

УДК 550.38

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРЫ ПОД ПОЛУОСТРОВОМ ТАЙМЫР ПО ГЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

© 2023 г. А. И. Филиппова^{1, 2, *}, С. В. Филиппов^{1, 2, **}

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

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

*e-mail: aleirk@mail.ru

**e-mail: sfilip@izmiran.ru

Поступила в редакцию 31.10.2022 г.

После доработки 07.12.2022 г.

Принята к публикации 26.01.2023 г.

В статье представлены результаты исследования теплового режима литосферы под полуостровом Таймыр и сопредельными территориями (70°–80° N, 80°–115° E) по геомагнитным данным. Спектральный анализ аномального геомагнитного поля, заданного моделью EMAG2v3, выполнен с помощью метода центроида. Проведенные расчеты показали, что минимальные значения глубины верхней границы литосферных магнитных источников (<2.5 км) характерны для всего Таймырского складчатого пояса и рассматриваемой части Сибирской платформы, максимальные (>6 км) – для Северо-Карского бассейна. Положение верхней границы магнитоактивного слоя литосферы выше подошвы осадочного слоя под Енисей-Хатангским и Хатангско-Ленским бассейнами может быть связано с повсеместным внедрением в осадочный слой базальтовых траппов. Минимальные значения глубины нижней границы литосферных магнитных источников (<36 км) приурочены к Евразийскому бассейну и соседними с ним территориями шельфа моря Лаптевых и островов архипелага Северная Земля, что свидетельствует о наибольшем в пределах рассматриваемого региона прогреве литосферы под ними. Максимальных значений (≥48 км) глубина нижней границы достигает под Енисей-Хатангским, Северо-Карским бассейнами и Сибирской платформой, указывая на существование здесь холодной и, соответственно, мощной литосферы, что подтверждается другими независимыми геофизическими данными.

DOI: 10.31857/S0016794022600600, EDN: PMLOKG

1. ВВЕДЕНИЕ

Корректные оценки литосферных температур необходимы для решения целого ряда фундаментальных и прикладных задач. Так, они применяются для решения спорных вопросов современной геодинамики. Например, пониженные или, наоборот, повышенные температуры в литосфере под рифтовыми системами могут указывать на пассивный или активный характер рифтогенеза [Filipova et al., 2021; Salem et al., 2014]. Информация о современном тепловом режиме также используется в качестве исходных данных для моделирования состояния земных недр в прошлых геологических эпохах (например, см. [Ismail–Zadeh et al., 2013]). С практической точки зрения повышенные значения литосферных температур могут служить для выявления областей, пригодных для использования возобновляемых термальных источников энергии [Hojat et al., 2016; Didas et al., 2022]. Кроме того, температура явля-

ется существенным фактором, влияющим на процессы нефтегазогенерации [Сорохтин и др., 2015].

Несмотря на то, что определения глубинных температур, полученные из значений поверхностного теплового потока, считаются наиболее прямыми и надежными [Goes et al., 2020], все более популярными становятся методы оценки теплового режима литосферы по геомагнитным данным [Carillo-de la Cruz et al., 2021; Correa et al., 2022; Li et al., 2017; Oliveira et al., 2021; Prasad et al., 2022; Sobh et al., 2021; Tanaka and Ishikawa, 2005; и др.]. Это обусловлено, с одной стороны, отсутствием непосредственных измерений теплового потока или их неравномерным распределением во многих регионах Земли [Fuchs et al., 2021a, b]. С другой стороны, в последнее время был накоплен большой объем данных разновысотных магнитных съемок, включая спутниковые наблюдения, и построены детальные модели аномального

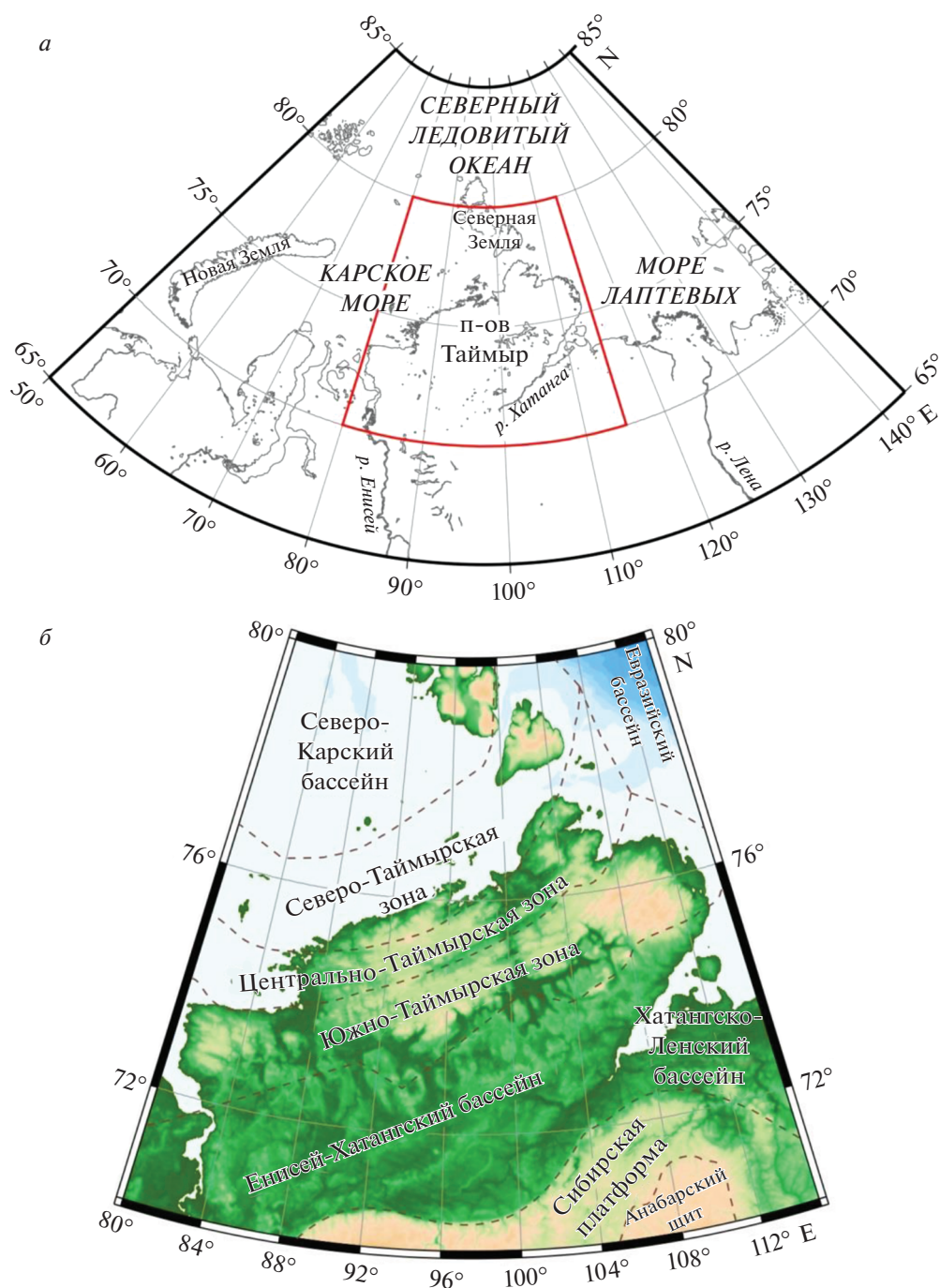


Рис. 1. Положение области исследования (а) и ее тектоническая схема (б) по [Афанасенков и др., 2016].

