

ОПЫТ МАГНИТОВАРИАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В АРКТИКЕ В ЛАПТЕВОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

© 2020 г. С. С. Старжинский^{1,*}, В. М. Никифоров¹, А. Йошикава²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

²Международный центр науки о космической погоде и образования, университет Кюсю, г. Фукуока, Япония

*E-mail: starjinsky_ss@mail.ru

Поступила в редакцию 23.01.2018 г.

После доработки 03.07.2019 г.

Принята к публикации 31.10.2019 г.

В статье представлены результаты магнитовариационных зондирований в двух пунктах: на обсерватории “Тикси” и о. Котельный, в Лаптевоморском регионе Арктики и их 3D-инверсия с использованием программы ModEM. В полученных в результате инверсии моделях проводящие неоднородности представлены в районах обоих пунктов вплоть до глубин 200 км в районе обсерватории и до 100 км под островом Котельный. При этом геоэлектрические неоднородности модели в районе обсерватории наиболее контрастны и объемны, в то время как под островом они более локальны. Отмечается корреляция между положением этих неоднородностей в обоих пунктах и особенностями геолого-геофизического строения региона. Показано, что применяемый алгоритм обработки данных позволяет исключить влияние полярного электроджета, что обеспечивает возможность изучения геоэлектрического строения региона магнитовариационным методом.

Ключевые слова: полярный электроджет, геоэлектрическое строение региона, магнитовариационный метод.

DOI: 10.31857/S0002333720020106

ВВЕДЕНИЕ

Во время выполнения международного проекта “210°-ый Магнитный Меридиан” (210° MM), продолженного затем в проектах “Circum-pac Pacific Magnetometer Network (CPMN)” и “MAGnetic Data Acquisition System (MAGDAS)” был получен большой объем цифровых записей вариаций геомагнитного поля вдоль меридиана от северного полюса до южного [Yumoto, 1996; Yumoto, 2001; Yumoto, 2006]. Несколько станций располагались в полярных областях России. Непрерывная регистрация вариаций в широкой полосе периодов осуществлялась с помощью феррозондовых магнитометров с чувствительностью 0.1 нТ и частотой дискретизации по времени 1 Гц, ориентированных по магнитному меридиану. Мы обратились к этим записям, чтобы оценить возможность их использования для выполнения магнитовариационного зондирования в российских областях Арктики. В этом регионе действовали три станции в пунктах обсерватория “Тикси” (ТИК, 71.59° N, 128.78° E), о. Котельный (КТН, 75.94° N, 137.71° E), п. Чокурдах (СНД, 70.62° N, 147.89° E), представленных на рис. 1.

Магнитотеллурические (МТ) и магнитовариационные (МВ) исследования в полярных районах

имеют долгую историю. Так, в 70-х годах прошлого века они выполнялись в глубоководных областях Северного Ледовитого океана с дрейфующего льда на полярных станциях [Трофимов, 1974; 1979; Фонарев, 2009; Волкомирская, 1978]. Большой объем МТ и МВ исследований был выполнен в эти же годы в Канадском секторе Арктики [Niblett, 1974; DeLaurier, 1974]. Здесь исследования были выполнены на обширной площади как на островах, так и со льда.

Пожалуй, первые высококачественные результаты МТ зондирований в полярной области были получены в Восточной Антарктике [Wannamaker, 2004]. Здесь на профиле, включающем 10 пунктов наблюдений, были получены записи вариаций в диапазоне периодов 0.01–1000 с. Это позволило с учетом всех ранее полученных требований к обработке данных построить кривые удельного кажущегося сопротивления (УКС) с высокой точностью и произвести их инверсию для оценки геоэлектрического строения разреза. Аналогичные успешные МТ и МВ исследования были выполнены на острове Десепшен (Deception Island), находящемся между Антарктикой и Южной Америкой [Pedrera, 2012] на активном вулкане. В этом же районе, в Восточной Антарктике, индийские

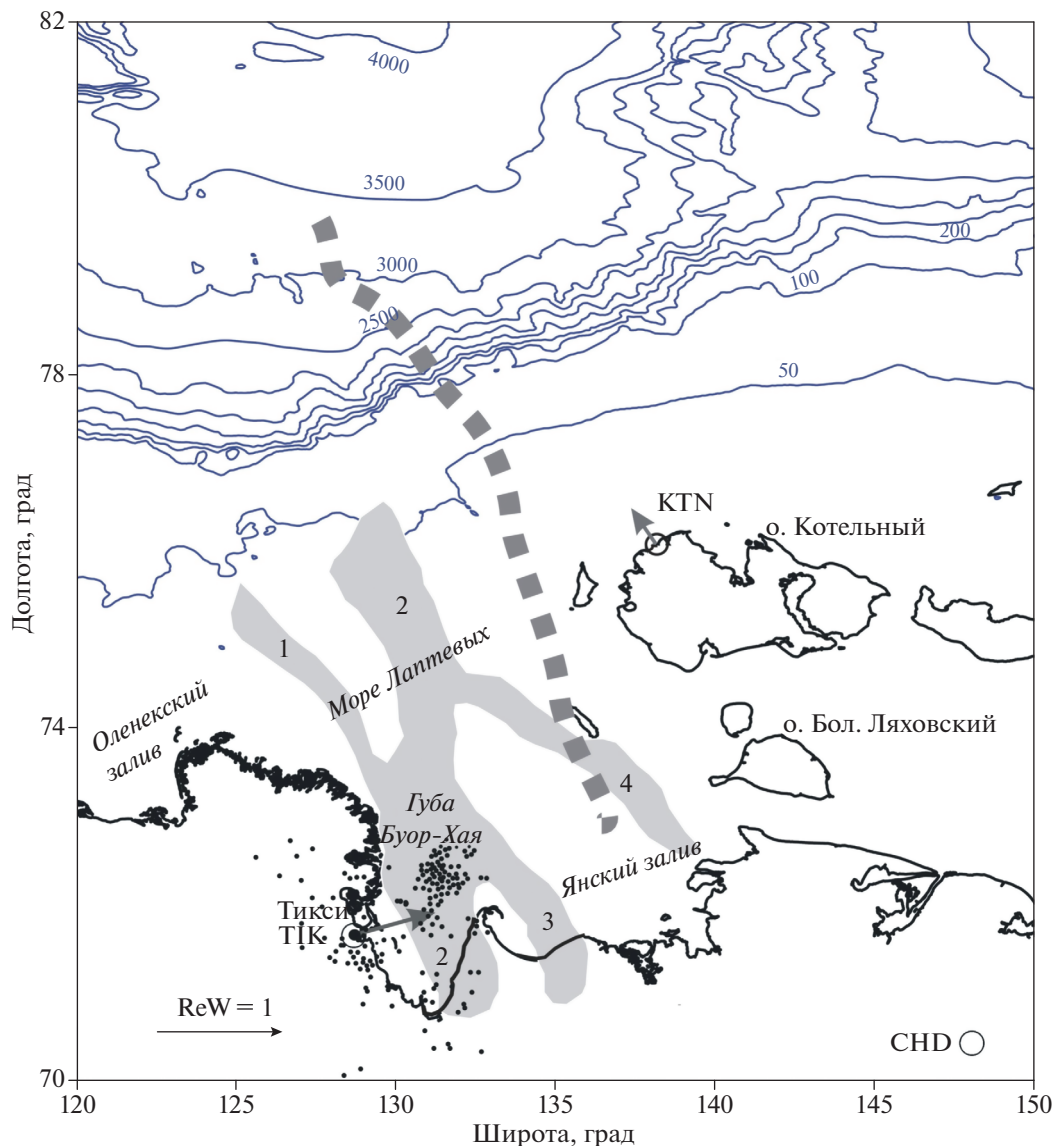


Рис. 1. Карта исследуемого района с эпицентрами местных землетрясений (точки) по работе [Имаев, 2004], реальными индукционными стрелками на периоде 100 с и расположением рифтов (области, закрашенные серым цветом) по работе [Грамберг, 1990]: 1 – Усть-Ленский рифт; 2 – Омолойский рифт; 3 – Усть-Янский рифт; 4 – Широстонский рифт. Серыми кубиками показано продолжение зоны сейсмичности спредингового хребта Гаккеля на шельфе моря Лаптевых. Глубины моря в м.

ученые успешно применили МТ технику для исследования геоэлектрического строения региона [Murthy, 2013]. В Арктике на острове Шпитцберген и западной Гринландии также опробовались современные модификации МТ аппаратуры и алгоритмов обработки данных [Века, 2015; Lauritsen, 2016]. Наиболее подробное и детальное исследование возможностей МТ и МВ зондирования в полярных областях было проведено во время эксперимента “BEAR” (1998–2002 гг.) по изучению геоэлектрического строения Балтийского щита на основе синхронной регистрации МТ поля в 49 пунктах в течение 2-х мес. При этом

анализировались возможности робастных алгоритмов обработки синхронных данных [Варенцов, 2003; 2003а] и моделировалось влияние полей полярных токовых систем, рассчитываемых на основе модели IZMEM, на МТ и МВ передаточные операторы [Левитин, 2007]. Исследования показали, что передаточные операторы, получаемые в результате обработки экспериментальных данных, отражают реальный геоэлектрический разрез. Эффект источника для различных конфигураций токовых систем в ионосфере над горизонтально-слоистым разрезом рассматривался в работе [Viiljanen, 1999]. При наличии движущего

ся источника поля его эффект ослабляется [Hermann, 1978]. В работе [Dmitriev, 1979] было показано, что линейные связи между компонентами МТ поля выполняются и в случае линейного изменения компонент поля с расстоянием.

