



УДК 550.83.015, 550.380

АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ПРИМЕНЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНОГО СПОСОБА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЙ ГИДРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ

К.М. Кузнецов¹, А.А. Булычев¹, И.В. Лыгин¹¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

В работе рассмотрен подход к восстановлению магнитного поля по результатам обработки дифференциальных гидромагнитных съемок на основе спектрального разделения стационарной компоненты поля и временных вариаций. Выполнены оценки точности такого алгоритма на модельном примере при различных базах градиентометра, а также оценено влияние на результаты изменения взаимного положения датчиков продольного градиентометра.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: морская магниторазведка, дифференциальная гидромагнитная съемка, морская градиентометрия, вариации магнитного поля, геомагнитные вариации, учет временных вариаций

DOI 10.5425/2304-7380_2022_38_46

<https://elibrary.ru/mobhsi>

1. ВВЕДЕНИЕ

На протяжении многих лет в комплексе геофизических методов, применяемых при морских исследованиях для решения различных геологических, инженерно-геологических задач, важную роль играет магнитометрический метод. На сегодняшний день наибольшей популярностью пользуется гидромагнитная съемка с использованием забортовых магнитометров. При этом развитие современных технологий дает возможность применения как надводных, так и подводных аппаратов в том числе и автономных [1,2].

Одной из ключевых проблем при картировании аномалий магнитного поля является учет временных вариаций магнитного поля Земли. Решение данной проблемы с использованием наземных магнитовариационных станций (МВС) при больших удалениях от них невозможен, вследствие значительной изменчивости геомагнитных вариаций. Установка МВС в районе исследований в море требует специализированного оборудования и зачастую затруднена. В связи с этим для учета вариаций на акваториях применяются технологии дифференциальных гидромагнитных измерений.

2. ТЕОРИЯ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ ГИДРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Данный подход разработан в 70-е – 80-е года прошлого века [3-5]. Он основан на единовременных измерениях магнитного поля двумя датчиками, которые последовательно

Электронная почта авторов для переписки:

Кузнецов Кирилл Михайлович, e-mail: kuznetsovkm@my.msu.ru
Булычев Александр Александрович, e-mail: andrbul@geol.msu.ru
Лыгин Иван Владимирович, e-mail: lygin@geophys.geol.msu.ruАдрес редакции журнала
«Гелиогеофизические исследования»:ФГБУ «ИПГ»
129128; Россия, Москва
ул. Ростокинская, 9.
e-mail: vestnik@ipg.geospace.ru

расположены по ходу следования Судна (рис. 1). Эта методика позволяет вычислить курсовой градиент поля с исключенным влиянием временных вариаций, в связи с чем такую систему называют курсовым или продольным градиентометром. Расстояние между датчиками называется базой градиентометра l .



Рис. 1. Принципиальная схема курсового градиентометра с двумя магнитометрическими датчиками

Рассмотрим упрощенную схему измерения магнитного поля двумя датчиками. Предположим, что датчики находятся на одинаковой глубине и в единый момент времени t вариации магнитного поля действуют на них одинаково. При этом датчики будут расположены в точках с координатами x и $x-l$ соответственно:

$$\begin{aligned} S_1(x) &= T(x) + W(x) + \delta_1(x); \\ S_2(x) &= T(x-l) + W(x) + \delta_2(x), \end{aligned} \quad (1)$$

где $S_1(x)$, $S_2(x)$ – измерения первого и второго датчика магнитометра, соответственно, $W(x)$ – значение вариаций, l – база градиентометра, $\delta_1(x)$, $\delta_2(x)$ – помехи в измерениях соответствующих датчиков.

Восстановить аномалии магнитного поля $T(x)$, свободные от временных вариаций, возможно путем интегрирования вычисленного курсового градиента, рассчитываемого по формуле [6]:

$$G(x) = \frac{S_2(x) - S_1(x)}{l}. \quad (2)$$

В случае дискретно заданного сигнала интегрирование представляет из себя последовательное суммирование курсового градиента в N точках измерения вдоль хода следования Судна:

$$T(x_k) = T(x_0) + \sum_{i=0}^N G(x_i), \quad (3)$$

где $T(x_0)$ – значение магнитного поля в первой точки наблюдения.

Наряду с разделением аномального магнитного поля и временных вариаций путем интегрирования курсового градиента поля в 1987 году был предложен подход, основанный на их частотных представлениях (спектральный способ) [7,8].

