

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта  
Российской академии наук

*На правах рукописи*



Михайлов Павел Сергеевич

**УТОЧНЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ МИРОВОГО ОКЕАНА С  
УЧЕТОМ АПРИОРНОЙ ИНФОРМАЦИИ**

Специальность 1.6.9 Геофизика

Диссертация на соискание ученой степени  
доктора технических наук

Москва – 2026

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                                                                                                                                                             |            |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ.....</b>                                                                                                                                                                                               | <b>4</b>   |
| <b>Глава 1. Развитие и современное состояние инструментальных средств и методов измерения параметров гравитационного поля Мирового океана .....</b>                                                                         | <b>13</b>  |
| 1.1. Становление и развитие морских гравиметрических исследований .....                                                                                                                                                     | 14         |
| 1.2. Современная морская гравиметрическая съемка.....                                                                                                                                                                       | 25         |
| 1.3. Современная аэрогравиметрическая съемка при изучении гравитационного поля Мирового океана.....                                                                                                                         | 44         |
| 1.4. Основные выводы по главе 1 .....                                                                                                                                                                                       | 54         |
| <b>Глава 2. Способ априорного выделения участков акваторий с повышенной погрешностью глобальных модельных данных об аномалиях гравитационного поля .....</b>                                                                | <b>56</b>  |
| 2.1. Развитие и современное состояние глобальных моделей гравитационного поля Земли .....                                                                                                                                   | 58         |
| 2.2. Современные комбинированные ультравысококачественные модели гравитационного поля Земли: состояние, перспективы, источники данных и их структура. ....                                                                  | 72         |
| 2.3. Основные источники ошибок в модельных данных.....                                                                                                                                                                      | 79         |
| 2.4. Способ априорного районирования модельного поля для выделения областей с ожидаемой повышенной погрешностью спутниковых методов (первое защищаемое положение).....                                                      | 88         |
| 2.5. Способ выделения приоритетных участков для инструментального уточнения параметров поля и особенности планирования съемочной кампании.....                                                                              | 97         |
| 2.6. Общие выводы по главе 2. ....                                                                                                                                                                                          | 102        |
| <b>Глава 3. Способ районирования Мирового океана по величине ожидаемой погрешности модельных данных, основанный на оценках и систематизации погрешностей аномалий в глобальных моделях гравитационного поля Земли .....</b> | <b>103</b> |
| 3.1. Методы оценки глобальных моделей ГПЗ.....                                                                                                                                                                              | 104        |
| 3.2. Результаты оценки глобальных моделей с использованием площадных съемок .....                                                                                                                                           | 119        |
| 3.3. Оценки глобальных моделей с использованием протяженных профилей.....                                                                                                                                                   | 129        |
| 3.4. Систематизация величин погрешностей модельных аномалий и закономерностей в их пространственном распределении .....                                                                                                     | 132        |
| 3.5. Характеристики существующих моделей на предмет их соответствия регламентируемым параметрам (классам) морской гравиметрической съемки и масштабам гравиметрических карт....                                             | 144        |
| 3.6. Способ районирования Мирового океана по величине ожидаемой погрешности модельных данных (второе защищаемое положение) .....                                                                                            | 156        |
| 3.7. Основные выводы по главе 3.....                                                                                                                                                                                        | 160        |
| <b>Глава 4. Способ районирования арктических акваторий по величине ожидаемой погрешности глобальных модельных данных об аномалиях гравитационного поля.....</b>                                                             | <b>162</b> |
| 4.1. Изучение гравитационного поля Арктики инструментальными методами.....                                                                                                                                                  | 163        |
| 4.2. Особенности спутниковых альтиметрических измерений в высоких широтах.....                                                                                                                                              | 167        |

|                                                                                                                                                                                                         |            |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 4.3. Особенности гравитационного поля в Арктическом регионе и развитие его представлений в глобальных моделях .....                                                                                     | 172        |
| 4.4. Оценка погрешностей современных моделей в Арктике с использованием инструментальных съемок .....                                                                                                   | 179        |
| 4.5. Оценки погрешностей современных моделей над геоморфологическими структурами Северного Ледовитого океана .....                                                                                      | 181        |
| 4.6. Способ районирования акваторий Арктики по величине ожидаемой погрешности модельных данных (третье защищаемое положение) .....                                                                      | 186        |
| 4.7. Выводы по главе 4. ....                                                                                                                                                                            | 202        |
| <b>Глава 5. Комплекс методических приемов по использованию глобальных моделей гравитационного поля Земли для повышения надежности, точности и автономности морских гравиметрических съемок.....</b>     | <b>205</b> |
| 5.1. Особенности и ограничения современной морской гравиметрической съемки.....                                                                                                                         | 205        |
| 5.2. Возможности использования глобальной модели для повышения надежности и автономности съемок .....                                                                                                   | 211        |
| 5.3. Оперативный контроль выполняемых морских гравиметрических измерений с использованием данных глобальной модели (четвертое защищаемое положение) .....                                               | 218        |
| 5.4. Определение, оценка и коррекция систематической составляющей погрешности гравиметра в процессе морских измерений (четвертое защищаемое положение) .....                                            | 228        |
| 5.5. Выполнение морской гравиметрической съемки без опорных измерений (четвертое защищаемое положение) .....                                                                                            | 241        |
| 5.6. Выводы по главе 5 .....                                                                                                                                                                            | 246        |
| <b>Глава 6. Комплекс методических приемов по использованию морских гравиметрических съемок для региональной коррекции модельных данных об аномалиях гравитационного поля в Мировом океане.....</b>      | <b>249</b> |
| 6.1. Структура и характер аномалий ГПЗ в Мировом океане .....                                                                                                                                           | 251        |
| 6.2. Районы градиентных геоморфологических структур Мирового океана: применение данных морских гравиметрических съемок для оценки и коррекции глобальных моделей ГПЗ (пятое защищаемое положение) ..... | 261        |
| 6.3. Абиссальные равнины Мирового океана: применение данных морских гравиметрических съемок для оценки и коррекции глобальных моделей ГПЗ (пятое защищаемое положение).....                             | 266        |
| 6.4. Практический результат коррекции глобальной модели ГПЗ с привлечением инструментальных рекогносцировочных данных .....                                                                             | 276        |
| 6.5. Выводы по главе 6 .....                                                                                                                                                                            | 282        |
| <b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>                                                                                                                                                                                 | <b>284</b> |
| <b>СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ .....</b>                                                                                                                                             | <b>287</b> |
| <b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....</b>                                                                                                                                                                           | <b>290</b> |

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

ААНИИ - Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

АСВ – Аномалия в свободном воздухе

АЦП - Аналого-цифровой преобразователь

БПФ – Быстрое преобразование Фурье

ВКГ – Высота квазигеоида

ГПЗ – Гравитационное поле Земли

ДЗЗ – Дистанционное зондирование Земли

ИГ-78 - Инструкция по морской гравиметрической съемке

ИСЗ – Искусственный спутник Земли

ИФЗ РАН – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук

КНК – Метод коллокаций и наименьших квадратов

МГК – Морской гравиметрический комплекс

ОГП – Опорный гравиметрический пункт

ПО – Программное обеспечение

СКО - Среднеквадратическое отклонение

СКП - Среднеквадратическая погрешность

УСТ – Ускорение силы тяжести

УОЛ – Уклонение отвесной линии

ЦМР – Цифровая модель рельефа

ЧЭГ – Чувствительный элемент гравиметра

DTU – Серия глобальных моделей гравитационного поля Датского Технологического Университета

ESA – Европейское космическое агентство

GEBCO - Генеральная батиметрическая карта океанов

ICGEM - Международный центр глобальных моделей Земли

MDT - Средний динамический уровень моря

SAR – Радар с синтезированной апертурой

SS – Серия глобальных моделей гравитационного поля Sandwell and Smith

SSH – Средний уровень моря



## ВВЕДЕНИЕ

Информация о гравитационном поле Земли (ГПЗ) необходима для решения широкого круга научных и практических задач в области геодезии, геологии, навигации и ряда других. Возможность решения таких разнонаправленных задач обусловлена неоднородностью аномального гравитационного поля Земли, связанного с формой земного геоида, рельефом, плотностью и распределением масс внутри Земли. Как известно [Огородова, 2010], гравитационное поле Земли разделяют на нормальную и аномальную составляющие. Основные геодезические параметры общеземного эллипсоида и нормального гравитационного поля зафиксированы как константы, их значения могут незначительно отличаться в различных национальных системах параметров Земли. В Российской Федерации государственная система геодезических параметров и входящие в ее состав геодезические и референсные системы координат [ГОСТ 32453-2017, 2018] определены справочным документом «Параметры Земли 1990 года» (ПЗ-90.11) [Параметры..., 2014].

Для большинства задач, особенно практической направленности, необходимы сведения об аномальной части гравитационного поля. Аномальное гравитационное поле может быть определено в глобальных моделях ГПЗ, представленных в виде сферических гармоник разложения геопотенциала гравитационного поля, основными параметрами которых являются степень и значения коэффициентов разложения. Степень определяет разрешение представляемых данных об аномальном поле, а коэффициенты - распределение и величины аномалий. Эффективность решения задачи по данным об аномальном гравитационном поле, главным образом, зависит от достаточности и корректности учета этих параметров, то есть насколько они соответствуют аномалиям гравитационного поля реальной Земли. Набортная гравиметрическая съемка проводится на уровне моря (геоиде), поэтому измеряемые аномалии ГПЗ на нем, соответствуют аномалиям в свободном воздухе (АСВ).

Диссертационная работа рассматривает основные аспекты уточнения аномального гравитационного поля Земли на акваториях Мирового океана. В работе предложен и обоснован ряд методических приемов по использованию различных источников данных об аномалиях, включая данные глобальных моделей, и их комплексирование для получения наиболее достоверных параметров АСВ, подходящих для дальнейшего использования в любом регионе Мирового океана.

## Актуальность темы исследования и степень ее разработанности

Первые измерения силы тяжести на море были проведены в 1923 году и в дальнейшем их технологии и методологии совершенствовались с целью увеличения точности и разрешающей способности отдельных измерений и съемок в целом. В дальнейшее развитие морской гравиметрии и разработку мобильных гравиметрических комплексов внесли значительный вклад советские и российские ученые Ю.Д. Буланже, Л.В. Сорокин, В.В. Федынский, И.Д. Жонглович, Е.И. Попов, Л.К. Железняк и многие другие. Современная набортная гравиметрическая съемка обеспечивает определение АСВ с погрешностью в пределах  $\pm 0.5$  мГал, а ее разрешение определяется только расстоянием между съемочными профилями. В настоящее время многие площадные гравиметрические съемки на акваториях выполняются с расстоянием между профилями менее 500 метров. Такое высокое для моря разрешение представления аномалий и крупные масштабы гравиметрических карт требуют больших временных затрат на выполнение съемок, однако многие задачи могут быть решены только с использованием площадных данных, причем их детальность имеет важнейшее значение.

Современные высокоточные и детальные гравиметрические съемки в Мировом океане имеют различное целевое назначение. Они выполняются по заданиям и в интересах отдельных заказчиков разными исполнителями и, как следствие, не создают единого, равноточного и доступного широкому кругу пользователей покрытия. Более того, сплошная набортная гравиметрическая съемка Мирового океана, очевидно, невыполнимая задача. Поэтому в настоящее время все большее распространение получают ультравысокостепенные глобальные модели, предоставляющие данные об АСВ на весь Земной шар. Они могут использоваться как глобальная априорная информация (лат. *a priori* — «из предшествующего») об аномалиях, то есть как информация, известная до проведения натурной инструментальной съемки.

Первая спутниковая модель гравитационного поля Земли была создана в 1966 году и содержала 15 коэффициентов разложения геопотенциала. Такая модель описывала только общие планетарные особенности гравитационного поля; в дальнейшем, с развитием спутниковых методов, количества измерений и технологий их обработки, произошел значительный рост разрешающей способности новых модельных данных. Разрешение современной модели на акваториях уже приблизилось к разрешению инструментальных съемок, при этом открытым остается вопрос достоверности и точности аномалий, даже в наиболее современных моделях. В условиях происходящего сближения параметров инструментальных и спутниковых данных об АСВ Мирового океана

актуальным становится всестороннее исследование, направленное на развитие новых принципов определения аномалий, с учетом как выполняемых на акваториях измерений, так и априорных спутниковых данных.

Из-за отсутствия подобных исследований в масштабах всего Мирового океана большинство пользователей выбирают ту или иную модель по критериям наилучшего разрешения и новизны. Ввиду сложности и многокомпонентности современной модели, этот подход является корректным лишь отчасти. Ряд независимых исследований [Новлянская, 2016; Конешов и др., 2020б; Wu et al., 2021; Pham et al., 2023], сравнивая между собой глобальные модели ГПЗ и вычисляя региональные и глобальные статистические характеристики, отмечают лучшую контрастность представления аномалий в более новых моделях относительно предыдущих. Однако, как показано в настоящей работе, лучшая контрастность модели не тождественна лучшей точности данных и пространственной достоверности модельных аномалий.

Наличие сходимости спутниковых и инструментальных данных на акваториях в длинных волнах аномалий рассматривалось ранее, например, в работе [Дробышев и др., 2006]. В данной работе было отмечено отсутствие в спутниковой альтиметрии систематической составляющей погрешности в различных акваториях. Эти исследования показали перспективу возможного использования модельных данных, актуальность проведения всестороннего изучения природы ошибок и погрешностей в глобальных моделях на акваториях, а также необходимость создания и обоснования методической основы по комплексному использованию модельных данных на море.

Более глубокое исследование уже в рамках настоящей диссертационной работы показало, что вопросы использования глобальных моделей ГПЗ в Мировом океане связаны с геоморфологическими и географическими особенностями. В Арктике, где поверхность акваторий постоянно или сезонно закрыта ледовым покровом, а выполнение инструментальных съемок затруднено, ценность априорных модельных данных об АСВ выше, но и степень доверия к таким данным требует методической проверки. Необходим отдельный способ оценки модельных аномалий в высоких широтах, учитывающий ограниченное количество привлекаемых морских набортных гравиметрических съемок, но при этом подходящий для всей арктической акватории.

Таким образом, актуальность диссертационной работы обусловлена общим развитием современных спутниковых и комбинированных глобальных моделей гравитационного поля Земли, необходимостью своевременной разработки и совершенствования комплекса методических приемов по использованию модельных

данных в Мировом океане как самостоятельно, так и совместно с данными инструментальных измерений.

### **Цель и задачи работы**

Целью диссертационной работы является обобщение сведений о точности и достоверности современных глобальных моделей ГПЗ в Мировом океане и создание методической основы для комплексного использования моделей во всех акваториях Мирового океана, включая Северный Ледовитый океан.

Для достижения цели последовательно были решены следующие задачи:

1. Анализ основных источников ошибок в данных глобальных моделей ГПЗ на акваториях и разработка способа априорного районирования модельных АСВ для выделения областей с повышенной погрешностью и приоритетных участков для инструментального уточнения.
2. Систематизация величин погрешностей модельных аномалий, полученных относительно массива высокоточных морских гравиметрических съемок, и закономерностей в их пространственном распределении с учетом географических и геоморфологических особенностей различных районов Мирового океана.
3. Разработка способов районирования открытых и арктических акваторий Мирового океана по величине ожидаемой погрешности модельных аномалий.
4. Разработка и совершенствование комплекса методических приемов по использованию глобальных моделей ГПЗ для повышения надежности морских набортных гравиметрических съемок, а также использованию инструментальных данных для региональной коррекции модельных аномалий в Мировом океане.

### **Научная новизна, практическая значимость и методология исследования**

Полученные в рамках диссертационного исследования результаты открывают новые возможности использования глобальных моделей ГПЗ. Разработан новый способ априорного выделения областей повышенной ожидаемой погрешности АСВ в глобальных моделях на акваториях и предложен основанный на нем подход к выделению зон для инструментального уточнения гравитационного поля.

Впервые систематизированы данные о погрешности АСВ глобальных моделей относительно высокоточных морских набортных гравиметрических съемок во всех акваториях Мирового океана и над различными геоморфологическими структурами. На

основании полученных оценок разработан способ районирования открытых акваторий океана по величине ожидаемой погрешности АСВ конкретной оцениваемой глобальной модели. С использованием предложенного методического приема в диссертационной работе впервые выполнено глобальное районирование акваторий для трех широко известных глобальных моделей ГПЗ: EGM2008, WGM2012 и Sandwell and Smith v.32.

В работе впервые рассмотрены арктические акватории «выше» 75 градуса с.ш. применительно к вопросу об ожидаемой погрешности аномалий глобальных моделей ГПЗ. Систематизированы данные о погрешности АСВ глобальных моделей в Северном Ледовитом океане относительно морских набортных съемок, выполнявшихся в разное время и в различных условиях. Полученные оценки позволили разработать новый способ районирования модельных АСВ по величине их ожидаемой погрешности в высокоширотной Арктике. В работе впервые была районирована акватория Северного Ледовитого океана для АСВ глобальных моделей EGM2008, WGM2012 и DTU21, показана состоятельность и эффективность полученных оценок.

Были значительно усовершенствованы разработанные автором ранее методические приемы по использованию глобальных моделей при сопровождении морских гравиметрических съемок. Показано, что данные моделей могут эффективно использоваться для оперативного контроля в процессе съемок, оценки и коррекции систематической составляющей измерений, замещения привязки к береговым опорным гравиметрическим пунктам. Структурирован новый подход к выполнению морских съемок, существенно расширяющий географию их выполнения, увеличивающий их надежность и автономность.

Определен характер погрешностей АСВ глобальных моделей ГПЗ в Мировом океане в зависимости от структуры аномального поля. Разработан комплекс новых методических приемов по совместной обработке данных, полученных посредством набортных морских съемок, с априорной модельной информацией.

Практическая значимость работы основывается на формализации новых принципов уточнения гравитационного поля Мирового океана, позволяющих повысить эффективность при планировании, производстве работ, обработке и анализе результатов. Предложенные в работе подходы к анализу модельных данных позволяют на этапе планирования выделить наиболее перспективные районы для инструментального уточнения аномалий гравитационного поля, подобрать необходимые масштабы и точности съемок. Ряд предложенных методических приемов обеспечивает расширение

возможностей выполнения набортных гравиметрических съемок и в процессе камеральной обработки.

Диссертационная работа показывает важнейшую роль современных глобальных моделей ГПЗ при уточнении гравитационного поля Мирового океана. Защищаемые положения настоящей работы и ее результаты также позволяют шире рассматривать результаты морских съемок, а диссертационная работа в целом дает основание считать вопрос об основных аспектах использования глобальных моделей ГПЗ в Мировом океане методически решенным.

### **Положения, выносимые на защиту**

1. Способ априорного выделения участков акваторий с повышенной погрешностью глобальных модельных данных об аномалиях гравитационного поля.
2. Способ районирования Мирового океана по величине ожидаемой погрешности модельных данных, основанный на оценках и систематизации погрешностей аномалий в глобальных моделях гравитационного поля Земли.
3. Способ районирования арктических акваторий по величине ожидаемой погрешности глобальных модельных данных об аномалиях гравитационного поля.
4. Комплекс методических приемов по использованию глобальных моделей гравитационного поля Земли для повышения надежности, точности и автономности морских гравиметрических съемок.
5. Комплекс методических приемов по использованию морских гравиметрических съемок для региональной коррекции модельных данных об аномалиях гравитационного поля в Мировом океане.

### **Достоверность полученных результатов и их апробация**

Разработанные и представленные в диссертационной работе способы и методические приемы использовались при обработке материалов реальных морских набортных гравиметрических съемок и продемонстрировали свою полезность и эффективность. Обработка некоторых морских съемок стала возможна только с использованием защищаемых положений настоящей работы. Основные положения диссертационной работы докладывались на научных конференциях разного уровня, включая международные:

- V Всероссийская научная конференция «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды» (Санкт-Петербург, 2018);

- Международная научная конференция «Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики», приуроченная к 100-летию образования Арктического и антарктического научно-исследовательского института (Санкт-Петербург, 2020);
- X, XI и XII Международные научно-практические конференции «Морские исследования и образование» MARESEDU (Москва, 2020, 2021, 2023);
- XVII Международная научно-техническая конференция "Современные методы и средства океанологических исследований" (МСОИ) (Москва, 2021);
- XIV Международная научно-техническая конференция "Перспективные технологии в средствах передачи информации" (ПТСПИ) (Владимир, 2021);
- 64-я и 65-я Всероссийские научные конференции МФТИ (Москва, 2021, 2023);
- XIV и XV Международные конференции молодых ученых и студентов (Научная станция РАН, Бишкек, 2022, 2023);
- XXXIII Конференция памяти выдающегося конструктора гироскопических приборов Н.Н. Острякова (Санкт-Петербург, 2022);
- 49-я, 50-я, 51-я и 52-я сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей» (Екатеринбург, 2023, Москва, 2024, Пермь, 2025, Воронеж, 2026);
- 56-е общее собрание Международной общественной организации "Академия навигации и управления движением", пленарный доклад (Санкт-Петербург, 2024);
- 22-я Международная конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса" (Москва, 2024);
- Международный молодежный семинар "Навигация и управление" (Нанкин, КНР, 2024).

### **Личный вклад автора**

Автором диссертации сформулированы цели и задачи работы, разработаны и на практическом материале проверены все способы и методические приемы, описанные в диссертационной работе. Автор принимал участие во множестве морских гравиметрических экспедиций в разные районы Мирового океана, включая высокоширотную Арктику, непосредственно занимался камеральной обработкой полученных материалов. Новый подход к использованию априорных данных глобальных моделей ГПЗ позволил автору получать качественный результат обработки вне зависимости от условий выполнения съемок. Весь практический материал диссертации получен лично автором.

Автором написана значительная часть текста публикаций по теме диссертации, разработаны технические решения, ставшие основой для двух патентов.

### **Публикации по теме исследования**

По теме диссертационной работы опубликовано 20 статей в рецензируемых научных изданиях, включая 16 в изданиях из списка ВАК РФ и 4 индексируемых в Web of Science.

### **Структура и объем работы**

Диссертационная работа состоит из введения, шести глав, заключения и списка литературы из 242 наименований. Работа изложена на 311 страницах текста и содержит 50 таблиц и 148 рисунков.

### **Благодарности и посвящение**

Автор выражает глубокую благодарность коллегам из лаборатории гравиинерциальных измерений Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта за совместную работу и поддержку на всех этапах подготовки диссертации. Особую благодарность автор выражает д.т.н. В.Н. Конешову (ИФЗ РАН) и В.Н. Соловьеву (ИФЗ РАН) за предоставленную возможность реализовать себя в уникальном направлении геофизики – морской гравиметрии и за всестороннюю помощь на пути к настоящей диссертационной работе. Отдельная благодарность любимой супруге Н.В. Кравцовой за понимание и поддержку, во многом благодаря которой данная работа была написана.

Автор хранит самую светлую память об уникальном ученом, гравиметристе и своем учителе докторе технических наук Леониде Кирилловиче Железняке.

Работа посвящена памяти инженера-конструктора Сергея Валерьевича Михайлова.



## **Глава 1 . Развитие и современное состояние инструментальных средств и методов измерения параметров гравитационного поля Мирового океана**

Исторически проблема изучения гравитационного поля Мирового океана была связана с разработкой и совершенствованием технологии выполнения измерений в морских условиях. В то же время любые измерения - как относительно простыми инструментами, так и сложными электронными комплексами - всегда требуют формирования определенной методологии. Так, для получения первичных данных даже одного (экспериментального) измерения необходимо определить порядок регистрации показаний, количество приемов и т.д. Когда первые эксперименты по выполнению измерений демонстрируют некоторую успешность, требуется закрепление принятого порядка и условий их проведения. Соответственно, методика выполнения морских гравиметрических съемок складывалась параллельно развитию средств измерений. Принятые на каждом этапе развития науки и техники методические приемы выполнения измерений призваны обеспечить надежность и качество получаемых данных. С появлением новых технологий и связанным с ними увеличением точности, продолжительности и географического охвата морских измерений существующая методика требует актуализации и развития. Некоторые положения утрачивают актуальность и, наоборот, появляются новые эффективные методические приемы, которые, проходя проверку временем, становятся общепринятыми.

Появление и развитие априорной спутниковой информации об аномалиях гравитационного поля является закономерным продуктом технологического прогресса, открывающим новые возможности изучения параметров гравитационного поля Мирового океана. Эти возможности являются важной исторической вехой, поэтому они должны быть рассмотрены с точки зрения методологии их применения, а по результатам выполненного исследования разработана и апробирована новая методологическая основа уточнения гравитационного поля Мирового океана. На формирование базовых принципов такой методологической основы и связанных с ней научно-практические аспекты направлена настоящая диссертационная работа. Для создания более широкого и системного подхода в рамках этой научной задачи необходимо рассмотреть текущее состояние средств и методов изучения гравитационного поля в Мировом океане. В главе 1 с акцентированным вниманием к точности измерений кратко изложен путь становления и развития инструментальных методов изучения гравитационного поля Мирового океана - морской набортной гравиметрии, а также современное состояние аэрогравиметрии и ее возможности для изучения гравитационного поля на акваториях.

### 1.1. Становление и развитие морских гравиметрических исследований

До начала XX века определения силы тяжести производились только на суше, где к этому времени уже широко выполнялись абсолютные и относительные определения, главным образом маятниковыми приборами различных конструкций. Расширение географии таких определений было связано с появлением оборотного маятника, впервые теоретически описанного в 1811 году немецким математиком и астрономом Иоганном Ф. Боненбергером, и созданием в 1818 году на его основе прибора Генри Кэтера, предполагающего возможность его транспортировки. Точность определения ускорения силы тяжести маятником Катера (Kater) оценивалась в  $\pm 35$  мГал. В дальнейшем немецкий астроном Фридрих Вильгельм Бессель создал усовершенствованный нитяной маятник, с развитием конструкции которого к 1849 году достигалась точность абсолютного определения ускорения силы тяжести до  $\pm 10$  мГал [Lenzen, Multhauf, 1964]. Наибольшее распространение маятник Бесселя получил в конструкции фирм «Repsold» и «Brunner». Маятники Катера и Бесселя, например, использовались при Великом тригонометрическом исследовании Британской Индии [Lenox-Conyngham, 1923; Gulatee, 1940].

Самые ранние определения силы тяжести на территории Российской Империи также выполнены маятниками конструкций Катера (в 1826–1832 годах в рамках экспедиций М.Ф. Рейнеке и Ф.П. Литке) и Репсольда (в 1865–1868 годах по инициативе профессора Петербургского университета А.Н. Савича и в 1888–1889 годах П.К. Штернбергом). Для наращивания объемов измерений актуальной задачей стала разработка еще более универсальных относительных маятниковых приборов. Совершенствование конструкций и материалов изготовления таких приборов позволило постепенно повысить их точность с  $\pm 20$  мГал до  $\pm 5$  мГал [Грушинский, 1983].

Так как основным средством передвижения на большие расстояния в XIX веке оставался морской транспорт, к концу века было выполнено более 2000 определений значения силы тяжести по всему Земному шару, но в основном именно в прибрежных регионах и на островах. Для измерений приращения силы тяжести преимущественно использовался маятниковый прибор Р. фон Штернека, наиболее удобный для экспедиционных исследований. Точность таких определений находилась в пределах  $\pm 5$ – $10$  мГал. С 1920-х годов измерения приращения силы тяжести выполнялись двумя маятниками в вакууме, с использованием кварцевых (реже – инварных) элементов, а для регистрации периода колебаний впервые начал применяться фотографический метод. Такие нововведения позволили повысить точность относительных определений ускорения тяжести на суше уже до  $\pm 1$ – $2$  мГал [Vening Meinesz, 1929].

До 1922 года на территории Российской Империи было выполнено около 56 абсолютных наблюдений маятниками Катера, Репсольда и Бруннера, а также более 450 относительных измерений маятниковым прибором Штернека [Гижиский, Савкевич, 1923]. Сеть пунктов относительных определений силы тяжести опиралась на базовые пункты в Пулково, Гельсингфорсе, Петрограде, Москве, Тифлисе, Ташкенте, Омске, Иркутске, Владивостоке, а также на некоторые зарубежные пункты. В материалах [Гижиский, Савкевич, 1923] приведены результаты повторных определений на ряде пунктов, выполненных в разное время. По этим результатам можно оценить общую точность российской гравиметрической сети к 1922 году. После исключения из анализа 4 пунктов с расхождениями более 45 мГал среднеквадратическое отклонение (СКО) наземной сети по повторным определениям на 36 пунктах составило  $\pm 18$  мГал.

Недостатком маятниковых определений оставалась продолжительность измерений в каждой точке – до 6 часов, что делало их использование в прикладных задачах (например, в разведке нефтяных месторождений) слишком дорогостоящими. Поэтому для выполнения больших объемов высокоточных гравиметрических измерений требовалась разработка приборов, основанных на других принципах.

В то же время задача изучения региональных и глобальных параметров фигуры Земли обосновывала необходимость выполнения измерений силы тяжести в Мировом океане, непосредственно на акваториях. Впервые для экспериментального определения силы тяжести с борта судна были применены газовые гравиметры. Гравиметры такого типа относятся к статическим: для компенсации действия силы тяжести на столбик ртути использовалось давление воздуха, а изменение силы тяжести определялось по изменению высоты ртутного столба при условии, что изменение атмосферного давления известно. Конструкции приборов, способы измерения атмосферного давления и измерения высоты ртутного столба, чувствительность системы основывались на разных подходах. Наиболее известны газовые гравиметры систем Хеккера (1903 год) и Хаака (1931 год) [Haalck, 1931]. Примерная точность измерения такими приборами была  $\pm 30$  мГал и  $\pm 5$  мГал соответственно. Газовые гравиметры ограниченно использовались при морских определениях силы тяжести до 1940 года. В СССР газовые гравиметры Хаака привлекались для выполнения экспериментальных работ в Каспийском море в 1935 году [Идельсон, 1935].

В 1923 году голландским геофизиком и геодезистом Ф.А. Венингом-Мейнесом выполнены первые маятниковые определения силы тяжести на море. Венинг-Мейнес создал трехмаятниковый прибор, состоявший из штатива, установленного на кардановом подвесе, и трех маятников Штернека, совершавших равнопериодные колебания в одной

вертикальной плоскости. Крайние маятники колебались в противофазе, а средний находился в покое, но под воздействием горизонтальных возмущающих ускорений также начинал колебаться. Горизонтальные ускорения качки влияли на все три маятника одинаково, но их влияние в разностях колебаний среднего и крайних маятников отсутствовало.



Рисунок 1.1 — Принцип работы трехмаятникового прибора Венинг-Мейнеса  
[Торге, 1999]

Итоговое значение ускорения силы тяжести  $g$  вычислялось на основе периодов этих разностных колебаний:

$$g = \frac{4\pi^2 l}{T^2}, \quad (1.1)$$

где  $l$  – приведенная длина маятника,  $T$  – период колебаний разностей ( $\varphi_1 - \varphi_2$ ) или ( $\varphi_2 - \varphi_3$ ).

Также Венинг-Мейнес учитывал поправки за эффект Этвеш и амплитуду. Последняя обусловлена тем, что с ростом амплитуды физический маятник замедляется и расчетное значение  $g$  получается заниженным. В работах Венинг-Мейнеса эта поправка обычно имеет вид:

$$\Delta g_a = -g \frac{\alpha^2}{16}, \quad (1.2)$$

где  $\alpha$  - амплитуда в радианах.

Основные маятниковые измерения для уменьшения фона возмущающих ускорений были выполнены Венингом-Мейнесом на подводных лодках. Погрешность непосредственно маятниковых определений в  $\pm 1-2$  мГал, ввиду низкой точности учета поправки Этвеша, ошибок самой навигации и влияния неучтенных инерционных ускорений, увеличивалась до итоговой погрешности определения морского пункта в  $\pm 3-10$  мГал. В период с 1923 года по 1930 год Ф.А. Венинг-Мейнес определил более 500

морских гравиметрических пунктов в различных частях Мирового океана [Vening Meinesz, 1929].

Успех работ Венинг-Мейнеса по определению силы тяжести на море стимулировал постановку таких работ и в СССР. В Астрономо-геодезическом научно-исследовательском институте при Московском Государственном университете под руководством Л.В. Сорокина на основе сухопутного прибора был создан специальный морской четырехмаятниковый прибор на кардановом подвесе. Первая морская гравиметрическая экспедиция в СССР состоялась в Черном море в 1930 году, измерения также проводились на подводной лодке. В 1933 году была организована вторая, а в 1934-1935 годах – третья морские экспедиции, погрешности измерений ускорений силы тяжести в которых находились в диапазоне  $\pm 10-12$  мГал [Сорокин, 1951]. Такие погрешности были обусловлены главным образом неточностью координатного обеспечения. При этом измерения Л.В. Сорокина, выполненные в 1930-х и 1940-х годах в акваториях Черного, Охотского, Японского и Баренцева морей, не содержали заметных погрешностей систематического характера. В дальнейшем, с совершенствованием приборной базы, накопления опыта, развития методики выполнения морских определений и их обработки, СКО морских определений на подводных лодках составляло уже  $\pm 2-3$  мГал [Гайнанов, 1980].

С 1935 года в СССР выполнялись экспериментальные надводные определения ускорений силы тяжести. В рамках экспедиционных работ под руководством В.В. Федынского были выполнены маятниковые измерения на барже в акватории Каспийского моря. Хотя точность измерений оказалась не более  $\pm 5-10$  мГал, была показана принципиальная возможность выполнять определение силы тяжести с борта надводного судна. С 1950-х годов в СССР уже активно применялись маятниковые приборы на надводных судах при измерениях в разных акваториях Мирового океана. В 1957 году был изготовлен шестимаятниковый прибор Института физики Земли АН СССР. Он имел шесть кварцевых маятников типа Штюкрата, расположенных по три маятника в двух параллельных плоскостях. Штатив прибора состоял из прямоугольного дюралевого ящика и подвеса Кардана с нивелировочными винтами гидростатическим демпфером. Запись колебаний маятников осуществлялась на аэрофотопленку. Испытания этого прибора на научно-экспедиционном судне «Витязь» показали, что при волнении моря в 2-3 балла достигается точность определения силы тяжести в пределах  $\pm 5$  мГал. Шестимаятниковый прибор ИФЗ АН СССР использовался в двух морских экспедициях ГАИШ на судне «Витязь» и четырех экспедициях в Антарктиду на дизель-электроходе «Обь».

В дальнейшем разработка и развитие пружинных демпфированных морских гравиметров сделали морские маятниковые измерения нецелесообразными.

Разработка морских гравиметров началась в СССР также в 1950-е годы. Первым созданным прибором нового типа стал сильно демпфированный морской относительный гравиметр конструкции К.Е. Веселова СЗ-ВНИИГеофизика. Этот прибор представлял собой кварцевую систему по типу гравиметра Норгарда (1940 г.), но с сильным демпфированием. Система состояла из кварцевой нити, натянутой на кварцевую рамку. Один конец нити жестко приварен к рамке, другой к поворачивающемуся стержню в специальной вилке, посредством которого устанавливается диапазон измерений. Оптическая система съема данных содержала две системы штрихов – подвижную и неподвижную. Отклонение подвижного штриха от неподвижного происходило из-за закручивания нити под действием силы тяжести. Угол поворота рамки, необходимый для совмещения штрихов являлся мерой изменения силы тяжести. Кварцевая система была помещена в специальное масло для температурной компенсации и демпфирования. Сам гравиметр устанавливался на подвес Кардана с жидкостным демпфированием обеих подвижных рам [Веселов, 1961].

При выполнении измерений на надводных судах гравиметр СЗ-ВНИИГеофизика обеспечивал точность порядка  $\pm 7-8$  мГал. Схема построения кварцевой системы Норгарда также использовалась при разработке морского гравиметра ГАЛ (гравиметр аэрогравиметрической лаборатории), созданного в Институте физики Земли АН СССР под руководством Е.И. Попова. Упругая система гравиметра ГАЛ представляла собой двойную кварцевую систему, состоящую из двух идентичных систем, развернутых относительно друг друга на  $180^\circ$ . Мерой действующего ускорения являлся угол поворота рычага, на котором была закреплена пробная масса. Но для получения достоверного и точного результата измерений требовалось соблюдение максимально возможной идентичности изготовления элементов двойной системы.

Гравиметр ГАЛ для минимизации возмущающих ускорений качки также устанавливался на карданов подвес. Точность гравиметра такого типа при наблюдениях в условиях умеренного волнения составляла  $\pm 5-8$  мГал [Попов, 1959].

В дальнейшем на основе данной концепции сформировалось одно из основных направлений развития целого семейства советских и российских аэро-морских гравиметрических комплексов [Железняк, Попов, 1982; Железняк, Элинсон, 1982]. Принцип действия упругой системы крутильного (рычажного) типа, реализованной в отечественных гравиметрах схематически показан на рисунке 1.2.

Гравиметры типа ГАЛ активно использовались на первых этапах выполнения Мировой гравиметрической съемки, которая активно проводилась в Мировом океане в период с 1969 по 1983 годы.

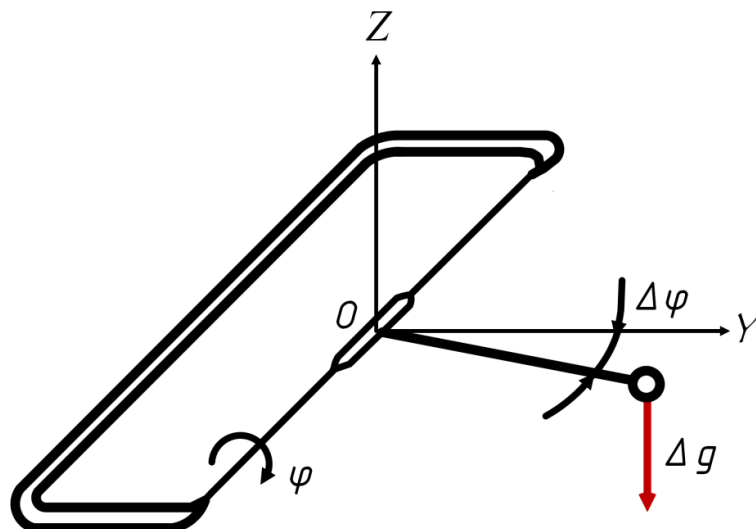


Рисунок 1.2 — Принцип действия упругой системы крутильного (рычажного) типа [Железняк и др., 1980; Пешехонов и др., 2019]

При реализации показанного на рисунке 1.2 принципа построения чувствительного элемента относительного гравиметра приращение силы тяжести  $\Delta g$  соответствует приращению угла закручивания  $\Delta\varphi$ :

$$\Delta g = b\Delta\varphi(k + \frac{a\Delta\varphi^2}{2}) \quad (1.3)$$

где  $a, b$  – квадратичный и линейный масштабные градуировочные коэффициенты соответственно.

В то же время разрабатывается ряд зарубежных относительных морских демпфированных гравиметров. Наиболее широко известен морской гравиметр Лакоста-Ромберга. Упругая система первого морского гравиметра Лакоста-Ромберга (LaCoste & Romberg) представляла собой горизонтальный маятник, удерживаемый в горизонтальном положении так называемой пружиной нулевой длины. Другим концом пружина связана с отсчетным устройством, посредством которого маятник выставляется в нулевое положение. Рычаг маятника, отклоняясь под действием силы тяжести, автоматически возвращается в нулевое положение с помощью микрометричного винта отсчетного устройства и удерживающей пружины. Для определения изменения силы тяжести регистрируется отклонение маятника и положение микрометричного винта [LaCoste, 1967]. В упрощенном виде такой принцип может быть записан в виде:

$$M_g = M_s \quad (1.4)$$

где  $M_g$  – момент силы тяжести;  $M_s$  – момент силы упругости пружины.

Изначально гравиметр Лакоста-Ромберга также устанавливался на карданов подвес и при умеренном волнении моря обеспечивал точность измерений до  $\pm 4$  мГал.

Материалы большого количества морских измерений, как в СССР, так и за рубежом, показывали, что достоверные и надежные результаты с точностями порядка 3-5 мГал при использовании подвесов Кардана могут быть получены только при небольшом волнении моря. Основным источником погрешности оставались неучтенные наклоны измерительной оси прибора. В связи с этим, начиная с 1960-х годов, проводилась исследовательская работа, направленная на разработку и внедрение в практику морской гравиметрии гиросtabilизирующих платформ, изучение характера возмущающих ускорений и автоматизацию работы приборов [Железняк, Попов, 1967].

Модификация гравиметра ГАЛ, снабженного гиросtabilизатором «Грот», разработанным ЦНИИ «Электроприбор» (главный конструктор – А. Д. Береза), получила наименование ГАЛ-М. Принцип силовой гиросtabilизации состоит в компенсации возмущающих моментов при помощи следящих систем. Погрешность измерений гравиметром ГАЛ-М оценивалась в  $\pm 5-6$  мГал.

Дальнейшее развитие гравиметра ГАЛ-М было связано с усилением демпфирования, внедрением фотоэлектрической системы и совершенствованием гиросtabilизации. В результате в 1970-х годах были созданы гравиметры серии ГМН (включая модернизации ГМН-К и ГМН-КМ), хорошо зарекомендовавшие себя при выполнении геофизических работ на шельфовых морях и гравиметр МГФ, принятый на снабжение Военно-Морского Флота [Пешехонов и др., 2019].

Необходимо отметить, что с 1965 года гравиметр Лакоста-Ромберга также стали устанавливать на гиropлатформы с гироскопами фирмы «Honeywell». Такая модификация гравиметра Лакоста-Ромберга стала именоваться «S-meter System». С 1982 года начал внедряться микропроцессорный блок управления гиropлатформой и регистрации гравиметрических данных. Это позволило по некоторым оценкам в условиях качки получать данные уже с точностью в пределах  $\pm 1$  мГал [Odera, 2012].

В 1976 году началась опытно-конструкторская работа по созданию автоматизированного морского гравиметрического комплекса «Чета-АГГ». Главным исполнителем стал ЦНИИ «Электроприбор», научное руководство проектом, разработка методик гравиметрических измерений, обработки результатов измерений, контроль качества измерений, разработка упругой системы гравиметра осуществлялись ИФЗ АН СССР (Л. К. Железняк, Е. И. Попов). Конструкция и технология изготовления упругой кварцевой системы были переработаны таким образом, чтобы исключить большое число регулировок, снижавших ее надежность [Железняк, Попов, 1984]. Государственные



испытания морского гравиметрического комплекса (МГК) «Чета-АГГ» завершились в 1981 году. В дальнейшем МГК «Чета-АГГ» широко использовался для гравиметрических съемок в большинстве акваторий Мирового океана и продемонстрировал высокую надежность и точность получаемых данных. Систематическая погрешность, определенная относительно донных гравиметрических пунктов, была близка к  $\pm 1$  мГал, СКО –  $\pm 0,9$  мГал. На научно-исследовательском судне «XVII съезд профсоюзов», с участием сотрудников ИФЗ, были выполнены маршрутные и площадные гравиметрические съемки в акваториях Северного Ледовитого, Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Результаты измерений МГК «Чета-АГГ» на протяженных профилях в океанах впервые использовались для оценки погрешности модели гравитационного поля Земли, построенной по результатам спутниковой альтиметрии [Дробышев и др., 2006].

В 1991 году на ОИС «XVII съезд профсоюзов» выполнена площадная съёмка на акватории Тихого океана группой гравиметров: «Чета-АГГ», ГМН и «S-meter System» [Железняк, 1992]. Оценка точности выполнена по 121 точке пересечений равного количества съёмочных и секущих профилей при возмущающих ускорениях около 45 и 25 Гал на противоположных курсах. Случайная погрешность составила соответственно **0,66, 1,54 и 2,70 мГал**, а систематическая – **0,14, –0,26 и –0,40 мГал** соответственно для каждого прибора. При этом разность невязок на встречных курсах достигла **0,39, 3,38 и 3,83 мГал**, что свидетельствовало о *большой* зависимости погрешности измерений от величины возмущающих ускорения приборов ГМН и «S-meter System». После уравнивания результатов измерений по единой методике случайная погрешность составила соответственно **0,14, 0,49 и 0,45 мГал**. Таким образом, к 1990-м годам приборная точность измерения параметров гравитационного поля на море вышла на уровень, позволяющий решать наиболее актуальные задачи. К таким задачам относятся изучения фигуры Земли в высокочастотной части спектра, исследования тонкой структуры гравитационного поля на шельфах морей и в океанических котловинах, в том числе на высокоградиентных структурах Мирового океана, а также поиск нефтегазовых структур и оконтуривание залежей углеводородов в шельфовых районах.

Значительный рост точности морских гравиметрических измерений в 1980-1990-х годах обусловлен внедрением гиросtabilизационных платформ и началом гражданского использования спутниковой навигации GPS для высокоточного определения местоположения судна и параметров его движения: вариаций курса и скорости. В работе [Дробышев и др., 2006] приведены данные высокоточных съемок, выполненных в 1989–1993 годах гравиметрическим комплексом «Чета-АГГ» с участием сотрудников ИФЗ АН СССР. Во всех случаях площадных съемок исследуемый район покрывался сетью

пересекающихся галсов с расстояниями между ними в одном покрытии от 0,5 до 10 км. Результаты некоторых съемок после уравнивания приведены в таблице 1.1. Как видно из таблицы 1.1, погрешность измерений не зависит от фона возмущающих ускорений, в большей степени она зависит от точности определения координат. В Баренцевом море, где для навигационного обеспечения был применен дифференциальный режим GPS, получена погрешность площадной съемки менее 0,1 мГал и построены карты сечением 0,25 мГал. **С использованием космической системы позиционирования точность морских гравиметрических съемок возрастает более чем на 30%.**

Таблица 1.1 — Некоторые избранные результаты морских гравиметрических съемок [Дробышев и др., 2006]

| Район работ         | Метод навигации                                                                          | Вертикаль<br>ные<br>ускорения<br><i>Гал</i> | Количество<br>пересечений<br><i>мГал</i> | Составляющая, <i>мГал</i> |             | СКП после<br>уравнивания<br><i>мГал</i> |
|---------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------|------------------------------------------|---------------------------|-------------|-----------------------------------------|
|                     |                                                                                          |                                             |                                          | Сист.                     | Случ.       |                                         |
| Тихий океан         | Радио<br>фазовые<br>дальномерн<br>ые системы<br>/Радиосисте<br>мы дальнего<br>наблюдения | 22–45                                       | 121                                      | 0,16                      | 0,47        | 0,10                                    |
| Атлантический океан |                                                                                          | 20–50                                       | 1213                                     | 0,11                      | 0,68        | 0,37                                    |
|                     |                                                                                          | 20–80                                       | 3600                                     | 0,15                      | 0,59        | 0,34                                    |
| Черное море         |                                                                                          | < 20                                        | 1593                                     | 0,19                      | 0,36        | 0,11                                    |
|                     |                                                                                          | < 20                                        | 1668                                     | 0,22                      | 0,58        | 0,20                                    |
| Белое море          |                                                                                          | 10–60                                       | 1411                                     | 0,45                      | 0,67        | 0,19                                    |
| Баренцево море      | GPS                                                                                      | < 30                                        | 960                                      | <b>0,09</b>               | <b>0,16</b> | <b>0,06</b>                             |
|                     |                                                                                          | < 10                                        | 731                                      | <b>0,12</b>               | <b>0,25</b> | <b>0,09</b>                             |
|                     |                                                                                          | < 10                                        | 1162                                     | <b>0,17</b>               | <b>0,25</b> | <b>0,08</b>                             |
|                     |                                                                                          | < 15                                        | 715                                      | <b>0,13</b>               | <b>0,32</b> | <b>0,09</b>                             |

Дальнейшее развитие российских морских гравиметрических комплексов было направлено на увеличение устойчивости к возмущающим ускорениям и повышение стабильности дрейфа нуля во времени [Железняк, 1988]. Опытный образец следующего поколения морского гравиметрического комплекса под названием «Скалочник» в 1994 году прошел морские испытания, но серийно не производился. Тем не менее, на испытаниях инструментальная среднеквадратичная погрешность гравиметра «Скалочник» составила 0,12 мГал, в условиях океана – менее **0,5 мГал**.

Важной и актуальной являлась проблема сокращения весогабаритных характеристик комплекса без потери точности и надежности. В 2001 году были проведены первые испытания мобильного гравиметра «Чекан-АМ» в Норвежском море. Измерения выполнялись совместно с гравиметром Лакоста-Ромберга. Среднеквадратическая погрешность съемки, вычисленная по разности показаний мобильного гравиметра на 73 повторных контрольных пунктах для гравиметра «Чекан-АМ», составила **0,36 мГал**. В

2004 году гравиметр «Чекан-АМ» был сертифицирован в качестве средства измерения, а с 2005 года в ЦНИИ «Электроприбор» был налажен серийный выпуск мобильных гравиметров «Чекан-АМ».

Актуальным на момент подготовки настоящей работы поколением развития данного гравиметрического комплекса является «Шельф-Э» (2013) [Краснов, Соколов, Элинсон, 2014]. Этот морской гравиметрический комплекс широко используется в настоящее время наряду с «Чекан-АМ» как российскими, так и зарубежными организациями. Демонстрацией возможностей гравиметра «Шельф-Э» являются результаты морской площадной гравиметрической съемки, выполненной при участии ИФЗ РАН в акватории Индийского океана. Полученная погрешность аномалий силы тяжести, вычисленная в точках пересечений съемочных профилей, составила **0,06 мГал**.



**а**



**б**

Рисунок 1.3 — Мобильные гравиметрические комплексы «Чекан-АМ» (а) и «Шельф-Э» (б) на борту научного судна. Фотографии автора работы

Возможности современных зарубежных морских гравиметрических комплексов можно оценить по характеристикам наиболее распространенных сильно демпфированных гравиметров пружинного типа Лакоста-Ромберг: Marine Gravity System Sea II (2002) и Marine Gravity System Sea III (2020). Штатная скорость смещения 0,1 мГал/сут; разрешение получаемых данных – 0,001 мГал; лабораторная точность – 0,05 мГал; морская точность в пределах  **$\pm 0,7$  мГал до уравнивания съемки**. Подобные характеристики имеют морские гравиметры AT1M, созданные компанией DgS (США) [Bronson, Gunther, 2014]

Значение среднеквадратической погрешности морской съемки с использованием современных гравиметров в стандартных условиях, как правило, варьируется от  **$\pm 0,4$  до**

**±0,7 мГал.** После процедуры уравнивания точность съемок по внутренней сходимости улучшается в несколько раз и может достигать до **±0,1 мГал.**

Необходимо отметить, что в данной работе приведены не все типы и производители морских гравиметров. Задача данного обзора — рассмотреть развитие приборов и технологий, позволивших в соответствующий период повышать точность и надежность именно морских гравиметрических измерений. Поэтому, в частности, не рассмотрены морские гравиметры струнного типа, гравиметры фирм «Белл» (США) и «Аскания» (ФРГ), некоторые отечественные конструкции, а также гравиметрические комплексы, имеющие возможность выполнять морские измерения, но наиболее широко используемые при измерениях на суше или в воздухе.

Все вышеуказанные данные о характеристиках морских абсолютных и относительных измерений силы тяжести на каждом условном историческом этапе сведены в таблицу 1.2.

Таблица 1.2 — Рост инструментальной точности морской гравиметрической съемки при слабом волнении моря (<20 Гал)

| Условный исторический период | Тип инструмента                                                | Погрешность измерений, мГал |
|------------------------------|----------------------------------------------------------------|-----------------------------|
| Начало XX века               | Газовые гравиметры                                             | <b>±30 мГал</b>             |
| 1920-е годы                  | Маятниковые приборы (подводные носители)                       | <b>±3-10 мГал</b>           |
| 1940-е годы                  | Маятниковые приборы на Кардановом подвесе (надводные носители) | <b>±5-8 мГал</b>            |
| 1950-е годы                  | Демпфированные морские гравиметры на Кардановом подвесе        | <b>±4-7 мГал</b>            |
| 1970-е и 1980-е годы         | Демпфированные морские гравиметры с гиросtabilизатором         | <b>±1 мГал</b>              |
| 1990 г. – по настоящее время |                                                                | <b>±0,4-0,7 мГал</b>        |

Из таблицы 1.2 следует что, за столетие развития морских гравиметрических измерений инструментальная точность значительно выросла именно на этапе создания сильно демпфированных гравиметрических систем и снабжения их гироскопической стабилизацией. Появление в гражданском сегменте глобальных систем спутникового позиционирования позволило повысить точность съемок еще более чем на 30% за счет более точного определения положения и параметров движения надводных судов (вычисление и учет эффекта Этвеша). За этими цифрами скрыта огромная проделанная работа научных и инженерных коллективов, направленная на уменьшение массы и

габаритов измерительных приборов, стабильность показаний во времени, удобство и надежность использования. Важной составляющей всегда являлась и камеральная обработка данных. Обработка включает методы выделения полезного сигнала в многократно превышающем его по амплитуде шуму возмущающих ускорений, методы вычисления поправки Этвеша и дополнительной коррекции остаточных неучтенных ускорений, методы уравнивания съемок и построения карт. Огромный вклад в развитие морской гравиметрии и в достижении современной точности морских гравиметрических съемок внесли советские и российские ученые Ю.Д. Буланже, В.В. Федынский, И.Д. Жонголович, В.Л. Пантелеев, Е.И. Попов, Л.К. Железняк, К.Е. Веселов, А.Д. Береза, Л.С. Элинсон и многие другие.

При этом на современном этапе развития морской гравиметрической техники значительный рост инструментальной точности измерений представляется маловероятным. Современные серийные приборы совершенствуются в направлении стабильности и эффективности использования. Мобильные гравиметры, основанные на новых принципах работы пока не доступны широкому кругу пользователей, являются экспериментальными и по своим характеристикам все еще уступают современным серийным системам (см. например [Vu et al., 2024]). Следовательно, дальнейшее развитие морской гравиметрии в ближайшие годы будет направлено на увеличение эффективности и надежности получаемых данных без снижения их качества и в условиях оптимизации затрат на выполнение съемок. Главным направлением для этого, по мнению автора диссертации, является изучение возможностей перспективных бесплатформенных гравиметров в морских условиях. Это может позволить выполнять набортную съемку и получать качественный результат даже в процессе маневрирования судна-носителя.

## **1.2. Современная морская гравиметрическая съемка**

Современная морская гравиметрия в состоянии решать основные задачи, которые перед ней поставлены. Как было указано в предыдущем разделе, морская набортная гравиметрическая съемка позволяет получать данные с погрешностью в пределах  $\pm 0,5$  мГал и лучше. Такая точность обеспечивается не только возможностями измерительной аппаратуры и средств навигации, но и сочетанием методического обеспечения и организации производства подготовительных и полевых работ.

В данном разделе рассмотрены основные метрологические, организационные, полевые и камеральные мероприятия, комплексное выполнение которых позволяет выполнять высокоточное уточнение гравитационного поля Мирового океана средствами морской набортной гравиметрии.

### 1.2.1. Метрологическое обеспечение

Для выполнения высокоточных и надежных морских измерений необходимо тщательно исследовать и подтвердить индивидуальные эксплуатационные параметры измерительных приборов. Основными такими параметрами для наиболее распространенных российских морских гравиметров типа «Чекан-АМ» и «Шэльф-Э» являются градуировочные характеристики, постоянная времени чувствительного элемента гравиметра (ЧЭГ) и скорость смещения нуля-пункта. Погрешность определения этих параметров напрямую влияет на относительную погрешность измерений. Процесс получения эксплуатационных характеристик называется эталонированием, а получаемые коэффициенты – масштабными коэффициентами.

Суть процедуры эталонирования заключается в изменении силы тяжести, воздействующей на ЧЭГ, со снятием соответствующих этому изменению отсчетов. После набора некоторого количества равномерно распределенных по измерительному диапазону отсчетов выполняется математическая обработка и вычисление масштабных коэффициентов [Железняк, Элинсон, 1982]. Для решения такой задачи имеется несколько возможных подходов.

Наиболее очевидным является пространственное перемещение гравиметра по пунктам с известной силой тяжести. При таком подходе на ось чувствительности ЧЭГ действует полная сила тяжести с правильным вычислением проекции этой силы на ось чувствительности. Однако такой подход предполагает значительные временные и ресурсные затраты, связанные с перемещением прибора. Более того, для детального исследования шкалы ЧЭГ таким способом каждый прибор необходимо перемещать не только по достаточному для решения количеству известных пунктов, но и с максимально возможным их распределением по широте (для обеспечения измерениями всего диапазона шкалы), что еще больше увеличивает стоимость эталонирования.

Альтернативным и фактически используемым на практике способом является метод наклонов с использованием специального стендового оборудования [Боярский, Железняк, Элинсон, 1983]. Такой метод является менее затратным и позволяет исследовать шкалу ЧЭГ с высокой детальностью. Для эталонирования наклоном используется специальная установка (плита), позволяющая задавать наклон горизонтальной оси и разворачивать гравиметр вокруг его вертикальной оси. Гравиметр «Чекан-АМ», расположенный на наклонно-поворотной платформе на научно-экспедиционной базе ИФЗ РАН «Долгое Ледово» (Московская обл.) показан на рисунке 1.4.



Рисунок 1.4 — Мобильный гравиметр «Чекан-АМ» на наклонно-поворотной плите.  
Фотография автора работы

При наклоне прибора на его измерительную ось действует не полная сила тяжести, а ее составляющая. Поэтому наклоном прибора на различные углы задается величина приращения силы тяжести относительно исходного строго горизонтального положения прибора. Выполнив ряд таких наклонов со снятием и записью отсчетов, можно получить соответствующее количество уравнений, решением которых вычисляются масштабные коэффициенты. Такой упрощенный порядок подходит только для идеальной упругой системы. В реальном приборе, содержащем двойную упругую систему крутильного типа, имеет ключевое значение направления наклона – «в маятниках» или «в нитях». Наклон в плоскости маятников создает дополнительное воздействие на крутильный подвес – закручивание или, наоборот, раскручивание нитей. Кроме того, конструкция гравиметра предполагает наличие двух систем, расположенных друг напротив друга для компенсации орбитального эффекта. Если наклон прибора выполняется только в одном положении азимута, то направление оси вращения кварцевой системы остается неопределенным. Поэтому рекомендуется выполнять серии наклонов в 4-х главных азимутах и по каждой их серии определять коэффициенты.

Еще одним способом определения градуировочных характеристик гравиметров, а также их дополнительного контроля является обработка результатов наблюдений на опорных пунктах. С учетом того, что наблюдения на пунктах выполнены не в один

момент времени, приращение силы тяжести между пунктами можно определить следующим образом:

$$\Delta g = b(N_i - N_{исх}) + a(N_i^2 - N_{исх}^2) - C(t_i - t_{исх}), \quad (1.5)$$

где  $C$  – скорость смещения нуля-пункта гравиметра, мГал/сут.;  $N_{исх}, t_{исх}$  – отсчет и момент времени наблюдений на первом («исходном») опорном пункте;  $N_i, t_i$  – отсчет и момент времени наблюдений на  $i$ -м опорном пункте.

В выражении (1.5) неизвестными считаются коэффициенты  $a$  и  $b$ , а также величина  $C$ . Чтобы определить три неизвестные, необходимо иметь три уравнения наблюдений типа (1.5). Это значит, что измерения должны быть выполнены в трех разных портах заходов, кроме исходного: если измерений больше, то вычисления производятся по методу наименьших квадратов. В этом случае также может быть выполнена оценка точности полученных коэффициентов.

Важнейшей характеристикой прибора является постоянная времени упругой системы. Сильно демпфированная упругая система является фильтрующим апериодическим звеном первого порядка [Железняк, Попов, 1984; Железняк, 1985]. При единичном воздействии такая система будет переходить к новому состоянию по экспоненциальной кривой. Постоянные времени каждой из кварцевых систем  $\tau_1$  и  $\tau_2$  вычисляются путем выполнения ряда последовательных отсчетов системе уравнений. Постоянная времени гравиметра  $\tau$  определяется как среднее из  $\tau_1$  и  $\tau_2$ . Кроме того, определяется разность постоянных времени двух систем, которая оказывает влияние на величину погрешности из-за орбитального эффекта, возникающего при движении судна в процессе измерений.

Первичное определение характеристик каждого гравиметра выполняется при изготовлении и заносится в паспортную документацию. Согласно общему регламенту по эксплуатации уточнение характеристик обязательно в рамках периодической поверки гравиметра. Определение характеристик следует проводить с периодичностью один раз в год, если прибор находится в непрерывной эксплуатации. Определение технических характеристик необходимо выполнять в случаях ремонта, связанного с разборкой чувствительного элемента гравиметра, изменения температуры статирования, после длительного хранения, а также при любых сомнениях в их постоянстве и соответствии паспортным значениям.

Таким образом, в процессе эксплуатации гравиметра используются все доступные способы для контроля характеристик прибора. Пользователю должен быть хорошо известен характер работы прибора во время текущей эксплуатации и за предшествующий период.



В настоящей работе рассмотрены основные особенности эталонирования российских морских гравиметров типа «Чекан», однако метрологический контроль и калибровка не менее важны для приборов других конструкций и производителей. Так, для гравиметра LaCoste Air-Sea Gravity Meter в ходе эталонирования уточняется масштабный коэффициент  $k$  и проводится более десяти проверок различных рабочих параметров. Гравиметр LaCoste Air-Sea Gravity Meter рекомендуется поверять и эталонировать раз в 5–8 лет, в зависимости от интенсивности использования [Valliant, 1991].

### **1.2.2. Организация гравиметрической лаборатории**

Еще одним условием получения качественных и надежных гравиметрических данных в морской экспедиции является правильная организация лабораторного помещения на борту научного судна.

#### *1.2.2.1. Расположение гравиметрической лаборатории*

Гравиметрическая аппаратура, как правило, монтируется в специальном судовом помещении – гравиметрической лаборатории. Если на судне нет такого специально оборудованного помещения, то гравиметры и сопутствующие приборы могут быть размещены и в других помещениях, при условии обеспечения не только удобства эксплуатации, но и ряда требований.

Так как возмущающие ускорения по мере удаления от центра качки к носу и корме судна резко увеличиваются, место установки гравиметра (гравиметров) должно располагаться как можно ближе к центру масс судна. При установке в центре масс на прибор действуют только ускорения от перемещения центра масс, а угловые колебания по крену и дифференту минимальны. Так как бортовая качка всегда больше килевой, то прибор надо располагать ближе к продольной плоскости симметрии судна с целью уменьшения возмущающих ускорений.

#### *1.2.2.2. Магнитное поле и электропитание*

Напряженность магнитного поля в районе установки гравиметров не должна превышать 2 эрстеда ( $\approx 159,15$  А/м). Колебания напряжения в электросети не должны превышать  $\pm 10\%$ , колебания частоты  $\pm 2\%$ . Строго рекомендуется подключать гравиметры к судовой электросети через судовое бесперебойное устройство (UPS), даже при использовании штатного бесперебойного источника питания гравиметра. Непрерывное электроснабжение обеспечивает постоянство температурной и гироскопической стабилизаций. В первом случае это связано с надежностью и качеством получаемых данных, а во втором — со штатной работой прибора и сохранностью его ЧЭГ,

особенно в условиях штормовой погоды. Важной составляющей процесса монтажа является заземление приборов.

#### *1.2.2.3. Вибрационные помехи*

Одним из источников шума в гравиметрических данных могут быть вибрации корпуса судна, вызванные работой машин и механизмов, а так же другими источниками, например работой сейсмических пушек. Конструкции судна, к которым выполнен жесткий монтаж измерительного оборудования, должны иметь низкий уровень вибраций. Перед установкой гравиметрической аппаратуры полезно выполнить измерение уровня вибраций в предполагаемом месте установки. Но, так как полностью исключить вибрацию на судне не представляется возможным, рекомендуется устанавливать гравиметры на специальные монтажные «постаменты», представляющие собой жесткую деревянную поверхность, на которую крепится сам гравиметр и которая, в свою очередь, надежно крепится к палубе. Такой способ установки гравиметра обеспечивает его дополнительную защиту от вибрационного воздействия и от статического электричества. Пример реализации такой установки гравиметров показан на рисунке 1.3.

#### *1.2.2.4. Климатические условия гравиметрических измерений*

Важным условием выполнения высокоточной гравиметрической съемки является обеспечение постоянства климатических параметров среды [Merriam, 1992]. В технической документации гравиметрических комплексов указаны границы допускаемых величин внешних условий, в пределах которых обеспечивается заявленная точность измерений [Гравиметр мобильный..., 2011]. Вместе с тем в ходе эксплуатации имеют место изменения метеорологических факторов, выходящие за пределы указанного диапазона и влияющие на показания ЧЭГ. Кроме того, на значительном временном интервале (порядка полугода) на стабильности работы прибора могут сказаться медленно меняющиеся метеорологические параметры, выявить которые возможно только апостериорно по большой выборке измерений. Изменение параметров среды оказывает влияние на показания прибора, главным образом через скорость смещения нуль-пункта, правильный учет которого определяет достоверность выполняемых измерений.

В процессе эксплуатации гравиметра предпочтительно, чтобы смещение подчинялось линейному закону и оставалось постоянным. В таком случае даже при минимальном числе опорных наблюдений и больших временных интервалах между ними смещение может качественно учитываться и не влиять на точность измерений в море. Кроме того, желательно обеспечить возможно меньшую скорость смещения нуль-пункта, так как при этом малыми будут и его отклонения от закономерного хода.

Несмотря на то, что в процессе производства корпус упругой системы герметично закрывается и таким образом исключается прямой контакт демпфирующей жидкости с воздухом [Соколов и др., 2021], основная причина нестабильности смещения нуля-пункта гравиметра с упругой системой из кварцевого стекла связана с изменениями параметров внешней среды. Для оценки воздействия среды на показания морского гравиметра, в работе [Железняк и др., 2022] было рассмотрено влияние температуры и влажности на больших (более 1 года) и малых (менее 1 суток) промежутках времени. Все экспериментальные данные на больших промежутках времени были получены в лабораторных условиях, а на малых – в ходе морской гравиметрической съемки на борту геофизического судна.

Были определены корреляционные зависимости смещения нуля-пункта гравиметра от сезонных вариаций температуры и влажности, проанализированы данные, полученные во время морских съемок, для оценки влияния температуры на коротком временном диапазоне. По результатам экспериментов была обоснована целесообразность метеорологического мониторинга в ходе гравиметрических измерений, в том числе во время морской набортной съемки.

Корреляция показаний гравиметра и изменений температуры в помещении составила 0,64, а для влажности – 0,95. Изменение влажности воздуха в лабораторном помещении имеет наибольшую корреляцию с изменением остаточных отклонений в показаниях гравиметра типа «Чекан-АМ» и является основным фактором, влияющим на долгосрочную стабильность его упругой системы. Также в работе [Железняк и др., 2022] было определено время реакции ЧЭГ гравиметра на медленно меняющиеся метеорологические параметры – 60,9 и 51,4 суток для температуры и влажности соответственно. Значения коэффициентов корреляций индивидуальны для каждого прибора и могут незначительно отличаться, но отражают степень влияния внешних факторов для всех гравиметров серии «Чекан-АМ».

Для вариаций температуры в том же диапазоне, но на временном интервале менее часа, коэффициент корреляции между гравиметрическими данными и изменением температуры составил 0,856. Время реакции упругой системы на такие изменения ориентировочно 11 мин. В работе [Железняк и др., 2022] показано также, что этот фактор привносит дополнительную погрешность в данные измерений порядка 0,15 мГал. При периодическом характере погрешности, связанной с температурными вариациями, можно оценить, соответствует ли ее величина требованиям к точности выявления аномалий во время съемки и при необходимости определить окно фильтрации для ее исключения из данных. Таким образом, климатические условия и их изменения определяют итоговую

точность съемки гравиметром «Чекан-АМ» на море наряду с другими факторами, такими как волнение моря и качество судовождения. Нарушение температурного режима при эксплуатации гравиметра закономерно изменяет скорость смещения нуль-пункта [Абрамов и др., 2022]. Измерения в период до нескольких суток после такого сбоя, скорее всего, будут полностью некондиционными, а дальнейшие измерения окажутся достаточно сложными в обработке. Частично обработать такую съемку можно только после следующей серии опорных наблюдений. Поэтому, одна из важнейших задач оператора – обеспечение регламентированных условий работы гравиметра. Например, у гравиметров типа «Чекан-АМ» следует обращать внимание на устройство бесперебойного питания (UPS). В условиях нормальной работы (в рабочем режиме), по потребляемому току можно судить о правильности работы прибора. Увеличение потребления тока системой термостабилизации является следствием нарушения температурного режима прибора. В таком случае необходимо срочно проверить и скорректировать температуру в помещении. Кроме того, у гравиметров типа «Чекан-АМ» и «Шельф-Э» внутренняя температура датчика выводится в окно программы регистрации.

### **1.2.3. Опорные измерения**

Опорные гравиметрические измерения выполняются для получения исходного отсчета гравиметра и надежного определения систематической составляющей в показаниях гравиметра, обусловленной смещением нуль-пункта. Исходный опорный пункт, как правило, находится в порту выхода судна в море. Исходное значение силы тяжести должно относиться к месту установки прибора на борту судна. На причале у места стоянки судна с помощью наземного гравиметра определяется значение силы тяжести, относительно пунктов государственной или международной сети. Поскольку высота пункта на берегу может не совпадать с высотой прибора на судне, то должна быть введена поправка за разность высот. Еще один фактор может осложнять привязку исходного пункта к сети – это приливы, которые меняют высоту прибора в момент выполнения опорных измерений. Высоту прибора вычисляют при среднем уровне моря.

Так как термостат гравиметра имеет длительный переходный процесс, то он включается за несколько суток до начала измерений. Перед измерениями переходный процесс должен уже быть закончен. В исходном пункте измерения производятся по возможности более точно. При наличии случайной погрешности в исходных измерениях, эта погрешность как систематическая будет присутствовать во всех полевых измерениях. Для повышения точности измерений в исходном пункте они проводятся на протяжении нескольких суток. Это делается для получения среднего из длинной выборки, а также,

путем вычисления среднего значения показаний прибора, для компенсации влияния прилива. Продолжительность наблюдений на исходном пункте не должна быть случайной, она должна совпадать с полным периодом суточного прилива. Таким образом, измерения на исходном пункте делятся от одних полных суток. Еще одна особенность состоит в следующем: при бункеровке судна (заправке топливом) изменяется его осадка и, как следствие, изменяется высота прибора относительно опорного пункта на причале. Высота прибора должны быть приведена к выбранной осадке [Железняк, Михайлов, 2012]. По результатам измерений на исходном опорном пункте строится график показаний прибора во времени. На графике должны быть видны изменения показаний в зависимости от времени, то есть смещение нуля-пункта. На графике, если позволяет инструментальная точность, также видны изменения показаний вследствие приливного эффекта. По полученным измерениям методом наименьших квадратов вычисляется среднее значение показаний, момент времени, к которому оно относится, и смещение нуля-пункта за время наблюдений. Смещение нуля-пункта, полученное в исходном порту, может использоваться только в качестве предварительного, так как его точность невелика из-за малого промежутка времени опорных измерений. Поэтому для окончательной обработки результатов морской съемки целесообразно использовать параметры смещения нуля-пункта, полученные методом линейной аппроксимации исходных и заключительных опорных измерений. Если в процессе выполнения морских работ выполняется несколько циклов опорных наблюдений, аппроксимация может выполняться отдельными звеньями. Пример определения параметров скорости смещения нуля-пункта по паре опорных измерений показан на рисунке 1.5.

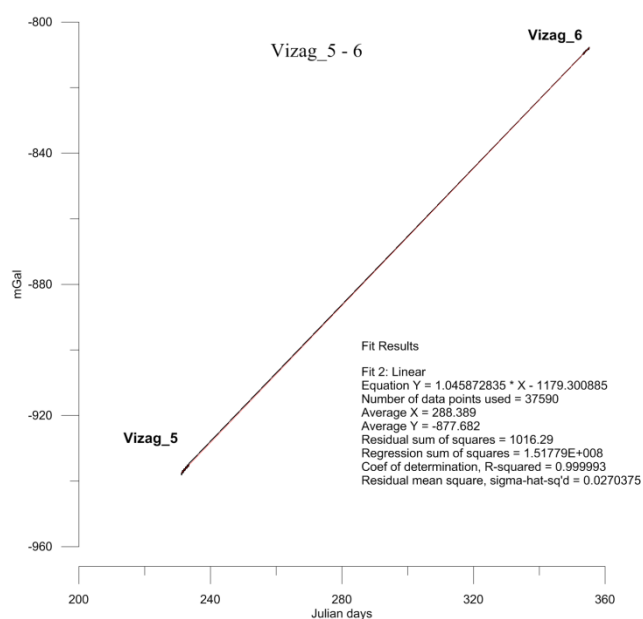


Рисунок 1.5 — Пример определения параметров смещения нуля-пункта гравиметра с использованием последовательной пары опорных измерений

Опорные гравиметрические пункты (ОГП) подразделяются на береговые (погрешность не более 0,15 мГал), корабельные (1,5 мГал) и морские (0,5 мГал). Морские ОГП создаются в районах моря с градиентом поля в пределах 1 мГал/1'. Для определения значения на морском ОГП может использоваться детальная морская гравиметрическая съемка масштаба 1:200 000 и крупнее. Привязка к морскому ОГП осуществляется при слабом волнении моря.

В практике современной морской гравиметрии используются береговые опорные пункты как наиболее точные и надежные. Согласно Инструкции по морской гравиметрической съемке (ИГ-78) временной интервал привязки к береговому ОГП не должен превышать 20 суток.

#### **1.2.4. Морские измерения**

Необходимо отметить, что упомянутая в предыдущем разделе инструкция ИГ-78 является частью Единых технических требований по мировой гравиметрической съемке. Данный документ регламентирует методы морской гравиметрической съемки, выполняемой с помощью гравиметрической аппаратуры любого типа. Инструкция является уникальным документом, при разработке которого использовался накопленный опыт выполнения морских съемок целым рядом профильных организаций: Главное управление навигации и океанографии Министерства обороны СССР (ГУНиО МО), Центральный научно-исследовательский институт геодезии, аэросъемки и картографии (ЦНИИГАиК), Институт физики Земли АН СССР (ИФЗ АН), Государственный астрономический институт имени Штернберга (ГАИШ), Всесоюзный научно-исследовательский институт ВНИИГеофизика Министерства геологии СССР и ряд других. На момент подготовки диссертационной работы актуальной редакцией инструкции, определяющей порядок выполнения морских съемок в РФ, с учетом ведомственных правок и дополнений, все еще остается инструкция ИГ-78.

Результаты морских гравиметрических измерений обычно представляются в виде каталогов гравиметрических пунктов, определяемых на профиле (линии, галсе и т.п.) через равные промежутки времени. Наиболее оптимальная дискретность представления данных современной морской набортной съемки – 10 секунд. Измерения выполняются на ходу одним гравиметром или одновременно группой гравиметров. В последнем случае должна контролироваться разность показаний гравиметров. При высокоточной съемке допустимыми считаются отсчетные расхождения между двумя гравиметрами в пределах 3 мГал, между тремя и более – 4 мГал. Впоследствии в процессе обработки и учета

систематических погрешностей расхождения между показаниями должны быть минимизированы.

Гравиметрические измерения часто проводятся совместно с другими видами работ, и скорость хода определяется их потребностями, например сейсмической съемкой. При самостоятельных работах скорость обычно составляет 7-15 узлов. Измерения проводятся при прямолинейном равномерном движении судна. Только в таком режиме движения возможен наиболее точный учет поправки Этвеша. Кроме того, только такой режим наиболее благоприятен для работы гиросtabilизатора, удерживающего ЧЭГ в вертикальном положении.

После циркуляции судна появляется инерционная помеха, величина которой зависит от множества факторов: скорость захода на разворот, крутизна разворота, качка и т.д. Так как гравиметр и гиросtabilизатор имеют длительный переходный процесс, то судно должно выйти на заданный курс и скорость заранее, с таким расчетом, чтобы переходные процессы завершились до подхода к началу запроектированного профиля. В практике морской гравиметрии часто руководствуются следующим принципом: судно должно находиться на нужном курсе и двигаться со съемочной скоростью не менее чем за 3 километра от запланированной точки начала промера. Сход с линии осуществляется через 1 километр после окончания промера. При неблагоприятных погодных условиях эти расстояния увеличиваются. Циркуляция выполняется максимально плавно. Радиус циркуляции выбирается в зависимости от условий работ. Обычно он должен быть не менее 1,5 км. В случае небольшого расстояния между профилями разворот при заходе на следующий профиль осуществляется по внешней петле. Оператор должен контролировать заход судна на профиль, необходимо понимать, что некачественный выход судна на съемочный профиль может привести к потере данных внутри запланированной для съемки площади. Параллельно с регистрацией показаний гравиметра ведется запись координат судна для привязки к месту результатов измерений и для вычисления по этим данным эффекта Этвеша. Для высокоточных гравиметрических измерений на скорости от 5 узлов период регистрации навигационных данных должен составлять 1 секунду.

В зависимости от целей экспедиции гравиметрические съемки могут быть маршрутными и площадными. Маршрутные измерения являются по сути попутными и проводятся при переходах к месту основных работ, при переходе с одного района в другой и т.п. Поскольку гравиметрическая аппаратура все равно находится во включенном состоянии, во всех переходах целесообразно выполнять попутные работы. Это необходимо для контроля предыдущих и последующих измерений, для набора

массива информации, которая имеет ценность для камеральной обработки, в том числе с учетом априорной информации.

Площадная гравиметрическая съемка проводится на заранее заданной площади. Измерения выполняются на параллельных профилях, перекрывающих всю снимаемую площадь. Можно выделить съемочные и секущие профили. Съемочные профили выполняются для определения структуры поля. Измерения на них являются основой при построении гравиметрической карты. Секущие профили выполняются для объединения всех измерений в единую систему. Совокупность съемочных и секущих профилей образуют систему пересечений, которая необходима для вычисления остаточного смещения нуля-пункта прибора, оценки точности и уравнивания съемки.

Морская набортная гравиметрия – это одно из направлений геофизической разведки, поэтому здесь справедливы общие для всей геофизики правила. Главный принцип для выбора направления съемки: основные съемочные профили располагаются «в крест» простираения изучаемой аномалии. Или иначе: движение судна при съемке должно быть перпендикулярно распространению эквипотенциального уровня поля. Ниже проиллюстрирован этот принцип, где черными контурами обозначена картируемая аномалия, а красным - съемочные (короткие) и секущие (длинные) профили. Типовое расположение съемочных и секущих профилей при исследовании протяженной аномалии силы тяжести показано на рисунке 1.6.

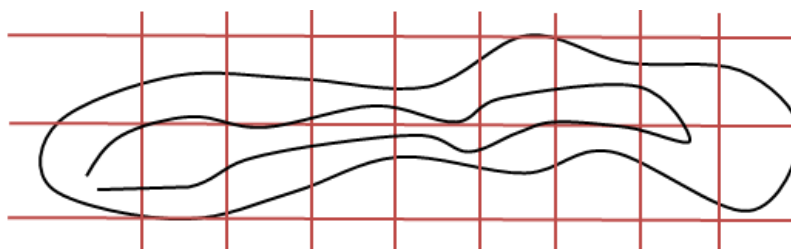


Рисунок 1.6 — Расположение съемочных (вертикальные линии) и секущих (горизонтальные линии) профилей при картировании аномалии силы тяжести в море

Расстояние между съемочными профилями и пунктами на профилях задается масштабом съемки. Например, при съемке масштаба 1:500 000 число пунктов на 1 кв. км должно находиться в пределах 0,1-0,25, а при масштабе 1:50 000 уже 1-10. Нередко покрытие площади выполняется в двух перпендикулярных направлениях с каким-либо приоритетом или без него. В этом случае повышается точность измерений и оценивается точность съемки по невязкам в пунктах пересечений. Если съемка выполняется одним покрытием, то прокладывают несколько секущих профилей для оценки точности. Объем секущих профилей должен составлять примерно 10% от основного покрытия. Результатом



площадной съемки должна быть гравиметрическая карта заданного масштаба; масштаб съемки определяет и сечение изоаномал.

СКО съемки не должна превышать 0,4 сечения изоаномал. СКО определения гравитационного поля не должна превышать  $1/3$  величины локальной аномалии при детальном съемке и  $1/5$  – при региональных съемках. Густота детальной съемки должна быть такой, чтобы обеспечивалась интерполяция с не более чем 1 изоаномалу. Актуальные требования к сечению изоаномал и погрешностям морских гравиметрических съемок приведены в таблице 1.3.

Таблица 1.3 — Требования к морским гравиметрическим съемкам различных масштабов

| Масштаб съемки | Сечение изоаномал, мГал | Рекомендуемая СКО съемки, мГал |
|----------------|-------------------------|--------------------------------|
| 1:1 000 000    | 5                       | 2                              |
| 1:500 000      | 5                       | 2                              |
| 1:200 000      | 2                       | 0.8                            |
| 1:100 000      | 1                       | 0.4                            |
| 1:50 000       | 0.5                     | 0.2                            |
|                | 0.25                    | 0.1                            |
| 1:25 000       | 0.25                    | 0.1                            |
|                | 0.20                    | 0.08                           |
| 1:10 000       | 0.20                    | 0.08                           |
| 1:5 000        | 0.10                    | 0.04                           |

Для обработки гравиметрических данных также следует получать данные о глубинах. Источниками данных о глубинах могут быть измерения эхолотом одновременно с гравиметрической съемкой, цифровые модели рельефа (ЦМР), полученные по данным выполненных ранее батиметрических съемок. В случае отсутствия инструментальных данных о глубинах при обработке мелкомасштабных гравиметрических съемок возможно использование глобальных моделей рельефа дна Мирового океана (например, GEBCO и т.п.).

#### 1.2.5. Оценка точности и уравнивание съемки

Каждая отдельная морская гравиметрическая съемка, как правило, выполняется на одном судне по системе пересекающихся профилей. Гравиметрия, как и батиметрия, и морская магнитометрия, выполняется одновременно в условиях действия помех, различных по своему физическому происхождению, привносящих погрешности, имеющие похожие частотные характеристики. Поэтому для уточнения исходных параметров съемки, ее обработки, оценки и уравнивания используются специальные подходы к исследованию невязок в точках пересечения профилей, их фильтрации, оценки и учета с целью получения итогового результата необходимой точности.

Точность выполняемой морской съемки может быть оценена по внутренней сходимости межприборной разности, по повторным измерениям и по контрольным измерениям.

#### 1.2.5.1. Оценка точности по внутренней сходимости межприборной разности

Если измерения в определенном пункте выполняются впервые можно определить только ожидаемую погрешность таких измерений [Боярский, Афанасьева, 2007]. Она складывается из погрешности измерительного средства, погрешностей, зависящих от влияющих физических величин (изменение температуры, действие горизонтальных и вертикальных ускорений, наклонов и др.), погрешности учета смещения нуль-пункта, погрешности искажения полезного сигнала, погрешности учета эффекта Этвеша, погрешности определения координат и других. Поскольку источники этих погрешностей независимы, все перечисленные погрешности суммируются как случайные:

$$\sigma_g^2 = \sum \sigma_i^2 \quad (1.6)$$

где  $\sigma_g$  – априорное СКО измерений;  $\sigma_i$  – СКО составляющей погрешности.