Таким образом, выполненные в последние годы исследования и МТ и МВ эксперименты в полярных областях Земли подтвердили возможность применения методов магнитотеллурики в этих регионах для изучения геоэлектрического строения среды во всем диапазоне геомагнитных вариаций. Это открывает новые возможности для применения пассивных, мобильных методов МТ и МВ зондирования в труднодоступных областях Арктики, где в последние годы выполняются нефтепоисковые работы на новых площадях. К тому же в связи с глобальным потеплением и деградацией ледяного покрова в Арктике наблюдается интенсификация потоков метана из недр Земли. Для локализации областей разгрузки метана и поиска нефтяных месторождений немаловажным является изучение геоэлектрического строения как верхних, так и нижних (глубже 10 км) этажей разреза. В этом отношении Лаптевоморский регион, характеризующийся интенсивным рифтогенезом и рассеянной сейсмичностью на продолжении спредингового хребта Гаккеля, является одним из мало изученных геофизическими методами районов Российской Арктики, особенно это относится к исследованию глубинного геоэлектрического строения региона МТ и МВ зондированиями. Подобные исследования позволят изучить характер геоэлектрического разреза Лаптевоморского региона, располагающегося в зоне коллизии двух литосферных плит Североамериканской и Евразийской. Для восполнения этого пробела и оценки возможностей этих методов в Арктике ниже будут представлены результаты МВ зондирования, выполненных в прибрежной части континента и на острове в море Лаптевых.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Для того чтобы убедиться, что программа обработки данных дает устойчивые и надежные результаты в полярной области, где регистрируемое поле отличается от модели плоской вертикально падающей волны из-за влияния электроджета, для обработки выбирались различные интервалы времени. Эти интервалы отличались динамикой поля электроджета, возмущенностью геомагнитного поля и положением аврального овала относительно пункта регистрации, что наиболее отчетливо проявляется в дневные (06–18) и ночные (18–06) часы местного времени. Необходимо было принять во внимание и то обстоятельство, что вариации трех компонент H_x, H_y, H_z геомагнитного поля регистрировались феррозондовым магнитометром с чувствительностью 0.1 нТ, ко-

торой явно недостаточно для надежной регистрации вариаций в короткопериодной области в спокойной геомагнитной обстановке. Учитывая невысокое качество данных, осложненных помехами, производились дополнительные расчеты для получения устоячивых результатов. Для обработки были выбраны данные за 2002 г. в максимуме солнечной активности, за 2008 и 2011 гг. вблизи ее минимума. На выбор также влияло и то, что не всегда подходящие данные без пропусков имелись на всех трех пунктах регистрации. Данные с дискретностью $dt = 1$ мин представлены в Интернете и были взяты с сайта http://stdb2.stelab.nagoya-u.ac.jp/mm210/1-min_data/ на временных интервалах 1–3 мес. Данные с дискретностью $dt = 1$ с и длительностью 6 дней за 2011 г. ранее были доступны в Интернете и были там скопированы. Данные за 2002 г. на заранее определенных временных интервалах были предоставлены японскими учеными. Все данные были представлены в двоичном формате и перекодировались нами в текстовый формат с помощью, имеющейся у нас со времени участия в проекте 210° ММ программы.

ОБРАБОТКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В частотной области между компонентами геомагнитных вариаций H_x, H_y, H_z выполняется линейная связь вида:

$$H_z = AH_x + BH_y, \quad (1)$$

где коэффициенты A и B – комплексные величины. Комплексный вектор \mathbf{W} , составленный из коэффициентов A и B :

$$\mathbf{W} = A\mathbf{j} + B\mathbf{k}, \quad (2)$$

где \mathbf{j} и \mathbf{k} – реальные направляющие векторы по осям x и y соответственно, называются вектором Визе–Паркинсона или типпером. Если рассматривать выражение (1) как скалярное произведение двух комплексных векторов: вектора \mathbf{W} и вектора

$$\mathbf{H}_h = H_x\mathbf{j} + H_y\mathbf{k}, \quad (3)$$

тогда выражение (1) можно записать в виде:

$$H_z = \mathbf{W}\mathbf{H}_h. \quad (4)$$

Учитывая, что модуль вектора, например, \mathbf{H}_h выражается как $|\mathbf{H}_h|^2 = \mathbf{H}_h\mathbf{H}_h^*$ и, умножая обе части (4) на $(\mathbf{W}\mathbf{H}_h)^*$, где знак * означает комплексное сопряжение, получим:

$$|H_z| = |\mathbf{W}||\mathbf{H}_h|. \quad (5)$$

Из (5) можно выразить модуль типпера $|\mathbf{W}|$ как

$$|\mathbf{W}| = (A_r^2 + A_i^2 + B_r^2 + B_i^2)^{1/2} = \frac{|H_z|}{|H_h|}. \quad (6)$$

В выражении (6) нижние индексы r и i обозначают реальные и мнимые части комплексного числа. Таким образом, модуль типпера обозначает отношение модуля вертикальной компоненты вариации к модулю горизонтальной компоненты. В данном случае он является инвариантом, т.е. не зависит от ориентации системы координат. При этом фаза типпера определяется как

$$\Phi_w = 0.5 \arctg \frac{\text{Im}(A^2 + B^2)}{\text{Re}(A^2 + B^2)}. \quad (7)$$

Для представления результатов МВ исследований вводятся реальный $\text{Re } \mathbf{W}$ и мнимый $\text{Im } \mathbf{W}$ индукционные вектора (индукционные стрелки), определяемые как

$$\text{Re } \mathbf{W} = -A_r \mathbf{j} - B_r \mathbf{k}, \quad (8)$$

$$\text{Im } \mathbf{W} = -A_i \mathbf{j} - B_i \mathbf{k}. \quad (9)$$

Здесь в выражениях (8) и (9), в отличие от определения Визе, знаки инвертированы. В этом случае реальная индукционная стрелка указывает на области с высокой электрической проводимостью. Поведение мнимой индукционной стрелки гораздо сложнее и труднее поддается простой интерпретации. Обычно при представлении результатов МВ работ величины и направления стрелок вычерчиваются на картах для выбранного периода вариации. В нашем исследовании будут использоваться графики зависимостей углов ориентации реальной α_r и мнимой α_i стрелок от периода. Углы определяются как

$$\alpha_r = \arctg \frac{-B_r}{-A_r} \quad (10)$$

и

$$\alpha_i = \arctg \frac{-B_i}{-A_i} \quad (11)$$

на интервале $0-2\pi$. Положительные значения углов отсчитываются от направления на север (от оси x) по часовой стрелке. При первичной качественной интерпретации будут использоваться модуль типпера и углы ориентации индукционных стрелок. Наличие минимума на зависимостях модуля типпера от периода указывает на наличие проводящего слоя в геоэлектрическом разрезе [Бердичевский, 2009], а ориентация индукционных стрелок определяет положение проводящей неоднородности в горизонтальной плоскости относительно пункта измерений. Для того, чтобы оценить к какому типу геоэлектрических разрезов 1D, 2D, 3D относится исследуемый

разрез, рассчитывалась асимметрия типпера (Tipper Skew) как

$$Sk = 2 \frac{A_r B_i - A_i B_r}{|\mathbf{W}|}. \quad (12)$$

При выполнении 3D-инверсии интерпретационных параметров МВ исследований будут использоваться значения коэффициентов A и B на различных задаваемых периодах вариаций.

Для оценки вышеопределенных интерпретационных параметров была использована несколько модифицированная программа, ранее описанная в работе [Старжинский, 2004]. Она включает следующие операции: удаление линейного тренда из данных, коррекцию частотной характеристики каналов в высокочастотной области, расчет спектров трех компонент по алгоритму быстрого преобразования Фурье (БПФ), выполнение полосовой фильтрации в частотной области путем умножения спектров компонент на частотную характеристику полосового гауссовского фильтра, получение оценок функций множественной, частной и обычной когерентностей. После обратного преобразования Фурье рассчитывались огибающие и фазы узкополосного аналитического сигнала во временной области и вычислялись коэффициенты A и B на заданном временном отрезке, скользящем по реализации. В завершение производилась робастная селекция рассчитанных коэффициентов с использованием медианных оценок и селекция по шести значениям рассчитанных функций когерентностей. Величины A и B вычислялись как по методу наименьших квадратов по данным на выбранном временном интервале, так и по двухточечной схеме, когда использовались значения компонент H_x, H_y, H_z в уравнении (1) в два различных момента времени, разнесенных на варьируемый временной интервал. Оказалось, что при использовании робастной селекции эти два подхода дают практически одинаковый результат. Максимальная длина входных последовательностей составляла 6 сут, при интервале дискретизации $dt = 1$ с. В длиннопериодной области использовались децимированные реализации, длительность которых измерялась месяцами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Из трех выше упомянутых пунктов регистрации вариаций в полярной области наилучшие результаты по обработке были получены для obs. "Тикси". В пункте Чокурдах из-за большого разброса оценок вообще не удалось построить ни одного сколько-нибудь приемлемого графика. Лучшие результаты были получены для пункта о. Котельный. Поэтому при дальнейшем изложении будем использовать только результаты, полученные в пунктах ТИК и КТН.