геомагнитного поля, в том числе глобальные [Lesur et al., 2016; Maus et al., 2009; Meyer et al., 2017], что позволяет проводить исследования даже в самых удаленных и труднодоступных районах, таких как Арктика и Антарктика [Середкина и Филиппов, 2021; Филиппова и Филиппов, 2022а, б; Gaudreau et al., 2019; Lu et al., 2022; Maule et al., 2005].

Основная задача работы состоит в определении глубины залегания нижней границы литосферных магнитных источников под полуостровом Таймыр и прилегающими к нему территориями (70°–80° N, 80°–115° E) (рис. 1а). По этим данным нами оценивается степень прогрева литосферы с учетом того, что полученные значения соответствуют глубинам, на которых достигается температура точки Кюри входящих в состав лито-

сферы магнитных минералов, основным из которых является магнетит [Langel and Hinze, 1998]. Дополнительно проводится анализ глубины залегания верхней границы литосферных магнитных источников. Интерес к этому параметру обусловлен его связью с мощностью осадков, учитывая, что намагниченность осадочных пород пренебрежимо мала по сравнению с намагниченностью пород кристаллического фундамента [Яновский, 1978].

Актуальность работы связана, во-первых, с недостатком измерений поверхностного теплового потока на рассматриваемой территории (см. раздел 3.3) [Fuchs et al., 2021a, b]. Во-вторых, ранее детальных региональных исследований параметров магнитоактивного слоя литосферы для полуострова Таймыр не проводилось. Наконец, имеющиеся глобальные распределения глубины нижней границы литосферных магнитных источников [Gard and Hasterok, 2021; Li et al., 2017] и региональная модель, построенная для всей Арктики [Lu et al., 2022], демонстрируют существенные разногласия, что ранее также отмечалось нами для Балтийского щита и Баренцева моря [Филиппова и Филиппов, 2022b]. Так, в работах [Li et al., 2017; Lu et al., 2022], в которых проводится спектральный анализ аномального магнитного поля с учетом фрактального распределения намагниченности в магнитоактивном слое, континентальная часть области исследования характеризуется значениями глубин 10–30 км. В то же время в глобальной модели [Gard and Hasterok, 2021], построенной методом эквивалентных источников магнитных диполей, оценки глубины нижней границы для континента существенно выше (до 50–55 км).

В тектоническом плане большую часть рассматриваемой территории занимает Таймырский складчатый пояс, который традиционно разделяют на три зоны: Северо-Таймырскую, Центральную-Таймырскую и Южно-Таймырскую (рис. 1б). Северо-Таймырская зона сложена в основном метаморфическими комплексами, в том числе и кембрийского возраста [Афанасенков и др., 2016]. На западе зоны известны выходы измененных вулканогенных и интрузивных пород островодужной природы, датированных поздним рифеем–ранним вендом [Pease and Persson, 2006]. Центральная-Таймырская зона представлена аккреционными комплексами неопротерозойского возраста, имеющими различную геодинамическую природу [Верниковский, 1996]. Обе эти зоны пронизаны гранитоидами позднепалеозойского возраста [Афанасенков и др., 2016]. В Южно-Таймырской зоне распространен складчатый чехол преимущественно карбонатных осадков, которые отлагались на шельфе Сибирского палеоконтинента от позднего венда до раннего триаса [Самыгин, 2018], и базальтовые траппы ниж-

него триаса сходные с траппами Сибирской платформы [Верниковский, 1996; Drachev et al., 2010]. Фундамент Южно-Таймырской зоны глубоко погружен и может быть как продолжением фундамента Центрально-Таймырской зоны, так и продолжением фундамента Сибирской платформы [Афанасенков и др., 2016]. С юга Таймырский складчатый пояс граничит с Енисей-Хатангским и Хатангско-Ленским бассейнами, во многом схожими между собой и имеющими условную границу. Енисей-Хатангский бассейн, заложенный в позднем рифее–раннем палеозое, выделяют в первую очередь по аномально большой мощности юрско-меловых осадков (более 7 км), тогда как в разрезе Хатангско-Ленского бассейна преобладают палеозойские и триасовые отложения [Афанасенков и др., 2016]. Как и для Южно-Таймырской зоны для обоих бассейнов характерно присутствие базальтов раннетриасового возраста [Drachev et al., 2010]. С юга на периферии исследуемой области расположена часть докембрийской Сибирской платформы, частично включая Анабарский щит, с северо-востока – восточная окраина кайнозойского Евразийского бассейна, испытывающего спрединг вдоль оси хребта Гаккеля [Зоненшайн и др., 1990; Drachev et al., 2010]. На северо-западе в пределы рассматриваемой территории также попадает часть малоизученного неопротерозойского Северо-Карского бассейна или Карского массива [Drachev et al., 2010].

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Несмотря на то, что в последние годы появилось довольно много методов определения глубин залегания магнитоактивного слоя литосферы [Gard and Hasterok, 2021; Li et al., 2017; Sobh et al., 2021; Sun et al., 2022; Szwillus et al., 2022], пожалуй, наиболее популярным благодаря простоте использования [Núñez Demarco et al., 2021] остается метод центроида [Okubo et al., 1985; Tanaka et al., 1999]. Существенным преимуществом этого метода, основанного на спектральном анализе аномального геомагнитного поля в предположении случайного распределения намагниченности в слое, является также и то, что он не требует никаких априорных представлений о геологическом строении среды. Ранее на примере профиля, пересекающего Балтийский щит и Баренцево море, нами было показано, что результаты, полученные с помощью метода центроида во многом близки к модели [Gard and Hasterok, 2021] и демонстрируют хорошую согласованность с независимыми геофизическими данными [Филиппова и Филиппов, 2022b]. В связи с вышесказанным, в работе применяется именно этот метод.

