

ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ МАГНИТНЫХ ИСТОЧНИКОВ И ТЕПЛОВЫЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРЫ ПОД ВОСТОЧНО-СИБИРСКИМ МОРЕМ

© 2022 г. А. И. Филиппова^{1, 2, *}, С. В. Филиппов^{1, 2}

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Москва, г. Троицк, Россия

²Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: aleirk@mail.ru

Поступила в редакцию 16.09.2021 г.

После доработки 14.01.2022 г.

Принята к публикации 16.01.2022 г.

В работе представлены результаты исследования глубин залегания литосферных магнитных источников под Восточно-Сибирским морем. Расчет азимутально-усредненных Фурье-спектров мощности аномалий геомагнитного поля проводился по глобальной модели EMAG2v3, представляющей собой наиболее актуальную на текущий момент компиляцию данных морских, аэромагнитных, наземных и спутниковых геомагнитных съемок. Глубины центра масс, верхней и нижней границ магнитоактивного слоя вычислялись по полученным спектрам методом центроида. Анализ результатов включал в себя сопоставление распределений глубин с известными данными о мощностях осадков и земной коры, глубинах гипоцентров региональных землетрясений, поверхностном тепловом потоке и тектоническом строении исследуемой области. В результате было получено, что глубина верхней границы магнитоактивного слоя изменяется примерно от 0.4 км под поднятием Де-Лонга до 7 км под Новосибирским и Восточно-Сибирским осадочными бассейнами. Глубина нижней границы литосферных магнитных источников изменяются приблизительно от 25 км под массивом Де-Лонга и котловиной Подводников до 43 км под Новосибирско-Чукотским складчатым поясом. Для рассматриваемой территории магнитоактивный слой литосферы полностью расположен в пределах земной коры под континентом, Новосибирскими островами, поднятием Де-Лонга и западной частью шельфа Восточно-Сибирского моря. Верхняя мантия обладает магнитными свойствами под восточной частью шельфа и котловиной Подводников. Полученные результаты свидетельствуют о более сильном прогреве литосферы на севере исследуемой территории: под котловиной Подводников и массивом Де-Лонга, характеризующимися субокеаническим и континентальным типом коры соответственно.

Ключевые слова: аномальное геомагнитное поле, магнитоактивный слой, модель EMAG2v3, литосфера, земная кора, Восточно-Сибирское море, Восточная Арктика.

DOI: 10.31857/S0002333722040032

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая в данной работе территория (68°–80° с.ш., 142°–178° в.д.) в географическом плане включает в себя шельф Восточно-Сибирского моря и частично Новосибирские острова, на юге охватывает примыкающую к шельфу часть Евразийского континента, а на севере затрагивает котловину Подводников Северного Ледовитого океана (рис. 1). Основные тектонические структуры области исследования представлены Южно-Аньюйской шовной зоной, Новосибирско-Чукотским складчатым поясом и массивом Де-Лонга [Зоненшайн и др., 1990; Drachev, 2016; Drachev et al., 2010]. Южно-Аньюйская шовная зона образовалась в верхнеюрское–нижнемеловое время в

результате закрытия Южно-Аньюйского океанического бассейна [Зоненшайн и др., 1990; Drachev et al., 2010] и в настоящее время рассматривается как одна из основных границ арктического региона [Имаева и др., 2021]. Отметим, однако, что точный возраст и границы шовной зоны, а также многие вопросы ее образования и эволюции до сих пор остаются дискуссионными [Имаева и др., 2021; Лобковский и др., 2020; Метелкин и др., 2014; Соколов и др., 2015; Шипилов и др., 2021; Drachev et al., 2010; Parfenov, Natal'in, 1986; и др.]. С севера к Южно-Аньюйской шовной зоне примыкают позднемезозойские структуры Новосибирско-Чукотского складчатого пояса [Drachev et al., 2010]. Северная часть шельфа Восточно-

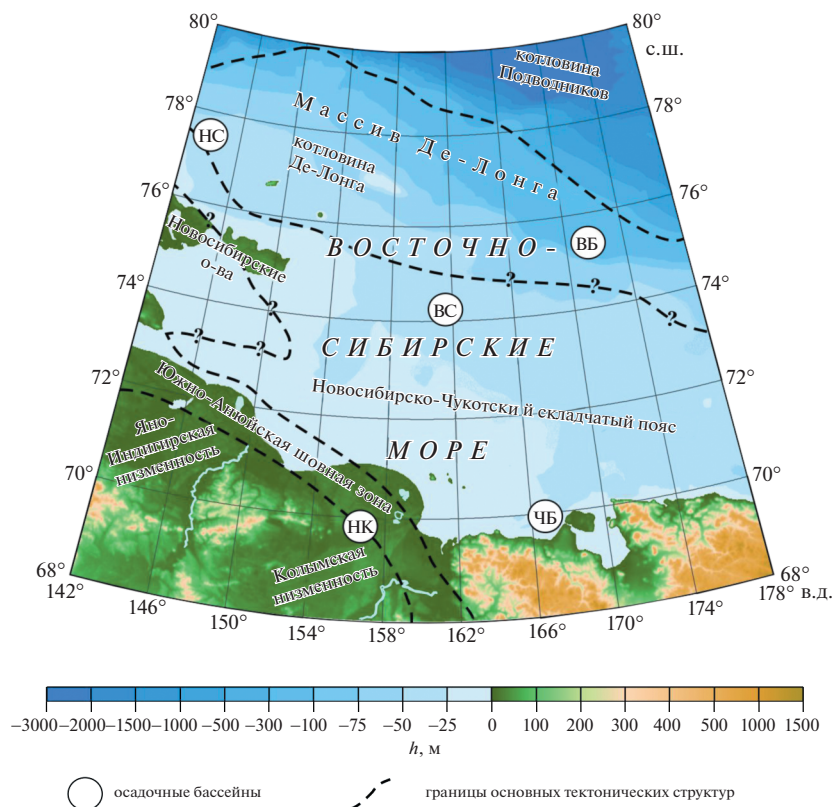


Рис. 1. Область исследования. Границы основных тектонических структур показаны схематично по работе [Drachev et al., 2010]. Знаком вопроса отмечено спорное положение границ. Осадочные бассейны: ВБ – Вилькицкого, ВС – Восточно-Сибирский, НК – Нижне-Колымский; НС – Новосибирский, ЧБ – Чаунский [Драчев и др., 2001; Шипилов и др., 2021]. Топография и батиметрия приведены согласно глобальной модели ETOPO1 [Amante, Eakins, 2009].

Сибирского моря представлена палеозойским массивом Де-Лонга [Drachev et al., 2010]. На западе массива расположено одноименное вулканическое поднятие [Шипилов, 2004; Шипилов и др., 2021], образованное концентрической системой дуговых горстов и грабенов, ограниченных дугвыми и радиальными разломами. Сформировавшие поднятие Де-Лонга щелочные базальтоиды изливались в центральной его части в среднемеловое и миоцен-плейстоценовое время [Хаин и др., 2009].

Как и вся Арктика, Восточно-Сибирское море характеризуется невысокой геофизической изученностью в силу труднодоступности и удаленности своей территории. Наиболее детальные сведения о строении верхней части коры получены вдоль сейсмических профилей, расположенных, в основном, в центральной части шельфа [Драчев и др., 2001; Franke et al., 2004; Gramberg et al., 1999]. В результате этих исследований были выявлены крупные осадочные бассейны, интерес к которым, в первую очередь, обусловлен их потенциальной нефтегазоносностью [Хаин и др., 2009; Drachev et al., 2010]. Нижняя часть коры Восточно-Сибирского моря изучена намного слабее, а

основная информация о ее глубинном строении и мощности представлена в глобальных и региональных моделях, основанных на сейсмических [Laske et al., 2013; Seredkina, 2019] или гравиметрических данных [Глебовский и др., 2013]. То же самое относится и к строению верхней мантии, для которой наиболее полные распределения скоростей S -волн получены методами поверхностно-волновой томографии [Lebedev et al., 2017; Levshin et al., 2001; Seredkina, 2019]. Модель распределения скоростей P -волн на глубинах 100–640 км из работы [Яковлев и др., 2012] в пределах рассматриваемой территории для верхов мантии носит фрагментарный характер в силу невысокой сейсмической активности Восточно-Сибирского моря (см. далее) и практически полного отсутствия сейсмических станций.

К настоящему времени для рассматриваемого региона проведен анализ аномалий геомагнитного поля на основе глобальных и региональных моделей, результаты которого использованы для построения комплексных геофизических моделей строения земной коры и геодинамических реконструкций [Верба и др., 1998; Грамберг и др., 1997; Лобковский и др., 2020; Никишин и др.,

2019; Пискарев, 2016; Шипилов и др., 2021; Gaina et al., 2011; 2014; Petrov et al., 2016; Verhoef et al., 1996; и др.]. Региональных исследований по определению глубин залегания магнитных источников по имеющимся моделям аномального магнитного поля для Восточно-Сибирского моря не проводилось, за исключением средних оценок из работы [Середкина, Филиппов, 2021]. При этом глобальные модели распределений глубин центра масс [Tanaka, 2017] и нижней границы [Gard, Hasterok, 2021; Li et al., 2017] магнитоактивного слоя литосферы характеризуются невысоким горизонтальным разрешением и во многих деталях противоречат друг другу.