Так как чувствительность используемых феррозондовых магнитометров не обеспечивает надежную регистрацию короткопериодных вариаций в спокойной геомагнитной обстановке, мы провели расчеты по реализациям, полученным в магнитовозмущенных и спокойных условиях. Целью этих расчетов было выяснение возможности получения оценок типперов в высокочастотной области для освещения верхних слоев геоэлектрического разреза. Для этого в сентябре—ноябре 2011 г. из записей, полученных на обс. “Тикси”, были выбраны две реализации в возмущенные дни и две в спокойные. Интервалы времени определялись по значениям k_p -индексов, взятых для этого времени с сайта: <http://swdwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html> за сентябрь—ноябрь 2011 года. Две реализации в возмущенные дни на временных отрезках 09—14.09.2011 г. и 26.09.—01.10.2011 г. (реализации 1 и 2) характеризовались суммарными трехчасовыми k_p -индексами за 6 дней 145 и 144 соответственно. В то время как в спокойные дни на временных интервалах 19—24.09.2011 г. и 10—14.10.2011 г. (реализации 3 и 4) суммарные k_p -индексы были равны 42 и 31 соответственно. Расчеты модулей типперов на этих временных интервалах показали, что в возмущенные дни оценки типперов по реализациям 1 и 2 совпадают на всем диапазоне периодов от 20 до 10^4 с. В спокойной геомагнитной обстановке оценки типперов по реализациям 3 и 4 на длинных периодах совпадали с результатами, полученными по реализациям 1 и 2. В то время как в области коротких периодов из-за низких значений когерентностей программа не рассчитывает типперы. При некотором понижении критериев отбраковки по значениям когерентностей в этом случае получаем заниженные оценки. Из анализа результатов следует, что для получения оценок типперов в высокочастотной области необходимо выбирать реализации при высокой возмущенности геомагнитного поля. А так как эта возмущенность в максимуме солнечной активности будет больше, то эти годы будут наиболее благоприятны для МВ исследований. Руководствуясь такими соображениями, расчет оценок типперов производился по записям геомагнитных вариаций, полученным в 2002 г. вблизи максимума солнечной активности и выбранных в возмущенные дни с суммарным k_p -индексом за шесть дней ≈ 175 . Из этих реализаций выбирались короткие отрезки записей длительностью в половину суток, полученные в дневные и ночные часы. По ним также рассчитывались оценки типперов для выяснения возможного влияния на их значения изменения положения электроджета относительно пункта наблюдений. Так, в ночные часы южная кромка полосы авроального овала опускается до широт ≈ 66 — 68° N, а днем

поднимается выше широт ≈ 75 — 77° N в зависимости от магнитной возмущенности (см. <http://www.swpc.noaa.gov>) и, таким образом, в продолжение суток авроальный овал располагается как над выбранными пунктами, так и вне их пределов. Несмотря на то, что в этом случае используются реализации с почти на порядок меньшей длительностью, ответственной за несколько больший разброс, оценки типперов ложатся в области оценок, полученных по полным реализациям. При этом дневные и ночные оценки практически не отличаются друг от друга, хотя дневное и ночное положение авроального овала относительно точек наблюдений существенно меняется. Аналогичные результаты были получены в Эфиопии при исследовании возможного влияния поля источника, в данном случае экваториального электроджета, на результаты МТ исследований [Samrock, 2015].

Рассчитанные в результате зависимости модулей типпера и ориентационных углов индукционных стрелок от периода вариаций, зарегистрированных на временных интервалах вблизи максимума солнечной активности и в магнитно-возмущенные дни, приведены на рис. 2. Результаты приводятся в географической системе координат. Значения модулей типпера в пункте КТН монотонно возрастают с увеличением периода, а в пункте ТИК на периоде ≈ 20 с присутствует минимум на кривой, что указывает на проводящий слой в верхней части геоэлектрического разреза. Ориентация реальной индукционной стрелки в пункте КТН практически не меняется с изменением периода и составляет $\approx 35^\circ$ на СЗ, т.е. примерно перпендикулярно континентальному склону, удаленному здесь от пункта наблюдений на расстояние около 300 км. Положение реальной индукционной стрелки на периоде 100 с приведено на рис. 1. Мнимая индукционная стрелка на этом периоде имеет противоположное направление, приближаясь к реальной стрелке на коротких и длинных периодах. Аналогично ведет себя и реальная индукционная стрелка и в пункте ТИК на длинных периодах, т.е. ее ориентация постоянна, но в этом случае она отлична от ориентации таковой на пункте КТН. Здесь величина реальной стрелки несколько больше, чем в пункте КТН, и, начиная с периода ≈ 60 с, ее ориентация постоянна и составляет угол $\approx 75^\circ$ на СВ. Как видно из рис. 1, реальная индукционная стрелка здесь практически перпендикулярна западному берегу губы Буор-Хая. Мнимая стрелка на периоде около 400 с направлена противоположно реальной, приближаясь к ориентации последней на коротких и длинных периодах. На этом пункте в короткопериодной области при уменьшении периода увеличивается величина модуля типпера и резко меняется ориентация реальной стрелки, приближаясь к азимуту $\approx 210^\circ$ на ЮЗ. Такое поведение стрелки предпо-

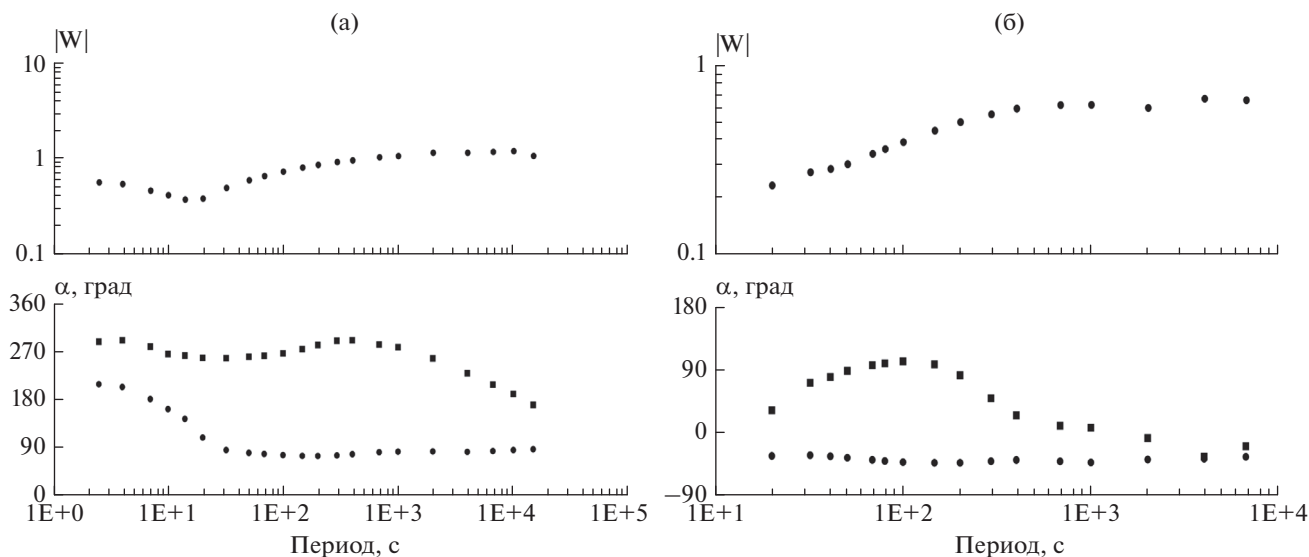


Рис. 2. Графики зависимостей от периода вариаций модулей типпера $|W|$ и азимутов α реальных (точки) и мнимых (кубики) индукционных стрелок для пунктов ТИК (а) и КТН (б).

лагает нахождение проводящей неоднородности в верхней части разреза на ЮЗ от пункта ТИК.