Вычисления глубин залегания литосферных магнитных источников под рассматриваемой территорией включали в себя следующие этапы:

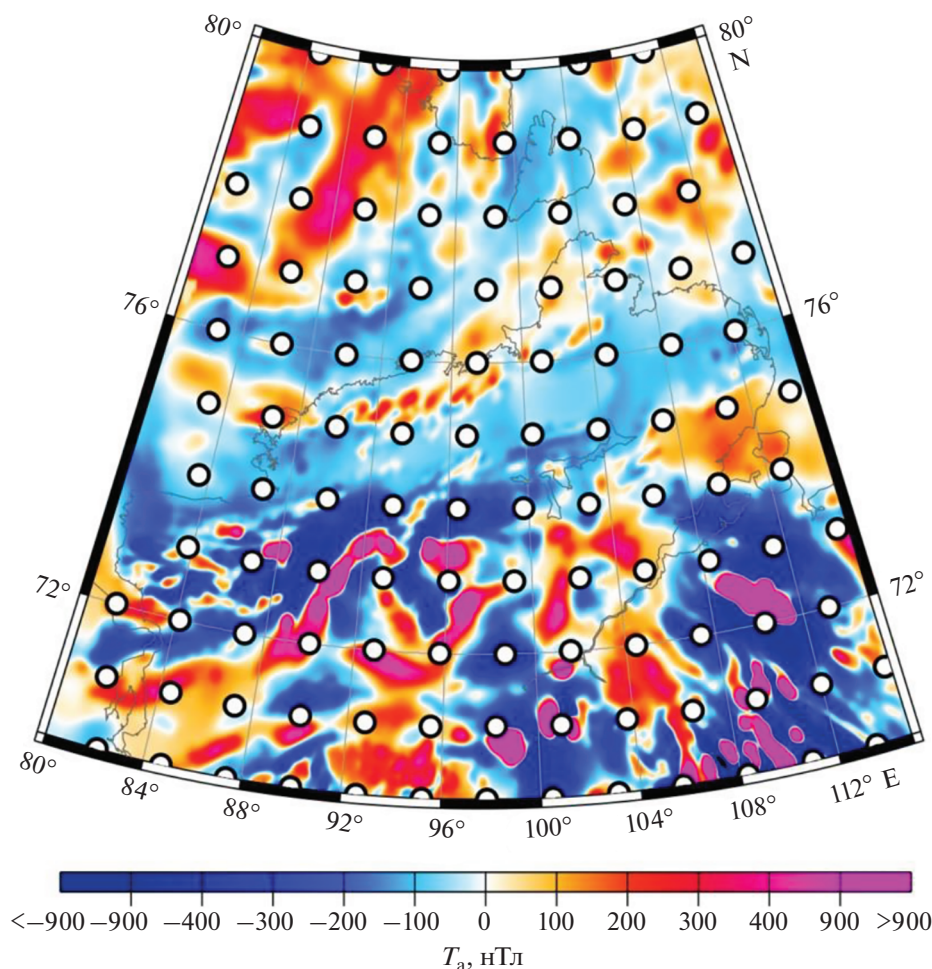


Рис. 2. Модуль полного вектора аномального геомагнитного поля (T_a) на высоте 4 км над уровнем моря согласно модели EMAG2v3 [Meyer et al., 2017]. Кругами обозначены центральные точки блоков 200×200 км, в пределах которых выполнялся спектральный анализ.

- подготовку данных;
- расчет азимутально-усредненных Фурье-спектров мощности аномалий геомагнитного поля;
- определение глубин по полученным спектрам;
- оценку погрешностей определяемых параметров.

Для проведения расчетов была использована наиболее актуальная на текущий момент глобальная модель аномального геомагнитного поля EMAG2v3 [Meyer et al., 2017], имеющая горизонтальное разрешение 2 угловые минуты. Существенным преимуществом этой модели является то, что в отличие от своих предшественников — EMAG2v2 [Maus et al., 2009] и WDMAM 2.0 [Lesur et al., 2016], она основывается только на данных разновысотных магнитных съемок. К ее достоинствам также можно отнести использование спутниковых наблюдений (данные спутника CHAMP),

благодаря которым обеспечивается более надежное выделение нижней границы литосферных магнитных источников [Wen et al., 2019].

Согласно модели EMAG2v3 в пределах рассматриваемой территории модуль полного вектора аномального геомагнитного поля (T_a) на высоте 4 км над уровнем моря изменяется в широких пределах, примерно от -1400 до $+8200$ нТл, а области, где данные ненадежны или их нет, отсутствуют (рис. 2). При этом распределение положительных и отрицательных аномалий геомагнитного поля не имеет строго упорядоченного характера, как, например, в полосовых магнитных аномалиях в спрединговых океанических бассейнах, что соответствует предположению о случайном распределении намагниченности в магнитоактивном слое, принятом в используемом нами методе центра [Tanaka et al., 1999].

Учитывая, что размеры блоков, в которых определяются параметры магнитных источников, долж-

ны от 3 до 10 раз превышать глубину нижней границы этих источников [Hussein et al., 2013; Ravat et al., 2007], данные модели EMAG2v3 выбирались в квадратных блоках с размерами 200 км (по широте) $\times$ 200 км (по долготе). Для увеличения горизонтального разрешения результатов блоки выбирались с перекрытием: перекрытие между соседними блоками по широте составляло 1°, по долготе — 100 км. Всего, таким образом, было выделено 108 блоков, центральные точки которых показаны на рис. 2. Чтобы избежать потери информации о глубинах залегания магнитоактивного слоя, фильтрация данных и их приведение к полюсу не проводилось [Núñez Demarco et al., 2021].

На втором этапе в каждом из выделенных блоков 200 $\times$ 200 км был выполнен спектральный анализ с помощью программы Fourpot 1.3b [Pirttijärvi, 2015]. Сначала вычислялся двумерный Фурье-спектр аномалий геомагнитного поля, зависящий от k_x и k_y — проекций волнового числа по осям x и y в горизонтальной плоскости. Затем двумерный спектр усреднялся по азимуту, и осуществлялся переход к азимутально-усредненному спектру мощности аномалий геомагнитного поля, зависящему от модуля волнового числа в горизонтальной плоскости ($|k| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$).

На третьем этапе проводилось определение глубин залегания литосферных магнитных источников методом центроида [Okubo et al., 1985; Tanaka et al., 1999]. Описание метода также приведено в наших прошлых работах [Середкина и Филиппов, 2021; Филиппова и Филиппов, 2022б]. Глубина центра масс (Z_0) вычислялась по наклону логарифма отношения азимутально-усредненного спектра мощности аномалий геомагнитного поля к модулю волнового числа в горизонтальной плоскости. Для этого в диапазоне волновых чисел от максимума спектра, то есть примерно от 0 рад/км, до 0.05 рад/км выбирался участок спектра с наклоном близким к линейному [Núñez Demarco et al., 2021]. Для большей части рассматриваемой территории анализировался весь указанный диапазон волновых чисел, и лишь в некоторых блоках, для которых в результате были получены максимальные мощности магнитоактивного слоя литосферы, линейность наклона спектра соблюдалась в более узком диапазоне волновых чисел — примерно до 0.04 рад/км. Глубина верхней границы литосферных магнитных источников (Z_t) оценивалась по наклону линейного участка логарифма спектра в интервале волновых чисел от 0.2 до 0.5 рад/км [Núñez Demarco et al., 2021]. Глубина нижней границы (Z_b) рассчитывалась по полученным значениям Z_0 и Z_t исходя из соотношения: $Z_b = 2Z_0 - Z_t$ [Tanaka et al., 1999].