В связи с этим, в данной работе была поставлена задача — определить глубины залегания литосферных магнитных источников (глубины центра масс, верхней и нижней границ) и проанализировать полученные результаты (сопоставить значения глубин с известными данными о мощностях осадков и земной коры, глубинах гипоцентров региональных землетрясений, поверхностном тепловом потоке и тектоническом строении). Ценность полученных результатов заключается в том, что они позволят сделать выводы о термическом состоянии литосферы области исследования, где имеются лишь немногочисленные измерения поверхностного теплового потока (см. далее) [INFC..., 2012; O'Regan et al., 2016].

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Магнитное поле Земли может быть представлено в виде суммы трех компонент: главного (95%), аномального (4%) и внешнего полей (1%) [Яновский, 1978]. Аномальное геомагнитное поле генерируется горными породами, обладающими магнитными свойствами и расположенными в земной коре и верхней мантии до глубин, где температура достигает температуры их точки Кюри. С увеличением глубины горные породы переходят в парамагнитное состояние. Наиболее распространенным магнитным минералом в литосфере является магнетит с температурой точки Кюри 578°C [Яновский, 1978; Langel, Hinze, 1998].

В качестве исходного материала для вычисления глубин залегания литосферных магнитных источников использовалась глобальная модель аномального магнитного поля Земли EMAG2v3 [Meyer et al., 2017]. В выбранной модели аномальное геомагнитное поле приведено к высоте 4 км над уровнем моря и имеет горизонтальное разрешение 2 угловые минуты (рис. 2а). Модель включает в себя данные морских, аэромагнитных, наземных и спутниковых геомагнитных съемок (данные спутника CHAMP). Отметим, что использование спутниковых данных обеспечивает более надежное выделение нижней границы магнитных источников, что было экспериментально

показано ранее [Wen et al., 2019]. В отличие от более ранних моделей EMAG2v2 [Maus et al., 2009] и WDMAM 2.0 [Lesur et al., 2016], EMAG2v3 не содержит в себе априорной геологической информации, т.е. опирается только на непосредственные измерения геомагнитного поля, что является ее несомненным преимуществом. В пределах рассматриваемой территории модуль полного вектора аномального геомагнитного поля (T_a) изменяется примерно от -360 до $+3500$ нТл, а области, где данные являются ненадежными или их нет, отсутствуют (рис. 2а).

В настоящее время существует несколько различных подходов для оценки глубин залегания литосферных магнитных источников по азимутально-усредненным Фурье-спектрам мощности аномалий геомагнитного поля. Одни из них применяются для изучения изолированных намагниченных тел [Bhattacharyya, Leu, 1975a; 1975b], другие — для описания их ансамблей с учетом случайного [Okubo et al., 1985; Ravat et al., 2007; Spector, Grant, 1970; Tanaka et al., 1999] или фрактального [Bansal et al., 2011; Bouligand et al., 2009; Li et al., 2017; Maus, Dimri, 1994; Maus et al., 1997] распределения намагниченности. Наиболее полные обзоры перечисленных методов представлены в работах [Núñez Demarco et al., 2021; Ravat et al., 2007]. В нашем исследовании расчеты проводились в предположении случайного распределения намагниченности методом центроида [Okubo et al., 1985; Tanaka et al., 1999]. Выбор данного метода обусловлен тем, что он не требует никаких априорных сведений о строении среды.

Известно, что для бесконечного в горизонтальных направлениях слоя, в котором глубина верхней границы литосферных магнитных источников много меньше его горизонтальных размеров, Фурье-спектр мощности аномалий геомагнитного поля ($\Phi_{\Delta T}(k_x, k_y)$) связан с глубинами верхней (Z_t) и нижней (Z_b) границ магнитоактивного слоя следующим соотношением [Spector, Grant, 1970; Blakely, 1995]:

$$\Phi_{\Delta T}(k_x, k_y) = \Phi_M(k_x, k_y) F(k_x, k_y), \quad (1)$$

$$F(k_x, k_y) = 4\pi^2 C_m^2 |\theta_m|^2 |\theta_f|^2 e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2, \quad (2)$$

где $\Phi_M(k_x, k_y)$ — Фурье-спектр мощности намагниченности; k_x и k_y — проекции волнового числа по осям x и y в горизонтальной плоскости; $|k| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ — модуль волнового числа; C_m — const; θ_m и θ_f — коэффициенты, характеризующие направление намагниченности и направление геомагнитного поля.

Если намагниченность является случайной функцией координат, $\Phi_M(k_x, k_y)$ в уравнении (1) становится постоянной величиной. При усредне-

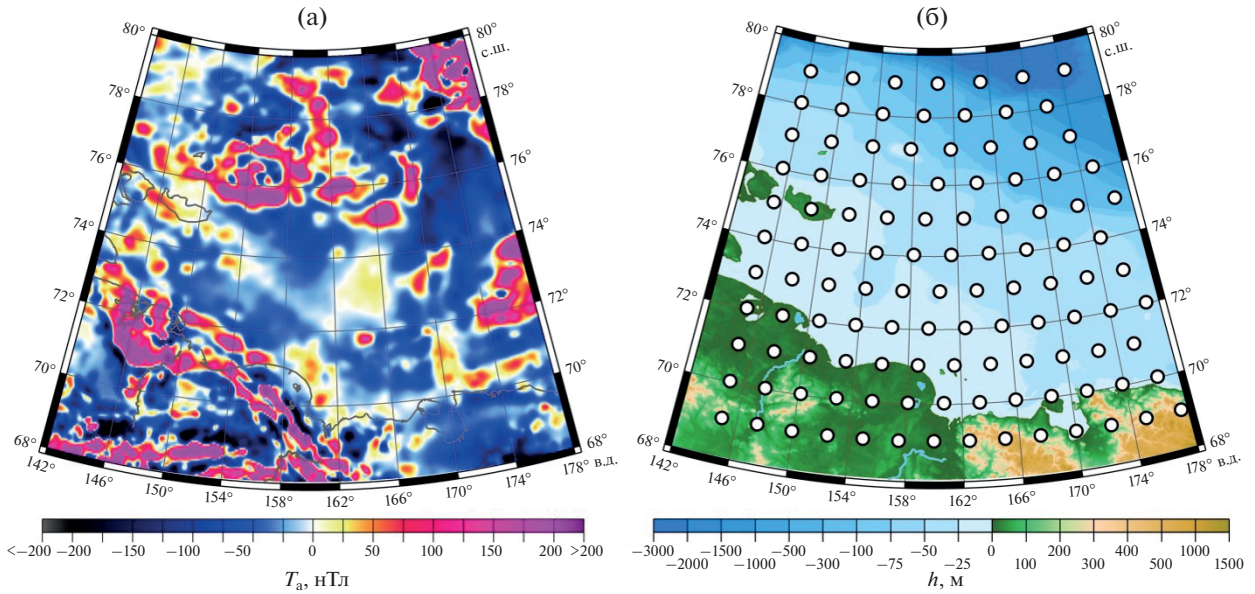


Рис. 2. Исходные данные: (а) – аномальное геомагнитное поле на высоте 4 км согласно модели EMAG2v3 [Meyer et al., 2017]; (б) – центральные точки блоков 200×200 км, в пределах которых вычислялись азимутально-усредненные Фурье-спектры мощности аномалий геомагнитного поля.

нии двумерного спектра $\Phi_{\Delta T}(k_x, k_y)$ по азимуту, т.е., при переходе к азимутально-усредненному Фурье-спектру мощности аномалий геомагнитного поля ($\Phi_{\Delta T}(|k|)$), коэффициенты $|\theta_m|$ и $|\theta_f|$ в (2) также становятся постоянными величинами [Blakely, 1995], и соотношение (1) принимает вид:

$$\Phi_{\Delta T}(|k|) = C e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2, \quad (3)$$

где C – const.

В коротковолновом приближении (при рассмотрении мелкомасштабных аномалий геомагнитного поля) глубина верхней границы литосферных магнитных источников (Z_t) определяется из (3) по методу цетроида согласно следующему соотношению [Okubo et al., 1985; Tanaka et al., 1999]:

$$\ln[\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}] = \ln A - |k|Z_t, \quad (4)$$

где A – const.

В длинноволновом приближении (при рассмотрении крупномасштабных аномалий геомагнитного поля) уравнение (3) дает связь между спектром и глубиной центра масс магнитных источников (Z_0):

$$\ln[\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}/|k|] = \ln B - |k|Z_0, \quad (5)$$

где B – const.