Спектральное представление результатов измерений (1), полученное прямым преобразованием Фурье:

$$\begin{aligned} \widehat{S}_1(\omega) &= \widehat{T}(\omega) + \widehat{W}(\omega) + \widehat{\delta}_1(\omega); \\ \widehat{S}_2(\omega) &= \widehat{T}(\omega)e^{-i\omega l} + \widehat{W}(\omega) + \widehat{\delta}_2(\omega), \end{aligned} \quad (4)$$

где ω – пространственная частота, i – мнимая единица, а символом $\widehat{}$ обозначены спектры соответствующих полей из уравнения (1). Из этой системы можно вывести, что спектр стационарного поля $\widehat{T}(\omega)$ вдоль хода следования Судна будет иметь вид:

$$\widehat{T}(\omega) = \frac{\widehat{S}_1(\omega) - \widehat{S}_2(\omega)}{1 - e^{-i\omega l}} + \frac{\widehat{\delta}_1(\omega) - \widehat{\delta}_2(\omega)}{1 - e^{-i\omega l}}, \quad (5)$$

Таким образом частотная характеристика преобразования, позволяющего вычислить магнитное поле свободное от вариаций имеет вид [7]:

$$\Psi(\omega) = \frac{1}{1 - e^{-i\omega l}}. \quad (6)$$

Следует отметить следующие особенности [7]:

1. При $\omega = 0$ знаменатель в уравнении (6) будет равен 0, что означает, что восстановить средний уровень поля невозможно.

2. Частотная характеристика (6) принимает значения большие 0, что приводит к возрастанию ошибок (вторые слагаемые в (5)). Таким образом задача является неустойчивой, а, следовательно, относится к классу некорректных.

3. Существуют такие комбинации значений ω и l , когда знаменатель (6) принимает значения равные 0 или стремится к ним. Так при дискретном представлении поля в N точках, заданных с шагом измерения Δx , частоты при вычислении дискретного спектра ω_k определяются по формуле:

4.

$$\omega_k = \frac{2\pi k}{N\Delta x}, k = \overline{0, N}. \quad (7)$$

Знаменатель принимает значения равные 0 при k , определяемых по формуле:

$$k = \frac{\Delta x}{l} N. \quad (8)$$

Так, например, при базе градиентометра равной 100 м, комбинации скорости движения и частоты измерения такой, что измерения выполняются каждые 2 метра, и количестве точек, где задан сигнал равным 1000, каждое 20-е значение частотной характеристики (6) будет стремиться к бесконечности. На практике комбинации базы градиентометра, частоты измерения и количества точек при которых знаменатель (6) будет равен 0 достаточно легко избежать. Однако в любом случае будут оставаться частоты, при которых этот знаменатель будет принимать малые значения, что приводит к возрастанию частотной характеристики (6) и неустойчивости решения задачи восстановления поля.

Решение данной проблемы может быть реализовано на основе различных подходов:

- Регуляризация на основе минимизации функционала А.Н. Тихонова [7].
- Исключение частот, определяемых (7, 8), из итогового сигнала.
- Подбор некорректно определяемых частот (7, 8) вручную на основе экспертного анализа, опираясь на гладкость спектрального представления сигнала или опыт обработчика.

3. ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ВОССТАНОВЛЕНИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЯ, ОСНОВАННОГО НА СПЕКТРАЛЬНОМ РАЗДЕЛЕНИИ СТАЦИОНАРНОЙ КОМПОНЕНТЫ И ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ

В качестве экспериментального примера рассмотрим модель вертикального пласта, аппроксимирующего к примеру дайку, верхняя кромка которой расположена на глубине 50 м, нижняя – 1000 м, ширина – 20 м, намагниченность – 0.5 А/м. Параметры внешнего магнитного поля: амплитуда $T_0 = 60\ 000$ нТл, склонение $D_0 = 0^\circ$, наклонение $I_0 = 90^\circ$. Амплитуда аномалии магнитного поля такой модели составляет 37.5 нТл (Рис. 2А). Длина рассматриваемого профиля – 2000 м. Проанализируем результаты восстановления аномального магнитного поля модели в предположении скорости движения судна 2 м/с (~4 узла), что является характерной скоростью при выполнении комплексных геофизических работ инженерно-геологической направленности. База градиентометра – 100 м. Частота измерений – 1 с, что соответствует возможностям современных морских магнитометров, к примеру, таких как MagiMag [9]. Таким образом сигнал задан в 1001 точке через 2 м. Модельное поле вариаций, представлено на рисунке 2А. В этом случае время, за которое Судно вместе с расстановкой пройдет всю длину профиля, составит 16 мин 41 секунды. Модель вариаций магнитного поля предусматривает их изменение по амплитуде на 16 нТл за 16 минут с максимальным градиентом 9 нТл/мин. При рассмотрении данного примера опустим помехи измерения сигнала (1).

