delta y_j + k_z \sum_{j=1}^n I_j \Delta z_j + \omega \sum_{j=1}^n I_j \Delta t_j \right) dk_x dk_y dk_z d\omega = \\ & \frac{\partial G'}{\partial x} \sum_{j=1}^n I_j \Delta x_j + \frac{\partial G'}{\partial y} \sum_{j=1}^n I_j \Delta y_j + \frac{\partial G'}{\partial z} \sum_{j=1}^n I_j \Delta z_j + \frac{\partial G'}{\partial t} \sum_{j=1}^n I_j \Delta t_j = \\ & \Delta t \frac{\partial G'}{\partial x} \sum_{j=1}^n I_j \frac{\Delta x_j}{\Delta t} + \Delta t \frac{\partial G'}{\partial y} \sum_{j=1}^n I_j \frac{\Delta y_j}{\Delta t} + \Delta t \frac{\partial G'}{\partial z} \sum_{j=1}^n I_j \frac{\Delta z_j}{\Delta t} + \Delta t \frac{\partial G'}{\partial t} \sum_{j=1}^n I_j j = \\ & \Delta t \frac{\partial G'}{\partial x} \sum_{j=1}^n I_j v_x^j + \Delta t \frac{\partial G'}{\partial y} \sum_{j=1}^n I_j v_y^j + \Delta t \frac{\partial G'}{\partial z} \sum_{j=1}^n I_j v_z^j + \Delta t \frac{\partial G'}{\partial t} \sum_{j=1}^n I_j j, \end{aligned} \quad (3)$$

где положили $\Delta t_j = j\Delta t$; $G' = G(x - \tilde{x}, y - \tilde{y}, z - \tilde{z}, t - \tilde{t})$ и ограничились первыми двумя членами разложения экспоненты в ряд Тейлора.

Если источники АЭ и ЭМИ сосредоточены в одной пространственной точке, то $\Delta x_j = \Delta y_j = \Delta z_j = 0$. Положим амплитуды сосредоточенных источников случайными величинами, распределенными по нормальному закону с нулевым математическим ожиданием. Тогда дисперсия последнего слагаемого $\Delta t \sum_{j=1}^n I_j j = T \left(\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n I_j j \right)$ в последнем уравнении (3) будет равна [Интегралы ..., 1981]

$$D \left(\sum_{j=1}^n I_j j \right) = \frac{d}{n^2} \sum_{j=1}^n j^2 = \frac{d}{n^2} \frac{1}{6} n(n+1)(2n+1) \cong \frac{1}{2} dn,$$

где d - дисперсия последовательности случайных чисел I_j .

В общем случае, первые три слагаемых в (3) являются интегральными суммами и сходятся, при $\Delta t \rightarrow 0$ и $n \rightarrow \infty$, к интегралам вида

$$\lim_{\substack{\Delta t \rightarrow 0 \\ n \rightarrow \infty}} \Delta t \sum_{j=1}^n I_j v_x^j = \int_0^T I(\tau) v_x(\tau) d\tau,$$

$$\lim_{\substack{\Delta t \rightarrow 0 \\ n \rightarrow \infty}} \Delta t \sum_{j=1}^n I_j v_y^j = \int_0^T I(\tau) v_y(\tau) d\tau,$$

$$\lim_{\substack{\Delta t \rightarrow 0 \\ n \rightarrow \infty}} \Delta t \sum_{j=1}^n I_j v_z^j = \int_0^T I(\tau) v_z(\tau) d\tau,$$

где v_x , v_y , v_z - скорости перемещения элементарного источника, соответственно, вдоль координатных осей x , y , z относительно центральной точки с координатами \tilde{x} , \tilde{y} , \tilde{z} .

Таким образом, в пространственной области для не сосредоточенных источников АЭ и ЭМИ суммарный сигнал на низких частотах будет пропорционален сумме пространственных и временной производных передаточной функции среды.