3D-ИНВЕРСИЯ ТИППЕРОВ

Рассчитанные по (12) значения асимметрии типпера изменяются с изменением периода и находятся в пределах 0.3–0.5 для пункта КТН и 0.0–0.4 для пункта ТИК, и разрезы в пунктах можно характеризовать как 2D/3D и применить 3D-инверсию типперов. Для выполнения этой операции была использована программа трехмерного моделирования методом конечных разностей Mod3D, разработанная в Орегонском университете США [Egbert, 2012; Kelbert, 2014] и успешно применяемая в различных геологических обстановках для инверсии профильных и площадных МТ экспериментов [Samrock, 2015; Tietze, 2013; 2015; Patro, 2008; 2011; Kuhn, 2014]. Программа ModEM решает регуляризованную обратную задачу нелинейным методом сопряженных градиентов, минимизируя функционал Φ

$$\Phi(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = \mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})) + \nu (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (13)$$

посредством минимизации расхождений как в данных, так и моделях для получения оптимальной модели разреза. Здесь \mathbf{m} матрица модели разреза, оптимально удовлетворяющая матрице данных \mathbf{d} , в данном случае экспериментальным зависимостям $A(f)$, $B(f)$, $\mathbf{C}_d = \text{diag}(1/e_i^2)$ – диагональная матрица, содержащая значения обратные квадрату ошибок данных: $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ – матрица решений прямой задачи для модели \mathbf{m} ; \mathbf{m}_0 определяет априорную

стартовую модель разреза, а ν регуляризирующий параметр, \mathbf{C}_m есть трехмерный сглаживающий и масштабирующий оператор. Для оценки качества (оптимальности), получаемой на каждой итерации решения задачи модели разреза, рассчитывается нормированное на ошибку в данных среднеквадратическое отклонение (СКО), определяемое как

$$\text{СКО} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(d_i^{\text{obs}} - d_i^{\text{pred}})^2}{e_i^2}}, \quad (14)$$

где: d_i^{obs} , d_i^{pred} – наблюдаемые и рассчитанные (предсказанные) типперы для модели разреза соответственно; e – ошибка в наблюдаемых типперах. Здесь суммирование ведется по всем пунктам измерений и всем периодам, на которых рассчитаны типперы. Программа реализуется на быстродействующих многопроцессорных системах, что позволяет рассчитывать сложные модели геоэлектрических разрезов. Входными данными программы могут быть все компоненты импедансной матрицы или ее главные элементы, типперы, горизонтальные МВ отклики, главные элементы матрицы кажущегося сопротивления и его фазы, определяемые на использованной области периодов. Значения импедансов и типперы могут совместно подаваться на вход программы. В качестве априорной (стартовой) модели разреза задается трехмерная матрица удельных электрических сопротивлений (УЭС), обычно однородное полупространство, включающее море или иные области с фиксированными электрическими сопротивлениями, которые могут менять или сохранять значения в процессе инверсии, что опреде-

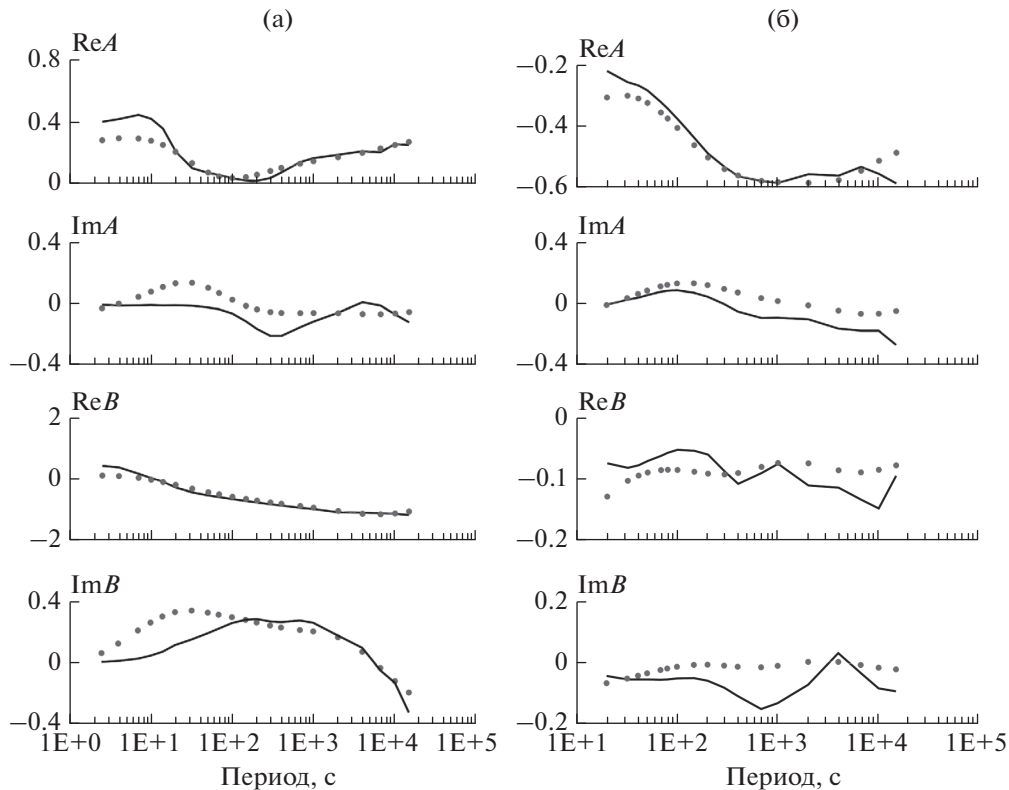


Рис. 3. Реальные и мнимые части экспериментальных типперов (линии) и типперов результирующей модели геоэлектрического разреза (точки) для пунктов ТИК (а) и КТН (б).

ляется входными данными. Также задаются параметры сглаживания, начальное значение параметра регуляризации и характер его изменения в итерациях, максимальное количество итераций и другие параметры.

В расчетах использовались только типперы. В нашем случае имеются наблюдения в двух точках и к тому же разнесенных на расстояние около 600 км. Поэтому мы применили 3D-инверсию типперов по одной точке в пунктах ТИК и КТН. Все расчеты выполнялись с использованием оборудования ЦКП “Дальневосточный вычислительный ресурс” ИАПУ ДВО РАН на многопроцессорном вычислительном кластере IRUS17 (<https://www.cc.dvo.ru>). На обоих пунктах размерность сетки была $60 \times 60 \times 53$ ячеек по осям x , y , z соответственно, без учета ячеек в верхнем полупространстве. Ось x модельной сетки была направлена по меридиану на север в пункте ТИК, вдоль которого простирается западный берег губы Буор-Хая и по азимуту 35° на СЗ в пункте КТН, т.е. в направлении реальной индукционной стрелки в этом пункте. Начало модельной системы координат помещалось в пункте измерений. В горизонтальной плоскости в центральной части сетки размером 40×40 ячеек размер ячейки был 10×10 км и к краям сетки он увеличивался в

геометрической прогрессии со знаменателем 1.24, что определило область моделирования $\approx 1184 \times 1184$ км. По оси z вниз размер первой ячейки был задан 50 м и увеличивался с глубиной в геометрической последовательности со знаменателем 1.2. Стартовые модели разреза задавались однородным полупространством с УЭС $\rho = 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. В пункте ТИК, пренебрегая влиянием на результат мелководья губы Буор-Хая, где глубины составляют первые метры, море не включалось в стартовую модель. В пункте КТН, наряду с подобными моделями для изучения влияния моря и островного расположения пункта в модели включалось глубоководное и мелководное море, и моделировался остров в первом слое разреза овалом с осями 200×140 км по широте и долготе соответственно. Мелководное море в одних моделях доходило только до пункта наблюдения, в других оно простиралось до континента. Параметры сглаживания модели по осям задавались значением 0.1. Экспериментальные значения типперов определялись на 21 периоде в пункте ТИК и на 18 периодах в пункте КТН. Их ошибка задавалась равной 0.02 на обоих пунктах. Близость экспериментальных значений типперов к предсказанным по результирующей модели оценивалась по (13). На рис. 3 приведены графики экспериментальных и модельных типперов в зависимости от периода

вариаций для обоих пунктов. СКО на обоих пунктах характеризуется значениями ≈ 3.0 . Из рисунка видно, что экспериментальные зависимости $\text{Re } B(T)$ на пункте ТИК и $\text{Re } A(T)$ на пункте КТН наиболее точно аппроксимируются таковыми в результирующей модели. Эти коэффициенты в большей степени будут определяться текущими в разрезе электрическими токами, параллельными береговой черте вблизи пунктов наблюдений.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА

Район исследований, показанный на рис. 1, располагается на стыке Североамериканской и Евразийской литосферных плит, вследствие чего он характеризуется чрезвычайно сложной разломной тектоникой. По спутниковым данным здесь в аномалиях силы тяжести в свободном воздухе выделяются линейные отрицательные аномалии [Кулаков, 2013; Sandwell, 2009], которые интерпретируются как грабены, заполненные осадками. Отрицательные гравитационные аномалии опоясывают о. Котельный с северо-запада, запада и юго-запада.