На заключительном этапе погрешности определения глубин Z_0 и Z_t рассчитывались как отношение среднеквадратичного отклонения линейной аппроксимации от наблюдаемого спектра к разнице верхней и нижней границ диапазона волновых чисел, в котором определялись искомые параметры [Okubo and Matsunaga, 1994; Salazar et al., 2017]. В результате было получено, что погрешности вычислений глубин Z_0 и Z_t лежат в диапазонах 0.3–2.9 и 0.1–2.0 км соответственно. Среднее значение погрешности для Z_0 составляет около 1.7 км, для Z_t — 0.5 км. Погрешность вычисления глубины Z_b изменяется от 0.6 до 5.0 км, со средним значением ~ 2.5 км. Распределения погрешностей носят случайный характер, как и в наших предыдущих исследованиях Восточно-Сибирского моря [Филиппова и Филиппов, 2022а]. Отметим, что полученные оценки погрешностей не учитывают ошибок исходных данных. Проведенные ранее синтетические тесты показывают, что добавление случайного шума с амплитудой ± 167 нТл, соответствующего ошибкам EMAG2v3 для рассматриваемой территории [Meyer et al., 2017], практически не сказывается на значениях глубин центра масс и нижней границы магнитных источников, но может существенно (до 1–2 км) искажать значения глубины верхней границы [Середкина, Филиппов, 2021].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

3.1. Глубина верхней границы

Результаты расчетов глубины верхней границы литосферных магнитных источников представлены на рис. 3а. Максимальных значений (>6 км) данный параметр достигает под Северо-Карским бассейном. Тот факт, что максимум глубины Z_t также частично распространяется под архипелаг Северная Земля, наиболее вероятно, связан с горизонтальным разрешением полученного распределения. Из рис. 2 видно, что рассматриваемые нами окна 200 $\times$ 200 км с центральными точками на севере архипелага частично затрагивают прилегающие территории Северо-Карского бассейна. Существенно меньшими глубинами Z_t (3.5–4.5 км) характеризуется Евразийский бассейн. На континенте заглупление верхней границы литосферных магнитных источников до 4–6 км наблюдается под Енисей-Хатангским бассейном. При этом Хатангско-Ленский бассейн практически не проявлен, глубина Z_t практически везде под ним составляет не более 2 км, за исключением небольшой локальной области под Хатангским заливом, где она увеличивается до 3.5 км. Практически под всем Таймырским складчатым поясом, включая прибрежные районы Карского моря, значения Z_t изменяются в узком диапазоне примерно от 1.5 до 2.5 км. Поскольку средняя

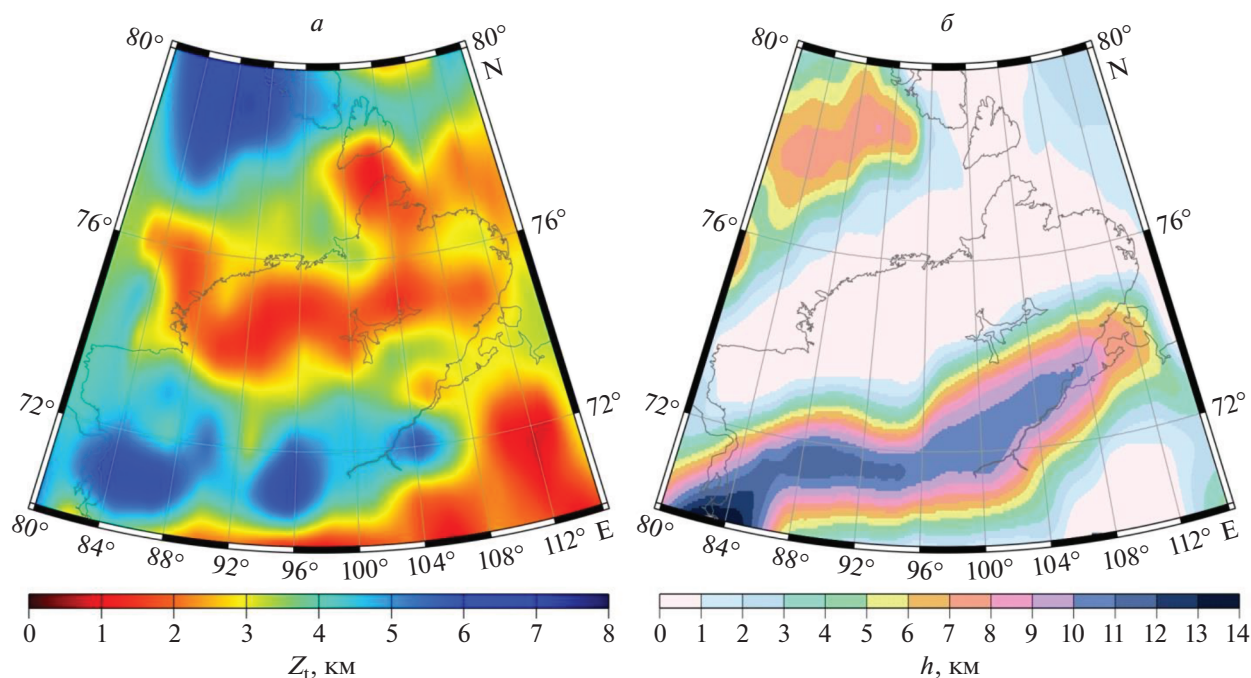


Рис. 3. Глубина верхней границы литосферных магнитных источников, полученная в данной работе (а), и мощность осадочного слоя согласно модели CRUST 1.0 [Laske et al., 2013] (б).

ошибка вычислений этого параметра составляет 0.5 км и он демонстрирует сильную зависимость от погрешностей исходных данных [Середкина и Филиппов, 2021], локальные вариации глубины для этой территории можно считать несущественными. То же самое относится к рассматриваемой нами части Сибирской платформы, под которой глубина верхней границы литосферных магнитных источников составляет около 1.5 км.