Для вычисления фактической погрешности измерений в любом пункте необходимо выполнить несколько измерений. Если на борту работают два гравиметра, то в каждом пункте на профиле вычисляется их разность, а затем вычисляются статистические характеристики разностей, по которым судят о точности измерений на профиле. Если нет оснований считать приборы неравноточными, то статистические характеристики вычисляются по формулам:

$$\delta \hat{g} = \frac{\sum \delta g_i}{n}, \quad (1.7)$$

$$\sigma_g^2 = \frac{\sum (\delta \hat{g} - \delta g_i)^2}{(2n-1)}, \quad (1.8)$$

где  $\delta g_i$  – разность показаний двух приборов в  $i$ -м пункте на профиле;  $\delta \hat{g}$  – среднее значение разности на профиле;  $\sigma_g^2$  – дисперсия случайной составляющей разности показаний на профиле;  $n$  – число пунктов на профиле.

Если на борту более 2 гравиметров, то в каждом пункте вычисляется среднее значение из всех показаний и отклонение от него показаний каждого гравиметра. Затем вычисляются статистические характеристики полученных разностей. В результате определяется систематическое отклонение показаний каждого из приборов от среднего и его дисперсия. Полученные таким образом результаты позволяют судить не столько о точности измерений, сколько о состоянии приборов. Полученные статистические

характеристики отражают точность измерений лишь частично, так как не учитывают общие погрешности измерений, присущих в равной степени всем гравиметрам на борту.

#### 1.2.5.2. Оценка точности по повторным и контрольным измерениям

Повторные измерения в одних и тех же пунктах являются основным источником информации для оперативной оценки точности съемки [Боярский, Афанасьева, 2007]. Когда в одном и том же пункте выполнено два измерения, общая невязка, то есть разность между измерениями, содержит погрешности обоих измерений. Для вычисления среднеквадратической погрешности (СКП) необходима некоторая выборка пунктов, в которых выполнены повторные измерения. Чем больше имеется повторных измерений, тем точнее и надежнее вычисляется погрешность. Повторные пункты измерений образуются вследствие пересечений профилей или вследствие повторных проходов одного и того же профиля. В общем случае дисперсия погрешности определяется по формуле:

$$\sigma_g^2 = \frac{\sum \delta g_k^2}{(2n-1)}, \quad (1.9)$$

где  $\sigma_g$  - средняя квадратическая погрешность измерений;  $\sum \delta g_k^2$  – сумма квадратов всех невязок в пунктах повторных измерений;  $n$  - общее число повторных пунктов.

В выражении (1.9) представлена формальная оценка точности измерений, которая вычисляется, например, для маршрутных съемок. Если в съемке не предполагаются пересечения маршрутов, то выполняются повторные измерения на возвратных профилях, которые для этого планируются заранее.

При площадной съемке производится более сложное оценивание точности измерений. В этом случае образуется матрица, содержащая  $i$  строк и  $j$  столбцов. На пересечении  $i$ -й строки и  $j$ -го столбца находится элемент  $x_{ij}$ , представляющий собой разность результатов повторных измерений в точке пересечения  $i$ -го и  $j$ -го профиля. В общем случае каждый элемент матрицы складывается из следующих слагаемых:

$$x_{ij} = x_{00} + A_i + B_j + v_{ij}, \quad (1.10)$$

где  $x_{ij}$  - систематическая составляющая разности между двумя покрытиями;  $A_i, B_j$  - систематическая составляющая разности на  $i$ -м и  $j$ -м профилях соответственно;  $v_{ij}$  - случайная составляющая разности на пересечении  $i$ -го и  $j$ -го профиля.

Систематическая составляющая разности между двумя покрытиями:

$$x_{00} = \frac{\sum x_{ij}}{n}, \quad (1.11)$$

где  $n$  – общее число элементов, равное произведению числа строк на число столбцов, если вся матрица заполнена.

Оценки систематических погрешностей профилей по строкам  $x_{i0}$  и по столбцам  $x_{0j}$  вычисляются по формулам:

$$x_{i0} = \frac{\sum x_{ij} - x_{00}}{I} = \frac{\sum x_{ij}}{I} - x_{00}, \quad (1.12)$$

$$x_{0j} = \frac{\sum x_{ij} - x_{00}}{J} = \frac{\sum x_{ij}}{J} - x_{00}, \quad (1.13)$$

где  $I, J$  – число разностей на  $i$ -х или  $j$ -х профилях соответственно.

Дисперсии невязок на  $i$ -х и  $j$ -х профилях:

$$s_{i0}^2 = \frac{\sum (x_{i0} - x_{00})^2}{I}, \quad (1.14)$$

$$s_{0j}^2 = \frac{\sum (x_{0j} - x_{00})^2}{J}, \quad (1.15)$$

Случайные остаточные разности для каждого пересечения соответственно равны:

$$v_{ij} = x_{ij} - x_{00} - (x_{i0} - x_{00}) - (x_{0j} - x_{00}) = x_{ij} + x_{00} - x_{i0} - x_{0j}, \quad (1.16)$$

СКО разности:

$$s_0^2 = \frac{\sum v_{ij}^2}{(n-I-J+1)}, \quad (1.17)$$

Средняя дисперсия невязок на  $i$ -х и  $j$ -х профилях оценивается как средняя из них:

$$s_0^2 = \frac{(s_{i0}^2 - s_{0j}^2)}{2}, \quad (1.18)$$

После этого может быть определена СКО одного измерения с точностью до внутренней постоянной составляющей:

$$\sigma_g^2 = s_0^2 - \frac{s^2}{2}, \quad (1.19)$$

При сравнении измерений с другой ранее выполненной съемкой известной точности, может быть определена систематическая составляющая погрешности. Величина систематического расхождения не должна превышать допусков, величины которых соответствуют классам выполняемой съемки. Оценка точности на независимых контрольных пунктах начинается с вычисления разности аномалий, полученных в разных съемках, затем вычисляется систематическое расхождение:

$$\sigma_{\text{ср.}}^2 = \frac{\sum \sigma_g^2}{N}, \quad (1.20)$$

где  $N$  – число контрольных пунктов.

Оценка (1.20) является главной итоговой характеристикой выполненной площадной гравиметрической съемки. Основные оценки погрешностей съемок в настоящей диссертационной работе также вычисляются с использованием формул (1.17 – 1.20).

### 1.2.5.3. Уравнивание съемки по системе пресечений на профилях

Площадные съемки, как правило, выполняются в виде сети взаимно пересекающихся профилей. Это позволяет не только контролировать измерения по расхождениям в узлах сетки, но и повысить итоговую точность съемки уравниванием измерений.

В начале 70-х годов уравнивание сводилось к вычислению среднего в узлах сетки, после чего найденные в узлах поправки к измерениям интерполировались между узлами. При осреднении результатов в узлах каждому профилю придавали свой вес в соответствии с внутренней сходимостью между приборами на этом профиле. Такая методика уравнивания была оправдана, поскольку у применявшихся тогда гравиметров с фоторегистрацией значительную составляющую имела случайная погрешность.

Позднее, в процессе уравнивания стали выделять и исключать постоянную систематическую погрешность измерений на каждом профиле [Боярский, Афанасьева, 2007]. Эта погрешность оценивается по методу наименьших квадратов. Такая оценка эквивалентна линейному дисперсионному анализу с двумя факторами и одним наблюдением в клетке. Поэтому при полной матрице пересечений оценивание сводится к простому осреднению расхождений на профиле, а при отсутствии некоторых в матрице – к осреднению итерациями. Такой подход на достаточно больших площадях позволяет оценивать не только постоянную составляющую, но и погрешность, линейно изменяющуюся во времени.

При анализе расхождений вдоль отдельного профиля обычно предполагается, что погрешность измерений на всех прочих профилях в точках пересечений с данным профилем взаимно независимы и имеют нулевое математическое ожидание. Поэтому отличие среднего расхождения на профиле от нуля интерпретируется как постоянная погрешность этого профиля. Если же на профиле обнаруживается медленно изменяющаяся составляющая, то она также интерпретируется как погрешность.

Таким образом, при уравнивании съемки нужно либо ввести дополнительные неизвестные, учитывающие возможные погрешности, либо устранить их предварительно. К таким погрешностям относятся, например, изменения измеряемых значений поля во времени, обусловленного изменениями уровня моря из-за приливов, сейшей, атмосферных явлений и т.п. Если эти изменения оказывают значительное влияние на конечную точность, то нужно их учесть путем введения поправок, приведя все измерения к некоторому уровню моря.

Однако основная причина систематических погрешностей при морской набортной съемке – недостаточно корректный учет смещения нуля-пункта. Под смещением нуля-

пункта понимается не только пластические деформации кварцевого стекла, но и ряд других причин, например, изменение осадки судна по мере выработки топлива. Для уравнивания полигона может быть использовано значение, полученное непосредственно по измерениям на полигоне. Достаточно в процессе уравнивания площадной съемки в число уравниваемых параметров включить функции, аппроксимирующие зависимость смещения от времени:

$$\delta_{cm} = C0 + C1t_1 + C2t_2, \quad (1.21)$$

где  $C0$  – постоянная составляющая систематической погрешности;  $C1$ ,  $C2$  – коэффициенты, характеризующие составляющие погрешности моменты времени  $t_1$  и  $t_2$ .

При этом параметры смещения целесообразно оценить предварительно, независимо от общего уравнивания. Каждое расхождение на пересечении профилей дает одно уравнение наблюдения:

$$\Delta_{ij} = \delta_{cm}(t_{i,j}) - \delta_{cm}(t_{j,i}) = C1(t_{i,j1} - t_{j,i1}) + C2(t_{i,j2} - t_{j,i2}), \quad (1.22)$$

где  $t_{i,j}$  – моменты пересечения  $i$  и  $j$  профилей соответственно. Число уравнений наблюдений равно числу точек пересечения профилей. Неизвестные параметры оцениваются по методу наименьших квадратов. При этом смещение нуль-пункта необходимо уточнять по каждому из приборов в отдельности.

Очевидно, что при таком способе уравнивания точность учета систематической погрешности площадной съемки напрямую зависит от количества точек пересечений и их равномерного распределения во времени.

#### *1.2.5.4. Альтернативный способ контроля точности морской площадной гравиметрической съемки*

При недостаточном количестве точек пересечений, может быть использован альтернативный способ контроля точности площадной гравиметрической съемки, основанный на создании сети синтетических (модельных) профилей, расположенных «в крест» основным съемочным профилям, вычислении и анализе совокупности невязок во всех пунктах пересечений съемочных и модельных профилей  $\delta_{ij}$ .

При рассмотренной в предыдущем разделе общепринятой обработке для контроля и оценки учитывается половина общей разности между съемочными и контрольными профилями. Однако оценка погрешности может быть оценена и при отсутствии контрольных секущих профилей. При альтернативном способе оценки точности систематическая характеристика вычисляется как среднее квадратическое значение  $\sigma$  неучтенных при уравнивании разностей  $\delta_{ij}$

$$\sigma = \sqrt{\frac{(S1-S2)}{L}}, \quad (1.23)$$

где  $S1$  - сумма квадратов разностей по всей площади,  $S2$  - сумма квадратов постоянных составляющих всех  $i$ -х съемочных профилей,  $L$  - общее количество разностей  $\delta_{ij}$ .

$$S1 = \sum_{i=1}^{i=n} \sum_{j=1}^{j=k} \delta_{ij}^2, \quad (1.24)$$

$$S2 = \sum_{i=1}^{i=n} \delta_{oi}^2, \quad (1.25)$$

Среднее значение невязки на съемочных профилях  $i$  пересечениям  $\delta_{ij}$ :

$$\delta_{oi} = \frac{\sum_{j=1}^{j=k} \delta_{ij}}{k}, \quad (1.26)$$

$$L = \sum_{i=1}^{i=n} \sum_{j=1}^{j=k} 1 \quad (1.27)$$

Таким образом, может быть получено среднее квадратическое значение  $\sigma$  той доли разностей  $\delta_{ij}$ , которые не использовались в уравнивании, то есть не учтенных остатков начальных разностей. Использование такого альтернативного способа на практике позволило оценить и уменьшить погрешность съемки с 0,705 мГал до введения поправок до 0,296 мГал после введения поправок [Патент: Конешов и др., 2021].

Сравнение результатов данного способа с результатами контроля, использующего дополнительные секущие съемочные профили, показало, что для площадной съемки оценки, полученные по классическому и альтернативному способам соответственно, составляют 0,90 мГал и 0,71 мГал до введения поправок, а после введения поправок – 0,24 мГал и 0,29 мГал. Следовательно, использование модельных профилей при площадных съемках позволяет оценить точность измерений и проконтролировать выполнение съемки, а также повысить точность только за счет учета погрешностей отдельных профилей без выполнения дополнительных измерений на дополнительных секущих съемочных профилях, например в случае невозможности их выполнения. Таким образом, альтернативный способ позволяет получить близкую точность морских гравиметрических съемок. Такой альтернативный способ может использоваться для оперативной оценки измерений в случае, когда контрольные профили по непредвиденным причинам не выполняются или будут выполнены значительно позже, что не позволяет использовать способ оценки, описанный в выражениях (1.21 – 1.22).

Данный подход имеет Патент №2781761 «Способ контроля точности площадной гравиметрической съемки» от 07.12.2021 г. Авторы способа - Конешов В.Н., Железняк Л.К., Михайлов П.С., Соловьев В.Н. [Способ контроля точности..., 2021].

### **1.3. Современная аэрогравиметрическая съемка при изучении гравитационного поля Мирового океана**

Современная аэрогравиметрическая съемка – это основной и наиболее перспективный метод изучения гравитационного поля в труднодоступных континентальных районах. Очевидно, что технически этот метод может быть реализован не только над сушей, но и над акваториями, включая районы островных дуг и области перехода «суша-море». Воздушное судно не ограничено в маневрировании, позволяет выполнять измерения на большой площади с точностью, достаточной для решения большинства практических задач. При этом выполнение аэрогравиметрических измерений – это сложная процедура как организационно, так и технически. Требуется соответствующая наземная инфраструктура, специальный самолет-лаборатория, а также уникальное методическое сопровождение [Дробышев и др., 2018].

#### **1.3.1. Метод аэрогравиметрической съемки**

Основной задачей аэрогравиметрии является изучение гравитационного поля на широких площадях и профилях в интересах геологоразведки и картирования аномалий, расположенных в труднодоступных районах земной поверхности и местах, недоступных для морской набортной съемки [Forsberg, Olsen, 2021; Книжников, Кравцова, Тутубалина, 2026]. Важной особенностью аэрогравиметрических исследований (при благоприятных погодных условиях, надлежащем топливном обеспечении и навигационном сопровождении) является ее высокая производительность по сравнению с наземными и даже морскими методами гравиметрических съемок [Конешов и др., 2016а]. При выполнении аэрогравиметрических работ в труднодоступных районах Земного шара, которым свойственна плохо развитая инфраструктура, самолетам, выполняющим съемку, зачастую приходится базироваться на значительном удалении от района работ. В результате одним из основных требований к техническим характеристикам самолета-носителя, на борту которого создается гравиметрическая лаборатория, является увеличенное полетное время. Современные аэрогравиметрические комплексы с сопутствующим оборудованием (три комплекта гравиметрической аппаратуры, кабели, преобразователи, дополнительные источники питания, система сбора и обработки информации и т.д.) имеют вес около 1000 килограммов, поэтому самолет-носитель также должен обладать достаточной энерговооруженностью для непрерывного энергоснабжения комплексов.

При проведении аэрогравиметрических работ лаборатории гравиинерциальных измерений ИФЗ РАН для создания самолетов-лабораторий использовались Ан-30Д и Ан-



26БРЛ. Аналогичные самолеты использовались АО «ГНПП Аэрогеофизика» [Могилевский и др., 2015а] при выполнении гравиметрических исследований в составе комплексных аэрогеофизических измерений. В настоящее время АО «ГНПП Аэрогеофизика» использует воздушные суда типа Ан-3Т, Cessna 208В и беспилотные летательные аппараты [Голован, Вязьмин, 2023].

Также в России для проведения аэрогеофизических исследований использовались самолеты Ил-14, Ил-18Д и Ил-20. При потенциально большей дальности полета эти самолеты имеют более высокий расход топлива и длину разбега, а также меньшую маневренность по сравнению с Ан-30Д и Ан-26БРЛ, что затрудняет их применение для аэрогравиметрических работ в условиях отдаленных аэропортов.

Для создания самолета-лаборатории для проведения аэрогравиметрических исследований необходимо проведение следующих мероприятий [Drobyshev et al., 2019]:

- использование трех аэрогравиметрических комплексов. Это обеспечивает выполнение условий надежности и достоверности полученных результатов аэрогравиметрической съемки;
- применение специально разработанных и изготовленных виброзащитных платформ для установки аэрогравиметрических комплексов;
- применение специальных теплозащитных экранов (оснований) в салоне самолета для устранения возможных перепадов температуры;
- прокладка основных и резервных силовых кабелей для электропитания гравиметров и их дублирование для обеспечения бесперебойного электроснабжения приборов, а также поддержания постоянной температуры в салоне самолета с помощью дополнительных отопительных систем;
- прокладка дополнительных электросетей для обеспечения функционирования аппаратуры контроля температуры внутри салона самолета и информационных систем, дублирующих информацию навигационно-пилотажных приборов штурмана на рабочем месте борт-оператора;
- монтаж спутниковых антенн ГНСС-приемоиндикаторов GPS/ГЛОНАСС, обеспечивающих работу аэрогравиметрических комплексов, производится с учетом минимизации расстояния между ними и обеспечения бесперебойности приема сигнала GPS.

В ИФЗ РАН для выполнения аэрогравиметрических съемок на удаленных территориях и акваториях, в том числе арктической зоны Российской Федерации, включая высокие широты, а также над Тихим океаном используются отечественные аэрогравиметрические комплексы GT-1А [Глазко, и др., 2011] и GT-2А (GT-2АР) (в

эксплуатации к моменту написания настоящей работы) [Конешов и др., 2016a]. Кроме того, необходимо по меньшей мере три приемника системы спутниковой навигации GPS/ГЛОНАСС фирмы Javad, обслуживающие каждый из аэрогравиметрических комплексов в отдельности, отдельные ГНСС-приемники GPS на рабочих местах пилотов, штурмана и радиста. Схема расположения гравиметрического и навигационного оборудования на борту самолета – лаборатории, созданного в ИФЗ РАН, показана на рисунке 1.7 [Дробышев и др., 2018].

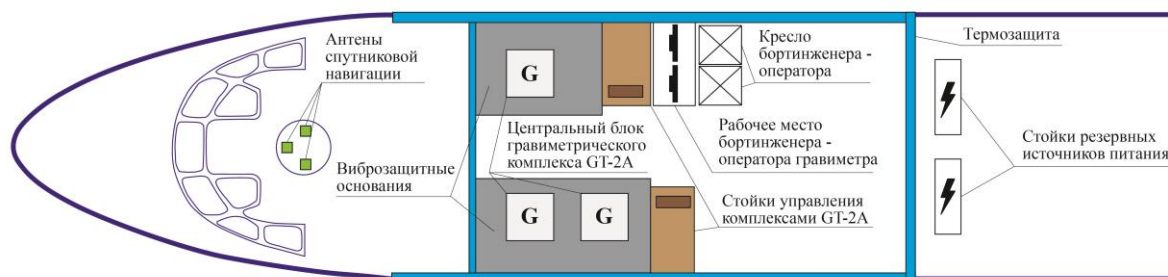


Рисунок 1.7 — Расположение аппаратуры на борту самолета-лаборатории  
[Дробышев и др., 2018]

Отдельным важным вопросом является вопрос синхронизации измерений. Каждый из аэрогравиметрических комплексов имеет свои часы, которые задаются внутренним тактовым генератором микроЭВМ, входящим в его контур, в то время как система спутниковой навигации имеет отдельные часы. Поэтому для последующей синхронизации время системы GPS записывается в кадр информации каждого из аэрогравиметрических комплексов. Аппаратурная синхронизация гравиметров по времени с системой GPS не оправдывает себя, так как в условиях высоких широт ГНСС-системы подвержены сбоям. Поэтому вопрос синхронизации измерений решается уже в ходе камеральной обработки.

Для повышения надежности и достоверности гравиметрических измерений с помощью относительных гравиметров на борту самолета-лаборатории устанавливаются не менее трех аэрогравиметрических комплексов.

Чувствительная система гравиметра GT-2A [Дробышев и др., 2008] представляет собой ёмкостный преобразователь в качестве датчика нулевого положения. В этом случае сигнал с датчика используется только для поддержания пробной массы в заданном положении, а величина изменения полезного сигнала регистрируется в цепи обратной связи. Обратная связь реализуется электромагнитом, который по сигналу емкостного датчика удерживает пробную массу в нулевом положении. Выходной величиной гравиметра является ток электромагнита. Ток, пропорциональный вертикальному кажущемуся ускорению, проходит в обмотке датчика силы обратной связи и во

включенном последовательно с ней эталонном резисторе. Выходной сигнал ( $W_z$ ) в виде напряжения, снимаемого с эталонного резистора посредством аналого-цифрового преобразователя (АЦП), поступает в вычислитель. На обмотку компенсирующего датчика силы подается стабилизированный опорный ток, компенсирующий фиксированное значение ускорения силы тяжести.

В существующих отечественных аэрогравиметрических комплексах используются корректируемые по внешним источникам навигационной информации (в данном случае GPS приемники) гиростабилизированные платформы. Коррекция выполняется с помощью навигационных сообщений, вырабатываемых приемником GPS. По этим сообщениям вычисляется и курсовой угол, необходимый для работы алгоритмов коррекции платформы.

Использование GPS в алгоритмах функционирования аэрогравиметрических комплексов привело к двум серьезным методическим ограничениям выполнения работ в высоких широтах. Во-первых, необходимо обеспечить бесперебойный прием GPS сигналов и выработку навигационных решений. В противном случае при отсутствии GPS сигналов в течение 15 минут корректируемая гиростабилизированная платформа «завалится». Во-вторых, в высоких широтах при полете с курсами в диапазоне  $240^\circ$ - $300^\circ$  западная составляющая скорости движения самолета практически компенсирует линейную скорость, обусловленную вращением Земли. В этом случае в корректируемой гиростабилизированной платформе курсовой угол, вычисляемый по информации с GPS, определяется с большими погрешностями, что приводит к «завалу» гиростабилизированной платформы. Это является одним из недостатков гиростабилизированных платформ, используемых в аэрогравиметрических комплексах. В связи с этим необходимо избегать полетов по профилям в западном направлении.

Наличие двух вышеназванных ограничений требует обеспечения надежного приема GPS сигналов и заблаговременного планирования направления гравиметрических профилей с минимизацией количества и протяженности профилей в строго западном направлении.

В ходе экспериментальных работ были выработаны конструкторские решения надежного приема GPS сигналов и выработки навигационного решения на борту самолета-лаборатории [Дробышев и др., 2008]:

- антенна приемника GPS должна быть гальванически развязана от корпуса самолета-лаборатории;
- для повышения надежности каждый из аэрогравиметрических комплексов должен получать навигационное решение от отдельного GPS-приемника, положение

фазового центра которого должно быть измерено относительно расположения чувствительного элемента гравиметра с точностью до первых сантиметров;

➤ известно, что в высоких широтах количество спутников увеличивается, хотя многие из них находятся вблизи горизонта. Эти спутники могут вносить существенные погрешности в навигационные решения. Поэтому при планировании работ необходимо прогнозировать их расположение. Целесообразно исключить избыточную информацию от низколетящих спутников при обработке GPS-сигналов.

Штурманское навигационное обеспечение при выполнении аэрогравиметрической съемки (в особенности - в высоких широтах) должно быть дополнено по отношению к штатному обеспечению самолета. В частности, пилоты, штурман и радист используют каждый на своем рабочем месте отдельный спутниковый приемник для решения полетных задач. В ходе выполнения съемки выдвигаются конкретные требования по управлению самолетом и нахождению самолета, как на съемочном профиле, так и при выполнении захода на профиль.

Для обеспечения необходимой точности измерения вертикальной скорости самолета, его плановой и высотной привязки необходимо использовать дифференциальный режим ГНСС-системы. Этот режим обеспечивается установкой отдельных ГНСС-приемоиндикаторов GPS/ГЛОНАСС на борту самолета для каждого аэрогравиметрического комплекса, сигналы которого регистрируются и документируются на борту самолета, и не менее двух приемников GPS на поверхности Земли, которые устанавливаются стационарно и используются в качестве наземных временных базовых станций.

Базовая станция [Болотин, Голован, 2005] - это спутниковый приемник, аналогичный приемнику, являющимся «ровером» на борту воздушного судна, расположенный на точке земной поверхности в районе работ. Как правило, при выполнении геодезических работ, этот приемник регистрирует навигационное решение, которое характеризует погрешности распространения сигналов от спутников системы GPS/ГЛОНАСС. Полученное решение вычитается из решения измеряющего приемника-«ровера» для более достоверного вычисления координат точек измерения. Рекомендованное в ранних работах по аэрогравиметрии расстояние между измеряющим приемником и базовой станцией не должно превышать 120 километров. Оно обусловлено необходимостью сохранения корреляции ионосферных и тропосферных задержек между базой и «ровером» для вычисления высокоточной траектории (фазовых определений) [Brown, 1998; Forsberg, Olesen, 2010].

Требования к размещению временных базовых станций менее жесткие, но имеют свою специфику. Основным является следующее: антенна базовой станции должна быть максимально поднята над окружающей местностью, чтобы ее положение обеспечивало наилучшую диаграмму направленности по углам больших возвышений и минимальные значения коэффициента направленного действия в направлении горизонта. В ходе проведения работ в высоких широтах на базовых станциях было выявлено, что имеет место пропадание приема сигналов ГНСС в условиях тумана. Это приводит к необходимости размещения дополнительных базовых станций, а также к приоритету выбора открытых высоких мест, где вероятность тумана и отсутствия приема спутниковых сигналов уменьшается.

На современном этапе развития аппаратных и программных средств принято считать, что оптимальная длина так называемой «базовой линии» - расстояния от подвижного приемника, связанного с регистрирующей гравиметрической аппаратурой, до стационарной базовой станции не должно превышать 400 километров [Болотин и др., 2006]. Этот параметр очень важен при планировании съемок в высоких широтах, так как при выполнении работ над труднодоступными территориями и удаленными акваториями (в том числе – в Арктике) отсутствует возможность установки базовых станций на небольших расстояниях от района работ. Для определения предельных длин базовых линий, работа на которых не приводит к существенному ухудшению качества аэрогравиметрических измерений, был проведен ряд специальных исследований [Могилевский и др., 2015а]. По материалам выполненных аэрогравиметрических измерений над Охотским морем и в Арктике было показано, что при благоприятных условиях удаления от базовых станций ~ 700 км для проведения съемки масштаба 1:200 000 часто являются допустимыми [Могилевский, Контарович, 2015б]. Оценки, выполненные в АО «ГНПП Аэрогеофизика», позволили оценить увеличение погрешности съемки с увеличением удаления от базовой станции: по мнению авторов вышеуказанной работы оно составляет 0,03-0,04 мГал на 100 км [Контарович, 2015].

В исследованиях, выполненных сотрудниками ИФЗ РАН на протяженных профилях было показано, что базовые станции могут вносить положительный вклад в обработку результатов аэрогравиметрических измерений и на более существенных расстояниях. Для получения таких оценок были использованы данные аэрогравиметрической съемки на протяженных трансконтинентальных профилях [Погорелов и др., 2018]. Начиная с 2013 года ИФЗ РАН приступил к аэрогравиметрическим исследованиям по уточнению фигуры Земли вблизи восточного побережья Камчатки. Это дало возможность выполнить серию наблюдений по маршруту

перелета самолета-лаборатории из аэропортов постоянного базирования в г. Архангельске и Сыктывкаре к аэропорту Петропавловска-Камчатского, с которого выполнялась съемка, и обратно. Одной из задач таких измерений являлось экспериментальное исследование влияния увеличения базовой линии на точность позиционирования при аэрогравиметрических измерениях.

Положительный эффект от использования навигационных решений, полученных в дифференциальном режиме обработки, при перелетах наблюдается на удалении от базовых станций на расстояния до 3300-3500 км. При увеличении длины базовой линии в диапазоне до 4500 км, стабильность функционирования спутниковой навигационной системы в дифференциальном режиме снижается из-за уменьшения числа одновременно видимых спутников приемником - «ровером» и базовыми станциями, однако, и эти результаты могут оставаться приемлемыми. При увеличении длины базовой линии до 4500 км (например, от Камчатки до Нижневартовска), наблюдаются близкие совпадения по форме между аномалиями силы тяжести, вычисленными на высоте полета при дифференциальном режиме обработки, со значениями аномалий, пересчитанными на высоту полета из глобальных моделей ГПЗ. Однако на отдельных профилях наблюдаются отклонения между измеренными и модельными аномалиями, достигающие 15 мГал.

Таким образом, на протяженных перелетах ИФЗ РАН была предпринята попытка экспериментальной оценки максимально допустимого расстояния между самолетом-лабораторией и базовыми станциями и было показано, что положительный эффект от использования коррекции по удаленным базовым станциям может наблюдаться, по крайней мере, вплоть до длин базовых линий в 3500 км [*Погорелов и др., 2018*].

Тем не менее, эти исследования не позволяют однозначно говорить о предельно допустимых удалениях от базовых станций при выполнении детальной аэрогравиметрической съемки масштаба 1:200 000 и крупнее.

### **1.3.2. Методика выполнения и камеральной обработки аэрогравиметрической съемки**

Как и любая гравиметрическая съемка, выполняемая с относительным гравиметром, аэрогравиметрическая съемка производится методом замкнутых петель. При планировании такой съемки инструкции рекомендуют, как и при выполнении морской съемки (см. раздел 1.2.4 выше), профили располагать «в крест» простираения аномальной зоны – то есть основные съемочные профили должны быть расположены по направлению максимального градиента аномалии. В высоких широтах Арктики это условие не всегда выполнимо. Некоторые направления полетных курсов нецелесообразны, так как приводят к ограничениям в работе гиростабилизированных платформ. В практике ИФЗ РАН

основное направление съемочных профилей располагается в направлении север-юг, а секущие (контрольные) профили имеют направление преимущественно на восток. При планировании планшета профилей для обеспечения равномерной густоты точек гравиметрического каталога на единицу площади в высоких широтах также необходимо учитывать сближение меридианов по направлению к северу.

Уровень возмущающих ускорений в процессе аэрогравиметрической съемки не бывает постоянным на протяжении одного полета. Обычно он изменяется в зависимости от погодных условий (облачность, обледенение, ветер) в диапазоне от 100 до 350 Гал. Это усложняет выбор фильтров для выделения полезного сигнала из суммарного, измеренного гравиметрами на борту самолета-лаборатории.

Важной особенностью аэрогравиметрической съемки, в том числе над акваториями и в Арктическом регионе, является необходимость обеспечения экспресс-оценки результатов летных измерений за текущий день. При камеральной обработке результатов измерений аэрогравиметрическими комплексами расчеты с учетом дифференциального режима ГНСС позволяют выделять инерциальные помехи и вычислять поправку Этвеша не по координатам, а по скоростному решению приемника - «ровера» и его вариациям [Болотин, Голован, 2005]. В этом алгоритме участвуют показания инерциальной системы навигации, которая входит в контур гиросtabilизированной платформы каждого из аэрогравиметрических комплексов. Комплексование данных ГНСС-приемников и инерциальной системы навигации позволяет более точно определить положение вектора скорости. В этом случае для вычисления инерциальных помех требуется только одна операция дифференцирования, что значительно уменьшает уровень погрешности в выделенных из суммарного сигнала гравиметров значениях приращений аномалий ускорения силы тяжести [Болотин и др., 2006]. В результате относительная погрешность вычисления изменений вертикальной составляющей скорости не превышает 1 см/сек.

Специальное программное обеспечение (ПО) позволяет учитывать информацию от нескольких базовых станций, благодаря чему имеется возможность значительно уменьшить погрешности определения составляющих вектора скорости самолета, вызванных ионосферными возмущениями при прохождении сигналов от спутников системы GPS/ГЛОНАСС. Более того, в современных условиях, когда спутниковые навигационные решения периодически могут быть подвержены искусственному подавлению или искажению, вопрос организации наземного сегмента обеспечения аэрогравиметрической съемки – комплекса базовых спутниковых станций, является крайне важным, так как система дифференциальной коррекции в процессе камеральной

обработки также позволяет учитывать искусственные искажения спутникового сигнала в момент измерений.

Отдельным вопросом обработки материалов аэрогравиметрии становится проблематика изменения спектрального «портрета» аномалии при удалении от ее источников. При вычислении аномалий по данным авиационного гравиметрического комплекса, выполняется редукция за свободный воздух к уровню эллипсоида. Если профили измерялись на разных высотах, аномалии вдоль этих профилей при обработке приводятся к одному уровню, таким образом, учитывается вертикальный градиент силы тяжести. Однако спектральный «портрет» отдельных аномалий остается таким, каким он был определен на соответствующей высоте каждого профиля.

Из опыта выполнения аэрогравиметрических работ ИФЗ РАН следует, что трансформация АСВ, с использованием инструментов быстрого преобразования Фурье (БПФ), вдоль отдельного профиля приводит к ошибкам, так как в двумерной задаче не принимаются во внимание структуры аномалий на соседних профилях, даже если они получены на одном уровне [Stepanova et al., 2021]. Поэтому в практике обработки аэрогравиметрических измерений, трансформация БПФ аномального поля осуществляется только в трехмерном пространстве. Так в работе [Афанасьева и др., 2002] были выполнены расчеты степени изменения гравитационных аномалий на разных высотах. Результаты расчета приведены на рисунке 1.8. Возможные различия в амплитуде аномалий на соседних профилях или группах профилей решается взаимным уравниванием и последующим микроуравниванием данных на этих профилях.

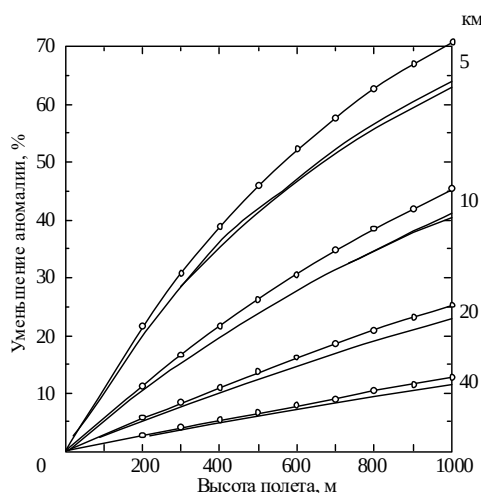


Рисунок 1.8 — Уменьшение амплитуды аномалии с увеличением высоты для моделей поля с различными периодами аномалий [Афанасьева и др., 2002]

При выполнении гравиметрической съемки на высоте полета необходимо учитывать поправку за отклонение общеземного геоида от эллипсоида [Степанова и др., 2022]. Приемная аппаратура спутниковых навигационных систем, применяемая при



аэрогравиметрической съемке, регистрирует координаты и геодезическую высоту пункта измерения в системе WGS-84, поэтому в результате формальной первичной обработки на пунктах предварительного каталога вычисляются аномалии силы тяжести в свободном воздухе в геодезической системе координат WGS-84 по формуле:

$$\Delta g_{\text{WGS-84}} = G_h + 0.3086 \cdot h_{\text{WGS-84}} - \gamma_0(\varphi_{\text{WGS-84}}), \quad (1.28)$$

где  $\Delta g_{\text{WGS-84}}$  – чистая аномалия силы тяжести в свободном воздухе (приведена к поверхности эллипсоида WGS-84);  $G_h$  – абсолютное значение силы тяжести, измеренное на высоте  $h_{\text{WGS-84}}$ ;  $h_{\text{WGS-84}}$  – геодезическая высота пункта относительно эллипсоида WGS-84;  $\gamma_0(\varphi_{\text{WGS-84}})$  – нормальное значение силы тяжести на пункте с геодезической широтой в системе координат WGS-84.

Соответственно, для коррекции измеренных аномалий на геодезической высоте полета необходим учет поправки за региональное отклонение геоида от эллипсоида WGS-84. Такие данные предоставляются в открытый доступ разработчиками некоторых глобальных моделей геоида [Sandwell, MacKenzie, 1989].

Для решения ряда задач по гравиметрическим данным необходимы сведения об аномалиях поля на уровне геоида. Соответственно необходимо учитывать не только уровень геоида, но и неизбежное изменение спектральной структуры аномалий при их аналитическом продолжении вниз.

В реализации такой операции в трехмерном пространстве, с использованием БПФ возникает неопределенность на краях трансформируемой площади. Чем сложнее структура поля в районе границ полигона, тем значительней могут быть искажения. Однако такие искажения и ошибки при трансформации сложно обнаружить [Михайлов и др., 2026]. Решением данной проблемы может быть либо построение модели поля на высоте полета с учетом всех необходимых поправок [Конешов, Михайлов, 2024], либо включение в набор данных для трансформации полосы обрамления, содержащей достоверные тренды продолжения аномального поля за пределами аэрогравиметрического полигона. Логичным источником таких данных является глобальная ультравысокостепенная спутниковая модель ГПЗ, с учетом ее собственных характеристик в районе исследуемой акватории (см. Главу 3 настоящей диссертации).

Данная технология имеет Патент №2866091 «Способ аэрогравиметрического определения аномалий гравитационного поля Земли» от 14.04.2026 г. Авторы - Михайлов П.С., Соловьев В.Н., Конешов В.Н., Кравцова Н.В. [Способ аэрогравиметрического..., 2026].

В результате аэрогравиметрических съемок, в том числе над участками акваторий, могут быть получены гравиметрические карты масштаба 1:200 000. Сравнения на

полигонах в Баренцевом море показали, что среднеквадратическое отклонение карты, полученной средствами аэрогравиметрии, по отношению к аналогичной карте, полученной морской набортной гравиметрической съемкой, находится в пределах 1 мГал.

Следовательно, аэрогравиметрия в общем применима для проведения региональных гравиметрических работ и создания гравиметрических карт масштаба 1:200 000, в том числе над районами Мирового океана.

#### **1.4. Основные выводы по главе 1**

Главным результатом гравиметрической съемки в Мировом океане является итоговая карта АСВ, точность которой зависит от многих составляющих. Это и возможности самих приборов, и качество координатного обеспечения и ряд других, рассмотренных в главе 1, факторов.

Как показано в разделе 1.1 настоящей работы общая точность морских определений силы тяжести на море в XX веке выросла с 30 до 0,5 мГал. Это было в большей степени обусловлено появлением надежных относительных гравиметров и систем их стабилизации. Дополнительными составляющими этого процесса является развитие компонентной базы, совершенствование технологий промышленного производства приборов, внедрение микроэлектронных компонент и появление в широком доступе космических навигационных систем. При этом дальнейший стремительный рост точности определения аномалий гравитационного поля на море в настоящее время не кажется вероятным.

На современном этапе морская гравиметрическая съемка считается высокоточной при систематической погрешности, определенной с использованием контрольных данных, в пределах 0,5 мГал, а случайной, полученной по внутренней сходимости – 0,4 мГал. Для стабильного достижения таких результатов необходимо:

- 1) Применение одновременно нескольких современных гравиметрических комплексов и высокоточного навигационного оборудования.
- 2) Выполнение качественной и регулярной метрологической экспертизы используемых приборов.
- 3) Обеспечение соответствующих климатических условий в помещении гравиметрической лаборатории и наличие благоприятных погодных условий.
- 4) Качественное судовождение и своевременный контроль качества получаемых данных.

- 5) Выполнение регулярных опорных измерений до и после морской съемки. При долгосрочной реализации проекта обязательно выполнение промежуточных опорных измерений.
- 6) Наличие регулярной сети пересекающихся профилей для оценки и уравнивания съемки.
- 7) Наличие качественных контрольных данных.

Таким образом, получение высокоточных гравиметрических данных в Мировом океане – это достаточно сложное и дорогостоящее мероприятие, требующее значительных затрат времени и ресурсов. Исключение одного из указанных выше пунктов усложняет достижение требуемого результата. Отсутствие двух и более пунктов делает высокоточное и надежное определение параметров гравитационного поля Мирового океана возможным **только при разработке дополнительных технологий контроля, оценки и камеральной обработки результатов морских гравиметрических съемок.**

Так как в последнее время возрастает важность изучения труднодоступных регионов, особенно в Арктике, увеличивается значимость аэрогравиметрических исследований, в том числе и над акваториями Мирового океана. Для достижения точностей аэрогравиметрических съемок соответствующих масштабу карты аномалий 1:200 000 также необходимо тщательное соблюдение указанных выше условий. Дополнительным фактором является организация наземного сегмента в виде системы базовых ГНСС станций. В некоторых ситуациях критическим может оказаться максимальное возможное удаление от наземных спутниковых станций с сохранением требуемой точности измерений и их надежности.

Несомненным преимуществом аэрогравиметрии является высокая производительность, а также возможность выполнения площадной и маршрутной съемки в районах, недоступных для применения других методов гравиметрических исследований: над сушей, островами, над мелководьем и над границей «суша-море». При этом существенными ограничениями такого способа являются более низкое разрешение выделения аномалий поля и ограничение на дальность полета самолета-лаборатории. Причем размер снимаемой площади напрямую зависит от расстояния от аэропорта базирования и продолжительности полета. Соответственно, способ аэрогравиметрии не может решать задачу по картированию АСВ в отдаленных акваториях Мирового океана.

В таких условиях **наиболее перспективным направлением уточнения гравитационного поля Мирового океана является совместное использование морской набортной гравиметрии и аэрогравиметрии в комплексе с априорными значениями АСВ глобальных моделей.**

## Глава 2. Способ априорного выделения участков акваторий с повышенной погрешностью глобальных модельных данных об аномалиях гравитационного поля

Глобальные модели ГПЗ в настоящее время имеют широкие перспективы применения в геодезии, геофизике, навигации и других областях. Поскольку Земля имеет близкую к сферической форму, модельное описание гравитационного поля представляется в виде разложения геопотенциала в ряд по *сферическим гармоникам* (с использованием присоединенных функций Лежандра). Первый член такого разложения соответствует сферическому потенциалу, второй – учитывает сжатие, а последующие – отражают особенности неравномерного распределения масс внутри Земли, описывая поправки к моментам инерции [Михайлов и др., 2020].

Если значения гармоник изменяются только с широтой, они называются зональными; если их знак может меняться только с долготой – секторальными. Это означает, что присоединенная функция Лежандра включает производные того же порядка, что и степень присоединенных полиномов Лежандра, входящих в разложение [Hobson, 1931, 1965; Гобсон, 1952; Пантелеев, 2001]:

$$P_n^m(x) = (1-x^2)^{\frac{m}{2}} \frac{d^m P_n(x)}{dx^m} \quad (2.1)$$

где  $x = \sin\varphi$  – функция от географической (сферической) широты  $\varphi$ .

При степени полинома  $n$  и порядке производной  $m$ , для которых выполняется условие  $0 < m < n$ , гармоники на сферической поверхности образуют мозаичную картину и называются тессеральными.

Разложение геопотенциала в ряд по присоединенным функциям Лежандра имеет общий вид [Hobson, 1965; Каула, 1970; Пантелеев, 2001]:

$$V(\varphi, \lambda, r) = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_n^m(\sin \varphi) \quad (2.2)$$

где  $\varphi$  – широта;  $\lambda$  – долгота;  $r$  – радиус-вектор точки наблюдения;  $GM \approx 398600,5 \pm 3 \text{ км}^3/\text{с}^2$  – произведение массы Земли на гравитационную постоянную;  $a$  – большая полуось эллипсоида вращения.

Коэффициенты разложения  $C_{nm}$  и  $S_{nm}$  определяют зональные, секторальные и тессеральные моменты инерции, а также их комбинации [Ince et al., 2019]. На рисунке 2.1 показаны примеры трех видов сферических гармоник: зональных ( $n=6, m=0$ ), секторальных ( $n=9, m=9$ ) и тессеральных ( $n=16, m=9$ ).

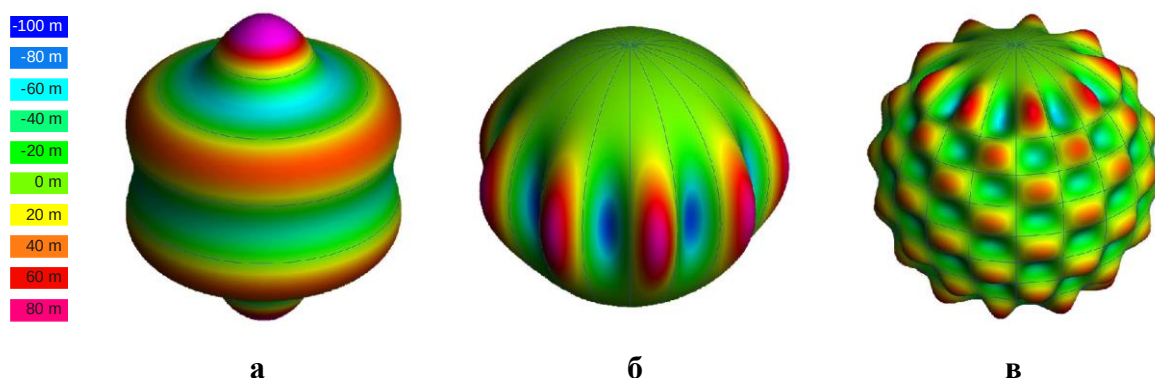


Рисунок 2.1 — Примеры трех видов сферических гармоник: зональных ( $n=6$ ,  $m=0$ ) (а); секторальных ( $n=9$ ,  $m=9$ ) (б); тессеральных ( $n=16$ ,  $m=9$ ) (в). Визуализация сферических гармоник выполнена с использованием сервиса Международного центра глобальных моделей Земли (ICGEM): <http://icgem.gfz-potsdam.de/vis3d/tutorial> [Мухайлов и др., 2020].  
Параметры визуализации выбраны аналогично [Barthelmes, 2013]

При наличии сферической симметрии функции раскладываются в ряд по собственным функциям уравнения Лапласа в трехмерном пространстве в сферических координатах. Это свойство предоставляет значительные преимущества не только в приложениях небесной механики, но и при построении аппроксимационных конструкций при интерпретации аномалий геопотенциальных полей и рельефа. Предельное значение степени учитываемых сферических гармоник (или длина полуволны аномалии, определяемая отношением длины окружности со средним радиусом Земли к указанному значению степени) характеризует разрешающую способность глобальной модели. Точностные характеристики модели также зависят от аппроксимирующей функции и погрешностей параметров аппроксимации — очевидно, они также обусловлены погрешностями исходных данных и методическими погрешностями их обработки [Непоклонов и др., 2016].

Между различными моделями ГПЗ могут наблюдаться существенные расхождения, обусловленные их математическим представлением, базисом, различной детальностью и исходной информацией, которая находится в их основе. В связи с ростом объема доступных наземных и спутниковых данных в последние десятилетия наблюдается значительный прогресс в разработке алгоритмов создания комплексных моделей геопотенциала и технологий комплексирования данных [Li et al., 2022]. Исследованию существующих и вновь создаваемых моделей ГПЗ посвящен ряд зарубежных и отечественных научных работ [Мухайлов и др., 2020; Panteleev et al., 2020; Wang et al., 2023; Naeimi et al., 2024].

## **2.1. Развитие и современное состояние глобальных моделей гравитационного поля Земли**

На начальном этапе создание глобальных моделей ГПЗ было связано с определением низкочастотных колебаний в структуре поля и коэффициентов их гармонического описания по орбитальным движениям спутников. Определение более детальных региональных особенностей поля обусловлено разрешающей способностью измерительной аппаратуры и применяемых методов. С ростом точности орбитальных траекторных измерений, снижением высоты орбит спутниковых миссий, развитием технологий спутниковой альтиметрии и градиентометрии, а также вычислительных методов детальность моделей значительно увеличивалась: от 15 гармоник поля в 1966 г. (спутниковая модель SE1) до 5540 гармоник в 2019 г. (высокостепенный вариант модели XGM2019e\_2159 [Zingerle et al., 2019b, 2020]). Необходимо отметить, что в период подготовки настоящей диссертации была опубликована модель ГПЗ WHU-CASM-UGM2025\_2159 имеющая вариант разложения в 11000 гармоник [Liu et al., 2025]. В настоящей работе эта модель не рассматривается.

В данном разделе главы 2 приводится обзор развития спутниковых технологий и совершенствования глобальных моделей ГПЗ от создания концепции их построения до становления в качестве практического инструмента для решения задач прикладной геофизики, современной геодезии и навигации. Исследование проблемы развития глобальных спутниковых моделей ГПЗ выполнено автором диссертации и более подробно изложено в работе [Михайлов и др., 2020; Mikhailov et al., 2021]. Далее кратко описано развитие спутниковых методов и их продуктов в соответствии с наиболее характерными временными этапами из этой работы.

### **2.1.1. 1960–2000 гг. Первые наблюдения за искусственными спутниками Земли и первые специальные геофизические спутниковые миссии**

Ко времени начала определений параметров Земли из космоса общеземной эллипсоид уже был определен по данным геодезии и наземной гравиметрии. В 1937 году В.Б. Дубовской по данным 14 000 гравиметрических пунктов выполнил разложение геопотенциала в ряд сферических функций до 6-й степени [Пеллинен, 1992]. В работах М.С. Молоденского [Молоденский и др., 1960; Молоденский, 1999] был предложен способ совместной обработки гравиметрических и геодезических данных, с помощью которого было выполнено разложение геопотенциала до 3-й степени, а также в 1944 году им определены большая полуось (6 378 245 метров) и сжатие общеземного эллипсоида (1:298,3). Эти параметры легли в основу системы координат СК-42.

Выполненные к концу 1950-х годов гравиметрические измерения позволяли получить представление о ГПЗ на региональном уровне, вычислить набор гармоник геопотенциала и с учетом этих данных построить первую глобальную модель геоида, которая вошла в геодезическую систему WGS60. При создании этой системы для уточнения общеземного эллипсоидального сжатия и положения начала координат относительно центра масс использовались спутниковые наблюдения [*Geodesy...*, 1983]. В силу особенностей гравиметрических измерений того времени построенная по достаточно редким наземным измерениям глобальная модель уже не удовлетворяла требованиям задач по определению параметров ГПЗ, поэтому проблема точного определения первых гармоник поля по характеру движения спутников начала решаться еще до запуска специальных геодезических и геофизических спутниковых миссий.

Теория применения искусственных спутников Земли (ИСЗ) как эффективного инструмента для исследования гравитационного поля разрабатывалась в 1950-х годах рядом исследователей (Е. Кодзай, А. Кук, Д. Кинг-Хеле, И.Д. Жонголович и др.). Запуски и наблюдения траекторий первых искусственных спутников, таких как «Спутник», «Vanguard», «Explorer» и др., позволили проверить теоретические представления и получить значения первых гармоник гравитационного поля [*Buchar*, 1962]. В силу ограниченных возможностей по непрерывному наблюдению спутников и геодезическому измерению их траекторий первые опубликованные результаты у разных авторов отличались ввиду различных наборов доступных исходных данных и применяемых методов обработки. Расхождения в вычисленных коэффициентах первых гармоник поля (до шестой) были следствием того, что большинство авторов в то время выполняло вычисления через параметры движения спутника по орбите (составляющие скорости вращения и скорости изменения аргумента перигея), точность определения которых, в свою очередь, сильно зависела от характеристик конкретной орбиты. Поэтому погрешность вычисления во многом определялась выбранной для расчета комбинацией определенных групп спутников.

Вследствие увеличения количества запусков значения коэффициентов первых гармоник поля уточнялись и были определены уже достаточно надежно [*King-Hele*, 1962]. При этом наблюдения за движением многих спутников в силу конфигураций их орбит все еще не позволяли получить необходимые элементы параметров движения достаточно точно для надежного определения последующих гармоник. В статье [*Kozai*, 1964] обобщен расчет первых 14 гармоник и показано, что в период с 1959 по 1962 год только 9 спутников в той или иной степени подходили для вычислений. К середине 1960-х годов стала очевидна необходимость дальнейшего изучения ГПЗ специальными

геодезическими спутниками, конфигурации орбит которых максимально удобны для таких наблюдений.

В 1965 г. с мыса Канаверал в США был запущен спутник GEOS-1 (Geodetic Earth Orbiting Satellite). Для спутника GEOS-1 специально выбиралась орбита, наиболее подходящая на тот момент для вычисления параметров геопотенциала. Данные наблюдений за спутником GEOS-1 позволили уточнить полученные ранее коэффициенты гармоник поля и вычислить гармоники до 21-й степени.

Результатом обработки первых наблюдений за спутником GEOS-1 и другими ИСЗ стала модель земного геоида WGS66 и первая глобальная модель ГПЗ – SE1, построенная исключительно по спутниковым данным. С появлением первой глобальной спутниковой модели также началась разработка методов комбинирования спутниковых данных с математическими (аналитическими) представлениями, а также гравиметрическими измерениями на поверхности Земли [Kohnlein, 1967].

Основной задачей следующего специального геодезического спутника GEOS-2, запущенного в 1968 г., была проверка и подтверждение параметров, определенных ранее с помощью спутника GEOS-1. Орбиты этих спутников практически совпадали: отклонения между ними составляли менее 10 метров (по оценкам [Gaposchkin, Lambeck, 1970]). По результатам наблюдений этих спутников в 1960-х годах были созданы и опубликованы две глобальные модели ГПЗ, полученные спутниковыми методами по данным миссий GEOS, а также других спутников и их комбинаций: SE1 (15 гармоник поля, 1966 г.; рисунок 2.2а) и SE2 (22 гармоники поля, 1969 г.).

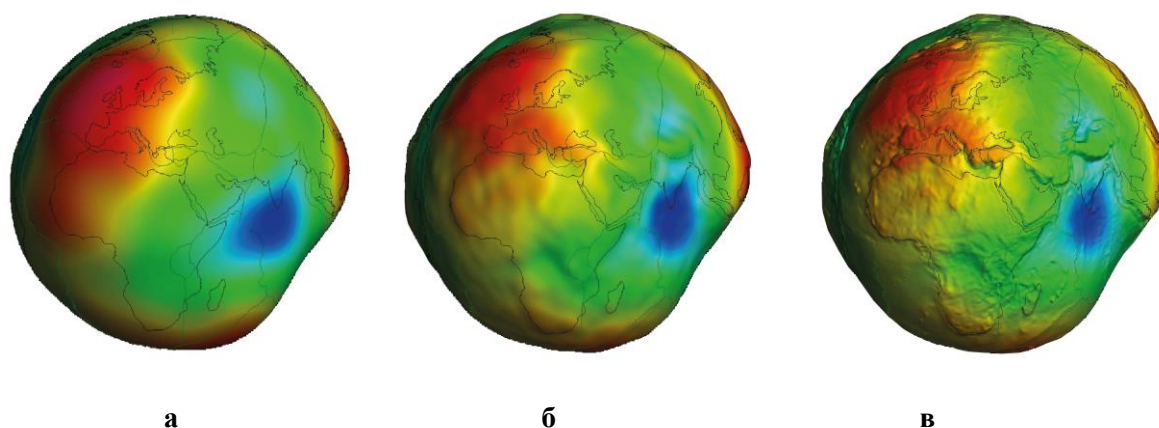


Рисунок 2.2 — Превышения геоида над референц-эллипсоидом WGS84 по данным трех моделей ГПЗ: SE1 (а, 15 степеней гармоник), EGM96S (б, 70 степеней гармоник) и EIGEN-6C4 (в, 2190 степеней гармоник), визуализированных с помощью сервиса ICGEM: <http://icgem.gfz-potsdam.de/>. Превышения геоида являются одним из параметров глобальных моделей ГПЗ и наглядно иллюстрируют разрешающую способность этих моделей в планетарном масштабе [Михайлов и др., 2020]



С ростом общего количества космических запусков увеличивалось количество специализированных спутников на орбите: Starlette (1975 г.), Lageos I (1976 г.), Seasat (1978 г.), GEOS-3 (1978 г.). В 1972 г. была опубликована спутниковая модель GEM 1 (22 гармоник поля), которая в дальнейшем была улучшена до GEM-T3 (1991 г., 50 гармоник). В то же время была создана французско-немецкая модель GRIM (1975 г., до 31-й степени), в дальнейшем также многократно улучшенная. Последняя модель этого семейства – GRIM5c1 – была опубликована в 1999 г. и содержала 120 гармоник гравитационного поля. Оба типа глобальных моделей модернизировались по схожей схеме: сначала представлялась новая комбинация спутников или новое математическое решение с последующим выпуском нового поколения моделей, затем в эти модели включались прямые инструментальные (наземные) измерения силы тяжести, а также дополнительные технические решения (спутниковые альтиметрия и градиентометрия), и публиковались их более высокостепенные модификации.

Следующим шагом по увеличению точности определения гравитационного поля Земли спутниковыми методами стал запуск в 1992 г. океанографического спутника TOPEX/Poseidon. Для определения параметров орбитального движения этого спутника использовалась французская система точного спутникового позиционирования и определения высоты орбит DORIS (Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite) [DORIS..., 2006]. Точность определения орбит долгое время оставалась главным ограничением в возможностях спутниковых определений параметров ГПЗ. С применением системы DORIS стало возможным значительное повышение точности. Результатом стали опубликованные в 1994 г. модели JGM-1 и JGM-2 (Joint Gravity Model) с 70 гармониками поля.

### **2.1.2. Модель EGM96**

В 1996 г. была опубликована глобальная модель геопотенциала EGM96 (Earth Gravity Model) [Lemoine et al., 1998], которая несколько следующих лет считалась наиболее достоверной моделью геоида и ГПЗ. Модель создавалась в несколько этапов: в виде спутникового решения (до 70 гармоник поля; рисунок 2.2б выше), комбинированного решения (до 359 гармоник) и квадратурного решения, зафиксировавшего максимальную степень модели в 360 гармоник. Модель EGM96 содержит данные об аномалиях в свободном воздухе и о высотах геоида с разрешением 15'.

Эта модель отличалась от предыдущих и ряда других моделей своего поколения использованием данных от максимального возможного количества спутниковых миссий и

наибольшего на тот момент набора наземных гравиметрических наблюдений. Для создания модельного базиса EGM96S, основанного на спутниковых данных, использовались измерения порядка 40 спутников [Pavlis, 2011]. Спутниковые методы, примененные при расчете EGM96, включали непрерывное слежение за группой спутников средствами навигационных систем TDRSS [Baker, 1981] и GPS. Это позволило выделить более короткие периоды возмущающего геопотенциала (особенно на более низких орбитах) и увеличить общую разрешающую способность. Кроме того, при создании EGM96 были впервые учтены альтиметрические спутниковые измерения.

### 2.1.3. Миссия CHAMP и модели, построенные по ее данным

Задача повышения разрешающей способности спутниковой гравиметрии закономерно привела к необходимости снижения высоты орбит геофизических миссий. Миссия CHAMP (Challenging MiniSatellite Payload for Geophysical Research and Application) [Reigber et al., 2002b; Reigber et al., 2003] была нацелена на решение комплекса геодезических и геофизических задач. Миссия стартовала с космодрома Плесецк 15 июля 2000 г. и проработала более 10 лет, несколько раз меняя высоту орбиты с основной в 450 км на 320 км и обратно.

При реализации миссии CHAMP был использован новый подход к определению параметров орбитального движения: слежение «спутник – спутник» (Satellite-to-Satellite Tracking) с использованием навигационных спутников GPS, находящихся на средних орбитах (высота 20 180 км). Слежение «спутник – спутник» обеспечило для миссии CHAMP лучшую на тот момент точность определения орбитальных параметров движения. Выбор полярной и достаточно низкой орбиты позволил увеличить покрытие и разрешающую способность измерений, а включение в оснащение спутника трёхосного акселерометра – инструментально учесть негравитационные ускорения, возмущающие действия которых увеличиваются при снижении высоты орбиты. Принципиальная схема реализации миссии CHAMP представлена на рисунке 2.3 [Дробышев и др., 2018].

По результатам работы миссии CHAMP был создан ряд глобальных моделей ГПЗ. Основная из этого ряда модель EIGEN-1S (European Improved Gravity model of the Earth by New techniques) содержала 119 гармоник поля. Сравнение с аналогичными моделями того времени, выполненное разработчиками EIGEN, показало, что в длинноволновой компоненте новая модель в два раза точнее GRIM5c1. Кроме того, было показано [Reigber et al., 2002a], что в гармониках выше 8-й данные, полученные миссией CHAMP, лучше подходят к комбинированным данным модели EGM96, чем ее собственное исходное спутниковое решение EGM96S. Модель EIGEN совершенствовалась по мере накопления и

анализа данных миссии CHAMP, полученных, в том числе, с более низких орбит. Следующим развитием модели стали модификации EIGEN-2 и EIGEN-3P (обе до 140-й степени). Однако, по оценкам [Bilker, 2005], в частотах выше 90-й степени EIGEN-3P не превосходила EGM96, которая включала данные аэрогравиметрии и наземных гравиметрических измерений.

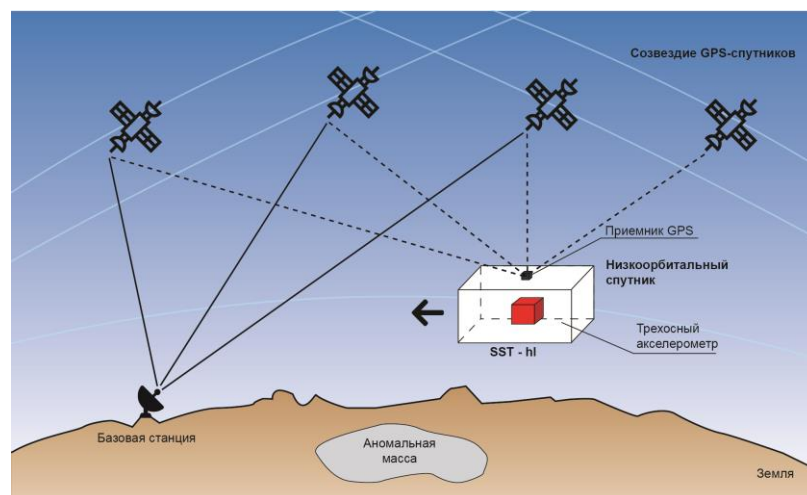


Рисунок 2.3 — Схема работы спутников системы CHAMP (Интернет-страница миссии: <https://www.gfz-potsdam.de/champ/>) [Дробышев и др., 2018]

В итоге полученные данные CHAMP подтвердили возможное увеличение точности спутникового определения параметров ГПЗ. Эта миссия стала первой в новом поколении специализированных геофизических спутниковых миссий, направленных на увеличение детальности определения аномалий и создание высокостепенных моделей ГПЗ следующего поколения. Данные CHAMP позволили не только увеличить точность измерений, но и апробировать различные подходы к вычислению геопотенциала. Впоследствии по данным CHAMP было построено еще несколько глобальных моделей: ITG\_Champ (2004 г., 75 гармоник), TUM (2004 г., 60 гармоник) и DEOS\_CHAMP (2004 г., 70 гармоник). Для создания большинства моделей была использована априорная информация модели EGM96 [Ditmar et al., 2006]. Разработчики семейства моделей TUM, напротив, отказались от использования априорной информации и самостоятельно вычисляли все параметры движения [Földvary et al., 2005]. Спутник миссии CHAMP закончил свою работу 19 сентября 2010 г.

#### 2.1.4. Миссия GRACE и модели, построенные по ее данным

Спутниковая миссия GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment, начальная высота орбиты до 508 км в апогее) [Wahr, 1998], направленная на изучение гравитационного поля и глобальных климатических изменений, связанных с его временными вариациями, стартовала 17 марта 2002 г. с космодрома Плесецк. Миссия

реализовала новый подход к слежению «спутник – спутник» в комбинации «низкий–низкий» (Satellite-to-Satellite Tracking Low-Low). При таком способе слежения основное орбитальное позиционирование также выполняется высокоорбитальной группой, а два низкоорбитальных компланарных спутника движутся по одной орбите на определенном расстоянии (приблизительно 220 км), которое постоянно измеряется лазерным дальномером в К-диапазоне с максимально возможной точностью. Каждый из спутников оснащен трехосным акселерометром, GPS-приемником с антенной, звездными камерами и лазерными отражателями. Принципиальная схема реализации миссии GRACE представлена на рисунке 2.4 [Дробышев и др., 2018].

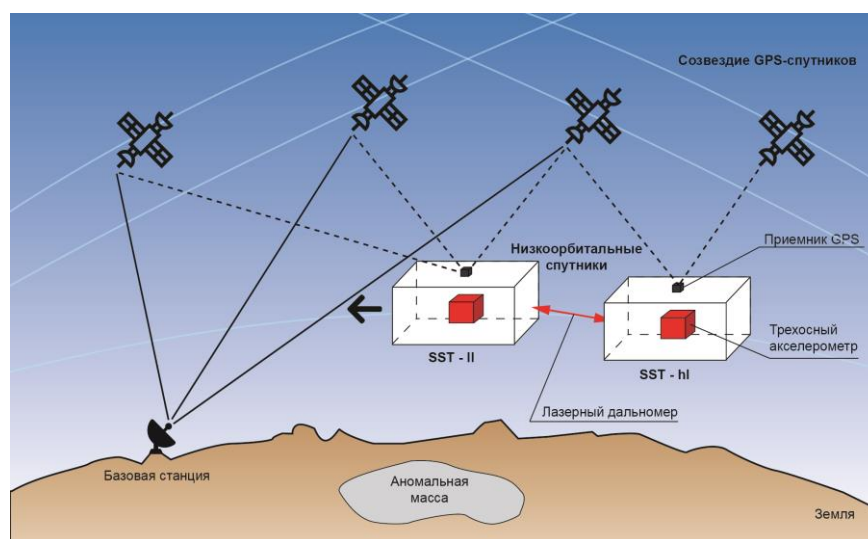


Рисунок 2.4 — Схема работы спутников системы GRACE (Интернет-страница проекта GRACE: <http://www2.csr.utexas.edu/grace/>) [Дробышев и др., 2018]

Расстояние между спутниками обуславливает их разный отклик на вариации вторых производных геопотенциала, которые определяются по изменению относительной межспутниковой скорости и ее проекции на условную линию «спутник – спутник». Высота и характеристики орбиты спутников GRACE обеспечили орбитальное определение волн аномалий с разрешением до 170-й степени, что примерно соответствует 120 км. Данные этого проекта были включены в ультравысокостепенные комбинированные модели: EIGEN-6C2 (1949 гармоник) и EGM2008 (2190 гармоник). Данные GRACE применялись для вычисления моделей геопотенциала самостоятельно и в комплексе с результатами других миссий - как более ранних (CHAMP или Lageos), так и последующих (миссия GOCE). Первая модель EIGEN-GRACE01S по собственным данным GRACE содержала 140 гармоник поля, следующая модель EIGEN-GRACE02S – 150 гармоник. При этом модели значительно отличались от EGM96, в основном в

диапазоне от 100-й гармоники и ниже, что продемонстрировало улучшение точности (по оценкам – до двух порядков) в нижних и средних границах частот.

Спутники GRACE сошли с орбиты 24 декабря 2017 г. и 10 марта 2018 г. Эта миссия была признана эффективной и успешной, поэтому похожим образом была реализована миссия следующего поколения GRACE-FO (Follow On). Уже 22 мая 2018 г. спутники GRACE-FO были выведены на орбиту, конфигурация которой и взаимное положение спутников практически идентичны GRACE (высота до 506,3 км в апогее, расстояние между спутниками – также 220 км). Сами спутники имеют более современное измерительное оборудование, в первую очередь новые лазерные интерферометры, измеряющие расстояние между спутниками. Миссия GRACE-FO к моменту написания настоящей диссертационной работы продолжает следить за вариациями гравитационного поля и глобальными климатическими изменениями. Кроме того, данные GRACE и GRACE-FO, а именно построенные по их данным модели временных вариаций ГПЗ, нашли эффективное применение в изучении проблем современной геодинамики [Михайлов, Тимошкина и др., 2019].

#### **2.1.5. Модель EGM2008**

Глобальная модель EGM2008 [Pavlis et al., 2012] была представлена в апреле 2008 г. на Генеральной ассамблее Европейского союза наук о Земле в Вене. Эта модель содержит 2190 сферических гармоник поля и является первой ультравысокостепенной моделью ГПЗ. По сравнению с предшествующими моделями EGM2008 имела в шесть раз более высокое разрешение. По мнению автора диссертационной работы, а также многочисленных пользователей по всему миру, EGM2008 представляет собой историческую веху и новую парадигму в моделировании ГПЗ. Это первая глобальная модель, получившая широкую известность и нашедшая множество прикладных применений.

При вычислении EGM2008 использовались те же математические принципы, что и при выводе EGM96. Спутниковая информация определяет только низкостепенную составляющую модели, а высокостепенное разрешение зависит от массива разнородной и разноточной гравиметрической информации. В основе EGM2008 — немецкая спутниковая модель ITG-GRACE03S [Mayer-Gürr et al., 2007], построенная только по данным миссии GRACE и содержащая 180 гармоник поля. Затем ITG-GRACE03S была объединена с обширной базой данных из пунктов аэрогравиметрии и наземных измерений, а также с данными спутниковой альтиметрии. В регионах, где инструментальных и альтиметрических данных для обеспечения такого разрешения было недостаточно, они

были дополнены аномалиями поля, полученными методами решения обратных задач из цифровой топографической модели DTM2006 [Pavlis et al., 2007; Hirt et al., 2010].

Математический аппарат, примененный в модели EGM2008 для объединения данных, позволил получить решение в виде эллипсоидальных гармоник со степенью и порядком до 2159. Преобразование эллипсоидальных гармоник в сферические сохранило порядок, а также увеличило степень модели за счет добавления зональных коэффициентов гармоник в интервале от 2160-й до 2190-й степени. Таким образом, степень гармоник поля модели EGM2008 возросла до указанной во многих источниках величины 2190. Модель EGM2008 была опубликована в виде набора коэффициентов сферических гармоник поля и пространственных матриц (гридов) значений вычисленных аномалий с шагами 1' и 2.5'.

После публикации EGM2008 выполнено большое количество исследований по анализу структуры модельного поля и оценкам точности модельных данных для разных регионов мира. Несмотря на имеющуюся погрешность в данных, модель нашла широкий спектр пользователей. Эта модель до настоящего времени является эталоном для новых глобальных и региональных моделей геопотенциала.

#### **2.1.6. Миссия GOCE и модели, построенные по ее данным**

Спутник миссии GOCE (Gravity Field and Steady State Ocean Circulation Explorer) Европейского космического агентства (ESA) был выведен на солнечно-синхронную орбиту 17 марта 2009 года, где находился до 11 ноября 2013 года [Pail et al., 2015]. Основное назначение миссии состояло в максимально возможном увеличении разрешающей способности измерения аномалий гравитационного поля и поверхности геоида. Для достижения этой цели была выбрана достаточно низкая орбита (254,9 км), для работы на которой была разработана особая форма спутника. Кроме того, для компенсации атмосферного торможения спутник был снабжен ионным двигателем, ресурс работы которого определял общее время работы миссии. В состав измерительного оборудования спутника был включен градиентометр, состоявший из шести сверхчувствительных микроакселерометров и позволявший определять вторую производную геопотенциала по осям спутника с точностью в несколько мЭ (1 миллиэвеш = 1 мкГал/10 м) [Rummel, 2011]. Принципиальная схема реализации миссии GOCE представлена на рисунке 2.5 [Дробышев и др., 2018].

Оценки первых месяцев работы миссии GOCE подтвердили возможность получить коэффициенты гармоник до степени 210 [Pail et al., 2011]. По данным, полученным с помощью GOCE за 2,5 месяца, была получена спутниковая модель GOCO01S (224 гармоники). После обработки 8-месячных данных и частичной консолидации с данными

GRACE было получено решение – GOCO02S, содержащее 250 гармоник. В 2015 г. вычислена спутниковая модель GOCO05S с 280 гармониками, а в 2019 г. модель – GOCO06S [Kvas et al., 2021], содержащая уже 300 гармоник. **На момент написания диссертации модели, полученные по данным миссии GOCE, имеют лучшее пространственное разрешение, полученное средствами орбитальной гравиметрии.**

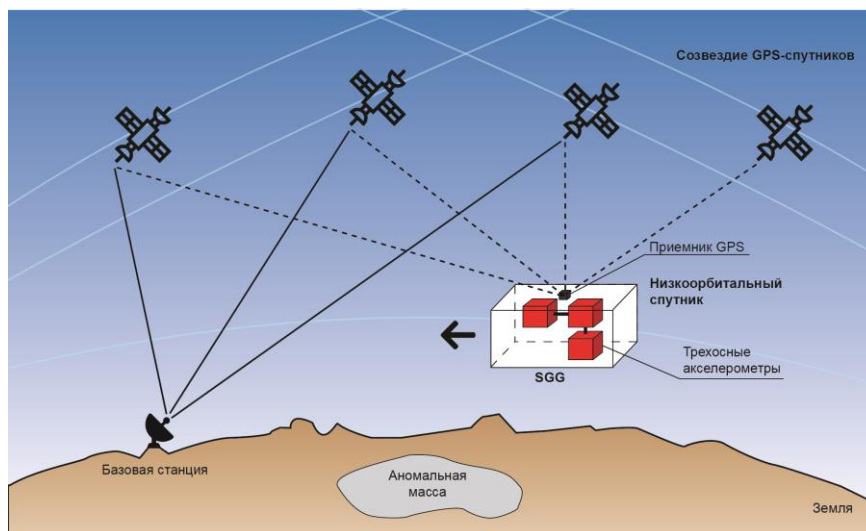


Рисунок 2.5 — Схема работы спутников системы GOCE (Интернет-страница проекта GOCE: [http://www.esa.int/Our\\_Activities/Observing\\_the\\_Earth/GOCE](http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE)) [Дробышев и др., 2018]

### 2.1.7. Современные комбинированные модели

В 2014 г. была опубликована ультравысококаستنная комбинированная модель гравитационного поля Земли EIGEN-6C4 (2190 гармоник) [Förste et al., 2014] (рисунок 2.2в), включающая данные миссии GOCE. Она объединила данные нескольких спутниковых миссий за разные периоды времени: LAGEOS (за период 1985–2010 гг.) – для первых 30 гармоник, GRACE (2003–2012 гг.) – для вычисления до 175-й степени, GOCE (2009–2013 гг.) – для гармоник до 300-й степени. Этот объединенный набор спутниковых данных был также представлен как отдельная спутниковая модель GO\_CONS\_GCF\_2\_DIR\_R5.

В качестве короткопериодной составляющей в модели EIGEN-6C4 использована комбинация в виде глобальной регулярной матрицы (грида) с шагом 2', куда входят данные альтиметрии для поверхности Мирового океана и данные наземных и аэрогравиметрических съемок, использованных ранее в модели EGM2008 на континентах. Из этого следует, что на континентах в аномалиях с гармониками выше 235-й степени модель EIGEN-6C4 априори идентична модели EGM2008. Такой подход является типичными для ряда других современных комбинированных моделей.

В 2015 г. была опубликована ультравысокостепенная модель GECO (2190 гармоник) [Gilardoni et al., 2016]. Принцип построения модели GECO также основывается на использовании данных GOCE для повышения точности модели EGM2008 в низких и средних частотах. Особенность расчета модели GECO заключалась в синтезе коэффициентов EGM2008 до степени 359 и коэффициентов модели GO\_CONS\_GCF\_2 [Brockmann et al., 2014], вычисленной до 250-й степени только по данным GOCE, но – за все время ее работы. Объединение коэффициентов выполнено по пространственной матрице (гриду) с шагом  $0,5^\circ$ . В частотах от 360-й до 2190-й степени модель GECO также совпадает с EGM2008.

Особенности моделей EGM2008, EIGEN-6C4 и GECO анализировались в работе [Конешов и др., 2019], в одних и тех же точках тестового района Берингова моря, соответствующих узлам регулярной матрицы с шагом  $0,5'$  ( $\sim 5,5$  млн. узлов), были вычислены значения аномалий силы тяжести (АСТ) в свободном воздухе на поверхности общеземного эллипсоида WGS-84. Статистические характеристики расхождений между модельными значениями АСТ в узловых точках приведены в таблице 2.1.

Таблица 2.1 — Статистические характеристики расхождений модельных значений АСТ между тремя рассматриваемыми моделями [Конешов и др., 2019]

| Сравниваемые модели<br>ГПЗ (разности) | Минимальное<br>значение Min,<br>мГал | Максимальное<br>значение Max,<br>мГал | Среднее<br>отклонение<br>$\mu$ ,<br>мГал | Стандартное<br>отклонение $\sigma$ ,<br>мГал |
|---------------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|------------------------------------------|----------------------------------------------|
| EGM2008 – EIGEN-6C4                   | –19                                  | 15                                    | –0,03                                    | 2,10                                         |
| EGM2008 – GECO                        | –27                                  | 10                                    | –0,02                                    | 1,69                                         |
| EIGEN-6C4 – GECO                      | –16                                  | 18                                    | 0,00                                     | 2,19                                         |

Приведенные оценки показывают, что в акватории Берингова моря современные ультравысокостепенные модели ГПЗ близки между собой. Систематическая составляющая расхождений между исследуемыми моделями по АСТ в данном регионе не превышает 0,03 мГал, стандартные отклонения оцениваются на уровне 2 мГал. Выявленные расхождения отражают специфику моделей, связанную с различиями исходной информации и методов ее обработки. Различия между ранее созданной моделью EGM2008 и более поздними EIGEN-6C4 и GECO отражают вклад новых данных о ГПЗ, полученных в результате реализации проекта GOCE. Наиболее близка к модели EGM2008 модель GECO, поскольку в ее составе высока степень использования данных модели EGM2008.



Результаты сравнения моделей EGM2008 и GECO с моделью EIGEN-6C4 в районах Мирового океана в определенной мере также характеризуют вклад новых (по отношению к модели EGM2008) данных спутниковой альтиметрии, задействованных в составе исходной информации при создании модели EIGEN-6C4. Среди других моделей, использующих данные миссии GOCE, выделяется опубликованная в 2016 г. комбинированная модель GOCO05с, содержащая 720 гармоник поля [Fecher et al., 2017]. Это первая высокостепенная модель геопотенциала, созданная независимо от априорных данных EGM2008.

В 2018 г. была создана новая ультравысокостепенная комбинированная модель ГПЗ SSG-UGM-1 [Liang et al., 2018] Уханьского университета (КНР), содержащая 2190 гармоник поля. Модель использует данные миссии GRACE для низкочастотной составляющей (до 220-й степени) и данные EGM2008 для высокочастотной компоненты.

Также необходимо отметить экспериментальную модель гравитационного поля XGM2019e [Zingerle et al., 2019a, 2019b]. В модели XGM2019e наземные данные были дополнены аномалиями, вычисленными на суше из топографии по модели рельефа EARTH2014, а на океанах – по спутниковой альтиметрии, взятой из модели DTU13. Синтез спутниковой информации с прямыми инструментальными гравиметрическими измерениями выполнен в пределах 719 степеней гармоник, а в более высоких частотах использованы исключительно данные топографии и альтиметрии. Следовательно, в регионах с широким покрытием гравиметрическими съемками погрешность модели XGM2019e выше, чем у моделей, содержащих данные реальной гравиметрии во всех высоких гармониках (EGM2008 и EIGEN-6C4). Тем не менее модель XGM2019e является более однородной и менее зависимой от известной априорной информации. По первым оценкам самих разработчиков модели, на суше, в спектральном диапазоне до 719 степеней гармоник, погрешность модели ниже, чем у аналогов, а в океанах эта модель не уступает аналогам.

В качестве примера сравнения этой экспериментальной глобальной модели ГПЗ с моделями EGM2008, EIGEN-6C4, GECO и WGM2012 (World Gravity Map, рекомендована Комиссией по геологической карте Мира для выполнения плотностного моделирования глубинного строения литосферы) можно отметить исследование [Hasanov, Muravyov, 2020], выполненное для территории Магаданской области. На примере отдаленного региона со слаборазвитой инфраструктурой показано наличие значительных отличий XGM2019e от других моделей (при их достаточной взаимной близости).

### 2.1.8. Российский и советский опыт создания глобальных моделей ГПЗ

История создания отечественных глобальных моделей гравитационного поля Земли начинается с расчетов профессора Московского университета Ф.А. Слудского, который в 1886 году по имевшимся в то время измерениям силы тяжести приближённо определил коэффициенты гармоник глобального геопотенциала второй и третьей степеней.

В XX веке значительный вклад в теорию описания внешнего гравитационного поля Земли внесли исследования, выполненные советским ученым Института теоретической астрономии АН СССР И.Д. Жонголовичем, который вычислил коэффициенты гармоник поля до 8-й степени разложения. Эта работа была продолжена в ЦНИИГАиК под руководством Л.П. Пеллинен. В результате степень вычисленных коэффициентов возросла до 16. Полученные данные о глобальном гравитационном поле были включены в систему «Параметры Земли 1962 года» (ПЗ-62) [Пеллинен, 1992].

В рамках разработки общеземной системы координат «Параметры Земли 1990 года» (ПЗ-90) [Параметры..., 2014] была создана модель ГПЗ.36, содержащая коэффициенты до 36-й степени. Спутниковые данные для вычисления ГПЗ.36 были получены в результате работы отечественного спутникового комплекса ГЕО-ИК (Геодетический исследовательский комплекс), для реализации которого в период с 1981 по 1994 гг. на орбите с высотой в апогее 1540 км последовательно работало 13 спутников. На базе спутниковой модели ГПЗ.36, с использованием дополнительных АСТ в виде сети из трапеций с шагом 1', методом приближений была рассчитана модель ГПЗ.200 с 200 коэффициентами разложения геопотенциала [Непоклонов, 2009].

Российская глобальная модель ГАО-98 («Гравиметрия, альтиметрия, орбитальные измерения» – 360 гармоник поля) была получена в ЦНИИГАиК по данным низкоорбитальных миссий CHAMP и GRACE, а также данным морской гравиметрической базы GEODAS и данным альтиметрии [Демьянов и др., 1999].

Модель следующего поколения ГАО2012 (также 360 гармоник) включает спутниковый базис от более современных миссий GRACE и GOCE, альтиметрические данные (GEOSAT и ERS-1), набор инструментальных площадных и маршрутных измерений различного масштаба и данные об осредненных высотах рельефа [Демьянов и др., 2012; Demianov et al., 2012; Горобец и др., 2016]. Для синтеза разноточных данных при выводе ГАО2012 использовался алгоритм коррелятного уравнивания, который применяется в основном при уравнивании геодезических сетей [Мицкевич и др., 2009]. Глобальная модель ГАО2012 в международном формате ICGEM представлена в свободном доступе на официальном веб-ресурсе Федерального научно-технического

центра геодезии, картографии и инфраструктуры пространственных данных Росреестра: <https://cgkipd.ru/opendata/gao2012>.