Глубина нижней границы магнитоактивного слоя (Z_b) выражается через найденные параметры как [Tanaka et al., 1999]:

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t. \quad (6)$$

Первый этап вычислений включал в себя начальную подготовку данных модели EMAG2v3 и их Фурье-анализ. Принимая во внимание, что размер окна, в котором вычисляется спектр магнитных аномалий, должен от 3 [Hussein et al., 2013] до 10 раз [Ravat et al., 2007] превышать глубину нижней границы магнитных источников, рассматриваемая территория была разбита на блоки 200×200 км. Для улучшения горизонтального разрешения результаты блоки перекрываются между собой. По долготе перекрытие между соседними блоками составляет 100 км, т.е. половину от размеров выбранного для анализа окна. По широте центральные точки соседних блоков расположены на расстоянии 1° между собой. Всего, таким образом, данные модели EMAG2v3 были разбиты на 113 блоков, центральные точки которых показаны на рис. 2б. Следуя [Núñez Demarco et al., 2021], процедуры фильтрации аномалий геомагнитного поля и их приведение к полюсу не проводились. Вычисления азимутально-усредненных Фурье-спектров мощности аномалий геомагнитного поля были выполнены с помощью пакета Fourpot 1.3b [Pirttijärvi, 2015].

На втором этапе расчетов глубины центра масс и верхней границы литосферных магнитных источников определялись методом наименьших квадратов по наклонам полученных спектров аномального геомагнитного поля для различных частотных диапазонов согласно соотношениям (4) и (5). Глубины Z_0 вычислялись в интервале волновых чисел от максимума спектра, т.е. примерно от 0 рад/км, до 0.05 рад/км. Как показыва-

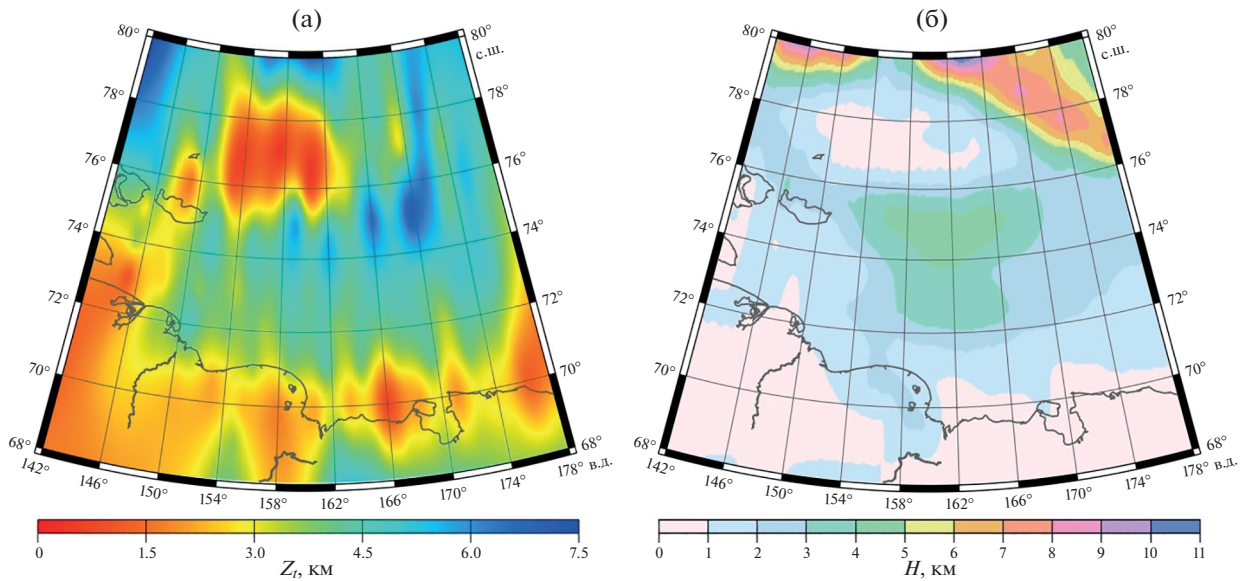


Рис. 3. Глубина верхней границы литосферных магнитных источников (а) и мощность осадочных отложений согласно модели CRUST 1.0 [Laske et al., 2013] (б).

ют синтетические тесты, использование такого диапазона волновых чисел корректно для расчетов глубины центра масс магнитоактивного слоя мощностью до 50 км [Núñez Demarco et al., 2021]. Для вычислений глубин Z_l использовался интервал волновых чисел примерно от 0.25 до 0.5 рад/км. Наконец, глубины нижней границы вычислялись по полученным значениям Z_0 и Z_l с помощью соотношения (6).

Погрешности вычислений глубин рассчитывались по формуле, предложенной в работах [Okubo, Matsunaga, 1994; Salazar et al., 2017]:

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{|k_2| - |k_1|}, \quad (7)$$

где: σ – среднеквадратичное отклонение линейной аппроксимации от наблюдаемого спектра; $|k_2|$ и $|k_1|$ – верхняя и нижняя граница диапазона волновых чисел, в котором определялись искомые параметры.

Отметим, что соотношение (7) не учитывает погрешности исходных данных, которые могут быть весьма существенными, особенно в приполярных областях. Так для рассматриваемой территории согласно модели EMAG2v3 максимальная величина ошибок составляет 167 нТл [Meuser et al., 2017]. Однако, как показал синтетический тест, проведенный в работе [Середкина, Филиппов, 2021], добавление к исходным данным случайного шума с амплитудой ± 167 нТл практически не сказывается на значениях глубин центра масс и нижней границы литосферных магнитных источников.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Глубина верхней границы

Результаты расчетов глубин литосферных магнитных источников для исследуемой территории, выполненные по описанной выше методике с использованием соотношений (4)–(6) представлены на рис. 3–рис. 5. Глубина верхней границы магнитоактивного слоя (Z_l) изменяется примерно от 0.4 км под поднятием Де-Лонга до 7 км под Новосибирским и Восточно-Сибирским осадочными бассейнами и бассейном Вилькицкого (рис. 1, рис. 3а). В пределах континентальной части и под Новосибирскими островами эта глубина в среднем составляет около 1.5 км. Погрешность вычисления данного параметра носит случайный характер и лежит в диапазоне от 0.1 до 0.6 км, со средним значением ~ 0.3 км.

Исходя из того, что намагниченность осадочных горных пород пренебрежимо мала по сравнению с намагниченностью метаморфических и магматических пород кристаллического фундамента [Яновский, 1978], полученное распределение глубины Z_l может быть сопоставлено с известными данными о мощности осадков для рассматриваемой территории. Общие тенденции в вариациях мощности осадков, выявленные в результате региональных сейсмических исследований и обобщенные в работах [Franke et al., 2004; Gramberg et al., 1999], хорошо прослеживаются в глобальной модели CRUST 1.0 [Laske et al., 2013] (рис. 3б). Согласно этой модели, а также более детальным данным [Gramberg et al., 1999], минимальная толщина осадочного слоя от 0 до 2 км на-

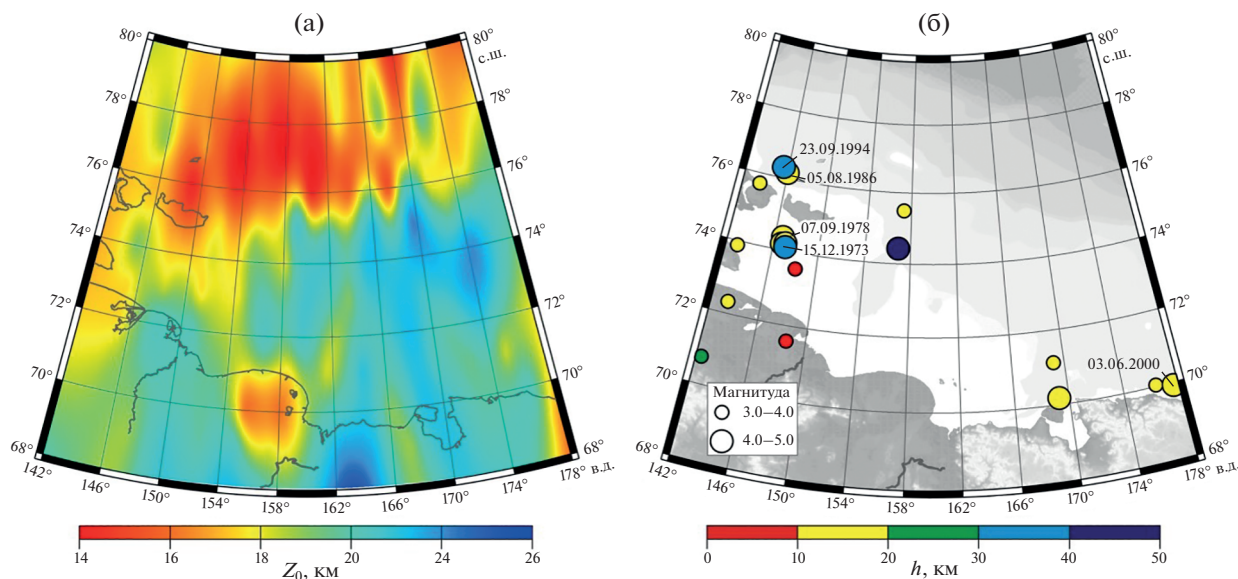


Рис. 4. Глубина центра масс литосферных магнитных источников (а) и распределение глубин гипоцентров землетрясений с $M \geq 3.0$ (1973–2020 гг.) по данным [Автисов, 1993; Имаева и др., 2021; International..., 2021] (б).