Рассмотренная модель локального лавинообразного процесса трещинообразования соответствует лавинно-неустойчивой модели подготовки землетрясения [Соболев, 1993]. При этом случайный сигнал собственного излучения Земли, составленный из причинных сигналов (в результате чего имеется сдвиг фаз $\omega\Delta t_j$), приводит к обогащению низкочастотной части спектра сигнала АЭ и ЭМИ. Следовательно, источники АЭ и ЭМИ могут сформировать низкочастотный сигнал даже при большом количестве самих элементарных излучателей, появляющихся в единицу времени.

Вопросы разделения электромагнитного поля по положению источников в методе магнитотеллурического зондирования были подробно рассмотрены в годовом отчете 2017 года. В настоящем отчете рассмотрено разделение сейсмического поля по положению источников на основе определения направления распространения сейсмических волн.

Очевидно, что в задаче геофизического мониторинга современных геодинамических процессов очень важно дополнить электромагнитные исследования изучением сейсмического поля эндогенного происхождения, поскольку в процессе трещинообразования (необратимые геодинамические процессы [Соболев, 1993]) генерируются источники как электромагнитного, так и сейсмического поля. Для практической реализации задачи выделения сейсмического поля эндогенного происхождения предлагается использовать градиентную измерительную установку, изображенную на рис.2.

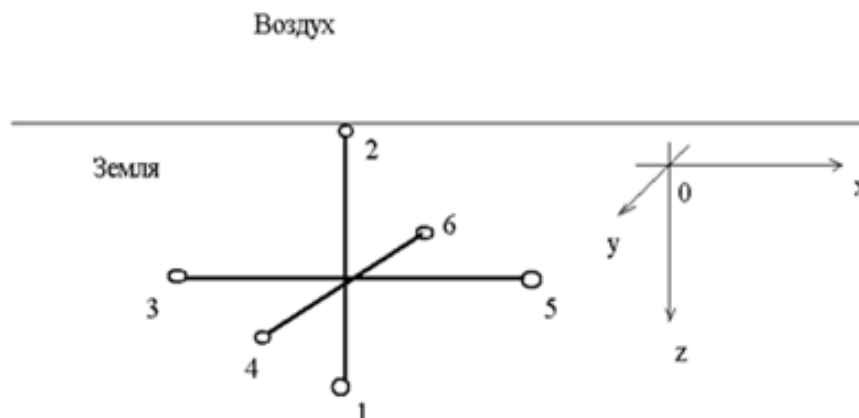


Рис. 2. Градиентная измерительная установка – принципиальная схема расположения датчиков сейсмического поля (трехкомпонентных сейсмоприёмников). Расстояние между датчиками, соединенными прямыми линиями, составляет 1м. Ось x направлена на север.

Такое расположение сейсмоприемников позволяет вычислить градиент сейсмического поля, который, в свою очередь, дает возможность определить направление распространения упругой волны. Распространение сейсмического поля характеризуется отслеживанием некоторой особенности волнового поля, например, некоторого значения амплитуды. Пусть задано поле $f(x, y, z, t)$, распространяющееся в среде. Приравняем эту функцию пространственных координат x , y , z и времени t константе $f(x, y, z, t) = const(x, y, z, t)$. В этом случае появляется сложная функция вида $\tilde{f}(x(t), y(t), z(t), t)$, любая производная от которой будет равна нулю. Продифференцируем эту функцию по времени

$$\frac{d}{dt} \tilde{f}(x(t), y(t), z(t), t) = 0 = \frac{\partial \tilde{f}}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial t} + \frac{\partial \tilde{f}}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial \tilde{f}}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial \tilde{f}}{\partial t} = \text{grad} \tilde{f} \cdot \mathbf{v} + \frac{\partial \tilde{f}}{\partial t}$$