Сейсмичность в море Лаптевых является продолжением линейной зоны сейсмичности спредингового хребта Гаккеля на шельфе моря, где она протягивается вдоль восточной части моря к Янскому заливу [Яковлев, 2012; Имаев, 2004; Козьмин, 2014]. Эпицентры большинства землетрясений в регионе располагаются на глубинах до 30 км, редкие до 50–70 км [Имаев, 2004]. Наиболее часто повторяются землетрясения с эпицентрами на глубине ≈ 15 км [Имаев, 2000]. Максимальная сейсмическая активность наблюдается в районе губы Буор-Хая и к западу от о. Котельный.

Область суши, примыкающая к западному побережью губы Буор-Хая, характеризуется наличием грабенообразных впадин, образовавшихся в процессе рифтогенеза и широко развитой системы разломов субмеридионального простирания. Из первых представлены Кенгейская, Кунгинская, Хараулахская, Быковской протоки, из вторых Хараулахский разлом меридионального простирания [Имаев, 2000]. По геофизическим данным под дном моря выделяется система рифтов: Усть-Ленский рифт, Омолыйский рифт, Усть-Янский рифт, Ширононский рифт [Грамберг, 1990; Андиева, 2008]. В Усть-Ленском рифте, вблизи пункта ТИК, мощность осадков 3–5 км, увеличивающаяся в западном и северном направлениях, в центральной части Лаптевского шельфа достигает значений 6–12 км [Иванова, 1989].

На прилегающем континенте выделяется Лено-Таймырская зона умеренных и слабых землетрясений, которая начинается от губы Буор-Хая и

протягивается в северо-западном направлении через дельту р. Лена к Оленекскому заливу [Козьмин, 2014]. В гравитационном поле вдоль этой зоны протягивается полоса отрицательных аномалий, которая западнее пункта ТИК в субмеридиональном направлении продолжается на юг [Sandwell, 2009]. Данные сейсмотомографии по объемным P -волнам в арктическом регионе [Яковлев, 2012] указывают на низкоскоростной характер сейсмического разреза под морем Лаптевых вплоть до глубин 200 км.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИНВЕРСИИ

Полученные в результате инверсии вертикальные разрезы и горизонтальные срезы на выбранных профилях и глубинах представлены на рис. 4–рис. 6. Прежде всего, надо отметить, что проводящие неоднородности в геоэлектрическом разрезе располагаются в областях, на которые указывают реальные индукционные стрелки. Так, в пункте КТН эта область находится на СЗ от пункта. В пункте ТИК, где индукционная стрелка меняет направление от ЮЗ до СВ с возрастанием периода вариаций, поверхностные проводящие неоднородности вблизи пункта находятся на юго-западе и юге от него. При увеличении периода они погружаются и перемещаются в область под дном губы Буор-Хая. Такое поведение типперов и индукционных стрелок на коротких периодах может быть вызвано присутствием впадин вблизи пункта измерений. Так, Кенгейская впадина располагается в ≈ 40 км к западу от пункта, Кунгинская к югу от него, а Хараулахская к юго-востоку с выходом в губу Буор-Хая. А также надо иметь в виду, что этот пункт располагается в районе сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП) мощностью в несколько сотен метров [Неизвестнов, 2009]. Так как ММП обладают высоким УЭС, то близповерхностное нахождение проводящих неоднородностей может объясняться наличием в данном районе таликов (участки протаявшей или никогда незамерзающей породы внутри ММП) и криопэгов, подземных рассолов, имеющих отрицательную температуру и высокую минерализацию, вследствие чего они имеют УЭС менее $1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. В разрезе они могут присутствовать на глубинах от поверхности до нескольких сотен метров [Васильчук, 2006] и могут мигрировать по трещинам, исчезая в одном месте и возникая в другом. Их присутствие в разрезе и может объяснить наличие в результирующей модели локальных проводящих неоднородностей вблизи пункта уже на глубинах около 50 м и сохраняющихся при увеличении глубины.

В пункте КТН типперы рассчитывались, начиная с периода 20 с, и здесь в результирующей модели проводящие неоднородности в самой верхней части разреза проявляются на глубинах не

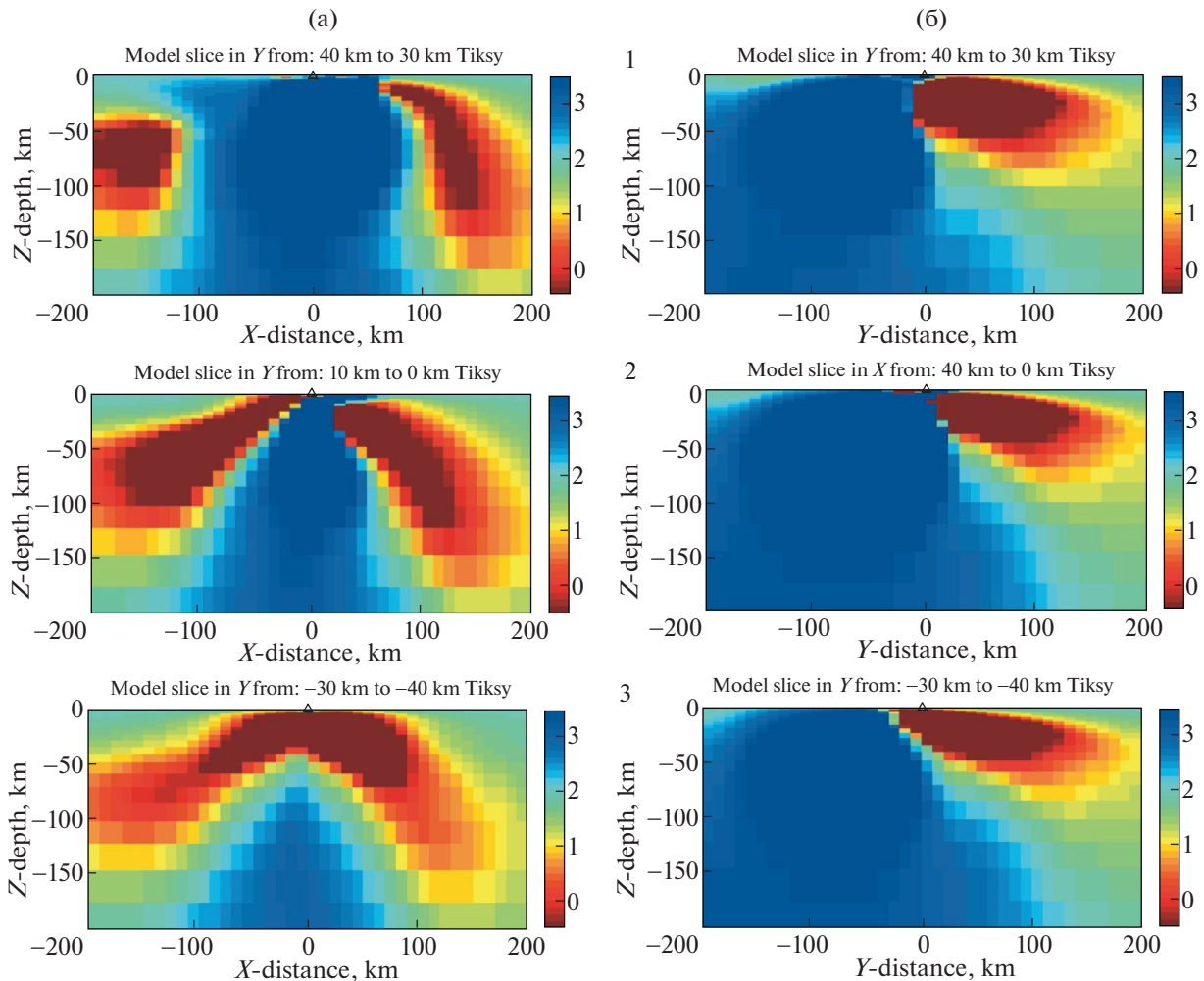


Рис. 4. Вертикальные разрезы УЭС результирующей модели в пункте ТИК в плоскостях XZ (а) и YZ (б) в слоях толщиной 10 км на удалениях от пункта наблюдений вдоль осей Y , X соответственно на расстояниях 40–30 км (1), 10–0 км (2), –30...–40 км (3). Азимут оси X модели 0° . В плоскостях XZ и YZ вид с положительного направления оси Y и отрицательного оси X , соответственно, т.е. с востока и юга. Треугольник в начале координат указывает расположение пункта наблюдений. Цветовая шкала УЭС в логарифмическом масштабе изображена правее рисунков.

больше 150 метров локально вблизи пункта. При увеличении глубины они исчезают и вновь появляются уже на километровых глубинах.