Распределение мощности осадков под рассматриваемой территорией согласно глобальной модели CRUST 1.0 [Laske et al., 2013] представлено на рис. 3б, и его основные особенности сводятся к следующему. Осадочный слой утонен (<1 км) или полностью отсутствует под Анабарским щитом Сибирской платформы и практически повсеместно в пределах Таймырского складчатого пояса [Gramberg et al., 1999; Laske et al., 2013]. Существенно большая толщина осадочного слоя, достигающая 6 км, предполагается в модели SibCRUST [Cherempanova et al., 2013] для центральной части Южно-Таймырской зоны. Такое расхождение, скорее всего, вызвано недостатком исходных сейсмических данных для рассматриваемой территории. Вероятно, той же причиной обусловлены и расхождения в значениях мощности под Енисей-Хатангским и Хатангско-Ленским бассейнами. Так, в модели SibCRUST мощность осадков под ними увеличивается в западном направлении от 5 до 9 км, причем под Енисей-Хатангским бассейном области с максимальной

мощностью расположены в центральной и западной частях бассейна и разделены между собой узкой полосой с утоненным слоем осадков. В модели CRUST1.0 Енисей-Хатангский бассейн напротив представлен в виде единой области, а сами значения мощности под ним намного выше — от 10 км на востоке до 14 км на западе бассейна (рис. 3б). Близкие максимальные значения мощности осадков (до 14 км) под Енисей-Хатангским бассейном получены в работе [Gramberg et al., 1999] по гравиметрическим данным, однако, как и в модели SibCRUST в ней прослеживается два разделенных между собой локальных максимума, что подтверждается полученными нами данными (рис. 3а). Под рассматриваемой частью Евразийского бассейна толщина осадочного слоя не превышает 2–3 км [Gramberg et al., 1999; Laske et al., 2013], а под Северо-Карским бассейном достигает по различным данным 8 [Laske et al., 2013] или даже 14 км [Gramberg et al., 1999].

Принимая во внимание различное горизонтальное разрешение сейсмических моделей коры и полученного распределения глубины верхней границы литосферных магнитных источников, а также их погрешности, можно сделать вывод о том, что наши результаты хорошо согласуются с имеющимися данными о мощности осадков (рис. 3). Особенно хорошо это выполняется для Сибирской платформы, Таймырского складчатого пояса и прилегающих к нему с севера территорий. Существенные различия между глубиной Z_t

и толщиной осадочного слоя наблюдаются только для Енисей-Хатангского и Хатангско-Ленского бассейнов. Для них значения Z_t не превышающие 6,5 км, почти в 1,5–2,0 раза ниже известных оценок мощности осадков [Cherepanova et al., 2013; Gramberg et al., 1999; Laske et al., 2013]. Скорее всего, это связано с внедрением в осадочный слой под обоими бассейнами базальтовых траппов триасового возраста [Drachev et al., 2010]. Интересно, что оба бассейна практически не выделяются на распределениях групповых скоростей волн Рэлея на периоде 20 с, на котором они чувствительны к скоростям S-волн до глубины примерно 35 км с максимумом чувствительности на глубине 20 км [Ritzwoller and Levshin, 1998]. Так, в моделях [Середкина, 2019; Levshin et al., 2001; Seredkina, 2019], построенных различными методами по независимым наборам данных, скорости поверхностных волн под бассейнами практически не отличаются от скоростей под соседними структурами. Понижение групповых скоростей, свидетельствующее о существенном увеличении толщины осадков, наблюдается лишь на западе Енисей-Хатангского бассейна. Наиболее вероятно, слабая выраженность осадочного чехла в этих моделях обусловлена высокими скоростями S-волн на глубинах 30 км и более, о чем свидетельствуют, например, данные [Lebedev et al., 2017]. При этом минимум групповых скоростей волн Рэлея хорошо прослеживается под Северо-Карским бассейном, подтверждая наши результаты.

3.2. Глубина нижней границы

Полученные нами значения глубины нижней границы литосферных магнитных источников (Z_b) под рассматриваемой территорией изменяются от 30 до 54 км (рис. 4). Минимальные значения глубин (<36 км) приурочены к Евразийскому бассейну и соседними с ним территориями шельфа моря Лаптевых и островов архипелага Северная Земля. Относительно неглубокое положение нижней границы магнитоактивного слоя литосферы (~36 км) также характерно для Хатангско-Ленского бассейна. Третий по значимости минимум глубины Z_b , в котором она уменьшается до 38 км, наблюдается на западе Южно-Таймырской зоны, а в центре этой зоны Z_b заглубляется до 48 км. Для Центрально-Таймырской и Северо-Таймырской зон в пределах полуострова глубина Z_b составляет 40–44 км, в то же время как части этих зон, расположенные в Карском море, характеризуются глубинами 46–48 км, как и расположенный к северу от них Северо-Карский бассейн. Максимальных значений (50–55 км) Z_b достигает практически повсеместно под Енисей-Хатангским бассейном. Несколько меньшие значения глубины — около 48 км с локальными минимумами до 42 км — на-

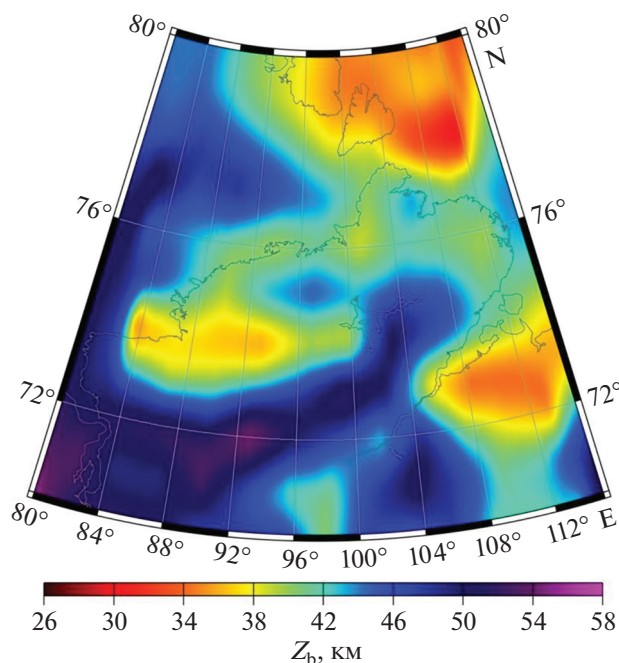


Рис. 4. Глубина нижней границы литосферных магнитных источников.

блюдаются под рассматриваемой частью Сибирской платформы.

Отметим, что, как и для Восточно-Сибирского моря [Филиппова и Филиппов, 2022a], полученное нами распределение глубины центра масс литосферных магнитных источников (Z_0) идентично распределению глубины нижней границы, представленному на рис. 4, поэтому отдельно не приводится. Схожесть распределений является следствием того, что $Z_0 \gg Z_t$ и соотношения для Z_b , принятого в методе центроида ($Z_b = 2Z_0 - Z_t$) [Tanaka et al., 1999]. Сами глубины Z_0 для рассматриваемой территории изменяются от 16 км под Евразийским бассейном и прилегающими к нему территориями шельфа моря Лаптевых до 29 км под Енисей-Хатангским бассейном. Те же тенденции в распределении и близкие значения этого параметра получены также в глобальной модели [Tanaka, 2017], построенной для блоков с размерами около 300×300 км с использованием метода центроида по данным модели WDMAM 2.0 [Lesur et al., 2016].