Последнее уравнение будет всегда выполняться, если положить вектор скорости упругой волны \mathbf{v} равным

$$\mathbf{v} = -\mathbf{i} \frac{\frac{\partial \tilde{f}}{\partial t}}{\frac{\partial \tilde{f}}{\partial x}} - \mathbf{j} \frac{\frac{\partial \tilde{f}}{\partial t}}{\frac{\partial \tilde{f}}{\partial y}} - \mathbf{k} \frac{\frac{\partial \tilde{f}}{\partial t}}{\frac{\partial \tilde{f}}{\partial z}}, \quad (4)$$

где \mathbf{i} , \mathbf{j} , \mathbf{k} - орты декартовой системы координат, $\tilde{f} = \{S_x, S_y, S_z\}$ - любая компонента вектора смещения $\mathbf{S} = \mathbf{i}S_x + \mathbf{j}S_y + \mathbf{k}S_z$.

Отсюда направление распространения волны \mathbf{n} будет определяться выражением $\mathbf{n} = \frac{\mathbf{v}}{|\mathbf{v}|}$.

Этот же результат можно получить, учитывая, что скорость определяется производными пространственных координат по времени $\mathbf{v} = \mathbf{i} \frac{\partial x}{\partial t} + \mathbf{j} \frac{\partial y}{\partial t} + \mathbf{k} \frac{\partial z}{\partial t}$. С использованием дифференцирования сложной функции [Корн, 1970], например

$\frac{\partial x}{\partial t} = -\frac{\frac{\partial \tilde{f}}{\partial t}}{\frac{\partial \tilde{f}}{\partial x}}$, вектор скорости можно найти из последнего выражения для вектора скорости вида (4).

Выделение сейсмического поля эндогенного происхождения осуществлялось на основе выявления сигналов упругих волн, распространяющихся субвертикально вверх. Очевидно, что в регистрируемый сигнал приходят волны не только от эндогенных источников, но и отраженные сейсмические поля от других источников, в том числе поверхностных. Однако, в силу большой длительности измерений, эти поля полагались малыми и их влияние на конечных результат обработки данных градиентных установки не рассматривалось.

Градиентная установка позволяет вычислить ротор, дивергенцию и деформацию упругого поля. Эти величины могут быть вычислены с использованием этой установки только в случае использования трехкомпонентных сейсмоприемников. Они позволяют провести анализ поперечных, продольных волн и тензора деформаций упругого поля,

соответственно. Ротор упругого поля, характеризующий поперечные волны, вычисляется по формуле

$$\operatorname{rot}\mathbf{S} = \mathbf{R} = \mathbf{i}\left(\frac{\partial}{\partial y}S_z - \frac{\partial}{\partial z}S_y\right) + \mathbf{j}\left(\frac{\partial}{\partial z}S_x - \frac{\partial}{\partial x}S_z\right) + \mathbf{k}\left(\frac{\partial}{\partial x}S_y - \frac{\partial}{\partial y}S_x\right) = \mathbf{i}R_x + \mathbf{j}R_y + \mathbf{k}R_z,$$

который удовлетворяет уравнению $\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \mathbf{R} - \operatorname{rot}\mathbf{F} = \mu \nabla^2 \mathbf{R}$. Продольные волны характеризуются дивергенцией упругого поля, которая вычисляется по формуле

$D = \operatorname{div}\mathbf{S} = \frac{\partial}{\partial x}S_x + \frac{\partial}{\partial y}S_y + \frac{\partial}{\partial z}S_z$, и будет удовлетворять уравнению

$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} D - \operatorname{div}\mathbf{F} = (\lambda + \mu) \nabla^2 D$, где \mathbf{F} - вектор сторонних объёмных сил; ρ - удельная плотность среды; λ , μ - упругие параметры Ламе.

В перспективе, эти величины будут исследоваться на предмет определения задержки по времени прихода продольных и поперечных волн.

Приложение 2.