На рисунке 2В представлено сравнение результатов обработки модельного сигнала продольного градиентометра спектральным способом путем восстановления двумя подходами: 1) по полному спектру и 2) по спектру с исключенными значениями, соответствующими частотам, рассчитанным по формулам (7, 8). Результаты увязаны по среднему уровню с модельным полем. Среднеквадратическое отклонение (СКО) поля, восстановленного по всем частотам, от модельного поля – ± 0.078 нТл. При исключении ряда частот – ± 0.027 нТл. Таким образом несмотря на то, что во

втором случае частотная характеристика поля неполная, результат имеет лучшую сходимость с модельным полем.

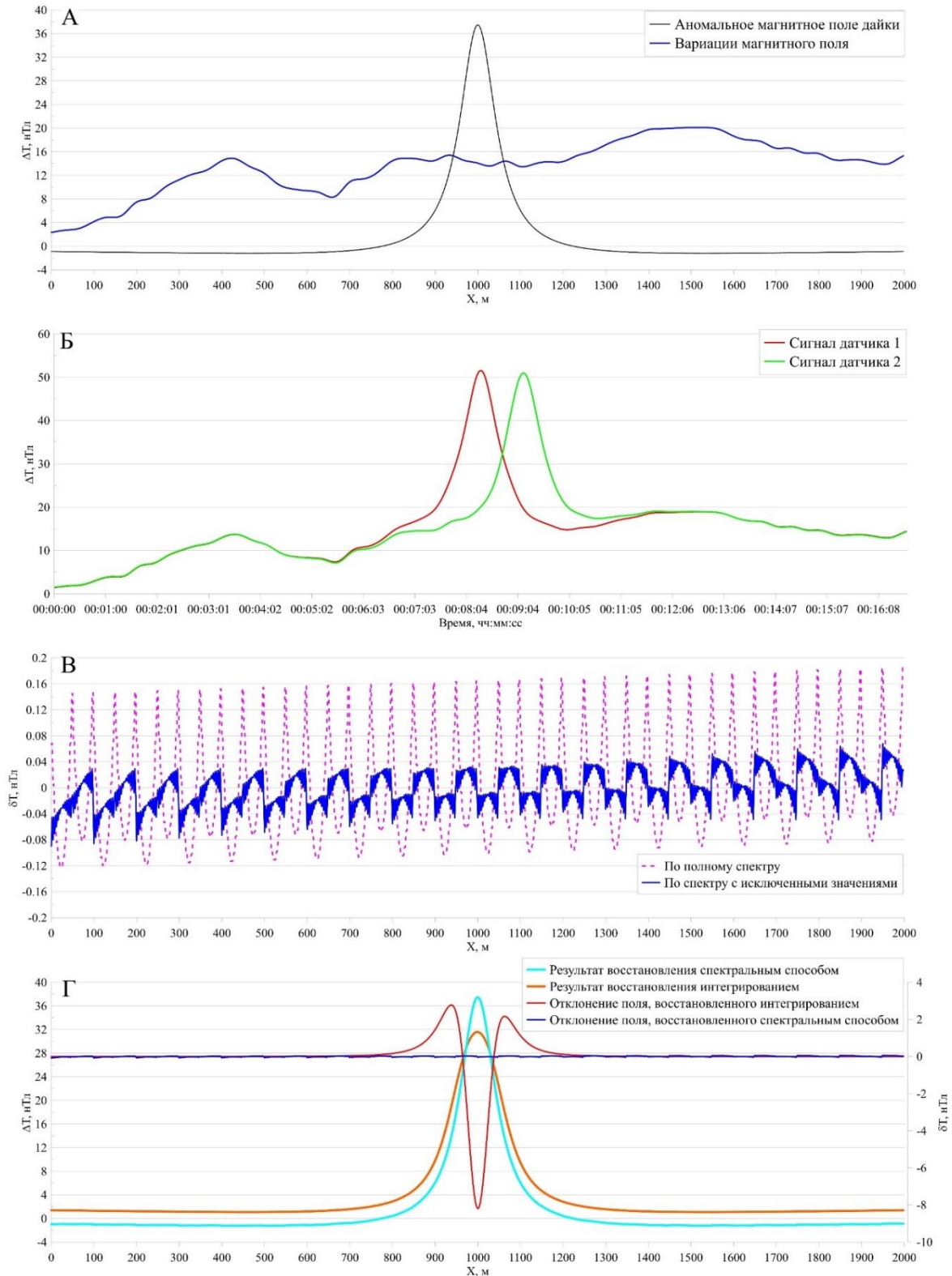


Рис. 2. Пример восстановления аномального магнитного поля дайки из модельных сигналов двухдатчикового градиентометра: А – эффект модели и вариации; Б – сигналы двух датчиков градиентометра; В – результаты обработки спектральным способ с и без исключения некорректно восстанавливаемых частот, Г – сравнение результатов восстановления поля интегральным и спектральным способами

На рисунке 2Г представлено сравнение результатов восстановления магнитного поля по курсовому градиенту путем интегрирования и спектральным способом. В обоих случаях латеральное

положение аномалии восстанавливается корректно. Однако при интегрировании амплитуда восстановленной аномалии меньше на 8 нТл, что составляет около 20% амплитуды самой аномалии. Также важно отметить, что возрастает ширина получаемой аномалии. Как приводилось выше, точность восстановления спектральным способом составляет ± 0.027 нТл, что на 3 порядка выше точности восстановления сигнала методом, основанном на интегрировании курсового градиента.

На рисунке 3 представлено сравнение амплитудных спектров аномального магнитного поля и временных вариаций, полученных в результате их разделения спектральным способом и интегрированием.