Анализ представительности этой модели проводится, например, в работе [Конешов, Непоклонов, 2018] – для двух полярных районов в радиусе 1000 км от Северного и Южного полюсов выполнено ее сравнение с 8 другими глобальными моделями ГПЗ, среди которых EGM2008, семейство моделей EIGEN-6C, GECO и др. Авторами выполнены сравнения модельных высот квазигеоида (ВКГ) и АСТ по их граничным значениям (Min, Max), среднему ( $\mu$ ) и стандартному ( $\sigma$ ) отклонениям, а также сопоставление обзорных карт указанных параметров в полярной стереографической проекции. Кроме того, авторами статьи был выполнен статистический анализ в контрольных наборах точек. Полученные оценки приведены в таблице 2.2. Исследования показали, что для модели ГАО2012 характерно наличие более заметных шумовых компонент и значительных отклонений в высокостепенных гармониках аномального поля в районе Южного полюса. Это позволило сделать заключение о необходимости обновления каталогов средних аномалий силы тяжести по стандартным географическим трапециям 30'×30' (по возможности детальнее) в полярных районах с использованием новых данных космической геодезии, аэрогравиметрии, зарубежных и отечественных баз данных, а также современных цифровых моделей рельефа.

Таблица 2.2 — Статистические характеристики модельных значений ВКГ и АСТ (из работы [Конешов, Непоклонов, 2018])

| Модель                 | ВКГ, м |       |        |          | АСТ, мГал |       |       |          |
|------------------------|--------|-------|--------|----------|-----------|-------|-------|----------|
|                        | Min    | Max   | $\mu$  | $\sigma$ | Min       | Max   | $\mu$ | $\sigma$ |
| Район Северного полюса |        |       |        |          |           |       |       |          |
| EGM2008                | –2,04  | 37,96 | 13,97  | 9,18     | –177,1    | 160,6 | 7,2   | 26,9     |
| EIGEN-6C4              | –2,08  | 37,96 | 13,97  | 9,19     | –176,3    | 159,0 | 7,3   | 27,1     |
| GECO                   | –2,06  | 37,90 | 13,97  | 9,18     | –177,3    | 156,8 | 7,3   | 27,0     |
| ГАО-2012               | –2,38  | 38,33 | 13,98  | 9,18     | –171,7    | 158,8 | 7,4   | 29,4     |
| Район Южного полюса    |        |       |        |          |           |       |       |          |
| EGM2008                | –52,64 | 9,24  | –24,29 | 15,26    | –85,5     | 74,9  | –9,0  | 25,0     |
| EIGEN-6C4              | –52,70 | 9,08  | –24,29 | 15,26    | –91,6     | 70,4  | –9,0  | 25,1     |
| GECO                   | –52,83 | 8,99  | –24,29 | 15,27    | –98,2     | 71,6  | –9,0  | 26,8     |
| ГАО-2012               | –53,50 | 9,83  | –24,30 | 15,29    | –283,1    | 256,0 | –9,2  | 43,0     |

Вместе с тем разрешения в 360 гармоник недостаточно для эффективного решения широкого круга практических и научных задач. Поэтому ниже рассмотрены ультравысокостепенные глобальные модели геопотенциала, характеризующиеся значительно большей детальностью представления аномального поля.

## **2.2. Современные комбинированные ультравысокостепенные модели гравитационного поля Земли: состояние, перспективы, источники данных и их структура**

### **2.2.1. Комбинированные ультравысокостепенные модели ГПЗ**

Современные спутниковые океанографические и климатические миссии, такие как CryoSat-2 (запуск в 2010 году), Jason-1 (запуск в 2001 году), Envisat (запуск в 2002 году), Sentinel-3A, B (запуски в 2016 и 2018 годах соответственно) и другие, обеспечены комплексом нового высокоточного измерительного оборудования [Романов, 2019]. На момент написания диссертации на орбите Земли находится около 10 активных альтиметрических спутников. Спутниковые интерферометры, радары-альтиметры и спектрометры с высокой частотой опроса и высокой разрешающей способностью, в том числе работающие в режиме синтезированной апертуры (SAR), позволили получить более точные данные о топографии поверхности и динамике Мирового океана. Анализ этих данных позволил улучшить альтиметрическую модель геопотенциала в Мировом океане до разрешения в 7 км и заявленной точности от 1 мГал. Комбинированная модель Sandwell and Smith (SS), разработанная Д. Сандвеллом и У. Смитом [Sandwell et al., 2006; Sandwell, Smith, 2009], содержит данные об аномалиях ГПЗ, полученных в океанах из альтиметрических миссий Envisat, CryoSat-2 и Jason-1, а над сушей – также из глобальной модели EGM2008. Наиболее актуальная версия комбинированной модели SS публикуется на сайте Института океанографии Скрипса (Университет Калифорнии); в настоящее время на веб-ресурсе [https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi) доступны глобальные модели топографии V19.1 и ГПЗ V32.1. Самая новая на момент работы над диссертацией, версия модели SS v32.1 была доступна с осени 2020 года.

В подобных моделях серии DTU Датского технологического университета [Andersen, Knudsen, 2019], вычисленных также по альтиметрии Мирового океана, учтены продолжительные спутниковые океанографические измерения и включены данные новых спутниковых миссий (Sentinel и Saral/Altika), а также расширенный набор инструментальных морских и аэрогравиметрических измерений, особенно в полярных регионах. Модель DTU-17 доступна в виде цифровой матрицы (грида) с разрешением в 1' [Andersen, Knudsen, 2019]. В 2021 году была опубликована последняя версия модели семейства DTU – DTU21. Данная модель распространяется сотрудниками Датского технологического университета по запросам.

В 2020 г. была анонсирована новая перспективная ультравысокостепенная модель ГПЗ EGM2020. Для модели были заявлены такие же структура и разрешение, как и для

предыдущей модели EGM2008 – степень 2190 и порядок 2159 [Barnes, 2019]. Спутниковым базисом для EGM2020 должна была стать модель GOCO06S (2019 г., 300 гармоник). Для улучшения качества высокочастотных данных планировалось привлечь значительный массив современных аэрогравиметрических съемок по всему миру, в том числе в высокогорных районах. Для акваторий Мирового океана в EGM2020 предполагалось включение комбинации из альтиметрических моделей DTU и SS. Однако к моменту завершения данной диссертационной работы (2025 - 2026 годы) новой информации об открытой публикации модели EGM2020 не имеется. Основные из имеющихся на сегодняшний день глобальных ультравысокостепенных моделей приведены в таблице 2.3.

Таблица 2.3 — Современные ультравысокостепенные глобальные модели ГПЗ, дополненная таблица из работы [Дробышев и др., 2018]

| Год                  | Модель ГПЗ                                 | Степень разложения                                                       | Разработчик                                                                                                         | Источники данных                                                                                 |
|----------------------|--------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 2008                 | EGM2008                                    | 2190                                                                     | National Geospatial Intelligence Agency, USA [Pavlis et al., 2012]                                                  | GRACE<br>Спутниковая альтиметрия<br>Гравиметрические съемки<br>NGA                               |
| 2014                 | EIGEN-6C4                                  | 2190                                                                     | GFZ Helmholtz Centre Potsdam, Germany [Förste et al., 2014]                                                         | LAGEOS, GRACE, GOCE<br>Спутниковая альтиметрия<br>Гравиметрические съемки<br>NGA                 |
| 2015                 | GECO                                       | 2190                                                                     | Geomatics Research & Development, Italia [Gilardoni et al., 2016]                                                   | GOCE<br>EGM2008                                                                                  |
| 2017<br>2021         | DTU-17<br>DTU-21                           | Представлена в виде глобальной цифровой матрицы (грида) с разрешением 1' | Technical University of Denmark [Andersen et al., 2019]                                                             | EGM2008<br>Альтиметрия по данным океанографических миссий                                        |
| 2018<br>2020<br>2026 | SGG-UGM-1<br>SGG-UGM-2<br>WHU-CASM-UGM2025 | 760, 5500, 2190, 11000                                                   | National Administration of Geodesy, Cartography and Geoinformation of China [Liang et al., 2018] [Liu et al., 2026] | GOCE<br>EGM2008<br>XGM2019e<br>SSv32<br>DTU17GRA<br>EHFM_Earth_7200                              |
| 2019<br>2020         | SSv28<br>SSv32                             | Представлена в виде глобальной цифровой матрицы (грида) с разрешением 1' | Scripps Institution of Oceanography [Sandwell et al., 2019]                                                         | EGM2008<br>Альтиметрия по данным океанографических миссий                                        |
| 2019                 | XGM2019e                                   | 2190, 5540                                                               | National Geospatial Intelligence Agency, USA [Zingerle et al., 2019b, 2020]                                         | GRACE, GOCE<br>Спутниковая альтиметрия<br>Гравиметрические съемки<br>NGA<br>Топография EARTH2014 |

### 2.2.2. Перспективы дальнейшего развития ультравысокоспешенных моделей ГПЗ

Развитие спутниковой гравиметрии напрямую связано с технологическим прогрессом в космической отрасли и освоении околоземного пространства. На рисунке 2.6 схематически показан рост разрешения моделей, построенных спутниковыми методами, за все время развития этих методов.

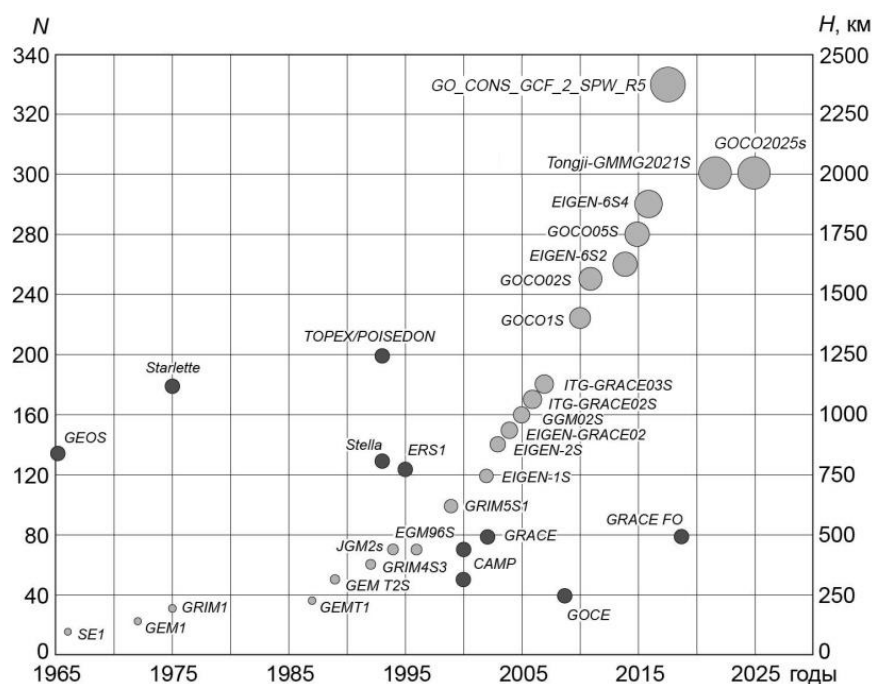


Рисунок 2.6 — Разрешение спутниковых моделей (светлые кружки, размер которых пропорционален количеству коэффициентов сферических гармоник  $N$ , шкала слева) и высоты орбит некоторых основных геофизических спутников и миссий (темные кружки, шкала справа)

Возможности спутникового метода в настоящее время определяются точностью орбитального позиционирования (фактор 1), высотой орбиты (фактор 2) и инструментальным учетом негравитационных возмущений (фактор 3). Значительный рост точности и детальности моделей связан со специальными низкоорбитальными геофизическими миссиями, использующими для определения фактических траекторных параметров режимы слежения «спутник – спутник». Комплексный учет основных влияющих на точность перечисленных факторов 1–3 при реализации геофизических миссий, направленных на определение параметров гравитационного поля Земли, может обеспечить максимальное разрешение спутниковой модели до 330 сферических гармоник, что примерно соответствует пространственному разрешению полуволн аномалий в 60 км.

Точность таких наблюдений зависит также от их продолжительности. Как было упомянуто в разделе 2.1, в настоящее время реализуется миссия GRACE-FO, повторяющая траекторию оригинальной миссии GRACE. Одной из основных задач этой

миссии является выявление глобальных вариаций гравитационного поля, но при этом полученные данные обязательно будут использоваться для уточнения поля в средних степенях гармоник и, соответственно, для вычисления новых улучшенных спутниковых моделей. Наиболее перспективные направления повышения точности и детальности спутниковых определений могут быть реализованы в перспективной миссии NGGM (Next Generation Gravity Mission), предполагающей две пары сдвоенных спутников на полярной и наклонной орбитах [Hauk, Pail, 2018]. Также с 2017 по 2019 гг. проводился эксперимент японского космического агентства по выводу на ультранизкую орбиту (менее 200 км) спутника SLATS (Super Low Altitude Test Satellite). В перспективе низколетящие спутники могут также применяться для определения параметров гравитационного поля с высокой детализацией выявленных аномалий.

Точность и детальность комбинированной модели ГПЗ в Мировом океане во многом обусловлены с возможностями метода альтиметрии и его дальнейшим развитием. Одним из наиболее технологичных альтиметрических ИСЗ на момент написания работы является спутник SWOT (Surface Water and Ocean Topography) (запуск в 2022 году) [Morrow et al., 2019]. SWOT использует радарный интерферометр Ка-диапазона (KaRIn), включающий две антенны на концах 10-метровой штанги, что позволяет сканировать поверхность сразу в двух широких полосах по 50 км каждая. Это дает двумерную карту высоты поверхности, а не просто линию. Такой подход позволил получить максимальную по сравнению с аналогами разрешающую способность в 500 метров.

Отдельными вопросами являются математические методы синтеза разноточных и разнородных данных и порядок вычисления окончательных моделей. В условиях будущего увеличения детальности моделей востребованными являются методы оптимизации вычислений, например, способ блочного разбиения нормальных уравнений с их последующим параллельным решением [Жаров, Зотов, Пасынок, 2024].

Область применения моделей ГПЗ для решения практических задач определяется достоверностью данных об аномалиях поля в средних и коротких длинах волн аномалий. Разные источники информации в современных моделях создают региональную зависимость, несмотря на стремление разработчиков к равномерному пространственному распределению точности. При этом на практике модели наиболее востребованы именно в труднодоступных регионах Земли. Оценки компетентных пользователей моделей ГПЗ представляют собой важный инструмент выявления погрешностей; они необходимы для развития различных методов гравиметрии и способов объединения получаемых данных в достоверные модельные решения.

### 2.2.3. Структура данных современной комбинированной модели

Современная глобальная модель ГПЗ является комбинированным решением, то есть содержит данные от разнородных и разноточных источников. Обзорная схема структуры модели представлена на рисунке 2.7.

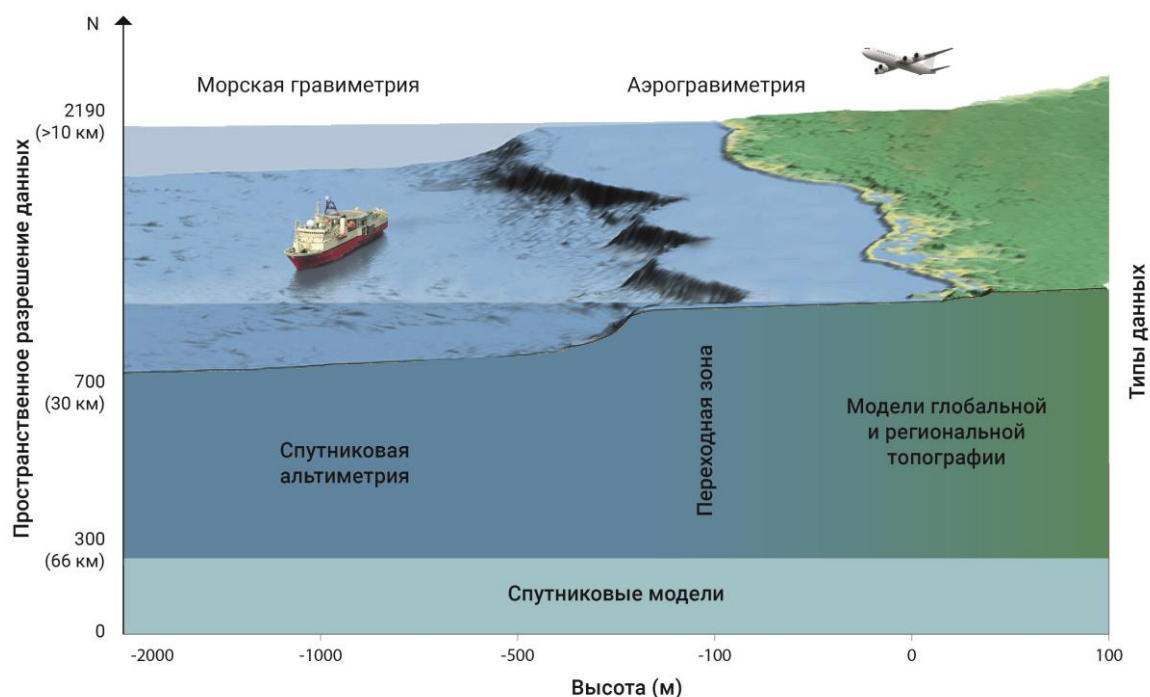


Рисунок 2.7 — Структура и разрешение данных современной комбинированной модели. По вертикальной оси N – максимальное число гармоник, в скобках – соответствующее им пространственное разрешение модели [Михайлов и др., 2020]

В основе ультравысококачественной комбинированной модели, как правило, находится спутниковая модель, полученная средствами слежения за орбитальным движением геофизических спутников и с привлечением негравитационных измерений на самом спутнике. Такая базовая модель имеет разрешение до 300 гармоник ( $\approx 66$  км) и отвечает в комбинированной модели за представление глобальных и региональных особенностей геоида, при этом данные модели не отражают локальных аномалий, связанных с формами рельефа, даже если полушария таких аномалий приближаются к разрешающей способности самих спутниковых моделей. Высоты специальных геофизических спутников варьируются от 250 км до 5000 км над поверхностью Земли и схематически были показаны выше на рисунке 2.6.

В средних частотах, от 300 до 700 гармоник (66-30 км), комбинированная модель содержит:

➤ На акваториях Мирового океана и крупнейших внутриконтинентальных водоемах - данные спутниковой альтиметрии. Спутниковая альтиметрия относится к



одному из активных методов дистанционного зондирования поверхности с борта космического аппарата. По времени возврата зондирующего радиоимпульса рассчитывается расстояние от спутника до подстилающей поверхности, что позволяет определить высоту морской поверхности. Высоты орбит океанографических спутников, реализующих метод альтиметрии над акваториями, обычно находятся в диапазоне от 700 до 1500 км над поверхностью Земли.

➤ Над континентами для получения данных об аномалиях гравитационного поля в более высоком разрешении используются глобальные и региональные модели рельефа, полученные средствами дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), не связанными со спутниковой гравиметрией. Это, в первую очередь, радарная съемка SRTM (выполнялась с борта шаттла «Endeavour» в 1997 году с высоты порядка 250 км), а также лидарные съемки, оцифрованные топографические карты и т.д. Аномалии силы тяжести над сушей определяются методом решения обратной задачи геофизики. Точность выделенных таким образом аномалий на порядок ниже, чем полученных в Мировом океане с помощью спутниковой альтиметрии.

При создании глобальной ультравысококачественной модели разработчики также включают в нее данные морских и аэрогравиметрических съемок, имеющихся в их распоряжении. При этом на акваториях обычно приоритет имеют морские профильные и площадные съемки, а аэрогравиметрические измерения используются как контрольные для оценки полученного окончательного модельного решения после объединения всех данных. В труднодоступных регионах имеющиеся аэрогравиметрические измерения также включаются в окончательное комбинированное решение (например, в Антарктиде [Scheinert et al., 2016]).

Таким образом, современная модель ГПЗ имеет разную точность и разрешение в разных частотных диапазонах. Однако развитие инструментов и методов, а также увеличение общего количества спутниковых и инструментальных измерений повышает достоверность и точность данных в каждой компоненте и, как следствие, общую точность комбинированных моделей, а значит, расширяет возможности их использования. Так, например, комбинация новых орбитальных данных с данными, полученными ранее, позволяет избежать ошибок определений, выполнить выбраковку и ограничить появление в модели ложных или недостоверных аномалий.

Структура современной модели определяет порядок сбора данных и разработки комбинированной глобальной модели. Схематично процедура разработки типовой комбинированной глобальной модели ГПЗ представлена на рисунке 2.8.



Рисунок 2.8 — Типовая структура разработки комбинированной ультравысокостепенной модели ГПЗ

Как было показано в разделе 2.2.1, орбитальные данные используются для построения спутниковой модели, как правило, обозначаемой буквенным кодом «S» – «Satellite» («Спутниковая»). Разрешение такой модели обычно ограничено 70-ю гармоническими коэффициентами. После включения в «Спутниковую» модель данных о гравитационном поле в высоком разрешении (альтиметрической и инструментальной информации) вычисляется комбинированная модель, уже обозначаемая буквенным кодом «C» - «Combined» («Комбинированная») [Bouman, Bosh, Sebera, 2011]. После этого полученное решение тестируется самими разработчиками на контрольных данных в различных регионах Земли. Затем готовое решение в виде набора коэффициентов или геопространственной матрицы (грида) предлагается широкому кругу пользователей, которые используют новую модель в своих задачах, получая, в том числе, оценки достоверности вновь созданной глобальной модели ГПЗ.

Показанный рост детальности глобальных моделей ГПЗ позволяет применять их для решения некоторых задач, при этом экономическая перспективность использования моделей вместо инструментальных съемок не вызывает сомнений. Однако большое значение приобретают методически правильные оценки точности модельных данных перед их дальнейшим использованием. Оценки должны выполняться с учетом как характера и масштаба решаемых задач, так и структуры самого гравитационного поля на исследуемой территории.

### 2.3. Основные источники ошибок в модельных данных

Для получения данных о высокочастотной составляющей ГПЗ, наиболее полезной при решении практических задач, на акваториях применяется метод спутниковой альтиметрии, основанный на высокоточном (до первых сантиметров) измерении положения невозмущенной водной поверхности с помощью установленных на спутниках радиолокаторов [Лебедев, 2013]. Практические работы по первой реализации альтиметрии начались в 1985 году с запуска спутника GEOSAT, а в настоящее время альтиметрия является основным методом детального определения АСВ в Мировом океане. Альтиметрия косвенно определяет значения силы тяжести, измеряя изменения высоты геоида. При реализации способа выполняются наблюдения непосредственно на поверхности моря, на сравнительно небольшом удалении от источников аномалий ГПЗ, создающих вариации гравитационного поля с длиной полуволн от 5 до 100 км.

Альтиметрия определяет превышения морской поверхности над референц-эллипсоидом путем измерения расстояния между спутником и поверхностью с помощью радиовысотомера с учетом вычисления высоты спутника в момент измерения. Различия в плотности коры приводят к местным аномалиям силы тяжести и влияют на топографию морской поверхности. Морская поверхность, являясь эквипотенциальной, всегда ортогональна направлению силы тяжести так, что ярко выраженная положительная АСВ коррелирует с поверхностью воды, создавая подобие «холма» (рисунок 2.9).

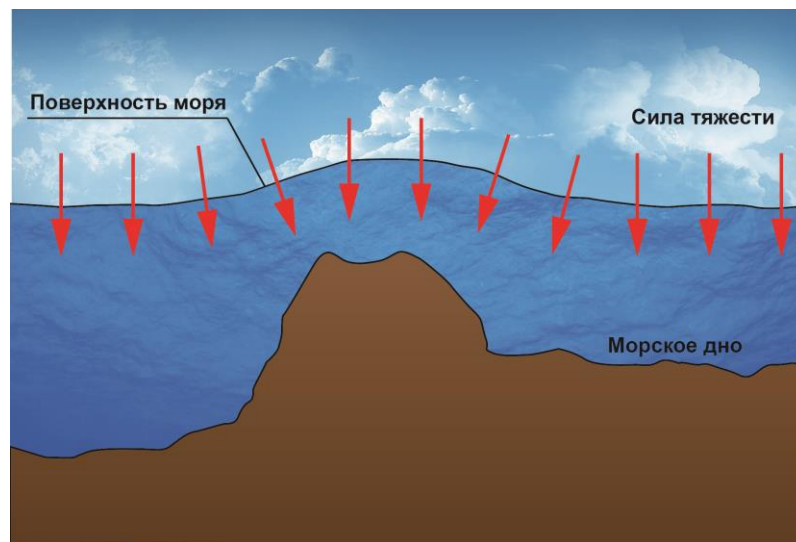


Рисунок 2.9 — Формирование геоида в океане [Дробышев и др., 2018]

#### 2.3.1. Общий принцип спутниковой альтиметрии

Высота поверхности моря относительно референц-эллипсоида может быть описана простым выражением:

$$h = N + \zeta + e, \quad (2.3)$$

где  $N$  – превышение геоида над референц-эллипсоидом;  $\zeta$  – топография морской поверхности;  $e$  – ошибки измерений.

Поверхность геоида может быть представлена длинноволновой составляющей, определяющей уровень геоида относительно референц-эллипсоида в глобальных масштабах  $N_{ref}$  и вариациями его высоты  $\Delta N$ .

Уровень поверхностей морей и океанов не всегда совпадает с поверхностью геоида [Andersen, Knudsen, 2009]. Так, вторую составляющую  $\zeta$  в (2.3) можно дополнительно разделить на средний динамический уровень моря (Mean Dynamic Topography – MDT)  $\zeta_{MDT}$  и колебания поверхности  $\zeta(t)$ . Колебания поверхности океанов весьма разнообразны. Среди них можно выделить три основные группы. К первой группе относятся колебания приливного характера - океанические приливы и приливы в твердой Земле. Ко второй, наиболее многочисленной группе, относят эффекты атмосферного происхождения: вследствие изменения давления, вызывающего изменения положения уровня по принципу «обратного барометра», и ветров, с которыми связаны ветровые волны, сгонно-нагонные явления и дрейфовые течения. Косвенное влияние атмосферы на положение уровня заключается в ее теплообмене и массообмене с океаном, которые определяют соленость, плотность поверхностных вод и структуру термоклинной океанической циркуляции, которая проявляется в виде динамического рельефа поверхности. Третья группа – колебания уровня, связанные с «твердой Землей». Сюда относятся волны цунами, медленные колебания уровня, связанные с изменением ротационного режима Земли.

Таким образом, выражение (2.3) можно представить как:

$$h = N_{ref} + \Delta N + \zeta_{MDT} + \zeta(t) + e \quad (2.4)$$

Основной величиной, необходимой для вычисления аномалий силы тяжести в (2.4) является  $\Delta N$ , а все факторы, входящие в  $\zeta(t)$ , искажают результаты спутниковых альтиметрических измерений при их интерпретации в задачах изучения фигуры геоида и ГПЗ. Приливы могут быть достаточно точно учтены при обработке измерений спутникового радиовысотомера с помощью специального ПО, но только в глубоководной части акватории Мирового океана [Гусев, Лебедев, Жуков, 2024]. Наиболее детальной и точной является модель динамики приливов, записанных с учетом придонного и горизонтального турбулентного трения, статического эффекта земных приливов и эффектов нагрузки, а также «самопритяжения» океанских и земных приливов. Точность расчета гармонических постоянных уровня на сетке с угловым разрешением в  $1^\circ$  для прилива в районе экватора составляет 5 см.

Поэтому, принимая во внимание техническую сложность точного учета всех составляющих в (2.4), можно предположить, что  $N_{ref}$ ,  $\zeta_{MDT}$  и  $\zeta(t)$  имеют длинноволновый характер и не изменяются между соседними альтиметрическими пунктами  $h_i$  и  $h_j$ . Следовательно, разница высот геоида между этими пунктами равна уклону вариации высоты геоида вдоль траектории движения альтиметрического спутника:

$$h_i - h_j \approx \Delta N_i - \Delta N_j + e \approx dN + e, \quad (2.5)$$

Для дальнейшего вычисления АСВ может быть использовано несколько подходов, но наиболее широко при вычислении современных глобальных моделей применяется метод коллокаций и наименьших квадратов (КНК), в котором приближенное решение определяется из условий удовлетворения уравнению в некоторых заданных точках из области решения задачи. Метод КНК позволяет по одному набору входящих данных определить как искомые компоненты сигнала (аномалию силы тяжести), так и ошибку их определения [Knudsen, 1993].

Вариации высот геоида можно выразить через линейную функцию аномального потенциала  $T$  поля силы тяжести:

$$N = L_N(T) = \frac{T}{\gamma}, \quad (2.6)$$

где  $\gamma$  – значение нормальной силы тяжести.

Аномальный потенциал  $T$  представляет собой гармоническую функцию, вне масс удовлетворяющую уравнению Лапласа:

$$\Delta T = \frac{d^2 T}{d^2 \varphi} + \frac{d^2 T}{d^2 \lambda} + \frac{d^2 T}{d^2 r} = 0, \quad (2.7)$$

где  $\varphi$ ,  $\lambda$ ,  $r$  – сферические координаты.

Аномалия силы тяжести функционально связана с аномальным потенциалом через:

$$\Delta g = L_{\Delta g}(T) = -\frac{dT}{dr} - 2\frac{T}{r}, \quad (2.8)$$

Из (2.6) и (2.7) следует, что аномалия силы тяжести связана с локальным наклоном геоида  $dN$  и его компонентами, которые как раз могут быть определены методом спутниковой альтиметрии.

Согласно методике КНК аномалия силы тяжести  $\Delta g$  вероятностно вычисляется по данным альтиметрически определенных вариаций высот геоида:

$$\Delta g = C_{\Delta g \Delta N}(C_{\Delta N \Delta N} + D_{\Delta N \Delta N})^{-1} \Delta N, \quad (2.9)$$

или по данным уклонов вариаций высот  $dN$ :

$$\Delta g = C_{\Delta g dN}(C_{dN dN} + D_{dN dN})^{-1} dN, \quad (2.10)$$

Соответствующие оценки апостериорной ковариации вычисляются для вариаций высот геоида:

$$\sigma_{\Delta g \Delta g} = C_{\Delta g \Delta g} - C_{\Delta g \Delta N} (C_{\Delta N \Delta N} + D_{\Delta N \Delta N})^{-1} C_{\Delta g \Delta N}^T, \quad (2.11)$$

или же для уклонов высот:

$$\sigma_{\Delta g \Delta g} = C_{\Delta g \Delta g} - C_{\Delta g \Delta N} (C_{\Delta N \Delta N} + D_{\Delta N \Delta N})^{-1} C_{\Delta g \Delta N}^T, \quad (2.12)$$

где  $C$  – ковариационные матрицы;  $D$  – ковариационные матрицы, содержащие дисперсии шума.

При вычислении глобальных моделей ГПЗ элементы ковариационных матриц  $C$  и  $D$  обычно вычисляются с помощью специального программного обеспечения, например GravSoft [Forsberg, Tscherning, 2008] или аналогичных по функционалу программ.

При комплексной обработке наборов альтиметрических измерений могут вычисляться не только элементы  $\Delta g$  и  $\Delta N$ , но и топографическая составляющая  $\zeta_{MDT}$ . Поэтому часто глобальная модель гравитационного поля и глобальная модель топографической поверхности Мирового океана создаются одновременно при накоплении новых наборов актуальных альтиметрических данных. Например, модели DTU21 GRA (аномалий гравитационного поля) и DTU21 MSS (среднего уровня поверхности моря) [Andersen et al., 2023].

### 2.3.2. Разрешающая способность альтиметрических измерений

Разрешение спутниковой альтиметрии зависит от ряда факторов. Два основных – собственное разрешение альтиметрического измерения, определяемое диаметром пятна облучения поверхности акватории, и плотность покрытия поверхности Мирового океана.

Измеритель альтиметрического спутника представляет собой трассовый радиолокационный альтиметр (или радиолокационный дальномер), время задержки радиолокационного сигнала от которого определяет высоту полета носителя относительно подстилающей поверхности. Размер области на поверхности акватории, облучение которой потенциально возможно при ее зондировании в надир, определяется следом диаграммы направленности антенны альтиметра [Пустовойтенко, Запелов, 2012].

След диаграммы направленности на поверхности представляет собой круг с диаметром  $D$ . Диаметр пятна облучаемой поверхности может быть определен как:

$$D = \theta \cdot h, \quad (2.13)$$

или как:

$$D = 2h * tg\left(\frac{\theta}{2}\right), \quad (2.14)$$

где  $\theta = \lambda / d$  – угол расхождения зондирующего луча;  $\lambda$  – длина волны;  $d$  – диаметр спутниковой антенны;  $h$  – высота спутника.

Например, при длине волны 2,17 см и диаметре антенны 66 см ширина диаграммы направленности составляет 1,88°. Высота орбиты спутника GEOSAT составляет 800 км, а

TOPEX/POSEIDON – 1336 км. Следовательно, диаметр пятна облучения на поверхности океана составляет для них 26,6 км и 44,3 км соответственно.

Формирование радиолокационного сигнала начинается в момент касания переднего фронта зондирующего импульса поверхности акватории в момент времени  $t_1$ . В момент времени  $t_2$  область поверхности достигает задний фронт импульса, при этом диаметр и площадь облучаемой области максимальны и, соответственно, максимальна мощность ответного сигнала. Это продолжается, пока след зондирующего импульса не выйдет за пределы следа диаграммы направленности на поверхности акватории или мощность ответного сигнала критически не уменьшится. Данная модель отражения может быть охарактеризована как «Френелевская модель» (дифракция Френеля), то есть в процессе отражения волны лишь небольшие участки волновой поверхности подвержены дифракции [Ландау, Лифшиц, 2003]. Это возможно в случае отражения сигнала от зеркальной поверхности. Однако поверхность акватории всегда отличается от идеальной зеркально-отражающей поверхности. В такой ситуации формирование полного зондирующего пятна невозможно, а отражение сигнала соответствует модели отражения Фраунгофера. В работе [Пустовойтенко, Запечалов, 2012] смоделировано формирование радиолокационного сигнала от взволнованной поверхности: с появлением крупных волн морская поверхность для альтиметрического сигнала превращается в совокупность зеркальных точек, которыми являются амплитудные пики крупных морских волн. При этом меняется и сам процесс формирования сигнала. Формирование переднего фронта сигнала начинается в момент контакта переднего фронта зондирующего импульса с наиболее высокой в этот момент волной, а завершается в момент касания «спада» зондирующего импульса наиболее низкой к этому моменту подошвы волны. На рисунке 2.10а показаны основные фазы формирования радиолокационного сигнала из работы [Пустовойтенко, Запечалов, 2012]. Форма сигнала, показанная на рисунке 2.10б, обычно именуется волновой формой Брауна и может быть описана шестью математически зависимыми друг от друга параметрами [Brown, 1977]. При этом авторы работы [Пустовойтенко, Запечалов, 2012] обращают внимание на две важные особенности:

1. При измерении возмущенной поверхности моря крутизна переднего фронта импульса альтиметрического радиолокационного сигнала *уменьшается*, по сравнению с более спокойной поверхностью.
2. При измерении возмущенной поверхности вместе с изменением крутизны переднего фронта импульса *увеличивается* размер области морской поверхности участвующей в его образовании  $D_{\text{спок}} \rightarrow D_{\text{возм.}}$

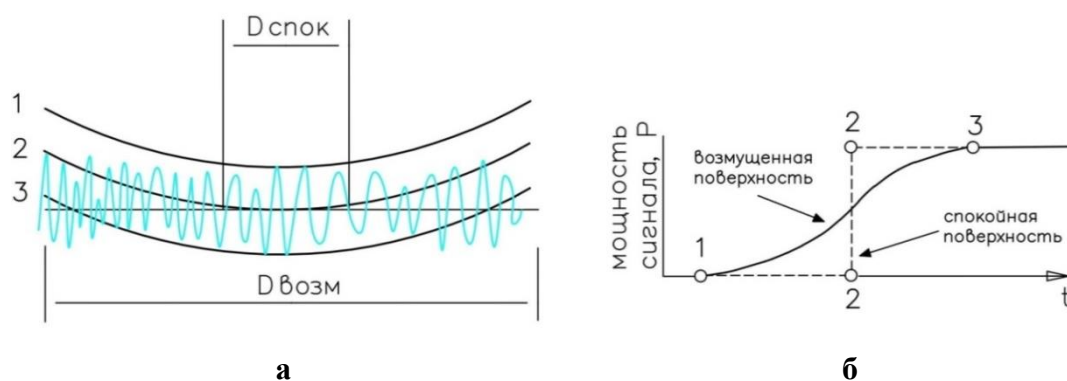


Рисунок 2.10 — Основные фазы формирования радиолокационного сигнала в океане: пересечение передним фронтом импульса первых вершин волн (1), пересечение импульсом среднего «спокойного» уровня моря (2), пересечение задним фронтом наиболее низких волновых подошв (3) (а); форма импульса сигнала для спокойной и возмущённой морской поверхности (б) [Пустовойтенко, Запёвалов, 2012]

Таким образом, при увеличении возмущения подстилающей поверхности уменьшается фактическая разрешающая способность отдельного альтиметрического измерения. Кроме того, область возмущенной поверхности моря является очень неоднородной и быстроменяющейся структурой, в то время как зондирование одним импульсом длится менее микросекунды. Поэтому для получения достоверных данных требуется накопительное усреднение множества зондирующих реализаций. На рисунке 2.11 показаны этапы изменения формы сигнала с увеличением количества реализаций и их осреднением.

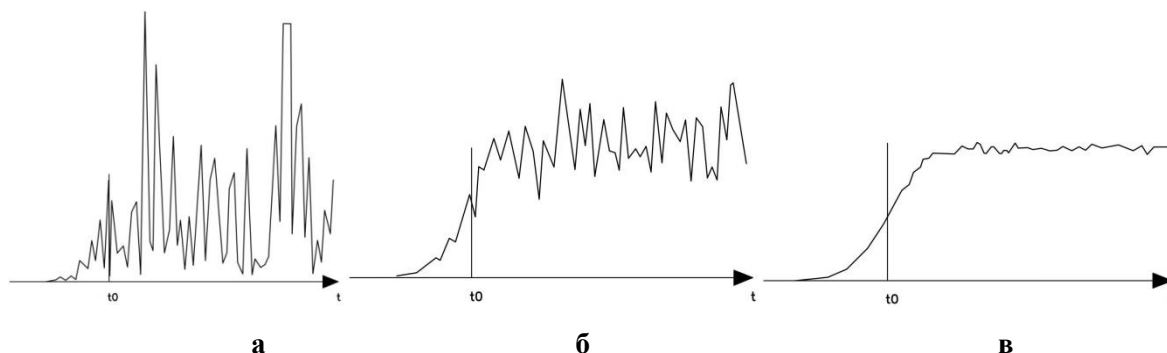


Рисунок 2.11 — Этапы изменения формы альтиметрического сигнала. Одна единичная реализация (а); 25 реализаций (б); 1000 реализаций (в) [Пустовойтенко, Запёвалов, 2012]

Из рисунка 2.11 следует, что при накоплении реализаций уменьшается разрешающая способность альтиметрических измерений вдоль направления орбитального движения спутника [Пустовойтенко, Запёвалов, 2012]. Кроме собственно альтиметрических измерений, разрешение итоговой модели ГПЗ зависит от плотности покрытия данными. Альтиметрические спутники можно разделить на спутники с



постоянным покрытием (*Exact Repeat Missions – ERM*) и геодезические спутники (*Geodetic Mission – GM*). *ERM* отличаются периодическим повторением маршрутов (движение повторными изомаршрутными циклами) над определенными участками акватории, к ним относятся, например TOPEX/Poseidon, Jason-1, Jason-2, ERS-1,2, SWOT и т.п. Спутники *ERM* выполняют измерения в первую очередь в интересах океанографии, их данные используются для анализа периодических явлений, таких как приливы, сезонные изменения акваторий и т.д. Спутники *GM* выполняют измерения по разным траекториям относительно Земли, к ним можно отнести ERS-2, Geosat (в режиме *GM*), ICESat, CryoSat-2. Измерения спутников *GM* повторяются достаточно редко и имеют меньшее по сравнению с *ERM* пространственное разрешение по одному маршруту, а значит, они подвержены большему влиянию фактора текущего состояния подстилающей поверхности. При этом именно спутники типа *GM* создают сплошное покрытие Мирового океана альтиметрическими измерениями. Примеры покрытия акватории маршрутами различных спутниковых миссий из работы [*Geoid Determination...*, 2013] показаны на рисунке 2.12.

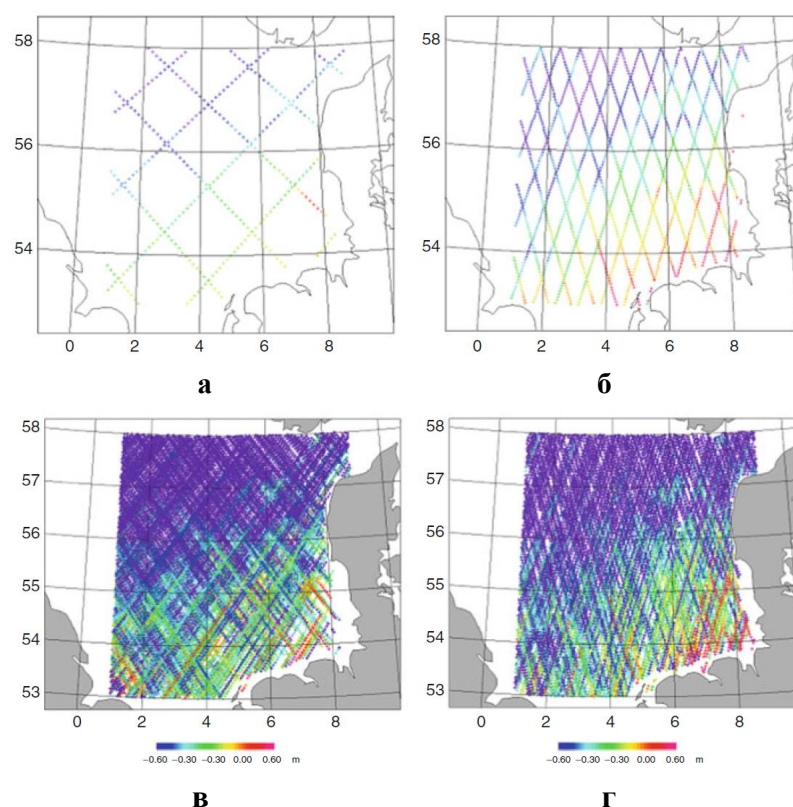


Рисунок 2.12 — Примеры покрытия акватории спутниковыми альтиметрическими измерениями. TOPEX/Poseidon, Jason (*ERM*) (а); ERS-1, ERS-2, Envisat (*ERM*) (б); Geosat (*GM*) (в); ERS-1 (*GM*) (г) [*Geoid Determination...*, 2013]

Качество подстилающей поверхности напрямую влияет на разрешающую способность локальной альтиметрии. Глобальная альтиметрия в виде готовых моделей топографической поверхности моря создается по данным более точных и детальных, но не

создающих сплошного покрытия спутников *ERS* и менее точных и менее детальных, но имеющих кратно большую снимаемую площадь спутников *GM*. Все эти накапливаемые во времени данные объединяются с помощью специальных математических аппаратов в различные глобальные решения. При этом сами подходы к комплексированию и обработки этой разноточной информации обуславливают погрешности, которые, в свою очередь, проявляются и в таких продуктах, использующих глобальную альтиметрию, как глобальные комбинированные модели ГПЗ.

### 2.3.3. Составляющие погрешности спутниковой альтиметрии

Так как основной массив модельных данных на высоких частотах полуволн аномалий (менее 30 км) получен методом спутниковой альтиметрии, рост СКО моделей ГПЗ на градиентных участках поля является следствием особенностей этого метода и его обработки. Погрешность определения АСВ методом спутниковой альтиметрии можно разделить на суммарную погрешность единичного определения и погрешности их последующей обработки. Согласно [Andersen, 2013], погрешность одного альтиметрического определения включает следующие составляющие:

$$e = e_{orbit} + e_{range} + e_{retrack} + e_{tides} + e_{environment} + e_{noise}, \quad (2.15)$$

где  $e_{orbit}$  – погрешность эфемерид спутников,  $e_{range}$  – погрешность дальномерного определения,  $e_{retrak}$  – погрешность сходимости повторных измерений,  $e_{tides}$  – погрешность учета приливного эффекта,  $e_{environment}$  – погрешность отражения сигнала от поверхности,  $e_{noise}$  – фоновый шум измерений.

Первая группа погрешностей ( $e_{orbit}$ ,  $e_{range}$ ,  $e_{retrak}$ ) определяет общую точность метода, а вторая ( $e_{tides}$ ,  $e_{environment}$ ,  $e_{noise}$ ) обуславливает его региональную неравноточность и пространственные ограничения.

Ошибка определения локальных уклонов геоида в такой ситуации определяется как:

$$e_{12} = \frac{\sqrt{e_1^2 + e_2^2}}{d}, \quad (2.16)$$

где  $e_1$ ,  $e_2$  – СКО определения отметок морской поверхности  $h_1$  и  $h_2$  в точках 1 и 2 соответственно;  $d$  – расстояние между точками 1 и 2.

Согласно [Sandwell, Smith, 2005], ошибка определения  $e_{12}$  в 1 радиан приводит к ошибке в данных об АСВ до 1 мГал. Однако повторное отслеживание более ранних альтиметрических данных может повысить их точность до 60%, что, в свою очередь, повышает точность составляющей  $e_{range}$  в выражении (2.15) до 38% [Sandwell, Smith, 2005].

Повышение точности  $e_{range}$  и, вместе с ней, всего выражения (2.16) напрямую связано с повышением точности и разрешающей способности итоговой модели ГПЗ. Возможности повторного отслеживания имеющихся спутниковых альтиметрических данных ограничены, однако, увеличение общего спутникового покрытия за счет появления новых альтиметрических миссий, рост точности и разрешающей способности новых спутниковых дальномеров (типа SWOT) все равно приводят к постепенному увеличению точности альтиметрических данных и, как следствие, новых глобальных моделей ГПЗ на акваториях.

Кроме того, в получаемых альтиметрических данных всегда присутствует шум из-за неучтенных вариаций прилива, изменчивости морской поверхности и других факторов (к глобальным факторам, например, можно отнести остаточные ошибки определения орбитального движения спутника). Данный шум обычно характеризуется как белый. Для его подавления используются специально разработанные фильтры, учитывающие спектральную плотность мощности сигнала от искомых аномалий ГПЗ. Предполагается, что плотность мощности спектра геоида подчиняется степенному закону так называемого правила Каулы [Kaula, 2000]. Общий смысл правила заключается в том, что спектр мощности высоты геоида уменьшается как радиальное волновое число  $k^{-4}$ . Таким образом, с помощью известной в теории рядов Фурье теоремы о выборке возможно построить алгоритм аналитического определения взаимных ковариационных функций между заданными точечными и искомыми, усредненными по сферическим ячейкам, значениями вторых производных геопотенциала. Полученные функции позволяют впоследствии реализовать метод КНК для выполнения первичной обработки результатов спутниковой *градиентометрии* [Сугаипова, 2018]. Последнее справедливо и для обработки спутниковой альтиметрии.

В общем виде, с учетом правила Каулы, принцип фильтрации модельных аномалий можно представить как [Forsberg, Solheim, 1988]:

$$F(\Delta G) = \frac{k}{1+ck^4} F(N), \quad (2.17)$$

где  $c$  – эмпирический параметр фильтрации, во многом определяющий фактическое региональное и локальное разрешение итоговых модельных данных ГПЗ;  $k$  – радиальное волновое число. Этот параметр выбирается для некоторого региона, определенный с учетом локальных характеристик гравитационного поля и оценочной величины шумов в данных.

В работе [Andersen, 2013] приведено несколько примеров вычисления глобальных и региональных моделей ГПЗ по альтиметрическим данным. В одном из таких примеров описано вычисление глобальной модели DNSC08GRA и показано используемое пространственное распределение параметра  $c$ . На рисунке 2.13, взятом из работы [Geoid Determination..., 2013; Andersen, 2013], наглядно проиллюстрировано изменение ширины окна пространственной фильтрации данных с 5 до 16 км.

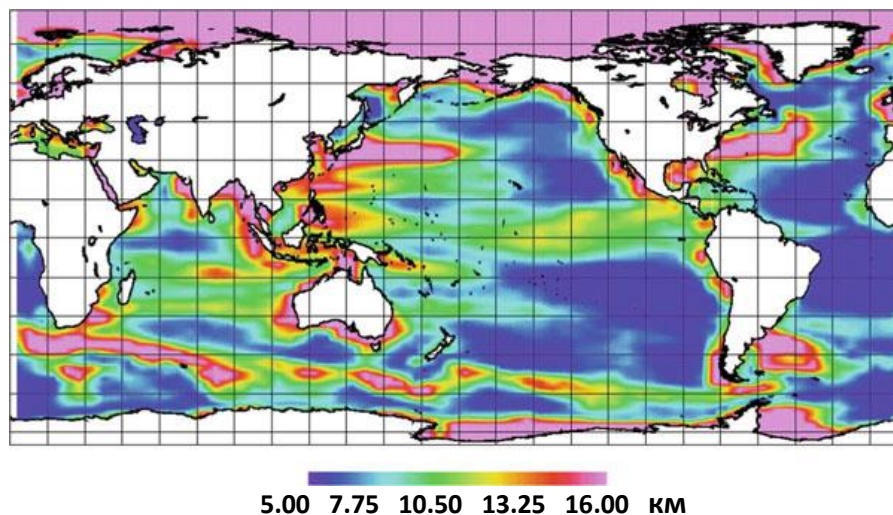


Рисунок 2.13 — Распределение ширины окна фильтрации альтиметрических данных при расчете модели ГПЗ DNSC08GRA [Geoid Determination ..., 2013]

В частности, из рисунка 2.13 следует, что некоторые области рифтогенеза, шельфовые области, континентальные склоны относятся к зонам максимальной фильтрации альтиметрических данных. Также к этой зоне относится весь арктический регион. Такое пространственное распределение параметров фильтрации аномалий во многом обуславливает одно из важных для практического использования свойств глобальной модели ГПЗ – пространственную неравноточность модельных АСВ в рамках одной модели.

#### 2.4. Способ априорного районирования модельного поля для выделения областей с ожидаемой повышенной погрешностью спутниковых методов (первое защищаемое положение)

На основании выражения (2.15) и рисунка 2.13 можно сделать вывод о пространственной неравноточности данных об АСВ Мирового океана в глобальных моделях ГПЗ, построенных на основе спутниковой альтиметрии. Так как объем альтиметрической информации постоянно растет и локальные альтиметрические измерения со временем учитывают различные характеры состояний подстилающих поверхностей, достоверность данных в новых альтиметрических решениях также

улучшается. Каждая вновь создаваемая модель ГПЗ, включающая новые наборы обработанных альтиметрических данных, будет наиболее заметно отличаться от предыдущих именно в региональной и локальной составляющих. На основании этого предположения целесообразно выполнить априорное районирование модельного поля для выделения областей с ожидаемой повышенной погрешностью спутниковых данных. Такой подход удобен тем, что может применяться в любой акватории Мирового океана без привлечения инструментальных съемок.

#### 2.4.1. Обновление и улучшение данных во вновь создаваемых глобальных моделях

Закономерно, что точность и достоверность новых альтиметрических решений возрастает по мере увеличения количества новых наборов спутниковых наблюдений. Это связано как с увеличением площадей повторного покрытия спутниками типа *GM*, так и с появлением новых спутниковых миссий, работающих в режиме *ERM*. Новые данные от спутников *GM* предоставляют более широкие сведения о региональном характере морской поверхности и позволяют получить более точную поправку за *MDT*. В то же время новые данные *ERM* позволяют оценить и пересчитать полученные ранее (особенно на ранних этапах) данные *GM*.

В работе [Andersen, 2013] показана оценка увеличения точности альтиметрических моделей ГПЗ в сравнении с более чем 300 тысячами отдельных инструментальных измерений в Северной Атлантике. Особенностью этого региона является наличие течения Гольфстрим, создающего стабильную сезонную помеху в вычисляемой динамической поверхности моря, которая, в свою очередь, оценивается в ошибку вычисления аномалии гравитационного поля величиной до 3 мГал. В результате данного исследования точность альтиметрических измерений в период с 1999 по 2008 год выросла на 20%. Некоторые результаты из [Andersen, 2013] приведены в таблице 2.4. Автором диссертационной работы данные в таблице 2.4 отсортированы по годам публикации моделей ГПЗ, а также дополнительно рассчитана нижняя статистическая строка внутренних отклонений.

Как видно из таблицы 2.4, точность новых моделей имеет тенденцию к росту. **Сравнение изменений в стандартных и максимальных отклонениях модельных АСВ от инструментальных позволяет сделать вывод, что в модельных данных имеются локальные области, где точность с добавлением новой альтиметрии возрастает значительно.** Эти области можно характеризовать как сложные для отдельных альтиметрических определений и содержащие повышенные составляющие погрешностей  $e_{tides}$ ,  $e_{environment}$ ,  $e_{noise}$  из выражения (2.15). В связи с этим в таких областях достоверность

даже новых альтиметрических данных об АСВ требует дополнительной инструментальной проверки.

Кроме того, необходимо отметить, что высокая точность модели EGM2008 в данном исследовании [Andersen, 2013] обусловлена тем, что большая часть инструментальных пунктов, использовавшихся для оценки, также использовалось при создании этой модели.

Таблица 2.4 — Сравнительная оценка альтиметрических моделей и инструментальных измерений в Северной части Атлантического океана из работы [Andersen, 2013]

| Год                          | Модель    | Стандартное отклонение, мГал | Максимальное отклонение, мГал |
|------------------------------|-----------|------------------------------|-------------------------------|
| 1999                         | KMS99     | 5,69                         | 73,74                         |
| 2000                         | GSCF 00.1 | 6,14                         | 89,91                         |
| 2001                         | NCTU01    | 6,10                         | 92,10                         |
| 2001                         | SSv12     | 5,79                         | 82,20                         |
| 2002                         | KMS02     | 5,05                         | 49,38                         |
| 2007                         | SSv16     | 4,88                         | 45,29                         |
| 2008                         | SSv18     | 3,98                         | 36,99                         |
| 2008                         | EGM2008   | 3,94                         | 36,90                         |
| 2008                         | DNSC08    | 3,92                         | 36,91                         |
| <i>Внутреннее отклонение</i> |           | <b>0,78</b>                  | <b>21,42</b>                  |

Похожие результаты представлены в оценках ранних моделей ГПЗ Sandwell and Smith за 1996–2005 годы, находящихся в открытом доступе на интернет - ресурсе Института океанографии Скриппса. Эти оценки также показаны в таблице 2.5.

Таблица 2.5 — Оценка моделей SS относительно морских съемок ([https://topex.ucsd.edu/pub/global\\_grav\\_1min/README.22.1](https://topex.ucsd.edu/pub/global_grav_1min/README.22.1))

| Съемка      | Модели (год) и их СКО относительно морских съемок, мГал |             |             |              |              |
|-------------|---------------------------------------------------------|-------------|-------------|--------------|--------------|
|             | V7.2 (1996)                                             | V8.1 (1998) | V9.1 (1999) | V11.1 (2004) | V15.1 (2005) |
| Conrad 2802 | 4,42                                                    | 4,17        | 4,00        | 3,33         | 2,63         |
| Conrad 2912 | 5,85                                                    | 5,66        | 5,44        | 5,15         | 3,99         |
| Ewing 921   | 4,07                                                    | 3,64        | 3,56        | 4,03         | 2,85         |

Из таблицы 2.5 следует, что общая точность новых версий альтиметрических моделей семейства SS за 9 лет выросла примерно в 1,5 раза.

## 2.4.2. Выделение областей с ожидаемой повышенной погрешностью АСВ спутниковых моделей

Рассмотренное в предыдущем разделе исследование (Таблица 2.4) по оценке альтиметрических моделей в Северной части Атлантического океана относительно 321 400 пунктов инструментальных измерений [Andersen, 2013] согласно ГОСТ Р 57773-2017 «Пространственные данные. Качество данных» [ГОСТ, 2017б] является классическим примером метода прямой оценки данных. В соответствии с [ГОСТ, 2017б] *«Методы прямой оценки определяют качество данных путем сравнения данных с внутренней и/или внешней информацией. Внешняя прямая (external direct) оценка качества требует применения эталонных данных, внешних по отношению к тестируемому набору данных»*. Таким образом, инструментальные данные являются эталонными для спутниковых в пределах точности самих этих данных (их точность заявлена в работе [Andersen, 2013] на уровне 2-4 мГал). **Использование ранее выполненных инструментальных измерений, таких как морские или аэрогравиметрические съемки, может считаться методом прямой внешней выборочной оценки глобальных данных.** Для получения эталонных данных для таких оценок необходимо проведение полевой (морской) измерительной кампании в соответствующем районе. Полученные таким образом оценки будут считаться **апостериорными**, а их результат — максимально достоверным. Однако возможность использования съемок ограничена. Более того, для планирования и самой съемочной кампании зачастую необходимо определение областей, требующих *большого* внимания при проектировании профилей и маршрутов движения предполагаемого носителя измерительной аппаратуры.

Любые более точные данные могут быть эталонными для менее точных, но — с достоверностью до собственной точности. Использование данных, имеющих схожую погрешность, для взаимной оценки нерезультативно. Однако если в одних данных есть локальные отклонения, а в других они уже скомпенсированы, то взаимные сравнения позволяют выделить такие участки. Так, по данным из таблицы 2.4, **внутреннее отклонение** всех сравниваемых моделей не превышает 1 мГал (0,78 мГал), следовательно, модельные данные не могут быть эффективно использованы для взаимной оценки на всей области сравнения, так как разница в полученных данных находится в диапазоне инструментальных точностей морских и аэрогравиметрических съемок.

В то же время **внутреннее отклонение в максимальных погрешностях** АСВ моделей превышает 20 мГал (21,42 мГал), что позволяет считать **допустимым и, более того, эффективным** применение новых моделей для оценки ранее созданных с целью выявления локальных областей ожидаемых дополнительных ошибок в альтиметрических



данных. Для таких сравнений нет необходимости в привлечении съемок, и они могут быть выполнены в любом регионе Мирового океана, а полученные оценки погрешности АСВ будут считаться **априорными**, а сам результат – оценочным. Выявленные таким способом локальные области, содержащие повышенные погрешности АСВ глобальных моделей, целесообразно использовать при планировании съемочной кампании и при общей оценке достоверности модельного поля в конкретном исследуемом регионе. Далее представлены несколько практических примеров априорного районирования глобальных моделей с целью выделения областей с ожидаемой повышенной погрешностью АСВ, полученных спутниковыми методами.

#### 2.4.2.1. Априорное и апостериорное районирование глобальных моделей в Бенгальском заливе

В 2019 году были выполнены сравнения модели EGM2008 с наиболее актуальной на тот момент версией альтиметрической модели SSv28 и морскими съемками ИФЗ РАН в Бенгальском заливе. Результаты представлены на рисунке 2.14 и в таблице 2.6 [Конешов и др., 2021].

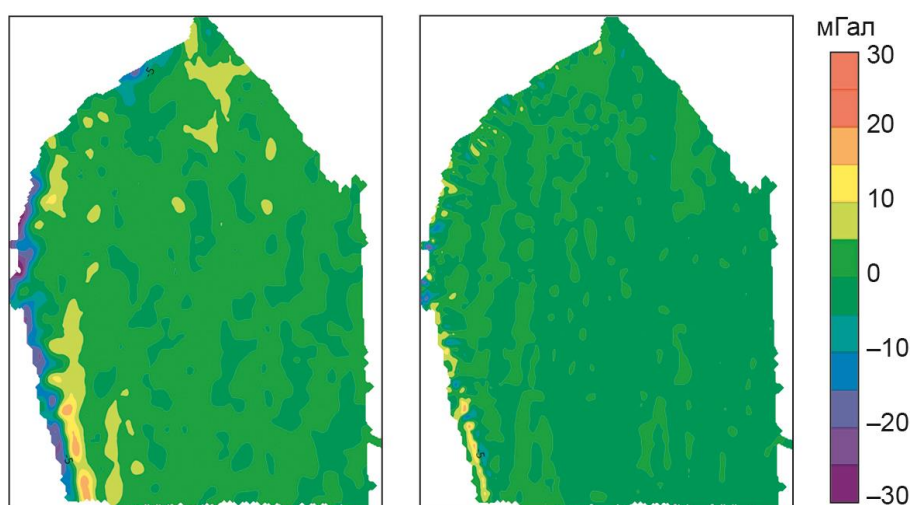


Рисунок 2.14 — Район Бенгальского залива. Сравнение модели SSv28 с моделью EGM2008 (слева) и с высокоточной морской съемкой (справа) [Конешов и др., 2021]

Таблица 2.6 — Статистические характеристики расхождений между съемкой и моделями ГПЗ в Бенгальском заливе [Конешов и др., 2021]

| Статистика расхождений, мГал | Съемка – EGM2008 | Съемка – SSv28 | SSv28 – EGM2008 |
|------------------------------|------------------|----------------|-----------------|
| Средний уровень              | –1,49            | –0,60          | 0,89            |
| Максимум                     | 41,87            | 17,79          | 32,28           |
| Минимум                      | –25,24           | –19,12         | –19,56          |
| Стандартное отклонение       | 4,76             | 2,11           | 4,07            |



На рисунке 2.14 видно, что области максимальных отклонений модели EGM2008 от модели SSv28 соответствуют локализации максимальных погрешностей самой модели SSv28. Таким образом, определены характерные участки, содержащие ошибки метода спутниковой альтиметрии. Эти ошибки уменьшаются с прогрессом в спутниковой океанографии, но все еще сильно заметны. В наиболее современной на тот момент модели SSv28 достигали значений  $\pm 19$  мГал. Для выделения пространственных закономерностей расположения модельных погрешностей были рассчитаны полные градиенты ACB, а затем совмещены с картами разностей «SSv28 – EGM2008» и «Съемка – SSv28». Полученные картограммы представлены на рисунке 2.15 [Конешов и др., 2021].

**Было установлено, что наибольшие погрешности моделей располагаются на градиентных участках поля – континентальном склоне Индийского субконтинента.**

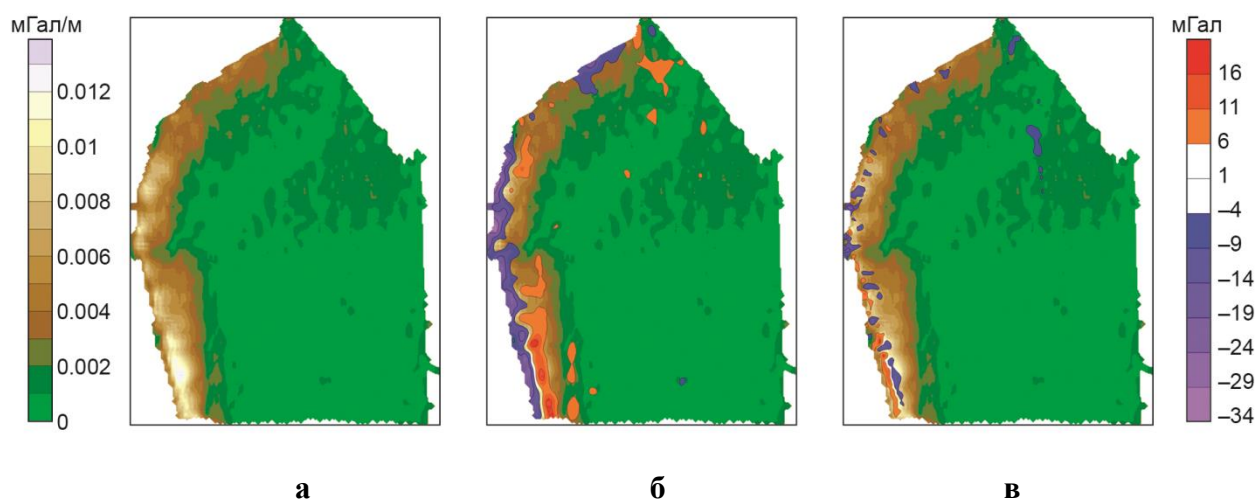


Рисунок 2.15 — Район Бенгальского залива. Карта градиента гравитационного поля (а); та же карта, совмещенная с картой максимальных разностей «SSv28 – EGM2008» (б); карта градиента гравитационного поля, совмещенная с картой максимальных разностей «съемка – SSv28» (в) [Конешов и др., 2021]

#### 2.4.2.2. Априорное районирование глобальных моделей в районе архипелага Кергелен (южная часть Индийского океана)

Для следующего эксперимента выбран участок акватории в южной части Индийского океана, в районе архипелага Кергелена [Грасс и др., 2020]. Острова архипелага являются вершинами вулканов Кергеленского плато [Шайхулина, Булычев и др., 2018]. Для оценки моделей гравитационного поля участок сравнения имеет достаточно показательную структуру поля: присутствуют островная часть выше поверхности океана (среднего уровня геоида), береговая линия, широкая область плато и градиентный склон. На рисунке 2.16, а показана карта разницы между моделями

EGM2008 и SSv28 на описанном участке. Статистика межмодельной разницы в исследуемом районе приведена в таблице 2.7.

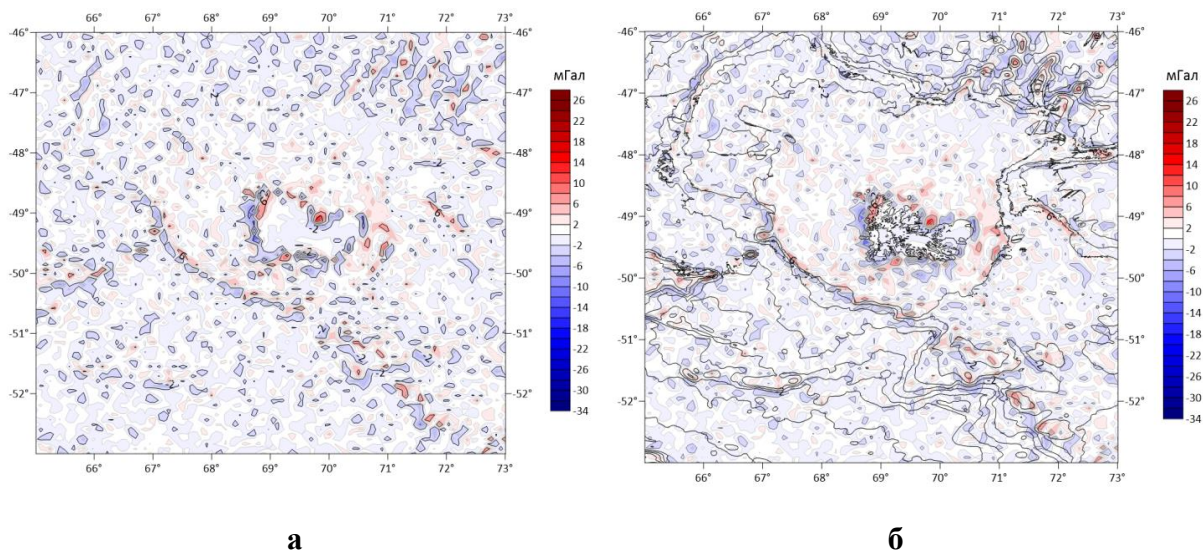


Рисунок 2.16 — Карта разницы между моделями EGM2008 и SSv28 (а); карта разницы между моделями EGM2008 и SSv28 с данными о батиметрии и рельефе GEBCO (б) [Грасс и др., 2020]

Таблица 2.7 — Статистические характеристики расхождений между моделями ГПЗ EGM2008 и SSv28 в районе архипелага Кергелен [Грасс и др., 2020]

| Статистические характеристики межмодельной разности АСВ |               |                          |                              |
|---------------------------------------------------------|---------------|--------------------------|------------------------------|
| Максимум, мГал                                          | Минимум, мГал | Среднее отклонение, мГал | Стандартное отклонение, мГал |
| 24,28                                                   | -33,98        | 0,015                    | 2,61                         |

После совмещения карты разностей модельных АСВ с изобатическими контурами глобальной модели рельефа дна GEBCO становится хорошо заметно, что наибольшие разницы располагаются в характерных областях: в переходной зоне «суша – море» и вдоль 1000-й изобаты, на границе плато и склона (рисунок 2.16, б). Полученные карты и оценки демонстрируют развитие метода спутниковой альтиметрии применительно к задаче моделирования гравитационного поля в океане в период с 2008 по 2019 год.

Показано, что здесь наибольшие разности моделей также в основном располагаются на градиентных участках поля и могут выявляться даже на участках со значительными глубинами океана. Величины полученных невязок с одной стороны характеризуют улучшение метода альтиметрии, а с другой - показывают участки, где точность метода принципиально ниже.

#### 2.4.2.3. *Априорное районирование глобальных моделей в западной части Атлантического океана*

В следующем примере показан методический прием построения предварительной оценочной карты АСВ на большом участке акватории. Для демонстрации предлагаемого приема выбран характерный участок подводной горной цепи Новой Англии в западной части Атлантического океана. Для наглядности данные о потенциальных погрешностях альтиметрических моделей нанесены на картографический материал сервиса Google Earth. Выбран участок акватории площадью более 400 000 кв. км. Его расположение показано на рисунках 2.17 и 2.18. На рисунке 2.19 представлена картограмма полного градиента АСВ модели и наиболее характерных невязок между моделями EGM2008 и SSv28. Статистические характеристики межмодельной разности АСВ в исследуемом регионе Мирового океана приведены в таблице 2.8.



Рисунок 2.17 — Расположение выбранного участка акватории на глобальной сферической проекции сервиса Google Earth (<http://www.earth.google.com>)



Рисунок 2.18 — Более детальное расположение выбранного участка на проекции сервиса Google Earth (<http://www.earth.google.com>)

По полученным данным определены координаты границ областей, содержащих повышенные отклонения в межмодельной разности (превышающие 10 – 20 мГал). Такие области могут быть отображены на любых картографических данных. Выявленные области относятся к границе континентального шельфа и к характерным геоморфологическим структурам дна акватории. Полученные области ожидаемых погрешностей, визуализированные на рисунке 2.20, потенциально содержат повышенную погрешность даже в более современной модели SS.

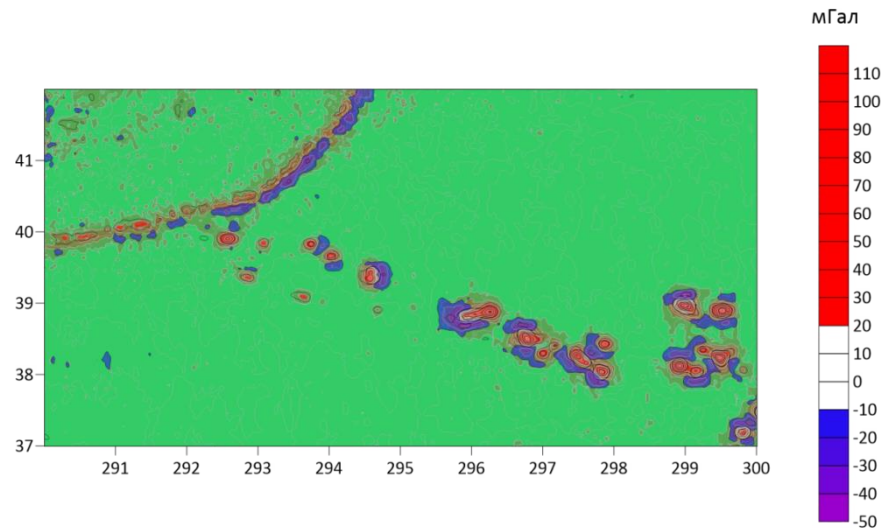


Рисунок 2.19 — Картограмма вторых производных аномального модельного поля и характерных невязок между моделями EGM2008 и SSv28

Таблица 2.8 — Статистические характеристики расхождений между моделями ГПЗ EGM2008 и SSv28 в западной части Атлантического океана

| Статистические характеристики межмодельной разности АСВ |               |                          |                              |
|---------------------------------------------------------|---------------|--------------------------|------------------------------|
| Максимум, мГал                                          | Минимум, мГал | Среднее отклонение, мГал | Стандартное отклонение, мГал |
| 108,17                                                  | -42,37        | -0,16                    | 6,31                         |

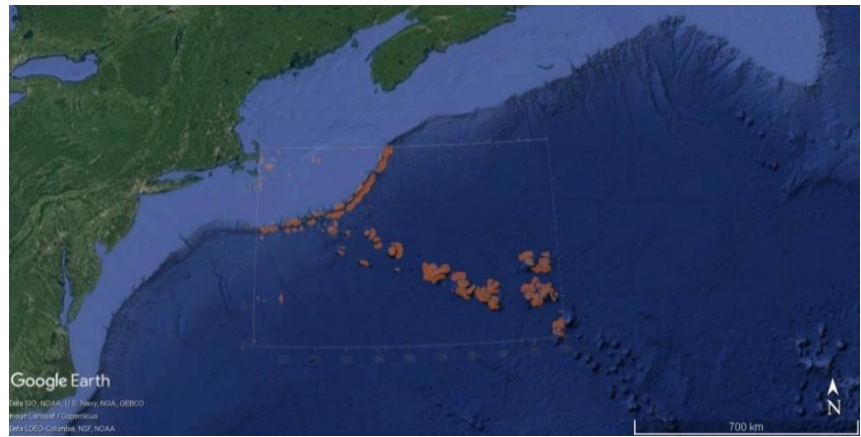


Рисунок 2.20 — Маркировка участков ненадежных модельных значений АСВ на проекции сервиса Google Earth (<http://www.earth.google.com>)



Именно выделенные на рисунке 2.20 области представляют наибольший интерес при планировании съемочной кампании. Кроме того, при использовании модельных данных в любых научных и практических задачах необходимо учитывать повышенную недостоверность модельных АСВ в границах выделенных областей.

**Показано, что значительная область Мирового океана может быть оперативно априорно оценена с использованием открытых глобальных данных. Такие оценки целесообразно анализировать на этапе планирования съемочной измерительной кампании для получения лучшего итогового результата.**

## **2.5. Способ выделения приоритетных участков для инструментального уточнения параметров поля и особенности планирования съемочной кампании**

В данном разделе представлен способ использования глобальных моделей ГПЗ для анализа исходных данных и планирования морских и аэрогравиметрических работ (первое защищаемое положение). В качестве примера рассмотрен участок акватории в западной части Атлантического океана, показанный ранее в разделе 2.4.2.3.

### **2.5.1. Анализ исходных данных**

Район подводной горной цепи Новой Англии представляется интересным и удобным участком для исследования и анализа доступных модельных данных. Выбран участок  $10^{\circ} \times 5^{\circ}$ , ограниченный с севера  $42^{\circ}$  с.ш., с юга  $37^{\circ}$  с.ш., с запада  $290^{\circ}$  з.д., с востока  $300^{\circ}$  з.д. Общая площадь выбранного участка составляет 470 000 кв. км и в основном представляет собой поверхность акватории. Выбранный район содержит шельфовую область, континентальный склон, глубоководную абиссальную равнину, отдельные подводные вулканы. Модель батиметрии участка показана на рисунке 2.21.

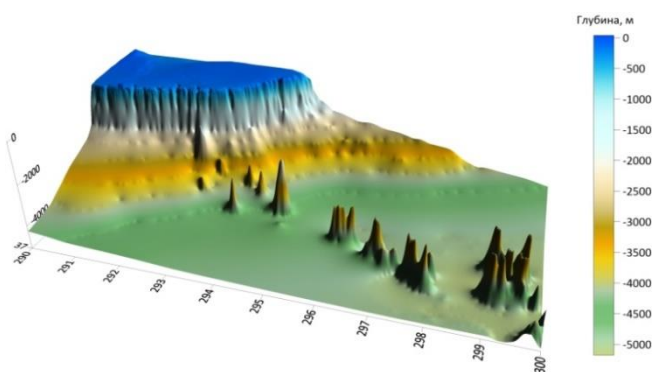


Рисунок 2.21 — Модель батиметрии, построенная по данным GEBCO

Глубина в данном районе меняется от 39 до 5177 метров. Средняя глубина акватории на всем участке составляет 3700 метров.

### 2.5.2. Способ априорного выделения участков акваторий с повышенной погрешностью глобальных модельных данных об аномалиях гравитационного поля (первое защищаемое положение)

Способ предполагает следующий порядок реализации:

1. На выбранную для исследования площадь выбираются АСВ двух разных моделей ГПЗ разных лет.
2. Вычисляются межмодельные разности АСВ и определяются отклонения выше заданного порогового значения.
3. Полученные области выделяются как приоритетные для выполнения инструментального уточнения значений АСВ.

Для выделения участков с повышенной погрешностью модельных АСВ на выбранном в качестве примера реализации способа участке взяты современные модели двух поколений: EGM2008 и SSv29 (2020 год). Поскольку точность альтиметрических продуктов возрастает с увеличением объема входящей спутниковой информации, сравнение двух альтиметрических моделей ГПЗ в данном регионе представляет практический интерес. Характеристики моделей на выбранном участке приведены в таблице 2.9. Модельные поля АСВ EGM2008 и SSv29 показаны на рисунке 2.22.

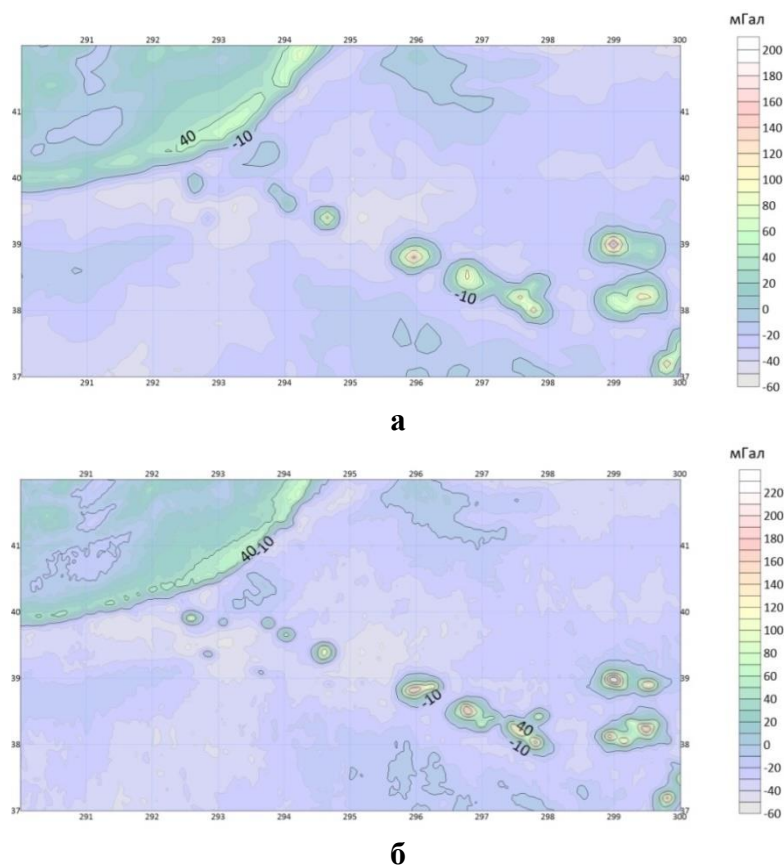


Рисунок 2.22 — АСВ EGM2008 (а). АСВ SSv29 (б).  
Сечение изоаномал АСВ – 10 мГал

Визуально разница заключается в их пространственном разрешении: у модели EGM2008 оно составляет  $\approx 9$  км, а у модели SSv29  $\approx 2$  км. Как было отмечено ранее, участки наибольшей межмодельной разности «EGM - SS29» локализуют участки наибольших погрешностей и самой более новой модели Sandwell and Smith. Статистические характеристики разностей приведены в таблицу 2.10. Карты невязок в аномалиях «EGM-SS» показаны на рисунке 2.23.

Таблица 2.9 — Характеристики моделей ГПЗ EGM2008 и SSv29 в исследуемом районе

| Модель         | EGM2008 | SSv29 (2020) |
|----------------|---------|--------------|
| Характеристика |         |              |
| Минимум, мГал  | -55,97  | -52,47       |
| Максимум, мГал | 195,63  | 226,74       |
| Среднее, мГал  | -17,82  | -18,05       |
| СКО, мГал      | 28,40   | 29,15        |

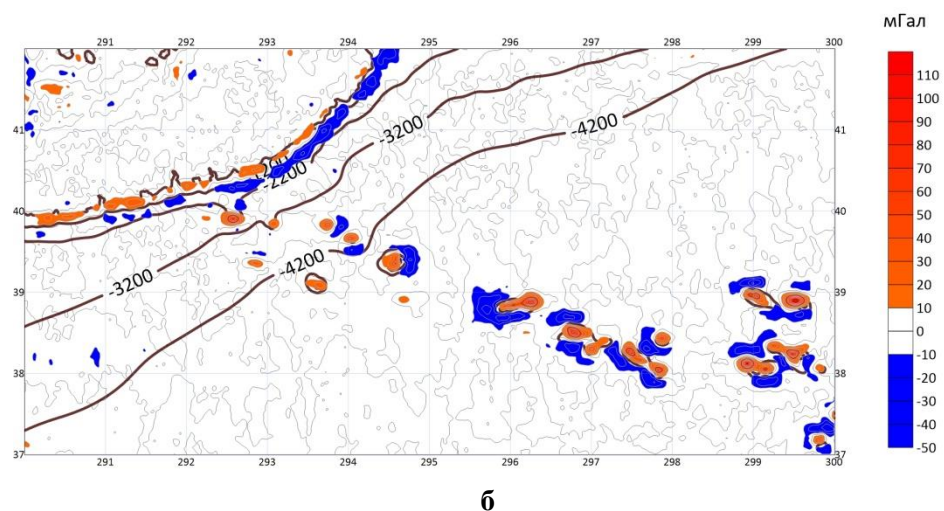
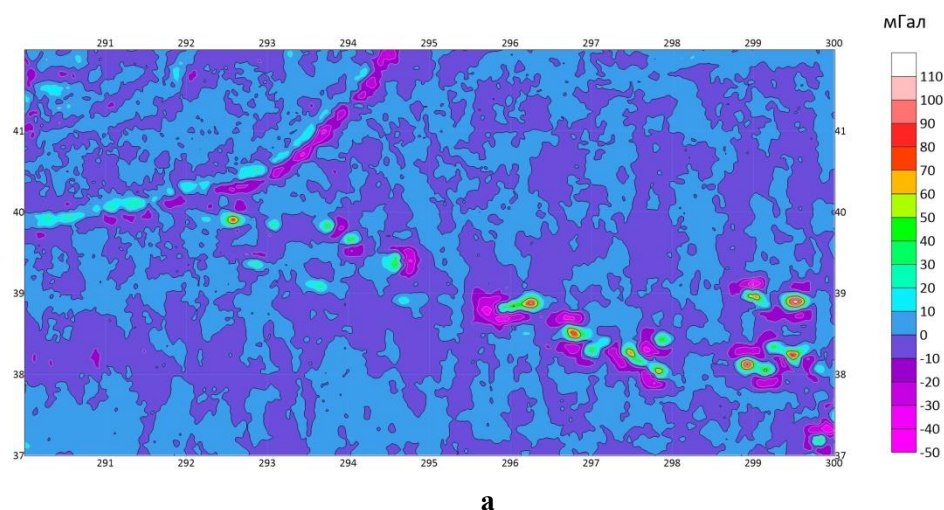


Рисунок 2.23 — Карта межмодельных невязок «EGM-SSv29» (а). Карта наибольших невязок «EGM-SSv29» (более 10 мГал) (б). Показаны изобаты с шагом 1000 метров

Таблица 2.10 — Статистика невязок между EGM2008 и SSv29 в исследуемом районе

| Межмодельные статистические характеристики «EGM-SSv29» |        |
|--------------------------------------------------------|--------|
| Минимум, мГал                                          | -42,33 |
| Максимум, мГал                                         | 108,53 |
| Среднее, мГал                                          | -0,16  |
| СКО, мГал                                              | 6,33   |

Следующая оценка основывается на возможностях альтиметрии и на зависимости обработки этого метода от различных факторов таких как лед, суша, мелководье и др. Как было отмечено выше, наибольшее искажение в данных, вследствие фильтрации получают наиболее градиентные участки, таким образом, районирование по величине полного градиента аномального поля может быть эффективным методом априорной оценки глобальных моделей. Карта полного градиента АСВ исследуемого района показана на рисунке 2.24А. Картограмма вторых производных с учетом наибольших разностей между EGM2008 и SS29 показана на рисунке 2.24Б.