блюдается под поднятием Де-Лонга, Новосибирскими островами и континентальной частью рассматриваемой территории. Максимальная мощность осадков (6–10 км) достигается на севере области исследования: под Новосибирским осадочным бассейном и котловиной Подводников [Gramberg et al., 1999; Laske et al., 2013]. Кроме того большими мощностями осадков, оценки которых варьируют от 4–5 км [Драчев и др., 2001; Laske et al., 2013] до 7 [Franke et al., 2004] или даже 310 км [Gramberg et al., 1999], характеризуется Восточно-Сибирский осадочный бассейн и бассейн Вилькицкого. Дополнительным подтверждением повышенной мощности осадков под этими бассейнами служит низкоскоростная аномалия групповых скоростей волн Рэлея на периоде 20 с [Середкина, 2019; Levshin et al., 2001], на котором эти волны чувствительны к строению верхней части земной коры [Ritzwoller, Levshin, 1998]. Под Нижне-Колымским и Чаунским осадочными бассейнами [Шипилов и др., 2021], имеющими относительно небольшие размеры и характеризующимися лишь незначительным увеличением мощности осадков по сравнению с окружающими их структурами (рис. 1, рис. 3б) [Gramberg et al., 1999; Laske et al., 2013], заглупления верхней границы магнитоактивного слоя не наблюдается (рис. 3а). Таким образом, с учетом более детального горизонтального разрешения результатов сейсмопрофилирования, полученное нами распределение глубины верхней границы магнитных источников хорошо согласуется с имеющимися сейсмическими данными (рис. 3).

Глубина центра масс

Глубина центра масс магнитоактивного слоя литосферы (Z_0) в пределах исследуемой территории уменьшается в северном направлении приблизительно от 24 км под континентом до 13 км под поднятием Де-Лонга и котловиной Подводников (рис. 4а). Северные, прибрежные части Яно-Индигирской и Колымской низменностей характеризуются пониженными значениями глубины Z_0 . Большие значения глубин (>20 км) наблюдаются под центральной частью шельфа Восточно-Сибирского моря. Локальные максимумы глубины центра масс под котловиной Подводников, где Z_0 составляет примерно 19 км, вероятнее всего, обусловлены высокими значениями погрешности определения данного параметра (1.8–2.0 км). В целом для рассматриваемого региона, как и в случае с верхней границей литосферных магнитных источников, погрешности вычисления глубины центра масс распределены случайным образом от 0.2 до 2.2 км. Среднее значение погрешности составляет ~ 1.5 км и равняется средней оценке погрешности Z_0 , полученной с использованием модели EMAG2v3, для 20 различных тектонических провинций Арктики в работе [Середкина, Филиппов, 2021].

Значения глубины центра масс магнитоактивного слоя литосферы из глобальной модели [Tanaka, 2017], рассчитанной методом центроида (так же как и в данной работе), близки к нашим оценкам глубины Z_0 . Для региона, ограниченного по широте 68° – 78° с.ш. (области, лежащие севернее 78° с.ш. и южнее 78° ю.ш., не рассматриваются в модели [Tanaka, 2017]), они составляют от 15

до 30 км, а наибольшие значения наблюдаются под центральной частью шельфа Восточно-Сибирского моря и под континентом. Следует отметить, что полученные нами данные характеризуются более высоким горизонтальным разрешением, т.к. в модели [Tanaka, 2017] спектры аномалий геомагнитного поля рассчитывались для блоков с размерами $3.15^\circ \times 3.15^\circ$ без перекрытия между соседними блоками. Кроме того, некоторые расхождения в результатах могут быть связаны с разницей используемых моделей аномального геомагнитного поля. Так, основой для построения распределения глубины центра масс в работе [Tanaka, 2017] служила модель WDMAM 2.0 [Lesur et al., 2016]. В нашем исследовании использовалась более современная модель EMAG2v3 [Meyer et al., 2017], в отличие от WDMAM 2.0 опирающаяся только на непосредственные измерения геомагнитного поля, что, как было отмечено выше, является ее несомненным преимуществом.

Для некоторых сейсмоактивных регионов Земли показано, что глубина центра масс литосферных магнитных источников примерно совпадает или расположена чуть выше нижней границы сейсмоактивного слоя (глубины, выше которой расположены гипоцентры 90% землетрясений) [Filipova et al., 2021; Tanaka, 2007]. Такое соотношение является вполне закономерным, исходя из того, что температуры на нижних границах сейсмоактивного и магнитоактивного слоев составляют 300–400°C [Sibson 1982; 1984] и 578°C (температура точки Кюри магнетита) [Langel, Hinze, 1998] соответственно, а Z_b связана с Z_0 согласно соотношению (6), причем, как правило, $Z_0 \gg Z_b$. Большая по сравнению с глубиной центра масс мощность сейсмоактивного слоя выявлена в Южной Америке [Idárraga-García, Vargas, 2018] и Японии [Tanaka, Ishikawa, 2005]. В первом случае, такой результат, скорее всего, является следствием выбора некорректного частотного диапазона для расчета глубины Z_0 [Núñez Demarco et al., 2021] и ошибок вычислений глубины нижней границы сейсмоактивного слоя, связанных с тем, что для расчетов использовались все, без учета погрешности, значения глубин гипоцентров землетрясений из ISC-каталога.

Рассматриваемая в данной работе территория Восточно-Сибирского моря характеризуется слабым уровнем сейсмической активности (рис. 4б). За последние почти 50 лет здесь произошло всего несколько десятков землетрясений с магнитудой более 3.0, большая часть из которых локализована в районе Новосибирских островов [Имаева и др., 2017; International..., 2021]. Только для 19 сейсмических событий (1973–2020 гг.) имеется информация о глубинах их гипоцентров [Аветисов, 1993; Имаева и др., 2021; International..., 2021], причем погрешности вычислений рассмат-

риваемого параметра практически во всех случаях неизвестны. Исключение составляют 2 землетрясения, значения глубин для которых могут рассматриваться как надежные. Первое из них – сильнейшее для исследуемой территории за инструментальный период наблюдений землетрясение 15.12.1973 г. с $M = 4.9$ и глубиной 33 км [Аветисов, 1993] и второе – землетрясение 23.09.1994 г. с $M_w = 4.7$ и глубиной 39 км, очаговые параметры которого были рассчитаны по амплитудным спектрам поверхностных волн в работе [Имаева и др., 2021]. Несмотря на то, что все остальные землетрясения с близкими координатами эпицентров произошли в верхней коре (на глубине до 10 км включительно), наличие двух относительно сильных событий с большими глубинами гипоцентров может указывать на некоторое заглубление нижней границы сейсмоактивного слоя на рассматриваемых локальных участках, где также наблюдаются максимумы глубины центра масс литосферных магнитных источников. Однако такое предположение можно рассматривать только как предварительное, так как провести точные, статистически надежные оценки глубины нижней границы сейсмоактивного слоя для рассматриваемой территории в настоящее время невозможно из-за малого количества исходных данных.

Глубина нижней границы

Глубина нижней границы магнитоактивного слоя литосферы (Z_b) представляет наибольший интерес из всех рассматриваемых параметров. Ее значения в пределах рассматриваемой территории изменяются примерно от 25 км к северу от 76° с.ш. до 43 км под континентом и центральной частью шельфа Восточно-Сибирского моря (рис. 5а), т.е., массив Де-Лонга характеризуется меньшими значениями глубины Z_b по сравнению с Новосибирско-Чукотским складчатым поясом (рис. 1). Отметим, что положение нижней границы литосферных магнитных источников под Южно-Ануйской шовной зоной не отличается от соседних структур, что может быть связано с тем, что ширина шовной зоны практически везде составляет менее 200 км, т.е., не превышает размеров блоков, в пределах которых рассчитывались спектры магнитных аномалий (рис. 1, рис. 2). Средняя глубина Z_b для всей акватории Восточно-Сибирского моря равняется 34 км, что хорошо согласуется с полученной ранее средней оценкой из работы [Середкина, Филиппов, 2021]. Погрешности определения Z_b составляют от 0.4 до 4.5 км.