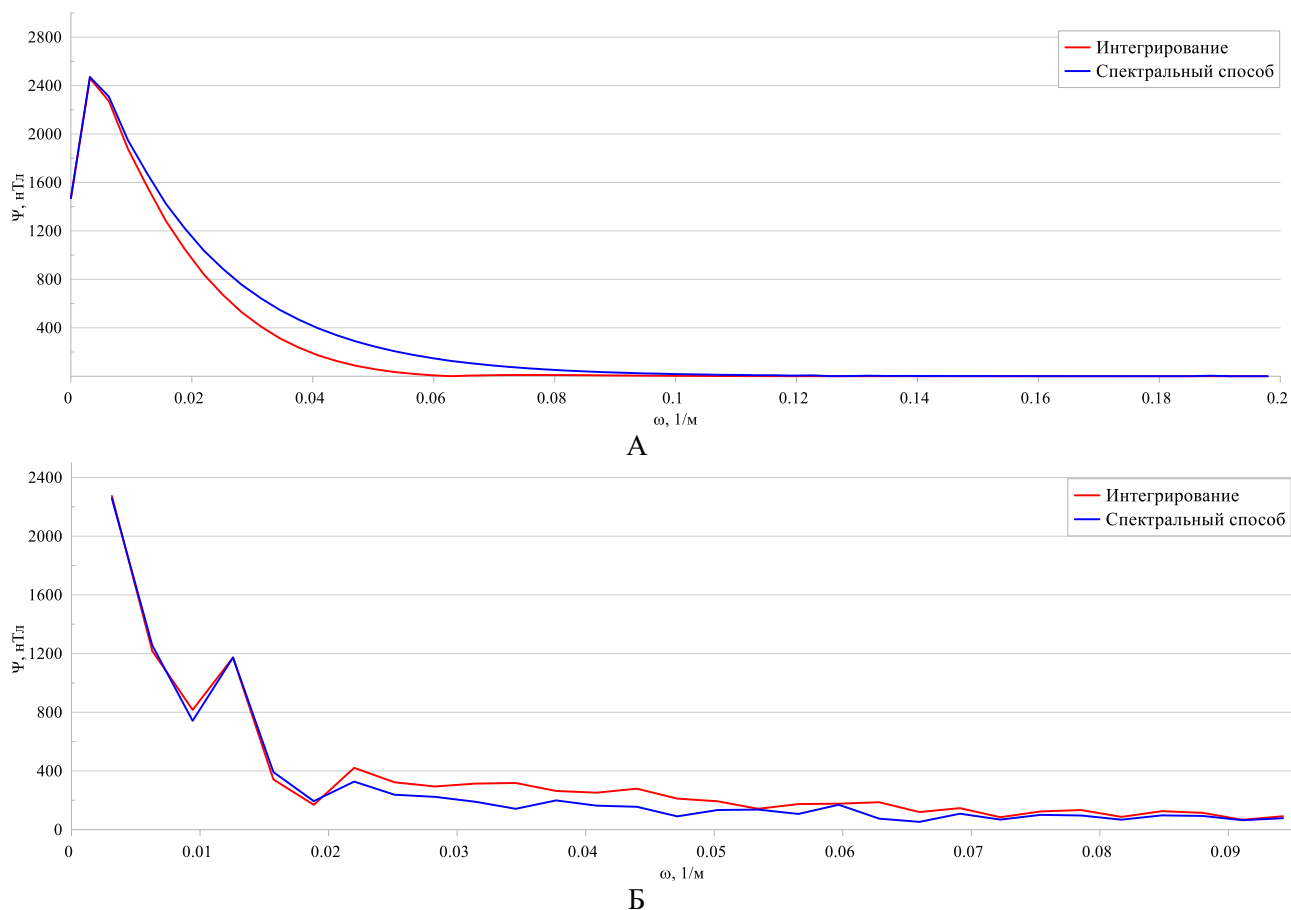


Рис. 3. Низкочастотная часть амплитудных спектров аномалий магнитного поля (А) и временных вариаций (Б) восстановленных спектральным способом и интегрированием

Наиболее низкие частоты аномальных полей и вариаций, полученные обоими методами схожи. Однако, в области средних частот заметны расхождения. Они отвечают аномалиям периодами от порядка 10 до 200 м. Это связано с тем, что при интегрировании восстанавливаемые аномалии шире модельных, что проявляется в более низких значениях спектра. На высоких частотах значения амплитудного спектра малы и расхождения результатов спектрального метода и интегрирования незначительны.

На рисунке 4 представлены оценки отклонения амплитуд восстановленных аномалий в процентах от амплитуды модельного поля при различных базах градиентометра: от 1 до 100 м при глубине до верхней кромки аномалообразующего тела 50 м. Спектральный способ позволяет восстановить поле с ошибкой, в среднем не превышающей 0.1% при всех рассмотренных базах продольного градиентометра. Небольшие вариации оценки точности связаны с определенными комбинациями базы градиентометра и частоты задания сигнала. Однако максимальное значение не превышает 1% от амплитуды аномалий магнитного поля. Погрешность восстановления магнитного поля путем интегрирования существенно увеличивается с увеличением размера базы.

Существенным источником погрешности при обработке дифференциальных магнитометрических наблюдений является изменение геометрии расположения датчиков относительно друг друга и генерального курса Судна. На практике изменение геометрии датчиков связано с непостоянной скоростью движения в силу разных причин (ускорения Судна, боковое течение, ветер, волнение моря), что приводит к «рысканью» и переменной глубине погружения датчиков продольного градиентометра [10].