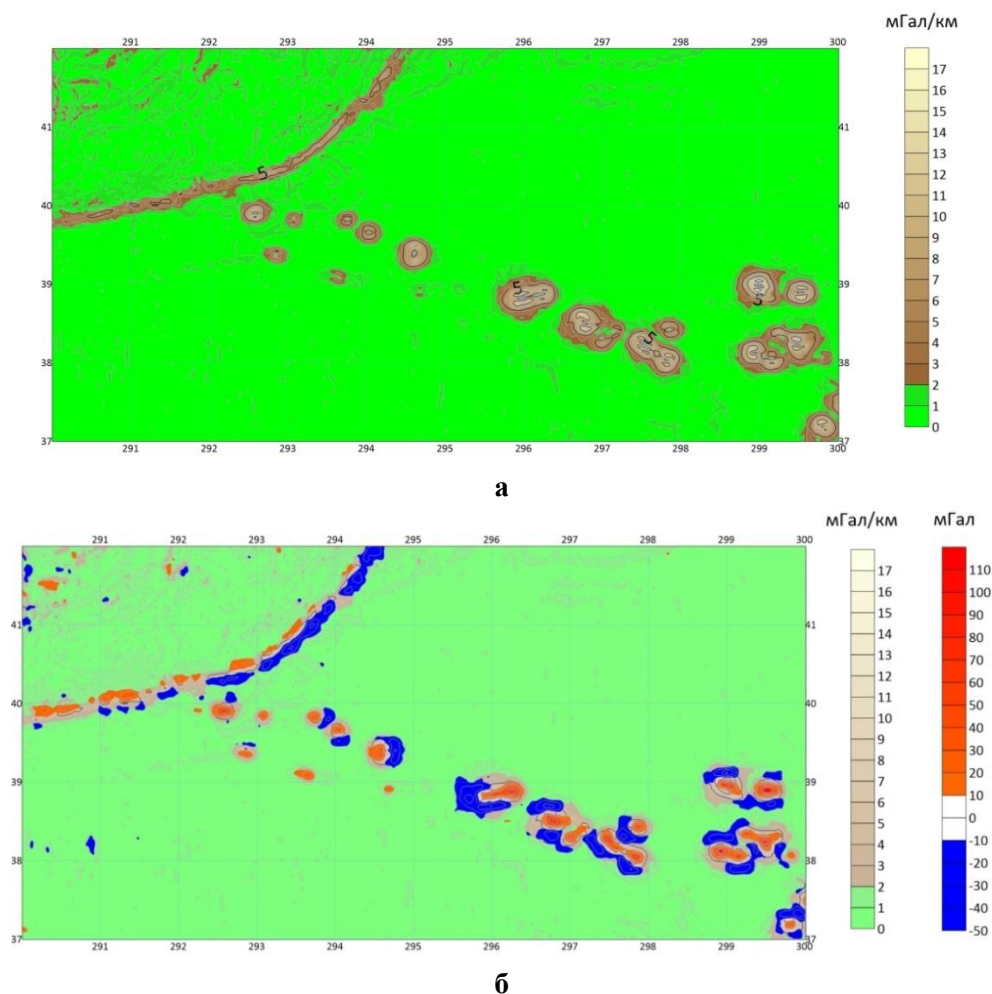


Рисунок 2.24 — Карта градиента модельного поля по данным SSv29 (а); карта градиента и максимальных невязок «EGM-SSv29» (б)



Таблица 2.11 — Соотношение площадей градиентных участков ГПЗ в выбранном районе

|                                                                         |                 |       |
|-------------------------------------------------------------------------|-----------------|-------|
| Площадь выбранного района                                               | 473 860 кв. км. | 100 % |
| Участки с величиной полного горизонтального градиента $ACB > 2$ мГал/км | 36 100 кв. км.  | 7.6 % |

### 2.5.3. Предложения по планированию съемочных работ в выбранном регионе

По результатам полученных данных о вероятном распределении погрешностей в глобальных моделях, а также о распределении участков высоких градиентов АСВ и с учетом батиметрии можно определить границы участков для выполнения съемочных (или досъемочных) работ. На рисунке 2.25 показаны границы приоритетных участков в зависимости от типа съемки и детальности данных:

- Голубыми контурами показаны границы участков, где целесообразно выполнить аэрогравиметрическую съемку **масштаба 1:200 000**. Эти участки наиболее близки к береговой линии. К ним относится зона мелководья с глубинами до 50 метров. Аэросъемка является более производительным методом, кроме того, области пересечения с районами морской съемки позволяют выполнять взаимный контроль.

- Синими контурами показаны области для выполнения морской гравиметрической съемки **масштаба 1:100 000**. Данные районы включают как абиссальные, так и градиентные структуры. Кроме того, именно по таким съемкам можно получить наиболее представительные апостериорные оценки глобальных моделей ГПЗ в исследуемом районе.

- Красными контурами показаны области для выполнения морской гравиметрической съемки **масштаба 1:50 000**. Данные участки включают наиболее градиентные участки акватории, содержащие повышенные ошибки в модельных данных.

Такие съемки должны выполняться в соответствии с требованиями регламентирующих инструкций. Выполнение инструментальных измерений по предложенной на рисунке 2.25 схеме позволяет получить максимально полную информацию об аномальном поле силы тяжести на исследуемой площади, выполнить взаимный контроль и получить оценки погрешностей наиболее актуальных глобальных моделей ГПЗ. В соответствии со способом, представленным в разделе 2.5, автором работы определялись приоритетные границы выполнения съемочных работ, которые были учтены при планировании реальных морских гравиметрических съемок. Такой подход был признан обоснованным и эффективным.

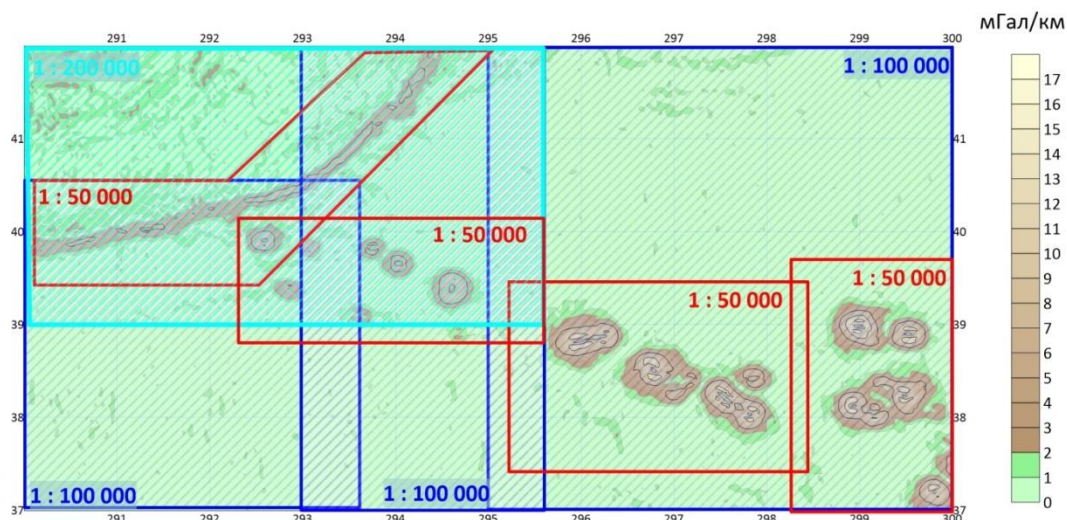


Рисунок 2.25 — Предложения по досъемке (уточнению) гравитационного поля на выбранном участке. Голубым контуром – средствами аэрогравиметрии, синим и красным контурами – средствами морской гравиметрии

## 2.6. Общие выводы по главе 2

В главе 2 рассмотрены особенности развития космических методов изучения ГПЗ Мирового океана, а также создания спутниковых и комбинированных моделей. В настоящее время глобальные модели ГПЗ являются основным широкодоступным источником информации об АСВ в любом регионе Земли. При использовании модельных АСВ в Мировом океане следует принимать во внимание их специфику. В главе 2 показано, что погрешности модельных данных в Мировом океане во многом зависят от ошибок альтиметрических измерений. Рассмотрен общий принцип получения альтиметрических данных и различные факторы, снижающие их точность. Предложен способ априорной оценки и выявления районов с потенциально повышенными погрешностями, связанными с альтиметрическими определениями АСВ, являющийся первым защищаемым положением диссертационной работы. Также предложен подход к анализу исходной гравиметрической информации в комплексе с полученными оценками модельных АСВ при планировании морских и аэрогравиметрических съемок.

Предложенные способ и основанные на нем подходы к анализу априорной информации повышают эффективность при планировании конфигураций профилей и определении границ предполагаемых съемок в Мировом океане. В результате исследований и экспериментов, описанных в главе 2, подтверждено, что предложенный способ, не требующий наличия инструментальных данных, имеет высокую практическую значимость при производстве инструментальных гравиметрических съемок, особенно на этапе их планирования. **Таким образом, доказано первое защищаемое положение диссертационной работы.**

### **Глава 3. Способ районирования Мирового океана по величине ожидаемой погрешности модельных данных, основанный на оценках и систематизации погрешностей аномалий в глобальных моделях гравитационного поля Земли**

С ростом точности и детальности современных глобальных моделей гравитационного поля Земли появляются новые возможности их использования для решения региональных и локальных гравиметрических задач. При этом все большее значение приобретают оценки существующих моделей в зависимости от региона и геоморфологии, а также способы прогнозирования достоверности данных в моделях. Глава 3 посвящена наиболее актуальным к моменту подготовки диссертации оценкам современных моделей гравитационного поля в различных регионах Мирового океана и над различными геоморфологическими структурами.

Современные морские гравиметрические съемки обладают высоким пространственным разрешением и позволяют с достаточно высокой точностью картировать как отдельные геологические структуры, так и ограниченные области в океане. Такие съемки востребованы и применяются для решения научных, геологических и специальных задач, но в масштабах всего Мирового океана объем инструментальных измерений соответствующей точности незначителен и неравномерен. На некоторых участках акваторий, например с известными или потенциальными залежами углеводородов, АСВ достаточно хорошо изучены инструментально. В других, значительных по площади и отдаленных регионах Мирового океана площадная морская гравиметрическая съемка никогда не выполнялась. Кроме того, съемки производятся разными исполнителями, для различных задач и, как следствие, не создают единого и равноточного покрытия даже в региональных масштабах, за исключением некоторых областей, перспективных для добычи полезных ископаемых. В связи с этим в настоящее время все большее распространение получают ультравысокостепенные глобальные модели ГПЗ, предоставляющие данные об АСВ на все акватории Мирового океана в виде наборов сферических коэффициентов или в виде матриц (гридов) (см. главу 2). Как было показано в разделе 2.1 главы 2, за несколько прошедших лет с момента представления первой ультравысокостепенной модели EGM2008 фактическое пространственное разрешение данных в глобальных моделях ГПЗ выросло в 5 раз: с 5' в EGM2008 до 1' в моделях семейства Sandwell and Smith [Михайлов и др., 2020]. При этом одной из их особенностей является переменная пространственная достоверность данных, что, как показано в главе 2, обусловлено комбинационным способом их вычисления и

региональными особенностями основного источника данных в высоких частотах АСВ – спутниковой альтиметрии.

Для использования данных современных моделей ГПЗ актуальным становится вопрос анализа их фактической точности и пространственной разрешающей способности в различных регионах Мирового океана и над различными геоморфологическими структурами. Актуальным является также вопрос априорной оценки модельных данных с районированием модельного поля.

Основной практический интерес возможных пользователей вызывают более достоверные апостериорные оценки. С учетом региональных особенностей моделей, получение таких оценок во многом зависит от наличия надежных данных, которые для глобальных моделей могут считаться эталонными до некоторой собственной точности. Если рассматривать Мировой океан целиком, то для получения общего представления о характере и величине погрешностей в моделях необходима достаточно представительная выборка для сравнения, учитывающая как географический охват, так и такие важные для получения этой информации особенности, как глубина моря и геоморфологические структуры рельефа дна [Бехтерев и др., 2019]. Полученные при таком подходе результаты позволяют оценить пространственное распределение погрешностей различных моделей в Мировом океане.

Определение базовых условий позволяет предложить способ эффективного предварительного районирования модельного поля в океане. В рамках применяемого автором подхода обоснован способ, позволяющий решать задачу в разных масштабах: локальном, региональном и даже глобальном.

Также необходимо отметить, что все оценки глобальных моделей ГПЗ получены относительно реальных высокоточных морских гравиметрических съемок. Сотрудники ИФЗ РАН, в том числе автор работы, принимали непосредственное участие в выполнении морских измерений. Автор выполнял набортную съемку, обработку, контроль качества и методическое сопровождение работ. Это обстоятельство дает основание автору быть уверенным в качестве морских съемок и, соответственно, в высокой достоверности полученных оценок и, как следствие, в надежности предложенного и защищаемого методического приема по районированию модельного поля ГПЗ.

### **3.1. Методы оценки глобальных моделей ГПЗ**

Согласно ГОСТ Р 57773-2017 [ГОСТ, 2017б] *«Оценка качества данных может быть применена к комплекту наборов данных, набору данных или поднабору данных в наборе данных, обладающих общими характеристиками, так что их качество может*

быть оценено». Такое определение основано на конечном результате, позволяющем судить о принципиальной возможности и критериях использования оцениваемых данных. Применительно к пространственной геофизике любая оценка имеет некоторый доверительный интервал, связанный с собственной точностью априорных данных, представительностью выборки и общей энтропией оцениваемых параметров.

Эволюция представления ГПЗ, как было показано в главе 2, направлена на увеличение детальности и точности. Объем этих данных крайне велик. Так, например, альтиметрическая модель Sandwell and Smith, имеющая разрешение в 1 угловую минуту и ограниченная по широте  $\pm 80^\circ$ , после ее пересчета на равномерную пространственную матрицу содержит **207 360 000 узлов**, каждый из которых содержит уникальное значение. Оценить такой объем данных по методу прямого сравнения с инструментальным эталоном в каждом узле объективно невозможно.

Поэтому используются априорные или косвенные методы оценки глобальных данных, либо прямые оценки по наиболее характерным поднаборам (районам акваторий или суши). От применяемого подхода зависит практическая информативность и результат оценочного исследования.

Наиболее целесообразно учитывать все подходы и выявлять в их результатах закономерности. Кроме того, разные способы получения оценок могут выполнять функции независимого контроля общей адекватности полученных результатов. В главе 2 предложен, обоснован и проверен способ косвенного изучения акватории и получения априорных оценок с целью выявления зон, содержащих повышенные погрешности альтиметрии. В данной главе вопрос получения оценок рассмотрен более широко и масштабно, а также с учетом количественных статистических характеристик. Рассмотрены две возможности получения таких оценок – косвенные методы оценки моделей ГПЗ и прямые методы оценки, с использованием инструментальных данных.

### **3.1.1. Косвенные и априорные методы оценки моделей ГПЗ**

Согласно [ГОСТ, 2017б] *«метод косвенной оценки — это метод оценки качества набора данных на основе внешних знаний или накопленного опыта работы с информационным продуктом и может быть субъективным. Эти внешние знания могут включать (но не ограничиваться ими) неколичественную информацию по качеству, такую как использование, происхождение и назначение или другую отчетную информацию о качестве набора данных или данных, использованных для набора данных»*. Применительно к глобальным спутниковым моделям ГПЗ априорный подход может считаться условно косвенным, так как использование для таких оценок других моделей,

не имеющих полной качественной оценки, позволяет лишь судить о закономерностях на основе накопленного исследователем опыта. Если прочие модели уже качественно оценены (например, с привлечением инструментальных съемок) в интересующем районе, то метод взаимного сравнения моделей в этом районе уже будет относиться к прямым оценкам.

В данном разделе рассмотрены оценки, получаемые в условиях отсутствия инструментальных съемок, следовательно, полученный результат можно охарактеризовать как *«результат соответствия»*. Результат соответствия — это результат сравнения значения или набора значений, полученных в результате применения некоторой меры качества к данным, заданным областью определения качества с учетом установленного приемлемого уровня соответствия качества. Когда уровень соответствия качества определен, его сравнивают с полученным результатом с целью выявления того факта, что качество данных удовлетворяет заданному уровню качества [ГОСТ, 2017б].

В первом приближении, в целях реализации практической задачи выявления конкретных районов, содержащих ненадежные альтиметрические данные, априорная (косвенная) оценка глобальных моделей представлена в главе 2. Более глубоко метод априорной количественной оценки глобальных моделей наилучшим образом описан в работах [Конешов и др., 2020б; Конешов и др., 2021в]. Указанные исследования предлагают подход к комплексному исследованию параметров ряда моделей, предварительно поделенных на группы по характерным общим признакам, например по разрешающей способности или по разработчику (зарубежные или отечественные). Для оценки внутригрупповых различий представляемая методика анализа предусматривает следующие процедуры [Конешов и др., 2021в]:

- вычисление первичных показателей внутригруппового различия: *стандартных отклонений*  $\sigma_{\Delta g}(\mathbf{P}_{ij}, \mathbf{M}_k)$  между значениями модельных АСВ (кроме того, авторы работы оценивают составляющие уклонения отвесной линии (УОЛ), которые в данной диссертации не рассматриваются) одной группы  $\mathbf{M}_k$  ( $k=1,2,3$ ) в каждой отдельно взятой точке  $\mathbf{P}_{ij}$ ;

- получение интегральных характеристик внутригруппового различия: *средней величины*  $\mu_{\sigma}(\mathbf{P}_i, \mathbf{M}_k)$ , *медианы*  $m_{\sigma}(\mathbf{P}_i, \mathbf{M}_k)$  и *размаха*  $R_{\sigma}(\mathbf{P}_i, \mathbf{M}_k)$  одноименных первичных показателей, например  $\sigma_{\Delta g}$ , для каждой группы моделей  $\mathbf{M}_k$  ( $k=1, 2, 3$ ) по каждому отдельно взятому участку  $\mathbf{P}_i$ .

Величина  $\mu_{\sigma}$  определяет средний контраст расхождений между одноименными модельными значениями  $\Delta g$  (в усредненном смысле), а  $R_{\sigma}$  — диапазон изменения значений  $\sigma_{\Delta g}$  на множестве контурных точек для моделей одной группы. Медиана  $m_{\sigma}$ , точнее,

разность  $\mathbf{m}_\sigma - \mu_\sigma$  может служить характеристикой асимметрии распределения точечных значений  $\sigma_{\Delta g}$ .

Методика оценки межгрупповых различий по [Конешов и др., 2021в] включает:

– вычисление для каждой группы моделей  $\mathbf{M}_k$  ( $k=1, 2, 3$ ) и каждой точки  $\mathbf{P}_{ij}$  среднегрупповых значений АСТ по формуле:

$$\{\overline{\Delta g_k}\}(P_{ij}) = \frac{1}{N_k} \sum_{l=1}^{N_k} \{\Delta g\}(P_{ij}, M_{kl}), \quad (3.1)$$

где  $N_k$  – число моделей в группе  $\mathbf{M}_k$  ( $k=1, 2, 3$ );

– получение первичных показателей межгруппового различия: расхождений между полученными одноименными среднегрупповыми значениями (3.1) для разных групп моделей, т.е. парных межгрупповых разностей для каждой точки  $\mathbf{P}_{ij}$ :

$$\{\delta g_{kk'}\}(P_{ij}) = \{\overline{\Delta g_k} - \overline{\Delta g_{k'}}\}(P_{ij}), \quad (3.2)$$

где  $k$  и  $k'$  – номера моделей  $\mathbf{M}_k$  и  $\mathbf{M}_{k'}$  соответственно. Например,  $k = 1, k' = 2, 3, \dots$

– получение интегральных характеристик межгруппового различия: средней величины  $\mu_\sigma(\mathbf{P}_i, \mathbf{M}_1, \mathbf{M}_{k'})$ , медианы  $\mathbf{m}_\sigma(\mathbf{P}_i, \mathbf{M}_1, \mathbf{M}_{k'})$ , стандартного отклонения  $\sigma_\delta(\mathbf{P}_i, \mathbf{M}_1, \mathbf{M}_{k'})$  и размаха  $\mathbf{R}_\sigma(\mathbf{P}_i, \mathbf{M}_1, \mathbf{M}_{k'})$  первичных показателей межгруппового различия (3.2) по каждому отдельно взятому району  $\mathbf{P}_i$ .

Величины  $\mu_\sigma$ ,  $\sigma_\delta$  и  $\mathbf{R}_\sigma$  определяют, соответственно, систематическую составляющую, контрастность и диапазон изменения расхождений (3.2) между усредненными по группам  $\mathbf{M}_1, \mathbf{M}_2$  и  $\mathbf{M}_3$  модельными значениями АСТ в одних и тех же контурных точках изучаемого района. Медиана  $\mathbf{m}_\sigma$ , как и для внутригрупповых различий, является характеристикой асимметрии, в данном случае – асимметрии распределения межгрупповых расхождений.

Автор диссертации в целом разделяет такой подход к априорному глобальному анализу моделей ГПЗ, но следует сделать несколько дополнений относительно практических аспектов применения описанных априорных оценок.

Во-первых, такая оценка целесообразна и даже может быть рекомендована на начальном этапе сбора и анализа глобальных модельных данных. Полученные результаты покажут общую медианную характеристику модельных полей в рассматриваемой области, которую можно использовать как исходную меру соответствия модельных данных при дальнейших исследованиях.

Во-вторых, такой подход полезен при исследовании вновь создаваемых глобальных моделей ГПЗ, особенно когда разработчики предлагают новые выборки исходных данных, новые подходы к реализации математического аппарата по их объединению. Оценка новой модели относительно полученных ранее среднегрупповых значений позволит

быстро оценить адекватность новой модели относительно созданных ранее моделей и принять решение о включении ее в общую статистику.

Демонстрацией описанного в этом разделе подхода является оценка нескольких моделей в районе Ладожского озера, выполненная автором в соответствии с рекомендациями, изложенными в [Конешов и др., 2021в]. Для оценки взяты глобальные модели ГПЗ EGM2008, Sandwell and Smith (SS), SGG-GGM-2 (SGG) и XGM2019. Для соблюдения единых условий априорной оценки значения ACB всех моделей были вычислены на узлы сетки, соответствующей степени разложения поля в 2190 гармонических коэффициентов, поэтому оценки вычислялись только как внутригрупповые.

В таблице 3.1 показаны априорные оценки сравнения моделей EGM и SS, среднегрупповых параметров EGM, SS с SGG, а также EGM, SS, SGG с XGM2019.

Таблица 3.1 — Оценки внутригрупповых и межгрупповых различий между моделями

| Сравнение моделей        | $\mu_{\sigma}$ , мГал | $m_{\sigma}$ , мГал | $R_{\sigma}$ , мГал |
|--------------------------|-----------------------|---------------------|---------------------|
| EGM - SS                 | 1,50                  | 1,06                | 6,17                |
| (EGM, SS) – SGG          | 1,61                  | 1,19                | 5,89                |
| (EGM, SS, SGG) – XGM2019 | <b>4,01</b>           | <b>3,64</b>         | <b>8,18</b>         |

Таким образом, из четырех глобальных моделей модель XGM2019 явно отличается от остальных. Действительно, данная модель на суше имеет значительные погрешности, отмеченные, например, в работе [Hasanov, Muravyov, 2020].

Более того, результаты сравнения с аэрогравиметрической съемкой, выполненной с участием ИФЗ РАН над Ладожским озером подтверждают результаты косвенной априорной оценки и доказывают ее состоятельность [Михайлов, Конешов, Соловьев, 2024]:

Таблица 3.2 — Результаты оценки моделей относительно аэрогравиметрической съемки над Ладожским озером

| Модель ГПЗ             | Средняя<br>разница,<br>мГал | Минимальное<br>отклонение,<br>мГал | Максимальное<br>отклонение,<br>мГал | СКО, мГал   |
|------------------------|-----------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|-------------|
| EGM2008                | 0,23                        | -12,64                             | +10,81                              | 4,42        |
| XGM2019                | <b>4,38</b>                 | <b>-13,38</b>                      | <b>+20,32</b>                       | <b>8,67</b> |
| UGM-SGG-2              | 0,30                        | -9,33                              | +8,09                               | 2,11        |
| Sandwell and Smith v32 | 0,56                        | -8,91                              | +9,43                               | 2,51        |

Априорные косвенные методы могут использоваться для первичной общей оценки новых и существующих моделей при условии правильного подхода к формированию



оценочных групп. Получаемый результат соответствия при должном подходе к анализу косвенных признаков позволяет оперативно, в разных пространственных масштабах выявить явные отклонения в отдельных глобальных моделях ГПЗ. При этом целесообразно использовать такие оценки также с учетом региональных особенностей: суша, внутренняя акватория, прибрежная зона и т.п. Однако для пользователей наибольший интерес представляют именно абсолютные, до некоторой степени точности, оценки глобальных моделей ГПЗ. Такие оценки могут быть получены только прямыми методами с привлечением инструментальных съемок.

### **3.1.2. Прямые методы оценки с использованием инструментальных данных**

#### *3.1.2.1. Оценки по отдельным измерениям*

Первичными способами определения ускорения силы тяжести (УСТ) являлись отдельные абсолютные и относительные измерения, выполнявшиеся на гравиметрических пунктах на земной поверхности. В случае изучения ГПЗ на акваториях такие измерения с разной точностью выполнялись на стоянках судов, на морских платформах, со льда. Также широкое распространение имела практика донных гравиметрических съемок. Все эти типы съемок имеют собственную методику и выполняются, как правило, сериями измерений.

В рамках данной работы и для рассмотрения возможности использования результатов отдельных измерений для оценки глобальных моделей ГПЗ необходимо сделать допущение, что точность и достоверность таких измерений, вне зависимости от типа, должна быть значительно выше точности глобальных модельных данных. Соответственно, такие одиночные съемки являются эталонными для модельных данных, а невязки рассматриваются как исключительно модельные погрешности. Каждое значение предполагается окончательным, полученным из некоторого ряда равноточных измерений и с учетом всех влияющих факторов.

Каждое полученное таким образом значение АСВ на пункте (т.е. в точке) позволяет получить невязку, содержащую максимально достоверную погрешность модели в этой же точке. При этом оценка также является единичной, точечной. По такой оценки невозможно судить о достоверности модели, которая как было указано выше, имеет неравномерно распределенные в пространстве погрешности.

Глобальная модель в любом виде представляет собой регулярные данные. В идеальном случае оценка таких данных с привлечением отдельных точечных измерений должна осуществляться с использованием измерений, по количеству и пространственному распределению соответствующих собственному разрешению оцениваемой модели. В

таком идеальном случае информативная ценность полученной оценки будет равна **100%** или коэффициенту информативности  $K_{\text{инф.}} = 1$ . Очевидно, что реализация такого подхода практически возможна на очень ограниченной территории и, при увеличении оцениваемой площади, коэффициент информативности будет неизбежно снижаться. Отсюда следует, что оценка глобальной модели, даже в региональном масштабе, с привлечением одиночных измерений, невозможна.

Однако каждая полученная отдельная невязка (оценка) содержит ценные сведения о характере модели на конкретном пункте и чем больше таких сведений, и чем равномернее расположены конкретные пункты, тем выше коэффициент информативности полученных оценок. В общем случае, принимая все используемые для оценки измерения равноточными, информационная ценность полученного результата имеет прямую пропорциональную зависимость от отношения полного количества контрольных пунктов к разрешающей способности оцениваемой модели в пределах границ исследуемого района:

$$K_{\text{инф.}} = \frac{n}{N_{\text{spatial}}}, \quad (3.3)$$

где  $K_{\text{инф.}}$  – коэффициент информативности;  $n$  – количество отдельных контрольных измерений;  $N_{\text{spatial}}$  – количество узлов сетки при пространственном представлении модели ГПЗ в границах исследуемого района.

При площади района исследования  $S$  количество узлов конкретной модели  $N_{\text{spatial}}$  определяется в соответствии с ее разрешающей способностью  $R_{\text{модели}}$ :

$$N_{\text{spatial}} = \frac{S}{R_{\text{модели}}^2}, \quad (3.4)$$

При этом превышение количества измерений  $n$  над количеством узлов в модели  $N_{\text{spatial}}$  является избыточным, в таком случае коэффициент информативности оценки  $K_{\text{инф.}}$  следует принять равным 1. Однако основная проблема использования отдельных измерений для локальной и региональной оценки глобальных моделей заключается в неравномерности расположения измерительных пунктов: для достоверной оценки всей площади следует использовать только пункты, удаленные друг от друга на расстояние, не меньше разрешающей способности оцениваемой модели ГПЗ  $R_{\text{модели}}$ .

Для вычисления корректной информационной ценности полученной оценки следует статистически оценить пространственное распределение данных. Это можно сделать, проанализировав распределение координат пунктов с измерениями без учета анизотропии и вычислив статистические соотношения минимальных расстояний между пунктами. Так, на рисунке 3.1 и в таблице 3.3 показан пример соотношения регулярных данных и данных набора отдельных пунктов.

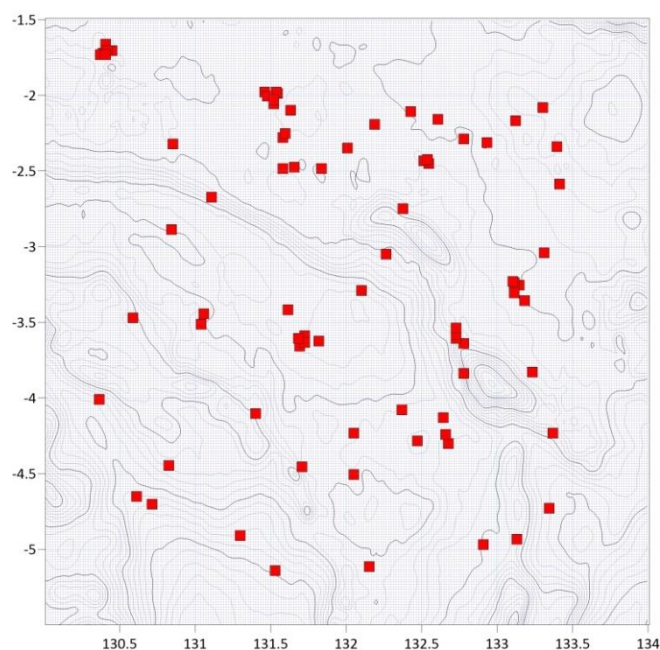


Рисунок 3.1 — Пример соотношения регулярных данных глобальной модели с разрешением 1' (0.0166°) и отдельных измерений на гравиметрических пунктах с неравномерным шагом, обозначенных ■. Модель на данной площади представлена 58322 регулярными узлами равномерной пространственной сетки, контрольные данные представлены 78 гравиметрическими пунктами

Таблица 3.3 — Результаты статистической оценки взаимного положения узлов глобальной модели и отдельных гравиметрических измерений

| Статистическая группа | Описание статистической группы                                                                                                        | Регулярные данные, град. | Нерегулярные данные, град. |
|-----------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|----------------------------|
| 1%                    | 1 процент расстояний между данными меньше этого числа, а 99 процентов расстояний больше                                               | 0,0166                   | 0,0121                     |
| 5%                    | 5 процентов расстояний между данными меньше этого числа, а 95 процентов расстояний больше                                             | 0,0166                   | 0,0121                     |
| 10%                   | 10 процентов расстояний между данными меньше этого числа, а 90 процентов расстояний больше                                            | 0,0166                   | 0,0256                     |
| 25%                   | Нижний квартиль; 25 процентов расстояний между данными меньше этого числа и 75 процентов расстояний больше                            | 0,0166                   | 0,0342                     |
| 50%                   | Среднее значение данных, 50 процентов расстояний между данными больше этого числа и 50 процентов расстояний данных меньше этого числа | 0,0166                   | 0,1149                     |
| 75%                   | Верхний квартиль; 75 процентов расстояний между данными меньше этого числа и 25 процентов расстояний больше этого числа               | 0,0166                   | 0,2490                     |
| 90%                   | 90 процентов расстояний между данными меньше этого числа, а 10 процентов расстояний больше                                            | 0,0166                   | 0,3411                     |
| 95%                   | 95 процентов расстояний между данными меньше этого числа, а 5 процентов расстояний больше                                             | 0,0166                   | 0,4351                     |
| 99%                   | 99 процентов расстояний между данными меньше этого числа, а 1 процент расстояний больше                                               | 0,0167                   | 0,5838                     |
| Мин.                  | Минимальное расстояние между данными                                                                                                  | 0,0165                   | 0,0121                     |
| Макс.                 | Максимальное расстояние между данными                                                                                                 | 0,0167                   | 0,6168                     |

Как видно из таблицы 3.3 из общего количества нерегулярных контрольных данных не менее 5% находятся на взаимном удалении, меньшим, чем разрешающая способность оцениваемой модели ( $0,0166^\circ$ ). Соответственно, для качественной оценки модели необходимо использовать **все** имеющиеся контрольные гравиметрические пункты, а для определения информативности такой оценки  $K_{инф}$ . В выражении (3.3) параметр  $n$  (количество контрольных пунктов) принять как  $n = n - 5\%$ .

С точки зрения региональных оценок глобальных моделей можно рассмотреть пример территории Германии, представленный в работе [Hirt, 2012]. В данной работе показана оценка геоида по данным глобальной модели EGM2008 с привлечением региональной модели GCG05, построенной по локальным измерениям силы тяжести и высот (675 пунктов). На рисунке 3.2 показано расположение этих пунктов, цветовой шкалой обозначена величина отклонения измеренного на пункте значения от модели EGM2008.

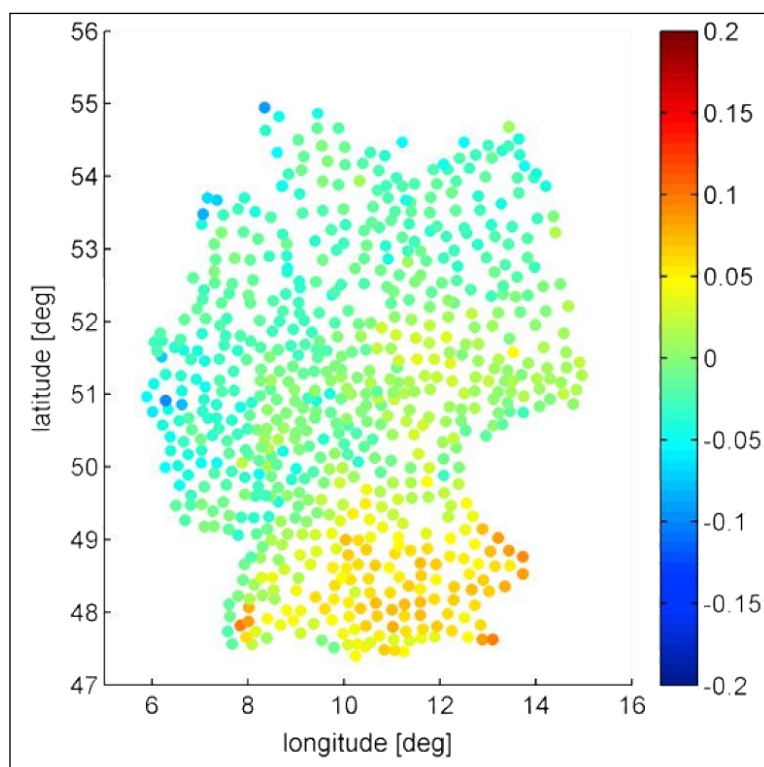


Рисунок 3.2 — Пример региональной оценки глобальной модели EGM2008 с использованием измерений на отдельных пунктах по материалам работы [Hirt, 2012]

Зная количество пунктов, оцениваемую площадь и разрешающую способность глобальной модели, можно определить информативность полученной оценки. В данном примере расстояния между пунктами превышают минимальную разрешающую способность, поэтому для вычисления коэффициента информативности использованы все пункты. Если принять допущение, что все 675 пунктов расположены относительно

регулярно на всей площади, то шаг между соседними пунктами будет приблизительно составлять 23 км. Такая густота контрольной сети пунктов ниже разрешающей способности ультравысококачественной модели и соответствует разрешающей способности модели, описываемой набором из 760 гармонических коэффициентов (например, соответствующая версия глобальной модели XGM2019\_760). При этом такая густота сети является подходящей для оценки модели геоида, как это и делается в работе [Hirt, 2012]. Поверхность геоида является более сглаженной относительно аномального поля, так как амплитуды высоких частот в геоиде ослаблены и в спектральном представлении разрешение поля аномалий высот геоида ниже, чем разрешение поля АСВ. Однако использование представленной сети для оценки модельных АСВ ограничено, информационная ценность результата ниже и зависит от разрешения оцениваемой модели.

Так в пределах границ Германии глобальная модель EGM2008, содержащая 2190 гармоник и имеющая пространственное разрешение в 9,1 км, представлена 4289 узлами равномерной пространственной матрицы. Следовательно  $K_{\text{инф. EGM2008}}$  будет равен:

$$K_{\text{инф. EGM2008}} = \frac{n}{N_{\text{spatial}}} = \frac{675}{4289} = 0,157 \sim 16\%, \quad (3.5)$$

Для более детальных моделей коэффициенты информативности будут еще ниже. Например, модель WGM2012 (пространственное разрешение в 3.7 км)  $K_{\text{инф. WGM2012}}$  будет равен:

$$K_{\text{инф. WGM2012}} = \frac{n}{N_{\text{spatial}}} = \frac{675}{26079} = 0,026 \sim 3\%, \quad (3.6)$$

А для модели с пространственным разрешением 1' (лучшее разрешение среди глобальных моделей ГПЗ к моменту написания работы):

$$K_{\text{инф. 1min\_model}} = \frac{n}{N_{\text{spatial}}} = \frac{675}{110192} = 0,006 \sim 0,6\%, \quad (3.7)$$

Таким образом, для региональных современных оценок даже такой сети отдельных пунктов недостаточно. Но необходимо отметить, что, как это было описано в главе 2, наилучшее разрешение глобальных моделей ГПЗ достигается на акватории за счет данных спутниковой альтиметрии. На суше такие модели представлены в виде регуляризации данных моделей типа EGM2008, но по характеру и спектральному портрету аномалий над сушей практически не отличаются от исходных моделей. **Поэтому оценка с помощью отдельных измерений имеет смысл и научную ценность как первое приближение анализа достоверности глобальных моделей в региональном масштабе именно над районами суши.**

Очевидно, что на акваториях для оценки современных альтиметрических моделей отдельных измерений недостаточно даже для первичной региональной оценки. Более

того, создание сети отдельных гравиметрических пунктов (например, в виде ледовой или донной съемок) технически сложновыполнимая задача. Поэтому с точки зрения информативности оценки глобальных моделей необходимо рассмотреть более эффективные методы изучения гравитационного поля Мирового океана – гравиинерциальные измерения с подвижных носителей.

### *3.1.2.2. Оценки по площадным съемкам*

Площадные съемки обеспечивают сплошное покрытие исследуемого района с разрешающей способностью, зависящей только от расстояния между съемочными профилями. Современные гравиметрические комплексы позволяют непрерывно получать высокодискретные данные вдоль маршрута движения носителя. Данные в гравиметрических каталогах обычно имеют стандартный временной интервал – 1 секунда, 10 секунд, 1 минута и т.п. При таком подходе расстояние между пунктами зависит только от скорости движения во время съемки.

Скорость геофизического (гидрографического) судна на промере обычно находится в пределах от 5 до 15 узлов (9–27 км/ч). При дискретности каталога в 10 секунд и указанной равномерной скорости расстояние между пунктами на профиле составляет от 25 до 80 метров. Скорость движения самолета-лаборатории, как правило, составляет 400 км/ч. Соответственно, при дискретности каталога в 1 секунду и равномерной скорости расстояние между пунктами на профиле составляет около 100 метров.

Таким образом, частота данных вдоль съемочных профилей при выполнении современной морской или аэрогравиметрической съемок превосходит (а в случае морской – значительно) разрешение наиболее детальных современных глобальных моделей ГПЗ. Из чего следует, что коэффициент информативности оценки модели по линии каждого профиля равен 1 или 100%. Значит главным фактором, влияющим на качество и достоверность полученной оценки с использованием площадных съемок, является расстояние между соседними съемочными профилями. В связи с тем, что частота данных современной съемки вдоль профиля является избыточной, применительно к вопросу информационной полноты полученной оценки не рассматриваются контрольные секущие профили, так как они обычно выполняются по касательной к съемочным профилям, а данные об аномалиях, полученные на них, дублируются.

Коэффициент информативности оценки глобальной модели по данным современных площадных съемок может быть определен следующим образом:

$$K_{\text{инф. площадн.}} = \frac{(1 + N_{\text{spatial}}/dL)}{2}, \quad (3.8)$$

где  $dL$  – расстояние между соседними параллельными съемочными профилями. Для отношения  $N_{spatial}/dL$  также как в выражении (3.4) должно соблюдаться условие  $(N_{spatial}/dL) > 1 \rightarrow (N_{spatial}/dL=1)$ .

Таким образом, оценка модели по данным любой площадной съемки с расстоянием между съемочными профилями, не превышающим разрешающую способность оцениваемой модели, будет иметь информационную ценность и достоверность, равные 100%, но только в границах данной съемки. Так, например, для наиболее детальных современных альтиметрических моделей с разрешающей способностью  $1'$  ( $\approx 1,8$  км) любая съемка с шагом профилей 1,8 км и менее будет обеспечивать в своих границах максимальную степень оценки и вычисление всех статистических характеристик невязок «съемка – модель». На рисунке 3.3 показан пример использования высокоточной морской площадной съемки для оценки глобальной модели Sandwell and Smith. Обычно под высокоточной площадной съемкой понимается съемка, точность которой, вычисленная по внутренней сходимости, находится в пределах 0,5 мГал независимо от характера поля, географического положения и внешних условий измерений. Сравнения с такой высокоточной площадной съемкой обеспечивают наиболее представительные оценки моделей и, самое главное, – позволяют выявлять локализацию максимальных погрешностей модели в пределах исследуемой площади.

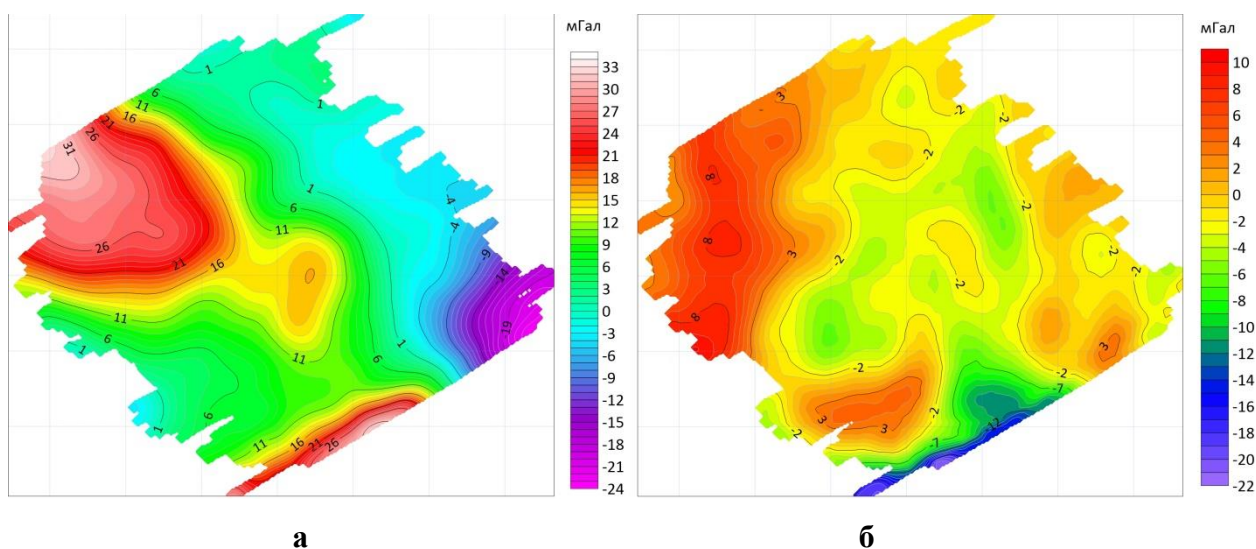


Рисунок 3.3 — Пример использования данных площадных съемок для качественной оценки глобальной модели. Высокоточная морская площадная съемка (а). Карта невязок «съемка – модель Sandwell and Smith» на этой же площади (б).

Недостатком такого способа оценки является невозможность выполнения крупномасштабных съемок (крупнее 1:200 000) на значительные площади. Поэтому для получения качественной оценки глобальной модели необходимо методически правильно

использовать ограниченный набор площадных данных с выбором критериев оценки, учитывающих возможные источники погрешностей в глобальных моделях.

### 3.1.2.3. *Оценки по профильным и маршрутным съемкам*

Маршрутные съемки выполняются на переходах морских судов и при движении воздушных судов к районам выполнения площадных съемок. В ряде случаев маршрутная набортная гравиметрическая съемка выполняется как сопутствующая в продолжительных экспедициях. При этом профиль с данными по маршруту движения пересекает разные по своему характеру и географическому положению районы акваторий, в том числе удаленных. Поэтому маршрутные съемки должны быть рассмотрены как потенциальный источник данных о погрешностях глобальных моделей ГПЗ.

Как и в рассмотренном выше случае площадной съемки, полноты данных вдоль маршрутного профиля с избытком хватает для качественной оценки модельных полей. При этом на ценность такой оценки влияет, по какому маршруту отдельный профиль пересекает исследуемый район, а также размеры самого района. При таком подходе ключевым фактором является оцениваемая площадь: чем она больше, тем ниже коэффициент информативности оценок, полученных с привлечением маршрутных данных. Для вычисления коэффициента информативности такой оценки необходимо ввести весовую составляющую  $p$ , обусловленную размерами оцениваемой площади:

$$p = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{R_{\text{модели}} \cdot N_{\text{spatial}}}, \quad (3.9)$$

где  $L$  – длина в пределах оцениваемой площади, каждого отдельного профиля  $i$ ;  $n$  – общее количество профилей, используемых в оценке.

Коэффициент информативности оценки глобальной модели по данным современных маршрутных съемок определяется как средневесовое:

$$K_{\text{инф. маршрутов}} = \frac{1 + \left( \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{R_{\text{модели}} \cdot N_{\text{spatial}}} \right) \cdot p}{(1+p)}, \quad (3.10)$$

На рисунке 3.4 показаны примеры информативности оценки модели Sandwell and Smith на полигоне с использованием разных конфигураций отдельных маршрутных профилей. Достоверные оценки модели при таком подходе могут быть только в полосе маршрутной съемки. Так как, основные уникальные данные о модельных аномалиях распределены по равномерным узлам пространственной сетки, пространство между узлами заполняется интерполяцией между узловыми значениями. Ширина такой полосы доверительных невязок в общем случае не зависит от разрешения оцениваемой модели.



Оценены будут только значения в узлах, лежащих на маршруте съемочного профиля или ближайших к нему.

Повысить информативность оценки на определенной площади или для определенной структуры можно, увеличив количество отдельных профилей. На рисунке 3.5 показаны примеры информативности, полученной с использованием криволинейного движения носителя и по группе отдельных профилей.

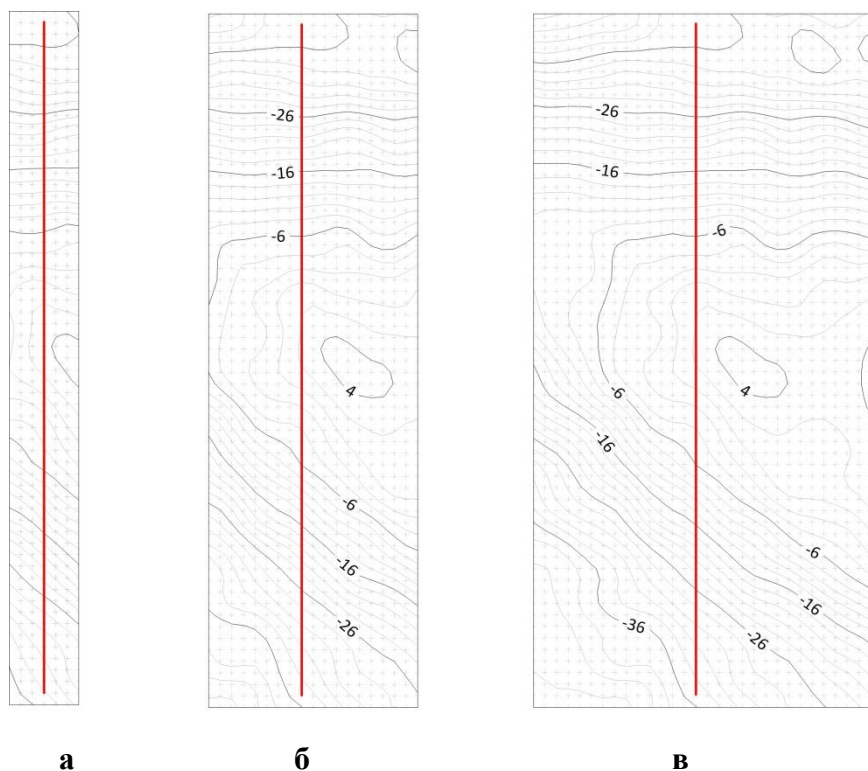


Рисунок 3.4 — Пример информативности оценки по данным маршрутной съемки модели Sandwell and Smith в зависимости от размеров полигона в соответствии с выражением (3.10). Информационная ценность оценок модели: **а** – 25%; **б** – 10%; **в** – 5%

Криволинейный маршрут движения по оцениваемой площади не создает дополнительного преимущества в вопросе эффективности оценки, так как на современном этапе используемые гравиметры имеют дополнительную инерциальную помеху, обусловленную изменением курса и скорости при циркуляции. Соответственно, такие участки должны быть исключены из оценки; на рисунке 3.5 исключенные участки показаны пунктирной линией.

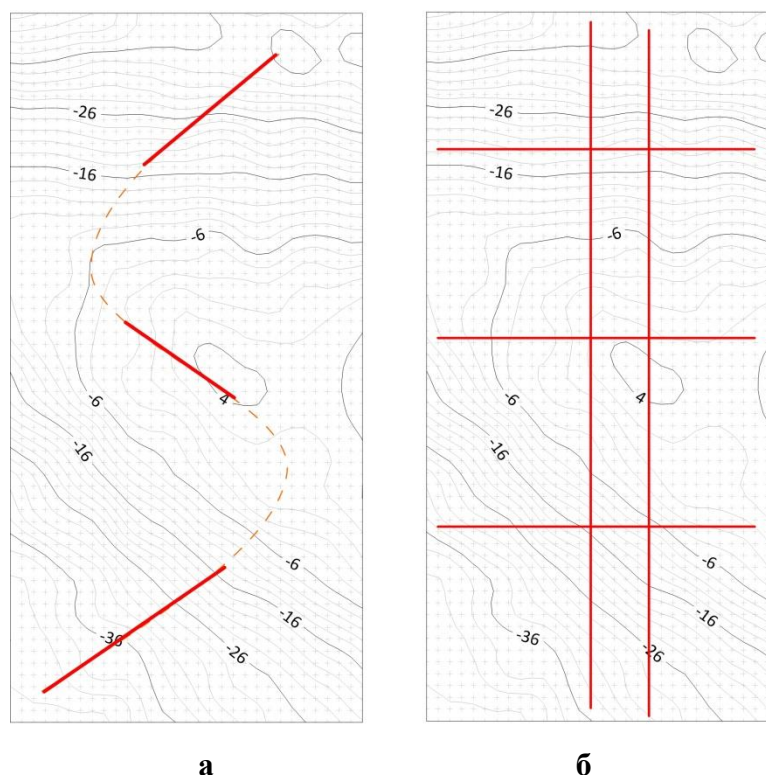


Рисунок 3.5 — Пример информативности оценки по данным маршрутной съемки модели Sandwell and Smith группами профилей в соответствии с (3.10).  
Информационная ценность оценок модели: **а** – 4.6%; **б** – 18.8%

Более эффективно, как для задачи изучения АСВ над отдельной геологической или геоморфологической структурой, так и для оценки описания поля такой структуры в глобальной модели, выполнить измерения группой отдельных профилей. Обычно такая съемка представляет собой несколько взаимоувязанных профилей, расположенных нерегулярно и на удалении, поэтому построить по ним карту аномалий не представляется возможным. Однако совокупность невязок на этих профилях позволяет получить достаточно представительную оценку, а увеличение количества профилей позволяет повысить ее общую ценность в границах заданной площади. Такой подход используется также в регионах, где свободное маневрирование носителя затруднено, например, в высокоширотной Арктике.

С учетом особенностей различных способов оценки моделей для получения надежных сведений о точностных характеристиках глобальной модели ГПЗ в Мировом океане предлагается следующий подход: анализ высокоточных площадных съемок, выполненных в разных широтах и над различными структурами Мирового океана, и проверка полученных результатов и выявленных закономерностей с использованием протяженных маршрутных профилей.

### 3.2. Результаты оценки глобальных моделей с использованием площадных съемок

Основным методом определения АСВ на акваториях Мирового океана в средних и высоких частотах (в пределах 60 км) в глобальном масштабе в настоящее время является спутниковая альтиметрия. Соответственно, ее погрешности – это основные источники ошибок и в моделях на этих же частотах. Спутниковые радары-альтиметры с высокой частотой опроса и большой разрешающей способностью позволяют получить новые, более точные данные о топографии поверхности акваторий [Garcia, Sandwell, Smith, 2014]. Характер и структура отраженного радиолокационного сигнала альтиметра определяются типом подстилающей поверхности, поэтому известны области с потенциально более низким качеством альтиметрических и, как следствие, гравиметрических модельных данных на акваториях – в зоне перехода «суша–море», на мелководье, в области субдукции и островных дуг, на участках с ледовым покровом.

Наиболее эффективный и простой способ оценки модельного поля заключается в сравнении модельных данных с высокоточными площадными морскими гравиметрическими съемками [Конешов и др., 2021; Lee, Acharya, 2017].

В рамках данной диссертационной работы был проведен масштабный эксперимент по сопоставлению современных моделей ГПЗ и площадных морских гравиметрических съемок, выполненных в диапазоне широт от 70° ю.ш. до 80° с.ш. над разными градиентными геологическими структурами Мирового океана. Были привлечены данные семи известных ультравысокостепенных глобальных моделей ГПЗ – EGM2008, WGM2012, XGM2019, Sandwell and Smith v29, SGG-UGM-2, Sandwell and Smith v32, DTU21 выбор которых обусловлен как их известностью и популярностью у ряда исследователей в области наук о Земле [Рыжева и др., 2021; Bai et al., 2019], так и хронологией их появления. В результате был показан вклад метода спутниковой альтиметрии в повышение точности представления АСВ в модельных данных.

Выбранные модели ГПЗ имеют следующие характеристики [Михайлов и др., 2022]:

- EGM2008 – широко известная глобальная сферическая модель, имеет разрешение 2190 гармоник поля, что соответствует пространственному разрешению 5', или  $\approx 10$  км.
- WGM2012 – французская модель, объединяющая EGM2008 и альтиметрическую модель DTU10; имеет пространственное разрешение 2' или  $\approx 4$  км [Balmino et al, 2012];
- XGM2019 – развитие модели XGM2016, в которой данные спутниковых миссий GRACE и GOCE были объединены с большим объемом морских

гравиметрических съемок. В XGM2019 наземные данные были дополнены аномалиями, вычисленными на суше из топографии по модели рельефа EARTH2014, а на океанах – по спутниковой альтиметрии, взятой из модели DTU13. Модель XGM2019 посчитана в модификациях с 760, 2190 и 5540 гармониками поля, в настоящей работе рассмотрена модификация, содержащая 2190 коэффициентов [Zingerle et al., 2020];

- Sandwell and Smith v29 (2020) – американская модель, содержащая данные об аномалиях ГПЗ, полученных на океанах из альтиметрических решений миссий Envisat, CryoSat-2, Jason-1 и др., а над сушей – из модели EGM2008; имеет пространственное разрешение 1' или  $\approx 2$  км [Sandwell et al., 2014]; модель имеет ограничения по 81° северной и южной широты.

- SGG-UGM-2 (2020) – китайская глобальная модель, второе поколение модели SGG-UGM (2018); построена по улучшенным за счет спутникового нивелирования данным EGM2008 на континентах, данным спутниковой градиентометрии (GRACE) и морских гравиметрических съемок; представлена в виде набора коэффициентов разложения до 2190 степени (5'×5') [Wei Liang et al., 2020];

- DTU21 (2021) – модель Датского Технического Университета, включающая актуальные альтиметрические данные, полученные с 2010 года, с использованием миссий CryoSat-2, SARAL/AltiKa, Jason-1, Jason-2, HY-2A и др. Модель имеет глобальное покрытие с разрешением в 1' или  $\approx 2$  км [Andersen, Knudsen, 2020].

- Sandwell and Smith v32 (2022) – в новую модель семейства включено большое количество альтиметрических измерений таких спутников как SARAL/Altika, Cryosat-2 и Jason-1/2, использован сглаживающий фильтр с меньшим окном и уменьшено влияние береговых эффектов в прибрежных районах. Модель, как и предыдущая версия, имеет пространственное разрешение 1' или  $\approx 2$  км [Sandwell et al., 2019]; модель имеет ограничения по 80° северной и южной широты.

Сравнительные оценки этих моделей с площадными морскими гравиметрическими съемками, характеризующимися среднеквадратической погрешностью (СКП) в пределах 0,5 мГал, на разных широтах и геоморфологических структурах приведены в таблице 3.4.

Важной особенностью проведенных масштабных сравнительных оценок является то, что **все привлекаемые для оценки моделей морские гравиметрические съемки выполнялись и/или обрабатывались сотрудниками ИФЗ РАН**, включая автора. Для части съемок также выполнялись методическое сопровождение и оперативный контроль качества гравиметрических измерений. Этим объясняется выборка морских съемок и их количество. Такой подход создает условие, когда **все используемые съемки имеют**

**единую логику обработки и единый подход к оценкам их собственной точности и, таким образом, обеспечивается достоверность и единообразие полученных оценок.**

Из таблицы 3.4 следует, что при низких градиентах поля все сравниваемые модели показывают близкую к инструментальным съемкам точность. Тем не менее, с ростом величины градиента и расчлененности поля расхождение по точности между моделями ГПЗ увеличивается и на сложной структуре, например на Срединно-океаническом хребте, достигает 20-30% и более. Таким образом, **наглядно продемонстрирован рост точности и достоверности более современных моделей**, содержащих больший набор альтиметрических данных и вычисленных с привлечением усовершенствованных алгоритмов.

Кроме того, полученные оценки демонстрируют, что погрешности современных глобальных моделей ГПЗ практически на всех океанических акваториях зависят в большей степени от величины горизонтального градиента самого аномального поля, а не от широты. Полный горизонтальный градиент поля в рамках данного исследования вычислялся как результирующая горизонтальных производных поля АСВ по направлению координатных осей:

$$\nabla g = \sqrt{\left(\frac{dg}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dg}{dy}\right)^2}, \quad (3.11)$$

где  $\frac{dg}{dx}$  – горизонтальная производная АСВ по оси x (юг – север),  
 $\frac{dg}{dy}$  – горизонтальная производная АСВ по оси y (запад – восток).

Морские съемки в таблице 3.4 расположены в порядке увеличения максимального значения результирующего горизонтального градиента  $\nabla g$ . В таблице приведены акватории расположения полигонов, их средние широты и глубины моря в границах каждого из полигонов. Представлены сравнительные характеристики каждой оцениваемой глобальной модели ГПЗ. Жирным шрифтом в таблице выделены модели, показывающие наилучшую достоверность на каждом морском полигоне.

Расположение морских гравиметрических полигонов в акватории Мирового океана схематично показано на рисунке 3.6.

Таблица 3.4 — Статистические оценки глобальных моделей по результатам сравнения с площадными морскими гравиметрическими съемками

| NN | Полигон                           | Широта полигона | Макс. градиент поля (мГал/км) | Средн. глубина моря (метры) | Модель           | Мин. (мГал)  | Макс. (мГал) | Средн. уровень (мГал) | СКО (мГал)  |
|----|-----------------------------------|-----------------|-------------------------------|-----------------------------|------------------|--------------|--------------|-----------------------|-------------|
| 1  | Восточная равнина Тихий океан     | 14° с.ш.        | 1,56                          | 4814                        | EGM2008          | -4,03        | 2,74         | -0,08                 | 1,03        |
|    |                                   |                 |                               |                             | WGM2012          | -4,26        | 2,73         | -0,07                 | 1,14        |
|    |                                   |                 |                               |                             | XGM2019          | -4,16        | 2,00         | -0,26                 | 0,90        |
|    |                                   |                 |                               |                             | SSv29.1          | -3,04        | 2,42         | -0,68                 | 0,87        |
|    |                                   |                 |                               |                             | SGG-UGM-2        | -3,72        | 2,34         | -0,33                 | 1,02        |
|    |                                   |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b>   | <b>-3,65</b> | <b>2,24</b>  | <b>-0,99</b>          | <b>0,82</b> |
|    |                                   |                 |                               |                             | DTU21            | -3,89        | 5,22         | 0,01                  | 1,18        |
| 2  | Центральная часть Баренцево море  | 75° с.ш.        | 1,79                          | 245                         | EGM2008          | -3,08        | 5,32         | 0,90                  | 1,06        |
|    |                                   |                 |                               |                             | WGM2012          | -3,66        | 4,20         | 0,69                  | 1,05        |
|    |                                   |                 |                               |                             | XGM2019          | -3,56        | 2,98         | 0,09                  | 0,84        |
|    |                                   |                 |                               |                             | SSv29.1          | -3,07        | 2,37         | 0,10                  | 0,78        |
|    |                                   |                 |                               |                             | SGG-UGM-2        | -3,42        | 3,21         | 0,48                  | 0,75        |
|    |                                   |                 |                               |                             | SSv32.2          | -2,32        | 3,28         | 0,78                  | 0,80        |
|    |                                   |                 |                               |                             | <b>DTU21</b>     | <b>-2,87</b> | <b>2,32</b>  | <b>0,14</b>           | <b>0,61</b> |
| 3  | Восточная часть Баренцево море    | 75° с.ш.        | 2,17                          | 214                         | EGM2008          | -2,35        | 2,79         | 0,52                  | 0,75        |
|    |                                   |                 |                               |                             | WGM2012          | -1,85        | 2,74         | 0,65                  | 0,66        |
|    |                                   |                 |                               |                             | XGM2019          | -3,57        | 2,32         | -0,50                 | 0,90        |
|    |                                   |                 |                               |                             | SSv29.1          | -2,80        | 2,30         | 0,00*                 | 0,74        |
|    |                                   |                 |                               |                             | SGG-UGM-2        | -3,31        | 1,60         | -0,81                 | 0,73        |
|    |                                   |                 |                               |                             | SSv32.2          | -1,69        | 2,818        | 0,36                  | 0,68        |
|    |                                   |                 |                               |                             | <b>DTU21</b>     | <b>-2,48</b> | <b>1,64</b>  | <b>-0,42</b>          | <b>0,64</b> |
| 4  | Северная часть Бенгальский залив  | 18° с.ш.        | 2,97                          | 2397                        | EGM2008          | -7,75        | 5,33         | 0,00*                 | 1,74        |
|    |                                   |                 |                               |                             | WGM2012          | -7,40        | 6,03         | 0,01                  | 1,83        |
|    |                                   |                 |                               |                             | XGM2019          | -5,58        | 5,76         | 0,75                  | 1,58        |
|    |                                   |                 |                               |                             | SSv29.1          | -4,38        | 5,24         | 0,68                  | 1,39        |
|    |                                   |                 |                               |                             | SGG-UGM-2        | -2,86        | 4,96         | 0,94                  | 1,12        |
|    |                                   |                 |                               |                             | SSv32.2          | -3,50        | 5,07         | 0,04                  | 1,33        |
|    |                                   |                 |                               |                             | <b>DTU21</b>     | <b>-2,91</b> | <b>6,02</b>  | <b>0,74</b>           | <b>1,10</b> |
| 5  | Восточная часть Норвежское море   | 66° с.ш.        | 3,04                          | 362                         | EGM2008          | -3,45        | 6,69         | 0,51                  | 1,18        |
|    |                                   |                 |                               |                             | WGM2012          | -3,76        | 6,78         | 0,44                  | 1,40        |
|    |                                   |                 |                               |                             | XGM2019          | -3,85        | 7,08         | 0,25                  | 1,38        |
|    |                                   |                 |                               |                             | <b>SSv29.1</b>   | <b>-2,57</b> | <b>2,80</b>  | <b>-0,01</b>          | <b>0,75</b> |
|    |                                   |                 |                               |                             | SGG-UGM-2        | -2,27        | 5,40         | 1,23                  | 0,87        |
|    |                                   |                 |                               |                             | SSv32.2          | -2,68        | 2,96         | 0,18                  | 0,77        |
|    |                                   |                 |                               |                             | DTU21            | -3,97        | 4,63         | 0,09                  | 1,01        |
| 6  | Центральная часть Норвежское море | 9° с.ш.         | 3,15                          | 854                         | EGM2008          | -4,62        | 4,35         | 0,47                  | 1,52        |
|    |                                   |                 |                               |                             | WGM2012          | -5,78        | 5,83         | 0,88                  | 1,74        |
|    |                                   |                 |                               |                             | XGM2019          | -3,73        | 3,61         | 0,69                  | 1,44        |
|    |                                   |                 |                               |                             | SSv29.1          | -4,39        | 4,09         | 0,39                  | 1,45        |
|    |                                   |                 |                               |                             | <b>SGG-UGM-2</b> | <b>-4,47</b> | <b>2,73</b>  | <b>0,15</b>           | <b>1,16</b> |
|    |                                   |                 |                               |                             | SSv32.2          | -4,58        | 3,91         | 0,05                  | 1,39        |
|    |                                   |                 |                               |                             | DTU21            | -3,79        | 5,40         | 0,99                  | 1,49        |

| NN | Полигон                               | Широта полигона | Макс. градиент поля (мГал/км) | Средн. глубина моря (метры) | Модель         | Мин. (мГал)   | Макс. (мГал) | Средн. уровень (мГал) | СКО (мГал)  |
|----|---------------------------------------|-----------------|-------------------------------|-----------------------------|----------------|---------------|--------------|-----------------------|-------------|
| 7  | Южная часть Аравийское море полигон 1 | 66° с.ш.        | 3,44                          | 4524                        | EGM2008        | -5,59         | 8,87         | -0,07                 | 1,63        |
|    |                                       |                 |                               |                             | WGM2012        | -4,36         | 7,59         | -0,03                 | 1,61        |
|    |                                       |                 |                               |                             | XGM2019        | -5,28         | 7,73         | -0,13                 | 1,55        |
|    |                                       |                 |                               |                             | SSv29.1        | -4,16         | 6,14         | -0,09                 | 1,35        |
|    |                                       |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -4,48         | 6,03         | -0,22                 | 1,38        |
|    |                                       |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-3,73</b>  | <b>5,52</b>  | <b>0,00</b>           | <b>1,22</b> |
|    |                                       |                 |                               |                             | DTU21          | -4,33         | 8,81         | 0,02                  | 1,46        |
| 8  | Центральная часть Бенгальский залив   | 15° с.ш.        | 3,89                          | 3046                        | EGM2008        | -6,81         | 5,37         | -1,37                 | 1,33        |
|    |                                       |                 |                               |                             | WGM2012        | -6,29         | 5,33         | -1,38                 | 1,34        |
|    |                                       |                 |                               |                             | XGM2019        | -6,89         | 2,82         | -1,67                 | 1,21        |
|    |                                       |                 |                               |                             | SSv29.1        | -6,04         | 3,92         | -1,43                 | 1,17        |
|    |                                       |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -7,89         | 4,64         | -1,47                 | 2,04        |
|    |                                       |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-5,64</b>  | <b>2,99</b>  | <b>-1,33</b>          | <b>1,14</b> |
|    |                                       |                 |                               |                             | DTU21          | -5,50         | 2,16         | -1,55                 | 1,18        |
| 9  | Южная часть Норвежское море           | 64° с.ш.        | 4,17                          | 259                         | EGM2008        | -6,60         | 8,59         | 0,39                  | 2,61        |
|    |                                       |                 |                               |                             | WGM2012        | -5,36         | 7,50         | 0,70                  | 2,18        |
|    |                                       |                 |                               |                             | XGM2019        | -5,17         | 6,13         | 0,91                  | 2,01        |
|    |                                       |                 |                               |                             | SSv29.1        | -3,87         | 3,34         | -0,18                 | 1,14        |
|    |                                       |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -4,84         | 5,83         | 0,66                  | 1,60        |
|    |                                       |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-3,09</b>  | <b>3,19</b>  | <b>0,00</b>           | <b>1,05</b> |
|    |                                       |                 |                               |                             | <b>DTU21</b>   | -2,93         | 4,65         | 0,418                 | 1,230       |
| 10 | Южная часть Аравийское море полигон 2 | 10° с.ш.        | 6,50                          | 3827                        | EGM2008        | -7,27         | 30,01        | 1,99                  | 2,25        |
|    |                                       |                 |                               |                             | WGM2012        | -9,33         | 24,83        | -0,17                 | 2,20        |
|    |                                       |                 |                               |                             | XGM2019        | -8,60         | 25,41        | -0,60                 | 2,28        |
|    |                                       |                 |                               |                             | SSv29.1        | -6,76         | 11,59        | -0,19                 | 1,32        |
|    |                                       |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -8,92         | 27,22        | -0,76                 | 2,28        |
|    |                                       |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-5,77</b>  | <b>11,46</b> | <b>0,00*</b>          | <b>1,28</b> |
|    |                                       |                 |                               |                             | DTU21          | -7,18         | 11,46        | -0,42                 | 1,46        |
| 11 | Черное море Полигон 2                 | 44° с.ш.        | 6,88                          | 1940                        | EGM2008        | -17,74        | 1,60         | -5,55                 | 3,97        |
|    |                                       |                 |                               |                             | WGM2012        | -17,84        | 3,79         | -4,79                 | 4,01        |
|    |                                       |                 |                               |                             | XGM2019        | -7,70         | 12,23        | 0,41                  | 3,55        |
|    |                                       |                 |                               |                             | <b>SSv29.1</b> | <b>-3,97</b>  | <b>5,04</b>  | <b>1,19</b>           | <b>1,21</b> |
|    |                                       |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -5,00         | 5,59         | 1,24                  | 1,63        |
|    |                                       |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | -6,70         | 4,33         | -1,46                 | 1,75        |
|    |                                       |                 |                               |                             | DTU21          | -4,91         | 3,57         | 0,169                 | 1,34        |
| 12 | Андаманское море                      | 9° с.ш.         | 7,74                          | 1297                        | EGM2008        | -18,05        | 16,48        | -0,27                 | 5,02        |
|    |                                       |                 |                               |                             | WGM2012        | -17,53        | 15,51        | -0,23                 | 4,68        |
|    |                                       |                 |                               |                             | XGM2019        | -16,58        | 16,76        | 0,18                  | 4,85        |
|    |                                       |                 |                               |                             | SSv29.1        | -8,64         | 16,37        | 0,95                  | 2,94        |
|    |                                       |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -13,84        | 16,35        | -0,05                 | 4,45        |
|    |                                       |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-10,76</b> | <b>13,18</b> | <b>-0,08</b>          | <b>2,76</b> |
|    |                                       |                 |                               |                             | DTU21          | -12,95        | 14,54        | 0,66                  | 3,26        |

| NN | Полигон                                                | Широта полигона | Макс. градиент поля (мГал/км) | Средн. глубина моря (метры) | Модель         | Мин. (мГал)   | Макс. (мГал) | Средн. уровень (мГал) | СКО (мГал)  |
|----|--------------------------------------------------------|-----------------|-------------------------------|-----------------------------|----------------|---------------|--------------|-----------------------|-------------|
| 13 | Срединно-океанический хребет Индийский океан Полигон 1 | 24° ю.ш.        | 7,76                          | 3081                        | EGM2008        | -7,98         | 15,80        | 1,66                  | 4,18        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | WGM2012        | -7,69         | 14,97        | 1,65                  | 3,89        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | XGM2019        | -10,87        | 15,02        | 1,57                  | 4,74        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SSv29.1        | -5,82         | 12,81        | 1,67                  | 2,47        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -10,78        | 15,09        | 1,82                  | 4,66        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-4,47</b>  | <b>9,83</b>  | <b>1,55</b>           | <b>2,24</b> |
|    |                                                        |                 |                               |                             | DTU21          | -6,03         | 13,41        | 1,66                  | 2,87        |
| 14 | Море Лаптевых                                          | 78° с.ш.        | 8,04                          | 2007                        | EGM2008        | -7,83         | 12,68        | -0,57                 | 3,07        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | WGM2012        | -7,96         | 12,51        | -0,81                 | 2,72        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | XGM2019        | -7,06         | 11,79        | -1,09                 | 2,52        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SSv29.1        | -8,10         | 5,48         | 0,00*                 | 1,92        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -6,95         | 8,21         | -0,72                 | 1,86        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-7,39</b>  | <b>6,88</b>  | <b>-0,26</b>          | <b>1,76</b> |
|    |                                                        |                 |                               |                             | DTU21          | -6,73         | 9,03         | -1,22                 | 1,80        |
| 15 | Западная часть Аравийское море                         | 17° с.ш.        | 8,11                          | 1612                        | EGM2008        | -16,28        | 29,61        | 2,12                  | 3,24        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | WGM2012        | -16,45        | 27,98        | 2,20                  | 3,15        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | XGM2019        | -15,40        | 29,59        | 2,46                  | 3,41        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SSv29.1        | -6,13         | 21,97        | 2,92                  | 2,32        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -14,68        | 29,79        | 2,71                  | 3,39        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-7,34</b>  | <b>21,39</b> | <b>2,53</b>           | <b>1,92</b> |
|    |                                                        |                 |                               |                             | DTU21          | -13,14        | 18,51        | 2,41                  | 2,30        |
| 16 | Южная часть Баренцево море                             | 70° с.ш.        | 8,14                          | 179                         | EGM2008        | -27,05        | 12,94        | -0,70                 | 4,05        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | WGM2012        | -26,98        | 11,78        | -0,16                 | 3,32        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | XGM2019        | -23,58        | 9,315        | 0,22                  | 3,26        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | <b>SSv29.1</b> | <b>-27,64</b> | <b>11,07</b> | <b>0,94</b>           | <b>2,31</b> |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -24,12        | 10,89        | 0,71                  | 2,80        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SSv32.2        | -29,58        | 11,74        | -0,41                 | 2,69        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | DTU21          | -25,99        | 10,20        | 0,03                  | 2,57        |
| 17 | Северо-западная часть Атлантический океан              | 46° с.ш.        | 8,79                          | 1413                        | EGM2008        | -21,32        | 8,91         | -2,18                 | 2,48        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | WGM2012        | -20,30        | 9,96         | -2,15                 | 2,19        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | XGM2019        | -21,00        | 8,79         | -2,20                 | 2,28        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SSv29.1        | -14,20        | 7,75         | -2,22                 | 1,88        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -19,20        | 7,31         | -2,19                 | 2,26        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-13,38</b> | <b>5,94</b>  | <b>-2,32</b>          | <b>1,57</b> |
|    |                                                        |                 |                               |                             | DTU21          | -13,82        | 5,68         | -2,18                 | 1,82        |
| 18 | Море Серам, залив Бенгунни                             | 2° ю.ш.         | 8,80                          | 62                          | EGM2008        | -17,56        | 23,34        | 0,32                  | 5,94        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | WGM2012        | -16,98        | 20,29        | 0,08                  | 5,75        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | XGM2019        | -14,29        | 20,30        | -0,21                 | 5,65        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | <b>SSv29.1</b> | <b>-19,01</b> | <b>18,98</b> | <b>0,65</b>           | <b>3,36</b> |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -10,86        | 15,45        | 0,48                  | 3,57        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SSv32.2        | -20,22        | 16,37        | 0,01                  | 3,56        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | DTU21          | -16,00        | 15,31        | -0,25                 | 4,10        |



| NN | Полигон                                                | Широта полигона | Макс. градиент поля (мГал/км) | Средн. глубина моря (метры) | Модель         | Мин. (мГал)   | Макс. (мГал) | Средн. уровень (мГал) | СКО (мГал)  |
|----|--------------------------------------------------------|-----------------|-------------------------------|-----------------------------|----------------|---------------|--------------|-----------------------|-------------|
| 19 | Северная часть Аравийское море                         | 21° с.ш.        | 9,09                          | 1878                        | EGM2008        | -11.75        | 14,44        | 0,85                  | 2,67        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | WGM2012        | -11.70        | 13,50        | 0,90                  | 2,62        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | XGM2019        | -13.15        | 14,62        | 0,76                  | 2,84        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SSv29.1        | -8.18         | 10,90        | 1,36                  | 1,74        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -12.62        | 16,18        | 0,96                  | 2,79        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-7.99</b>  | <b>7,91</b>  | <b>0,96</b>           | <b>1,50</b> |
|    |                                                        |                 |                               |                             | DTU21          | -8.39         | 13,83        | 1,02                  | 2,20        |
| 20 | Центральная часть Море Бали                            | 8° ю.ш.         | 9,12                          | 1056                        | EGM2008        | -8.70         | 25,50        | 1,77                  | 4,23        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | WGM2012        | -9.64         | 20,86        | 1,08                  | 3,99        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | XGM2019        | -11.86        | 21,67        | 0,39                  | 4,58        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | <b>SSv29.1</b> | <b>-13.19</b> | <b>10,97</b> | <b>-0,64</b>          | <b>2,70</b> |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -13.38        | 23,04        | 0,33                  | 4,32        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SSv32.2        | -12.48        | 12,20        | 0,89                  | 2,85        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | DTU21          | -8.545        | 13,54        | 1,28                  | 3,15        |
| 21 | Южный склон Австралии Индийский океан                  | 39° ю.ш.        | 10,27                         | 2567                        | EGM2008        | -13.22        | 10,28        | -1,78                 | 2,20        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | WGM2012        | -12.94        | 7,96         | -1,72                 | 2,15        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | XGM2019        | -12.27        | 7,85         | -2,08                 | 2,10        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SSv29.1        | -8.53         | 5,03         | -1,34                 | 1,51        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -11.40        | 6,09         | -1,97                 | 1,79        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-9.58</b>  | <b>4,25</b>  | <b>-1,81</b>          | <b>1,46</b> |
|    |                                                        |                 |                               |                             | DTU21          | -10.88        | 5,22         | -1,86                 | 1,89        |
| 22 | Черное море Полигон 1                                  | 45° с.ш.        | 10,40                         | 706                         | EGM2008        | -23.36        | 16,66        | -5,62                 | 7,05        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | WGM2012        | -19.82        | 8,15         | -4,88                 | 4,96        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | XGM2019        | -24.83        | 19,14        | -3,43                 | 7,48        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SSv29.1        | -15.42        | 4,306        | -3,46                 | 3,44        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -16.97        | 9,502        | -2,46                 | 3,99        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-15.41</b> | <b>1,70</b>  | <b>-5,67</b>          | <b>2,57</b> |
|    |                                                        |                 |                               |                             | DTU21          | -13.36        | 3,31         | -3,32                 | 2,61        |
| 23 | Срединно-океанический хребет Индийский океан Полигон 2 | 28° ю.ш.        | 11,10                         | 3678                        | EGM2008        | -16.01        | 26,52        | 0,13                  | 5,42        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | WGM2012        | -15.83        | 17,24        | 0,02                  | 4,04        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | XGM2019        | -13.86        | 25,62        | 0,24                  | 5,04        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SSv29.1        | -10.60        | 11,82        | -0,09                 | 2,69        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -13.09        | 25,54        | 0,14                  | 4,93        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-7.96</b>  | <b>8,82</b>  | <b>0,09</b>           | <b>2,42</b> |
|    |                                                        |                 |                               |                             | DTU21          | -11.36        | 10,41        | -0,21                 | 2,95        |
| 24 | Юго-западная часть Бенгальский залив                   | 12° с.ш.        | 11,42                         | 1994                        | EGM2008        | -23.39        | 25,96        | -0,12                 | 5,01        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | WGM2012        | -20.64        | 21,68        | 0,13                  | 4,47        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | XGM2019        | -28.82        | 26,34        | -1,57                 | 5,35        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | <b>SSv29.1</b> | <b>-14.07</b> | <b>11,18</b> | <b>0,60</b>           | <b>2,14</b> |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -23.75        | 17,20        | -0,78                 | 3,99        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SSv32.2        | -12.22        | 10,81        | 0,073                 | 2,32        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | DTU21          | -22.99        | 16,11        | -0,22                 | 3,61        |
| 25 | Западная часть Море Бали                               | 8° ю.ш.         | 11,84                         | 873                         | EGM2008        | -42.81        | 5,75         | -7,13                 | 7,03        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | WGM2012        | -43.80        | 6,33         | -6,58                 | 7,35        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | XGM2019        | -33.64        | 3,57         | -7,39                 | 6,48        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | <b>SSv29.1</b> | <b>-19.17</b> | <b>10,03</b> | <b>-0,70</b>          | <b>4,11</b> |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -46.29        | 10,84        | -6,26                 | 7,13        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | SSv32.2        | -21.60        | 11,07        | -0,88                 | 4,34        |
|    |                                                        |                 |                               |                             | DTU21          | -52.49        | 3,89         | -8,05                 | 7,15        |

| NN | Полигон                                                                         | Широта полигона | Макс. градиент поля (мГал/км) | Средн. глубина моря (метры) | Модель         | Мин. (мГал)   | Макс. (мГал) | Средн. уровень (мГал) | СКО (мГал)  |
|----|---------------------------------------------------------------------------------|-----------------|-------------------------------|-----------------------------|----------------|---------------|--------------|-----------------------|-------------|
| 26 | Макасарский пролив                                                              | 4° ю.ш.         | 12,40                         | 1223                        | EGM2008        | -15,18        | 29,90        | 0,99                  | 4,59        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | WGM2012        | -17,42        | 23,31        | 1,00                  | 4,04        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | XGM2019        | -19,76        | 20,32        | 0,20                  | 4,15        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | SSv29.1        | -11,93        | 14,34        | -0,21                 | 2,68        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -16,31        | 19,69        | -0,15                 | 3,79        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | SSv32.2        | -10,72        | 17,08        | 0,90                  | 3,19        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | <b>DTU21</b>   | <b>-11,75</b> | <b>15,01</b> | <b>0,38</b>           | <b>2,58</b> |
| 27 | Срединно-океанический хребет северный Атлантический океан Разлом Чейн Полигон 1 | 23° с.ш.        | 13,11                         | 3554                        | EGM2008        | -16,20        | 25,65        | 0,51                  | 4,20        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | WGM2012        | -16,61        | 22,14        | 0,48                  | 3,85        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | XGM2019        | -21,14        | 38,69        | 0,41                  | 5,13        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | SSv29.1        | -6,93         | 14,83        | 0,55                  | 2,06        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -17,55        | 38,58        | 0,41                  | 4,94        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-7,59</b>  | <b>13,12</b> | <b>0,56</b>           | <b>2,06</b> |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | DTU21          | -8,56         | 12,64        | 0,44                  | 2,34        |
| 28 | Море Серам                                                                      | 4° ю.ш.         | 14,10                         | 1234                        | EGM2008        | -26,76        | 25,43        | -0,49                 | 6,46        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | WGM2012        | -19,34        | 18,97        | -0,78                 | 5,37        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | XGM2019        | -15,13        | 22,43        | -0,22                 | 5,52        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | <b>SSv29.1</b> | <b>-8,90</b>  | <b>14,76</b> | <b>-0,12</b>          | <b>2,91</b> |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -16,79        | 21,89        | -0,72                 | 4,49        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | SSv32.2        | -11,29        | 16,23        | 0,06                  | 3,08        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | DTU21          | -15,99        | 16,13        | -0,77                 | 3,50        |
| 29 | Склон Антарктиды море Беллинсгаузена                                            | 68° ю.ш.        | 23,50                         | 1103                        | EGM2008        | -16,98        | 33,22        | 0,72                  | 4,46        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | WGM2012        | -17,61        | 34,03        | 0,84                  | 3,78        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | XGM2019        | -22,60        | 32,68        | -0,14                 | 6,19        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | SSv29.1        | -21,09        | 34,47        | -0,16                 | 2,91        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -17,55        | 34,69        | 1,54                  | 3,02        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | SSv32.2        | -17,64        | 34,41        | 0,40                  | 3,26        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | <b>DTU21</b>   | <b>-18,21</b> | <b>33,90</b> | <b>0,64</b>           | <b>2,50</b> |
| 30 | Срединно-океанический хребет Индийский океан Полигон 3                          | 26° с.ш.        | 23,25                         | 3685                        | EGM2008        | -17,88        | 33,45        | -0,05                 | 5,46        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | WGM2012        | -17,29        | 28,28        | -0,37                 | 4,27        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | XGM2019        | -16,76        | 31,74        | -0,29                 | 5,11        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | SSv29.1        | -12,28        | 20,43        | -0,49                 | 3,18        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -19,61        | 25,76        | -0,72                 | 3,95        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-11,78</b> | <b>17,54</b> | <b>-0,60</b>          | <b>2,46</b> |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | DTU21          | -16,37        | 18,91        | -0,89                 | 2,72        |
| 31 | Срединно-океанический хребет северный Атлантический океан Полигон 2             | 42° с.ш.        | 24,70                         | 2184                        | EGM2008        | -15,77        | 23,83        | 0,51                  | 6,90        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | WGM2012        | -14,48        | 23,20        | 0,67                  | 5,26        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | XGM2019        | -17,16        | 21,81        | 0,47                  | 6,42        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | <b>SSv29.1</b> | <b>-9,68</b>  | <b>13,37</b> | <b>0,64</b>           | <b>2,97</b> |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | SGG-UGM-2      | -16,08        | 21,83        | 0,78                  | 6,32        |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | <b>SSv32.2</b> | <b>-11,79</b> | <b>14,58</b> | <b>0,19</b>           | <b>2,97</b> |
|    |                                                                                 |                 |                               |                             | DTU21          | -11,14        | 14,54        | 0,42                  | 3,34        |

*\*Примечание к таблице. Средний уровень съемки, относительно модели равный 0.00, означает, что уровень съемки приведен к соответствующей модели, поскольку для данной площадной съемки отсутствует известное опорное значение.*

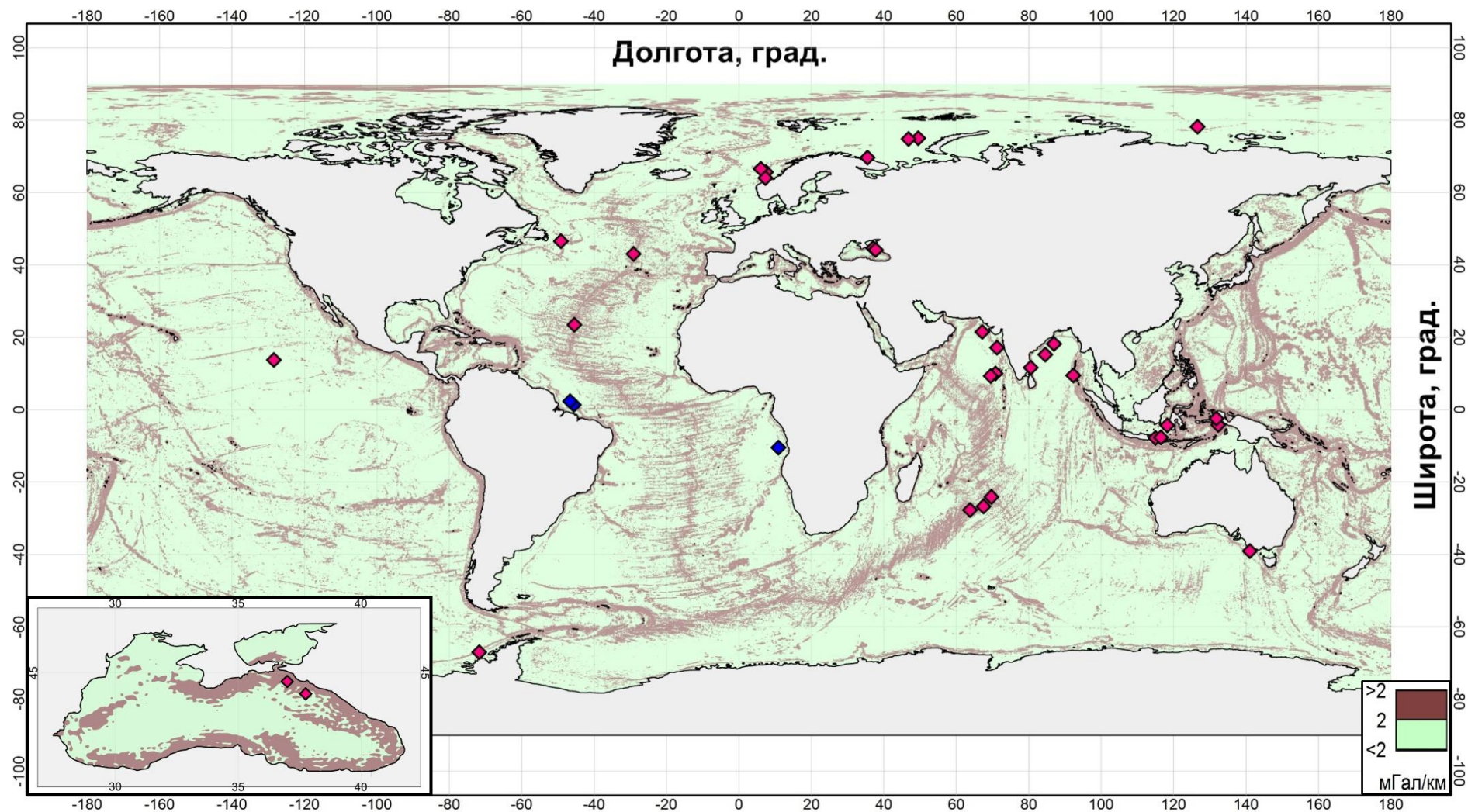


Рисунок 3.6 — Расположение полигонов с высокоточной морской гравиметрической съемкой в Мировом океане для оценки глобальных моделей ГПЗ (красные символы  $\blacklozenge$ ) и для последующего независимого контроля (синие символы  $\blacklozenge$ ). На врезке дополнительно показана акватория Черного моря. На фоне карта полного горизонтального градиента АСВ, полученная по данным глобальной модели ГПЗ WGM2012

Как указывалось в разделе 2.3.3, одним из основных источников погрешностей, возникающих в процессе обработки альтиметрических данных, являются параметры фильтрации. В альтиметрических измерениях присутствует шум, вызванный рядом факторов. Его разумное подавление (уменьшение) осуществляется с помощью специального адаптивного фильтра, в котором используется эмпирический параметр, настраиваемый по локальным характеристикам поля (альтернативный подход предложен в работе [Степанова, Щепетилов, Михайлов, 2023] . Глобально параметр фильтрации может меняться в несколько раз, и этот параметр в конечном итоге определяет максимальное разрешение получаемых данных. При этом его наибольшее значение применяется там, где белый шум в измерениях априорно выше: в областях севернее 75° с.ш., в прибрежных и в градиентных зонах (см. рисунок 2.13). Фильтрация подавляет высокочастотные составляющие модельных АСВ и снижает разрешение данных. На больших градиентах АСВ такой эффект проявляется в большей степени.