Полученное распределение глубины Z_b практически полностью идентично распределению глубины центра масс (рис. 4а), что является прямым следствием соотношения (6) и того, что глу-

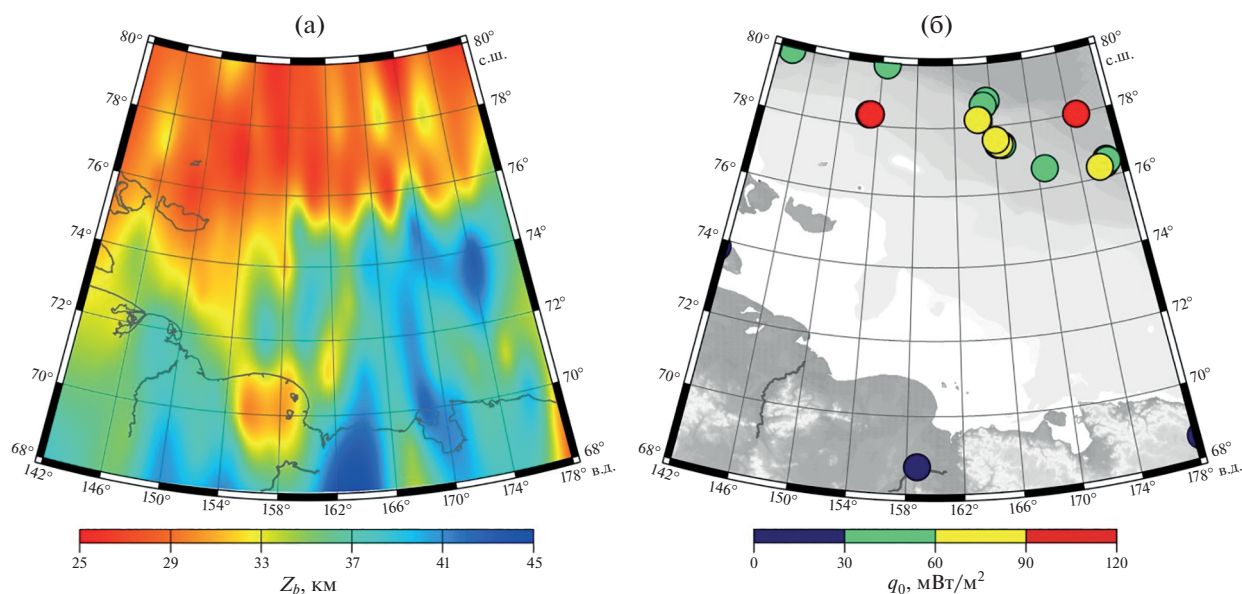


Рис. 5. Глубина нижней границы литосферных магнитных источников (а) и значения поверхностного теплового потока по данным [ИНФС..., 2012; O'Regan et al., 2016] (б).

бина верхней границы практически для всей исследуемой территории существенно меньше глубины Z_0 (рис. 3а). Исключение составляет только северная часть области исследования, где под Новосибирским осадочным бассейном и котловиной Подводников Z_1 достигает ~ 7 км, а Z_0 , напротив, уменьшается до 16–19 км. В результате локальные максимумы, хорошо прослеживаемые для глубины центра масс магнитных источников, в распределении глубины нижней границы выражены слабее. Как было отмечено ранее, под котловиной Подводников эти максимумы, вероятно всего, обусловлены высокими значениями погрешности определения глубины Z_b (4.0–4.4 км). Для максимума под Новосибирским осадочным бассейном погрешность несколько ниже и составляет около 3.0 км. Косвенным свидетельством того, что этот максимум не является следствием погрешности вычислений, может служить большая глубина гипоцентра землетрясения 23.09.1994 г. [Имаева и др., 2021] (рис. 4б). Однако этот результат можно рассматривать лишь как предварительный до появления новых данных (результатов измерений поверхностного теплового потока, дополнительных надежных определений глубин гипоцентров землетрясений), которые могли бы его подтвердить.

Основные особенности полученного распределения глубины нижней границы литосферных магнитных источников (рис. 5а), обладающего более высоким горизонтальным разрешением, хорошо согласуются с глобальными моделями [Gard, Hasterok, 2021; Li et al., 2017]. В результате всех проведенных исследований показано, что

глубина Z_b уменьшается примерно от 40 км под прибрежной частью шельфа Восточно-Сибирского моря до 20 км [Li et al., 2017] или даже 15 км [Gard, Hasterok, 2021] на севере области исследования. Отметим, что в модели [Li et al., 2017] так же как и в данной работе прослеживается локальный максимум глубины нижней границы магнитоактивного слоя под Новосибирским осадочным бассейном. Основные различия распределений Z_b касаются континентальной части области исследования. Согласно [Li et al., 2017] Z_b для этой территории не превышает 15–20 км, что существенно ниже близких между собой оценок 25–40 км [Gard, Hasterok, 2021] или 30–45 км (рис. 5а). Частично, это может быть связано с разницей в исходных данных. Так, в работе [Li et al., 2017] расчеты глубины Z_b основывались на модели EMAG2v2 [Maus et al., 2009], являющейся предшественником используемой нами EMAG2v3 [Meyer et al., 2017]. Для построения глобального распределения [Gard, Hasterok, 2021] аномальное поле задавалось сферическими гармониками 16–100 степени модели LCS-1 [Olsen et al., 2017]. Кроме того, выявленное несоответствие глубин обусловлено разницей в методах их вычисления. Недостатком модели [Li et al., 2017], рассчитанной с учетом фрактального характера намагниченности в слое, является задание единого, фиксированного для всей Земли, значения фрактального параметра β . Данный параметр, как показывают синтетические тесты, не может быть устойчиво определен совместно с глубинами залегания магнитных источников [Vouligand et al., 2009] и изменяется в широких пределах в зависимости от гео-

логического строения области исследования [Bansal et al., 2013; Bouligand et al., 2009]. Учитывая близость оценок, полученных в данной работе и глобальной модели [Gard, Hasterok, 2021], рассчитанной методом эквивалентных источников магнитных диполей, а также имеющиеся данные о поверхностном тепловом потоке (см. далее), большие значения глубины нижней границы магнитных источников под континентом по сравнению с шельфовыми областями выглядят более обоснованными.

Рассмотрим вопрос о соотношении между глубинами Мохо и нижней границы литосферных магнитных источников. Первые исследования магнитных свойств мантийных ксенолитов позволили сделать предположение, что граница Мохо может приближенно рассматриваться в качестве нижней границы магнитоактивного слоя литосферы [Wasilewski et al., 1979; Wasilewski, Mayhew, 1992], что было экспериментально подтверждено по геомагнитным данным для различных регионов Земли [Bansal et al., 2011; 2013; Salem et al., 2014; Trifonova et al., 2009]. Однако последующий анализ большего количества образцов показал, что магнетит входит в состав пород верхней мантии, и, соответственно, она может обладать магнитными свойствами [Ferré et al., 2013; 2014; Friedman et al., 2014]. Такое предположение также было подтверждено во многих работах, использующих различные подходы к определению глубины Z_b [Aboud et al., 2016; Arnaiz-Rodríguez, Orihuela, 2013; Filippova et al., 2021; Idárraga-García, Vargas, 2018; Kumar et al., 2021; Maule et al., 2005].

Для сопоставления глубин использовались две различные модели земной коры (рис. 6а, 6б): глобальная модель CRUST 1.0 [Laske et al., 2013], базирующаяся на данных сейсмопрофилирования, глубинного сейсмического зондирования и результатах, полученных методами функции приемника; поверхностно-волновая модель распределения скоростей S -волн в коре и верхней мантии из работы [Seredkina, 2019]. В общих чертах обе модели схожи между собой и демонстрируют утонение коры в северном направлении. Однако есть и отличия, одни из которых, вероятнее всего, вызваны более низким горизонтальным разрешением данных поверхностно-волновой томографии. Так, при интерпретации результатов для территории Новосибирских островов и котловины Подводников предпочтительнее использовать модель CRUST 1.0. Для континентальной части области исследования, где модель CRUST 1.0 плохо обеспечена исходными данными, напротив, более обоснованно проводить анализ, основываясь на работе [Seredkina, 2019], учитывающей региональные исследования [Maskey et al., 1998].

В результате было получено, что под континентом, Новосибирскими островами, поднятием

Де-Лонга и западной частью шельфа Восточно-Сибирского моря (западнее 154° с.ш.) глубина нижней границы литосферных магнитных источников расположена выше границы Мохо или примерно совпадает с ней (рис. 6в, 6г). Верхняя мантия обладает магнитными свойствами под восточной частью шельфа и котловиной Подводников, где разница между глубинами Мохо и Z_b превышает 4.5 км, т.е. выше максимальной погрешности определения глубины нижней границы магнитоактивного слоя.

Тепловой режим литосферы

Для многих регионов Земли экспериментально установлена обратная зависимость между значениями глубины нижней границы литосферных магнитных источников и поверхностным тепловым потоком [Hsieh et al., 2014; Idárraga-García, Vargas, 2018; Oliveira et al., 2021; Salem et al., 2014; Tanaka, Ishikawa, 2005; и др.]. Такой результат является вполне закономерным с учетом следующих допущений. Во-первых, предполагается, что основным магнитным минералом в литосфере является магнетит, т.е., температура на глубине Z_b постоянна и составляет 578°C [Langel, Hinze 1998]. Во-вторых, принимается, что тепловое поле стационарно и однородно, конвективный теплоперенос отсутствует, т.е., передача тепла осуществляется только посредством кондукции, а в земной коре действуют лишь радиоактивные источники тепловыделения [Голубев, 2007; Filippova et al., 2021; Fowler, 2005].