Сопоставление полученных нами результатов (рис. 4) с моделями [Gard and Hasterok, 2021; Li et al., 2017; Lu et al., 2022] показывает, что все рассматриваемые распределения характеризуются глубоким положением нижней границы литосферных магнитных источников — до 48–50 км — под Северо-Карским бассейном. Также однозначно выделяется минимум глубины под Евразийским бассейном, для которого значения Z_b составляют

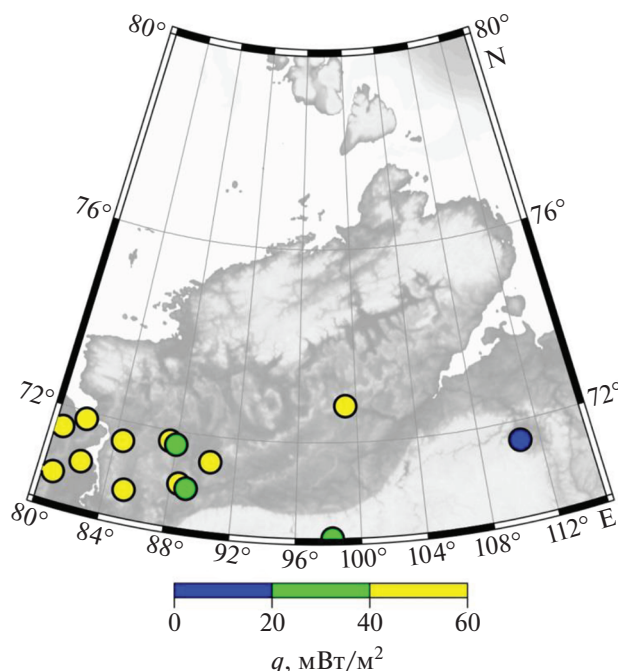


Рис. 5. Поверхностный тепловой поток исследуемой территории [Fuchs et al., 2021a].

от 20–30 км согласно [Li et al., 2017; Lu et al., 2022] до 25–35 км согласно [Gard and Hasterok, 2021] и данной работе. В пределах континентальной части исследуемой территории разногласия между различными моделями становятся более выраженными. Под Таймыром вариации глубины, проявленные в поднятии Z_b на западе полуострова, не прослеживаются лишь в глобальном распределении [Li et al., 2017], вероятно, из-за недостаточного горизонтального разрешения. Однако сами значения глубин по разным источникам изменяются в довольно широких пределах — от 20–25 [Li et al., 2017] до 30–40 [Gard and Hasterok, 2021] или даже 30–45 км [Lu et al., 2022]. Оценки двух последних работ наиболее близки к нашим результатам (рис. 4). Наибольшие различия в глубинах литосферных магнитных источников наблюдаются под Енисей-Хатангским и Хатангско-Ленским бассейнами. Здесь, как уже упоминалось во введении, значения глубин Z_b в моделях [Li et al., 2017; Lu et al., 2022] существенно меньше (10–25 км), чем в работе [Gard and Hasterok, 2021], в которой Z_b доходит до 50–55 км, что в целом согласуется с нашими результатами, хотя сам максимум глубины по нашим данным расположен западнее и практически не захватывает Хатангско-Ленский бассейн.

Указанные разногласия частично могут являться следствием использования различных исходных данных. Так, в [Li et al., 2017] аномальное

геомагнитное поле задавалось моделью EMAG2v2 [Maus et al., 2009], в [Gard and Hasterok, 2021] для этого брались сферические гармоники 16–100 степени модели LCS-1 [Olsen et al., 2017], а распределение [Lu et al., 2022] построено на основе компиляции данных геомагнитных съемок для Арктики из работы [Gaina et al., 2011]. Другая причина выявленных несоответствий заключается в применении различных методов инверсии. Модели [Li et al., 2017; Lu et al., 2022] были получены на основе анализа спектров аномального геомагнитного поля с учетом фрактального характера распределения намагниченности в магнитоактивном слое с единым фиксированным значением фрактального параметра β . Этот параметр существенно зависит от геологического строения исследуемой области [Bouligand et al., 2009], следовательно, использование единого значения β для регионов, состоящих из различных тектонических структур, может приводить к ошибкам в оценках глубин залегания литосферных магнитных источников и различиям с другими моделями. При этом отметим, что распределения Z_b , полученные методом центроида в данной работе и методом эквивалентных источников магнитных диполей в [Gard and Hasterok, 2021], во многом схожи между собой.

3.3. Тепловой режим литосферы

Принимая, что основным магнитным минералом в литосфере является магнетит, полученное распределение глубины нижней границы литосферных магнитных источников (рис. 4) может быть отождествлено с глубиной изотермы 578°C, что соответствует температуре точки Кюри магнетита [Langel and Hinze, 1998]. Следовательно, наши результаты свидетельствуют, что в пределах рассматриваемого региона литосфера наиболее прогрета под Евразийским бассейном и соседними с ним территориями шельфа моря Лаптевых, а наиболее холодной и, соответственно, мощной литосферой характеризуются Северо-Карский, Енисей-Хатангский бассейны и Сибирская платформа.

Количество непосредственных измерений поверхностного теплового потока для исследуемой области очень мало — всего 15 значений по наиболее современной глобальной базе данных [Fuchs et al., 2021a] (рис. 5). При этом все пункты расположены весьма неравномерно южнее 73° N, а погрешности измерений неизвестны. Значения потока изменяются от 18 до 55 мВт/м², а в близких пунктах могут отличаться друг от друга до 16 мВт/м². Таким образом, имеющиеся данные о поверхностном тепловом потоке, к сожалению, не позволяют верифицировать наши результаты.

Основные тенденции теплового режима литосферы, выявленные нами для океанической части рассматриваемой территории, хорошо прослеживаются в температурных моделях, основанных на данных сейсмической томографии [Cammagano and Guerri, 2017; Lebedev et al., 2017; Priestley et al., 2019]. Так, средние температуры в интервале глубин 80–150 км составляют 1200–1400°C под Евразийским бассейном, в то время как под Северо-Карским бассейном значения температур не превышают 800–1000°C [Lebedev et al., 2017]. Полуостров Таймыр характеризуется промежуточными относительно соседних структур значениями температур во всех упомянутых работах, а вариации температуры под полуостровом не выделяются, что связано с невысоким горизонтальным разрешением исходных данных сейсмотомографии. Практически единое значение глубины изотермы 550°C, равное примерно 35 км, приводится для полуострова в температурной модели TC1, построенной, в основном, по данным поверхностного теплового потока с учетом информации о возрасте рассматриваемых тектонических структур [Artemieva, 2006]. Это неплохо согласуется с нашими результатами (рис. 4), учитывая, что для областей с относительно холодной литосферой температурные градиенты на глубине малы [Filipova et al., 2021].