С повышением инструментальной точности альтиметрического метода и с ростом количества повторных альтиметрических измерений снижаются уровни шумов в получаемых первичных данных о поверхностях акваторий, что позволяет уменьшать окно фильтрации и, следовательно, увеличивать общую точность модельных данных, особенно в районах градиентных структур Мирового океана. Это подтверждается данными, приведенными в таблице 3.4: на высоких градиентах поля точность новых моделей ГПЗ, содержащих больший объем альтиметрических измерений, по сравнению с более ранними моделями существенно возрастает.

Еще одним характерным примером **роста качества и достоверности альтиметрической информации в новых глобальных моделях ГПЗ** является восточная часть Черного моря. Этот регион традиционно считается сложным для спутниковых измерений АСВ поскольку в области крутого континентального склона влияние так называемого берегового эффекта здесь усиливается распределением значительных аномалообразующих масс Кавказских гор [Дробышев и др., 2006].

Карты отклонения аномалий силы тяжести EGM2008 и Sandwell and Smith v29 от съемок в восточной части Черного моря показаны на рисунке 3.7.

СКО данных EGM2008 относительно данных морской гравиметрической съемки составляет  **$\pm 11,9$  мГал** с максимальными отклонениями от  $-93,9$  до  $+31,4$  мГал. Более современная модель Sandwell and Smith v29 имеет следующие оценочные характеристики: СКО  **$\pm 3,7$  мГал** и максимальные отклонения от  $-25,4$  до  $+16,7$  мГал.



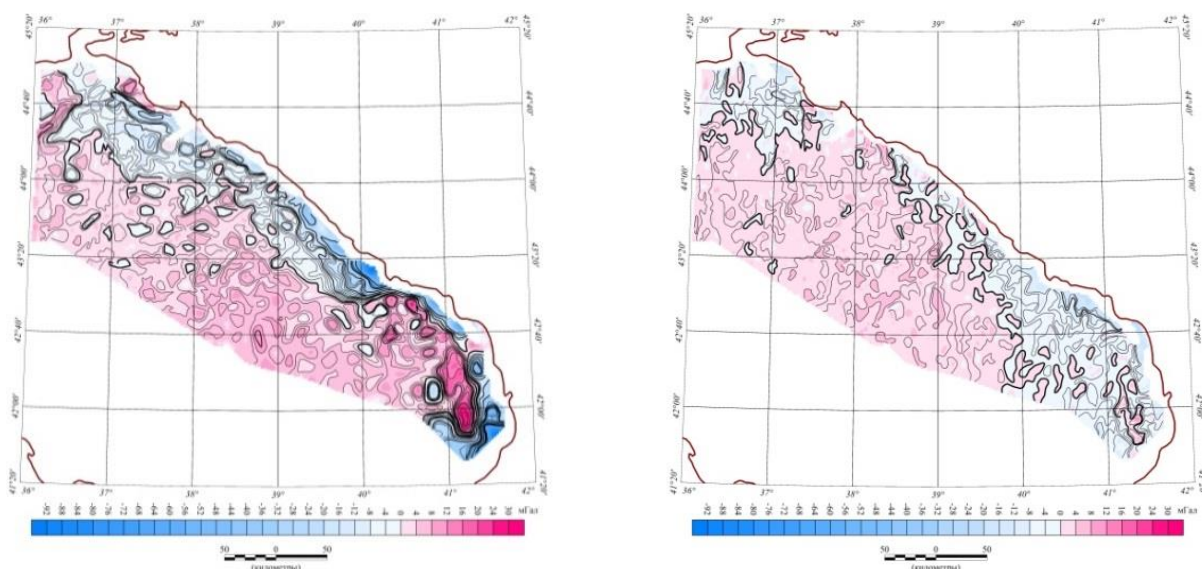


Рисунок 3.7 — Карты отклонений АСВ, полученные по данным моделей EGM2008 (слева) и Sandwell and Smith v29 (справа), относительно данных морских гравиметрических съемок в восточной части Черного моря [Михайлов и др., 2022]

### 3.3. Оценки глобальных моделей с использованием протяженных профилей

Для подтверждения результатов, полученных на отдельных морских полигонах, были использованы протяженные гравиметрические маршрутные съемки, выполненные в разное время во многих акваториях, открытых для свободного мореплавания. В рамках этого исследования была рассмотрена одна глобальная современная модель ГПЗ и проверена возможность применения для априорных оценочных задач не только площадных, но и маршрутных съемок. Как было отмечено в подразделе 3.1.2.3, маршрутные съемки по сравнению с площадными обладают меньшим потенциалом для получения оценочной информации. Однако в масштабах акваторий целых океанов могут служить инструментом для оценки как точности представления АСВ в современных моделях, так и технологии районирования модельных полей [Степанова и др., 2021].

Для сравнения с маршрутными инструментальными измерениями использованы данные глобальной модели Sandwell and Smith v29. Выбор этой модели обусловлен тем, что она является одной из наиболее достоверных на большинстве акваторий (см. таблицу 3.4). Были рассмотрены 166 профилей протяженностью от 100 км и более. Результаты анализа более 40 тысяч линейных километров маршрутных измерений с разбивкой по акваториям Мирового океана представлены в таблице 3.5.

Таблица 3.5 — Оценки глобальных моделей по результатам сравнения с морскими маршрутными гравиметрическими съемками

| Акватория                                                | Общая протяженность маршрутных профилей, км | Средний градиент АСВ по маршруту съемки, мГал/км | СКО, мГал  |
|----------------------------------------------------------|---------------------------------------------|--------------------------------------------------|------------|
| Северная часть Атлантического океана                     | 7 000                                       | 2,6                                              | 2,4        |
| Западная часть Атлантического океана                     | 3 500                                       | 2,1                                              | 1,8        |
| Южная часть Атлантического океана                        | 2 000                                       | 1,2                                              | 1,6        |
| Восточная часть Атлантического океана                    | 14 000                                      | 1,7                                              | 1,8        |
| Тихий океан (Южный океан)                                | 10 000                                      | 1,4                                              | 2,7        |
| Индийский океан                                          | 12 000                                      | 1,6                                              | 2,2        |
| <b>Общая протяженность / средние градиенты АСВ и СКО</b> | <b>48 500</b>                               | <b>1,8</b>                                       | <b>2,1</b> |

На рисунке 3.8, показан характерный пример прохождения научного судна вдоль побережья Бразилии над градиентными и абиссальными структурами поля с гравиметром на борту. Красным графиком вдоль профиля движения обозначено изменение градиента аномального поля (в мГал/км), синим — отклонения от модели вдоль съемочного профиля (в мГал). Масштабы графиков выбраны индивидуально для каждого типа данных для обеспечения максимальной наглядности. На рисунке хорошо видно, что шум модельных данных возрастает соразмерно увеличению градиента АСТ.

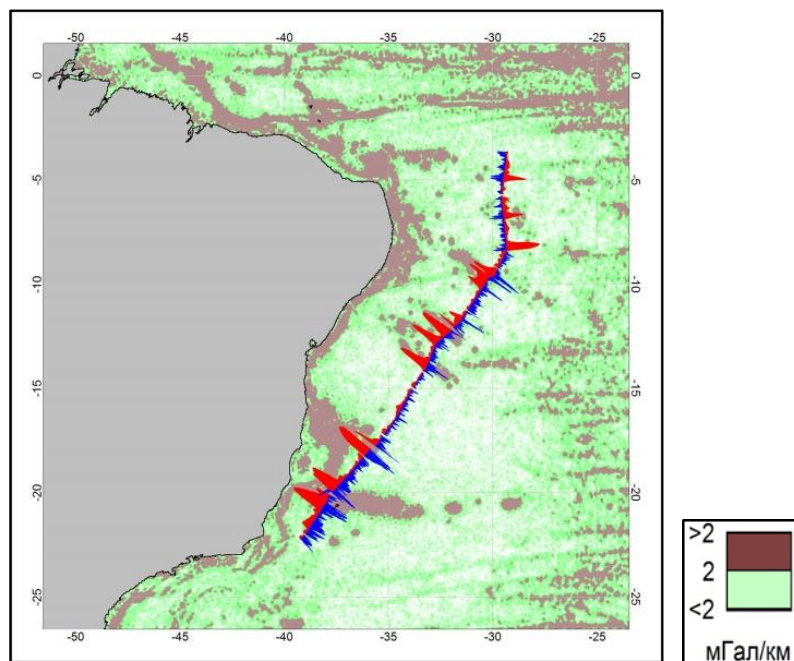


Рисунок 3.8 — Графики полного горизонтального градиента АСВ (красный график, мГал/км) и отклонений съемочных данных от модели Sandwell and Smith v29 (синий график, мГал) вдоль маршрутного профиля над градиентными и абиссальными структурами. Карта полного градиента АСВ вычислена по данным модели WGM2012 [Михайлов и др., 2022]

Для определения зависимости величины погрешности глобальной модели ГПЗ от величины градиента поля, полученного по данным этой же модели, по всему объему маршрутных данных вычислен коэффициент корреляции по Пирсону. На рисунке 3.9 приведен график значений градиента поля вдоль всех маршрутных профилей и соответствующий им график СКО АСВ модели Sandwell and Smith v29 для каждого маршрутного профиля.

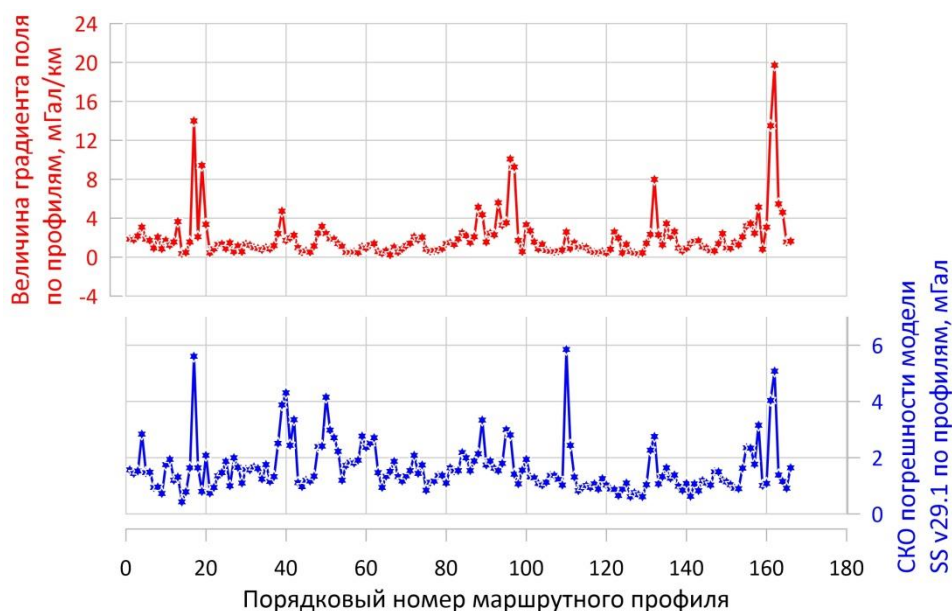


Рисунок 3.9 — Графики изменения градиента и СКО модельных АСВ Sandwell and Smith v29 по 166 протяженным маршрутным профилям в основных акваториях Мирового океана [Михайлов и др., 2022]

Значение вычисленного коэффициента корреляции между изменением среднего градиента поля по каждому профилю и изменением СКО модельной АСВ составило **0,65**. Таким образом, подтверждается наличие взаимосвязи между точностью представления АСВ в современных глобальных моделях ГПЗ и вариациями градиента АСВ вдоль профиля маршрутной гравиметрической съемки. Кроме того, дополнительно продемонстрирована возможность априорного оценочного районирования модельного поля по величине градиента.

Для детального изучения ГПЗ высокоградиентных регионов Мирового океана необходимо выполнение площадных инструментальных съемок. Тем не менее, рост точности и детальности спутниковых модельных данных создает условия для увеличения межпрофильного расстояния съемочной сети в абиссальных районах. Методы комплексирования данных в перспективе позволят использовать инструментальные измерения в задачах коррекции модельных данных на больших площадях. Маршрутные

съемки, в силу меньших временных затрат на их выполнение, могут быть перспективным инструментом получения данных о региональных характеристиках модельных АСВ.

### **3.4. Систематизация величин погрешностей модельных аномалий и закономерностей в их пространственном распределении**

Полученные и представленные в таблице 3.4 данные о характеристиках семи современных моделей ГПЗ с использованием съемок, распределенных по акваториям Мирового океана, содержат важнейшие сведения о точности каждой модели и, в целом, о трендовых закономерностях развития современных глобальных моделей ГПЗ. Для этого рассмотрены взаимные межмодельные разности и величины отклонений в модельных аномалиях, а также особенности пространственного распределения отклонений в Мировом океане.

#### **3.4.1. Систематические отклонения моделей**

Как видно из таблицы 3.4, оцениваемые глобальные модели имеют не только индивидуальные характеристики невязок относительно съемок, но и систематические взаимные расхождения. Колонка «средний уровень» в таблице 3.4 характеризует систематическое отклонение каждой модели от съемки в пределах каждого полигона. Наличие некоторого систематического сдвига между съемкой и моделью может быть обусловлено точностью привязки к береговому опорному пункту, точностью сведений об этом пункте, например, его высотной отметке. Для задач геологического исследования аномалий абсолютное значение силы тяжести не имеет критического значения: более важным являются детальность представления и величины аномалий, отсутствие ошибок измерений и т.п. Поэтому в абсолютном отношении этот параметр интересен только для оценки самой съемки и не имеет какой-либо значимости для исследования моделей в Мировом океане в принципе. Однако сравнение параметров среднего уровня относительно одной и той же съемки, полученных по данным разных моделей, позволяет оценить, в каком диапазоне современные модели согласуются между собой в акваториях Мирового океана, что является значимой характеристикой для задач настоящего исследования.

Для этого были определены стандартные отклонения между средними уровнями съемки и моделей на каждом из морских полигонов. Результаты сведены в таблицу 3.6. При этом на нескольких полигонах величина стандартного отклонения превысила 1 мГал; максимальное значение – 3,12 мГал (море Бали), среднее значение – 0,56 мГал. Это дало основания для анализа полигонов с повышенным отклонением между уровнями моделей.



Из выборки были исключены модели, отклонение которых от съемки значительно отличается от остальных. Были исключены следующие модели (номера полигонов соответствуют колонке NN в таблице 3.4):

*на полигоне 10 (Аравийское море) - EGM2008;*

*на полигоне 11 (Черное море) - EGM2008 и WGM2012;*

*на полигоне 20 (море Бали) - EGM2008;*

*на полигоне 22 (Черное море) – SGG-UGM-2;*

*на полигоне 24 (Бенгальский залив) – XGM2019;*

*на полигоне 29 (море Беллинсгаузена) - SGG-UGM-2;*

Как видно, исключены в основном более ранние модели, полученные с меньшим объёмом исходной альтиметрической информации. В дальнейшем, с привлечением более актуальных сведений о режиме этих акваторий, уравненные региональные базисы вновь созданных моделей были скорректированы. Также обращают на себя внимание региональные отклонения отдельных моделей (XGM2019 и SGG-UGM-2), связанные с особенностями комплексирования данных и вычисления этих моделей.

Отдельно необходимо обратить внимание на полигон 25, расположенный в западной части моря Бали, непосредственно вблизи северного побережья острова Бали. Остров имеет вулканическое происхождение, что обуславливает сильноградиентное поле в прилегающей морской акватории, где расположен полигон № 25. Альтиметрические модели семейства Sandwell and Smith на этом полигоне находятся на уровне, значительно отличающемся от уровня прочих пяти оцениваемых моделей. При этом уровни моделей SSv29 и SSv32 практически совпадают. Поэтому при вычислении стандартного отклонения между уровнями моделей в целях получения наиболее объективной оценки на полигоне 25 были исключены две модели Sandwell and Smith. Таким образом, в итоговом наборе дополнительно исключены следующие модели:

*на полигоне 25 (море Бали) – Sandwell and Smith v29 и v32;*

После исключения указанных моделей максимальное значение стандартного отклонения по всему набору полигонов составило – 1,12 мГал (Черное море), **среднее значение – 0,39 мГал.**

Таблица 3.6 — Статистические оценки глобальных моделей по результатам сравнения с площадными морскими гравиметрическими съемками

| NN             | Широта полигона | Макс. градиент АСВ (мГал/км) | Средн. глубина моря (метры) | Стандартное отклонение (мГал) | Стандартное отклонение с учетом исключения отдельных моделей (мГал) | Примечание, исключены модели |
|----------------|-----------------|------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|---------------------------------------------------------------------|------------------------------|
| 1              | 14° с.ш.        | 1,56                         | 4814                        | 0,37                          | 0,37                                                                |                              |
| 2              | 75° с.ш.        | 1,79                         | 245                         | 0,35                          | 0,35                                                                |                              |
| 3              | 75° с.ш.        | 2,17                         | 214                         | 0,56                          | 0,56                                                                |                              |
| 4              | 18° с.ш.        | 2,97                         | 2397                        | 0,41                          | 0,41                                                                |                              |
| 5              | 66° с.ш.        | 3,04                         | 362                         | 0,42                          | 0,42                                                                |                              |
| 6              | 9° с.ш.         | 3,15                         | 854                         | 0,36                          | 0,36                                                                |                              |
| 7              | 66° с.ш.        | 3,44                         | 4524                        | 0,08                          | 0,08                                                                |                              |
| 8              | 15° с.ш.        | 3,89                         | 3046                        | 0,12                          | 0,12                                                                |                              |
| 9              | 64° с.ш.        | 4,17                         | 259                         | 0,39                          | 0,39                                                                |                              |
| 10             | 10° с.ш.        | 6,5                          | 3827                        | <b>0,93</b>                   | <b>0,29</b>                                                         | <i>без EGM</i>               |
| 11             | 44° с.ш.        | 6,88                         | 1940                        | <b>2,83</b>                   | <b>1,10</b>                                                         | <i>без EGM, WGS</i>          |
| 12             | 9° с.ш.         | 7,74                         | 1297                        | 0,47                          | 0,47                                                                |                              |
| 13             | 24° ю.ш.        | 7,76                         | 3081                        | 0,09                          | 0,09                                                                |                              |
| 14             | 78° с.ш.        | 8,04                         | 2007                        | 0,43                          | 0,43                                                                |                              |
| 15             | 17° с.ш.        | 8,11                         | 1612                        | 0,28                          | 0,28                                                                |                              |
| 16             | 70° с.ш.        | 8,14                         | 179                         | 0,59                          | 0,59                                                                |                              |
| 17             | 46° с.ш.        | 8,79                         | 1413                        | 0,05                          | 0,05                                                                |                              |
| 18             | 2° ю.ш.         | 8,8                          | 62                          | 0,34                          | 0,34                                                                |                              |
| 19             | 21° с.ш.        | 9,09                         | 1878                        | 0,19                          | 0,19                                                                |                              |
| 20             | 8° ю.ш.         | 9,12                         | 1056                        | <b>0,78</b>                   | <b>0,70</b>                                                         | <i>без EGM</i>               |
| 21             | 39° ю.ш.        | 10,27                        | 2567                        | 0,23                          | 0,23                                                                |                              |
| 22             | 45° с.ш.        | 10,4                         | 706                         | <b>1,26</b>                   | <b>1,12</b>                                                         | <i>без SGG-UGM-2</i>         |
| 23             | 28° ю.ш.        | 11,1                         | 3678                        | 0,15                          | 0,15                                                                |                              |
| 24             | 12° с.ш.        | 11,42                        | 1994                        | <b>0,71</b>                   | <b>0,46</b>                                                         | <i>без XGM</i>               |
| 25             | 8° ю.ш.         | 11,84                        | 873                         | <b>3,12</b>                   | <b>0,70</b>                                                         | <i>без SSv29, SSv32</i>      |
| 26             | 4° ю.ш.         | 12,4                         | 1223                        | 0,53                          | 0,53                                                                |                              |
| 27             | 23° с.ш.        | 13,11                        | 3554                        | 0,06                          | 0,06                                                                |                              |
| 28             | 4° ю.ш.         | 14,1                         | 1234                        | 0,34                          | 0,34                                                                |                              |
| 29             | 68° ю.ш.        | 23,5                         | 1103                        | <b>0,59</b>                   | <b>0,44</b>                                                         | <i>без SGG-UGM-2</i>         |
| 30             | 26° с.ш.        | 23,25                        | 3685                        | 0,28                          | 0,28                                                                |                              |
| 31             | 42° с.ш.        | 24,7                         | 2184                        | 0,19                          | 0,19                                                                |                              |
| <b>Среднее</b> |                 |                              |                             | <b>0,56</b>                   | <b>0,39</b>                                                         |                              |

Таким образом, с учетом исключения отдельных моделей (на семи полигонах из 31), средняя величина стандартного отклонения между моделями, которая характеризует систематическую составляющую модельной абсолютной величины силы тяжести на акваториях, находится в пределах 0,4 мГал. Однако необходимо дополнительно рассмотреть возможные региональные особенности распределения данной величины. На рисунках 3.10 и 3.11 показано распределение величины стандартного отклонения между моделями в Мировом океане в соответствии с величиной максимального горизонтального градиента АСВ (для удобства представления - с логарифмической шкалой), а также в соответствии с глубиной моря (с линейной шкалой).

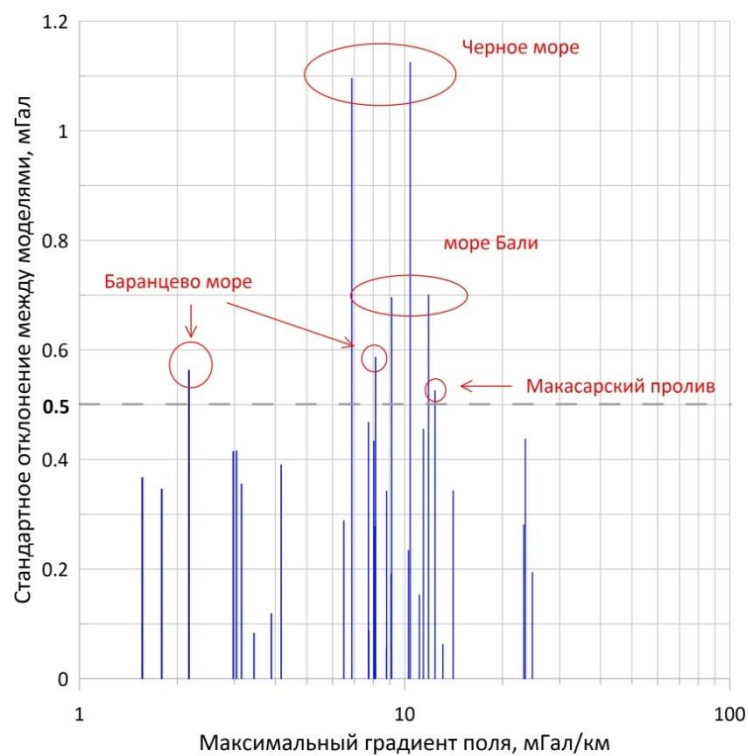


Рисунок 3.10 — Распределение величины стандартного отклонения между моделями в Мировом океане в соответствии с величиной максимального горизонтального градиента АСВ (логарифмическая шкала). Отмечены акватории с повышенными величинами стандартного отклонения

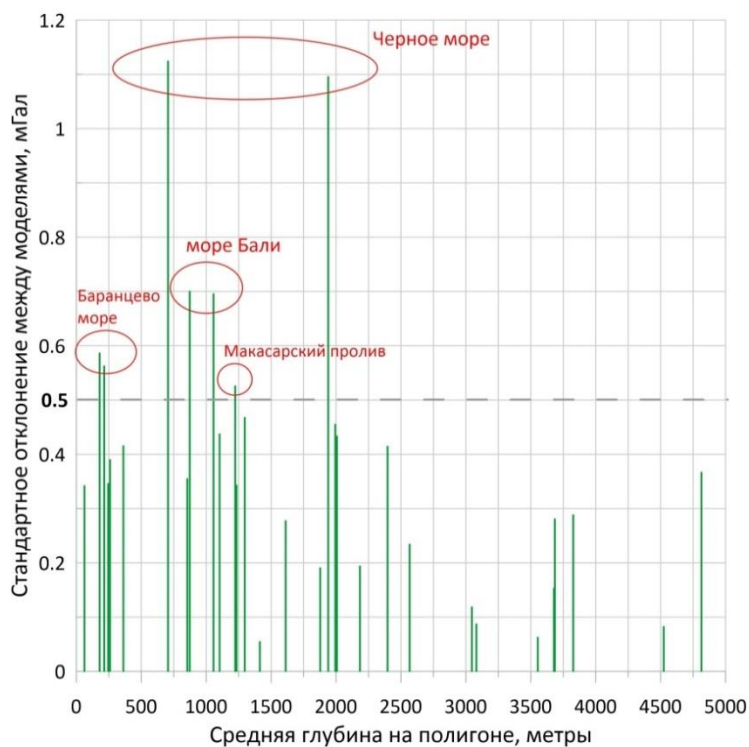


Рисунок 3.11 — Распределение величины стандартного отклонения между моделями в Мировом океане в соответствии со средней глубиной моря на полигонах (линейная шкала). Отмечены акватории с повышенными величинами стандартного отклонения

Как следует из рисунка 3.10, однозначная взаимосвязь между повышенным стандартным отклонением и величиной полного горизонтального градиента АСВ отсутствует. Более наглядно региональная особенность повышенного стандартного отклонения в межмодельных разностях показана на рисунке 3.11. Все полигоны, содержащие значения стандартных отклонений свыше 0,5 мГал, относятся к правой части графика, то есть к областям меньших глубин моря. Если рассмотреть географическую привязку отклонений свыше 0,5 мГал, то эти полигоны относятся к следующим акваториям:

1. Шельф Баренцева моря;
2. Регион Черного моря;
3. Регион моря Бали;
4. Макасарский пролив.

Все указанные районы являются, во-первых, достаточно близкими к береговой линии, а во-вторых, как было показано в главе 2, проблемными для однозначных альтиметрических определений силы тяжести. Это сугубо территориальная особенность, обусловленная совокупностью климатических, геоморфологических и геологических факторов. Такие области могут быть априорно определены с использованием методических подходов, описанных в разделе 3.1.1 данной главы.

Если полностью исключить выявленные «проблемные» области (полигоны 3, 11, 16, 20, 22, 25 и 26) из статистической оценки, то средняя величина стандартного отклонения составит уже  $\pm 0,28$  мГал. **Таким образом, погрешность, характеризующая систематическую составляющую условной современной глобальной модели в открытых акваториях Мирового океана, находится в диапазоне от 0,3 до 0,6 мГал.** Данную погрешность необходимо учитывать при работе с модельными данными, например, для абсолютной привязки уровня съёмки к уровню глобальной модели ГПЗ.

#### **3.4.2. Региональные погрешности в глобальных моделях и закономерности в их пространственном распределении**

Как следует из оценок моделей, представленных в разделе 3.2, их погрешности в различных акваториях переменны. Была показана прямая корреляция между величинами погрешностей и полными горизонтальными градиентами АСВ. При этом не выявлены прочие факторы, прежде всего географическая широта. Для получения функциональной зависимости погрешности от градиента выполнены линейные аппроксимации погрешностей на полигонах (за исключением мелководных и прибрежных) по отношению

к максимальным значениям градиента АСВ. Графики аппроксимаций и их характеристики показаны на рисунках 3.12–3.18.

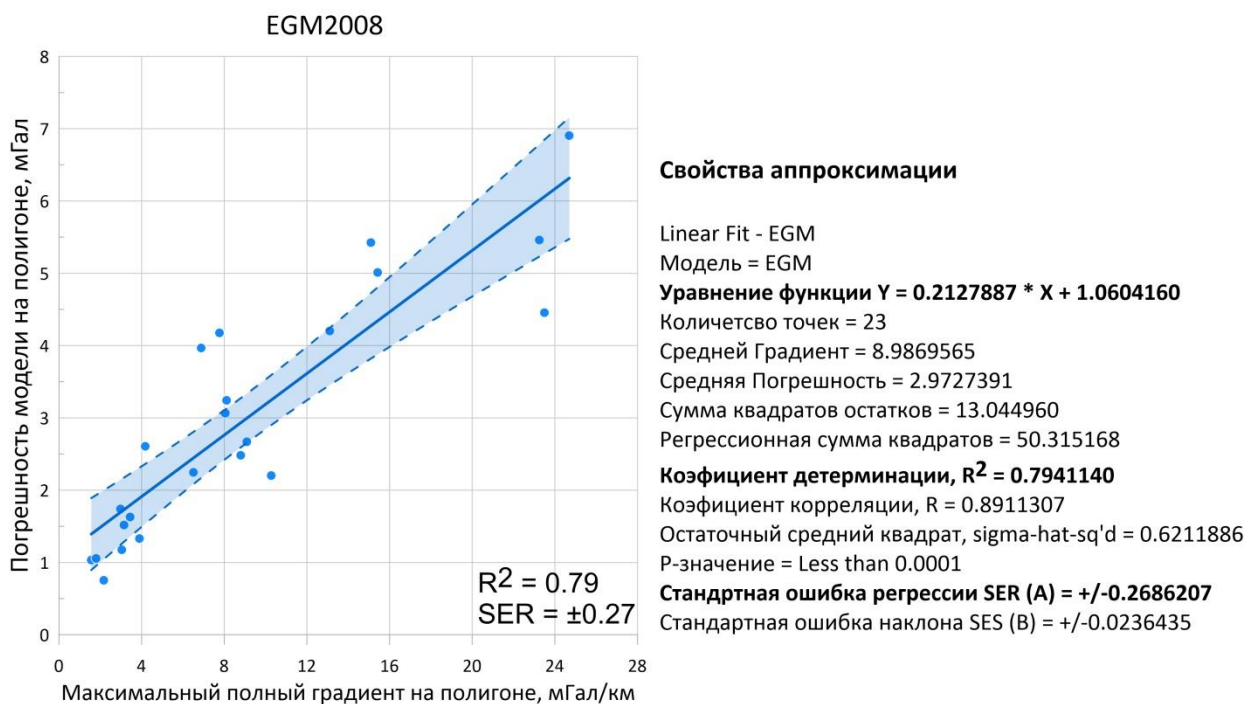


Рисунок 3.12 — Линейная аппроксимация погрешности модели EGM2008 в зависимости от величины полного горизонтального градиента АСВ и ее доверительный интервал

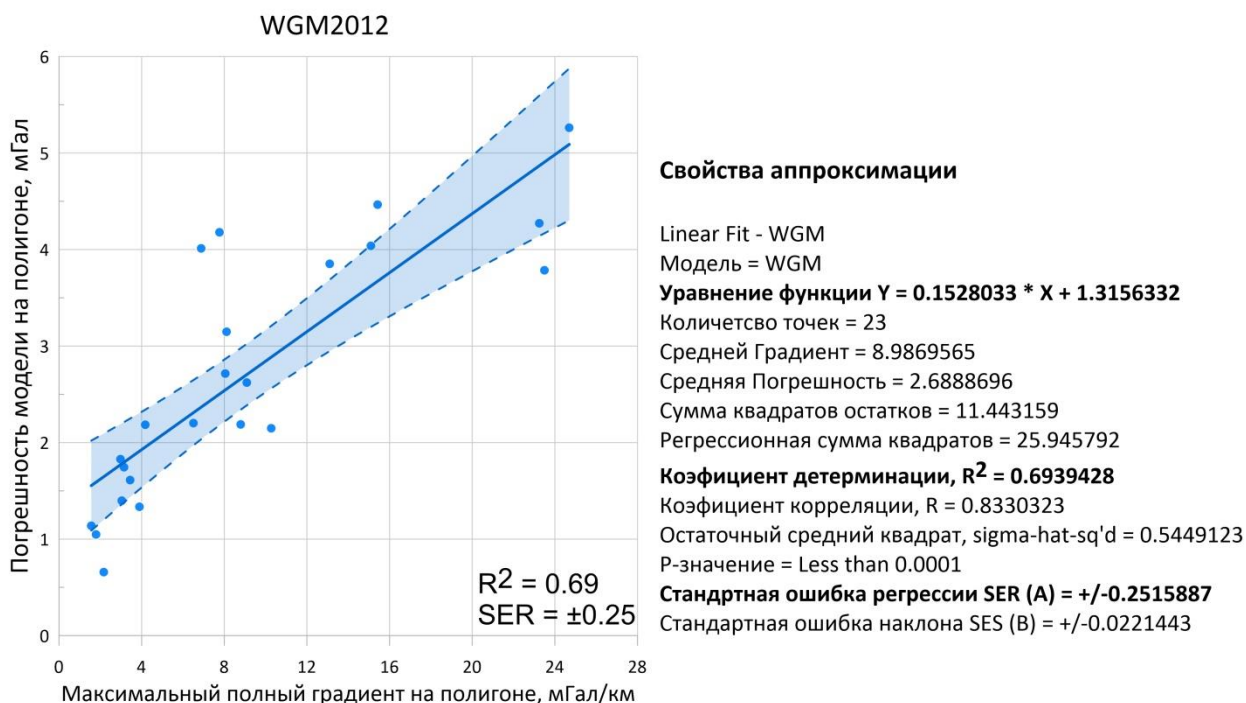


Рисунок 3.13 — Линейная аппроксимация погрешности модели WGM2012 в зависимости от величины полного горизонтального градиента АСВ и ее доверительный интервал

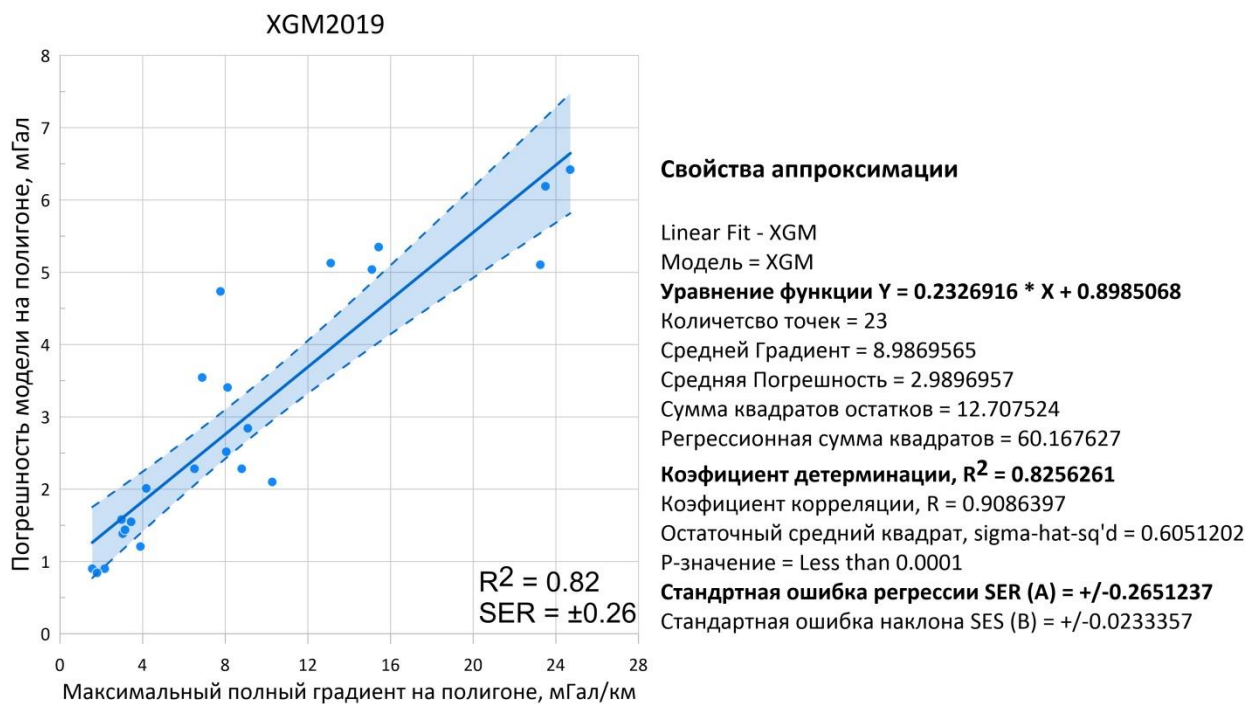


Рисунок 3.14 — Линейная аппроксимация погрешности модели XGM2019 в зависимости от величины полного горизонтального градиента АСВ и ее доверительный интервал

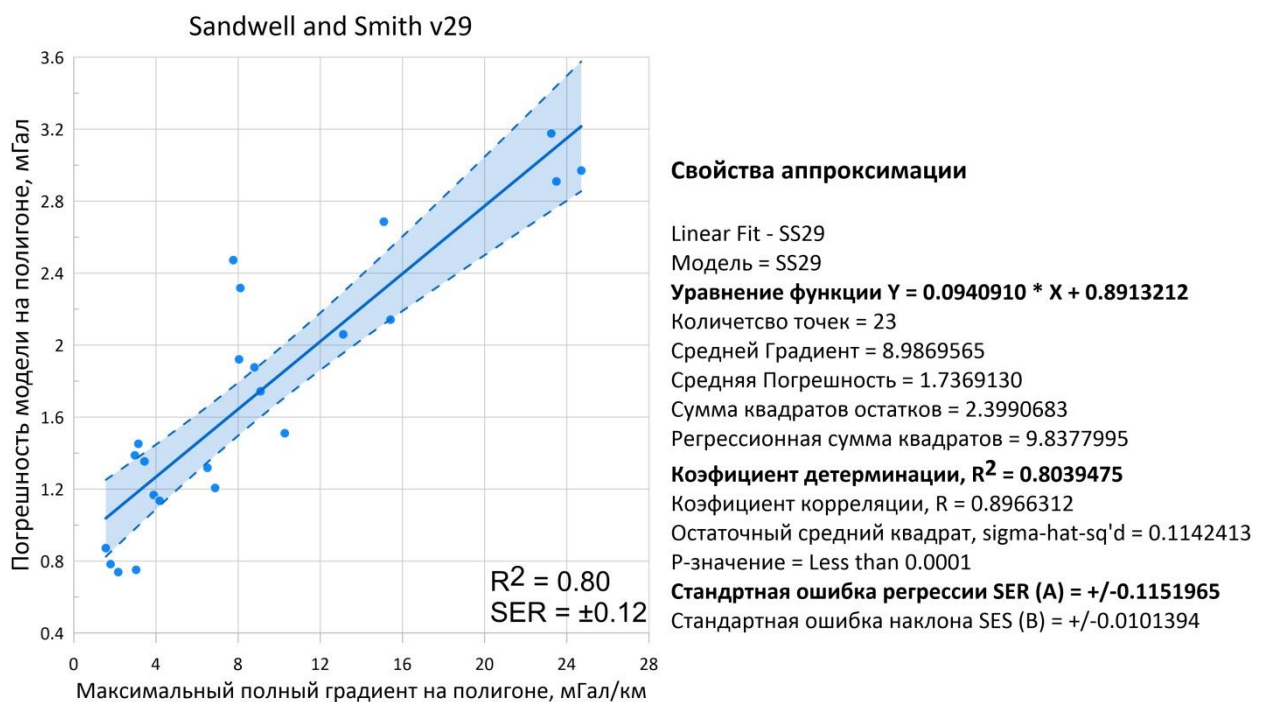


Рисунок 3.15 — Линейная аппроксимация погрешности модели Sandwell and Smith v29 в зависимости от величины полного горизонтального градиента АСВ и ее доверительный интервал



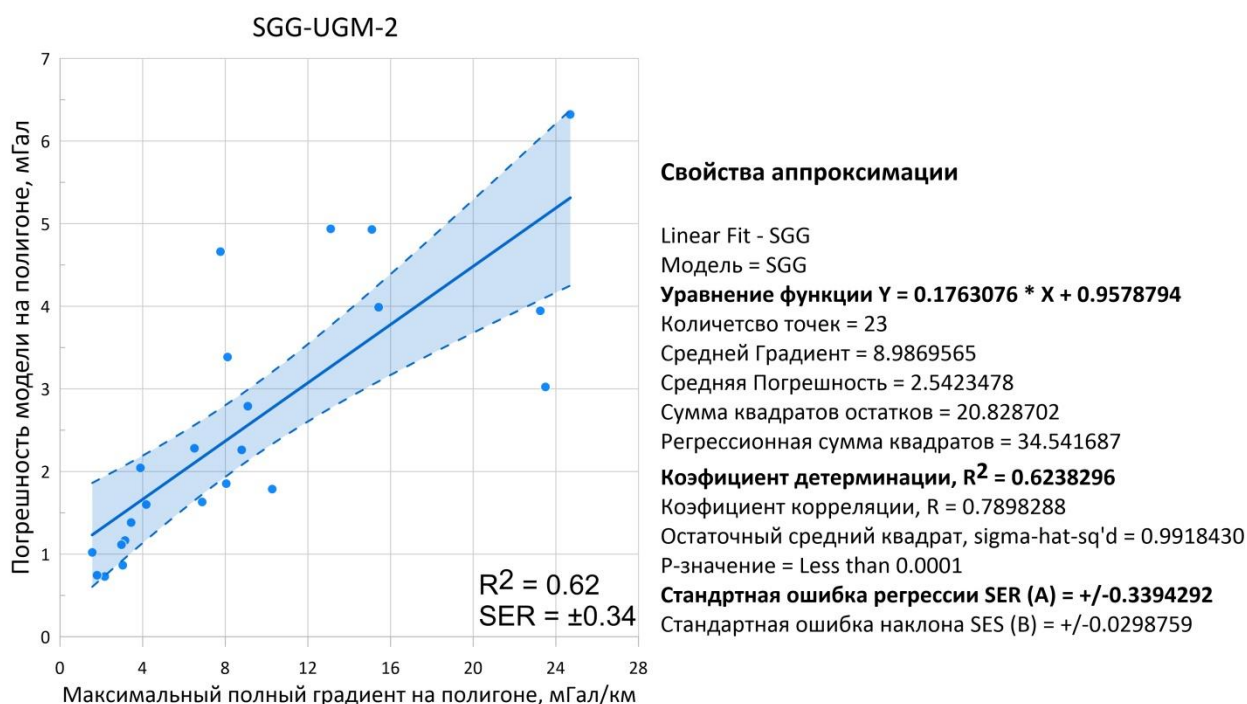


Рисунок 3.16 — Линейная аппроксимация погрешности модели SGG-UGM-2 в зависимости от величины полного горизонтального градиента АСВ и ее доверительный интервал

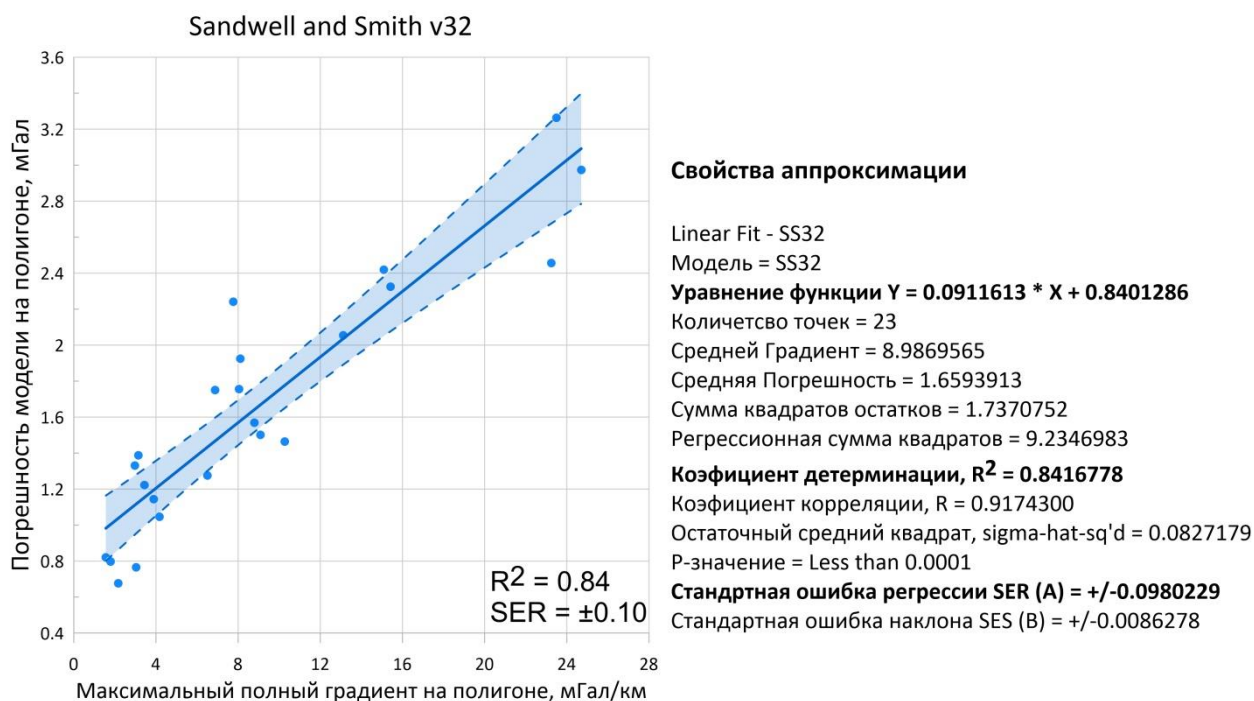


Рисунок 3.17 — Линейная аппроксимация погрешности модели Sandwell and Smith v32 в зависимости от величины полного горизонтального градиента АСВ и ее доверительный интервал

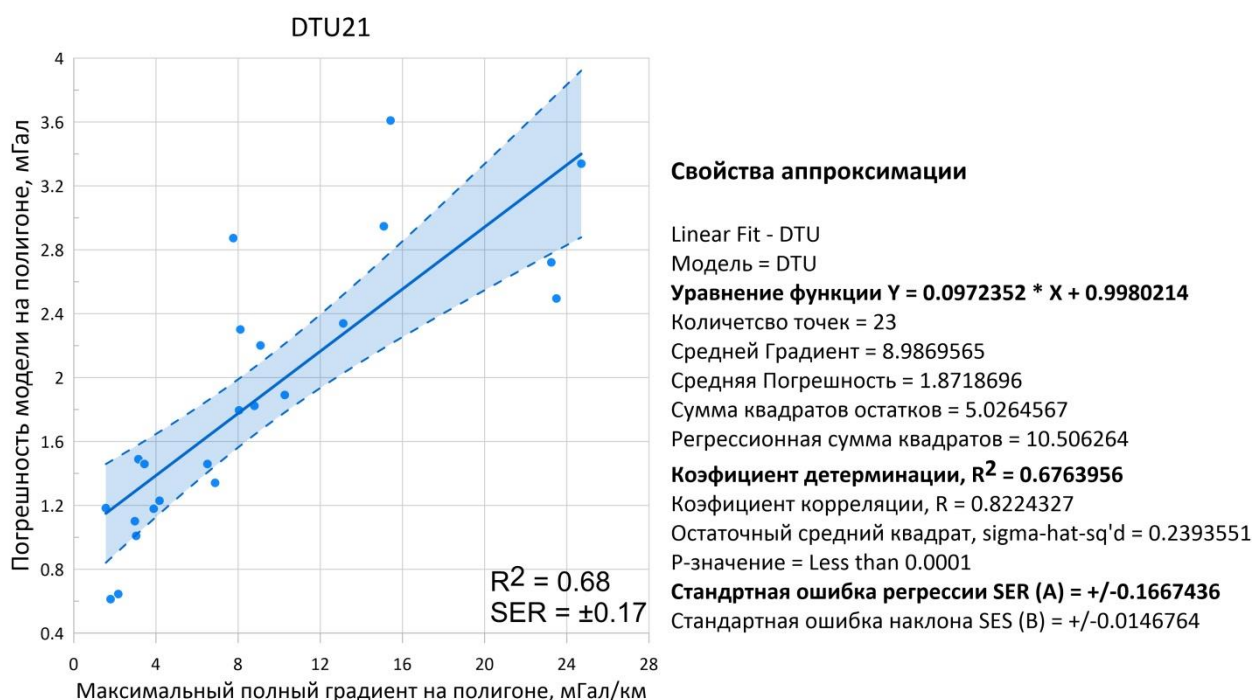


Рисунок 3.18 — Линейная аппроксимация погрешности модели DTU21 в зависимости от величины полного горизонтального градиента АСВ и ее доверительный интервал

После исключения полигонов, находящихся непосредственно возле береговой линии, особенно в зонах высокого градиента (например, в районе острова Бали), выполнена линейная аппроксимация зависимости погрешностей от величины максимального градиента. Статистические характеристики функции аппроксимации позволяют судить о достоверности и надежности функционального описания возможной зависимости. Наиболее интересны такие параметры, как коэффициент детерминации ( $R^2$ ) и стандартная ошибка регрессии функции ( $SER$ ). Первый показывает долю вариации зависимой переменной относительно независимых переменных в регрессионной функции, то есть  $R^2$  показывает, насколько хорошо модель описывает наблюдаемые данные. Второй характеризует среднюю величину, на которую наблюдаемые значения отклоняются от линии регрессии. Чем меньше значение  $SER$ , тем лучше модель описывает данные: малая стандартная ошибка свидетельствует, что все точки данных находятся близко к линии тренда. Показанный на рисунках 3.12 – 3.18 доверительный интервал функции напрямую связан с этими параметрами.

Коэффициент  $R^2$  может быть рассмотрен в процентном соотношении. В таблице 3.7 показано насколько достоверно по имеющемуся набору морских съемок линейная зависимость описывает оцениваемые модели.



Таблица 3.7 — Параметры  $R^2$  и SER аппроксимации погрешностей в моделях

| Модель    | $R^2$ (%) | SER (мГал) |
|-----------|-----------|------------|
| EGM2008   | 79        | 0,27       |
| WGM2012   | 69        | 0,25       |
| XGM2019   | 82        | 0,26       |
| SSv29     | 80        | 0,12       |
| SGG-UGM-2 | 62        | 0,34       |
| SSv32     | 84        | 0,10       |
| DTU21     | 68        | 0,17       |

Необходимо отметить, что отклонения от линии регрессии обусловлены в первую очередь локальными гидрологическими, климатическими и прочими факторами, влияющими на точность определения особенностей поверхности акваторий в спокойном состоянии. Коэффициент  $R^2$ , с одной стороны характеризует степень достоверности описания функциональной зависимости погрешности модели от градиента АСВ, а, с другой стороны, показывает значимость вклада именно полного градиента АСВ в общее распределения погрешностей модели в Мировом океане. Функциональные зависимости могут быть получены для всех исследуемых моделей в виде формул. Они будут несколько отличаться в зависимости от набора данных. **Однако для расчета ожидаемой погрешности на значительных по площади акваториях целесообразно использовать данные моделей с возможно большим значением  $R^2$  и меньшим значением SER. Такая оценка будет более надежной и достоверной.**

Сопоставление на одной выборке тестовых полигонов трендовых линий всех исследуемых моделей визуально демонстрирует рост общей точности более новых и детальных моделей ГПЗ, особенно в районах высоких градиентов АСВ. Ниже, на рисунке 3.19, показаны трендовые линии функциональных зависимостей глобальных моделей от градиента. По степени линейной регрессии (см. рисунок 3.19) все тестируемые модели можно условно разделить на три группы — от меньшей точности к большей: первая (EGM2008, XGM2019), вторая (SGG-UGM-2, WGM2012), третья (DTU21, SSv29, SSv32). При этом функциональные описания моделей SGG-UGM-2 и DTU21 имеют меньший коэффициент  $R^2$ . Следовательно, для изучения вопроса районирования Мирового океана целесообразно использовать данные трех моделей, представляющих каждую из групп: EGM2008, WGM2012 и Sandwell and Smith v32.

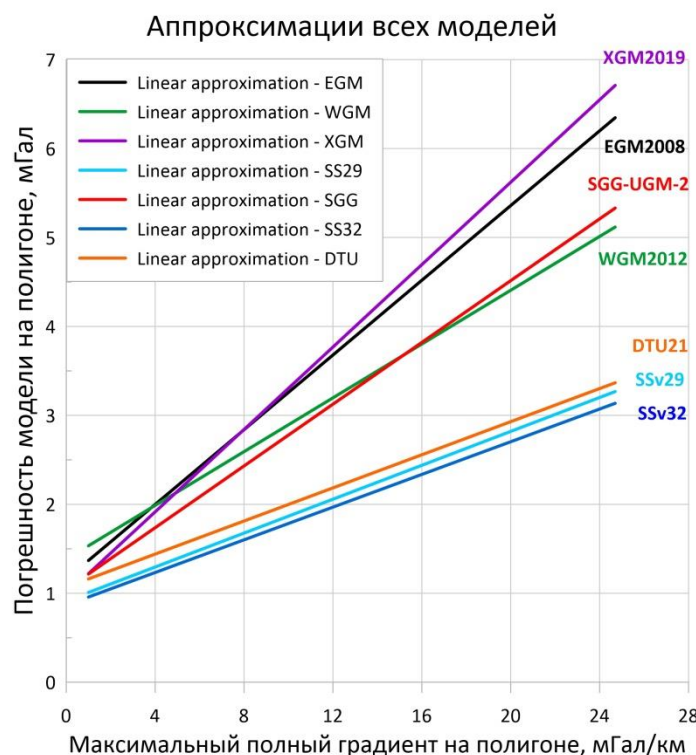


Рисунок 3.19 — Линейные аппроксимации погрешностей всех исследуемых моделей в зависимости от величины полного горизонтального градиента поля

### 3.4.3. Погрешности глобальных моделей вблизи береговой линии и в районах перехода «суша-море»

Необходимо отметить, что исключение отдельных морских полигонов из набора при вычислении функциональных зависимостей обусловлено повышенной погрешностью, не связанной напрямую с величиной полного горизонтального градиента поля. Это полигоны, расположенные на удалении менее 30 км от береговой линии. Соответственно, на этих полигонах присутствуют дополнительные, сложно прогнозируемые погрешности модельных данных. В некоторых современных моделях ГПЗ использовано так называемое «маскирование» берегового эффекта для повышения качества данных в прибрежной акватории. Однако качественная оценка модельных данных в районе перехода «суша — море» не всегда возможна либо затруднительна. Для получения представлений о поведении модельных данных в таких районах наиболее целесообразно использовать отдельные профильные аэрогравиметрические измерения.

На рисунке 3.20 показан аэрогравиметрический профиль, пересекающий островную дугу, глубокую часть акватории, зону мелководья (с глубинами в пределах 100 метров) и границу суши и моря. Вдоль аэрогравиметрического профиля построены данные моделей EGM2008 и Sandwell and Smith v32.

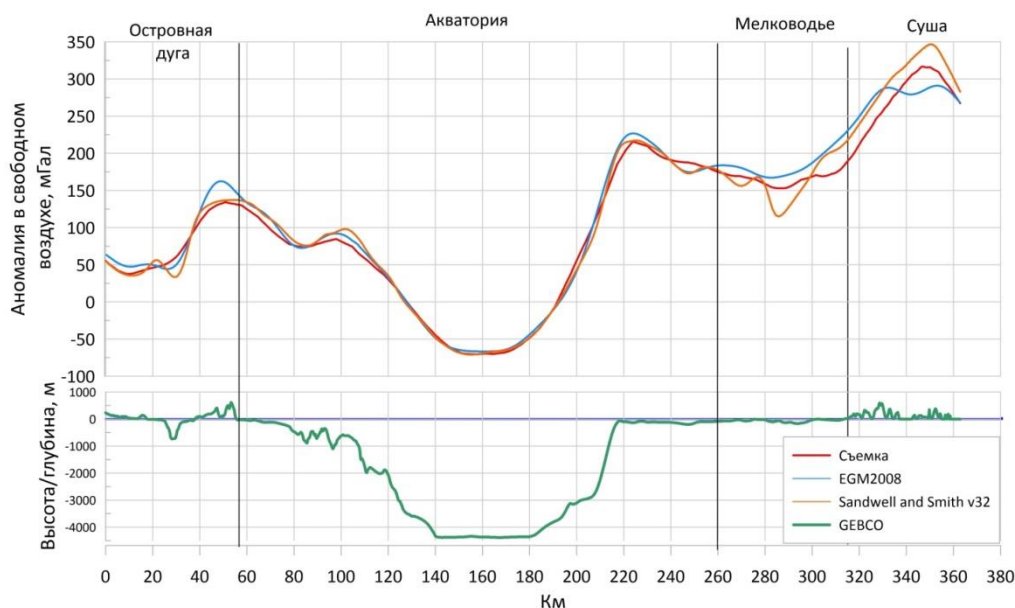


Рисунок 3.20 — Аэрогравиметрический профиль и данные глобальных моделей EGM2008, Sandwell and Smith v32. Рельеф показан по данным батиметрической модели GEBCO

На графиках видна значительная ложная аномалия в модели Sandwell and Smith на мелководье, а также избыточные для обеих моделей аномалии над сушей. На рисунке 3.21 показаны графики отклонения модельных данных от аэрогравиметрических измерений.

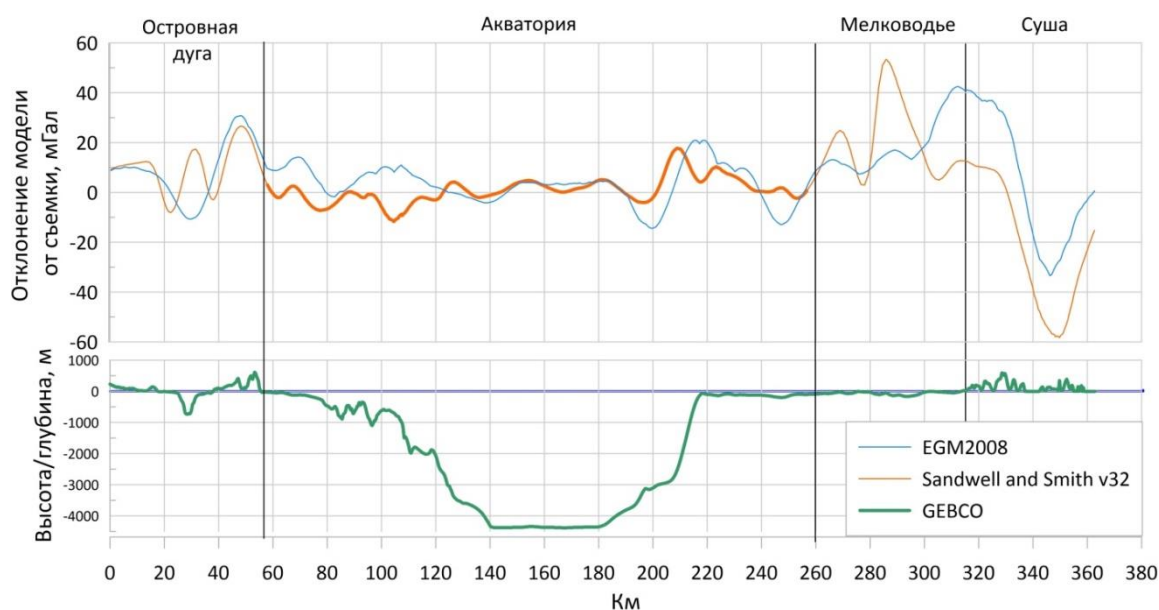


Рисунок 3.21 — Отклонения глобальных моделей EGM2008 и Sandwell and Smith v32 от инструментальных измерений вдоль аэрогравиметрического профиля. Рельеф показан по данным глобальной батиметрической модели GEBCO

На рисунке 3.21 видно, что обе модели имеют погрешности над островами. На акватории погрешности уменьшаются, но видна повышенная амплитуда в районе крутого

склона котловины на 200-м км профиля — на градиентах поля погрешность моделей резко возрастает.

На мелководье в модели EGM2008 наибольшая погрешность находится непосредственно над береговой линией, а в модели Sandwell and Smith — как бы «вынесена» в море на 20–30 км. Это возможное следствие «маскирования» прибрежных областей при вычислении аномалий. «Стыковка» области со значительным градиентом аномалий поля, полученных средствами альтиметрии, с менее детальными данными на суше может создавать область ложных высокоамплитудных аномалий. Такие области, связанные с обработкой альтиметрических данных, характерны для многих прибрежных регионов, особенно в районах с широкими шельфовыми зонами, и могут быть априорно определены путём сравнения моделей разных лет в соответствии с методикой, описанной в главе 2. Таким способом можно оценивать в первую очередь потенциальное наличие в моделях ложных аномалий и их вероятное расположение.

### **3.5. Характеристики существующих моделей на предмет их соответствия регламентируемым параметрам (классам) морской гравиметрической съемки и масштабам гравиметрических карт**

#### **3.5.1. Соответствие глобальных моделей ГПЗ видам морской гравиметрической съемки**

Морские гравиметрические съемки выполняются для решения разных научно-практических задач. В зависимости от характера конкретной задачи формируются технические требования к выполнению морских измерений. Общая, или генеральная съемка, выполняется для решения планетарных геодезических задач, таких как определение и уточнение параметров и планетарных характеристик гравитационного поля и фигуры Земли. В зависимости от морфологической характеристики рельефа дна Мирового океана определяется расстояние генеральной съемки между инструментальными профилями:

- 400 – 500 км на абиссальных равнинах.
- До 400 км в шельфовых областях.
- До 100 км на континентальных склонах.
- До 30 км на срединно-океанических хребтах и подобных структурах.

Указанные выше планетарные геодезические задачи в настоящее время решаются средствами космической геодезии. Задача определения и уточнения планетарных характеристик гравитационного поля Земли в настоящее время также решается с

помощью космической гравиметрии. Максимальное разрешение спутниковой модели, построенной по данным орбитального слежения и орбитальной градиентометрии, достигает 330 гармоник разложения общеземного геопотенциала, что в пространственном отношении соответствует около 60 км [Gatti et al., 2016]. Таким образом, указанным условиям генеральной съемки на большинстве структур Мирового океана уже соответствуют спутниковые базисные модели ГПЗ, а включение в комбинированную модель альтиметрической информации позволяет повысить разрешающую способность на акваториях на порядок. **Следовательно, задачи общей, или генеральной съемки, уже решаются с использованием спутниковых модельных данных.** Выполнение морской генеральной съемки Мирового океана применительно к уточнению планетарных параметров в настоящее время не актуально. Такие измерения могут выполняться на длинных и сверхдлинных профилях для исследования характера работы оборудования или для оценки глобальных моделей в длинноволновом диапазоне.

Региональная морская гравиметрическая съемка выполняется для определения характеристик поля силы тяжести Земли в пределах больших регионов. В зависимости от морфологической характеристики рельефа дна Мирового океана определяется расстояние региональной съемки между инструментальными профилями:

- 100 – 200 км на абиссальных равнинах.
- 100 км в шельфовых областях.
- 60 км на континентальных склонах.
- До 30 км на срединно-океанических хребтах и подобных структурах.

Расстояние между пунктами на профиле для региональной съемки градиентных структур должно составлять от 1 до 5 км. В областях шельфовых зон и на абиссальных равнинах допустимое расстояние между пунктами на профиле может быть до 5 км и до 10 км соответственно. В настоящее время морские региональные гравиметрические съемки выполняются в составе комплексных геофизических исследований, включая сейсморазведку, магнитометрию, батиметрию и другие методы. Планирование съемочных профилей такой съемки часто выполняется в первую очередь в интересах 2D-сейсмической разведки. Характерный пример расположения профилей такого комплексного геофизического исследования, включающего гравиметрические измерения, показан на рисунке 3.22. По своим параметрам данная система профилей соответствует указанным требованиям, предъявляемым к региональной гравиметрической съемке.

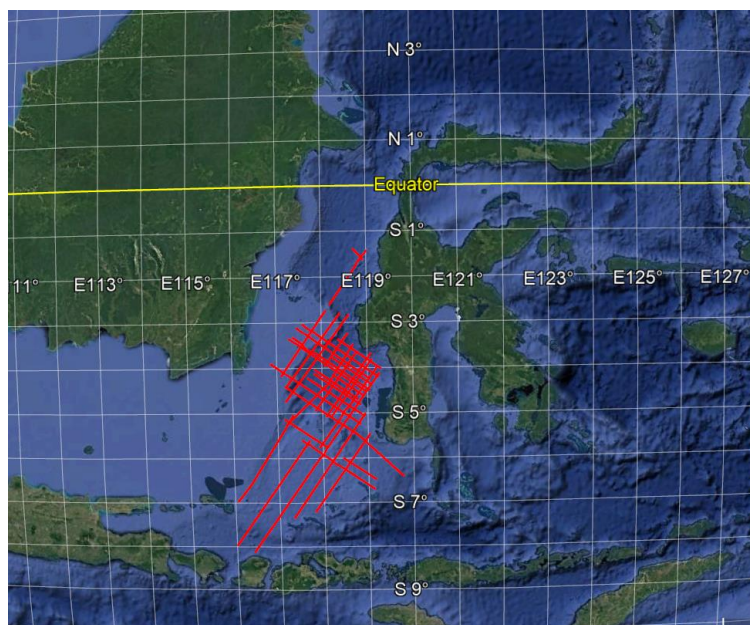


Рисунок 3.22 — Пример расположения профилей региональной гравиметрической съемки

Как и в случае с генеральной съемкой, современные ультравысокостепенные глобальные модели ГПЗ (с разрешением в 2190 гармоник поля и более) по своим характеристикам соответствуют региональной съемке по параметру расстояния между профилями. При этом по параметру расстояния между пунктами на профиле глобальная спутниковая модель удовлетворяет требованиям только в районах шельфа и на абиссальных равнинах. На континентальных склонах и срединно-океанических хребтах разрешение современных глобальных моделей ГПЗ все еще недостаточно. Таким образом, по параметрам разрешающей способности современная глобальная модель ГПЗ **ограниченно соответствует** требованиям к региональной гравиметрической съемке.

Детальная гравиметрическая съемка выполняется с целью геологической разведки и для решения различных иных научно-прикладных задач. При выполнении детальной гравиметрической съемки расстояние между профилями выбирается в соответствии с целями съемки, с учетом рекогносцировочных данных, полученных по результатам выполнения региональной съемки. Характерный пример расположения профилей такого детального геофизического исследования, включающего гравиметрические измерения, показан на рисунке 3.23.

Как правило, детальная гравиметрическая съемка выполняется в комплексе с другими видами геофизических съемок, включая 3D-сейсмическую разведку, с расстоянием между параллельными профилями до **500 метров**.

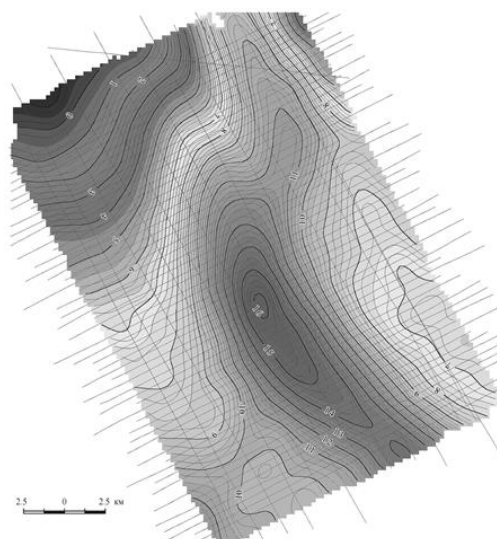


Рисунок 3.23 — Пример расположения профилей детальной гравиметрической съемки [Дробышев и др., 2006]

В настоящее время ни одна из существующих глобальных моделей не может обеспечить такую детальность данных, следовательно, глобальная модель ГПЗ не соответствует детальной гравиметрической съемке по параметрам разрешающей способности.

### 3.5.2. Соответствие глобальных моделей ГПЗ классам морской гравиметрической съемки

Детальность и требуемая точность гравиметрической съемки, зависят от целей и характера решаемых задач. Требования к точности определения аномалий силы тяжести в свободном воздухе зависят от класса съемки. Морская гравиметрическая съемка делится на пять классов:

- I класс – задачи, требующие детальной съемки (геологическая разведка, создание геофизических ориентиров и т.д.).
- II класс – съемка континентальных шельфов.
- III класс – создание геофизических полигонов, съемка в Арктической зоне.
- IV класс – региональная гравиметрическая съемка.
- V класс – общая (генеральная) съемка.

Как правило, IV и V классы относятся к профильным измерениям, а I - III классы предполагают получение площадных данных об АСВ.

Требования к точности определения аномалий предписывают две обязательные оценки выполненных измерений: случайную и систематическую составляющие погрешности. Случайная составляющая – это собственная оценка съемки по сходимости в



пунктах пересечения профилей и в точках повторных измерений. Систематическая составляющая погрешности определяется на независимых контрольных пунктах путем сличения результатов измерений текущей съемки с результатами измерений других экспедиций. При расчете систематической части погрешности учитывается вероятная систематическая погрешность пунктов других экспедиций. К морским гравиметрическим измерениям предъявляются следующие требования согласно классу съемок:

- I класс – случайная не более 1 мГал, систематическая не более 0,5 мГал.
- II класс – случайная не более 2 мГал, систематическая не более 1 мГал.
- III класс – случайная не более 3 мГал, систематическая не более 1,5 мГал.
- IV класс – случайная не более 5 мГал, систематическая не более 3 мГал.
- V класс – случайная не более 10 мГал, систематическая не более 4 мГал.

Точность глобальной модели ГПЗ на акватории в первую очередь зависит от точности метода спутниковой альтиметрии. Источники ошибок данного метода были рассмотрены в главе 2. При этом общую погрешность глобальной модели можно также разделить на две составляющие. Первая составляющая — собственная погрешность альтиметрического решения, оцененная по сходимости отдельных альтиметрических измерений. Такая погрешность может быть оценена только самими создателями модели, и для некоторых моделей эти данные имеются в открытом доступе [Sandwell et al., 2014].

На рисунке 3.24 показана карта распределения ошибок вычисления аномального поля по альтиметрическим данным. Зелеными оттенками показаны области с ошибкой определения аномалии в пределах  $\pm 5$  мГал. Ошибка в области суши не вычисляется и, соответственно, принята равной 0. На рисунке 3.24 видно, что максимальные погрешности относятся к прибрежным районам (см. раздел 3.4.3).

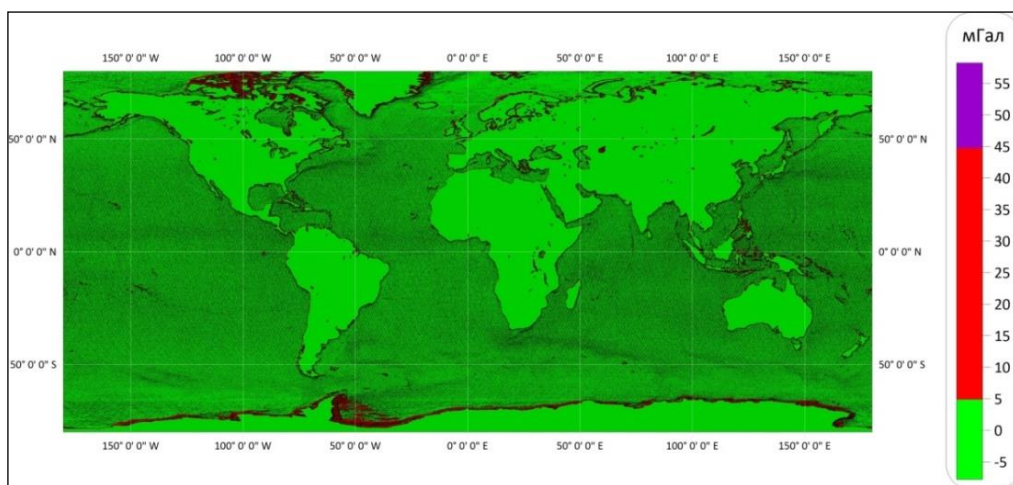


Рисунок 3.24 — Глобальное распределение ошибок вычисления ACB Sandwell and Smith v32 по альтиметрическим данным, оценка авторов модели [Sandwell et al., 2014]



Общая погрешность по всем глобальным данным, включающим как прибрежные области и островные дуги, так и обширные абиссальные районы, имеет следующую статистику: максимум 58,24 мГал, минимум -7,80 мГал, СКО  $\pm 4,41$  мГал. Если рассмотреть статистику только в открытых районах Мирового океана, то СКО  $\approx 1,0$  мГал (Атлантический океан, север — 0,98 мГал; Атлантический океан, юг — 1,27 мГал; Тихий океан, север — 0,93 мГал). Таким образом, если исключить прибрежные и градиентные области, где модель априорно не может соответствовать морским съемкам, первую составляющую погрешности модели  $m_a$  можно принять постоянной и равной 1,0 мГал. Данная оценка близка к полученной оценке в подразделе 3.4.1 и может характеризовать систематическую составляющую погрешности модели в Мировом океане.

Второй составляющей погрешности глобальной модели ГПЗ является погрешность, определяемая по данным сравнительных оценок с морскими съемками. Согласно представленным в подразделе 3.4.2 результатам, фактическая региональная погрешность модели более всего зависит от величины градиента поля и увеличивается с его ростом. Как показано выше, для общего случая оценки модельного поля Мирового океана такую зависимость можно описать линейной функцией.

На рисунке 3.25 показаны погрешности современных моделей ГПЗ над различными структурами Мирового океана. Как видно из графиков, с увеличением градиента погрешность всех моделей значительно возрастает.

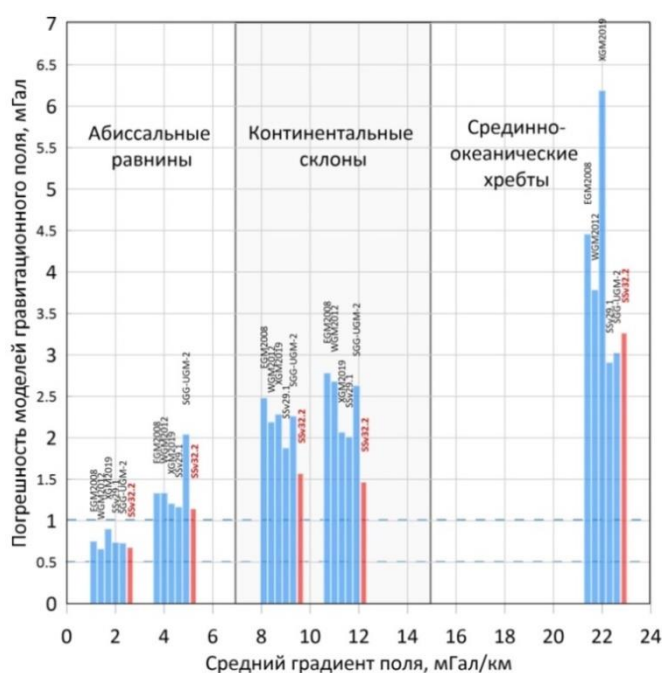


Рисунок 3.25 — Погрешности современных моделей ГПЗ над различными структурами Мирового океана по результатам оценок ИФЗ РАН [Михайлов и др., 2022]

По данным определенного набора морских полигонов, содержащих аномалии ГПЗ с максимальным градиентом аномалий от 2 до 24 мГал/км, можно получить функцию зависимости погрешности от градиента и затем рассчитать априорную погрешность для любой глобальной модели ГПЗ уже для любого района акватории:

$$m_r = F(|\nabla g|), \quad (3.12)$$

где  $F(|\nabla g|)$  – функциональная зависимость региональной погрешности модели от модуля полного градиента АСВ;  $|\nabla g| = \sqrt{\left(\frac{dg}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dg}{dy}\right)^2}$ ;  $\frac{dg}{dx}$  – горизонтальная производная АСВ по оси  $x$  (юг - север);  $\frac{dg}{dy}$  – горизонтальная производная АСВ по оси  $y$  (запад - восток).