Текст программы обработки сейсмических данных: фильтрация сейсмического поля по направлению распространения, выделение субвертикально распространяющихся волн, корреляция с лунно-солнечными приливами.

```
clc; clear;
%DAT=[];
ddd=dir;
cdd = struct2cell(ddd); char(cdd(1,:));
[mf,nf]=size(cdd);
Cxyz=[];
for j=1:nf,
    N=char(cdd(1,j));
    np=find(N==' ');
    %find(N=='_')
    if (max(size(N(np+1:max(size(N))))==3) && (max(size(N(1:np)))>10),
    if N(np+1:np+3)=='mat',
    disp(N)

eval(['load ',N]);
NNch=[1:18];

[md,nd]=size(DATA);
T=(DATA(1,4:7:nd)*60*60+DATA(1,5:7:nd)*60+DATA(1,6:7:nd));
T=T-T(1);
figure(2); clf; plottime(DATA(:,7:7:nd),NNch,T);
title(N);
xlabel('Time, sec'); ylabel('Chanel, Number');

%DATA(:,1:6)

C=DATA(1:6,7:7:nd); dt=3600/max(size(C));
[Vxx,Vyx,Vzx,Cx,nX]=DirectWaveX(C,dt);
%x2=mean((mean(Cx).^2)*dt);
x2=sum((sum(Cx.^2))*dt);

C=DATA(7:12,7:7:nd); dt=3600/max(size(C));
[Vxy,Vyy,Vzy,Cy,nY]=DirectWaveY(C,dt);
%y2=mean((mean(Cy).^2)*dt);
y2=sum((sum(Cy.^2))*dt);

C=DATA(13:18,7:7:nd); dt=3600/max(size(C));
[Vxz,Vyz,Vzz,Cz,nZ]=DirectWaveZ(C,dt);
%z2=mean((mean(Cz).^2)*dt);
z2=sum((sum(Cz.^2))*dt);

[x2,y2,z2]
Cxyz=[Cxyz;[x2,y2,z2]]

[C0,D]=RotorDiv(DATA(:,7:7:nd),dt)
pause(1)
%DAT=[DAT,DATA(18,7:7:7*2000)'];
else end
```



```

else end
end

%nt=max(size(DAT)); DATs=[[1:2000]*dt,DAT];
%save('data.txt','DATs','-ascii')

pause(1)

figure(9); clf; plot(Cxyz); grid
Cxyz=Cxyz-(diag(mean(Cxyz))*ones(size(Cxyz)))'
figure(10); clf; plot(averag(Cxyz',3)); grid
title('Energie of seismic fild - mean'); xlabel('Time, hours')

% ЧОН-КУРЧАК Расчет приливов
M = importdata('Chon-Kurchak.P1')
P=M.data(:,2:7)
[mp,np]=size(P);
Pp=P
[mp,np]=size(Pp);

load pp
figure(49); clf; plottime(Pp');
figure(50); clf; plot(Pp); grid

%%P=Pp(:,1)-mean(Pp(:,1))
P=Pp(:,2)-mean(Pp(:,2));
%%P=Pp(:,3)-mean(Pp(:,3));
P=Pp(:,4)-mean(Pp(:,4));
%P=Pp(:,5)-mean(Pp(:,5));
%%P=Pp(:,6)-mean(Pp(:,6));
figure(500); clf; plot(P); grid; xlabel('Time,clock'); title('Lunar-solar tides (minus average)');

%Tt=[-60-3:60+3];
Tt=[-60+1:60-1]

Corx=xcorr(P,Cxyz(:,1))
figure(51); clf; plot(Tt,Corx); grid;
figure(151); clf; plot(unwrap(angle(fft(Corx)))); grid;

Cory=xcorr(P,Cxyz(:,2))
figure(52); clf; plot(Tt,Cory); grid;
figure(152); clf; plot(unwrap(angle(fft(Cory)))); grid;

Corz=xcorr(P,Cxyz(:,3))
figure(53); clf; plot(Tt,Corz); grid;
figure(153); clf; plot(unwrap(angle(fft(Corz)))); grid;

figure(55); clf; plot(Tt,[Corx,Cory,Corz]); grid; xlabel('time, sec');
title(['Corx,Cory,Corz']);
hleg1 = legend('Sx','Sy','Sz');

return

```