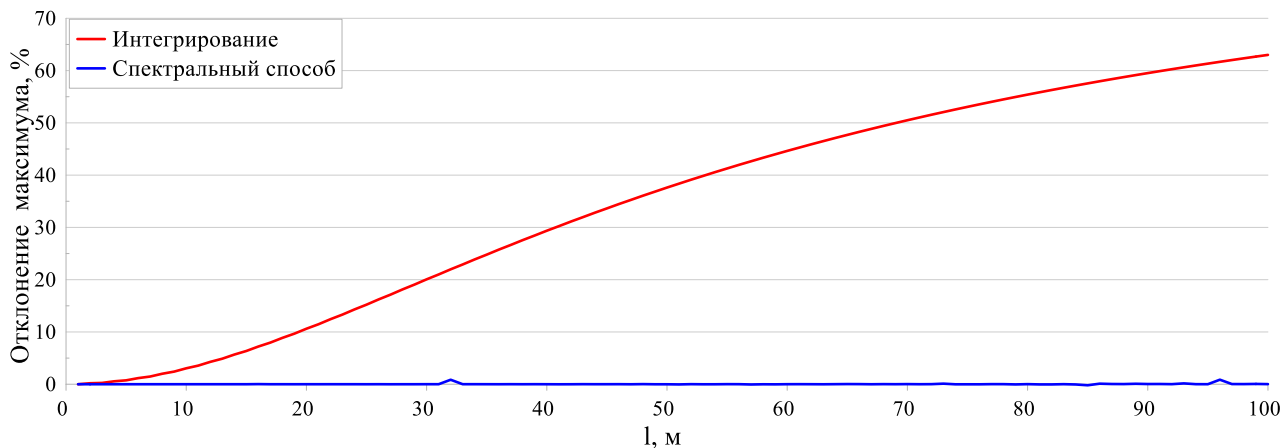


Рис. 4. Отклонение амплитуды восстановленного аномального магнитного поля вертикального цилиндра при различных базах градиентометра l

При отклонении датчиков от курса движения Судна направление вычисляемого градиента поля будет отличаться от курсового, что приведет к ошибкам в восстановлении аномального магнитного поля. На рисунке 5 представлены оценки расхождения амплитуд восстановленных аномалий в процентах от амплитуды модельного поля при отклонении 2го датчика от курса движения Судна на Δy . База градиентометра составляет 20 м. Точность восстановления поля интегрированием даже при отсутствии расхождения в траектории движения датчиков составляет порядка 10% от амплитуды поля. Видно, что при отклонении датчика от курса всего на 2 м погрешность в обоих случаях увеличивается на 1% от амплитуды поля для обоих методов обработки сигналов (интегрирование и спектральный способ). При аномалиях в десятки нТл такое изменение конфигурации градиентометра будет приводить к ошибкам более ± 1 нТл, что сопоставимо с точностью современных гидромагнитных съемок.