Считая составляющие независимыми, полная погрешность глобальной модели для любой точки с известным градиентом изменения поля ГПЗ в таком случае будет иметь вид:

$$m_{\text{model}} = \sqrt{m_a^2 + m_r^2}, \quad (3.13)$$

Основываясь на предложенном подходе, выполнена оценка известных глобальных моделей EGM2008 [Pavlis et al., 2012] и Sandwell and Smith v32 на предмет соответствия требованиям, предъявляемым к морским гравиметрическим съемкам различных классов. На рисунках 3.26 и 3.27 представлены графики функции зависимости погрешности  $m_{\text{model}}$  от величины градиента АСВ и указаны допуски съемок разных классов.

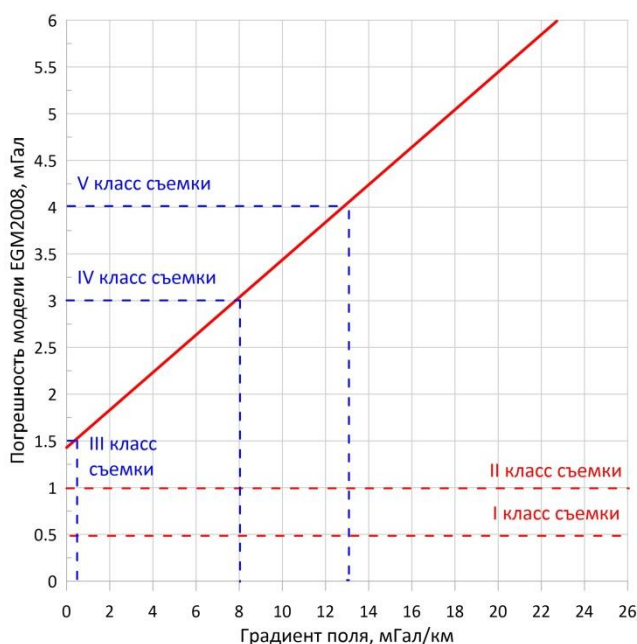


Рисунок 3.26 — Анализ модели EGM2008 на предмет соответствия классам морских гравиметрических съемок

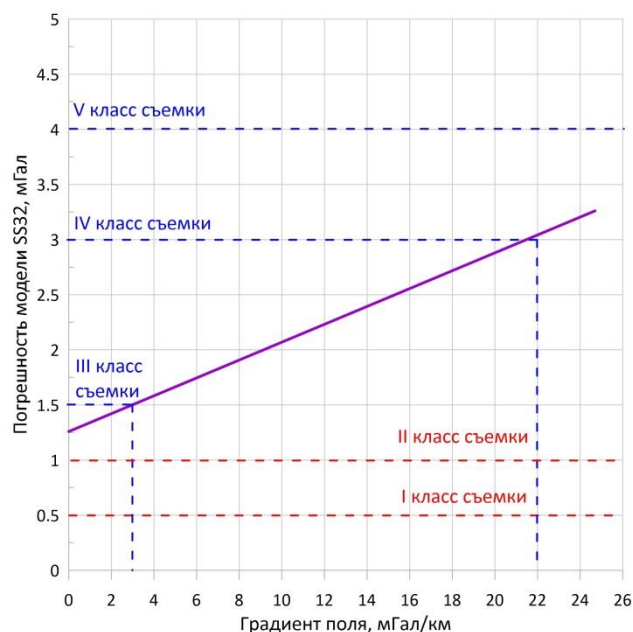


Рисунок 2.27 — Анализ модели Sandwell and Smith v32 на предмет соответствия классам морских гравиметрических съемок

Из полученных результатов следует, что модель EGM2008:

- **Не соответствует I и II классам** морской гравиметрической съемки.
- Может удовлетворить точность III класса съемки на участках с градиентом поля ниже 2 мГал/км. Так как структура аномального поля ГПЗ в районах абиссальных равнин Мирового океана содержит градиенты изменения поля близкие к 1 мГал/км, то можно считать, что модель EGM2008 **ограниченно соответствует III классу** морской гравиметрической съемки.
- Модель EGM2008 **соответствует IV и V классам** морской гравиметрической съемки на градиентах ACB до 8 мГал/км и 13 мГал/км соответственно.

Более современная модель Sandwell and Smith v32:

- **Не соответствует I классу** морской гравиметрической съемки.
- **Не соответствует II классу** морской гравиметрической съемки.
- **Соответствует III классу** морской гравиметрической съемки на градиентах ACB до 3 мГал/км.
- **Соответствует IV классу** морской гравиметрической съемки на градиентах ACB до 22 мГал/км.
- **Соответствует V классу** морской гравиметрической съемки на всех открытых акваториях Мирового океана.

### 3.5.3. Соответствие разрешающей способности моделей и их достоверности масштабам гравиметрических карт

Для оценки соответствия глобальных модельных данных требованиям научно-практических задач на акваториях ранее был выполнен анализ зависимости минимальной длины волны аномалии, обусловленной малым источником, от глубины Мирового океана (h) [Sandwell, Smith, 1997]. Результат моделирования длин волн аномалий ( $\lambda_{\min} \geq 2h$ ) от простого источника на разных глубинах показан на рисунке 3.28. В соответствии с данными глобальной модели батиметрии GEBCO средняя глубина Мирового океана составляет 3,45 км. Максимальное разрешение современных моделей соответствует фактическим длинам волн аномалий на поверхности акваторий с глубиной более 1 км. Карта, визуально показывающая процент областей Мирового океана с глубинами более 1 км, построенная по данным GEBCO, показана на рисунке 3.29. Площадь таких акваторий в океане по данным GEBCO не менее 84,5%.

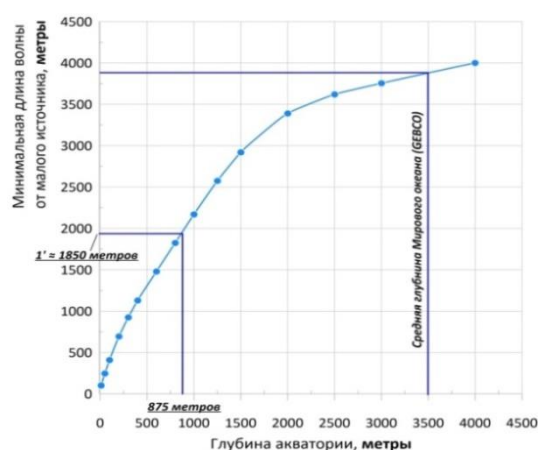


Рисунок 3.28 — Зависимость длины волны аномалии малого источника от глубины акватории

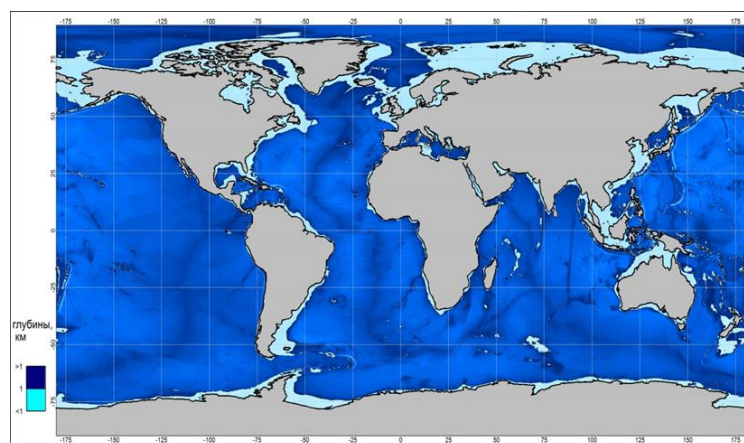


Рисунок 3.29 — Карта глубин Мирового океана по данным модели GEBCO. Светло-синим показаны участки с глубиной менее 1 км, а темно-синим — более 1 км

Так как на большинстве акваторий Мирового океана современные глобальные модели ГПЗ обеспечивают достаточную детальность и должны отражать основные аномалии, необходимо рассмотреть их соответствие регламентным масштабам. Пространственные разрешения основных глобальных моделей представлены в таблице 3.8. В таблицу включены модели, описываемые 360-ю или более гармоническими коэффициентами, а также модели, представленные в виде глобального каталога или пространственной матрицы (грида).

Таблица 3.8 — Пространственные разрешения основных глобальных моделей ГПЗ

| Модели ГПЗ                            | Степень сферического разложения | Пространственное разрешение, градусы (км) |
|---------------------------------------|---------------------------------|-------------------------------------------|
| ГАО-2012, EGM96                       | 360                             | 0,5° (≈55)                                |
| XGM2016                               | 719                             | 0,25° (≈27)                               |
| EIGEN-6C                              | 1420                            | 0,13° (≈14)                               |
| EIGEN-6C2                             | 1949                            | 0,09° (≈10)                               |
| EGM2008, GECO, SGG-UGM-1/2, EIGEN-6C4 | 2190                            | 0,08° (≈9)                                |
| XGM2019                               | 5540                            | 0,03° (≈3,6)                              |
| WGM2012                               | не сферическая                  |                                           |
| Sandwell and Smith, DTU               | не сферическая                  | 0,016° (≈1,85)                            |

Далее следует рассмотреть особенности построения гравиметрических карт в различных масштабах. Регламентные требования по построению карт сведены в таблицу 3.9.

Таблица 3.9 — Общие требования к построению гравиметрических карт

| Масштаб гравиметрической карты в зависимости от градиента гравитационного поля (межгалсовое расстояние, км) |                   |                 | Сечение<br>изоаномал, мГал | СКО аномалий,<br>мГал |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------|-----------------|----------------------------|-----------------------|
| до 1 мГал/км                                                                                                | от 1 до 2 мГал/км | более 2 мГал/км |                            |                       |
| 1:500 000 (5)                                                                                               | 1:100 000 (1)     | 1:50 000 (0,5)  | 2                          | 1                     |
| 1:1 000 000 (10)                                                                                            | 1:200 000 (2)     | 1:100 000 (1)   | 5                          | 2                     |
| 1:1 500 000 (15)                                                                                            | 1:250 000 (2,5)   | 1:150 000 (1,5) | 8                          | 3                     |
| 1:2 500 000 (25)                                                                                            | 1:500 000 (5)     | 1:250 000 (2,5) | 10                         | 5                     |
| 1:5 000 000 (50)                                                                                            | 1:1 000 000 (10)  | 1:500 000 (5)   | 25                         | 10                    |

Выполнив анализ данных в таблицах 3.8 и 3.9, а также с учетом результатов, изложенных в предыдущей главе данного отчета, можно для каждого масштаба карты определить возможности использования в качестве исходной информации глобальных моделей ГПЗ.

**1:5 000 000** – По параметру разрешения может использоваться любая модель с разрешением выше 360 гармоник поля. По параметру точности может использоваться любая современная ультравысококачественная модель.

**1:2 500 000** - По параметру разрешения может использоваться любая модель с разрешением выше 719 гармоник поля. По параметру точности может использоваться любая современная ультравысококачественная модель.

**1:1 500 000** - По параметру разрешения может использоваться любая модель с разрешением выше 1420 гармоник поля. По параметру точности может использоваться любая современная ультравысококачественная модель.

**1:1 000 000** – По параметру разрешения может использоваться любая модель с разрешением выше 1949 гармоник поля. Этим масштабом ограничивается функциональность большой группы моделей с разрешением 2190 гармоник, например известной модели EGM2008. По параметру точности может использоваться любая современная ультравысококачественная модель.

**1:500 000** - По параметру разрешения может использоваться любая модель с разрешением выше 5540 гармоник поля. По параметру точности может использоваться любая современная ультравысококачественная модель.

**1:250 000** - По параметру разрешения может использоваться модель с разрешением выше 8181 гармоники поля. В настоящее время из известных глобальных моделей такому разрешению отвечают только модели семейств Sandwell and Smith и DTU. По параметру точности может использоваться любая современная ультравысококачественная модель (по оценкам автора, такой точности не соответствует модель XGM2019; остальные проверенные ультравысококачественные модели соответствуют).

**1:200 000** - По параметру разрешения может использоваться модель с разрешением выше 9990 гармоники поля. В настоящее время из известных моделей такому разрешению отвечают только модели семейств Sandwell and Smith и DTU. По параметру точности может использоваться любая современная ультравысококачественная модель.



**1:150 000** – По параметру разрешения может использоваться модель с разрешением выше 13320 гармоник поля. В настоящее время из известных моделей такому разрешению не отвечает ни одна из известных моделей. По параметру точности может использоваться современная ультравысокостепенная альтиметрическая модель, но до величины градиента поля в 20 мГал/км.

**1:100 000** - По параметру разрешения может использоваться модель с разрешением выше 19980 гармоник поля. В настоящее время из известных моделей такому разрешению не отвечает ни одна из известных моделей. По параметру точности может использоваться современная ультравысокостепенная альтиметрическая модель, но до величины градиента поля в 10 мГал/км.

**1:50 000** - По параметру разрешения может использоваться модель с разрешением выше 39960 гармоник поля. В настоящее время из известных моделей такому разрешению не отвечает ни одна из известных моделей. По параметру точности может использоваться современная ультравысокостепенная альтиметрическая модель, но до величины градиента поля в 2 мГал/км.

Пример построения карты различных масштабов по данным модели Sandwell and Smith показан на рисунке 3.30.

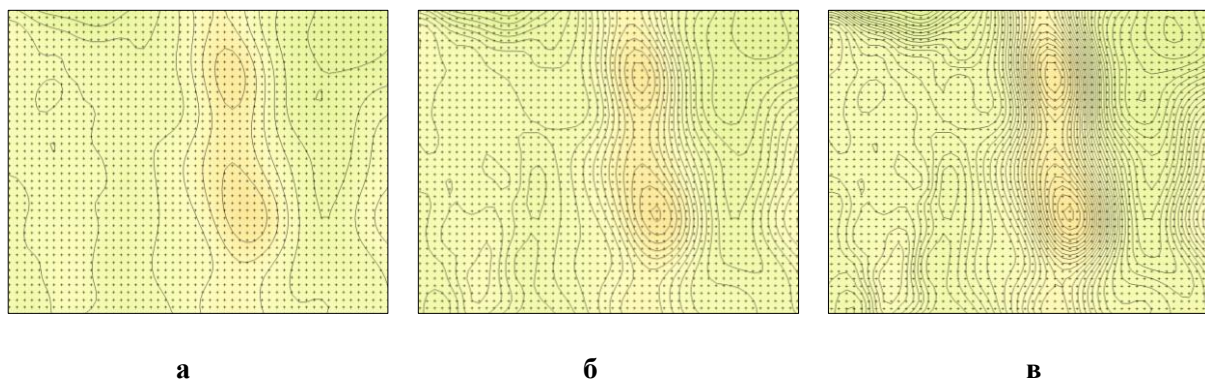


Рисунок 3.30 — Пример построения карты различных масштабов по данным модели Sandwell and Smith. 1:1 000 000 (сечение изоаномал 25 мГал) (**а**). 1:500 000 (сечение изоаномал 10 мГал) (**б**). 1:200 000 (сечение изоаномал 5 мГал) (**в**)

Возможности использования глобальных моделей для построения гравиметрических карт весьма ограничены. Чем крупнее масштаб карты, тем меньше возможностей использования данных глобальных моделей ГПЗ. С увеличением масштаба количество возможных моделей сокращается. **С учетом выявленных выше закономерностей можно считать, что в Мировом океане на открытых акваториях можно использовать современные альтиметрические модели для построения карт абиссальных равнин масштаба до 1:200 000.**

### 3.6. Способ районирования Мирового океана по величине ожидаемой погрешности модельных данных (второе защищаемое положение)

В соответствии с выражениями (3.12) и (3.13) и с использованием  $F(|\nabla g|)$ , полученным в подразделе 3.4.2, выполнено оценочное площадное районирование открытых (неарктических) акваторий всего Мирового океана. Предложенный способ районирования Мирового океана по величине ожидаемой погрешности значений АСВ в моделях ГПЗ является вторым защищаемым положением диссертации.

Для этого использовалась глобальная карта полных результирующих горизонтальных градиентов АСВ, вычисленная по данным модели Sandwell and Smith v32 с разрешением в 1' и ограниченная береговыми линиями континентов и крупных участков суши. Для вычислений по выражениям (3.12) и (3.13) были использованы функциональные зависимости трех глобальных моделей разных поколений, относящихся к трем разным точностным группам (по рисунку 3.19): EGM2008, WGM2012 и Sandwell and Smith v32. Статистики полученных матриц (гридов) ожидаемых погрешностей приведены в таблице 3.10. Полученные карты их пространственного распределения показаны на рисунках 3.31 – 3.33 в одной цветовой шкале с шагом в 0.25 мГал.

Таблица 3.10. Статистические характеристики гридов ожидаемых погрешностей глобальных моделей ГПЗ в Мировом океане.

| Статистика       | EGM2008 | WGM2012 | SSv32 |
|------------------|---------|---------|-------|
| Мин., мГал       | 1,53    | 1,71    | 1,32  |
| Макс., мГал      | 13,66   | 10,40   | 6,40  |
| Средн. зн., мГал | 1,70    | 1,83    | 1,39  |
| Ст. откл., мГал  | 0,24    | 0,17    | 0,09  |

Также по результатам статистического анализа полученных данных было выявлено, что ожидаемая погрешность моделей EGM2008 и WGM2012 соответствует IV и V классам морских гравиметрических съемок на 99 % рассматриваемой площади Мирового океана. При этом III классу по данным этих моделей соответствует менее 1 %.

Ожидаемая погрешность более современной модели Sandwell and Smith v32 удовлетворяет IV и V классам также более чем на 99% площади Мирового океана, а III классу уже на 92 %. Как было отмечено выше, в разделе 3.5.2, высокоточным съемкам I и II классов в масштабах всего Мирового океана не соответствует ни одна из имеющихся к моменту написания работы глобальных моделей.



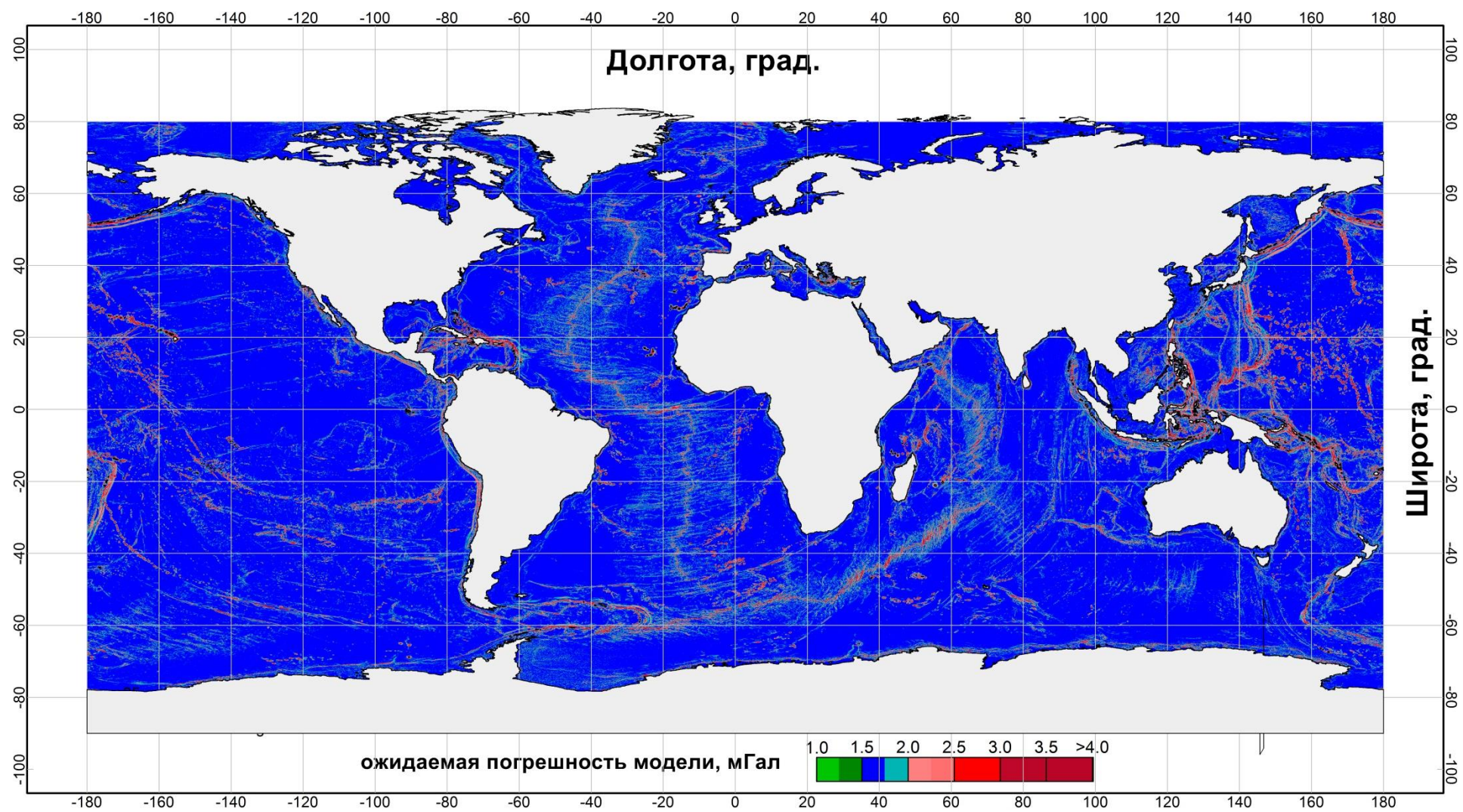


Рисунок 3.31 — Картограмма районирования открытых акваторий Мирового океана в соответствии с ожидаемой погрешностью глобальной модели ГПЗ EGM2008



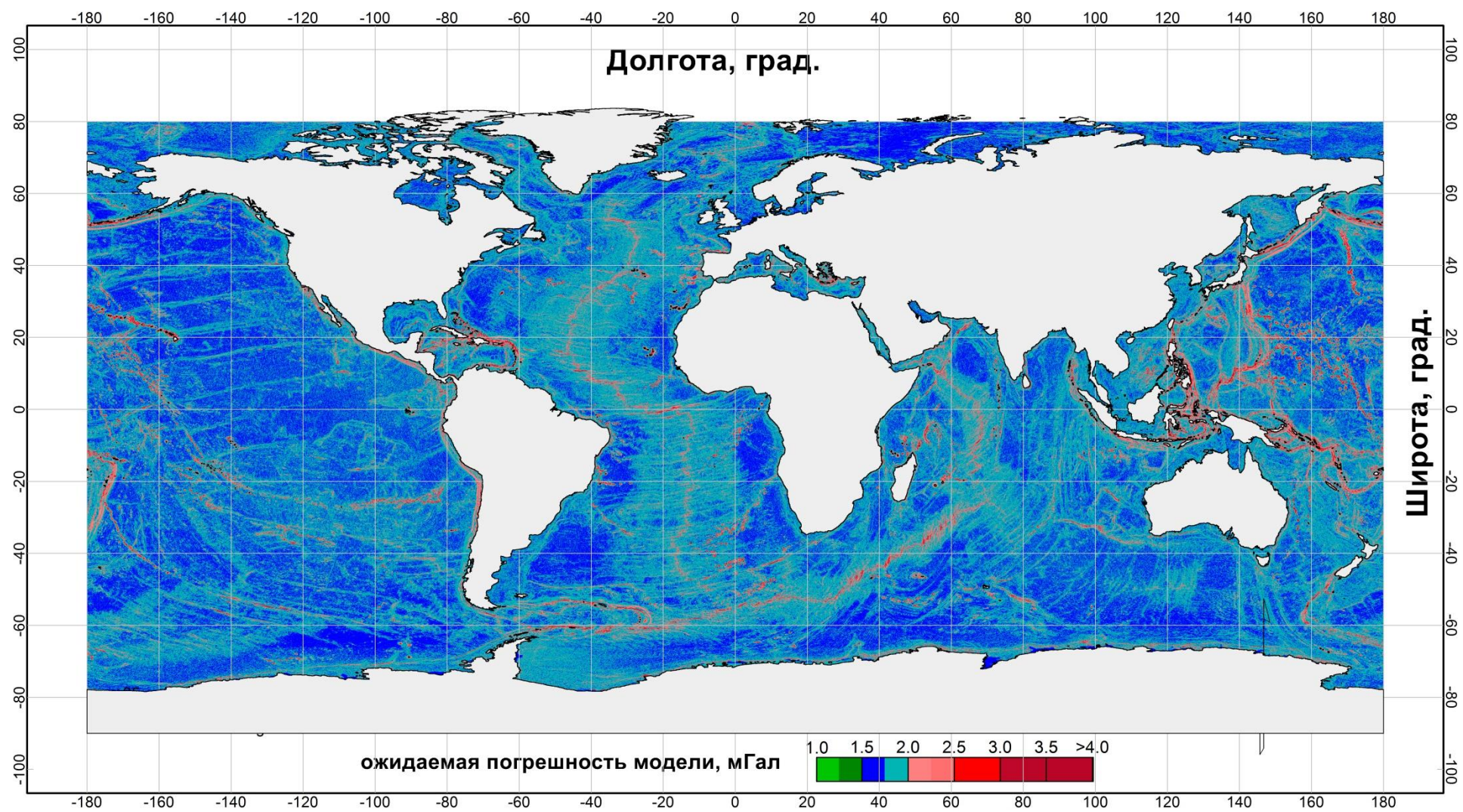


Рисунок 3.32 — Картограмма районирования открытых акваторий Мирового океана в соответствии с ожидаемой погрешностью глобальной модели ГПЗ WGM2012

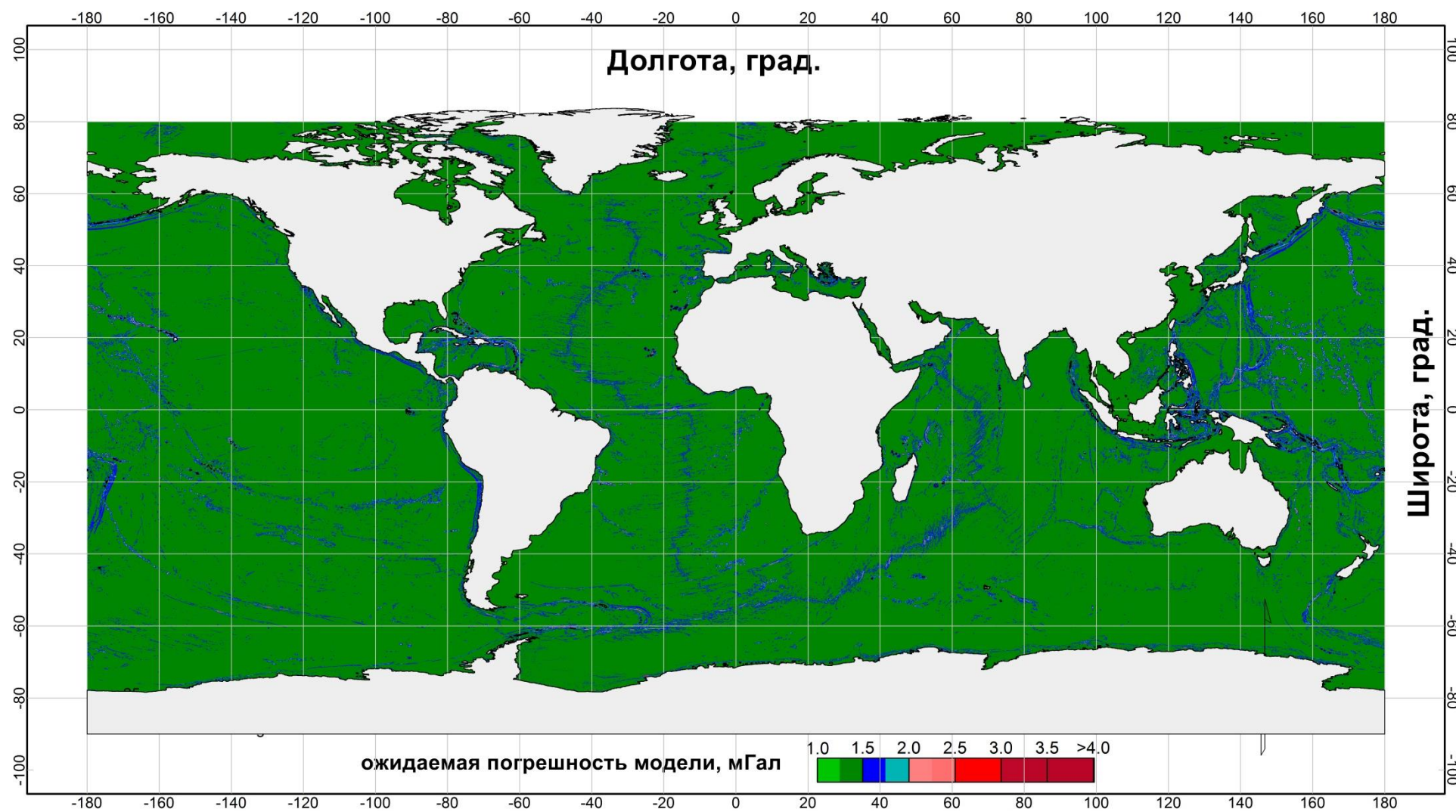


Рисунок 3.33 — Картограмма районирования открытых акваторий Мирового океана в соответствии с ожидаемой погрешностью глобальной модели ГПЗ Sandwell and Smith v32



### 3.7. Основные выводы по главе 3

В главе описан способ районирования Мирового океана, основанный на оценках и систематизации погрешностей аномалий любых глобальных спутниковых моделей ГПЗ и закономерностей в их пространственном распределении над различными геоморфологическими структурами и в разных широтах. Конечно, итоговый результат районирования при таком подходе зависит от используемого набора тестовых морских полигонов. Используемый в работе набор исходных полигонов обеспечивает достоверность полученного результата районирования, но при наличии большей выборки данных можно, соблюдая описанный алгоритм, получить несколько иную карту ожидаемых модельных погрешностей. Необходимо отметить, что используемые в работе гравиметрические полигоны и сама оценка по ним ожидаемой погрешности глобальных моделей ГПЗ направлены на возможность получения результата, подходящего для районирования всех открытых акваторий Мирового океана. **Данная задача была успешно решена, а результат проверен на независимых морских гравиметрических полигонах, что доказывает состоятельность второго защищаемого положения диссертации.** Результаты реализации защищаемого способа также были продемонстрированы в данной главе.

Для контроля полученных оценок ожидаемых погрешностей АСВ в моделях были использованы данные трех независимых площадных съемок. Расположение контрольных съемок в Мировом океане показано выше на рисунке 3.6 синими символами. Эти съемки не были включены в исходный набор полигонов при определении функциональной зависимости погрешности каждой модели от полного горизонтального градиента поля. В результате средняя относительная ошибка районирования предложенным способом составила для модели EGM2008 — 8,0 %; для модели WGM2012 — 6,8 %; для модели SSv32 — 5,3 %. Средняя относительная ошибка прогноза по всем трем независимым полигонам составляет 6,72 %, что является приемлемым для районирования ожидаемой погрешности модели ГПЗ для большинства практических задач морской гравиметрии.

Кроме того, в заключение к данной главе необходимо дополнительно отметить следующее:

1. По параметру разрешающей способности современные ультравысокотемпературные модели соответствуют общим (генеральным) и региональным съемкам. При этом детальные гравиметрические съемки имеют более высокое разрешение.

2. Современные модели по точностным характеристикам соответствуют IV и V классам гравиметрических съемок. Новейшие альтиметрические модели ГПЗ также без ограничений соответствуют III классу гравиметрических съемок.

3. Точность гравиметрических съемок I и II классов в настоящее время недоступна для имеющихся глобальных моделей ГПЗ.

4. Глобальные модели ГПЗ могут эффективно использоваться в задачах полевого контроля морской гравиметрической съемки при использовании одного или двух гравиметров на борту. Во втором случае модельные данные могут быть использованы при расхождении показаний двух гравиметров. Однако полевой контроль с использованием глобальных моделей не регламентирован действующими техническими требованиями и требует разработки отдельных рекомендаций. Данный вопрос рассмотрен в главе 5 настоящей работы.

5. Все представленные в главе 3 исследования относятся только к открытым акваториям Мирового океана. В Арктических и Антарктических областях погрешности глобальных моделей имеют более сложную структуру, поэтому их соответствие регламентированным параметрам съемок требует отдельного исследования. Вопрос точности глобальных моделей в Арктике рассмотрен в главе 4 настоящей работы.

6. Глобальные модели ГПЗ могут использоваться при построении мелкомасштабных гравиметрических карт для решения соответствующих научно-практических задач.

7. Максимальный масштаб карты, который может быть получен с использованием современных моделей на акваториях Мирового океана — 1:200 000. При этом такой масштаб не предполагает картирование высокоградиентных структур.

8. На суше и в Арктике данные глобальных моделей ГПЗ могут использоваться только для построения обзорных карт масштаба не крупнее 1:1 000 000.

9. Точность современных моделей позволяет использовать их для построения карт абиссальных равнин в масштабе до 1:200 000. Если есть необходимость в построении более крупной карты по модельным данным, либо в случае появления новых более детальных моделей, используемая модель должна быть исследована на различных градиентах для получения уравнения функциональной зависимости. С использованием полученной функции необходимо определить ее точностные возможности в предполагаемом регионе построения карты и выбрать масштаб исходя из полученного результата.

#### **Глава 4. Способ районирования арктических акваторий по величине ожидаемой погрешности глобальных модельных данных об аномалиях гравитационного поля**

В главе 3 было рассмотрено глобальное распределение погрешностей глобальных моделей ГПЗ и показано, что величина этих погрешностей, как правило, не зависит от широты на большинстве акваторий. Исключение составляют только полярные широты.

Оценка точности современных моделей ГПЗ в Арктике относится к числу актуальных проблем современной гравиметрии. Поскольку это труднодоступный регион Земли, выполнение морских и аэрогравиметрических съемок здесь сталкивается с рядом трудностей, которые делают организацию таких работ непростой задачей и влияют на количество и точность получаемых данных об аномалиях поля. Ледовый покров не позволяет выполнить высокоточную площадную съемку в высоких широтах, поэтому гравитационное поле Арктики обычно инструментально изучается вдоль отдельных протяженных профилей, пересекающих основные геоморфологические структуры [Соколов и др., 2016]. Использование маршрутных данных, собранных в условиях долговременного отрыва от береговых опорных пунктов, для оценки модельных данных важной задачей является их анализ на предмет систематической составляющей и исключение этой погрешности из данных. Такая задача требует внимательного соблюдения регламентирующих требований или нетривиального методологического подхода к оценке и обработке получаемых данных. Методические приемы выполнения съемок при отсутствии или долгосрочном отрыве от береговых пунктов описаны в данной работе в главе 5.

Глобальные модели ГПЗ – основной источник информации об аномалиях гравитационного поля для большинства исследователей, поэтому вопрос об их фактической точности остается важнейшим. В высоких широтах, постоянно или сезонно закрытых ледовым покровом, точность альтиметрических данных значительно ниже. В работе [Ling et al., 2022] показана разница в точности между модельными данными, полученными в скованных льдом и свободных от него акваториях Арктики. В этой же работе отмечен рост точности новой модели *DTU21* относительно предыдущей ее версии *DTU17* на 7–13 %. То есть возможности метода альтиметрии, более подробно рассмотренного в главах 2 и 3, в арктическом регионе ограничены. С другой стороны, в полярных областях также наблюдается рост точности модельных аномалий ГПЗ. Поэтому актуальным, особенно для Российской Федерации, является проблема оценки ожидаемой достоверности глобальных моделей ГПЗ в Арктике.

В главе 4 кратко рассмотрена инструментальная изученность региона, особенности спутникового определения аномалий гравитационного поля в высоких широтах и их представления в глобальных моделях. Рассмотрены пространственные закономерности распределения погрешностей в моделях, отличные от круглогодично открытых ото льда акваторий Мирового океана. Предложен способ районирования Северного Ледовитого океана (СЛО) по величине ожидаемой погрешности глобальной модели ГПЗ (третье защищаемое положение).

#### **4.1. Изучение гравитационного поля Арктики инструментальными методами**

Изучение гравитационного поля Арктики становится актуальной задачей уже в середине XX века, решая вопросы геодезии и прикладной геофизики. В дальнейшем важность арктических геофизических исследований только возрастала. Сведения об особенностях аномального поля полярной области северного полушария были необходимы для уточнения модели фигуры Земли. Арктический бассейн также является одним из перспективных районов для определения запасов углеводородных структур. В начале XXI века важным геополитическим вопросом стало определение принадлежности к континентальным структурам трансарктических хребтов Ломоносова и Менделеева.

Эти вызовы создавали и продолжают создавать потребность в проведении геофизических и, в частности, гравиметрических изысканий в арктической зоне. Общая труднодоступность, удаленность и климатические условия делают эту задачу более сложной. Однако арктические съемки и определения аномалий силы тяжести выполнялись различными инструментальными способами, обеспечив уже к концу XX века базовую изученность региона.

Первые измерения силы тяжести с использованием маятниковых приборов в Арктике были выполнены еще в 1893-1896 гг. в ходе экспедиции Фритьофа Нансена на судне «Фрам» во время его дрейфа от Новосибирских островов до архипелага Шпицберген [Конешов и др. 2020]. Выполненные измерения имели достаточно высокие систематические погрешности ввиду конструкционного несовершенства измерительных приборов. В практике проведения отечественных морских исследований в 1937-1940 гг. во время дрейфа ледокольных пароходов «Георгий Седов» и «Садко» в высоких широтах Арктики наблюдения трехмаятниковыми приборами конструкции Вейнинг-Мейнеса проводились И.Д. Жонгловичем и В.Х. Буйницким [Жонглович, 1950; Литинский, 1972]. Выполненные измерения имели погрешности  $\pm 4$  мГал по оценкам И.Д. Жонгловича и  $\pm 6-8$  мГал по оценке В.А. Литинского [Литинский, 1972], т.е. сравнимые с погрешностями гравиметрических наблюдений с подводных лодок. Маятниковые измерения также

выполнялись в рамках высокоширотной Гренландской экспедиции дизель-электрохода «Обь» (1956 год) [Гайнанов 1961; Чеснокова, Грушинский, 1961]. Однако ввиду сильной вибрации машин наблюдения на подобных судах можно было проводить только в дрейфе, при выключенных дизель-генераторах и при благоприятных погодных условиях, или при заходе судна в лед.

В 1947 г. Л.В. Сорокиным были выполнены подводные измерения силы тяжести в Баренцевом море [Строев и др., 2007]; первый морской гравиметр СЗ-1 разработки К.Е. Веселова и Л.П. Смирнова (ВНИИГеофизика), основанный на принципе сильного демпфирования чувствительной системы, был успешно испытан при проведении надводных измерений в 1954 г. также на акватории Баренцева моря, показав в условиях качки принципиальные преимущества по сравнению с маятниковыми морскими приборами [Веселов, Лозинская, 1975].

Распоряжением Совета Министров СССР и Постановлениями Совета Министров СССР от 1955 года предписывалось организовать ряд высокоширотных воздушных экспедиций, в задачу которых входило выполнение гравиметрических и магнитометрических наблюдений на дрейфующих льдах. Измерения должны были выполняться в районе к северу от Шпицбергена, Земли Франца Иосифа и Северной Земли, включая область над подводным хребтом Ломоносова и район Северного Полюса.

Для решения этих задач была организованы экспедиции, которые получили названия Высокоширотные воздушные экспедиции «Север-7» (1955 г.) и «Север-8» (1956 г.). Для выполнения гравиметрических наблюдений в этих экспедициях была организована Геофизическая группа под руководством Ю. Д. Буланже (ИФЗ АН СССР). Геофизическая группа выполнила площадную гравиметрическую съемку с детальностью 1 пункт на 10 тыс. кв. км в 1955 году (117 пунктов) и в 1956 году (164 пункта), расположенных относительно равномерно в западной части центральной Арктики, включая район Северного Полюса. Гравиметрические измерения выполнялись маятниковыми гравиметрами. Точность гравиметрической съемки оказалась в среднем  $\pm 1,2$  мГал. Координаты пунктов определялись астрономическим методом. Полученные результаты гравиметрических измерений по параметрам плотности пунктов и их точности соответствовали техническим требованиям государственного задания. По результатам работы высокоширотных воздушных экспедиций была получена первая гравиметрическая карта советского сектора СЛО масштаба 1: 1 000 000.

Также в 1955 - 1956 годах были организованы экспедиции ГАИШ МГУ для измерения силы тяжести на акваториях Баренцева, Карского, Печорского, Берингова и Чукотского морей. В этих экспедициях проводились маятниковые измерения и испытания гравиметров



СЗ-1 и СЗ-2, в которых использовалась горизонтальная кварцевая нить и жидкостное демпфирование. В результате была получена погрешность определений  $\pm 4-8$  мГал [Строев, 2007].

В 1957 г. проводились измерения с подводной лодки в Баренцевом, Норвежском, Гренландском морях, а также в Атлантическом океане (ГАИШ МГУ, ЦНИИГАиК, ВНИИГеофизика). В этой экспедиции выполнялась оценка ранее определенных пунктов и новые измерения с полученной погрешностью  $\pm 4-5$  мГал [Строев, 2007].

В 60-е годы XX века в наборных измерениях стали применяться гравиметры на гиросtabilизированных платформах и кардановых подвесах, которые при движении надводного судна в открытой воде позволяли получать точности в  $\pm 3-5$  мГал, а на подводных лодках  $\pm 1-2$  мГал [Литинский, 1972].

В 1961 году в рамках высокоширотной воздушно-десантной экспедиции Север-13 выполнялись измерения на дрейфующих льдинах в районе хребта Ломоносова. На 13 гравиметрических пунктах была получена точность  $\pm 10$  мГал.

В 1963 г. с подводной лодки была выполнена гравиметрическая съемка частей Охотского, Японского, Берингова и Баренцева морей (ЦНИИГАиК) с точностью не хуже  $\pm 5$  мГал.

Измерения в Северном Ледовитом океане входили в программу государственных испытаний автоматизированного морского гравиметрического гиросtabilизированного комплекса «Чета-АГГ», который был разработан в 1981 году в ЦНИИ «Электроприбор» совместно с ИФЗ РАН. В 1991 году по результатам съемки этим гравиметром района нефтегазоносной структуры «Приразломная» в Печерском море получена точность определения АСТ  $\pm 0,06$  мГал [Пешехонов и др. 2019] и продемонстрирована возможность достижения точности морской гравиметрической съемки порядка 0.1 мГал отечественным комплексом. Маршрутные съемки с использованием этого типа гравиметров были продолжены в 2014 году, затем в 2019 и 2020 годах. Так, в 2020 году российскими гравиметрами следующего поколения «Чекан-АМ» и «Шельф-Э» (ЦНИИ «Электроприбор») [Блажнов, 2002, Краснов, 2014] была выполнена высокоточная морская гравиметрическая съемка в районе Северного полюса [Казанин и др., 2016]. В результате исследований было получено 36 гравиметрических профилей. Оценка СКП измерений в точках пересечения профилей составила  $\pm 0,28$  мГал для гравиметра «Шельф-Э» и  $\pm 0,72$  мГал для гравиметра «Чекан-АМ» [Соколов, 2016].

Начиная с 2005 года, для исследования гравитационного поля Арктики широко используется аэрогравиметрия. Значительные объемы измерений был выполнен коллективом лаборатории гравиинерциальных измерений ИФЗ РАН с использованием специально

созданного для этих задач самолета-лаборатории [Дробышев и др., 2008]. В 2006 – 2013 году аэрогравиметрическими комплексами GT-1А и GT-2А были выполнены площадные съемки южной части архипелага Новая Земля и прилегающими акваториями Баренцева и Карского морей общей площадью 180 000 кв.км. В 2011 – 2013 годах выполнена аэрогравиметрическая съемка центральной части Карского моря. По результатам аэрогравиметрических работ ИФЗ РАН были построены карты АСТ масштаба 1:200 000 [Дробышев и др., 2009; Конешов и др., 2016]. Кроме того, ИФЗ РАН было выполнено два протяженных высокоширотных аэрогравиметрических субмеридиональных профиля. Общая изученность Арктики силами ИФЗ РАН показана на рисунке 4.1.

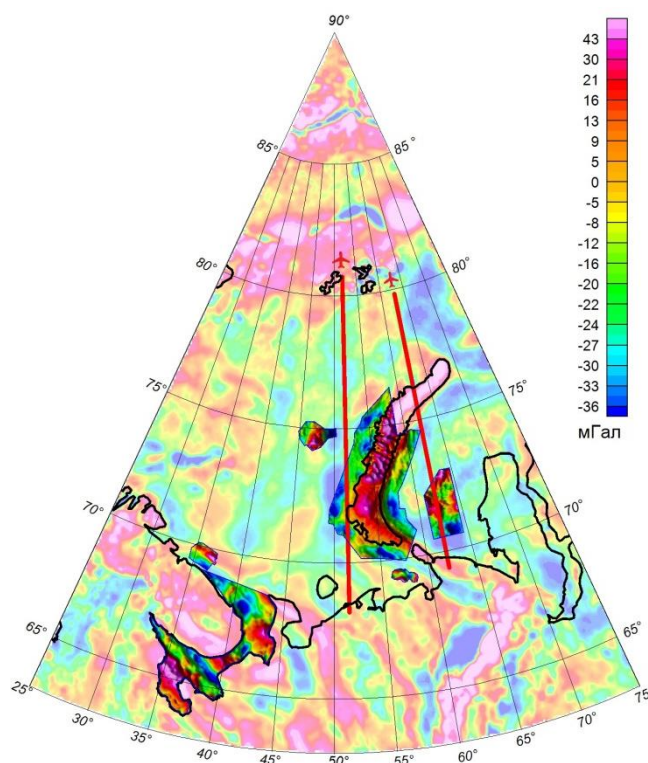


Рисунок 4.1 — Съемки ИФЗ РАН в Арктике. Съемки в акваториях Баренцева и Карского морей выполнены аэрогравиметрией. Съемка в Белом море – набортной морской гравиметрией. Показаны два протяженных высокоширотных аэрогравиметрических профиля

Также, начиная с 2011 года, в восточном российском секторе Арктики выполняются съемки силами ГНПП «Аэрогеофизика». Задачей этих съемок является выявление наличия углеводородов на отдельных лицензионных участках [Могилевский, Конторович, 2015б].

В то же время ГПЗ в Арктике активно исследуется и западными странами, в том числе средствами аэрогравиметрии. В 1999 – 2001 годах выполнены съемки над Гренландией и в районе архипелага Шпицберген [Forsberg et al., 2011]. Результатом объединения усилий ряда зарубежных исполнителей арктических аэрогравиметрических и морских (обычно в качестве контрольных) измерений стал проект ArcGP-2002 (Arctic Gravity Project), в результате которого получена одноименная модель АСТ с разрешением 5 угловых минут

[Forsberg, Keyon, 2005]. Эти данные затем составили основу арктического региона в глобальной модели ГПЗ EGM2008.

Дополнительно необходимо отметить зарубежный опыт использования подводных лодок при исследовании аномального поля ГПЗ арктического региона в рамках проекта SCICEX (Science Ice Expedition). Программа была создана для сбора данных в регионах Арктики, недоступных для надводных судов из-за плотного ледяного покрова, первый рейс состоялся в 1993 году [Pyle et al, 1997].

Инструментальные данные в Арктике, выполнявшиеся с середины XX века, не позволяют получить сплошное покрытие данных об АСВ с разрешением выше 5 угловых минут. Карта масштаба 1:1 000 000, построенная по таким данным позволяет оценить только глобальные или региональные особенности аномального поля региона, где разная густота съемочных сетей создает пространственную неоднородность данных. Детальные съемки масштаба 1:200 000 и крупнее выполняются в Арктике локально и в интересах различных заказчиков. Поэтому основным средством сгущения инструментальных гравиметрических данных в современных глобальных моделях остается спутниковая альтиметрия, в высоких широтах имеющая особенности, отличные от регионов открытых акваторий.

#### **4.2. Особенности спутниковых альтиметрических измерений в высоких широтах**

Как правило, в задачах океанографической альтиметрии наклонение орбиты спутниковых миссий оптимизируется для получения однородного определения динамической поверхности моря, с почти перпендикулярным пересечением восходящих и нисходящих траекторий движения спутника для определения геострофических течений (например, наклонение орбиты спутника TOPEX/Poseidon составляет  $66^\circ$ ). Для получения таких же данных в районе полюсов необходима по возможности более низкая орбита с очень большим наклонением. Качественные альтиметрические измерения в Арктике и над Южным океаном требуют использования спутников с углом наклона орбиты не менее  $88^\circ$ . При этом такие спутники в идеальном случае должны обеспечивать полное перекрытие полярных районов [International Altimetry..., 2021]. Очевидно, что далеко не все спутниковые океанографические миссии с альтиметрами в достаточной степени удовлетворяют такому условию. Однако, как и для открытых акваторий, важнейшим фактором получения надежных данных о поверхности акваторий здесь также является накопление данных.

Первый альтиметрический спутник ERS-1 (26 лет работы на орбите [Bocquet et al., 2023]), совместно со спутниками Seasat и Geosat обеспечили первый базисный период измерений арктического региона - 40 лет. Из числа следующих миссий, для Арктики

подходят спутники Envisat (до 2012 года), CryoSat-2, ICESat-2 и некоторые другие [Guerreiro *et al.*, 2017]. Одним из перспективных представляется планируемый, к моменту подготовки настоящей диссертации, проект CRISTAL [Landy *et al.*, 2024].

При этом важно понимать количественные различия в проникновении радиолокационных волн в подстилающие поверхности (снег/лед/морская вода) на различных длинах волн и в формах отраженного альтиметрического сигнала. В разделе 2.3.2 главы 2 было отмечено, что качество подстилающей поверхности акватории напрямую влияет на разрешающую способность локальной альтиметрии. Отклонение от идеальной зеркально-отражающей поверхности приводит к изменению формы отраженного сигнала. На рисунке 2.11 схематично показано рассеивание отраженного сигнала от взволнованной поверхности моря. Так как поверхность акватории бывает близкой к зеркальной только в очень редких случаях, эффект рассеивания отраженного зондирующего сигнала в альтиметрических измерениях является неизбежным. Коэффициент рассеяния в общем случае имеет две составляющие: рассеяние отраженного от поверхности сигнала, то есть на границе раздела двух различных сред (морская вода и воздух), и объемного рассеяния, обусловленного свойствами рассеивающих частиц, присутствующих в средах. Вклады этих составляющих зависят от характеристик сред, от неровности подстилающей поверхности и количества поверхностных зеркальных точек («рассеивателей») в области зондирования. Для морского льда, помимо поверхностного рассеяния, более значительное влияние имеет объемное рассеяние, связанное с рассеивающими частицами, такими как пузырьки и солевые гранулы, внутри морского льда, в то время как для поверхности морской воды основное значение имеет только поверхностное рассеяние. Кроме того, существуют значительные различия между неровностью поверхности морской воды и морского льда, что еще больше увеличивает разницу в рассеянии и как следствие в форме отраженного сигнала. В процессе таяния и замерзания льда влажность и неровность поверхности соответственно изменяются, что также влияет на отражающие характеристики ледового покрова. В работе [Zhu L. *et al.*, 2014] визуально проиллюстрирована спектральная форма рассеивания отраженного зондирующего сигнала в условиях разных сред и различных широт. Данная иллюстрация хорошо демонстрирует проблематику альтиметрических измерений в высоких широтах и приведена на рисунке 4.2.

Так как исследование рельефа дна, режима и потенциальных полей арктических акваторий всегда является актуальной задачей, вопрос обработки отраженного от морского льда альтиметрического сигнала была в фокусе внимания исследователей практически с самого начала активного применения метода спутниковой альтиметрии. Впервые принципиальная возможность расшифровки ответной реакции сигнала на ледовый покров

была рассмотрена в работах [Drinkwater, 1991; Laxon, 1990] и некоторых других. Более детально методы обработки альтиметрии в условиях ледовой обстановки различной сплоченности рассмотрены в работах [Laxon, 1990; Fetterer et al., 1992; Ricker, 2015]

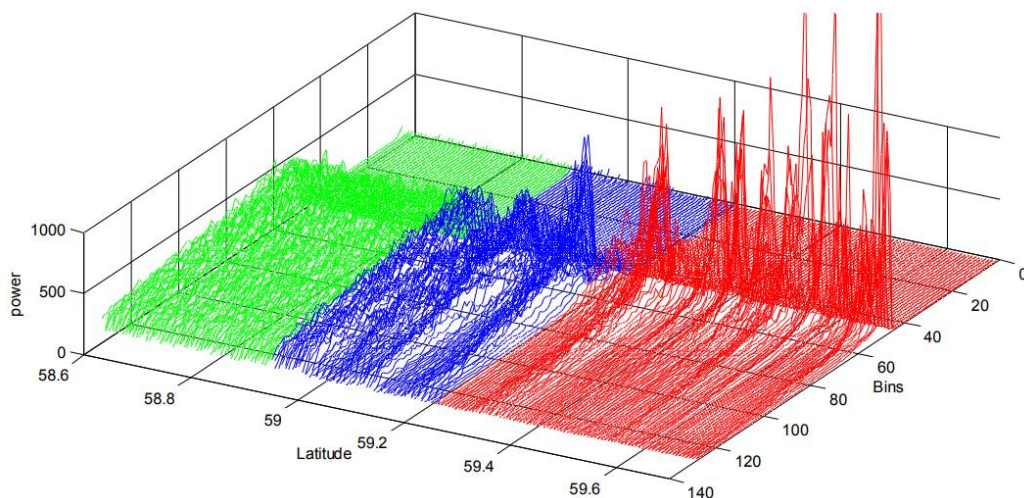


Рисунок 4.2 — Типичные формы волн спутникового радиолокационного альтиметра над Беринговым проливом из статьи [Zhu L. et al., 2014]. Зеленый цвет отображает формы волн, отраженных открытой водой, синий цвет отображает формы волн, отраженных участков от участков с частичным наличием морского льда, красный цвет отображает формы волн, отраженных сплоченным морским льдом

На открытой, пусть и возмущенной, водной поверхности форма отраженной волны близка к форме волны Брауна. Количество повторных итераций обеспечивает большую однозначность получаемой формы. При наличии полыни во льду форма отраженного сигнала представляет собой пиковые импульсы, а энергия сигнала быстро нарастает и быстро спадает. Отраженный же от сплошного ледового покрова альтиметрический сигнал имеет форму, отличную как от открытой воды, так и от полыни [Zhong W et al., 2023]. Формы сигнала от различных поверхностей акваторий показаны на рисунке 4.3, из которого следует, что альтиметрический сигнал способен идентифицировать кромку льда с достаточно высокой точностью. Следовательно, по альтиметрическим данным возможно определять сплоченность льда. Это открыло новую возможность арктической спутниковой альтиметрии: мониторинг состояния постоянного и сезонного ледового покрова акваторий Северного Ледовитого океана.

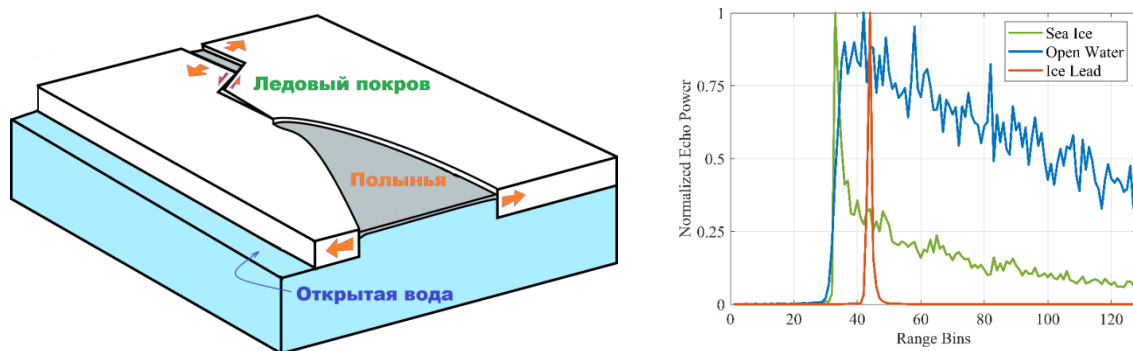


Рисунок 4.3 — Соотношение типа подстилающей поверхности акватории (слева) и формы отраженной волны альтиметрического сигнала (справа). Синий график – отражение от открытой воды; зеленый график – отражение от сплошного ледового покрова; оранжевый график отражение от полыньи в ледовом покрове. Графики справа взяты из работы [Zhong W et al., 2023]

Мониторингу льда по альтиметрическим данным посвящен ряд работ рассматривающих как аспекты выявления сплоченности льда [Zhu L. et al., 2014; Müller et al., 2017; Zhong W et al., 2023], так и методик обработки альтиметрических данных, отраженных от ледовой поверхности. К последним можно отнести интерферометрическую обработку, повышающую плотность данных в условиях ледового покрова, то есть разрешающую способность метода [Gourmelen et al., 2018], использование машинного обучения для расшифровки сигнала и определение границ льда [de Rijke-Thomas, 2019] и др.

Отсутствие достоверной информации о фактической снежной нагрузке льда (глубины и плотности снега на льду) также является серьезной проблемой для альтиметрии, так как снег имеет отражающие свойства, отличные и ото льда, и от морской воды. Но эта проблема в **большой** степени актуальна для определения именно толщины морского льда и изменения высот ледяных щитов над некоторыми участками суши [Tilling et al., 2015]. Для инструментального решения этой проблемы разрабатываются двухчастотные системы альтиметров (в диапазонах Ка (2 см) и Ку (8 мм)), привлечение альтиметрических спутников на тандемных орбитах и другие подходы [International Altimetry..., 2021].

Как уже было отмечено, возможности использования альтиметрии для мониторинга ледовой обстановки в Арктике, широко и успешно исследуются. С учетом всех сложностей по расшифровке отраженного сигнала, преимуществом метода для такой задачи является изменение формы отраженного сигнала на границе типов подстилающих поверхностей: льда и морской воды. В отличие от лазерного высотомера (например, IceSat), радарный альтиметр CryoSat-2 может проникать сквозь снежный покров, при условии наличия некоторой априорной информации о его свойствах. На рисунке 4.4, взятого из работы [Ricker, 2015], визуально показаны возможности радара-альтиметра, но и хорошо виден основной

недостаток метода для акваторий, постоянно закрытых льдом, в задачах определения формы геоида и АСВ. Необходимые для этого составляющие  $\zeta_{MDT}$  и  $\zeta(t)$  (см. раздел 2.3.1 главы 2) просто физически не могут быть измерены подо льдом с точностью, соответствующей открытым акваториям.

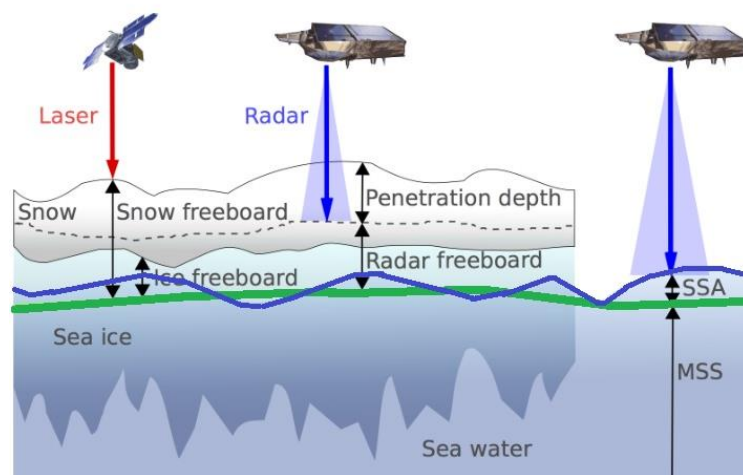


Рисунок 4.4 — Схема параметров обработки данных о положении и толщине слоя льда CryoSat-2. Фактическая высота морской поверхности складывается из средней высоты морской поверхности (MSS -  $\zeta_{MDT}$ ) и аномалии морской поверхности (SSA -  $\zeta(t)$ ). Рисунок из [Ricker, 2015].

Альтиметрические измерения в Арктике, по сравнению с открытыми акваториями, имеют больше дополнительных источников погрешностей, главным образом связанных с наличием постоянного и сезонного льда. Меньшее количество подходящих спутников обеспечивает меньший объем повторных измерений, ледовый покров создает больший шум в отраженном сигнале, искажает его форму и физически скрывает аномалии в наиболее коротких длинах волн. Более всего данная проблематика относится к районам, круглогодично закрытых ледовым покровом. Кроме того, фильтрация альтиметрических данных в Арктике также выполняется со значительно **б**ольшим пространственным окном (см. раздел 2.3.3 и рисунок 2.13).

Указанные особенности альтиметрических измерений в высоких широтах логично приводят к потере качества и фактического разрешения итоговых данных об АСВ. Сравнения с морскими съемками, выполненные ранее [Andersen et al., 1998], показали, что точность полярной альтиметрии снижается с увеличением сплоченности льда. Хуже всего стандартная альтиметрия работает над участками, постоянно покрытыми льдом, в таких регионах ретрекинговые (повторные) спутниковые данные наиболее ценны [Quartly et al., 2019] (по оценкам [Andersen et al., 1998], их стандартное отклонение может составлять до **8 мГал**).



Однако высокоширотная Арктика в настоящее время не содержит белых пятен. В глобальных моделях ГПЗ имеются данные об АСВ всего региона. Несмотря на ледовый покров, в основных моделях отображены основные аномальные районы, связанные с наиболее характерными геоморфологическими структурами Северного Ледовитого океана.

#### **4.3. Особенности гравитационного поля в Арктическом регионе и развитие его представлений в глобальных моделях**

В данном разделе диссертационной работы рассмотрены глобальные модели ГПЗ разных поколений на предмет увеличения детальности наиболее амплитудных аномалий силы тяжести, связанных с характерными геоморфологическими структурами Северного Ледовитого океана. Рассмотрены следующие глобальные модели ГПЗ: SE2 (1969 г.), GRIM4C2 (1991 г.), EGM96 (1996 г.), EGM2008, WGM2012 и DTU21 (2021 г.). Все указанные модели включают сведения об аномалиях по всей Земле до Северного полюса.

Известно, что редукция силы тяжести в свободном воздухе на поверхности геоида имеет корреляционную связь с выраженными элементами рельефа, как носителями значительных локальных масс. На акваториях - это геоморфологические структуры дна. Поэтому для оценки динамики изменения глобальных модельных данных в Арктическом регионе следует сначала рассмотреть некоторые элементы рельефа дна Северного Ледовитого океана (СЛО).

Согласно работе [Дубинин и др., 2018] ложе СЛО разделяется хребтом Ломоносова на два субширотных бассейна. Евразийский бассейн включает глубоководные котловины Амундсена, Нансена и разделяющий их хребет Гаккеля. Амеразийский включает глубоководные котловины Макарова, Подводников, Канадскую и разделяющие их хребты Альфа и Менделеева. Шельфовые области СЛО содержат множество островов, в то время как в глубоководной части острова отсутствуют.

Для задачи оценки моделей ГПЗ рассмотрено несколько наиболее характерных, с точки зрения контрастности АСВ, геоморфологических структур дна. В их числе хребты Ломоносова и Гаккеля, котловина Амундсена, поднятие Нортвинд, Канадская котловина и участок границы континентального шельфа Канады. Данные структуры обозначены на рисунке 4.5.



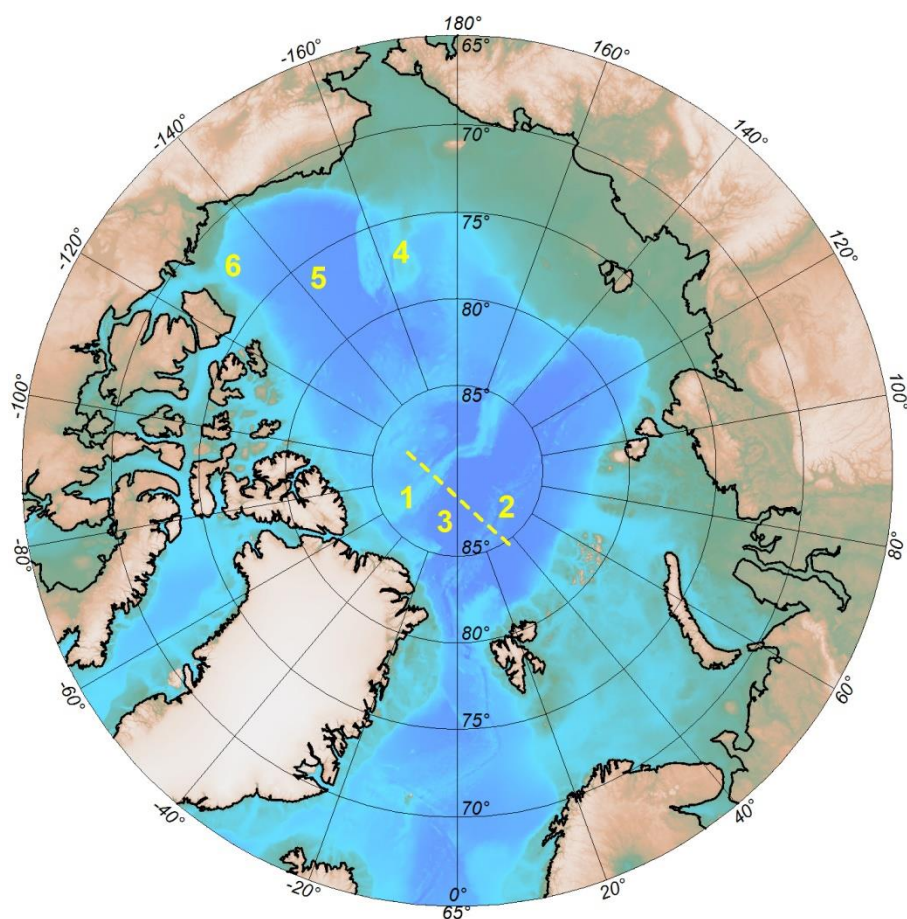


Рисунок 4.5 — Расположение некоторых характерных структур дна Северного Ледовитого океана. 1 – хребет Ломоносова; 2 – хребет Гаккеля; 3 – котловина Амундсена; 4 – поднятие Нортвинд; 5 – Канадская котловина; 6 – граница континентального шельфа Канады. Пунктирной линией показан искусственный профиль для сравнения модельных данных

В настоящем разделе диссертации рассмотрено представление АСВ только на акватории Северного Ледовитого океана. На рисунке 4.6 показаны рассматриваемые модели в Арктике, ограниченные территориями континентальной суши и арктических архипелагов. В таблице 4.1 показаны статистические характеристики аномалий этих моделей на акватории Северного Ледовитого океана в пределах  $65^\circ$  северной широты. Далее отдельно рассмотрены характеристики моделей ГПЗ на отдельных геоморфологических структурах.

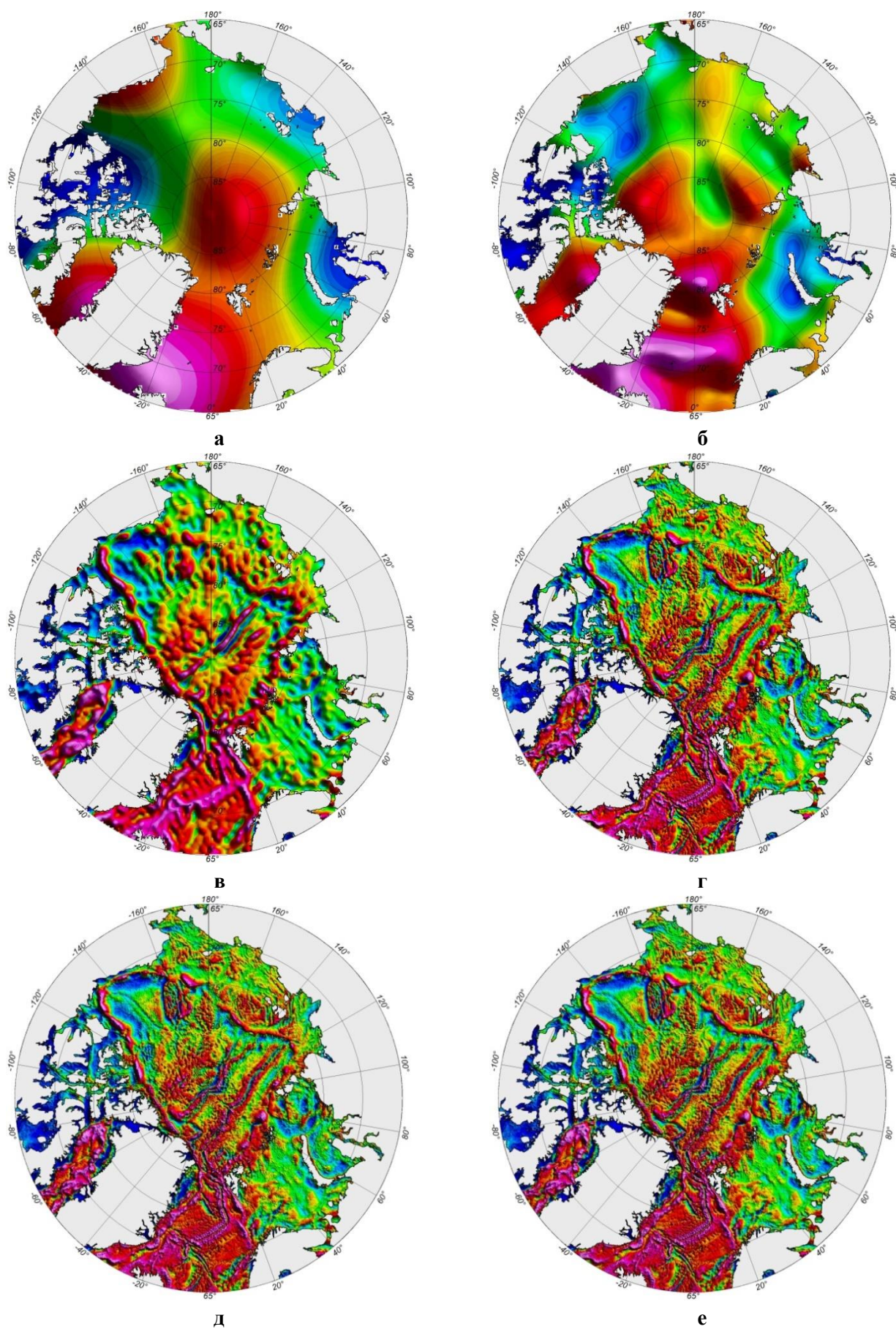


Рисунок 4.6 — Аномальное ГПЗ Арктики по данным моделей: SE2 (а), GRIM4C2 (б), EGM96 (в), EGM2008 (г), WGM2012 (д) и DTU21 (е)

Из рисунка 4.6 следует, что детальность модельных данных, позволяющая выделять элементы рельефа дна океана, визуально проявляется, только начиная с модели EGM96, содержащей 360 коэффициентов сферических гармоник разложения поля.

Таблица 4.1 — Статистические характеристики моделей в акватории Северного Ледовитого океана

| Модель  | Мин., мГал | Макс., мГал | Средн., мГал | Ст. откл., мГал |
|---------|------------|-------------|--------------|-----------------|
| SE2     | -29,08     | 30,27       | 1,97         | 12,60           |
| GRIM4C2 | -46,55     | 42,39       | 3,27         | 14,70           |
| EGM96   | -129,71    | 133,90      | 1,40         | 24,57           |
| EGM2008 | -193,35    | 232,01      | 0,53         | 27,68           |
| WGM2012 | -211,39    | 235,13      | 0,47         | 27,94           |
| DTU21   | -210,43    | 240,21      | 0,43         | 28,09           |

Рост минимальных и максимальных величин демонстрирует увеличение контрастности аномалий в более современных моделях. Рост стандартного отклонения является признаком увеличения фактической разрешающей способности.

Далее рассмотрен искусственный профиль (показан на рисунке 4.5 пунктирной линией), пересекающий некоторые градиентные структуры СЛО: хребет Ломоносова, котловину Амундсена и хребет Гаккеля. Характеристики модельных аномалий вдоль этого профиля приведены в таблице 4.2. Модельные данные ГПЗ и батиметрических данных GEBCO вдоль профиля показаны на рисунке 4.7.

Таблица 4.2 — Статистические характеристики моделей вдоль искусственного профиля

| Модель  | Мин., мГал | Макс., мГал | Средн., мГал | Ст. откл., мГал |
|---------|------------|-------------|--------------|-----------------|
| SE2     | 2,20       | 12,89       | 9,45         | 3,28            |
| GRIM4C2 | 5,23       | 12,79       | 8,18         | 2,19            |
| EGM96   | -16,41     | 34,56       | 8,52         | 13,21           |
| EGM2008 | -29,18     | 117,59      | 12,87        | 26,11           |
| WGM2012 | -30,45     | 122,51      | 13,06        | 27,03           |
| DTU21   | -34,68     | 122,55      | 14,65        | 27,10           |



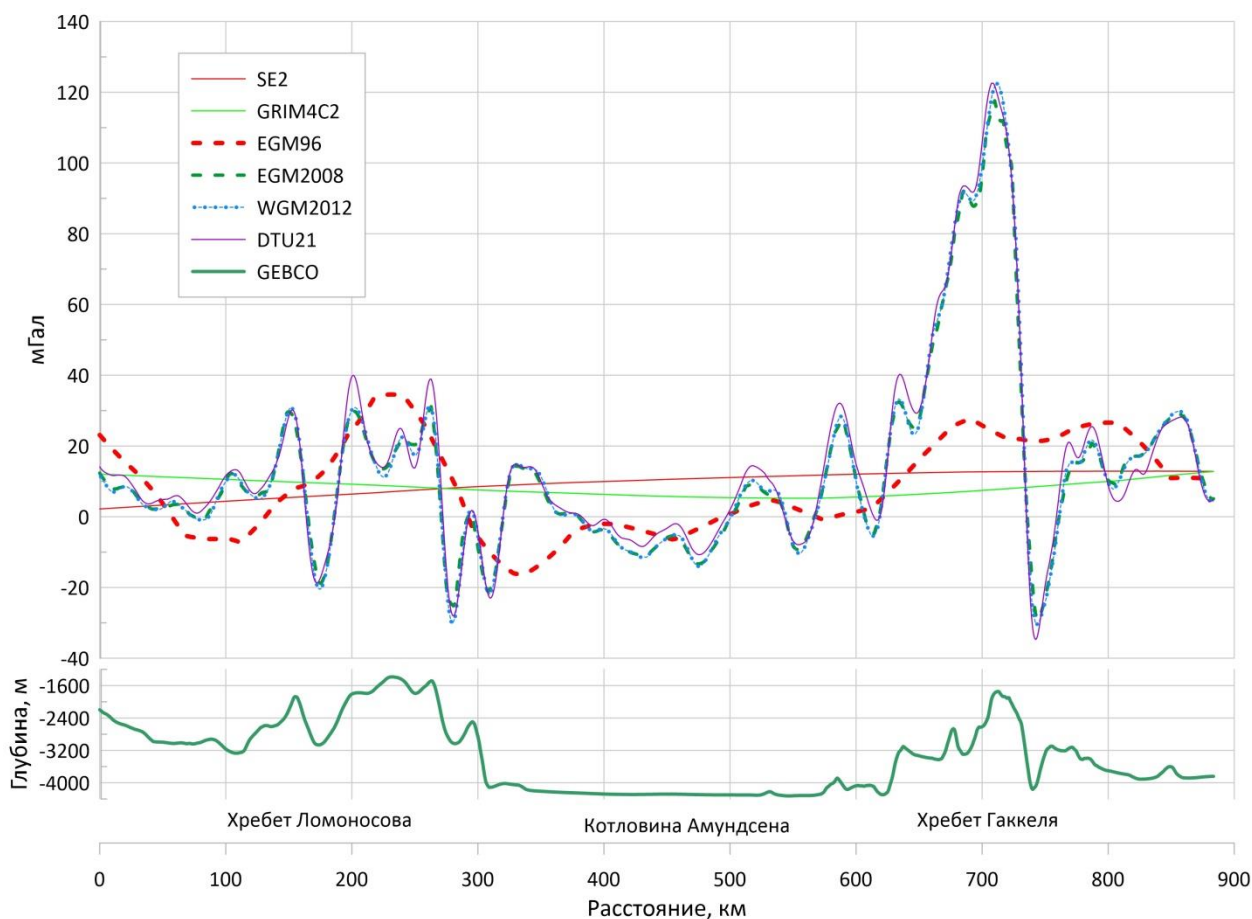


Рисунок 4.7 — Изменение модельных данных ГПЗ и батиметрических данных GEBCO вдоль искусственного профиля

Как видно на рисунке 4.7 над хребтом Гаккеля модельная аномалия значительно большей амплитуды, что может быть следствием того, что данный хребет, в отличие от Ломоносова, является зоной формирования новой океанической коры и подъема мантийного плюма [Дубинин и др., 2018]. Кроме того, необходимо отметить, что все исследуемые ультравысококачественные модели ГПЗ (EGM2008, WGM2012, DTU21) одинаково описывают поле вдоль профиля, с разницей только в амплитудной составляющей аномалий. Наиболее контрастные аномалии демонстрирует модель DTU21, содержащая как инструментальные измерения, так и наиболее актуальные альтиметрические данные.

Была рассмотрена эволюция представления АСВ в глобальных моделях разных поколений на отдельных структурах СЛО. В таблицах 4.3 – 4.8 приведены статистические характеристики моделей на выбранных структурах СЛО. Очевидно, что нет смысла рассматривать две наиболее ранние модели SE2 и GRIM4C2, где даже визуально отсутствует локальная составляющая, поэтому в следующих оценках рассмотрены только высокостепенные модели начиная с EGM96.

Таблица 4.3 — Статистические характеристики моделей на хребте Ломоносова

| Модель  | Мин., мГал | Макс., мГал | Средн., мГал | Ст. откл., мГал |
|---------|------------|-------------|--------------|-----------------|
| EGM96   | -58,88     | 98,54       | 13,51        | 30,83           |
| EGM2008 | -76,26     | 100,95      | 8,73         | 30,26           |
| WGM2012 | -77,11     | 99,98       | 8,69         | 30,84           |
| DTU21   | -76,36     | 98,43       | 7,38         | 30,51           |

Таблица 4.4 — Статистические характеристики моделей на хребте Гаккеля

| Модель  | Мин., мГал | Макс., мГал | Средн., мГал | Ст. откл., мГал |
|---------|------------|-------------|--------------|-----------------|
| EGM96   | -37,59     | 58,48       | 11,78        | 16,37           |
| EGM2008 | -62,65     | 157,70      | 15,18        | 23,39           |
| WGM2012 | -71,12     | 164,26      | 15,20        | 23,76           |
| DTU21   | -68,89     | 163,59      | 14,11        | 23,85           |

Таблица 4.5 — Статистические характеристики моделей над котловиной Амундсена

| Модель  | Мин., мГал | Макс., мГал | Средн., мГал | Ст. откл., мГал |
|---------|------------|-------------|--------------|-----------------|
| EGM96   | -43,15     | 46,95       | -1,02        | 13,83           |
| EGM2008 | -61,61     | 62,11       | -0,27        | 11,84           |
| WGM2012 | -64,33     | 71,50       | -0,26        | 12,00           |
| DTU21   | -58,32     | 74,85       | 1,15         | 11,99           |

Таблица 4.6 — Статистические характеристики моделей над поднятием Нортвинд

| Модель  | Мин., мГал | Макс., мГал | Средн., мГал | Ст. откл., мГал |
|---------|------------|-------------|--------------|-----------------|
| EGM96   | -45,56     | 45,77       | 5,97         | 17,37           |
| EGM2008 | -88,98     | 87,44       | 5,76         | 26,17           |
| WGM2012 | -94,06     | 89,73       | 5,75         | 27,08           |
| DTU21   | -96,44     | 86,55       | 5,79         | 27,91           |

Таблица 4.7 — Статистические характеристики моделей над Канадской котловиной

| Модель  | Мин., мГал | Макс., мГал | Средн., мГал | Ст. откл., мГал |
|---------|------------|-------------|--------------|-----------------|
| EGM96   | -58,79     | 30,54       | -17,79       | 16,09           |
| EGM2008 | -60,91     | 24,41       | -17,61       | 14,92           |
| WGM2012 | -63,77     | 24,26       | -17,62       | 14,96           |
| DTU21   | -63,13     | 18,82       | -17,62       | 15,09           |

Таблица 4.8 — Статистические характеристики моделей над границей континентального шельфа Канады

| Модель  | Мин., мГал | Макс., мГал | Средн., мГал | Ст. откл., мГал |
|---------|------------|-------------|--------------|-----------------|
| EGM96   | -47,35     | 82,15       | 17,25        | 23,94           |
| EGM2008 | -76,25     | 107,09      | 21,62        | 29,58           |
| WGM2012 | -78,72     | 108,86      | 21,71        | 29,92           |
| DTU21   | -76,31     | 108,48      | 21,92        | 29,84           |

Полученные результаты показывают, что три ультровысокостепенные модели показывают взаимно близкие статистические показатели. Поэтому дополнительным показателем могут являться амплитуды аномалий над каждой структурой. В таблицу 4.9 сведены данные о размахе величин аномалий и выделены модельные данные с большим значением и, соответственно, большей контрастностью аномалий ГПЗ.

Таблица 4.9 — Размах модельных аномалий для анализа детальности над выбранными структурами Северного Ледовитого океана

| Структура   модель  | Размах аномалий, мГал |               |               |        |
|---------------------|-----------------------|---------------|---------------|--------|
|                     | EGM96                 | EGM2008       | WGM2012       | DTU21  |
| Хребет Ломоносова   | 157,42                | <b>177,21</b> | 177,09        | 174,79 |
| Хребет Гаккеля      | 96,07                 | 220,35        | <b>235,38</b> | 232,48 |
| Котловина Амундсена | 90,10                 | 123,72        | <b>135,83</b> | 133,17 |
| Поднятие Нортвинд   | 91,33                 | 176,42        | <b>183,79</b> | 182,99 |
| Канадская котловина | 89,33                 | 85,32         | <b>88,03</b>  | 81,95  |
| Граница шельфа      | 129,50                | 183,34        | <b>187,58</b> | 184,79 |

Модель DTU21 превосходит WGM2012 по пространственному разрешению, однако по размаху аномалий на отдельных структурах WGM2012 выглядит контрастнее. По данным высокоширотных съемок [Михайлов и др., 2024], WGM2012 остается предпочтительной для получения априорных оценок в Арктическом регионе, что подтверждается и результатами настоящего анализа. Данные результаты подтверждают, что сделанный в указанной работе автором диссертации вывод применим ко всем основным геоморфологическим структурам дна акватории Северного Ледовитого океана.