Для исследуемой области имеющиеся данные о поверхностном тепловом потоке весьма немногочисленны и распределены неравномерно [ИНФС..., 2012; O'Regan et al., 2016] (рис. 5б), что существенно затрудняет обсуждение полученных результатов. На континенте имеется всего одно измерение потока $q_0 = 20$ мВт/м². В непосредственной близости от восточной и западной границ рассматриваемой области, в точках с координатами 68.9° с.ш., 178.8° в.д. и 73.9° с.ш. и 141.7° в.д., имеется еще 3 значения теплового потока в диапазоне 15–19 мВт/м². С учетом всех этих данных средний поверхностный тепловой поток для континента и Новосибирских островов составляет 18.3 ± 1.9 мВт/м². К сожалению, практически для всего шельфа Восточно-Сибирского моря данных о потоке нет, т.к. все имеющиеся измерения потока сосредоточены в северной части области исследования. Для территории, ограниченной 76° – 78° с.ш., средний тепловой поток составляет 49.6 ± 15.8 мВт/м² (14 измерений), а севернее 78° с.ш. – 66.7 ± 24.9 мВт/м² (12 измерений). Большой разброс индивидуальных значений потока для акватории (20–105 мВт/м²), с одной стороны, может являться следствием погрешностей изме-

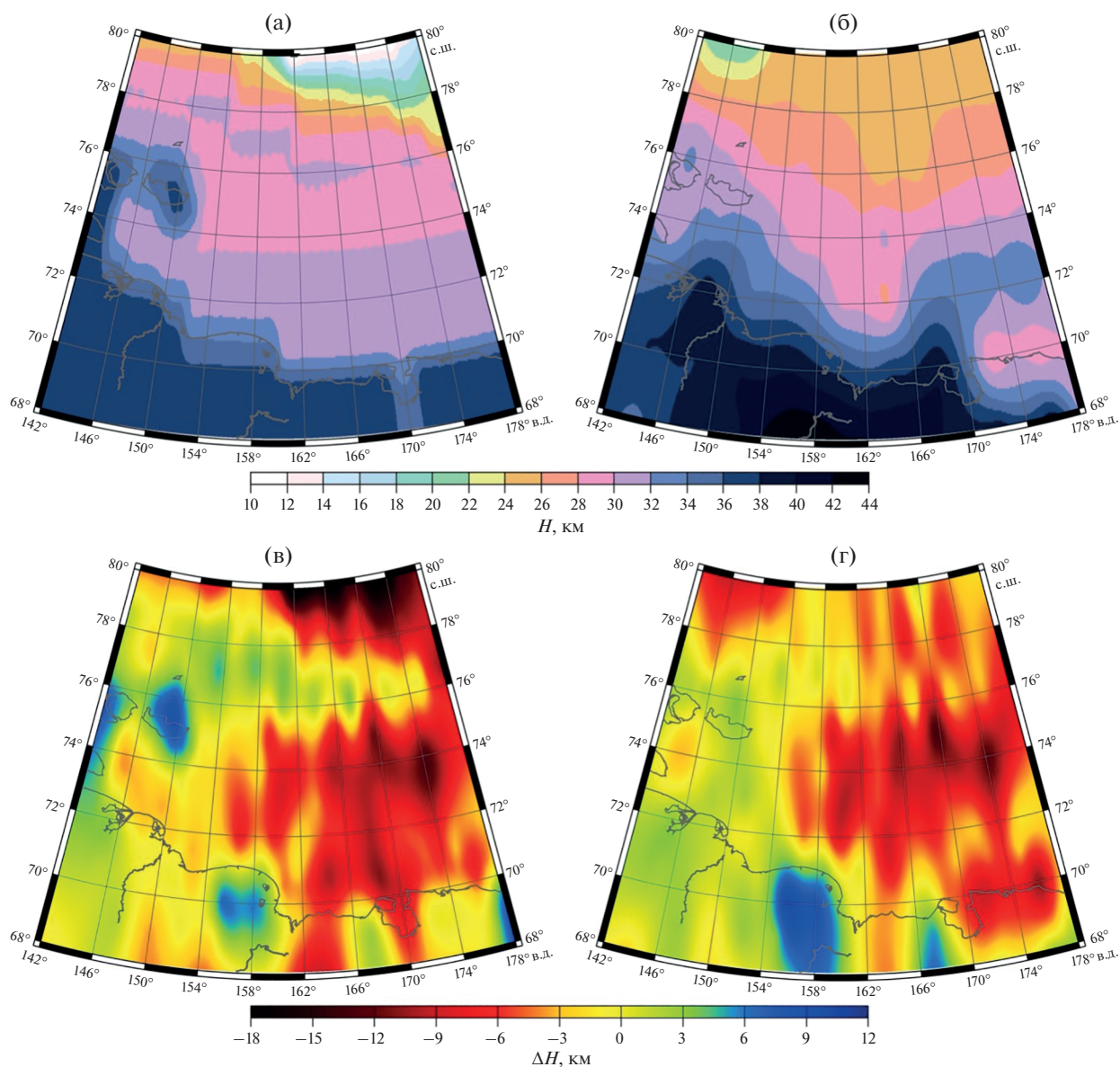


Рис. 6. (а) – Мощность земной коры для модели CRUST 1.0 [Laske et al., 2013]; (б) – мощность земной коры по данным поверхностно-волновой томографии [Seredkina, 2019]; (в) – разница между глубинами Мохо (а) и нижней границы литосферных магнитных источников (рис. 5а); (г) – разница между глубинами Мохо (б) и нижней границы литосферных магнитных источников (рис. 5а).

рений, которые в большинстве случаев неизвестны [ИНСФ..., 2012], а с другой стороны, может указывать на высокую неоднородность теплового поля. Таким образом, имеющиеся данные о поверхностном тепловом потоке не позволяют верифицировать относительно мелкомасштабные детали полученного распределения нижней границы магнитных источников (рис. 5а), но подтверждают увеличение температуры литосферы и, как следствие, уменьшение глубины Z_b в северном направлении.

Более сильный прогрев литосферы на севере рассматриваемой области – под котловиной Подводников и массивом Де-Лонга, характеризующимися субокеаническим и континентальным типом коры соответственно [Хайн и др., 2009; Никишин и др., 2019; Petrov et al., 2016] – подтверждается результатами независимых геофизических исследований [Sammarano, Guerri, 2017; Lebedev et al., 2017]. Согласно результатам петрофизического моделирования, основанного на данных поверхностно-волновой томографии [Lebedev et al., 2017], средняя температура в ин-

тервале глубин 80–150 км увеличивается от ~1200°С под континентом до ~1400°С под поднятием Де-Лонга. Та же самая тенденция, а именно увеличение температуры на севере примерно на 200° на глубинах 60–180 км, прослеживается в температурной модели, рассчитанной по данным 11 различных глобальных распределений скоростей S-волн [Samragano, Guerri, 2017]. Для континентальной части рассматриваемой территории согласно модели ТС-1 глубина изотермы 550°С составляет около 33 км [Artemieva, 2006]. Это хорошо согласуется с нашим средним значением глубины нижней границы литосферных магнитных источников, примерно равным 37 км ($T = 578^\circ\text{C}$), учитывая низкие значения поверхностного теплового потока (рис. 5б) и, соответственно, невысокие температурные градиенты на глубине [Filipova et al., 2021].

ВЫВОДЫ

В работе выполнен спектральный анализ аномального геомагнитного поля, заданного глобальной моделью EMAG2v3, и на его основе получены оценки глубин центра масс, верхней и нижней границ литосферных магнитных источников для Восточно-Сибирского моря (68°–80° с.ш., 142°–178° в.д.). Анализ полученных результатов позволил сделать следующие выводы.

1. Глубина верхней границы магнитоактивного слоя изменяется примерно от 0.4 км под поднятием Де-Лонга до 7 км под Новосибирским и Восточно-Сибирским осадочными бассейнами, что согласуется с сейсмическими данными.

2. Глубина нижней границы литосферных магнитных источников изменяется приблизительно от 25 км под массивом Де-Лонга и котловиной Подводников до 43 км под Новосибирско-Чукотским складчатым поясом.

3. Для рассматриваемой территории магнитоактивный слой литосферы полностью расположен в пределах земной коры под континентом, Новосибирскими островами, поднятием Де-Лонга и западной частью шельфа Восточно-Сибирского моря. Верхняя мантия обладает магнитными свойствами под восточной частью шельфа и котловиной Подводников.