Глубинные разрезы в пункте ТИК представлены на рис. 4. Здесь на разрезе в плоскости XZ в слое 30–40 км к востоку от пункта выделяются две проводящие области. Одна южнее пункта на удалении от него около 100 км и на глубинах от 50 до 120 км, другая на удалении около 70 км начинается с глубин в первые километры, расширяясь, погружается под море в северном направлении до глубин около 200 км. Удаляясь далее в восточном направлении проводящие области расходятся, становятся менее контрастными и практически исчезают на удалении около 120 км. При приближении к пункту в вертикальном слое от 10 до 0 км южная проводящая неоднородность поднимается к поверхности по направлению к

пункту. Северная неоднородность, не смыкаясь с южной, также приближается к пункту, при этом нижняя ее граница погружается на большие глубины. И, наконец, в вертикальном слое –40...–30 км западнее пункта ТИК обе неоднородности смыкаются вместе в верхней части разреза, где толщина проводящего слоя достигает значений ≈ 50 км. Расположение этого вертикального слоя примерно соответствует нахождению здесь Кенгейской впадины, западнее пункта, который простирается в меридиональном направлении. Далее к западу, глубинные части проводящей области исчезают и аномалия локализуется с центром на глубине ≈ 30 км.

На разрезах в плоскости YZ на тех же удалениях от пункта по оси x с севера на юг выделяется проводящая неоднородность к востоку от пункта ТИК, которая, медленно погружаясь на восток, простирается на расстояние до 200 км от пункта.

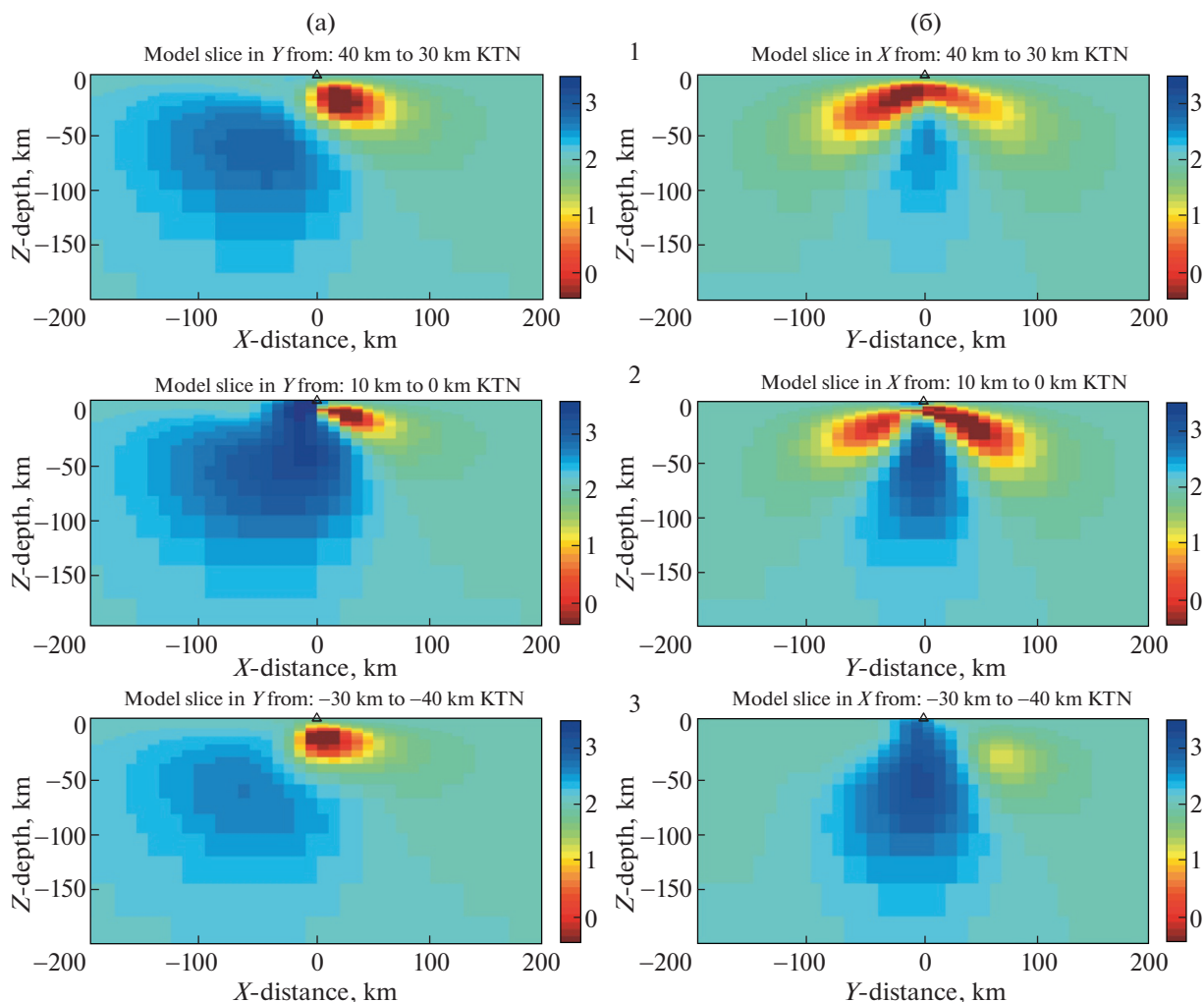


Рис. 5. Вертикальные разрезы УЭС результирующей модели в пункте КТН в плоскостях XZ (а) и YZ (б) в слоях толщиной 10 км на удалениях от пункта наблюдений вдоль осей Y , X соответственно на расстояниях 40–30 км (1), 10–0 км (2), –30...–40 км (3). Азимут оси X модели 35° СЗ. В плоскостях XZ и YZ вид с положительного направления оси Y и отрицательного оси X соответственно, т.е. с северо-востока и юго-запада. Треугольник в начале координат указывает расположение пункта наблюдений. Цветовая шкала УЭС в логарифмическом масштабе изображена правее рисунков.

По направлению к континенту ее поперечные размеры несколько сокращаются. При движении от пункта к северу на расстояниях, превышающих 50 км, наблюдается увеличение толщины ее правой части, глубины ее нижней кромки до 150 км и перемещение с изменением формы сечения в западном направлении, т.е. под дельту р. Лены. При этом на удалениях к северу от пункта на 60–100 км в верхней левой части разреза на глубинах 10–15 км появляется проводящий слой. При движении в сторону континента наблюдается погружение аномалии, ее перемещение в западном направлении и локализация ее центра на меридиане, проходящем через пункт ТИК. Так на удалении в 150 км верхняя и нижняя кромки проводящей аномалии фиксируются на глубинах 40 и 150 км соответственно.

Рассматривая вертикальные разрезы в пункте КТН, надо иметь в виду, что здесь ось x направлена под углом 35° к СЗ, т.е. перпендикулярно к континентальному склону. И здесь также вертикальные разрезы сделаны на тех же удалениях от места наблюдений, как и в пункте ТИК. Тогда, как видно из рис. 5, в плоскостях XZ выделяется локальная проводящая область в верхней части разреза в области глубин от первых км до ≈ 40 км. Сечение проводящей аномалии несколько уменьшается на центральном профиле, проходящем через пункт наблюдения. С учетом ориентации оси x на этом пункте аномалия располагается на северо-западе от пункта КТН. В плоскостях YZ конфигурация проводящих неоднородностей несколько сложнее. Здесь на СЗ от пункта в верхней части разреза отмечается проводящая неоднородность, простирающаяся вдоль оси y примерно на