Для юга рассматриваемой территории имеющиеся данные о распределении глубинных температур более противоречивы. Например, в модели [Lebedev et al., 2017] Енисей-Хатангский и Хатангско-Ленский бассейны, также как примыкающая к ним часть Сибирской платформы характеризуются средними температурами 1000–1100°C, т.е. не выделяются относительно Таймырского полуострова. В то же время, по всем остальным данным под этой областью прослеживается минимум температур. В работах [Artemieva, 2006; Cammagano and Guerri, 2017] он наиболее выражен под Анабарским щитом Сибирской платформы, а в распределении [Priestley et al., 2019] дополнительно присутствует второй минимум значений температуры под Енисей-Хатангским бассейном, что наиболее близко к нашим результатам (рис. 4). Отметим, что абсолютные значения минимальных температур в различных моделях существенно отличаются между собой. Вероятно, заниженные температуры для этой территории дает модель TC1 [Artemieva, 2006], что приводит к большим (до 30 км) расхождениям глубины изотермы 550°C, приведенной в этой модели, с нашими данными и распределением [Gard and Hasterok, 2021]. Также следствием занижения глубинных температур может быть расхождение в термических мощностях литосферы (до 50–100 км) согласно TC1 и данным сейсмической томографии (для сравнения см. [Artemieva, 2009]).

4. ВЫВОДЫ

В данной работе для полуострова Таймыр и сопредельных территорий (70°–80° N, 80°–115° E) выполнен спектральный анализ аномального геомагнитного поля, заданного глобальной моделью EMAG2v3. На основании полученных результатов оценена степень прогрева литосферы под рассматриваемым регионом и сделаны следующие выводы.

1. Минимальные значения глубины верхней границы литосферных магнитных источников (<2.5 км) характерны для всего Таймырского складчатого пояса и рассматриваемой части Сибирской платформы, максимальные (>6 км) — для Северо-Карского бассейна. Под Енисей-Хатангским и Хатангско-Ленским бассейнами верхняя граница ($Z_{t \max} = 6.5$ км) расположена существенно выше подошвы осадочного слоя (10–14 км), что может быть связано с повсеместным внедрением базальтовых траппов в осадочный слой.

2. Минимальные значения глубины нижней границы литосферных магнитных источников (<36 км) приурочены к Евразийскому бассейну и соседними с ним территориями шельфа моря Лаптевых и островов архипелага Северная Земля. Максимальных значений (>48 км) этот параметр достигает под Енисей-Хатангским и Северо-Карским бассейнами. Под Таймыром прослеживается увеличение глубины от 38 до 48 км в восточном направлении.

3. В пределах рассматриваемого региона литосфера наиболее прогрета под Евразийским бассейном и соседними с ним территориями шельфа моря Лаптевых, а наиболее холодной и, соответственно, мощной литосферой характеризуются Северо-Карский, Енисей-Хатангский бассейны и Сибирская платформа, что подтверждается независимыми геофизическими данными.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант № 21-77-10070.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В., Бордунов С.И., Луговая О.В., Чикишев А.А., Яковичина Е.В. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. № 2. С. 23–42. 2016. <https://doi.org/10.7868/S0016853X16020028>
- Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 203 с. 1996.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. Кн. 2. 334 с. 1990.

- *Самыгин С.Г.* Особенности строения и геодинамической эволюции Таймыра в неопротерозое // *Литосфера*. Т. 18. № 1. С. 5–19. 2018.
<https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-005-019>
- *Середкина А.И.* Поверхностно-волновая томография Арктики по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява // *Физика Земли*. № 3. С. 58–70. 2019.
<https://doi.org/10.31857/S0002-33372019358-70>
- *Середкина А.И., Филиппов С.В.* Глубины залегания магнитных источников в Арктике и их связь с параметрами литосферы // *Геология и геофизика*. Т. 62. № 7. С. 902–916. 2021.
<https://doi.org/10.15372/GiG2020162>
- *Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Никифоров С.И., Козлов Н.Е.* Геодинамическая эволюция нефтегазовых бассейнов Карско-Баренцевоморского шельфа России // *Арктика: экология и экономика*. Т. 18. № 2. С. 14–25. 2015.
- *Филиппова А.И., Филиппов С.В.* Глубины залегания литосферных магнитных источников и тепловой режим литосферы под Восточно-Сибирским морем // *Физика Земли*. № 4. С. 71–84. 2022а.
<https://doi.org/10.31857/S0002333722040032>
- *Филиппова А.И., Филиппов С.В.* Глубины залегания литосферных магнитных источников вдоль профиля “Ковдор–ГСЗ-76” (Балтийский щит – Баренцево море) // *Геомagnetизм и Аэрономия*. Т. 62. № 6. С. 781–792. 2022б.
<https://doi.org/10.31857/S0016794022060049>
- *Яновский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: Ленинградский университет, 592 с. 1978.
- *Artemieva I.M.* Global $1^\circ \times 1^\circ$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // *Tectonophysics*. V. 416. P. 245–277. 2006.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.022>
- *Artemieva I.M.* The continental lithosphere: reconciling thermal, seismic, and petrologic data // *Lithos*. V. 109. P. 23–46. 2009.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.015>
- *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.* V. 114. B11104. 2009.
<https://doi.org/10.1029/2009JB006494>
- *Cammarano F., Guerri M.* Global thermal models of the lithosphere // *Geophys. J. Int.* V. 210. P. 56–72. 2017.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggx144>
- *Carillo-de la Cruz J.L., Prol-Ledesma R.M., Gabriel G.* Geostatistical mapping of the depth to the bottom of magnetic sources and heat flow estimations in Mexico // *Geothermics*. V. 97. 102225. 2021.
<https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102225>
- *Cherepanova Y., Artemieva I.M., Thybo H., Chemia Z.* Crustal structure of the Siberian Craton and the West Siberian Basin: an appraisal of existing data // *Tectonophysics*. V. 609. P. 154–183. 2013.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.004>
- *Correa R.T., Vidotti R.M., Guedes V.J.C.B., Scandolara J.E.* Mapping the Thermal Structure of the Amazon Craton to Constrain the Tectonic Domains // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. V. 127. № 1. e2021JB023025. 2022.
<https://doi.org/10.1029/2021JB023025>
- *Didas M.M., Armadillo E., Hersis G.P., Cumming W., Rizzello D.* Regional thermal anomalies derived from magnetic spectral analysis and 3D gravity inversion: implications for potential geothermal sites in Tanzania // *Geothermics*. V. 103. 102431. 2022.
<https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102431>
- *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* – Proc. 7th Petroleum Geology Conference. Geological Society, London, P. 591–619. 2010.
<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.* V. 42. № 5. P. 1143–1170. 2021.
<https://doi.org/10.1007/s10712-021-09651-7>
- *Fuchs S., Norden B., Artemieva I. et al.* The Global Heat Flow Data-base: Release 2021. GFZ Data Services. 2021a.
<https://doi.org/10.5880/figeo.2021.014>
- *Fuchs S., Beardsmore G., Chiozzi P. et al.* A new database structure for the IHFC Global Heat Flow Database // *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics*. V. 4. № 1. P. 1–14. 2021b.
<https://doi.org/10.31214/ijthfa.v4i1.62>
- *Gaina C., Werner S.C., Saltus R. et al.* Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // *Geol. Soc. Lond. Mem.* V. 35. P. 39–48. 2011.
<https://doi.org/10.1144/M35.3>
- *Gard M., Hasterok D.* A global Curie depth model utilizing the equivalent source magnetic dipole method // *Phys. Earth Planet. Inter.* V. 313. 106672. 2021.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2021.106672>
- *Gaudreau É., Audet P., Schneider D.A.* Mapping Curie depth across western Canada from a wavelet analysis of magnetic anomaly data // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. V. 124. P. 4365–4385. 2019.
<https://doi.org/10.1029/2018JB016726>
- *Goes S., Hasterok D., Schutt D.K., Klöcking M.* Continental lithospheric temperatures: a review // *Phys. Earth Planet. Inter.* V. 306. 106509. 2020.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106509>
- *Gramberg I.S., Verba V.V., Verba M.L., Kos'ko M.K.* Sedimentary cover thickness map – sedimentary basins in the Arctic // *Polarforschung*. V. 69. P. 243–249. 1999.
- *Hojat A., Maule C.F., Singh H.K.* Reconnaissance exploration of potential geothermal sites in Kerman province, using Curie depth calculations // *Journal of the Earth and Space Physics*. V. 41. № 4. P. 95–104. 2016.
<https://doi.org/10.22059/JESPHYS.2015.57226>
- *Hussein M., Mickus K., Serpa L.F.* Curie point depth estimates from aeromagnetic data from Death Valley and surrounding regions, California // *Pure Appl. Geophys.* V. 170. P. 617–632. 2013.
<https://doi.org/10.1007/s00024-012-0557-6>