#### 4.4. Оценка погрешностей современных моделей в Арктике с использованием инструментальных съемок

Известно, что наиболее эффективный способ изучения характеристик модельных данных о ГПЗ – это сравнение с морскими съемками (например, [Михайлов и др., 2022]). Главная проблема получения таких оценок в Арктике заключается в отсутствии возможности свободного маневрирования судна на акваториях, закрытых льдом, и, как следствие, выполнения классической морской площадной съемки. Поэтому для оценки модельных данных в Арктике использовались системы из съемочных профилей, расположенные над определенными структурами, или отдельные протяженные профили. Для выявления закономерностей в погрешностях глобальных моделей ГПЗ в высоких широтах отдельно анализировались профили, проходящие вдоль меридианов (субмеридиональные) и профили, проходящие вдоль параллелей (субширотные). Также при изучении распределения погрешностей были исследованы профили без строгой географической ориентации, но пересекающие «в крест» градиентные геоморфологические структуры [Соколов и др., 2016].

Относительно описанных профильных съемок в высоких широтах Арктики в данной статье рассмотрены погрешности следующих наиболее актуальных глобальных моделей ГПЗ: EGM2008 [Pavlis et al., 2012], WGM2012 [Balmino et al., 2012], XGM2019 [Zingerle et al., 2020], SGG-UGM-2 [Wei Liang et al., 2020], Sandwell and Smith v29 и v32 [Sandwell et al., 2021], DTU21 [Andersen, Knudsen, 2020].

Все перечисленные модели, за исключением моделей Sandwell and Smith, обеспечивают покрытие всего земного шара до Северного полюса включительно. Модели семейства Sandwell and Smith ограничены по широте и недоступны севернее 80,7° с.ш. (модель SSv29) и 80° с.ш. (модель SSv32). Существенной особенностью моделей семейств Sandwell and Smith и DTU является то, что в их основе находятся расширенные данные спутниковой альтиметрии. Это обуславливает интерес к их исследованию на акваториях Северного Ледовитого океана.

Географическое расположение участков и профилей для сравнения модельных данных с результатами морских съемок показано на рисунке 4.8

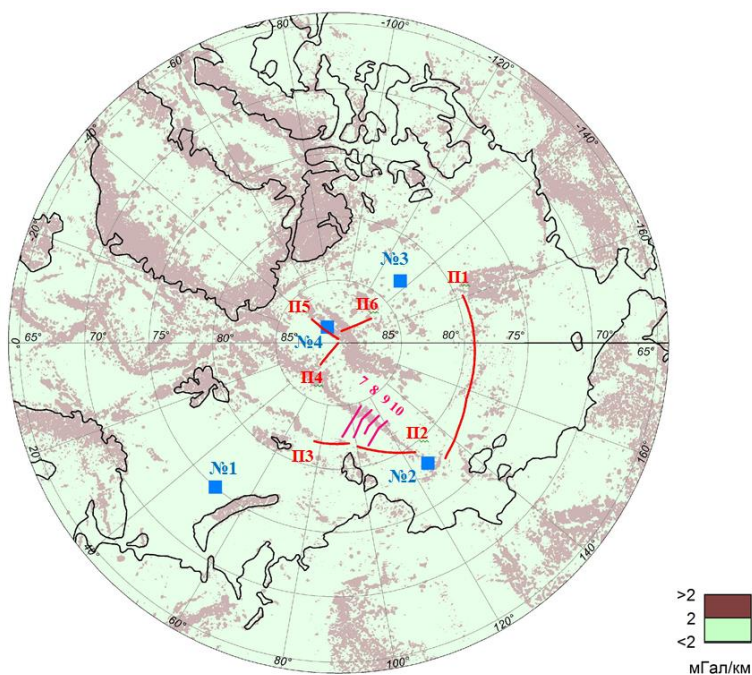


Рисунок 4.8 — Расположение локальных участков сравнения (показаны синими квадратами) и протяженных профилей (показаны красными линиями) в Арктике. На фоне - карта градиентов АСВ, вычисленная по данным модели ГПЗ EGM2008 [Михайлов и др., 2024]

Результаты оценок моделей ГПЗ на локальных участках, представляющих собой группы из нескольких пересекающихся профилей, показаны в таблице 4.10. Для получения более широкой картины характеристик моделей ГПЗ в Арктике также были проведены сравнения модельных данных с морскими съёмками на протяженных профилях (таблица 4.11).

Таблица 4.10 — Среднеквадратические отклонения (мГал) данных моделей ГПЗ от результатов морских съемок на системах профилей локальных участков сравнения №№1- 4. Жирным шрифтом выделены наименьшие значения модельных отклонений и наилучшие из сравниваемых моделей [Михайлов и др., 2024]

| Характеристики локального участка | номер                              | № 1         | № 2         | № 3         | № 4         |
|-----------------------------------|------------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
|                                   | Широта $\varphi$ , ° с.ш.          | 75          | 78          | 83          | 88.5        |
|                                   | максимальный градиент АСВ, мГал/км | 2           | 5           | 4           | 7           |
| Модель                            | EGM2008                            | 0,75        | 3,07        | 4,10        | 7,41        |
|                                   | <b>WGM2012</b>                     | <b>0,66</b> | 2,72        | 3,24        | 7,43        |
|                                   | <b>XGM2019</b>                     | 0,90        | 2,52        | 4,09        | <b>6,74</b> |
|                                   | SSv29                              | 0,74        | 1,92        | —           | —           |
|                                   | SGG-UGM-2                          | 0,73        | 1,86        | 4,46        | 7,45        |
|                                   | <b>SSv32</b>                       | <b>0,68</b> | <b>1,76</b> | —           | —           |
|                                   | <b>DTU21</b>                       | <b>0,64</b> | <b>1,80</b> | <b>2,59</b> | <b>7,05</b> |



По данным, представленным в таблице 4.10, хорошо прослеживается **зависимость величины погрешности моделей от широты в арктическом регионе Мирового океана.**

Таблица 4.11 — Среднеквадратические отклонения (мГал) данных моделей ГПЗ от результатов морских съемок на протяжённых субмеридиональных и субширотных профилях

П1-П6. Жирным шрифтом выделены наименьшие значения модельных отклонений и наилучшие из сравниваемых моделей [Михайлов и др., 2024]

| Характеристика<br>протяженного<br>профиля | номер                                    | П1            | П2            | П3          | П4          | П5            | П6          |
|-------------------------------------------|------------------------------------------|---------------|---------------|-------------|-------------|---------------|-------------|
|                                           | Широта $\varphi$ , ° с.ш.                | 77,5–<br>79,4 | 79,4–<br>81,6 | 82          | 87,8–90     | 87,2–<br>89,7 | 86,8–<br>89 |
|                                           | Протяженность,<br>км                     | 1500          | 500           | 300         | 250         | 290           | 280         |
|                                           | максимальный<br>градиент АСВ,<br>мГал/км | 3             | 4             | 3           | 3           | 5             | 6           |
| Модель                                    | EGM2008                                  | 4,08          | 3,94          | 7,89        | 4,55        | 5,22          | 2,90        |
|                                           | WGM2012                                  | 3,30          | 3,07          | 4,86        | 4,42        | 5,46          | 3,13        |
|                                           | XGM2019                                  | 2,68          | 3,41          | 6,32        | 6,41        | <b>4,21</b>   | 4,88        |
|                                           | SSv29                                    | 2,95          | –             | –           | –           | –             | –           |
|                                           | SGG-UGM-2                                | 2,57          | 3,42          | 8,14        | 4,50        | 5,30          | 2,77        |
|                                           | SSv32                                    | 3,57          | –             | –           | –           | –             | –           |
|                                           | <b>DTU21</b>                             | <b>2,33</b>   | <b>2,04</b>   | <b>3,48</b> | <b>4,35</b> | 5,49          | <b>2,50</b> |

Как видно из представленных оценок, на большинстве протяженных профилей и локальных участков в Арктике наименьшую погрешность относительно морских съёмок содержит новая модель DTU21. На широтах, близких к 80° с.ш., в отличие от большинства открытых акваторий Мирового океана, модели семейства Sandwell and Smith демонстрируют точность, не самую высокую среди прочих глобальных моделей ГПЗ. Необходимо отметить, что модели DTU21 и SSv32 имеют наиболее высокое разрешение среди всех исследуемых в данной работе моделей ГПЗ – 1' ( $\approx 1,85$  км).

Модель XGM2019, которая для анализа была взята в версии с разложением до 2190 гармоник, что соответствует разрешению 5' ( $\approx 9,26$  км), несмотря на хороший результат на локальном участке № 4 и профиле П5 (оба находятся в одном районе) сильно зависит от региональных особенностей поля. На других участках ее точность заметно ниже, чем у DTU21.

#### 4.5. Оценки погрешностей современных моделей над геоморфологическими структурами Северного Ледовитого океана

Исследуя глобальные модели на акваториях, постоянно либо сезонно закрытых льдом, необходимо также принимать во внимание зависимость погрешности модельных данных от

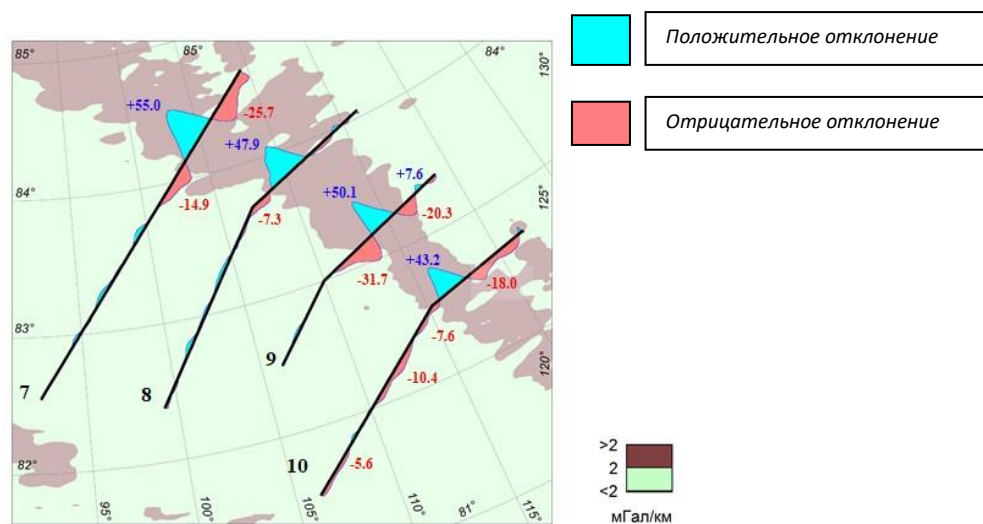
величины полного градиента АСВ. Эта зависимость в высоких широтах представляется не таким значимым фактором, влияющим на точность моделей ГПЗ, как широта, но ее тоже необходимо учитывать, поскольку более градиентные области содержат дополнительные погрешности в модельных АСВ.

Для более детального анализа погрешностей в модельных АСВ, которые обусловлены увеличением полного градиента, рассмотрены данные, полученные на профилях, проходящих перпендикулярно одному из арктических подводных хребтов (хребет Ломоносова). Расположение профилей 7–10 показано на рисунке 4.8.

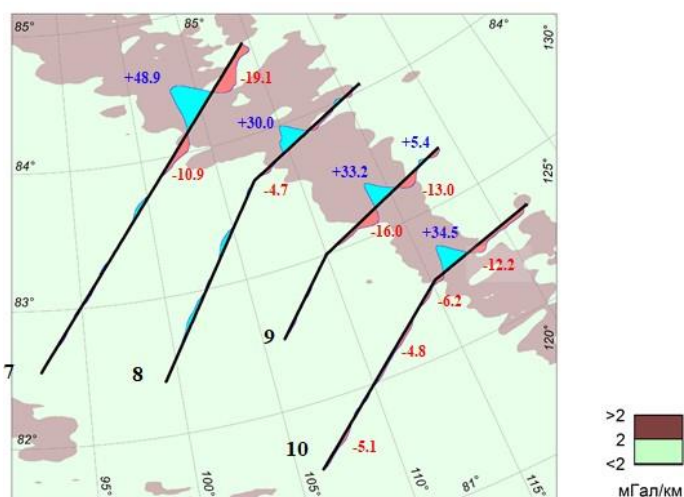
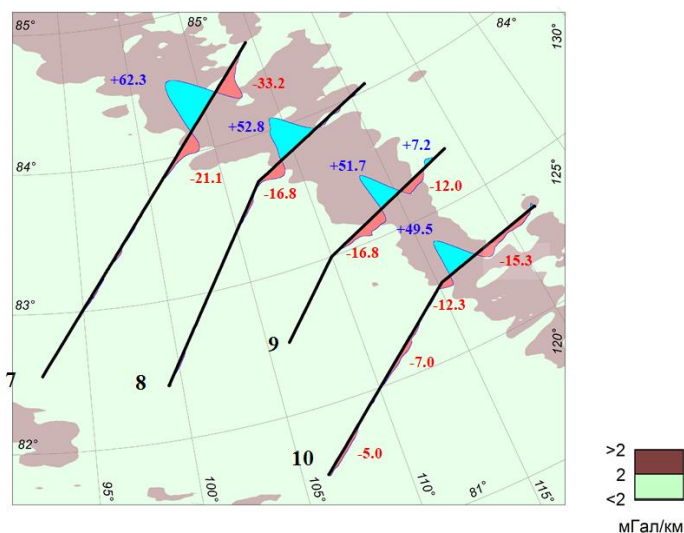
На примере модели ГПЗ DTU21 продемонстрировано увеличение погрешности модельных данных по сравнению с результатами морской съемки вдоль каждого профиля (рисунок 4.9). Оценка СКО модельных данных была выполнена как на всем протяжении профилей, так и отдельно, на их менее градиентных (менее 2 мГал/км) и более градиентных (более 2 мГал/км) участках. Результаты полученных оценок для всех исследуемых моделей ГПЗ, обеспеченных данными в высоких широтах, приведены в таблице 4.12.

Таблица 4.12 — Среднеквадратические отклонения (мГал) данных моделей ГПЗ от результатов морских съемок на профилях 7-10, проходящих через градиентную структуру. Жирным шрифтом выделены наименьшие значения модельных отклонений и наилучшие из сравниваемых моделей [Михайлов и др., 2024]

| Характеристика<br>профиля |               | номер                                     | 7            | 8            | 9             | 10            |
|---------------------------|---------------|-------------------------------------------|--------------|--------------|---------------|---------------|
|                           |               | Широта $\varphi$ , °<br>с.ш.              | 82,5–84,6    | 82,4–84      | 82,5–<br>83,4 | 81,5–<br>82,7 |
|                           |               | протяженность<br>профиля, км              | 310          | 290          | 200           | 270           |
|                           |               | максимальный<br>градиент поля,<br>мГал/км | 4            | 4            | 4             | 3             |
| Модель                    | EGM2008       | > 2 мГал/км                               | 24,09        | 17,00        | 26,77         | 20,38         |
|                           |               | < 2 мГал/км                               | 8,66         | 4,00         | 6,27          | 3,85          |
|                           |               | Весь профиль                              | 15,48        | 10,60        | 14,64         | 11,46         |
|                           | WGM2012       | > 2 мГал/км                               | <b>21,06</b> | <b>11,32</b> | <b>16,13</b>  | <b>14,96</b>  |
|                           |               | < 2 мГал/км                               | 6,19         | <b>3,05</b>  | <b>3,00</b>   | <b>2,09</b>   |
|                           |               | Весь профиль                              | <b>12,50</b> | <b>5,91</b>  | <b>8,63</b>   | <b>8,12</b>   |
|                           | XGM2019       | > 2 мГал/км                               | 21,17        | 12,96        | 25,61         | 21,05         |
|                           |               | < 2 мГал/км                               | 7,91         | 3,60         | 7,50          | 5,10          |
|                           |               | Весь профиль                              | 13,91        | 9,62         | 14,62         | 11,71         |
|                           | SGG-<br>UGM-2 | > 2 мГал/км                               | 24,59        | 16,85        | 26,18         | 20,31         |
|                           |               | < 2 мГал/км                               | 8,36         | 4,58         | 6,76          | 4,69          |
|                           |               | Весь профиль                              | 15,46        | 10,82        | 14,48         | 11,21         |
|                           | <b>DTU21</b>  | > 2 мГал/км                               | 29,49        | 20,12        | 22,94         | 22,37         |
|                           |               | < 2 мГал/км                               | <b>6,04</b>  | 3,33         | 4,02          | 2,22          |
|                           |               | Весь профиль                              | 16,09        | 11,65        | 12,26         | 11,89         |



**a** (*EGM2008*)

**6 (WGM2012)**

**B** (*DTU21*)

Рисунок 4.9 — Положительные (синим) и отрицательные (красным) отклонения данных морской съемки от моделей EGM2008 (**а**), WGM2012 (**б**), DTU21 (**в**) на профилях, проходящих через градиентную структуру. Указаны наибольшие отклонения в мГал. На фоне — карта градиентов аномального поля, вычисленная по данным модели ГПЗ EGM2008

Как видно из анализа данных таблицы 4.12, наилучшее совпадение с результатами съемки демонстрирует модель WGM2012. Эта модель демонстрирует лучшую точность, особенно над градиентной геоморфологической структурой. Модель DTU21 над абиссальной частью показывает отклонение от съемки в 6 мГал и менее. Над градиентной структурой точность модели DTU21 заметно снижается даже относительно других более ранних моделей.

На открытых акваториях, как это было показано в главе 3, на структурах с максимальным градиентом поля в 3–4 мГал/км погрешность моделей ГПЗ увеличивается примерно в 1,5–2,5 раза относительно участков с градиентом менее 2 мГал/км, в зависимости от модели. В высокоширотной Арктике, согласно данным из табл. 4.12, погрешность модельных данных на градиентных структурах возрастает в среднем у модели EGM2008 в 4 раза, в WGM2012 – в 5 раз, в XGM2019 – в 3,5 раза, в SGG-UGM-2 – в 4 раза, в модели DTU21 – почти в 7 раз. Таким образом, в высоких широтах достоверность модельных данных также существенно зависит от характера аномального поля, что также необходимо учитывать в оценке ожидаемой погрешности модели и планировании инструментальных съемок.

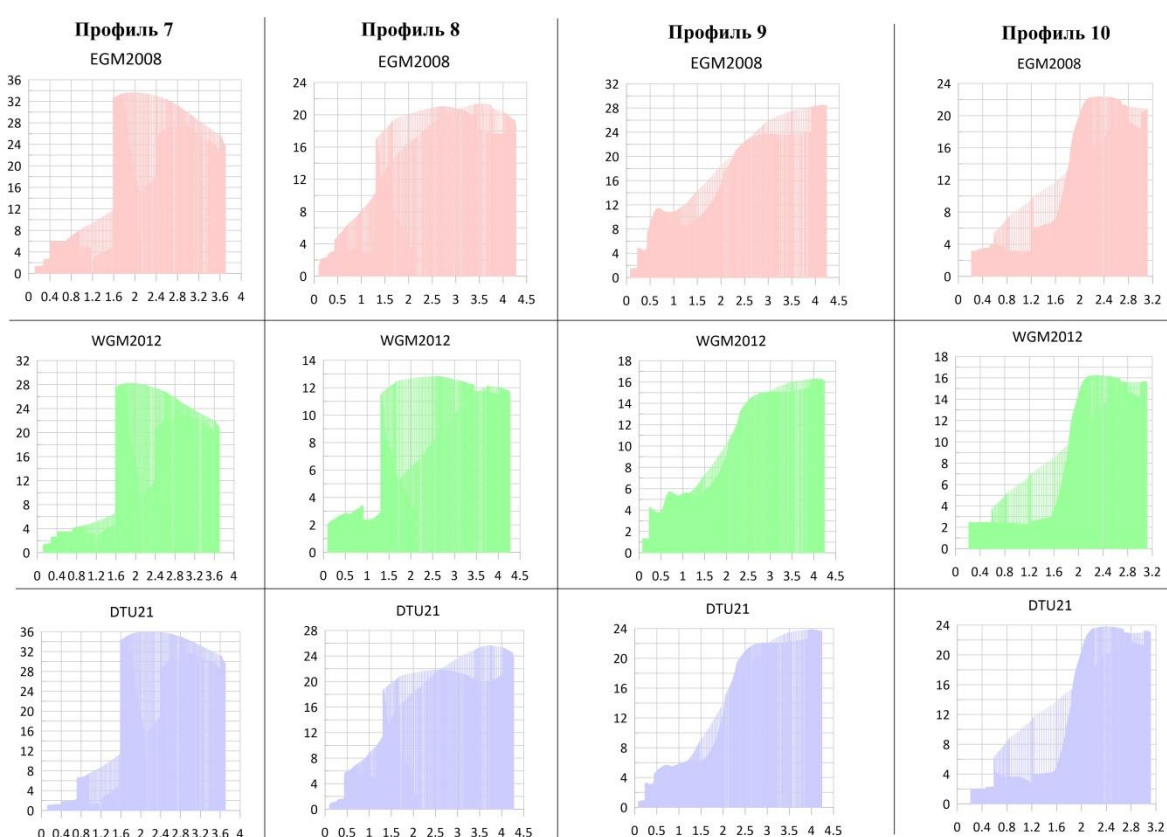


Рисунок 4.10 — Отношение отклонений модельных данных и съемки от величины горизонтального градиента поля. По вертикальным осям стандартное отклонение моделей от съемки в мГал. По горизонтальным осям величина результирующего полного градиента АСВ по данным модели EGM2008 в мГал/км

На графиках отношений стандартных отклонений модельных данных к величине горизонтального градиента поля, показанных на рисунке 4.10, видна явная зависимость на всех профилях, показанных на рисунке 4.9 выше. Ширина окна для вычисления стандартного отклонения в каждой точке профиля выбрана с учетом наилучшей корреляции с величиной градиента АСВ вдоль профиля.

Локальный характер погрешностей моделей на соседних профилях несколько отличается, однако, структура погрешностей разных моделей в рамках одного отдельного профиля визуально совпадает, что говорит об общих закономерностях, применимых ко всем моделям в высоких широтах. Для определения зависимости ожидаемой погрешности глобальных моделей ГПЗ в Арктике от величины полного горизонтального градиента АСВ, для каждой из рассмотренных на рисунке 4.10 моделей (EGM2008, WGM2012 и DTU21) были объединены данные о погрешностях АСВ всех профилей. Затем была получена аппроксимирующая функция. Результаты аппроксимации для моделей EGM2008, WGM2012 и DTU21 показаны на рисунке 4.11. Аппроксимации выполнены квадратичной функцией.

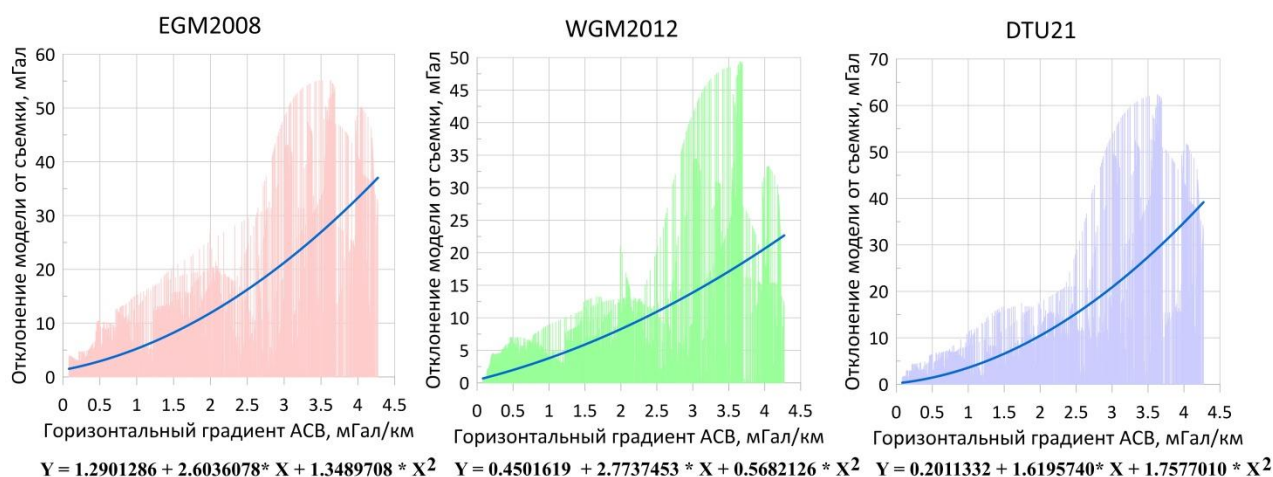


Рисунок 4.11 — Аппроксимация зависимости значений совокупностей погрешности АСВ глобальных моделей ГПЗ EGM2008, WGM2012 и DTU21 относительно величины полного горизонтального градиента на арктическом хребте Ломоносова

С учетом того, что в закрытых льдом акваториях величины погрешностей модельных АСВ значительно возрастают при величине полного горизонтального градиента в 2 мГал/км и более, квадратичная аппроксимирующая функция более правдоподобно описывает такую закономерность, чем линейная. **Полученные функции аппроксимации  $F(\nabla g)$  могут использоваться по аналогии с открытыми акваториями для вычисления составляющей ожидаемой погрешности модельных АСВ  $m_r$  в формулах (3.12 – 3.13).**

#### **4.6. Способ районирования акваторий Арктики по величине ожидаемой погрешности модельных данных (третье защищаемое положение)**

В разделе 4.6 представлен способ районирования акваторий Арктики по величине ожидаемой погрешности АСВ в глобальных моделях (третье защищаемое положение).

##### **4.6.1 Систематическая составляющая погрешности вычисления АСВ по альтиметрическим данным в полярных акваториях**

Как было показано в разделе 3.5.2 главы 3 первой составляющей погрешности метода альтиметрии является собственная погрешность, оцениваемая по данным сходимости альтиметрических решений. По результатам анализа открытых данных о сходимости спутниковых измерений, в открытых акваториях Мирового океана значение этой составляющей ( $m_a$ ) оценивается автором диссертации в  $\approx 1.0$  мГал. При этом очевидно, что с учетом условий и особенностей, описанных в разделе 4.2 диссертации, величина  $m_a$  в Арктических акваториях будет заметно выше. Основной сложностью для такой оценки в Арктике является отсутствие данных о сходимости альтиметрических маршрутов. Используемые в главе 3 для общей оценки данные Института океанографии Скриппса Калифорнийского Университета (Сан-Диего, США) ограничены по  $80^\circ$  с.ш., тогда как наиболее закрытые льдом акватории находятся выше указанной параллели. Создатели других известных высокостепенных моделей ГПЗ подобных оценочных данных в открытый доступ не представляли.

Решением может быть выбор для оценки области со схожими параметрами подстилающей поверхности акватории и находящейся в пределах  $\pm 80^\circ$  по широте. Детальное изучение акваторий Мирового океана показало, что для получения оценки собственной систематической погрешности альтиметрии при моделировании аномалий ГПЗ в условиях наличия разнообразного ледового покрова можно использовать море Уэдделла.

Море Уэдделла – окраинное море у берегов Западной Антарктиды, расположенное между  $65^\circ$  ю.ш. и  $77^\circ$  ю.ш. По своим физическим и гидрографическим параметрам море Уэдделла несколько отличается от Арктического бассейна, но его часть также большую часть года покрыта льдом. Кроме того, морской лед в море Уэдделла представлен во многих формах и с сезонной изменчивостью: зарождающийся (молодой), сплошной (включая паковый), ледовые поля, участки акватории с «блинчатым» льдом и другие [Клепиков, 1963; Lange et al., 1989; Vernet et al., 2019]. Поэтому условия отражения альтиметрического сигнала можно считать схожими с высокоширотной Арктикой.

На рисунке 4.12 показано распределение погрешности сходимости альтиметрических измерений в акватории моря Уэдделла.



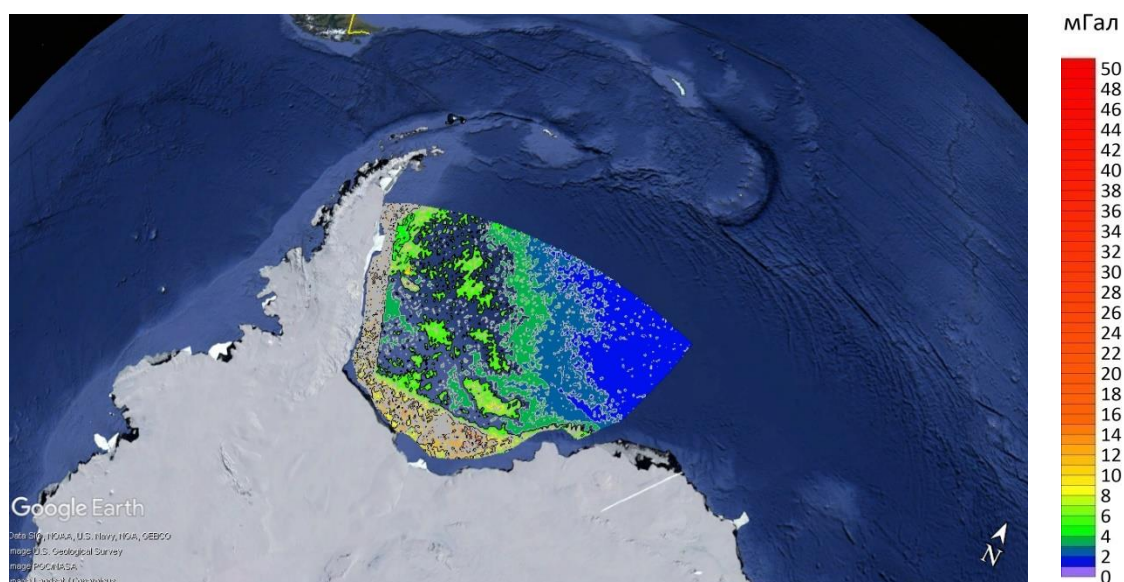


Рисунок 4.12 — Распределение погрешностей сходимости альтиметрических измерений, используемых при создании модели Sandwell and Smith v32 в море Уэдделла по данным авторов модели [Sandwell et al., 2014]

Как видно на рисунке, по мере приближения к побережью материковой Антарктиды, погрешность сходимости данных в модели Sandwell and Smith v32 возрастает из-за наличия постоянного льда, чьи свойства меняются при отдалении от берега. В статистическом отношении вся акватория моря Уэдделла имеет следующие характеристики погрешности сходимости альтиметрии:

Максимум = 48,4 мГал

Минимум = 0,8 мГал

Среднее значение по акватории = 5,2 мГал

Стандартное отклонение = 4,17 мГал.

Составляющая  $\sigma_a$  имеет не постоянный, а переменный характер, связанный с широтой места. Переменная составляющая погрешности альтиметрии, проявляющаяся в низких широтах Земли, характерна и для модельных данных ГПЗ в Арктике. В то время как это было показано в разделе 3.5.2, в открытых акваториях величина  $\sigma_a$  примерно постоянна и равна  $\approx 1$  мГал.

В море Уэдделла, как это было показано на рисунке 4.12, собственная погрешность метода альтиметрии имеет некоторую корреляцию с типом ледового покрова. В Арктике характер ледового покрова изменчив и, наряду с участками открытой воды, можно выделить *нилас* (молодой лед в виде тонкой эластичной ледяной корки толщиной до 10 см, прогибающейся на волне), *блинчатый лед* (пластины льда округлой формы, диаметром от 30 см до 3 м, толщиной до 15 см; поверхность такого льда сравнительно ровная за исключением



краёв льдин, которые в результате ударов друг о друга получают форму валиков; возникает в начале замерзания водной поверхности при слабом волнении под воздействием течений), *молодой лед* (толщиной до 30 см, образуется при смерзании блинчатого льда), *однолетний лед* (лед, просуществовавший не более одного зимнего сезона с толщиной до 2 метров), *старый лед* (лед, подвергшийся таянию минимум в течении одного летнего сезона, толщиной от 3 метров и более) [Котляков., 2002]. Отдельно стоит выделить *ледяные поля* и *припай* (неподвижные льды у береговой линии). В отличие от Антарктики в арктических широтах более распространены старые льды, которые ввиду своих физических свойств (менее солёные и плотные) выше выступают над поверхностью.

Разные типы льда имеют разное влияние на отражение зондирующего альтиметрического сигнала. Площади, занимаемые разными типами льда, варьируются в течение климатического года и отличаются от сезона к сезону, что очевидно влияет на качество получаемых альтиметрических данных о характере истинной поверхности акватории и, в конечном итоге, создает погрешности различной величины в альтиметрических моделях ГПЗ. Из раздела 4.2 следует, что области с более сплочённым и круглогодичным ледовым покровом имеют *большие* погрешности модельных аномалий, чем области, освобождающиеся ото льда на несколько месяцев или имеющие тонкий ледовый покров (например, нилас, повторяющий форму поверхности).

По обзорным картам Северного Ледовитого океана, публикуемым на портале Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) (<https://www.aari.ru/data/realtime>), можно отследить временные циклы формирования льда разных типов и, что более важно, определить широты, выше которых ледовый покров существует в течение года, т.е. постоянен. Для этого за пятилетний период с 2020 по 2025 год были рассмотрены обзорные карты СЛО для моментов с наименьшей с наименьшей площадью ледового покрова. Как правило, этот момент совпадает с временной границей начала формирования молодого льда на значительных акваториях. На рисунках 4.13 – 4.18 показаны карты СЛО с минимальной фактической площадью ледового покрова за каждый рассматриваемый год.



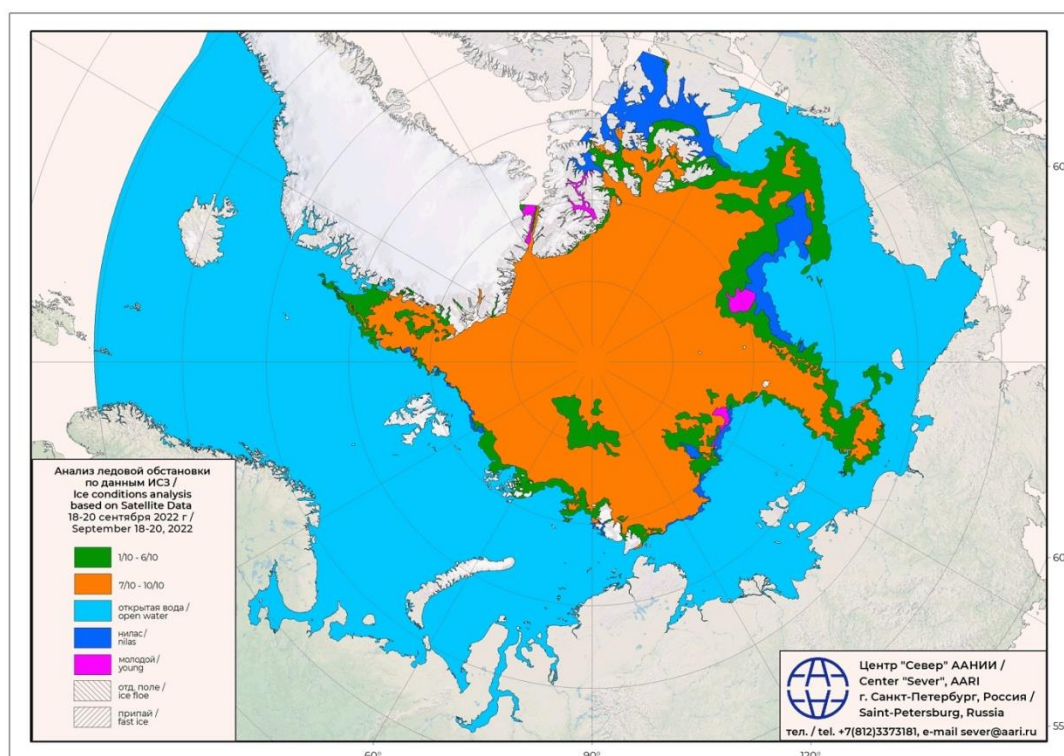


Рисунок 4.15 — Ледовая обстановка в период **18-20.09.2022** года по данным ААНИИ

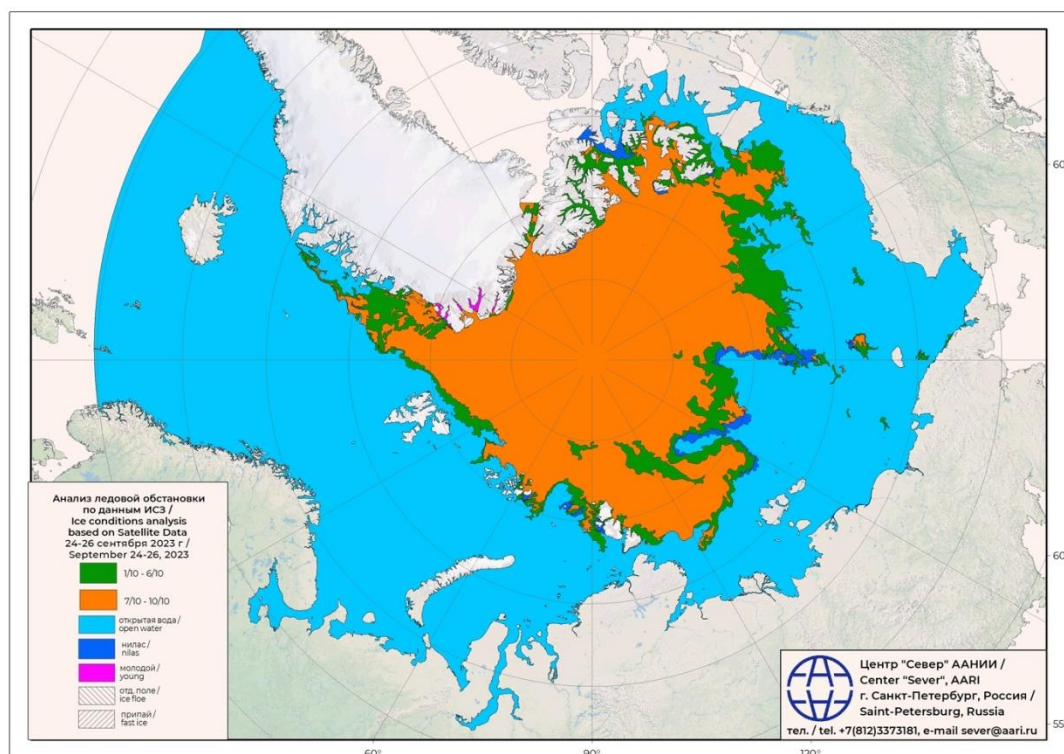


Рисунок 4.16 — Ледовая обстановка в период **24-26.09.2023** года по данным ААНИИ



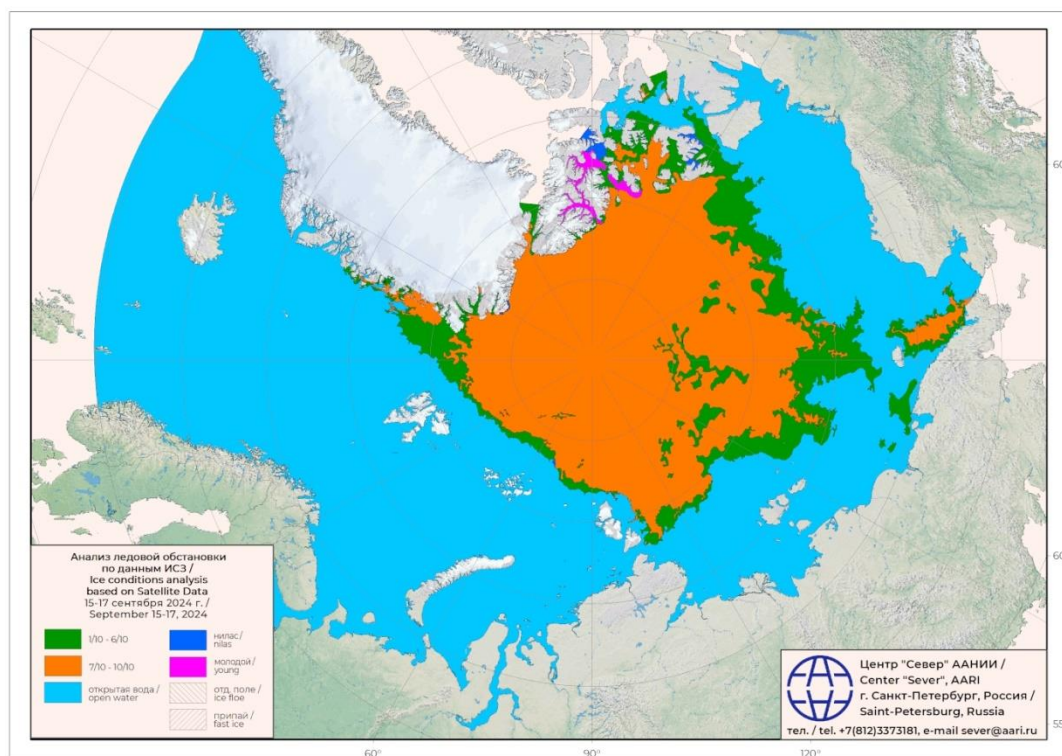


Рисунок 4.17 — Ледовая обстановка в период **15-17.09.2024** года по данным ААНИИ

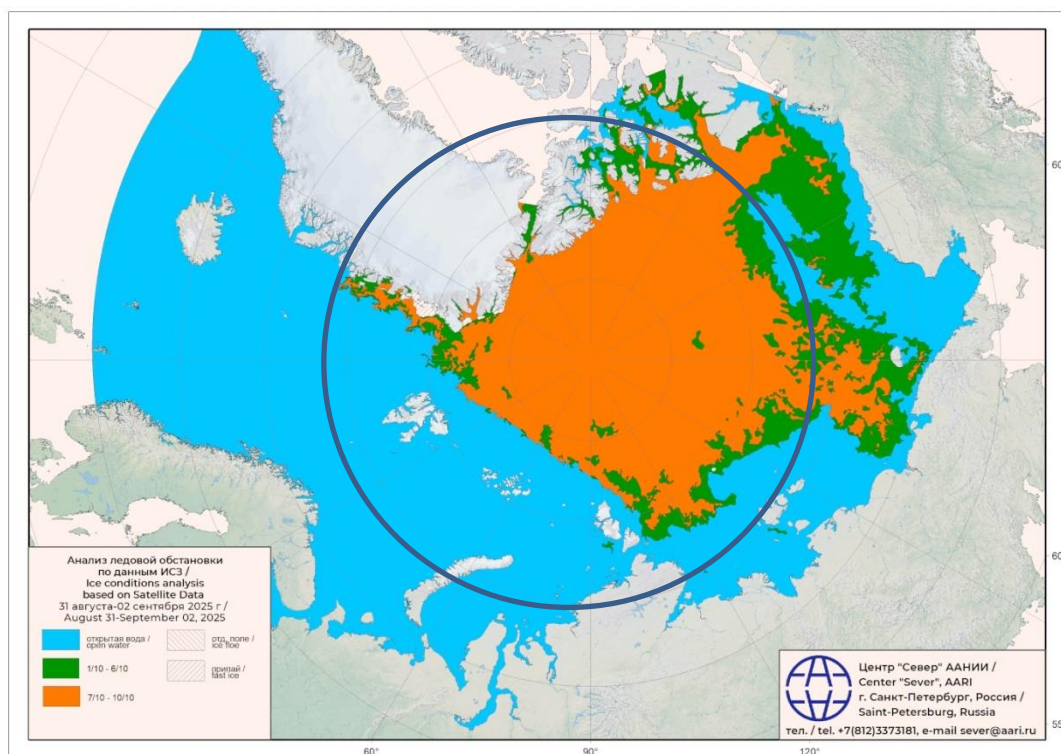


Рисунок 4.18 — Ледовая обстановка в период **31.08-02.09.2025** года по данным ААНИИ. Темно-синей линией показана параллель 75 с.ш

Как видно, в период с 2020 по 2025 год, согласно оперативному контролю, даже в моменты с минимальной площадью льда, значительные акватории СЛО закрыты сплоченным льдом, возрастом от 1 года и более. При этом распределение льда имеет неравномерный характер и пространственный режим: так, восточное полушарие (в пределах СЛО) летом значительно освобождается ото льда, тогда как акватории западного полушария покрыты льдом почти круглый год.

Хотя основной интерес автора диссертации относится к точностным характеристикам глобальных моделей ГПЗ в секторе РФ, в работе рассматривается весь арктический регион, независимо от границ секторов, акваторий и полушарий. В рамках такой задачи допустимо рассматривать регионы выше  $70^{\circ}$  с.ш. как большую часть года закрытых сплоченным ледовым покровом.

Как было отмечено в главе 3, точность представления поля в моделях на большинстве акваторий зависит от характера самого этого поля. Наиболее градиентные области акваторий содержат наибольшие погрешности и, наоборот, в районе абиссальных равнин модельные данные более точны. Поэтому получив данные о точностных характеристиках определенной модели ГПЗ на наборе геоморфологических структур с разным по величине полным градиентом поля, было получено общее представление о достоверности модели в открытых акваториях Мирового океана. Как показали оценки относительно площадных высокоточных морских съемок в Мировом океане каждая модель на схожих по своим характеристикам структурах поля, расположенных в разных областях Земного шара, имеет сопоставимую погрешность. При этом, в связи с описанной выше проблематикой, в Арктике эта закономерность не соблюдается, а погрешности моделей существенно возрастают по сравнению со структурами с градиентом поля равной величины, но расположенными на свободных ото льда акваториях.

Была проведена специальная оценка ряда глобальных моделей ГПЗ относительно морских съемок в разных широтах и над похожими структурами дна океана с максимальным полным градиентом аномального поля в пределах 3–5 мГал/км. В результате на рисунке 4.19 наглядно показано увеличение погрешности моделей в Арктике.

Как видно из рисунка 4.19 все рассмотренные модели в Арктике с увеличением широты значительно теряют в точности представления АСВ.

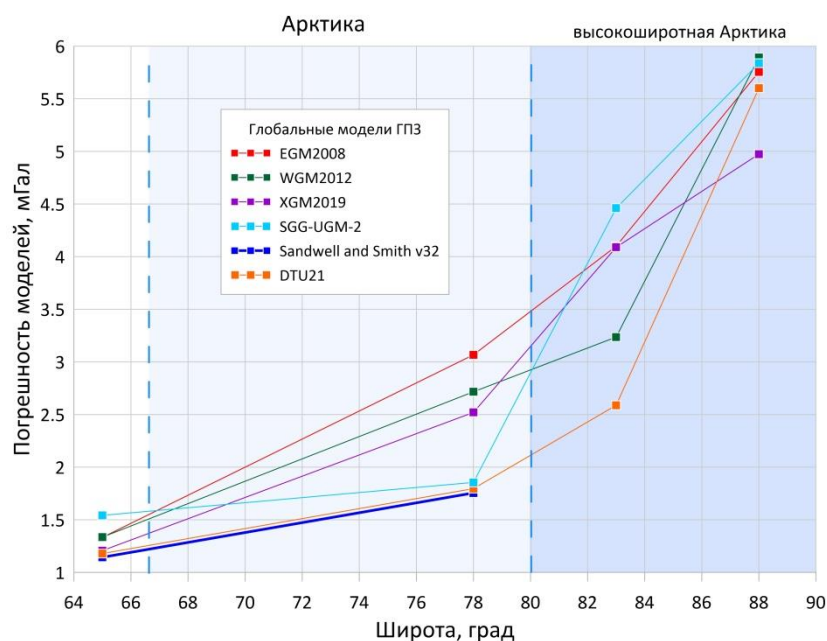


Рисунок 4.19 — Погрешности современных моделей ГПЗ относительно морских съемок в разных широтах, включая высокоширотную Арктику, над похожими структурами дна океана с градиентом АСВ в диапазоне 3-5 мГал/км [Михайлов и др., 2024]

С увеличением широты погрешность моделей закономерно возрастает. Вблизи Северного полюса погрешность всех исследуемых моделей примерно равна, за исключением модели XGM2019, погрешность которой ниже на конкретном оценочном полигоне. Если вернуться к данным раздела 4.4, то становится видно, что погрешности данной модели имеют в Арктике во многом случайный характер – на некоторых полигонах она лучше прочих моделей ГПЗ, на других значительно хуже. Поэтому для дальнейшей оценки и районирования моделей в Арктике в работе используются данные трех моделей: EGM2008, WGM2012 и DTU21.

Погрешность в этих моделях по мере приближения к полюсу нелинейно возрастает. По аналогии с разделом 4.5 данную зависимость следует аппроксимировать квадратичной функцией от широты:

$$m_{a\_ice} = F_i(L), \quad (6.1)$$

где  $m_{a\_ice}$  – ожидаемая погрешность модели, обусловленная сплоченностью льда;  $F_i(L)$  – функциональная зависимость погрешности от географической широты;  $L$  – географическая широта.

По имеющимся данным были подобраны приближенные аппроксимирующие функции. Ограниченная выборка исходных данных обусловлена выбором полигонов в разных широтах СЛО с близкими характеристиками структуры аномального поля.

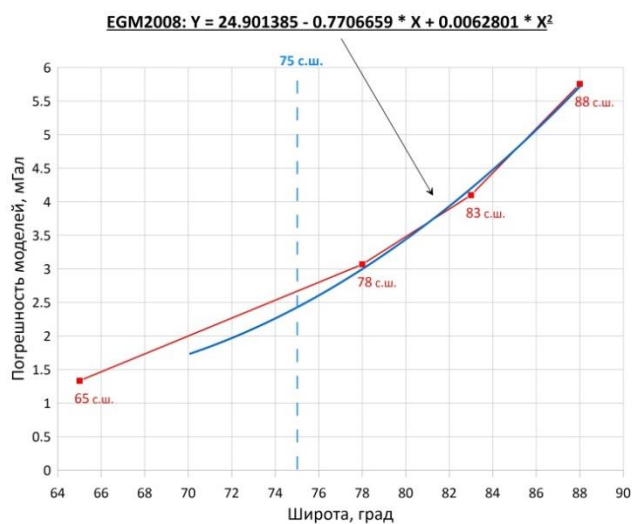


Рисунок 4.20 — Аппроксимация отношений величин погрешности в Арктике глобальной модели EGM2008 к широте. Аппроксимация выполнена квадратичной функцией

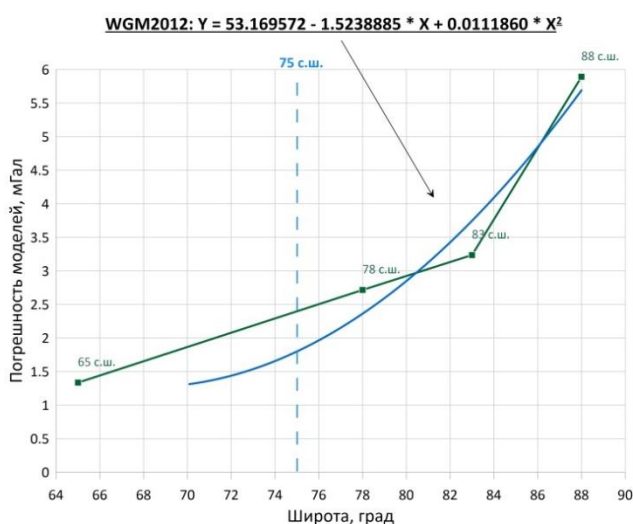


Рисунок 4.21 — Аппроксимация отношений величин погрешности в Арктике глобальной модели WGM2012 к широте. Аппроксимация выполнена квадратичной функцией

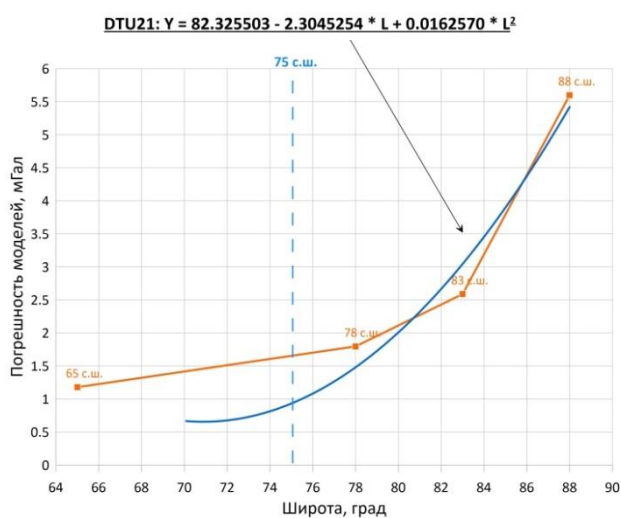


Рисунок 4.22 — Аппроксимация отношений величин погрешности в Арктике глобальной модели DTU21 к широте. Аппроксимация выполнена квадратичной функцией



Полученные аппроксимации, показанные совместно на рисунке 4.23, демонстрируют характер изменения погрешности глобальных моделей в Арктике с широтой.

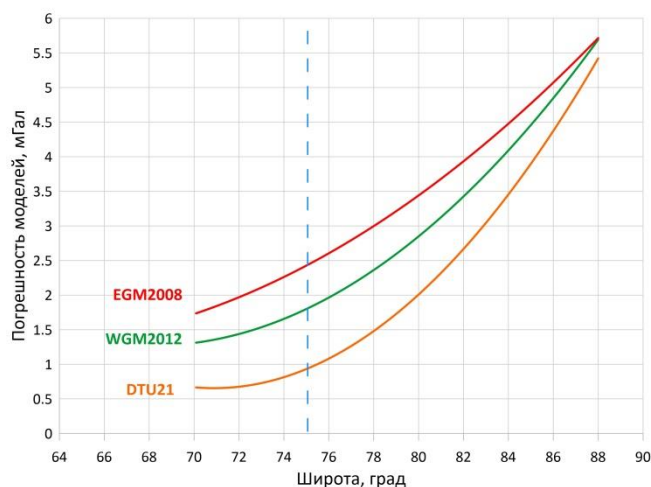


Рисунок 4.23 — Аппроксимация отношений величин погрешности в Арктике глобальных моделей EGM2008, WGM2012, DTU21 к широте

Преимущество более новых моделей на открытых акваториях, связанное с большим набором альтиметрических данных, используемых при их вычислении, утрачивается с увеличением широты. По мере роста ожидаемой погрешности  $F_i(L)$  разница между моделями разных лет значительно сокращается.

Данная оценка относится к районам со сходным по характеру аномальным полем и со средней величиной полного градиента АСВ в пределах 5 мГал/км.

#### 4.6.2 Районирование акватории СЛО по величине ожидаемой погрешности глобальных моделей ГПЗ

Полная погрешность глобальной модели для любой точки в Арктическом регионе северней 75° с.ш. в таком случае будет иметь вид:

$$m_{\text{polar}} = \sqrt{m_{a\_ice}^2 + m_r^2}, \quad (6.2)$$

где  $m_{a\_ice}$  – собственная погрешность альтиметрии с учетом широты;  $m_r$  – ожидаемая погрешность, зависящая от градиента поля.

Пользуясь выражением (6.2), можно априорно оценить ожидаемую погрешность модели ГПЗ в СЛО северней 75° с.ш. Таким образом были получены карты ожидаемых погрешностей для глобальных моделей ГПЗ EGM2008, WGM2012, DTU21. Полученные карты показаны на рисунках 4.25 – 4.27. На рисунке 4.24 показаны гистограммы результатов

районирования. Ожидаемые погрешности моделей ГПЗ EGM2008, WGM2012 и DTU21 в Арктике имеют следующие статистические характеристики:

Таблица 4.13 — Статистические характеристики районирования глобальных моделей ГПЗ по величине ожидаемой погрешности в Арктике

| Модель          | Ожидаемая погрешность, мГал |         |        |
|-----------------|-----------------------------|---------|--------|
|                 | EGM2008                     | WGM2012 | DTU21  |
| Минимум         | 2,40                        | 1,92    | 0,93   |
| Максимум        | 148,21                      | 69,24   | 117,17 |
| Среднее         | 17,13                       | 9,07    | 12,67  |
| Стандарт. откл. | 31,32                       | 14,46   | 24,93  |

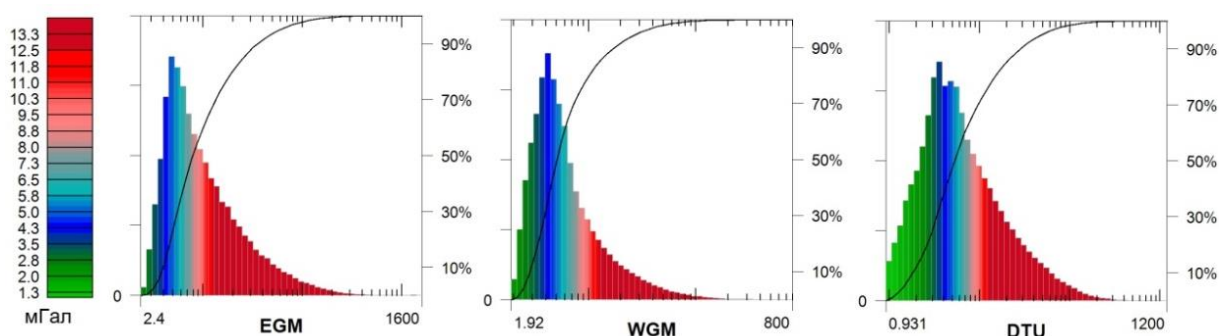


Рисунок 4.24 — Распределение ожидаемых погрешностей в моделях ГПЗ в Арктике по результатам районирования предложенным способом

Статистически, исходя из результатов районирования, 50 % ожидаемых погрешностей аномалий ГПЗ на акваториях СЛО не превышают 7,96 мГал (EGM2008), 5,09 мГал (WGM2012) и 5,31 мГал (DTU21). 75 % ожидаемых погрешностей не превышают 16,09 мГал (EGM2008), 8,48 мГал (WGM2012) и 11,77 мГал (DTU21).

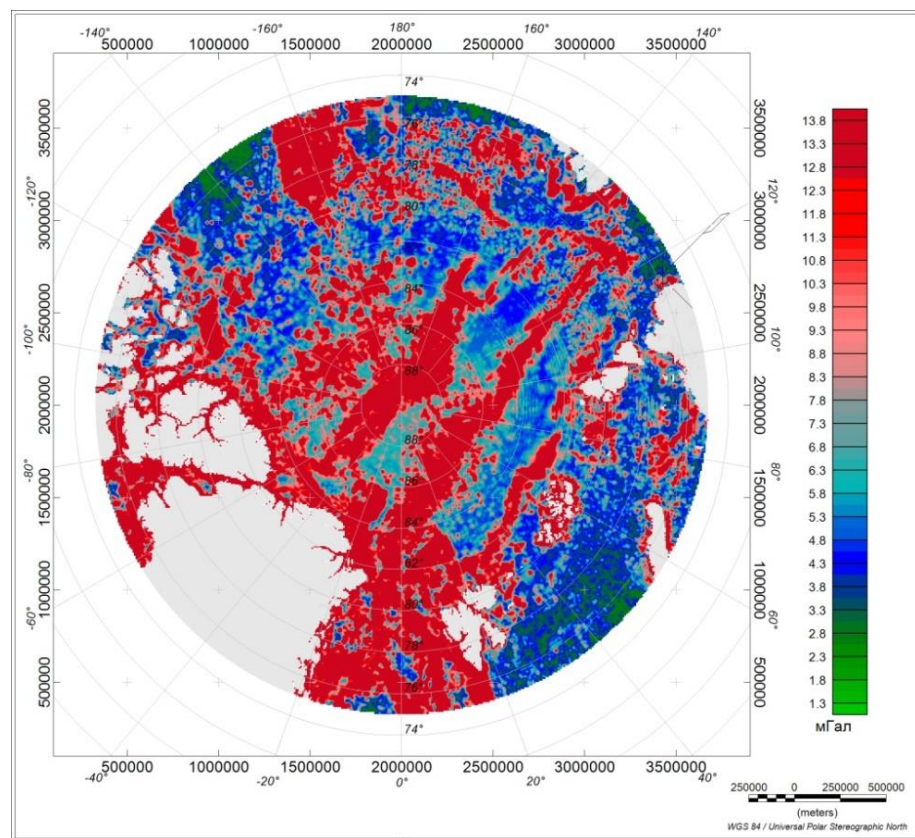


Рисунок 4.25 — Районирование глобальной модели ГПЗ EGM2008 в Арктике по величине ожидаемой погрешности

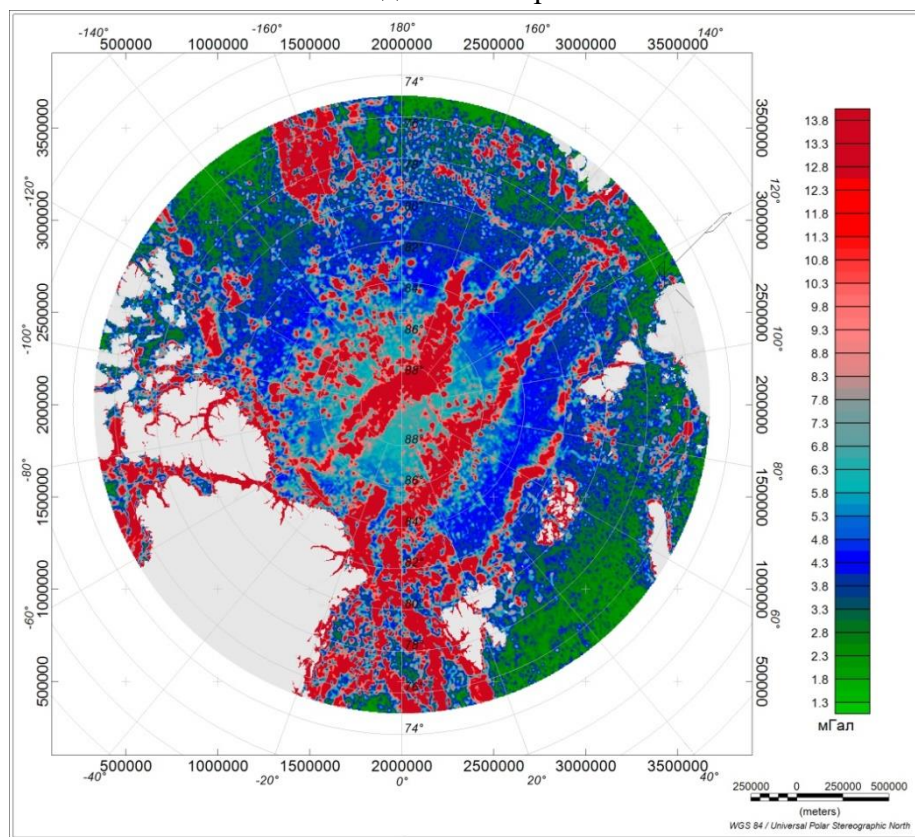


Рисунок 4.26 — Районирование глобальной модели ГПЗ WGM2012 в Арктике по величине ожидаемой погрешности

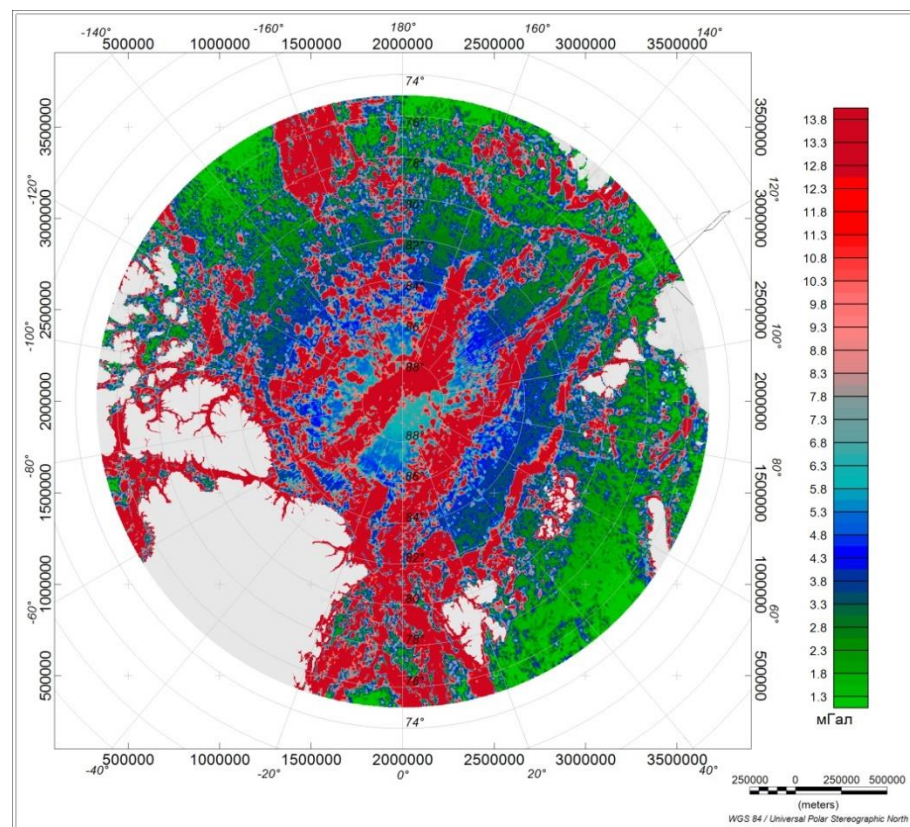


Рисунок 4.27 — Районирование глобальной модели ГПЗ DTU21 в Арктике по величине ожидаемой погрешности

#### 4.6.3 Верификация результатов районирования моделей ГПЗ по величине ожидаемой погрешности в Арктике

Для проверки полученных результатов районирования глобальных моделей ГПЗ в Арктике рассмотрены погрешности оцениваемых моделей, полученных на профилях морских набортных гравиметрических съемок, выполненных в разное время на различных структурах Северного Ледовитого океана. Общая протяженность набортных съемок, использованных для верификации районирования, составляет 5600 километров.

Для модели **EGM2008** за диапазонами ожидаемых погрешностей, показанных на рисунке 4.24, оказалось **4,2%** отклонений «съемка – модель» (1581 гравиметрический пункт из 37 751).

Для модели **WGM2012** за диапазонами ожидаемых погрешностей (рис. 4.25) – **12,7%** отклонений «съемка – модель» (4804 гравиметрических пункта из 37 751).

Для модели **DTU21** за диапазонами ожидаемых погрешностей (рис. 4.26) – **12,3%** отклонений «съемка – модель» (4646 гравиметрических пунктов из 37 751).

Отклонения моделей ГПЗ от набортной съемки и диапазон ожидаемых погрешностей модели для выбранных профилей показаны на рисунках 4.28 (EGM2008), 4.29 (WGM2012) и 4.30 (DTU21).



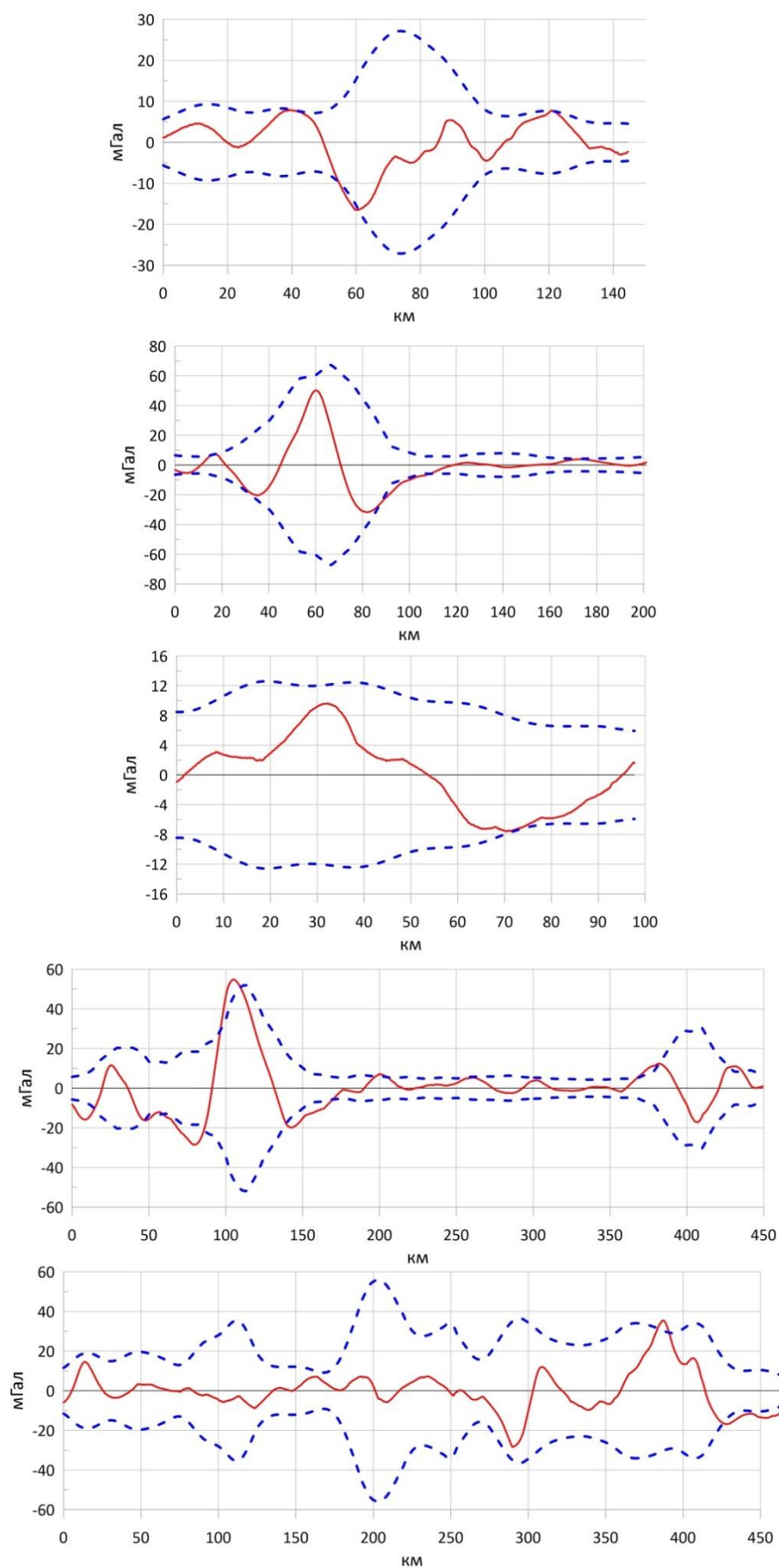


Рисунок 4.28 — Отклонения модели **EGM2008** от набортной съемки (красные сплошные линии) вдоль профилей в акватории СЛО и диапазон ожидаемой погрешности модели **EGM2008** (синие пунктирные линии)

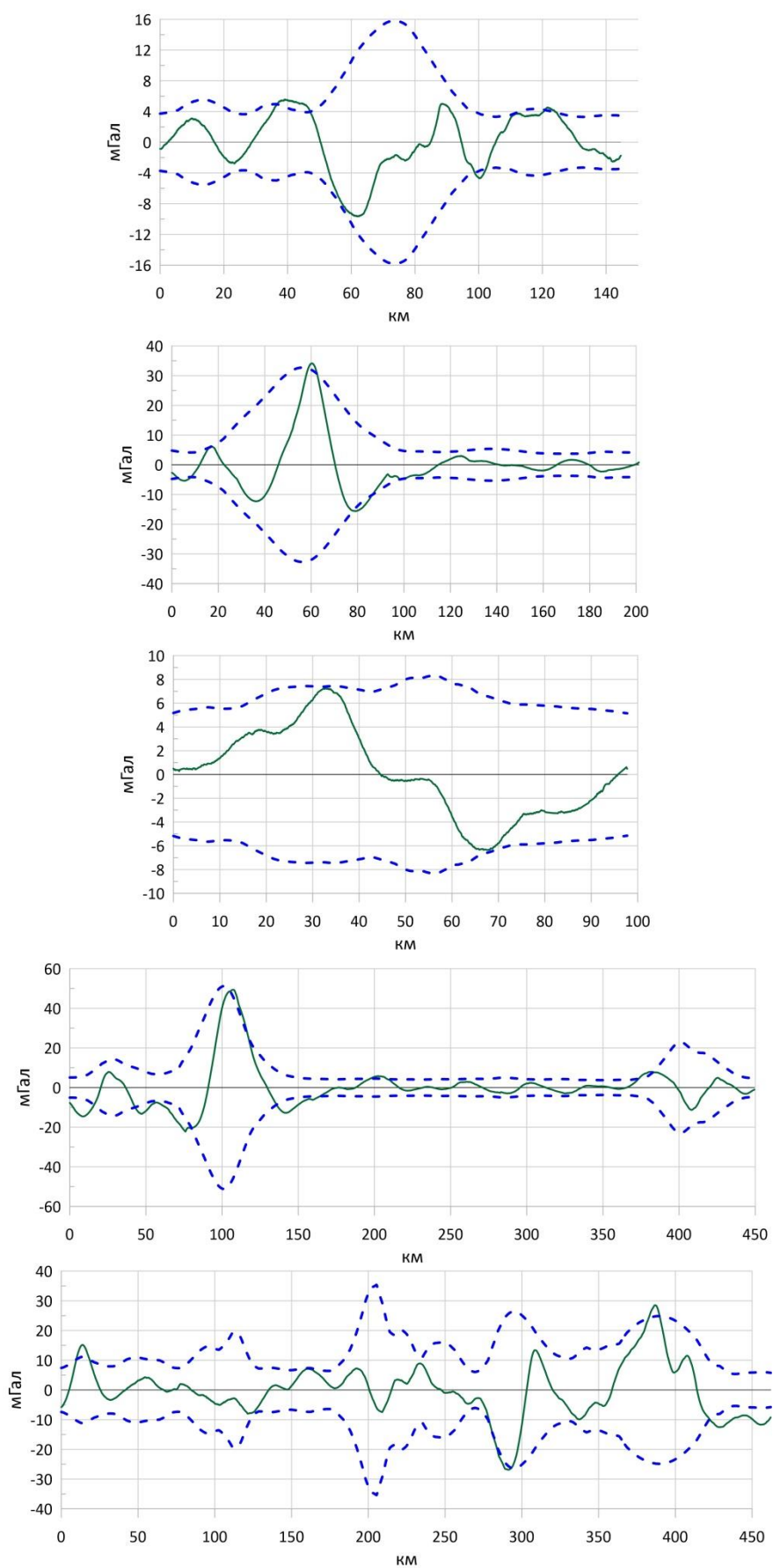


Рисунок 4.29 — Отклонения модели **WGM2012** от набортной съемки (зеленые сплошные линии) вдоль профилей в акватории СЛО и диапазон ожидаемой погрешности модели **WGM2012** (синие пунктирные линии)

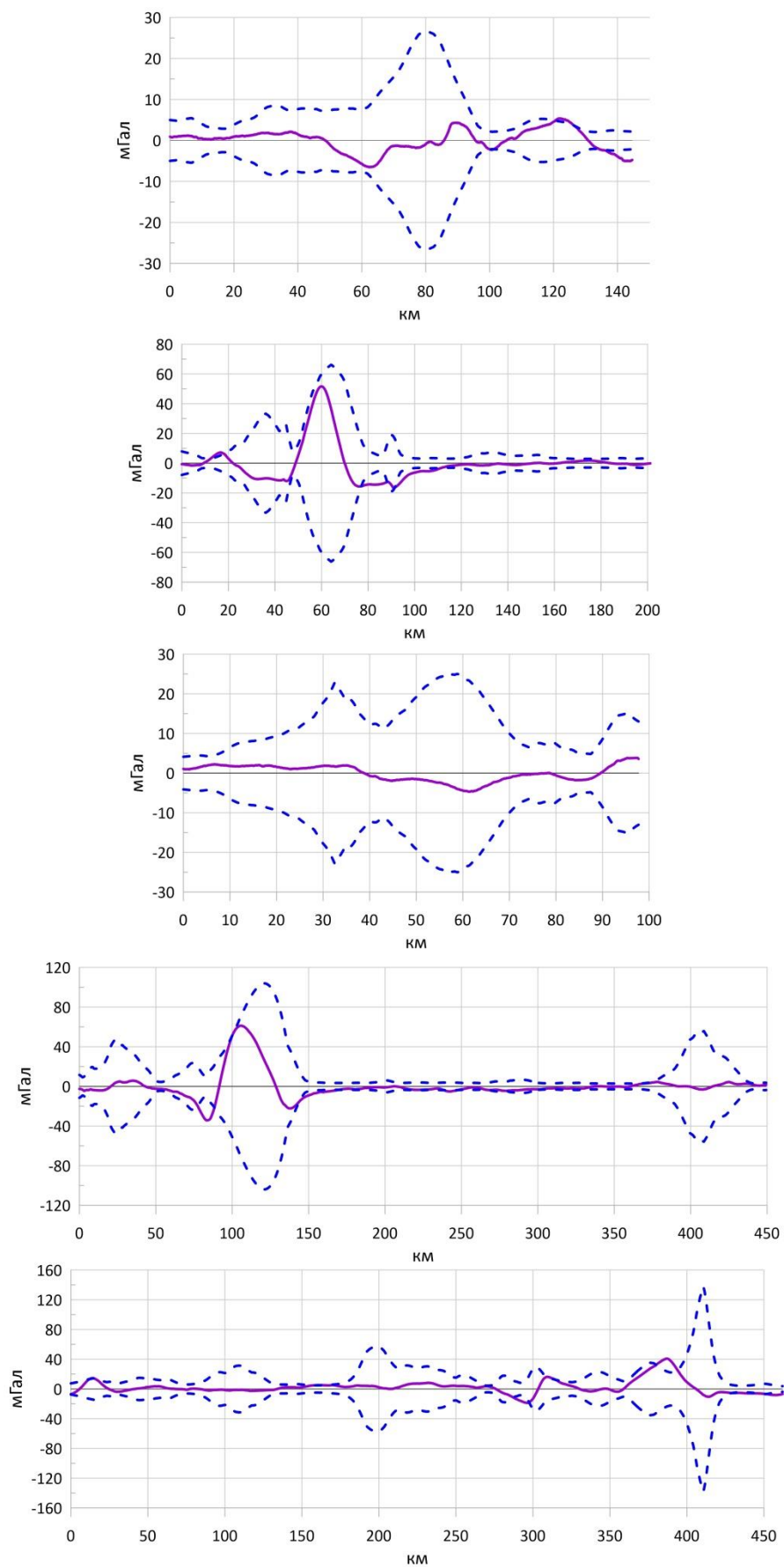


Рисунок 4.30 — Отклонения модели **DTU21** от набортной съемки (фиолетовые сплошные линии) вдоль профилей в акватории СЛО и диапазон ожидаемой погрешности модели **DTU21** (синие пунктирные линии)



#### 4.7. Выводы по главе 4

Арктика всегда находилась в фокусе внимания исследователей. Начало организованных экспедиций на Север было положено в период в XV-XVI вв [Алексеева, Садовникова, 2025]. Данные экспедиции проводились в интересах поиска логистических маршрутов и освоения промысловой базы региона. В XX веке очевидным становится ресурсный потенциал Арктики, поэтому значительно возрастает значимость геофизических исследований региона.

Арктический регион Земли содержит богатые ресурсы нефти и газа [Синьсинь, Милошенко, 2023], их большие известные запасы сосредоточены в шельфовой зоне арктических морей [Сафонова, 2020; Манапов, 2025]. Площади гравиметрических съёмок на шельфах РФ, выполняемых в интересах нефтегазового комплекса, в настоящее время позволяют картировать эти области в масштабе 1:1 000 000, при этом на ряде участков выполнены локальные геологосъемочные работы в масштабе 1:200 000 [Гусев, 2022]. Новые данные, полученные при проведении ряда высокоширотных геофизических экспедиций, позволили предположить континентальную природу поднятия Менделеева [Гусев и др., 2020]. Такие результаты создают необходимость в получении более детальных геофизических (и, в частности, гравиметрических) данных для северных акваторий СЛО, сезонно или постоянно закрытых ледовым покровом. В связи с ледовой обстановкой, сложностью судовождения и общей удаленностью этих важных для развития государства областей крайне актуальным становится использование здесь для планирования исследований и экспедиций данных глобальных моделей ГПЗ.

В главах 2, 3 и 4 отмечено, что качество и достоверность глобальных модельных данных об аномалиях ГПЗ на акваториях связаны с инструментальной изученностью и возможностями спутниковой альтиметрии. В разделе 4.1 показано, что, несмотря на усилия по выполнению инструментальных высокоточных и детальных съемок в Арктике, их площадь остается незначительной. Большая часть измерений является маршрутной съемкой и выполняется для региональных задач плотностного моделирования. В разделе 4.2 показано, что спутниковые альтиметрические данные имеют на акваториях СЛО повышенные погрешности и ошибки. Оттого достоверность модельных данных в арктических акваториях ниже, а проблематику их использования и оценки необходимо рассматривать отдельно.

К настоящему времени детальность представления АСВ в Арктике значительно выросла (раздел 4.3). Однако максимальная дискретность регулярных данных не всегда содержит близкие амплитуды реальных аномалий поля. Так, несмотря на наилучшую

детальность, модель DTU21 является не такой контрастной, как менее детальная модель WGM2012.

Как и на открытых акваториях Мирового океана, на акваториях СЛО ценнейшую информацию о погрешности глобальных моделей ГПЗ дают сравнительные оценки с инструментальными съемками. Главным типом инструментальных данных в Арктике для оценки моделей является морская набортная гравиметрия. По результатам сравнительной оценки над различными структурами дна СЛО был определен характер изменения погрешности в моделях. Для трех характерных моделей EGM2008, WGM2012 и DTU21 были аппроксимированы зависимости результирующих градиентов аномального поля от величины погрешности. Были получены функциональные зависимости величины модельной погрешности от величины градиента поля  $F(\nabla g)$ .

В разделе 4.6 показано, что погрешность модели ГПЗ, созданной с использованием альтиметрических данных, увеличивается с увеличением широты. Данная особенность связана со свойствами подстилающей поверхности на акваториях Арктики – ледового покрова разного типа и сплоченности. По набору сравнительных оценок, с учетом близкого градиента поля в районах сравнения выявлено, что характер роста погрешностей отличается от линейного тренда, по мере приближения к полюсу погрешность модели увеличивается по нелинейному закону. Для моделей EGM2008, WGM2012 и DTU21 была предложена аппроксимация зависимости погрешности от широты и получены функциональные зависимости погрешности от широты  $F(L)$ . Картограммы распределения  $F(\nabla g)$  и  $F(L)$  севернее  $75^\circ$  с.ш. для модели DTU21 показаны на рисунке 4.31.