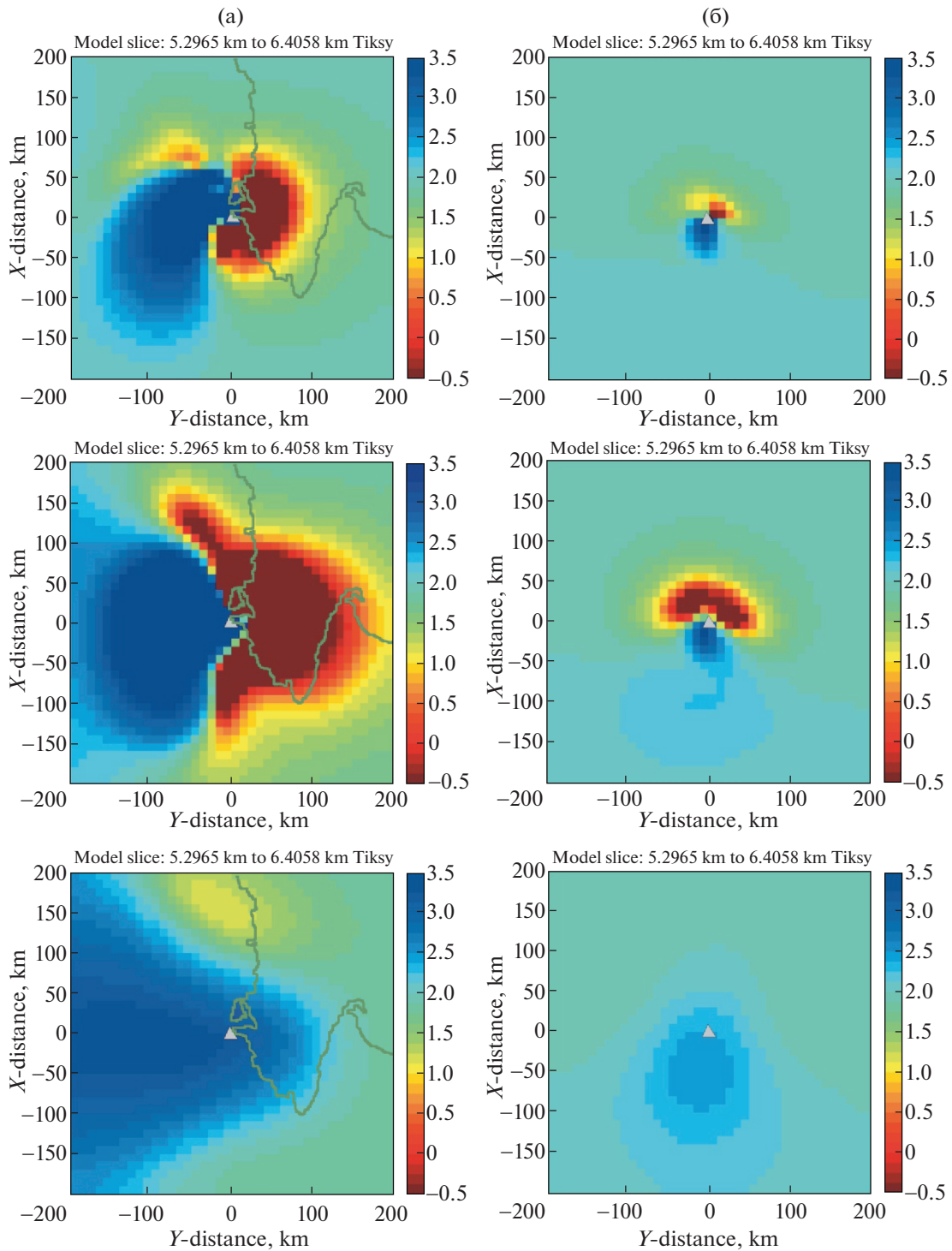


Рис. 6. Распределение УЭС в результирующей модели в горизонтальных плоскостях в пунктах ТИК (а) и КТН (б) в слоях 5–6 км, 28–34 км, 177–212 км, сверху вниз в пункте ТИК и 5–6 км, 13–16 км, 123–147 км, сверху вниз в пункте КТН. Треугольником обозначен пункт наблюдений. На рисунке в пункте ТИК (а) линией нанесена конфигурация береговой черты губы Буор-Хая в том же масштабе. Цветовая шкала УЭС в логарифмическом масштабе изображена правее рисунков.

200 км. Она располагается на глубинах от первых километров и до ≈ 50 км. На центральном профиле она разбивается на две части по разные стороны от пункта, каждая из которых погружается с

удалением от пункта. При дальнейшем движении на юго-восток уже на расстояниях около 40 км обе аномалии затухают. Выделяемая вблизи этого пункта проводящая аномалия пространственно

совпадает областью отрицательных аномалий в свободном воздухе в гравитационном поле, также располагающихся здесь на СЗ от пункта КТН [Sandwell, 2009] и картирующих здесь рифтовые впадины.

Горизонтальные срезы моделей в обоих пунктах представлены на рис. 6. Здесь в пункте КТН в стартовых моделях с морем от слоя на глубине 5–6 км к слою на глубине 13–16 км наблюдается увеличение площади проводящей неоднородности. При дальнейшем увеличении глубины проводящая неоднородность, увеличиваясь, разбивается на две части, правее и левее пункта, которые затухают с глубиной и в слое 122–147 км уже практически исчезают. Проводящая неоднородность в земной коре располагается в этом случае на СЗ от пункта. Если в стартовых моделях море отсутствует, то в результирующей модели при сохранении общих черт конфигурации неоднородности и ее поведения при заглаблении ее местоположение несколько смещается к западу. И в результирующей модели она располагается на запад от пункта КТН. В пункте ТИК проводящая аномалия затухает на несколько большей глубине, так на глубинах 176–212 км она еще заметна. В этом пункте интересно поведение проводящей неоднородности в срезах выше по разрезу. Так, на глубинах 5–6 км она локализуется восточнее пункта наблюдений. С увеличением глубины ее конфигурация усложняется. Увеличивается площадь, занимаемая неоднородностью, охватывая всю акваторию губы Буор-Хая и южной части Усть-Ленского рифта и проникая в Янский залив. Более того, севернее и южнее пункта ТИК появляются два ее ответвления в СЗ и ЮЗ направлениях, соответственно. Анализируя положение северного ответвления относительно конфигурации береговой черты губы Буор-Хая, представленной на рисунке в том же масштабе, можно видеть, что на глубинах 20–30 км оно идет в направлении Быковской протоки и Лено-Таймырской зоны землетрясений [Козьмин, 2014], протягивающейся к Оленекскому заливу в СЗ направлении. Зона характеризуется линейными аномалиями в магнитном поле и гравитационной ступенью в поле силы тяжести. На основе чего в работе [Козьмин, 2014] было высказано предположение о существовании здесь крупной неоднородности в земной коре. Глубинные корни северного ответвления, смещающиеся и погружающиеся к северу, видны еще в модели на глубинах ≈ 200 км, как это можно видеть из рис. 6. Южное ответвление охватывает Хараулахскую и Кунгинскую рифтогенные впадины и пространственно совпадает с зоной отрицательных гравитационных аномалий [Sandwell, 2009], протягивающихся здесь от губы Буор-Хая вдоль правобережья р. Лены в южном направлении. На подкоровых глубинах 40–70 км южное ответвление, увеличива-

ясь в размерах, распространяется в ЮЗ направлении под континент.

Из рассмотрения представленных разрезов видно, что проводящая неоднородность вблизи обсерватории располагается в пределах одной из областей с максимальной сейсмической активностью в регионе в губе Буор-Хая. Основная сейсмичность здесь обеспечивается коровыми землетрясениями, нарушающими консолидацию среды и повышающими ее трещиноватость, которая способствует проникновению мантийных флюидов в земную кору, что, в свою очередь, увеличивает электрическую проводимость фундамента под осадочными слоями.

ВЫВОДЫ

В выполненных исследованиях показано, что типперы, получаемые в результате обработки МВ данных, отражают геоэлектрическое строение региона, а эффекты полярного электроджета подавляются программой обработки экспериментальных записей. Об этом свидетельствуют и устойчивые ориентации реальных индукционных стрелок, указывающих области нахождения локальных проводящих неоднородностей в геоэлектрическом разрезе.

При интерпретации результатов зондирования отмечается корреляция между глубинными проводящими неоднородностями в разрезах и отрицательными аномалиями в гравитационном поле по спутниковым и наземным данным. Проводящие неоднородности вблизи обоих пунктов в полученных моделях фиксируются на глубинах, не превышающих 100–200 км, что соответствует низкоскоростному характеру сейсмического разреза в этом же интервале глубин, полученного по данным сейсмической томографии.

Проводящая неоднородность, выделенная по результатам 3D-инверсии в районе пункта ТИК, тяготеет к области с максимальной сейсмичностью в губе Буор-Хая, которая может являться одной из причин наблюдающихся здесь резких контрастностей в электрических проводимостях срезы, получаемых в моделях 3D-инверсии.

Конечно, для детального изучения верхних частей разреза данных недостаточно и необходимы дополнительные профильные или площадные измерения геомагнитных вариаций. Это относится и к глубинным областям разреза, в которых в этом случае можно было бы детализировать положение проводящих неоднородностей и их конфигурацию.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны доктору Г. Эгберту (G. Egbert) за предоставленную возможность использовать программу ModEM и доктору А. Келберт (A. Kelbert) за консультации. А также авторы благодарны создателям