- *Ismail-Zadeh A., Honda S., Tsepelev I.* Linking mantle upwelling with the lithosphere descent and the Japan Sea evolution: a hypothesis // *Sci. Rep.* V. 3. 1137. 2013. <https://doi.org/10.1038/srep01137>
- *Langel R.A., Hinze W.J.* The magnetic field of the Earth's lithosphere. Cambridge University, Cambridge, UK. 450 p. 1998.
- *Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M.* Update on CRUST1.0 – A 1-degree global model of Earth's crust / Abstracts European Geoscience Union General Assembly. Vienna, Austria, 7–12 April, 2013. № EGU2013-2658. 2013.
- *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 / Geological Society, London, UK, Special Publications. V. 460. P. 419–440. 2017. <https://doi.org/10.1144/SP460.10>
- *Lesur V., Hamoudi M., Choi Y., Dyment J., Thébault E.* Building the second version of the World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM) // *Earth Planets Space.* V. 68. № 1. P. 1–13. 2016. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0404-6>
- *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.* V. 123. P. 185–204. 2001. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(00\)00209-0](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(00)00209-0)
- *Li C.-F., Lu Y., Wang J.* A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2 // *Sci. Rep.* V. 7. 45129. 2017. <https://doi.org/10.1038/srep45129>
- *Lu Y., Li C.-F., Wang J., Wan X.* Arctic geothermal structures inferred from Curie-point depths and their geodynamic implications // *Tectonophysics.* V. 822. 229158. 2022. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229158>
- *Maule C.F., Purucker M.E., Olsen N., Mosegaard K.* Heat flux anomalies in Antarctica revealed by satellite magnetic data // *Science.* V. 309. P. 464–467. 2005. <https://doi.org/10.1126/science.1106888>
- *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.* V. 10. Q08005. 2009. <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.* V. 18. P. 4522–4537. 2017. <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.* V. 224. № 1. P. 17–39. 2021. <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.* V. 50. P. 481–494. 1985.
- *Okubo Y., Matsunaga T.* Curie point depth in northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity // *J. Geophys. Res.* V. 99. № B11. P. 22363–22371. 1994.
- *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.* V. 64. № 2. GT213. 2021. <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.* V. 211. P. 1461–1477. 2017. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx381>
- *Pease V., Persson S.* Neoproterozoic island arc magmatism of northern Taimyr / Proc. Fourth International Conference on Arctic Margins. Anchorage, P. 31–49. 2006.
- *Pirttijärvi M.* 2D Fourier domain operations, FOURPOT program. <https://wiki.oulu.fi/x/0oU7AQ/>. 2015.
- *Prasad K.N.D., Bansal A.R., Prakash Om, Singh A.P.* Magneto-thermometric modeling of Central India: Implications for the thermal lithosphere // *J. Applied Geophysics.* V. 196. 104508. 2022. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2021.104508>
- *Priestley K., McKenzie D., Ho T.* A lithosphere-asthenosphere boundary – a global model derived from multimode surface-wave tomography and petrology / Lithospheric Discontinuities (eds. H. Yuan and B. Romanowicz) / AGU, Geophysical Monograph Series. Chapter 6. P. 111–123. 2019. <https://doi.org/10.1002/9781119249740.ch6>
- *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.* V. 169. P. 421–434. 2007. <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.* V. 103. No B3. P. 4839–4878. 1998. <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.* V. 694. P. 400–413. 2017. <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 defractal method // *Tectonophysics.* V. 624–625. P. 75–86. 2014. <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.* V. 290. P. 76–86. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.03.007>
- *Sobh M., Gerhards C., Fadel I., Götze H.-J.* Mapping the thermal structure of Southern Africa from Curie depth estimates based on wavelet analysis of magnetic data with uncertainties // *Geochem. Geophys. Geosyst.* V. 22. № 1.

e2021GC010041. 2021.

<https://doi.org/10.1029/2021GC010041>

— *Sun S., Du J., Zhi J., Chen C., Xu H.* A constrained approach by Curie point depth estimation for the 3-D inversion of regional lithospheric magnetic anomaly data in spherical coordinates and its application to the Northern Xinjiang, China // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. V. 127. № 8. e2021JB023149. 2022.

<https://doi.org/10.1029/2021JB023149>

— *Szwilius W., Baykiev E., Dilixiati Y., Ebbing J.* Linearized Bayesian estimation of magnetization and depth to magnetic bottom from satellite data // *Geophys. J. Int.* V. 230. № 3. P. 1508–1533. 2022.

<https://doi.org/10.1093/gji/ggac133>

— *Tanaka A.* Global centroid distribution of magnetized layer from World Digital Magnetic Anomaly Map // *Tec-*

tonics. V. 36. P. 3248–3253. 2017.

<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.* V. 152. P. 257–266. 2005.

<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*. V. 306. P. 461–470. 1999.

— *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*. V. 71. P. 85. 2019.

<https://doi.org/10.1186/s40623-019-1063-1>