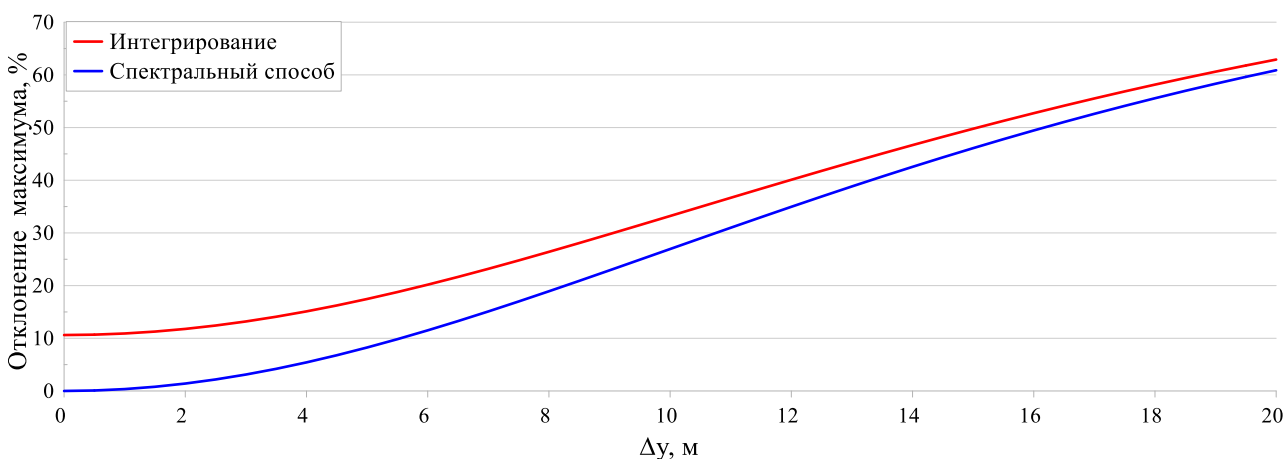


Рис. 5. Отклонение амплитуды восстановленного аномального магнитного поля вертикального цилиндра при различных отклонениях 2го датчика градиентометра от курса Судна Δy

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный в работе метод спектральной обработки дифференциальных гидромагнитных съёмок показал более устойчивый результат в сравнении с методом прямого интегрирования. Однако важно отметить ограничения такого подхода: невозможно восстановить средний уровень поля; алгоритм является неустойчивым; не все частоты аномального магнитного поля могут быть корректно восстановлены.

Спектральный метод свободен от присущего прямому интегрированию накоплению ошибок при увеличении базы градиентометра и длины галса. При этом изменение конфигурации продольного градиентометра (взаимного положения датчиков) в ходе одного галса существенно сказывается на точности восстановления аномалий магнитного поля, что необходимо учитывать при выборе базы градиентометра и методики съёмки.