всех упомянутых в статье сайтов за возможность доступа к представленным на них данным.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках проекта № 18-1-004 программы ДВО РАН “Дальний Восток” и госзадания программы ФНИ РАН п. 70 тема 3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андиева Т.А.* Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. Т. 3. № 1. С. 6–19.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 680 с.
- Варенцов И.М., Соколова Е.Ю., Мартанус Е.Р. и др.* Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли. 2003. № 2. С. 30–61.
- Варенцов И.М., Соколова Е.Ю.,* Рабочая группа BEAR. Диагностика и подавление авроральных искажений передаточных операторов ЭМ поля в эксперименте BEAR // Физика Земли. 2003а. № 4. С. 21–48.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А.* Криопэги. Криосфера нефтегазокоденсатных месторождений полуострова Ямал. Т. 1. Криосфера Харасавейского газоконденсатного месторождения. Т. 1. Тюмень–С.-Петербург: изд-во ООО “ТюменьНИИГипрогаз – изд-во “Недра”. 2006. С. 230–235.
- Волкомирская Л.Б., Фонарев Г.А.* Опыт локального магнито-вариационного зондирования в районе Северного ледовитого океана // Геомагнетизм и Аэрономия. 1978. Т. 18. № 6. С. 1128–1130.
- Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б.* Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающее звено рифтового пояса хребта Гаккеля-Момского рифта // Докл. АН. СССР. 1990. Т. 311. № 3. С. 689–694.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Океанические и континентальные рифты северо-восточной Азии и области их сочленения (сейсотектонический анализ) // Литосфера. 2004. № 4. С. 44–61.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсотектоника Якутии. М.: ГЕОС. 2000. 227 с.
- Козьмин Б.М., Шибяев С.В., Петров А.Ф., Тимиришин.* Ленно-Таймырская аномалия сейсмоактивной среды на шельфе моря Лаптевых // Наука и образование. 2014. № 2. С. 105–110. <https://elibrary.ru/item.asp?id=22309417>
- Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А.* Реконструкции перемещений плиг в арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных сейсмических аномалий // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1108–1125.
- Левитин А.Е., Громова Л.И., Дремухина Л.А., Пальшин Н.А.* Анализ высокоширотных токовых систем в период эксперимента “BEAR” на основе модели IZMEM // Геомагнетизм и аэрономия. 2007. Т. 47. № 3. С. 351–356.
- Неизвестнов Я.В., Супруненко О.И., Колчина Н.Л., Куринный Н.А., Францева Т.Н.* Мерзлотно-геотермиче-ские проблемы освоения нефтегазовых ресурсов российской Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2(82). С. 50–59.
- Старжинский С.С.* Результаты магнитовариационных исследований в Приморье // Физика Земли. 2004. № 7. С. 1–9.
- Трофимов И.Л.* Магнитотеллурическое зондирование в Канадской котловине // Геомагнетизм и Аэрономия. 1979. Т. 19. № 5. С. 904–908.
- Трофимов И.Л., Фонарев Г.А.* Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований в Северном Ледовитом океане // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1974. № 4. С. 89–92.
- Фонарев Г.А., Трофимов И.Л., Шнеер В.С.* Электромагнитные исследования в водном бассейне Центральной Арктики // Геомагнетизм и Аэрономия. 2009. Т. 49. № 6. С. 851–853.
- Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л.* Структура верхней мантии арктического региона по данным региональной сейсотомографии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1261–1272.
- Beka T.I., Smirnov M., Bergh S.G., Birkelund Y.* The first magnetotelluric image of the lithospheric-scale geological architecture in central Svalbard, Arctic Norway // Polar Research. 2015. V. 34. № 1. 26766. <https://doi.org/10.3402/polar.v34.26766>
- DeLaurier J.M., Law L.K., Niblett E.R., Plet F.C.* Geomagnetic variations anomalies in the Canadian Arctic. II. Mould Bay Anomaly // J. Geomag. Geoelectr. 1974. V. 26. P. 223–245.
- Dmitriev V., Berdichevsky M.* The fundamental model of magnetotelluric sounding // Proc. IEEE. 1979. V. 67. № 7. P. 1034–1044.
- Egbert G.D., Kelbert A.* Computational recipes for electromagnetic inverse problems // Geophys. J. Int. 2012. V. 189. P. 251–267. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x>
- Hermance J.F.* Electromagnetic induction in the Earth by a moving ionospheric current system // Geophys. J. R. astr. Soc. 1978. V. 55. P. 557–576.
- Kelbert A., Meqbel N.M., Egbert G.D., Tandon K.* ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Comp. Geosci. 2014. V. 66. P. 40–53. ISSN 0098–3004. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.01.010>
- Kuhn C., Kuster J., Brasse H.* Three-dimensional inversion of magnetotelluric data from the Central Andean continental margin // Earth, Planets and Space. 2014. V. 66: 112. P. 1–13. <http://www.earth-planets-space.com/content/66/1/112>
- Lauritsen N.L.B., Olsen N., Junge A., Matzka J.* Magnetotelluric investigation in West Greenland considering the polar electrojet, ocean and fjords // Kgs. Lyngby Technical University of Denmark. 2016. [http://orbit.dtu.dk/en/publications/magnetotelluric-investigation-in-west-greenland-considering-the-polar-electrojet-ocean-and-fjords\(bce42f9b-7357-43a2-8182-9937476c1db4\).html](http://orbit.dtu.dk/en/publications/magnetotelluric-investigation-in-west-greenland-considering-the-polar-electrojet-ocean-and-fjords(bce42f9b-7357-43a2-8182-9937476c1db4).html)
- Murthy D.N., Veeraswamy K., Harinarayama T., Singh U.K., Santosh M.* Electrical structure beneath Schirmacher Oasis, East Antarctica: a magnetotelluric study // Polar Res. 2013. V. 32. № 1. P. 1–15. <https://doi.org/10.3402/polar.v32i0.17309>

- Niblett E.R., Delaurier J.M., Law L.K., P-Jetj F.C.* Geomagnetic Variation Anomalies in the Canadian Arctic I. Ellesmere Island and Lincoln Sea // *J. Geomag. Geoelectr.* 1974. V. 26. P. 203–221.
- Patro P.K., Egbert G.D.* Application of 3D inversion to magnetotelluric profile data from the Deccan Volcanic Province of Western India // *Phys. of the Earth and Planet. Inter.* 2011. 187. P. 33–46.
- Patro P.K., Egbert G.D.* Regional conductivity structure of Cascadia: Preliminary results from 3D inversion of USArray transportable array magnetotelluric data // *Geophys. Res. Lett.*, 2008. V. 35. L20311.
<https://doi.org/10.1029/2008GL035326>
- Pedreira A., Ruiz-Consstan A., Heredia N., Galindo-Zaldivar J., Bohoyo F., Marin-Lechado C., Ruano P., Somoza L.* The fracture system and the melt emplacement beneath the Deception Island active volcano, South Shetland Islands // *Antarctica Antarctic Science.* 2012. V. 24(2). P. 173–182.
<https://doi.org/10.1017/S0954102011000794>
- Samrock F., Kuvshinov A., Bakker J., Jacson A., Fisseha S.* 3D analysis and interpretation of magnetotelluric data from the Aluto-Langano geothermal field, Ephiopia // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 202. #3. P. 1923–1948.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Global marine gravity from re-tracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. B01411, http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi
<https://doi.org/10.1029/2008JB006008>
- Tietze K., Ritter O., Egbert G.D.* 3-D inversion of the magnetotelluric phase tensor and vertical magnetic transfer function // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 203. № 2. P. 1128–1148.
- Tietze K., Ritter O.* Three-dimensional magnetotelluric inversion in practice—the electrical conductivity structure of the San Andreas Fault in Central California // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 195. № 1. P. 130–197.
- Viljanen A., Pirjola R., Amm O.* Magnetotelluric source effect due to 3D ionospheric current systems using the complex image method for 1D conductivity structures // *Earth Planets Space.* 1999. V. 51. P. 933–945.
- Wannamaker P.E., Stodt J.A., Pellerin L., Olsen S.L., Hall D.B.* Structure and thermal regime beneath the South Pole region, East Antarctica, from magnetotelluric measurements // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 157. P. 36–54.
- Yumoto K. and the 210 MM.* Magnetic Observation Group. The STEP 210 magnetic meridian network project // *J. Geomag. Geoelectr.* 1996. V. 48. P. 1297–1310.
- Yumoto K. and the CPMN Group.* Characteristics of Pi 2 magnetic pulsations observed at the CPMN stations: A review of the STEP results // *Earth Planets Space.* 2001. V. 53. P. 981–992.
- Yumoto K. and the MAGDAS Group.* MAGDAS project and its application for space weather. *Solar Influence on the Heliosphere and Earth's Environment: Recent Progress and Prospects* / Ed. by N. Gopalswamy, A. Bhattacharyya. 2006. ISBN-81-87099-40-2. P. 309–405.

Experience of Magnetic Variation Sounding in the Arctic in the Laptev Sea Region

S. S. Starzhinsky^{a, *}, V. M. Nikiforov^a, and A. Yoshikawa^b

^a*Ilyuchev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690041 Russia*

^b*International Center for Space Weather Science and Education, Kyushu University, Fukuoka, Japan*

*e-mail: starzhinsky_ss@mail.ru

Received January 23, 2018; revised July 3, 2019; accepted October 31, 2019

We present the results of magnetic variation soundings at two points—at the Tiksi Observatory and at the Kotelny Island in the region of the Laptev Sea of the Arctic—and their three-dimensional (3D) inversion using the ModEM program. In the models obtained by the inversion, the conductive heterogeneities are present in the regions of the both points down to a depth of 200 km in the region of the observatory and 100 km beneath the Kotelny Island. The geoelectric heterogeneities in the model in the region of the observatory are most contrasting and voluminous whereas beneath the island they are more localized. The correlation between the locations of these heterogeneities at both points and the peculiarities in the geological and geophysical structure of the region is noted. It is shown that the applied data processing algorithm removes the effect of the polar electrojet which makes it possible to study the geoelectric structure of the region by the magnetovariational method.

Keywords: polar electrojet, geoelectrical structure of the region, magnetovariational method