4. Полученные результаты свидетельствуют о более сильном прогреве литосферы на севере исследуемой территории: под котловиной Подводников и массивом Де-Лонга, характеризующимися субокеаническим и континентальным типом коры соответственно.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант № 21-77-10070.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам за комментарии, позволившие улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аветисов Г.П.* Некоторые вопросы динамики литосферы моря Лаптевых // Физика Земли. 1993. № 5. С. 28–38.
- Верба В.В., Ким Б.И., Волк В.Э.* Строение земной коры арктического региона по геофизическим данным. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2 / Аветисов Г.П., Погребницкий Ю.Е. (ред.) СПб.: изд-во ВНИИ Океангеология. 1998. С. 12–28.
- Глебовский В.Ю., Астафурова Е.Г., Черных А.А., Корнева М.С., Каминский В.Д., Поселов В.А.* Мощность земной коры в глубоководной части Северного Ледовитого океана: результаты 3-D гравитационного моделирования // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 327–344.
- Голубев В.А.* Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”. 2007. 222 с.
- Грамберг И.С., Пискарев А.Л., Беляев И.В.* Блоковая тектоника дна Восточно-Сибирского и Чукотского морей по данным анализа гравитационных и магнитных аномалий // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 5. С. 656–659.
- Драчев С.С., Елистратов А.В., Савостин Л.А.* Структура и сеймостратиграфия шельфа Восточно-Сибирского моря вдоль сейсмического профиля “Индибирский залив – остров Жаннетты” // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 4. С. 521–525.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. 1990. Кн. 2. 334 с.
- Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Мельникова В.И., Середкина А.И., Маккей К.Д., Ашурков С.В., Смекалин О.П., Овсяченко А.Н., Чипизубов А.В., Сясько А.А.* Сеймотектоника северо-восточного сектора Российской Арктики. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2017. 136 с.
- Имаева Л.П., Имаев В.С., Середкина А.И.* Сеймотектонические деформации активных сегментов зоны сопряжения Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Ануйской сутуры, северо-восток России // Геотектоника. 2021. № 1. С. 23–40. <https://doi.org/10.31857/S0016853X21010069>
- Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шипилов Э.В.* Геодинамические причины возникновения и прекращения кайнозойских сдвиговых деформаций в Хатанга-Ломоносовской разломной зоне (Арктика) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 82–87. <https://doi.org/10.31857/S2686739720050102>
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Толмачева Т.Ю., Матушкин Н.Ю., Жданова А.И.* Первые палеомагнитные данные для раннепалеозойских отложений Новосибирских островов (Восточно-Сибирское море): к вопросу формирования Южно-Ануйской сутуры и тектонической реконструкции Арктиды // Литосфера. 2014. № 3. С. 11–31.
- Никишин А.М., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е., Клушинг С., Малышев Н.А., Петров Е.И., Посаментьер Х., Фрейман С.И., Линева М.Д., Жуков Н.Н.* Сеймострати-

- графия и этапы геологической истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и сопряженной части Американо-Сибирского бассейна // Геотектоника. 2019. № 6. С. 3–26.
<https://doi.org/10.31857/S0016-853X201963-26>
- Пискарёв А.Л.* Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: изд-во ВНИИ Океангеология. 2016. 291 с.
- Середкина А.И.* Поверхностно-волновая томография Арктики // Физика Земли. 2019. № 3. С. 439–450.
<https://doi.org/10.1134/S106935131903008X>
- Середкина А.И., Филиппов С.В.* Глубины залегания магнитных источников в Арктике и их связь с параметрами литосферы // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 7. С. 902–916.
<https://doi.org/10.15372/GiG2020162>
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Ануйской сугуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И.* Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 443–460.
- Шпилов Э.В.* К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
- Шпилов Э.В., Лобковский Л.И., Шкарубо С.И., Кириллова Т.А.* Геодинамические обстановки в зоне сопряжения хребта Ломоносова и Евразийского бассейна с континентальной окраиной Евразии // Геотектоника. 2021. № 5. С. 3–26.
<https://doi.org/10.31857/S0016853X21050076>
- Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л.* Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1261–1272.
- Яновский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: Ленинградский университет. 1978. 592 с.
- Aboud E., Alotaibi A.M., Saud R.* Relationship between Curie isotherm surface and Moho discontinuity in the Arabian shield, Saudi Arabia // Asian J. Earth Sci. 2016. V. 128. P. 42–53.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.07.025>
- Amante C., Eakins B.W.* ETOPO1. 1 Arc-minute global relief model: Procedures, data sources and analysis, NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. 2009. National Geophysical Data Center, NOAA.
<https://doi.org/10.7289/V5C8276M>
- Arnaiz-Rodríguez M.S., Orihuela N.* Curie point depth in Venezuela and the Eastern Caribbean // Tectonophysics. 2013. V. 590. P. 38–51.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.004>
- Artemieva I.M.* Global $1^\circ \times 1^\circ$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 245–277.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.022>
- Bansal A.R., Gabriel G., Dimri V.P., Krawczyk C.M.* Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources: an application to aeromagnetic data in Germany // Geophysics. 2011. V. 76. № 3. L11–L22.
<https://doi.org/10.1190/1.3560017>
- Bansal A.R., Anand S.P., Rajaram M., Rao V.K., Dimri V.P.* Depth to the bottom of magnetic sources (DBMS) from aeromagnetic data of Central India using modified centroid method for fractal distribution of sources // Tectonophysics. 2013. V. 603. P. 155–161.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.024>
- Bhattacharyya B.K., Leu L.-K.* Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures // Geophysics. 1975a. V. 40. № 6. P. 993–1013.
- Bhattacharyya B.K., Leu L.-K.* Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone national park: mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance // J. Geophys. Res. 1975b. V. 80. № 32. P. 4461–4465.
- Bouligand C., Glen J.M.G., Blakely J.* Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. P. B11104.
<https://doi.org/10.1029/2009JB006494>
- Cammarano F., Guerri M.* Global thermal models of the lithosphere // Geophys. J. Int. 2017. V. 210. P. 56–72.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggx144>
- Drachev S.S.* Fold belts and sedimentary basins of the Eurasian Arctic // Arktos. 2016. V. 2. P. 21.
<https://doi.org/10.1007/s41063-015-0014-8>
- Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M.* Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview / Petroleum geology: from mature basins to new frontiers / Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference. Geological Society. London. 2010. P. 591–619.
<https://doi.org/10.1144/0070591>
- Filippova A.I., Golubev V.A., Filippov S.V.* Curie point depth and thermal state of the lithosphere beneath the northeastern flank of the Baikal rift zone and adjacent areas // Surv. Geophys. 2021. V. 42. № 5. P. 1143–1170.
<https://doi.org/10.1007/s10712-021-09651-7>
- Fowler C.M.R.* The solid Earth: An introduction to global geophysics. Cambridge Univ. Press. Cambridge. UK. 2005.
- Ferré E.C., Friedman S.A., Martín-Hernández F., Feinberg J.M., Conder J.A., Ionov D.A.* The magnetism of mantle xenoliths and potential implications for sub-Moho magnetic sources // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 105–110.
<https://doi.org/10.1029/2012GL054100>
- Ferré E.C., Friedman S.A., Martín-Hernández F., Feinberg J.M., Till J.L., Ionov D.A., Conder J.A.* Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic // Tectonophysics. 2014. V. 624–625. P. 3–14.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.004>
- Franke D., Hinz K., Reichert C.* Geology of the East Siberian Sea, Russian Arctic, from seismic images: structures, evolution, and implications for the evolution of the Arctic Ocean Basin // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. P. B07106.
<https://doi.org/10.1029/2003JB002687>
- Friedman S.A., Feinberg J.M., Ferré E.C., Demory F., Martín-Hernández F., Conder J.A., Rochette P.* Craton vs. rift uppermost mantle contributions to magnetic anomalies in the United States interior // Tectonophysics. 2014. V. 624–625. P. 15–23.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.023>
- Gaina C., Medvedev S., Torsvik T.H., Koulakov I., Werner S.C.* 4D Arctic: a glimpse into the structure and evolution of the Arctic in the light of new geophysical maps, plate tectonics and tomographic models // Surv. Geophys. 2014. V. 35. P. 1095–1122.
<https://doi.org/10.1007/s10712-013-9254-y>
- Gaina C., Werner S., Saltus R., Maus S.* Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps

- of the Arctic // *Geol. Soc. Lond. Mem.* 2011. V. 35. № 1. P. 39–48.
- Gard M., Hasterok D.* A global Curie depth model utilizing the equivalent source magnetic dipole method // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2021. V. 313. 106672. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2021.106672>
- Gramberg I.S., Verba V.V., Verba M.L., Kos'ko M.K.* Sedimentary cover thickness map – sedimentary basins in the Arctic // *Polarforschung.* 1999. V. 69. P. 243–249.
- Hsieh H.-H., Chen C.-H., Lin P.-Y., Yen H.-Y.* Curie point depth from spectral analysis of magnetic data in Taiwan // *Asian J. Earth Sci.* 2014. V. 90. P. 26–33. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.04.007>
- Hussein M., Mickus K., Serpa L.F.* Curie point depth estimates from aeromagnetic data from Death Valley and surrounding regions, California // *Pure Appl. Geophys.* 2013. V. 170. P. 617–632. <https://doi.org/10.1007/s00024-012-0557-6>
- Idárraga-García J., Vargas C.A.* Depth to the bottom of magnetic layer in South America and its relationship to Curie isotherm, Moho depth and seismicity behavior // *Geodesy and Geodynamics.* 2018. V. 9. P. 93–107. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2017.09.006>
- IHFC. Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission. 2012. <https://ihfc-iugg.org/products/global-heat-flow-database/data>
- International Seismological Centre. On-line Bulletin. Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom. 2021. <http://www.isc.ac.uk>
- Kumar R., Bansal A.R., Betts P.G., Ravat D.* Re-assessment of the depth to the base of magnetic sources (DBMS) in Australia from aeromagnetic data using the defractal method // *Geophys. J. Int.* 2021. V. 225. № 1. P. 530–547. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa601>
- Langel R.A., Hinze W.J.* The magnetic field of the Earth's lithosphere. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 1998.
- Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M.* Update on CRUST1.0 - A 1-degree Global Model of Earth's Crust. In: *Geophysical Research Abstracts.* 2013. V. 15. Abstract EGU 2013-2658.
- Lebedev S., Schaeffer A.J., Fullea J., Pease V.* Seismic tomography of the Arctic region: inferences for the thermal structure and evolution of the lithosphere. Circum-Arctic lithosphere evolution / London, UK, Geological Society, Special Publications. 2017. V. 460. P. 419–440.
- Lesur V., Hamoudi M., Choi Y., Dyment J., Thébaud, E.* Building the second version of the World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM) // *Earth Planets Space.* 2016. V. 68. № 1. P. 1–13.
- Levshin A.L., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Villasenor A., Padgett C.A.* New constraints on the arctic crust and uppermost mantle: surface wave group velocities, Pn, and Sn // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2001. V. 123. P. 185–204.
- Li C.-F., Lu Y., Wang J.* A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2 // *Scientific Reports.* 2017. V. 7. 45129. <https://doi.org/10.1038/srep45129>
- Mackey K.G., Fujita K., Ruff L.J.* Crustal thickness of Northeast Russia // *Tectonophysics.* 1998. V. 284. P. 283–297.
- Maule C.F., Purucker M.E., Olsen N., Mosegaard K.* Heat flux anomalies in Antarctica revealed by satellite magnetic data. *Science.* 2005. V. 309. № 5733. P. 464–467. <https://doi.org/10.1126/science.1106888>
- Maus S., Dimri V.P.* Scaling properties of potential fields due to scaling sources // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. P. 891–894.
- Maus S., Gordon D., Fairhead D.J.* Curie temperature depth estimation using a selfsimilar magnetization model // *Geophys. J. Int.* 1997. V. 129. P. 163–168.
- Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al.* EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2009. V. 10. Q08005. <https://doi.org/10.1029/2009GC002471>
- Meyer B., Chulliat A., Saltus R.* Derivation and error analysis of the earth magnetic anomaly grid at 2 arc min resolution version 3 (EMAG2v3) // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2017. V. 18. P. 4522–4537. <https://doi.org/10.1002/2017GC007280>
- Núñez Demarco P., Prezzi C., Sánchez Bettucci L.* Review of Curie point depth determination through different spectral methods applied to magnetic data // *Geophys. J. Int.* 2021. V. 224. № 1. P. 17–39. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa361>
- Okubo Y., Graf R.J., Hansen R.O., Ogawa K., Tsu H.* Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan // *Geophysics.* 1985. V. 50. P. 481–494.
- Okubo Y., Matsunaga T.* Curie point depth in northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. № B11. P. 22363–22371.
- Oliveira J.T.C., Barbosa J.A., de Castro D.L., de Barros Correia P., Magalhães J.R.C., Filho O.J.C., Buarque B.V.* Precambrian tectonic inheritance control of the NE Brazilian continental margin revealed by Curie point depth estimation // *Annals. Geophys.* 2021. V. 64. № 2. GT213. <https://doi.org/10.4401/ag-8424>
- Olsen N., Ravat D., Finlay C.C., Kother L.K.* LCS-1: a high-resolution global model of the lithospheric magnetic field derived from CHAMP and Swarm satellite observations // *Geophys. J. Int.* 2017. V. 211. P. 1461–1477. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx381>
- O'Regan M., Preto P., Stranne C., Jakobsson M., Koshurnikov A.* Surface heat flow measurements from the East Siberian continental slope and southern Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2016. V. 17. <https://doi.org/10.1002/2016GC006284>
- Parfenov L.M., Natal'in B.A.* Mesozoic tectonic evolution of northeastern Asia // *Tectonophysics.* 1986. V. 127. P. 291–304.
- Petrov O., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I.M., Sobolev N., Petrov E., Ernst R.E., Sergeev S., Smelror M.* Crustal structure and tectonic model of the Arctic Region // *Earth Sci. Rev.* 2016. V. 154. P. 29–71. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.013>
- Pirttijärvi M.* 2D Fourier domain operations, FOURPOT program. 2015. <https://wiki oulu.fi/x/0oU7AQ/>
- Ravat D., Pignatelli A., Nicolosi I., Chiappini M.* A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 169. P. 421–434. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03305.x>

- Ritzwoller M.H., Levshin A.L. Eurasian surface wave tomography: group velocities // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № B3. P. 4839–4878.
<https://doi.org/10.1029/97JB02622>
- Salazar J.M., Vargas C.A., Leon H. Curie point depth in the SW Caribbean using the radially averaged spectra of magnetic anomalies // *Tectonophysics*. 2017. V. 694. P. 400–413.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.023>
- Salem A., Green C., Ravat D., Singh K.H., East P., Fairhead J.D., Morgen S., Biegert E. Depth to Curie temperature across the central Red Sea from magnetic data using the de-fractal method // *Tectonophysics*. 2014. V. 624–625. P. 75–86.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.027>
- Seredkina A. S-wave velocity structure of the upper mantle beneath the Arctic region from Rayleigh wave dispersion data // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2019. V. 290. P. 76–86.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.03.007>
- Sibson R.H. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States // *Bull. Am. Seism. Soc.* 1982. V. 72. № 1. P. 151–163.
- Sibson R.H. Roughness at the base of the seismogenic zone: Contributing factors // *J. Geophys. Res.* 1984. *Solid Earth*. V. 89. № B7. P. 5791–5799.
- Spector A., Grant S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data // *Geophysics*. 1970. V. 35. P. 293–302.
- Tanaka A. Magnetic and seismic constraints on the crustal thermal structure beneath the Kamchatka Peninsula. Volcanism and tectonics of the Kamchatka Peninsula and adjacent arcs. *Geophysical Monograph Series*. V. 172. Washington DC, USA, AGU. 2007. P. 100–105.
- Tanaka A. Global centroid distribution of magnetized layer from World Digital Magnetic Anomaly Map // *Tectonics*. 2017. V. 36. P. 3248–3253.
<https://doi.org/10.1002/2017TC004770>
- Tanaka A., Ishikawa Y. Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2005. V. 152. P. 257–266.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.04.011>
- Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // *Tectonophysics*. 1999. V. 306. P. 461–470.
- Trifonova P., Zhelev Zh., Petrova T., Bojadgieva K. Curie point depths of Bulgarian territory inferred from geomagnetic observations and its correlation with regional thermal structure and seismicity // *Tectonophysics*. 2009. V. 473. P. 362–374.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.03.014>
- Verhoef J.R., Macnab R., Roest W., Arkani-Hamed J. Magnetic anomalies of the Arctic and North Atlantic Oceans and adjacent land areas. *Geological Survey of Canada Open File 3125a*. 1996.
- Wasilewski P.J., Mayhew M.A. The Moho as a magnetic boundary revisited // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. № 22. P. 2259–2262.
- Wasilewski P.J., Thomas H.H., Mayhew M.A. The Moho as a magnetic boundary // *Geophys. Res. Lett.* 1979. V. 6. P. 541–544.
- Wen L., Kang G., Bai C., Gao G. Studies on the relationships of the Curie surface with heat flow and crustal structures in Yunnan Province, China, and its adjacent areas // *Earth Planets Space*. 2019. V. 71. P. 85.
<https://doi.org/10.1186/s40623-019-1063-1>

Depths to Lithospheric Magnetic Sources and Lithospheric Thermal Regime Under the East Siberian Sea

A. I. Filippova^{a, b, *} and S. V. Filippov^{a, b}

^aPushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere, and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, Moscow, Troitsk, Russia

^bInstitute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: aleirk@mail.ru

We present the results of studying the depths to lithospheric magnetic sources under the East Siberian Sea. The azimuthally-averaged Fourier power spectra of geomagnetic anomalies have been calculated from the global model EMAG2v3, which is the most current compilation of marine, aeromagnetic, ground, and satellite geomagnetic surveys. The depths to the centroid, the upper and lower boundaries of the magnetoactive layer have been calculated from the obtained spectra by the centroid method. The analysis of the results included comparing the depth distributions with known data on the thicknesses of sediments and the Earth's crust, the depths of regional earthquake hypocenters, the surface heat flow, and the tectonic structure of the study region. It has been concluded that the depth to the upper boundary of the magnetoactive layer varies from about 0.4 km under the De Long High to 7 km under the New Siberian and East Siberian sedimentary basins. The depth to the lower boundary of the lithospheric magnetic sources varies from about 25 km under the De Long massif and the Podvodnikov Basin to 43 km under the Novosibirsk-Chukotka orogenic belt. In the considered territory, the lithospheric magnetoactive layer is located entirely within the Earth's crust under the continent, the New Siberian Islands, the De Long High, and the western section of the East Siberian Sea shelf. The upper mantle is magnetic under the eastern section of the shelf and the Podvodnikov Basin. The obtained results indicate stronger warming of the lithosphere in the north of the study territory: under the Podvodnikov Basin and the De Long massif, characterized by suboceanic and continental crustal types, respectively.

Keywords: anomalous geomagnetic field, magnetoactive layer, model EMAG2v3, lithosphere, the Earth's crust, the East Siberian Sea, the Eastern Arctic