Современные магнитометры позволяют регистрировать малоамплитудные аномалии амплитудой 1–3 нТл, размерами первые метры зачастую характеризующую тонкую структура поля, что приводит к необходимости точного учета временных вариаций магнитного поля, чему может способствовать рассмотренный в работе подход. Это позволит уточнить модели магнитного поля акваторий морей и океанов для решения различных гелиогеофизических и геолого-геофизических задач.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках проекта «Геофизические исследования и разработка новых геофизических технологий при решении фундаментальных и прикладных задач геологии, геоэкологии и геоэнергетики», номер договора 5-15-2021, номер ЦИТИС: 121042200088-6.

Исследования выполнены в рамках реализации Программы развития Московского университета (Соглашение № 195 от 15 сентября 2022 г.) для обеспечения работой морской продольный градиентометр-магнитометр MariMag300m.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Лыгин И.В., Лыгин В.А., Лыгина Т.И.* Придонная гравиметрия и магнитометрия с использованием автономных подводных аппаратов // Marine Technologies 2019 (Gelendzhik2019). Proceedings of a meeting held 22-26 April 2019, Gelendzhik, Russia. — European Association of Geoscientists and Engineers (EAGE) Printed by Curran Associates, Inc, 2019. — С. 186–190. – DOI: 10.3997/2214-4609.201901816.
2. *Лыгин И.В., Арутюнян Д.А., Булычев А.А., Кузнецов К.М., Минлигареев В.Т.* Инструментальное определение положения Южного магнитного полюса Земли в кругосветной антарктической экспедиции на ОИС ВМФ Адмирал Владимирский. Физика Земли, 2(2):27–40, 2022. DOI: 10.31857/S0002333722020065
3. *Гордин В.М., Розе Е.Н., Углов Б.Д.* Морская магнитометрия – М.: Недра, 1986. – 232 с.
4. *Городницкий А.М., Филин А.М., Малютин Ю.Д.* Морская магнитная градиентная съёмка. М.: ВНИРО, 2004. 140 с.
5. *Семевский Р.Б., Аверкиев В.В., Яроцкий В.А.* Специальная магнитометрия. - СПб.: Наука, 2002. – 227 с.
6. *Розе Е.Н., Марков И.М.* Градиентометрический метод измерения геомагнитного поля в океане // Учет временных вариаций при проведении магнитной съёмки. – М., 1984. – С.112.
7. *Мелихов В.Р., Булычев А.А., Шамаро А.М.* Частотный способ решения задачи разделения стационарной и переменной составляющих геомагнитного поля при гидромагнитных градиентометрических съёмках // Электромагнитные исследования. — Москва. ИЗМИРАН, 1987. — С. 97–109.
8. *Kuznetsov K., Lygin I., Bulychov A., Kiryukhina E.* Analysis of opportunities spectral method for processing hydromagnetic survey // Engineering and Mining Geophysics 2021. — Vol. 2021. — Netherlands: Netherlands, 2021. — P. 1–5. – DOI: 10.3997/2214-4609.202152047.
9. Морской оверхаузеровский магнитометр MariMag [электронный ресурс]// URL: <https://geodevice.ru/main/magnetometers/marimag/> Актуально на 24.04.2023

10. *Любимов В.В.* Способ измерения горизонтального градиента магнитного поля в водной среде и устройство для его реализации: буксируемый компонентный магнитометр // Евразийское Научное Объединение. – 2019. – № 11-3(57). – С. 233-238. – DOI 10.5281/zenodo.3579443.

ANALYSIS OF SPECTRAL METHOD OPPORTUNITIES FOR PROCESSING DIFFERENTIAL HYDROMAGNETIC SURVEY

Kuznetsov K.M., Lygin I.V., Bulychev A.A.

The paper considers an approach of differential hydromagnetic surveys processing based on the spectral separation at stationary magnetic field component and temporal magnetic variations. Accuracy estimation for algorithm based on a model example are done for different bases of the gradiometer, and the effect of changes in the relative magnetic gradiometer sensor position is estimated for results.

KEYWORDS: MARINE MAGNETIC SURVEY, DIFFERENTIAL HYDROMAGNETIC SURVEY, MARINE GRADIOMETRY, MAGNETIC FIELD VARIATIONS, GEOMAGNETIC VARIATIONS, CORRECTION FOR TIME VARIATIONS