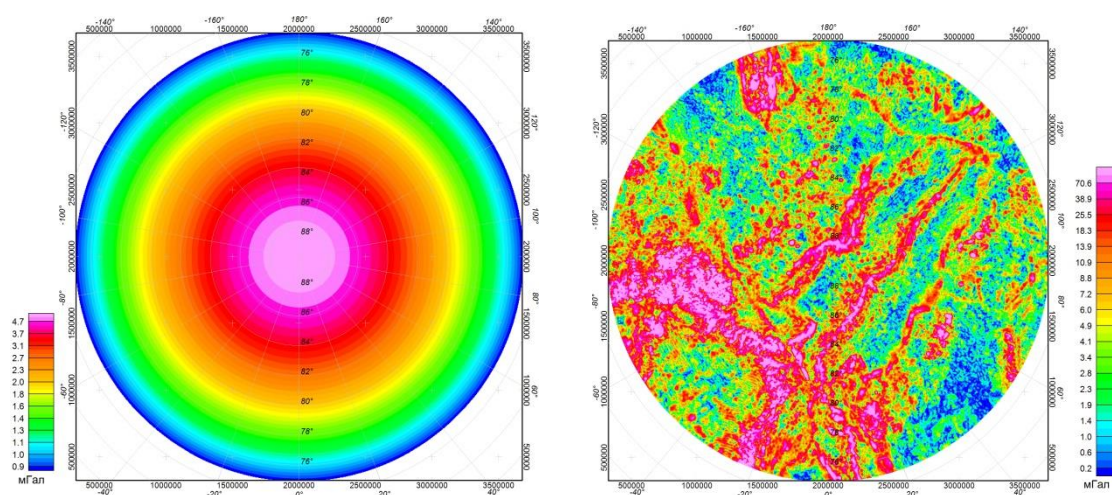


Рисунок 4.31 — Пространственная величина и распределение составляющих погрешности  $F(L)$  (слева) и  $F(\nabla g)$  (справа) для модели DTU21 в Арктике

По этим двум составляющим  $F(\nabla g)$  и  $F(L)$  можно описать пространственное распределение и величину ожидаемых погрешностей для каждой конкретной модели. Сами функции  $F$  получены эмпирически и зависят от конкретных наборов тестовых данных. Увеличение объема инструментальных данных для оценки увеличит достоверность функциональной зависимости, однако, следует использовать только проверенные и надежные инструментальные данные. Кроме того, для получения правильного результата в тестовой выборке должна быть обеспечена репрезентативность градиентных структур.

Предложен и представлен к защите способ районирования глобальной модели ГПЗ по величине ожидаемой погрешности, предполагающий эмпирическое определение составляющих  $F(\nabla g)$  и  $F(L)$  с последующим вычислением величины погрешности в каждом узле пространственной матрицы модели. **Проверка результатов реализации защищаемого способа показала его эффективность при первичном выделении областей повышенной погрешности глобальной модели ГПЗ. Более 85% оцениваемых данных находятся в пределах диапазона ожидаемых погрешностей. Такой подход следует рекомендовать при планировании высокоширотных морских и аэрогравиметрических съемок, тем самым доказано третье защищаемое положение диссертации.**

## **Глава 5. Комплекс методических приемов по использованию глобальных моделей гравитационного поля Земли для повышения надежности, точности и автономности морских гравиметрических съемок**

Возможности использования данных глобальных моделей ГПЗ в практических задачах зависят от того, насколько адекватно в них представлены АСВ. Одной из наиболее актуальных практических задач для современных глобальных моделей является их использование для повышения надежности и автономности морских гравиметрических съемок. С ростом разрешающей способности, достоверности и общей точности глобальных моделей ГПЗ повышается эффективность их применения при выполнении морских измерений на всех этапах выполнения работ: планирования, мобилизации, проведения съемки, оперативной оценки и последующей обработки.

В настоящее время глобальная ультравысокостепенная модель ГПЗ является не только источником данных об аномалиях силы тяжести по всему земному шару и, особенно на акваториях, но и инструментом для оценки и, при необходимости, коррекции инструментальных данных, полученных в процессе набортных гравиметрических измерений.

В главе 5 рассмотрены особенности и ограничения современных гравиметрических съемок, часто не позволяющие выполнить измерения регламентированным образом. Методические приемы использования глобальных моделей, представленные в данной главе, являются своевременными, эффективными и экономически оправданными решениями [Koneshov *et al.*, 2020]. Они позволяют не только получать достоверные данные об аномальном гравитационном поле Мирового океана в условиях отклонений от нормативных требований к порядку выполнения измерений, но и повысить надежность съемок, выполняемых по классической технологии, описанной в разделе 1.2 главы 1. Все представленные в главе 5 методические приемы апробированы в условиях реальных морских измерений. Приведены несколько наиболее показательных примеров использования моделей для обеспечения морских гравиметрических съемок.

### **5.1. Особенности и ограничения современной морской гравиметрической съемки**

В начале и середине XX века экспедиционные исследования Мирового океана, включавшие гравиметрические измерения, были направлены на уточнение формы Земли и выявление аномальных районов. В настоящее время морские гравиметрические съемки направлены на более практические задачи. Прежде всего, современная морская гравиметрическая съемка выполняется для разведки месторождений углеводородного сырья

в Мировом океане. Второй важнейшей задачей морских набортных измерений является уточнение характерных аномалий, подходящих под определение геофизических ориентиров для перспективных задач определения местоположения по карте гравитационного поля, а также для вычисления компонент поля, таких как УОЛ. Морские съемки исключительно в научных целях, например для оценки глобальных моделей ГПЗ (см. главу 3) выполняются исключительно редко и, как правило, совмещаются с работами в рамках задач перечисленных выше. Таким образом, современная съемка выполняется в интересах определенного заказчика и в ограниченном районе. Возможности организации всей съемочной кампании зависят как от выделенных на это ресурсов, так и от других факторов, таких как, географического расположения портов. Выполнение периодических (сезонных) измерений из одного и того же порта выхода проще обеспечить надежными исходными пунктами, чем несколько отдельных съемок в разных частях Земного шара. Следует отметить, что в Российской Федерации выполнение морских съёмок в рамках государственного задания производится строго в соответствии с нормативными инструкциями, поэтому приведенные далее некоторые особенности организации съемочной компании в большей степени относятся к морским гравиметрическим измерениям, производимым для коммерческой геологической разведки. Такие съемки сейчас широко выполняются по всему земному шару, в том числе с использованием отечественных гравиметрических комплексов типа «Чекан-АМ» и «Шельф-Э». Ограничения при выполнении части нормативных требований в ходе этих съёмок связаны как с коммерческой структурой организации морских экспедиционных работ, так и с рядом других объективных причин. Далее рассмотрены основные особенности и ограничения подобных современных морских гравиметрических съемок, влияющие на качество выполняемых работ.

#### **5.1.1. Коммерческая структура организации морской съемочной кампании**

Морская гравиметрическая съёмка является дорогостоящей из-за значительной стоимости эксплуатации судна. Поэтому в большинстве случаев гравиметрическая съемка выполняется совместно с другими съемками: магнитометрической, батиметрической, но чаще всего, в практике геологической разведки, — с сейсмической съемкой. Данные часто собираются крупными компаниями по «многопользовательской» системе (*Multi-Client*), то есть когда в результате морской съемки приобретаются разнотипные геофизические данные на какой-либо площади, а затем они предлагаются в рыночной форме государственным и частным отраслевым компаниям. При организации такого проекта возникает сложная кооперация организаций-исполнителей, каждая из которых отвечает за свою задачу (тип съемки), но при этом имеет недостаточно широкие возможности для управления или

оперативной коррекции хода измерений. В такой ситуации приоритет получает исполнитель наиболее сложной и дорогостоящей части — обычно это 2D- или 3D-сейсмическая съемка либо многолучевая батиметрия. Другие типы измерений, в том числе гравиметрия, выполняются как сопутствующие, и их требования рассматриваются как второстепенные. Кроме того, такая структура работы снижает скорость решения оперативных вопросов, например связанных с контролем работы приборов и т.п.

### **5.1.2. Ограничение или отсутствие опорных измерений в портах**

В практике современной коммерческой съёмки проблема выполнения исходных и заключительных опорных измерений является одной из наиболее актуальных. Это обусловлено несколькими причинами: отсутствием берегового опорного пункта, недостатком времени на выполнение надёжных опорных измерений либо принципиальным отсутствием таковых.

Современная морская гравиметрическая съемка является относительной, то есть требует определения исходного пункта и привязки к нему. Для относительного гравиметра исходными данными является следующая информация:

- исходное время;
- исходный отчет;
- полное значение силы тяжести, приведенное к уровню прибора по высоте.

Традиционно такие данные получают по результатам не менее чем 24-часовых опорных неподвижных измерений вблизи берегового гравиметрического пункта. Кроме того, период опорных измерений не включает время переходного процесса после включения гравиметра из «холодного» состояния (также не менее 24 часов). Важно, что опорные измерения должны выполняться кратно суткам для исключения влияния фазы морского прилива.

В практике современных коммерческих съёмок время на исходные опорные измерения ограничено. Исходные опорные измерения могут выполняться в течение короткого времени, менее 24 часов. В том случае, когда исходные опорные измерения выполняются, они могут включать часть переходного процесса гравиметра после его включения. При номинальном выходе на рабочий режим в течение 24 часов современные гравиметры меняют характер смещения нуль-пункта, поэтому полученный, таким образом, на исходной опоре параметр смещений может не соответствовать фактическому в период съёмки. **Стоит отметить, что выполнение заключительных опорных наблюдений в**

такой ситуации более предпочтительно, если они выполняются сразу после окончания морской съемки, так как параметры смещения гравиметра в таком случае уже закономерны.

Первой проблемой является отсутствие известных значений в портах выхода. На интернет-сайте Международного Гравиметрического Бюро (<https://bgi.obs-mip.fr>) имеется 9565 пунктов с известными значениями силы тяжести. Однако эти данные отсутствуют для целого ряда стран, чаще относятся к аэропортам и не могут быть использованы для обеспечения морских работ. **В большинстве портов мира в открытом доступе отсутствуют надежные опорные пункты.**

Некоторые современные сейсмические суда имеют длину более 100 м и ширину более 70 м [Манапов, 2025]. Пример такого типового судна показан на рисунке 5.1.



Рисунок 5.1 — Сейсмическое судно «Ramform Atlas»

(источник: <https://www.tgs.com/seismic/marine-acquisition/the-fleet/ramform-atlas>)

Такие суда имеют ограничения по заходу во многие порты мира. Поэтому с учетом рентабельности эксплуатации регулярность их заходов минимизирована. Так, например, сейсмическое судно «Ramform Atlas» в 2023 году вышло из порта Солтберн 29 марта и зашло в порт Лас-Пальмас 25 октября. Таким образом, судно непрерывно находилось в море целых 210 суток. В этот период выполнялась набортная гравиметрическая съемка.

Еще одной характерной особенностью многих крупных портов, также являющихся региональными логистическими центрами, является ограничение для стоянки судов непосредственно у причальной стенки. Бункеровка, снабжение, ротация экипажа и



оборудования выполняются на рейде. В связи с этим выполнение классических опорных измерений здесь невозможно; более того, доставка и монтаж гравиметрического комплекса также происходят непосредственно в море или на рейде (якорной стоянке). Характерным примером такого типа портов является Сингапур.

#### **5.1.4. Выполнение измерений с одним гравиметром на борту**

В практике современной морской гравиметрической съемки нередко проекты, при реализации которых используется только один морской гравиметрический комплекс на борту. Предпочтительной является ситуация, когда на борту имеется резервный (запасной) прибор, однако в силу ограниченного количества морских гравиметров и широкой географии съемок выполнение такого условия не всегда возможно. Более того, из личного опыта автора диссертации, при выполнении коммерческих работ по хозяйственным договорам ИФЗ РАН в 2-х из 3-х случаев морская съемка выполнялась только с одним гравиметром на борту. Также в опыте автора было несколько случаев поломки (по разным причинам) основного гравиметра и продолжения работы с запасным (при условии его наличия).

В морских экспедиционных работах, особенно в отдаленных акваториях, наличие второго прибора является важной гарантией успешного выполнения съёмки в случае форс-мажорных обстоятельств, связанных с выходом прибора из строя. При этом наличие второго прибора — это еще эффективная возможность контроля как правильности (адекватности) работы каждого из приборов, так и оперативного контроля качества получаемых в процессе съемки данных. При этом, несмотря на очевидную необходимость и риски, выполнение морской съемки с одним гравиметрическим комплексом на борту является достаточно распространенной практикой в морской коммерческой геологоразведке.

#### **5.1.3. Отсутствие контрольных профилей**

Контрольные секущие профили необходимы при выполнении морской гравиметрической съёмки для решения ряда важных задач. Основными назначениями таких профилей, как было показано в п. 1.2.5 главы 1, являются оценка точности и уравнивание съемки. Невязки в точках пересечения съемочных и секущих профилей также могут использоваться для определения неучтенной скорости смещения нуля-пункта гравиметра. В случае ограниченной продолжительности или отсутствия опорных измерений использование такого подхода позволяет получить достаточно надежные сведения о величине остаточного смещения и применить к измерениям соответствующие поправки.

Системы взаимно пересекающихся съемочных профилей необходимы не только при выполнении гравиметрической съемки. 2D-сейсмическая и магнитометрическая съемки, сейсмоакустические исследования, изучение рельефа дна с помощью однолучевых эхолотов требуют наличия секущих профилей. Такое требование справедливо для любых данных, получаемых в двумерном пространстве, поэтому комплексные работы, содержащие двумерные съемки разного типа, как правило, предполагают наличие некоторого количества контрольных секущих профилей.

При этом для измерений, выполняемых в трёхмерном пространстве (главным образом, это 3D-сейсморазведка и многолучевая батиметрическая съемка), наличие секущих профилей не является обязательным, так как данные вдоль линии представляют собой широкую «полосу», а оценка и уравнивание выполняются по перекрытиям таких «полос» на соседних профилях. Более того, ввиду существенных затрат, связанных со временем эксплуатации судна, секущие профили вообще не выполняются. Для многих современных геологоразведочных задач в море гравиметрические изыскания проводятся совместно с 3D-сейсморазведкой или многолучевой съемкой рельефа дна. С учетом редкого захода крупных сейсмических судов в порты, что означает отсутствие цикла опорных измерений, отсутствие еще и достаточного количества точек пересечения профилей создает проблему с определением фактического смещения нуля-пункта гравиметра.

На рисунке 5.2, а показан проект линий 3D сейсмической съемки на морском полигоне, а на рисунке 5.2, б показано фактическое движение сейсмического судна по этому полигону в процессе выполнения измерений, включавших также гравиметрическую съемку. В проекте, показанном на рисунке 5.2, а, отсутствуют запланированные секущие линии. Это значит, что такие профили, если и будут пройдены, то только при определенных обстоятельствах, например, когда судно после окончания съемки должно следовать курсом, позволяющим пересечь часть уже отснятого полигона. На рисунке 5.2, б показаны фактические маневры сейсмического судна на полигоне. Обращают на себя внимание характерные циркуляции при смене профилей: профили проходят группами с одним направлением движения. В такой ситуации практически все возможные точки пересечения профилей находятся на участках маневра, когда на гравиметр действуют дополнительные инерциальные ускорения. Ввиду большого радиуса разворота величины этих ускорений не слишком значительны, однако для высокоточного определения скорости смещения нуля-пункта гравиметра важно быть уверенным, что в невязку не входит дополнительная погрешность, обусловленная неполной стабилизацией ЧЭГ в процессе маневра. При работе с гиросtabilизированными гравиметрами такая неоднозначность не позволяет использовать

точки пересечений, полученные на поворотах, для надёжного и точного определения скорости смещения нуль-пункта.

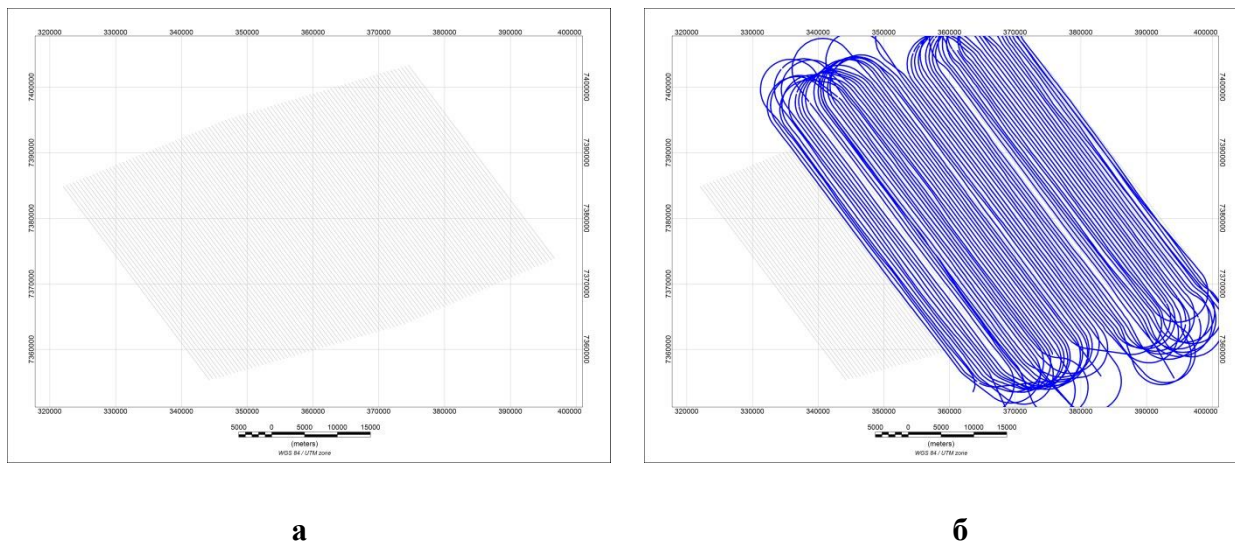


Рисунок 5.2 — Схема проектных линий при планировании морской комплексной съемки (а). Фактическое маневрирование сейсмического судна на полигоне в процессе выполнения съемки (б)

Таким образом, можно заключить, что особенностью многих современных морских гравиметрических съемок является отсутствие опорных значений, опорных измерений, контрольных секущих линий и второго гравиметра на борту. Эти проблемы актуальны и требуют практического и эффективного решения.

## 5.2. Возможности использования глобальной модели для повышения надежности и автономности съемок

Ввиду указанных выше особенностей выполнения морских съёмок востребованы независимые материалы, не содержащие значительных систематических погрешностей, сравнение с которыми позволит обрабатывать морские съемки даже в условиях отсутствия традиционных контрольных данных (неподвижных измерений в портах, контрольных профилей, одновременных показаний с нескольких приборов). Наилучшей подобной дополнительной информацией представляются снятые ранее в соответствии с инструкциями площадные полигоны, верифицированные как высокоточные. Однако такие полигоны, во-первых должны располагаться на маршруте движения геофизического судна, что существенно ограничивает потенциальную географию выполнения работ. Во-вторых, не позволяют получить контрольные данные непосредственно в районе новых работ. Универсальные контрольные материалы должны иметь глобальный охват, поэтому спутниковые методы и создаваемые по ним глобальные модели можно считать перспективными для решения такой задачи.

Установить диапазоны частот, в которых аномалии поля силы тяжести, полученные спутниковыми методами, соответствуют инструментальным определениям, можно только экспериментально, путем сравнения модельных данных с морскими съемками. С использованием АСВ, полученных и опубликованных NGA (Национальным агентством геопространственной разведки США) по данным спутников GEOS-3 и SEASAT с разрешением 15', а также с набортных гравиметрических съемок в ИФЗ РАН впервые на обширной выборке было выполнено сравнение аномалий, полученных спутниковыми и инструментальными методами [Железняк, Конешов, 1995]. В рамках этой работы на двух полигонах в Атлантическом и Тихом океанах сравнивались «портреты» аномалий. Были выявлены диапазоны совпадений АСВ в длинноволновых составляющих спектра и короткопериодные шумовые составляющие спектра в модельных данных. Такое же сравнение было выполнено на 38 протяжённых профилях в акваториях Атлантического и Тихого океанов. **Систематическая разность спутниковых и инструментальных данных составила +0,02 мГал, что фактически означает отсутствие систематической составляющей погрешности.**

На следующем этапе в ИФЗ РАН проводилось сравнение альтиметрических данных модели Sandwell and Smith v11 (SSv11), созданной Скриппсовским институтом океанографии Калифорнийского университета (Сан-Диего, США) и представляющей собой пространственную матрицу с шагом 1'. В качестве контрольных данных об аномалиях были привлечены морские съемки, выполненные ИФЗ РАН морским гравиметром «Чета-АГГ» на НИС «XVII съезд профсоюзов» в 1990-1993 годах. Всего для сравнения были использованы данные, полученные на 10 профилях протяженностью от 2500 до 7000 км и на 9 площадных полигонах площадью от 400 до 60 000 км<sup>2</sup>. Все используемые морские измерения по своим характеристикам могут быть оценены как высокоточные. Расположение профилей и полигонов показано на рисунке 5.2. В таблице 5.1 приведены статистические характеристики разностей модельных и инструментальных данных.

Систематическое расхождение результатов, за исключением Чёрного моря, составило не более 1 мГал, случайная погрешность изменяется от  $\pm 2,1$  до  $\pm 6,2$  мГал в зависимости от района. В высокоградиентных районах экстремальные разности значительно превосходят утроенное СКО.

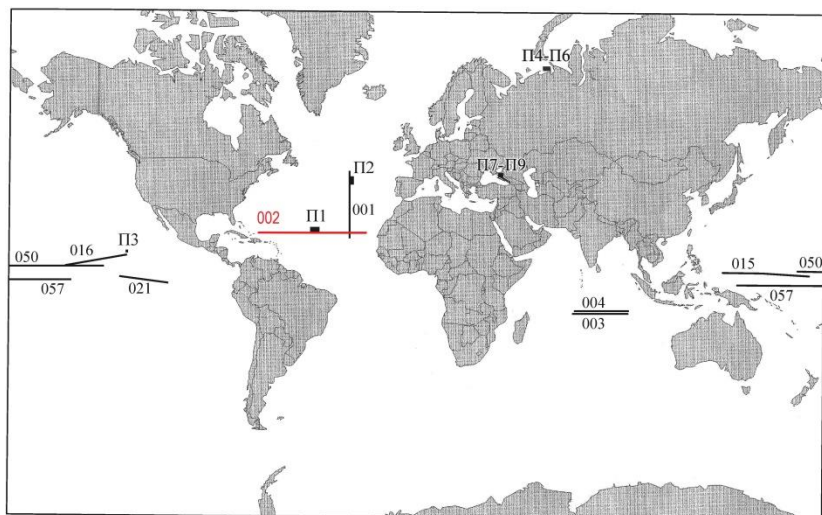


Рисунок 5.3 — Схема расположения в Мировом океане полигонов и профилей, выбранных для сравнения аномалий силы тяжести [Железняк и др., 2015]. Рассматриваемый более подробно профиль выделен красным цветом

Эти результаты не противоречат приведенным в главе 3. Большие расхождения, полученные в Черном море, обусловлены, тем, что эти профили расположены вблизи Кавказских гор, являющихся изостатически не скомпенсированными. Более детально акватория Черного моря также была рассмотрена в главе 3.

Таблица 5.1 — Характеристики расхождений между результатами определения силы тяжести двумя методами [Дробышев и др., 2006]

| Район съемки        | Полигон<br>,<br>профиль | Количество<br>точек<br>сравнения | Составляющая, мГал  |           | Значения невязок, мГал |       |
|---------------------|-------------------------|----------------------------------|---------------------|-----------|------------------------|-------|
|                     |                         |                                  | системати<br>ческая | случайная | мин.                   | макс. |
| Площадные полигоны  |                         |                                  |                     |           |                        |       |
| Атлантический океан | П1                      | 4700                             | 1.51                | 5.72      | −20.07                 | 27.82 |
|                     | П2                      | 9725                             | 1.17                | 3.97      | −13.53                 | 15.43 |
| Тихий океан         | П3                      | 1656                             | 2.12                | 2.83      | −6.21                  | 9.38  |
| Баренцево море      | П4–П6                   | 24325                            | 1.04                | 2.06      | −11.39                 | 7.54  |
| Черное море         | П7                      | 9555                             | −13.23              | 13.39     | −54.23                 | 17.34 |
|                     | П8                      | 8663                             | −12.47              | 6.96      | −51.84                 | 1.92  |
|                     | П9                      | 15155                            | −17.88              | 16.16     | −101.16                | 27.72 |
| Профили             |                         |                                  |                     |           |                        |       |
| Атлантический океан | 01                      | 4862                             | 1.17                | 3.97      | −13.53                 | 15.43 |
|                     | 002E                    | 2000                             | 1.47                | 3.67      | −9.36                  | 10.31 |
|                     | 002W                    | 1375                             | 1.91                | 3.65      | −10.63                 | 15.43 |
| Индийский океан     | 003                     | 4998                             | 0.53                | 5.29      | −37.97                 | 17.15 |
|                     | 004                     | 5243                             | −0.02               | 4.75      | −24.70                 | 14.90 |
| Тихий океан         | 015                     | 8481                             | 2.17                | 5.45      | −20.07                 | 38.10 |
|                     | 016                     | 6160                             | 1.86                | 4.30      | −14.70                 | 21.35 |
|                     | 021                     | 4797                             | 1.97                | 3.25      | −10.06                 | 10.77 |
|                     | 050                     | 10510                            | 1.89                | 5.04      | −16.13                 | 24.21 |
|                     | 057                     | 14440                            | 0.52                | 4.48      | −20.50                 | 24.56 |
| Черное море         | 502                     | 816                              | −14.41              | 8.43      | −17.86                 | 2.44  |
|                     | 503                     | 956                              | −5.72               | 5.01      | −21.20                 | 4.84  |
|                     | 504                     | 858                              | −8.80               | 5.97      | −21.44                 | 2.73  |
|                     | 505                     | 621                              | −5.69               | 4.43      | −15.28                 | 4.23  |

Трансатлантический профиль 002 (выделен красным цветом на рисунке 5.3), расположенный на  $23^\circ$  с.ш., пересекающий две котловины и Срединно-Атлантический хребет был рассмотрен более подробно. На рисунке 5.4 показаны графики спектров мощности модельных и инструментальных измерений и их разницы.

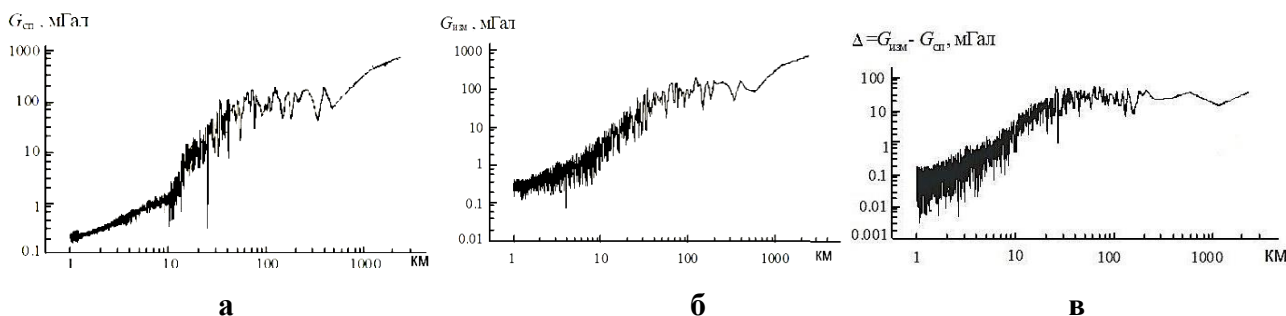


Рисунок 5.4 — Спектры мощности на профиле 002 в Атлантическом океане. Морская съемка (а); модельные данные SSV11 (б); разница «измерения – модель» (в)  
[Дробышев и др., 2006]

Из графиков на рисунке 5.4 следует, что разность двух способов определения силы тяжести содержит только высокочастотные составляющие. График разностей имеет стабильный характер независимо от расчлененности поля вдоль профиля. Спектры морских и модельных профилей визуальнo совпадают только в низкочастотной части. Для количественного определения границ области совпадения вычислялся квадрат модуля спектра когерентности между данными двух способов. Такая операция позволяет выявить совпадающий диапазон частот в двух рядах данных. Полученные графики квадрата модуля спектра когерентности для профилей, показанных на рисунке 5.3, представлены на рисунке 5.5.

Графики подобны друг другу на всех акваториях Мирового океана, кроме Черного моря. Из анализа этих графиков следует, что в открытом океане, в диапазоне длин волн свыше 50 км (там, где квадрат модуля спектра когерентности превышает 0,9) модельные данные практически совпадают с инструментальными. Гармоники поля в диапазоне длин волн от 20 до 50 км при спутниковых определениях силы тяжести искажены тем больше, чем меньше длина соответствующей волны.

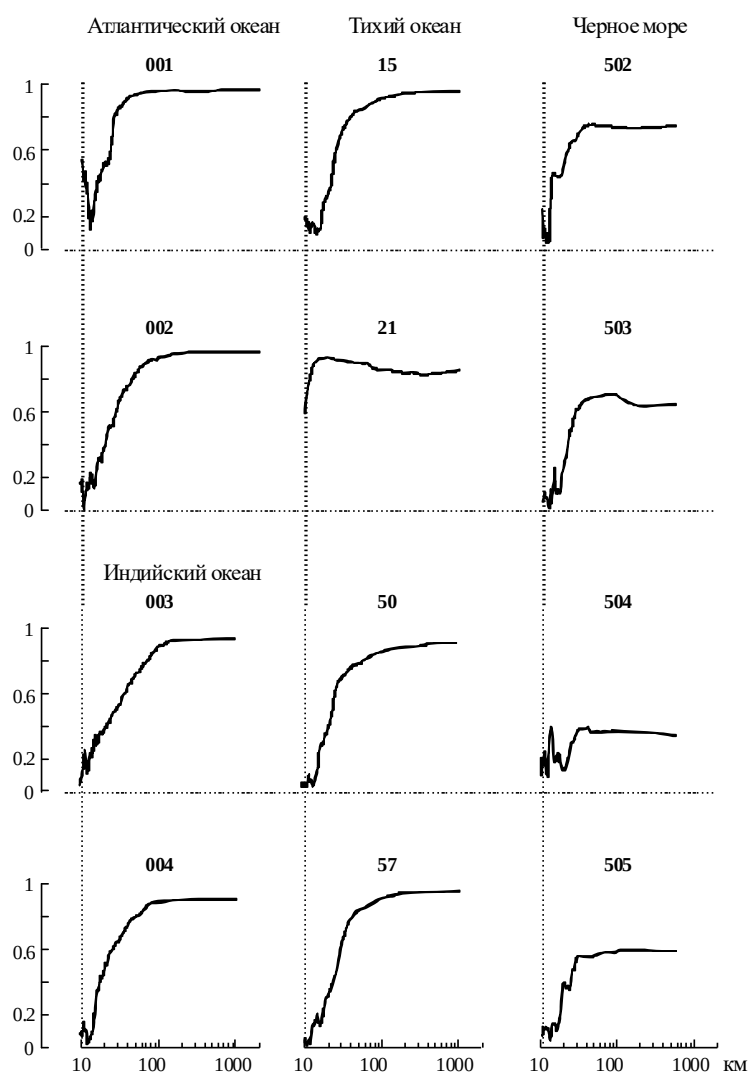


Рисунок 5.5 — Графики квадрата модуля спектра когерентности между данными морских и спутниковых определений **SSv11** в Атлантическом (001-002), Индийском (003-004), Тихом (15, 21, 50, 57) океанах и на Черном море (502-505) [Железняк и др., 2015]

Подобные оценки получены автором в 2023 – 2024 гг. с использованием наиболее современной глобальной модели ГПЗ Sandwell and Smith v32 (SSv32). На некоторых длинных профилях в Мировом океане, рассматриваемых ранее в главе 3, получены спектральные мощности модельных и инструментальных измерений, а также квадраты модулей спектров когерентности между этими типами данных. На рисунке 5.6 показаны профили, выбранные для оценки. Данные профили имеют наиболее расчлененный характер аномального поля. На рисунке 5.7 показаны спектры мощности на профиле в Южном океане.



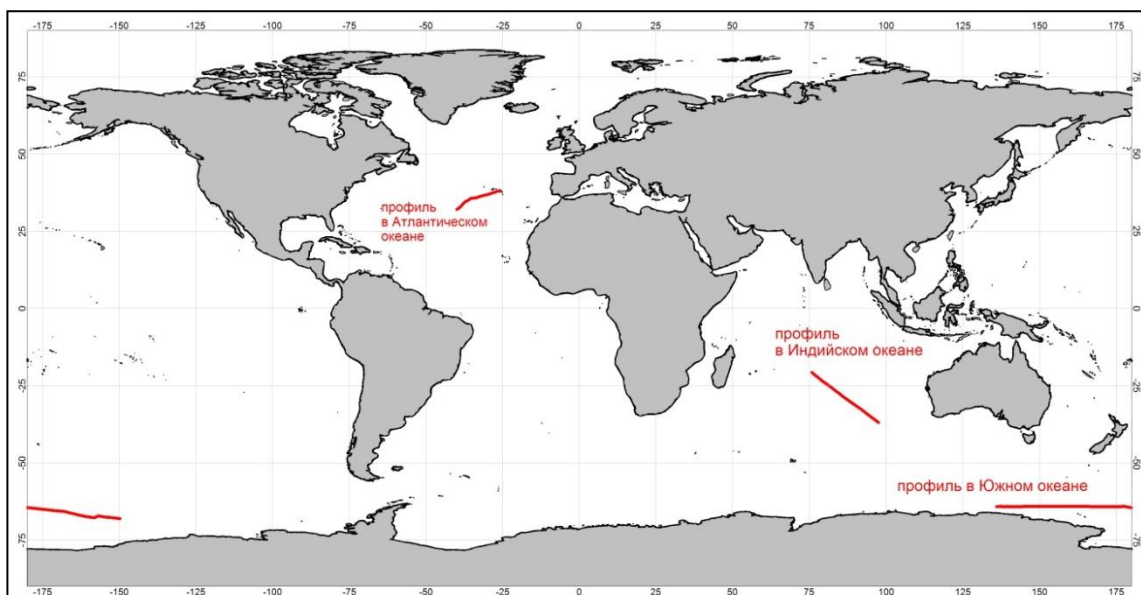


Рисунок 5.6 — Схема расположения в Мировом океане протяженных профилей, выбранных для сравнения измеренных аномалий силы тяжести с современной моделью SSv32

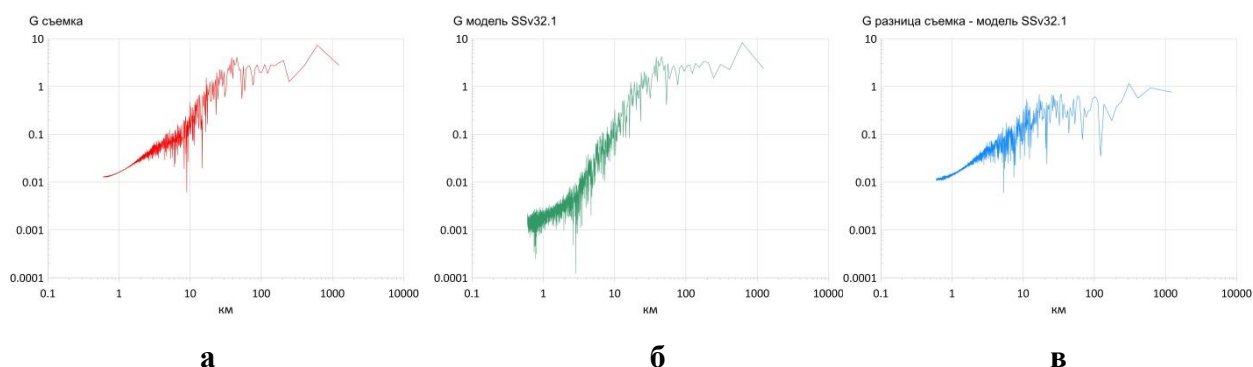


Рисунок 5.7 — Спектры мощности на профиле Тихом океане. Морская съемка (а); модельные данные SSv32 (б); разница между измерениями и моделью (в)

Для количественного определения диапазона области совпадения съемки и модели SSv32 также вычислялся квадрат модуля спектра когерентности между данными. Для этого использовался подход на основе метода Блэкмана - Тьюки, заключающегося в комплексном преобразовании Фурье  $X_{xy}(f)$  рядов взаимной корреляции двух последовательностей данных  $corr_{xy}(k)$  [Trauth, 2015]:

$$cov_{xy}(k) = \frac{1}{N-k-1} \sum_{t=1}^{N-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}), \quad (5.1)$$

где  $cov_{xy}$  — несмещенная оценка взаимной ковариации двух сигналов:  $x(t)$  (съемка) и  $y(t)$  (модель);  $k$  — пространственный лаг для вычисления автоковариации каждого из сигналов (предполагается равным для съемки и для модели);  $N$  — количество точек в ряде данных с нормированным пространственным шагом  $\Delta t$ .

$$corr_{xy}(k) = \frac{cov_{xy}(k)}{cov_{xy}(0)} = \frac{cov_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y}, \quad (5.2)$$

где  $\sigma$  – дисперсия в съемочных (x) и модельных (y) данных соответственно.

$$X_{xy}(f) = \sum_{k=0}^M corr_{xy}(k) e^{i2\pi f k / f_s}, \quad (5.3)$$

где  $X_{xy}(f)$  – преобразование Фурье ряда взаимной корреляции сигналов  $corr_{xy}(k)$ ; M – максимальный пространственный лаг;  $f_s$  – частота выборки данных в рядах.

Корреляция между двумя спектрами может быть вычислена как когерентность:

$$C_{xy} = \frac{|X_{xy}(f)|^2}{X_{xx}(f)X_{yy}(f)}, \quad (5.4)$$

Когерентность выражается значением от 0 до 1 и показывает фактическую корреляцию двух сигналов на определенной частоте или в соответствующем этой частоте пространственном диапазоне. Описанным способом были получены оценки когерентности для выбранных протяженных профилей. На рисунке 5.8 показаны графики квадрата модуля спектра когерентности между данными морских съемок и глобальной модели SSv32 в Атлантическом, Индийском, Тихом океанах.

Как следует из приведенных графиков, при значении квадрата модуля спектра когерентности, равного 0.95 и более, наблюдается близкое совпадение АСВ современной модели ГПЗ с морскими измерениями АСВ, которое соответствует длинам волн этих аномалий, начиная от 27 до 35 км. Таким образом, за период, прошедший со времени исследования [Дробышев и др., 2006], возможности современной модели выросли.

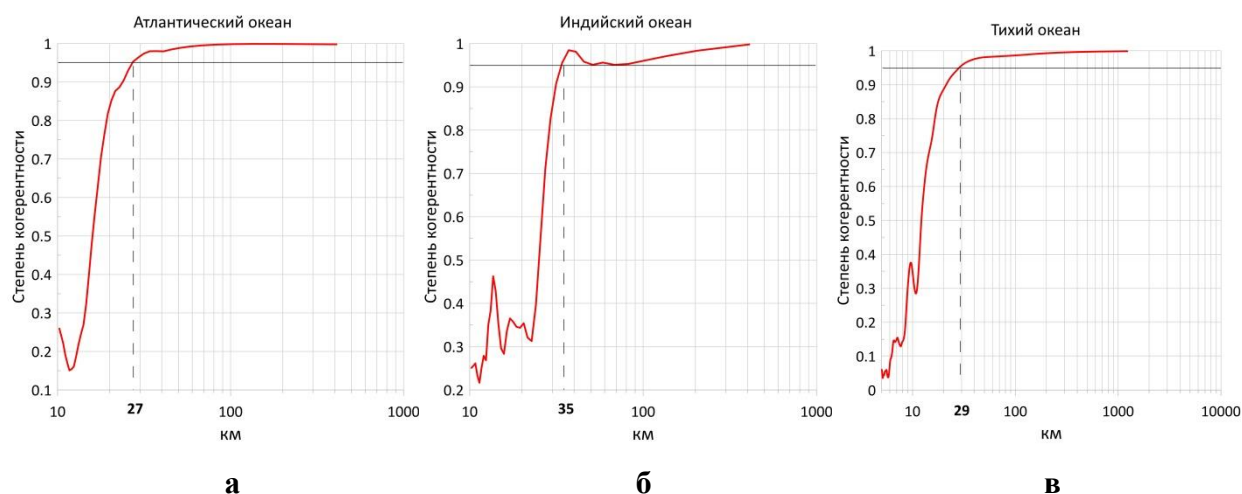


Рисунок 5.8 — Графики квадрата модуля спектра когерентности между данными морских и спутниковых определений SSv32. Профиль в Атлантическом океане (а); профиль в Индийском океане (б); в – профиль в Тихом океане (в)

**Современная глобальная модель ГПЗ на профилях длиной не менее 70 км (двойной диапазон совпадения) может использоваться для внешнего контроля, то есть для повышения надежности и автономности морских гравиметрических съемок, в первую очередь для оценки их систематической составляющей погрешности.**

Далее следует рассмотреть комплекс методических приемов использования данных глобальной модели в задачах обеспечения выполнения морских гравиметрических съемок и особенности их практического использования (четвертое защищаемое положение) на некоторых примерах.

### **5.3. Оперативный контроль выполняемых морских гравиметрических измерений с использованием данных глобальной модели (четвертое защищаемое положение)**

Согласно существующей нормативно-методической документации, гравиметрические работы на море должны сопровождаться систематической проверкой результатов и надежным полевым контролем. В практике коммерческих съемок получение оперативных оценок, направленных главным образом на определение пригодности получаемых данных для дальнейшей обработки, именуется контролем качества (*Quality control — QC*).

#### **5.3.1. Существующие методические рекомендации по полемому контролю морских гравиметрических съемок**

Полевой контроль непосредственно в море в сложившейся практике гравиметрических съемок обеспечивается одновременным использованием группы гравиметров на борту, выполнением наблюдений на контрольных морских гравиметрических пунктах, прокладкой контрольных профилей. Использование всех приведенных оценочных способов в комплексе позволяет получить достаточные сведения о характере работы приборов для определения надежности и правильности получаемых данных.

Для оценки корректности работы каждого из гравиметров на борту в течение всей съемки строятся совмещенные по времени графики их показаний. Это позволяет отследить возможные выбросы и отклонения в работе каждого прибора. При использовании группы гравиметров допустимым считается отклонение их показаний в пределах 3 мГал для двух и 4 мГал для трех приборов (согласно существующим методическим рекомендациям). В таком случае для обработки принимается среднее значение всех показаний. В противном случае, если показания одного из приборов выходят за указанный допуск, его данные исключаются из обработки. Если значительно расходятся показания двух оставшихся гравиметров, необходимо принять меры для выявления причины и принять решение о целесообразности

продолжения измерений. Очевидно, что такой подход к оперативному контролю не может применяться при выполнении съемки с одним гравиметром на борту.

Кроме совместной оценки нескольких приборов, для контроля используются невязки, полученные на следующих пунктах:

**Независимые контрольные пункты** – это морские пункты, значение силы тяжести на которых было ранее определена в рамках других экспедиций или проектов. Такие пункты, как правило, уже включены в каталоги и являются окончательными. Оценки на таких пунктах позволяют выявить систематические погрешности, присущие всей совокупности измерений в рейсе. В рейсе должно быть определено максимально возможное количество независимых контрольных пунктов, по возможности равномерно расположенных по району работ и во времени измерений. Согласно существующим методическим рекомендациям общее число таких пунктов в рамках одной экспедиции должно быть не менее 10.

**Повторные контрольные пункты** – это морские пункты, значение силы тяжести на которых было определено два или более раз в рамках текущей экспедиции с интервалом не менее суток. Сравнение на таких пунктах позволяет получить дополнительную оценку погрешности выполняемой съемки. Согласно существующим методическим рекомендациям при выполнении площадной съемки количество повторных пунктов должно составлять не менее 5–10 % от общего количества пунктов в районе работ.

**Возвратные контрольные пункты** — это морские пункты, значение силы тяжести на которых было определено дважды на взаимно-обратных профилях в рамках текущей экспедиции, при этом второе определение выполнялось сразу после первого. Такие пункты используются главным образом для оценки инструментальных погрешностей всего комплекса приборов на борту. Согласно существующим методическим рекомендациям измерения на возвратно-контрольных пунктах должны выполняться с периодичностью в 10–15 суток, а также в начале и при окончании съемки.

Кроме того, как было указано в разделе 5.1.3, по невязкам в точках пересечения с контрольными профилями (при условии их достаточного количества) можно оперативно оценить текущую погрешность съемки и ее систематическую составляющую. Также в качестве полевого контроля может использоваться сопоставление гравиметрических профилей с отрезками профилей, полученных в других рейсах, и с гравиметрическими картами (при условии их наличия).

### 5.3.2. Использование глобальной модели для оценки работы нескольких гравиметров

Выполнение всех указанных выше рекомендаций связано со значительными временными затратами, поэтому при выполнении комплексных работ совместно с другими типами съемок многие требования не выполняются. Наличие на борту трех гравиметрических комплексов экономически нецелесообразно, поэтому наиболее распространена практика с использованием двух гравиметров – основного и запасного, или вообще только одного гравиметра. Однако даже с использованием двух гравиметров, в случае расхождения их показаний возникает проблема выбора приоритетного прибора. В такой ситуации сравнение показаний гравиметров с данными глобальной модели, которая, как было показано в разделе 5.2, в диапазоне длин волн аномалий более 35 км не содержит систематической погрешности, позволяет выявить нехарактерные отклонения в работе каждого из гравиметрических комплексов.

На рисунках 5.9 и 5.10 показаны графики измерений, выполненных в море Серам (Индонезия) двумя гравиметрическими комплексами — «Чекан-АМ» и «Шельф-Э». Кроме того, представлены профили глубины моря и графики отклонений измерений от модели.

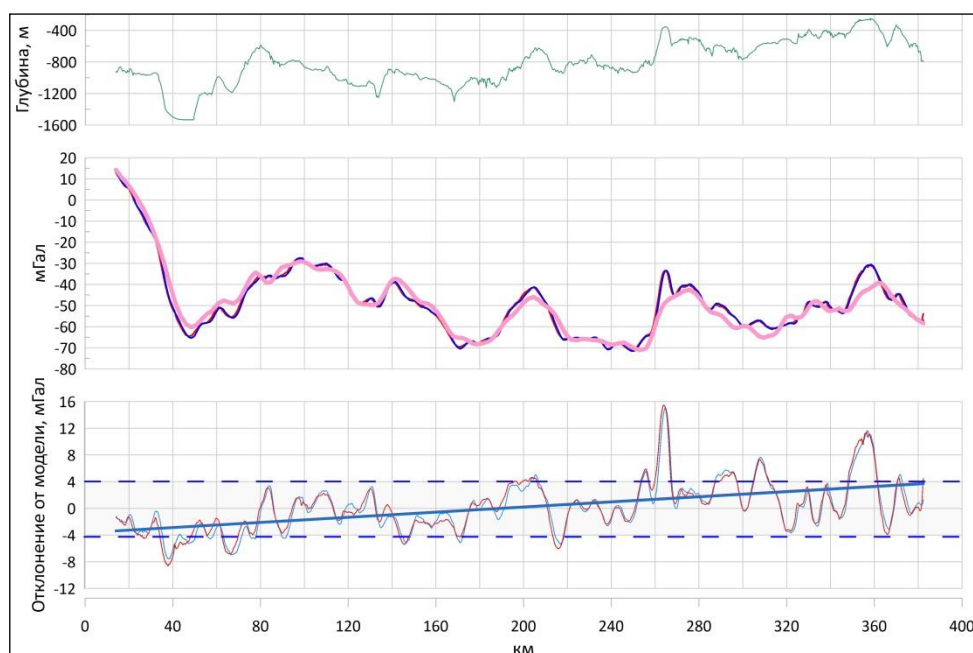


Рисунок 5.9 — Графики глубины (зеленый), аномалий в свободном воздухе гравиметром «Чекан-АМ» (красный), «Шельф-Э» (синий), модель Sandwell and Smith v32 (розовым), отклонения измерений от модели и их линейная аппроксимация. **Показания обоих гравиметров находятся в допуске**

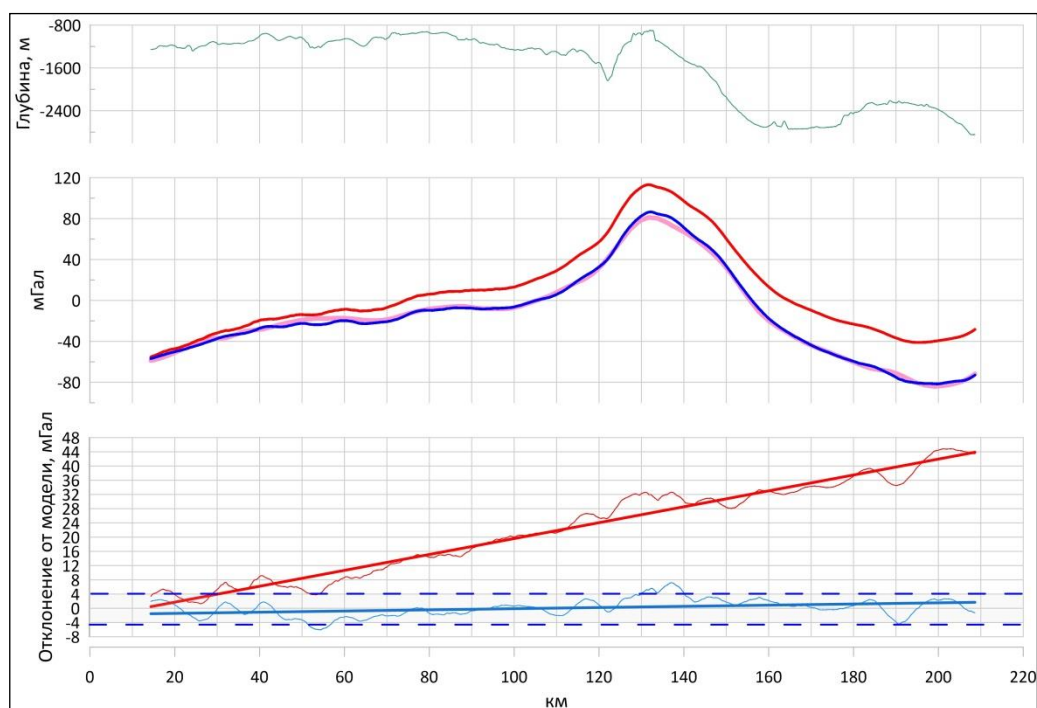


Рисунок 5.10 — Графики глубины (зеленый), аномалий в свободном воздухе гравиметром «Чекан-АМ» (красный), «Шельф-Э» (синий), модель Sandwell and Smith v32 (розовым), отклонения измерений от модели и их линейная аппроксимация. **Показания «Чекан-АМ» выходят за допустимый диапазон**

Из рисунка 5.9 следует, что, несмотря на отдельные локальные отклонения от глобальной модели до 16 мГал, общий тренд данных двух приборов находится в диапазоне  $\pm 4$  мГал. Показания приборов практически совпадают друг с другом и визуальнo коррелируют с модельным полем. Такие данные могут считаться надежными и подходящими для дальнейшей обработки.

На рисунке 5.10 показан профиль, на котором показания гравиметра «Чекан-АМ» (красный график) имеют неучтенную систематическую погрешность. Тренд показаний гравиметра «Чекан-АМ» выходит из выбранного контрольного диапазона в  $\pm 4$  мГал. Однако характер отклонения говорит о возможности использования этих данных в случае учета систематической составляющей. При этом показания гравиметра «Шельф-Э» находятся в допустимом диапазоне. Профили показаний обоих гравиметров визуальнo коррелируют с модельными аномалиями.

На рисунке 5.11 показан пример нехарактерного отклонения в показаниях одного из гравиметров, зафиксированный также в процессе съемки в море Серам.



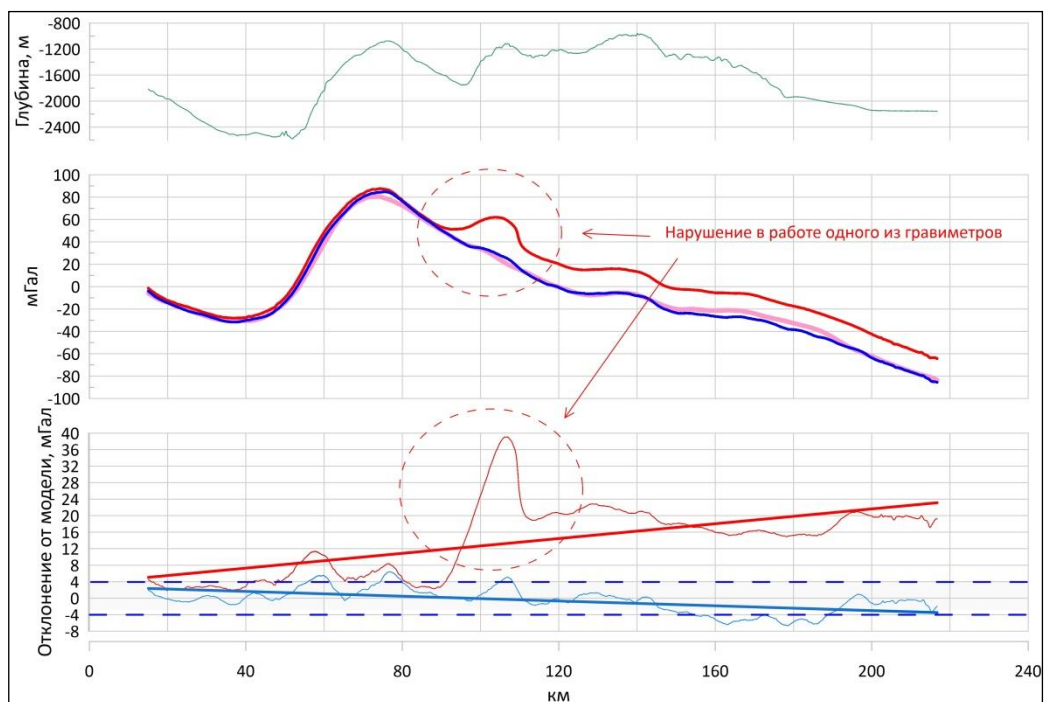


Рисунок 5.11 — Графики глубины (зеленый), аномалий в свободном воздухе гравиметром «Чекан-АМ» (красный), «Шельф-Э» (синий), модель Sandwell and Smith v32 (розовым), отклонения измерений от модели и их линейная аппроксимация. **Выявлено нарушение в работе гравиметра «Чекан-АМ»**

Из графиков, показанных на рисунке 5.11, следует, что в процессе съемки в показаниях гравиметра «Чекан-АМ» произошел нехарактерный сбой. В данном случае ошибка в данных не может быть выявлена путем сравнения показаний с рельефом дна, так как в районе ошибки рельеф также меняется. При съёмке одним гравиметром выявить такую ошибку и последующее за ней отклонение в уровне съемки было бы невозможно. Однако в показаниях второго прибора ложной аномалии нет, что также подтверждается данными глобальной модели. **Таким образом, был оперативно выявлен значительный сбой в показаниях гравиметра**, причиной которого может быть нарушение в работе гиростабилизационной платформы, датчика ЧЭГ, системы внутренней терморегуляции или физическое воздействие на один из приборов. Изменение температурных условий в помещении можно исключить в силу отсутствия реакции в показаниях второго гравиметра.

### 5.3.3. Использование глобальной модели для выявления отклонений в работе гравиметра на фоне повышенных инерциальных помех

Отдельным вопросом использования глобальной модели является выявление нехарактерных отклонений в условиях высокого фона помех и разделение данных на те, что «зашумлены» вследствие резко возросшего погодного или вибрационного воздействия, и



данные, высокий шум в которых обусловлен нештатной работой прибора. Такая задача актуальна при использовании одного гравиметрического комплекса на борту.

Шум в данных может быть обусловлен как повышением воздействия на ЧЭГ в инерциальном поле, так и поломкой прибора. Отличить первое от второго не просто, однако с использованием данных глобальной модели можно определить нештатную работу даже в условиях шумового искажения данных. Любое инерционное воздействие искажает гравиметрические данные в определенном диапазоне. Общий принцип работы упругой сильнодемпфированной системы гравиметра типа «Чекан-АМ» или «Шельф-Э» описывается следующим дифференциальным уравнением первого порядка [Железняк и др., 1980]:

$$\tau \dot{g}_r + g_r = G + W_z, \quad (5.5)$$

где  $g_r$  – показания прибора, мГал;  $\tau$  – постоянная времени прибора, с;  $G$  – сила тяжести, мГал;  $W_z$  – полный набор инерционных помех (качка, вариации поправки Этвеша и т.п.), мГал.

Передаточная функция  $\Phi$  прибора, то есть отношение выходных показаний прибора к входной экспозиции, равна:

$$\Phi = 1/(\tau p + 1), \quad (5.6)$$

где  $p$  – оператор дифференцирования.

Соответственно, показания гравиметра на выходе имеют вид:

$$g_r = (G + W_z)/(\tau^2 \omega^2 + 1)^{1/2}, \quad (5.7)$$

где  $\omega$  – круговая частота каждого из входящих сигналов.

Так как частота полезного сигнала близка к нулю, то полезный сигнал передается практически без искажений, а высокочастотный шум ( $\tau\omega > 1$ ) подавляется в  $\tau\omega$  раз. Демпфирование упругой системы физически реализует апериодический фильтр первого порядка. Такой фильтр не является оптимальным, так как, с одной стороны, он подавляет и искажает высокие частоты полезного сигнала; постоянную времени при этом необходимо выбирать как можно меньше. С другой стороны, при малой постоянной времени диапазон максимально допустимого инерционного шума ограничен, и он не отделяется от полезного сигнала. Поэтому на первом этапе весь входной сигнал восстанавливается с помощью усиливающего звена фильтра с постоянной времени упругой системы, а затем реализуется цифровой многозвенный апериодический фильтр. Его передаточная функция имеет вид:

$$\Phi = (\tau p + 1)/(T p + 1)^n \quad (5.8)$$

где:  $T$  – постоянная времени цифрового фильтра;  $n$  – порядок фильтра (число звеньев).

Постоянная времени цифрового фильтра значительно меньше постоянной времени упругой системы. Для устранения фазовых искажений цифровая фильтрация выполняется дважды — в прямом и обратном направлениях. Таким образом, показания гравиметра после цифровой обработки и предварительной фильтрации в прямом и обратном направлениях следующие:

$$g_r = (G + W_z) / (T^2 \omega^2 + 1)^{2n}. \quad (5.9)$$

Как правило, при обработке данных гравиметров «Чекан-АМ» и «Шельф-Э» основные характеристики предварительной фильтрации принимаются следующими:

- сумма постоянных времени фильтров составляет 300 с ( $T$ ). Такая характеристика обеспечивает максимальное шумоподавление без искажения полезного сигнала и с перспективной возможностью применения дополнительной фильтрации;
- порядок фильтра — 5 ( $n$ );
- постоянная времени упругой системы – 76,0 с ( $\tau$ ).

Постоянная времени звена фильтра с такими характеристиками составляет  $(300 - 76,0) / 5 = 44,8$  с. Подавление ускорений качки с периодом 10 с составляет  $8 \cdot 10^{10}$ , а полезный сигнал подавляется на 5 %, 10 % или 15 % для длины волны «холма» или «впадины» аномалии 2,2; 1,6 и 1,2 км соответственно (при средней скорости 7 км/ч). Преимуществом фильтра является отсутствие резонансных частот и возможность изменения частоты среза и ее порядка в широких пределах, а также абсолютное отсутствие фазовых искажений и возможность выполнения обработки в нескольких вариантах настройки ее параметров. Частотная схема реализации такого цифрового фильтра представлена на рисунке 5.12.

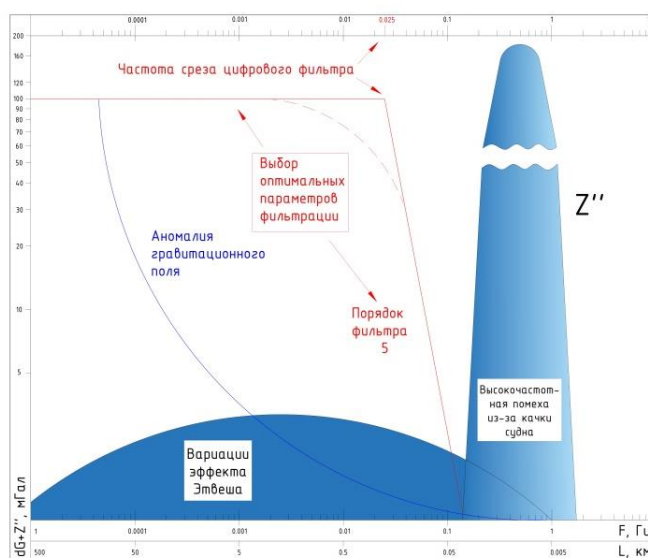


Рисунок 5.12 — Частотная схема фильтрации гравиметрических данных [Железняк и др., 1980]

Таким образом, любые повышенные помехи подавляются увеличением частоты среза цифрового фильтра. Увеличение фильтрации сглаживает наиболее амплитудные аномалии, но, так или иначе, приводит форму сигнала к фактической в диапазоне длин волн, соответствующих окну используемого фильтра. Как было показано в разделе 5.2, такая форма волн в длинах волн более 35 км хорошо описывается современной глобальной моделью. Отклонение показаний от модели при расширении окна такой фильтрации является **значимым признаком неправильной работы прибора.**

На рисунке 5.13 показан пример нарушения в работе гравиметра «Шельф-Э», произошедшего в ходе экспедиционных работ в Яванском море.

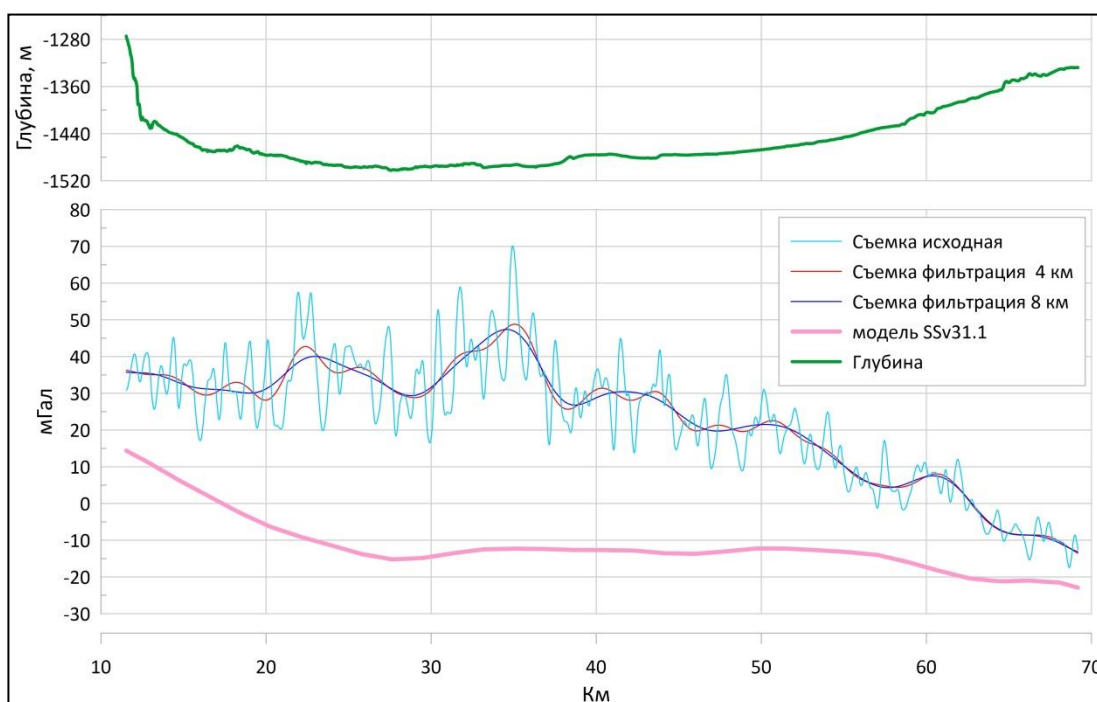


Рисунок 5.13 — Графики глубины (зеленый), измеренных аномалий в свободном воздухе после первичной обработки (голубой), дополнительная фильтрация 4 км (красный), дополнительная фильтрация 8 км (синий), модель Sandwell and Smith v32.1 (розовым).

#### **Выявлено нарушение в работе гравиметра «Чекан-АМ»**

Возросший фон помех в показаниях гравиметра мог быть обусловлен дополнительным физическим воздействием на чувствительный элемент, но после нескольких циклов дополнительной фильтрации профиль съемки не только не коррелировал с соответствующим профилем из модели, но и по форме находился с ним в противофазе. Съемка оперативно была признана непригодной для дальнейшей обработки. В то же время были проведены мероприятия, направленные на определение причины такого отклонения в работе прибора. В результате было выявлено нарушение в работе оптико-электронной системы съема показаний гравиметра.

Использование модельных данных, как показано на примере выше, является важным элементом современного полевого контроля, особенно при выполнении съемки с одним гравиметрическим комплексом на борту.

#### **5.3.4. Использование глобальной модели вместо контрольных и возвратно-контрольных профилей**

Основная задача выполнения морских измерений на возвратно-контрольных профилях заключается в своевременном выявлении отклонений в уровне выполняемой съемки. В практике морских гравиметрических работ возникали ситуации, когда в условиях повышенного фона возмущающих ускорений происходило скачкообразное изменение уровня отсчетных единиц и, как следствие, абсолютного уровня получаемых данных. Такая проблема была наиболее характерна для морских гравиметров типа «Чекан-АМ». Изменение уровня непосредственно во время съемки было проиллюстрировано ранее на рисунке 5.11. Однако наиболее сложная ситуация такого типа связана с отклонением, возникающим в момент повышенных возмущающих ускорений (например, при маневрировании в штормовых условиях) и потому скрытым значительными шумовыми помехами.

Возвращение на возвратно-контрольный профиль дает представление о наличии или отсутствии скачкообразного отклонения в данных, но момент такого отклонения остается невыясненным. При наличии регулярной системы профилей можно определить момент появления скачкообразной погрешности по невязкам с записанными ранее съемочными профилями.

Однако прохождение возвратно-контрольного профиля не всегда возможно. **Поэтому наиболее надежным способом оперативно выявить скачкообразное отклонение уровня съемки является методический прием сравнения показаний вдоль каждого профиля с соответствующими модельными данными.** Пример использования модели для контроля уровня показаний гравиметра показан на рисунке 5.14.

На рисунке показаны измеренные и модельные значения аномалий силы тяжести на профиле в акватории Индийского океана, выполненном двумя заходами с перерывом и с перекрытием. В промежутке между записями наблюдается скачок показаний, легко обнаруживаемый сравнением измерений с моделью. Полученные сведения позволяют не только выявить и оценить отклонение, но и, по усмотрению руководителя гравиметрической партии, внести соответствующие коррективы. Выявление подобного отклонения, разумеется, должно быть отражено в журнале ведения морской гравиметрической съемки.

В практике автора скачкообразное отклонение уровня съемки, при условиях его своевременного выявления и учета не снижало итоговой точности получаемого результата.

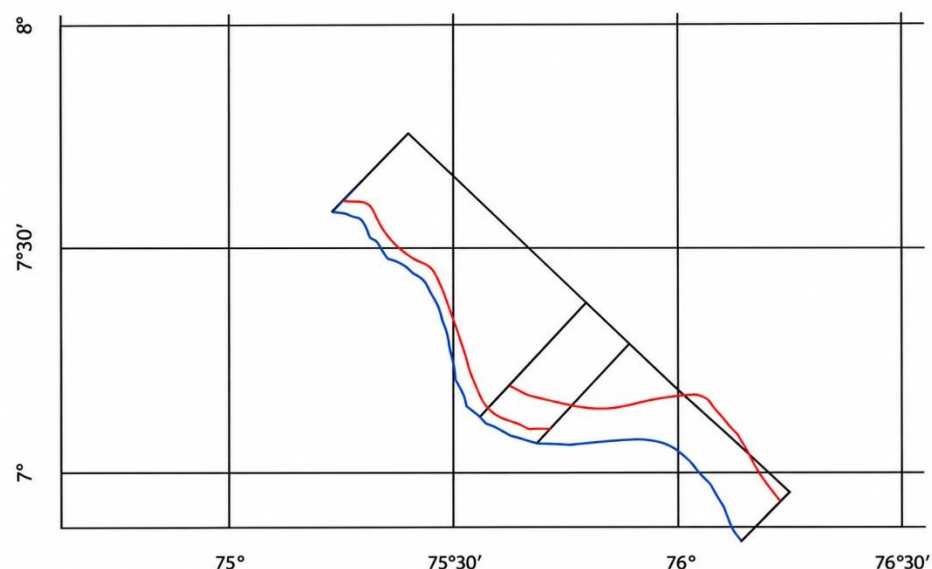


Рисунок 5.14 — Изменение аномалии вдоль профиля: модельное поле (синий), съемка (красный). **Выявлен скачок показаний гравиметра на профиле.**

[Пешехонов и др., 2017; Koneshov et al., 2018]

При выявлении подобной ошибки в данных целесообразно обратить внимание на характер смещения нуля-пункта гравиметра и его возможное изменение до и после инцидента. Возможной причиной такого сбоя может быть нарушение работы оптико-электронной системы съема показаний гравиметра в условиях высоких вертикальных ускорений качки.

Таким образом, обобщая вышеизложенные методические приемы, можно сделать вывод, что использование глобальной модели является важным инструментом оперативного контроля качества получаемых морских гравиметрических данных.

**Постоянные сравнения показаний гравиметра с данными глобальной модели ГПЗ по сути заменяют собой контрольные пункты, регламентированные инструкциями (при таком подходе их количество равняется количеству измеренных пунктов), возвратно-контрольные профили и взаимные сравнения между приборами.**

#### **5.4. Определение, оценка и коррекция систематической составляющей погрешности гравиметра в процессе морских измерений (четвертое защищаемое положение)**

Одним из важных условий получения качественных результатов морской гравиметрической съемки является стабильность систематической составляющей в показаниях гравиметра. Как правило, известное и закономерное изменение показаний во времени в гравиметрии называется смещением нуль-пункта гравиметра. Основной характеристикой смещения нуль-пункта является ее производная по времени – *скорость смещения нуль-пункта*. Скорость смещения нуль-пункта может сильно отличаться по величине в зависимости от конструкции гравиметра, но принятая практика учета смещения предполагает ее линейный характер, вне зависимости от типа прибора. Параметр скорости смещения (часто в практике гравиметрии обозначается как *C*) определяется в процессе измерений гравиметром на ОГП.

##### **5.4.1. Особенности выполнения опорных гравиметрических измерений**

В практике морских гравиметрических съемок используются ОГП нескольких типов:

**Береговые ОГП** – должны размещаться на первых этажах капитальных строений в портах. Береговые ОГП привязываются к пунктам государственной гравиметрической сети (ГГС) с погрешностью не более 0,15 мГал.

**Вспомогательные береговые ОГП** создаются непосредственно на пирсах и причальных стенках. Они привязываются к береговым ОГП или напрямую к пунктам ГГС с погрешностью не более 0,15 мГал.

**Корабельные ОГП** создаются в портах, гаванях и бухтах на надводных судах с погрешностью до 1,5 мГал. **В общем случае это точка, ближайшая к месту непосредственного расположения гравиметра.**

**Морские ОГП** создаются в неградиентных районах (с градиентом менее 2 мГал/милю или 2 мГал/км) акваторий. В связи с повышением общей точности современных морских гравиметрических съемок использование морских ОГП утратило актуальность. Однако технологии привязки к ОГП можно адаптировать к новым методическим приемам использования глобальных моделей ГПЗ в процессе морских съемок. Такие приемы будут рассмотрены далее в разделе 5.5.

В настоящей работе под термином «измерения на ОГП» понимаются неподвижные измерения гравиметром на корабельном ОГП, на который значение силы тяжести с берегового или вспомогательного берегового ОГП пересчитано по формуле (5.10):

$$G_{\text{кор.ОГП}} = G_{\text{бер.ОГП}} + H * 0,3086, \quad (5.10)$$

где  $G_{\text{кор.ОГП}}$  – сила тяжести на корабельном ОГП (пространственное расположение гравиметра на судне);  $G_{\text{бер.ОГП}}$  – сила тяжести на береговом (или вспомогательном береговом) ОГП;  $H$  – разность высот между береговым (или вспомогательным береговым) ОГП и ЧЭГ.

В существующих инструкциях и литературе регламентированы следующие требования к выполнению опорных береговых гравиметрических измерений. Целесообразно привести некоторые из них:

- опорные гравиметрические измерения выполняются для получения исходного отсчета гравиметра, определения величины и характера смещения нуля-пункта гравиметра;
- в целях надежного исключения влияния переходных процессов на работу приборов продолжительность начальных и заключительных опорных наблюдений должна быть, как правило, не менее 3–5 суток. На промежуточных ОГП опорные наблюдения проводятся не менее 2–3 суток (если целью опорных наблюдений является только контроль смещения нуля-пункта, продолжительность их может быть сокращена);
- промежуток времени между наблюдениями на ОГП не должен превышать 15–20 суток.

Скорость смещения определяется в рамках исходных опорных наблюдений. Полученное значение используется в процессе полевой обработки. Следующее определение (уточнение) скорости смещения выполняется в ходе заключительных или очередных промежуточных опорных измерений. Обработку съемки между двумя циклами опорных измерений целесообразно выполнять с использованием значения, полученного аппроксимацией показаний между двумя соседними циклами измерений на ОГП. Если используются разные ОГП, то совместная аппроксимация выполняется с учетом значений силы тяжести и высот на этих пунктах. Особенно такой подход оправдан в случае недостаточно продолжительных измерениях на ОГП.

На рисунке 5.15 показан пример совместной обработки и анализа трех последовательных циклов опорных измерений, выполненных в порту Портленд в ходе съемки в Индийском океане, возле южного побережья Австралии. Было выполнено 4 цикла опорных измерений гравиметром типа «Шельф-Э», продолжительностью 1 сутки



(исходные), 2 суток (первые промежуточные и вторые промежуточные) и 1 сутки (заключительные). Исходные опорные измерения выполнены в период переходного процесса гравиметра после запуска из «холодного» состояния, для совместного анализа с последующими измерениями не использовались, поэтому они не привлекались к совместному анализу и на рисунке не показаны.

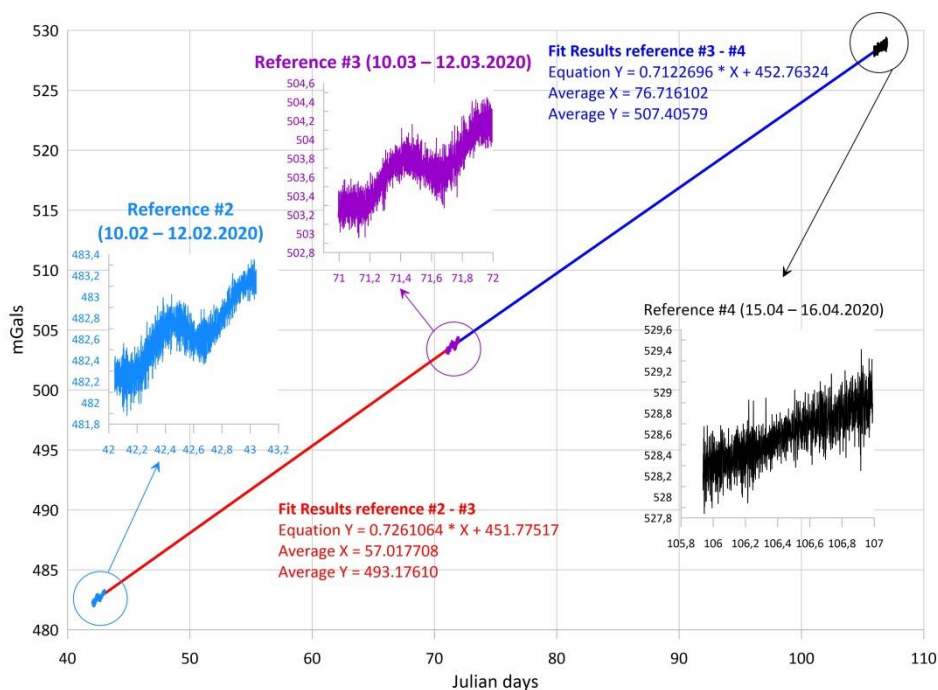


Рисунок 5.15 — Пример совместного анализа последовательных циклов опорных измерений

Результаты обработки показаний на ОГП и парных аппроксимаций этих показаний (Fit) приведены в таблице 5.2.

Как видно из таблицы, по результатам «исходных» опорных измерений получено недостоверное значение скорости смещения нуля-пункта прибора (1,486 мГал/сут). Значение скорости, определенное в рамках «заключительных» наблюдений, также существенно отличается от рабочих показателей и составляет 0,636 мГал/сут. Данное расхождение обусловлено меньшей продолжительностью как «исходного», так и «заключительного» циклов измерений. Кроме того, на «исходные» наблюдения значительное влияние оказывает переходный процесс.

Гравиметры типа «Чекан-АМ» и «Шельф-Э» согласно инструкции по эксплуатации после запуска из «холодного» состояния входят в рабочий режим в течение 24 часов с момента включения системы термостабилизации, однако на практике длительность переходного процесса индивидуальна для каждого отдельного прибора и может превышать

указанные 24 часа. В период переходного процесса характер скорости смещения меняется: сначала быстро и линейно растет, затем функция принимает параболический вид и лишь после этого стабилизируется в линейной форме. Со временем, в условиях непрерывной эксплуатации, скорость смещения нуля-пункта обычно уменьшается. При непрерывной эксплуатации в постоянных условиях среды гравиметрической лаборатории скорость смещения нуля-пункта со временем, как правило, снижается.

Таблица 5.2. Показания гравиметра на ОГП и их парная аппроксимация

| Измерения на ОГП   | Среднее время на опоре (сутки) | Среднее время (сутки) | Показания гравиметра (мГал) | Средние показания (мГал) | Скорость смещения (мГал/сут.) | Скорость смещения (мГал/сут.) |
|--------------------|--------------------------------|-----------------------|-----------------------------|--------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| Исходные # 1       | 14,18                          |                       | 460,301                     |                          | 1,486                         |                               |
|                    |                                | 33,09                 |                             | 475,210                  |                               | <b>0,788</b>                  |
| Промежуточные # 2  | 42,54                          |                       | 482,666                     |                          | 0,877                         |                               |
|                    |                                | 57,02                 |                             | 493,176                  |                               | <b>0,726</b>                  |
| Промежуточные # 3  | 71,49                          |                       | 503,686                     |                          | 0,867                         |                               |
|                    |                                | 76,72                 |                             | 507,406                  |                               | <b>0,712</b>                  |
| Заключительные # 4 | 106,46                         |                       | 528,59                      |                          | 0,636                         |                               |

Для обработки этих данных использовались параметры скорости смещения, полученные в результате парной линейной аппроксимации показаний гравиметра на ОГП.

Рассмотренный пример демонстрирует, что отдельные непродолжительные опорные измерения не позволяют достоверно оценить и спрогнозировать значение такого важного параметра для съемки и обработки, как скорость смещения нуля-пункта гравиметра. Более того, отклонение этого параметра от линейной формы между опорными измерениями не может быть определено с достаточной точностью (оно может быть лишь предположительно выявлено в случае существенного расхождения показаний на заключительном ОГП).

При современных морских гравиметрических измерениях выполнение опорных наблюдений зачастую сопряжено со значительными техническими и финансовыми трудностями. Многие исследования, особенно в области геологических изысканий, проводятся в непрерывном режиме с крайне редкими заходами в порт для бункеровки, пополнения запасов провизии и смены экипажа. При этом время захода в порт ограничено, а высокая стоимость стоянок приводит к проведению регламентных портовых работ (например, пополнение топлива) одновременно с опорными измерениями или к частым перешвартовкам. Кроме того, современные гравиметрические измерения отличаются длительным отрывом от ОГП (до трех месяцев), а в промежуточных портах захода береговые ОГП могут отсутствовать, что не позволяет выполнить совместный анализ на большом промежутке времени, как в показанном выше примере.

Указанные сложности требуют дополнительного контроля систематической составляющей в показаниях гравиметра. Такие возможности открываются с привлечением данных высокостепенных глобальных моделей ГПЗ.

#### **5.4.2. Использование глобальной модели при уточнении скорости смещения нуль-пункта гравиметра на маршрутных профилях (четвертое защищаемое положение)**

Как было показано в разделе 5.2 аномалии силы тяжести, определенные спутниковыми методами, с длиной волны свыше 35 км практически не содержат систематической составляющей погрешности. В этом случае на интервалах сравнения от 70 км (что соответствует удвоенной минимальной длине волны) можно отказаться от определения скорости смещения на ОГП и использовать совокупность невязок на каждом измеренном пункте с модельными данными (*четвертое защищаемое положение*). Принципиальным условием получения надежных данных о скорости смещения нуль-пункта является достаточный временной и пространственный интервалы сравнения.

Очевидно, что если для современной модели область корреляции со съемочными данными начинается с дистанции от 35 км, то такого интервала недостаточно для получения необходимой статистики. Модельное поле имеет региональные погрешности, различные по своей величине и зависящие главным образом от градиента аномального поля. В такой ситуации необходимо получить статистически достаточный ряд для определения тренда либо по пройденному пути, либо по времени измерений. Поскольку размерность скорости смещения выражается в единицах отношения силы тяжести ко времени (мГал/сут), получаемые статистические оценки в конечном итоге должны быть аппроксимированы по временной шкале.

Кроме того, такой способ определения скорости смещения нуль-пункта предполагает исключения влияния региональных погрешностей и их вариаций на тренд, поэтому необходимо либо непрерывное во времени прямолинейное движение, либо измерения на месте. Для маршрутной съемки приоритетным является максимальный диапазон сравнения, так как в этом случае в шумовую составляющую ряда включаются не только участки повышенных погрешностей, но и возможные инерциальные помехи, связанные с маневрами судна. На большом диапазоне сравнения такие шумовые компоненты (если они не находятся на краях ряда) не влияют на итоговый тренд, описывающий фактическую скорость смещения.

Минимальный временной отрезок для определения скорости смещения, подходящего для дальнейшего использования зависит от многих обстоятельств съемки и характера работы прибора. Поэтому при выполнении маршрутных гравиметрических измерений рекомендуется равняться на продолжительность регламентированных опорных измерений, описанных в разделе 5.4.1: не менее 3-х суток. При этом важными условиями являются:

- линейный характер смещения нуля-пункта, то есть отсутствие переходного процесса.
- непрерывное и равномерное движение судна. Отдельными маневрами, такими как плавное изменение курса, можно пренебречь.
- отсутствие в начале или конце записанного ряда значительных отклонений от модельного поля, связанного с пересечением зон с высокими градиентами АСВ или с активными маневрами судна.

Для оценки искомого параметра выполняется линейная аппроксимация всей совокупности полученных невязок. Коэффициент ***b*** при линейном члене аппроксимирующей функции (коэффициент регрессии) имеет физический смысл скорости смещения нуля-пункта гравиметра:

$$Y = bX + a, \quad (5.11)$$

На рисунке 5.16 показан экспериментальный пример такого определения скорости смещения, по данным, полученным в рамках работ в Индийском океане.

Перед началом работ в течение восьми суток выполнялись опорные измерения, во время которых учитывались экстремальные значения морского прилива и исключались временные интервалы перешвартовки судна вдоль причальной стенки. На графике 5.16 а показан график смещения нуля-пункта и его линейная аппроксимация. После обработки полученная скорость смещения нуля-пункта равна *+0.8516 мГал/сут.* Учитывая время измерений (8 суток), это значение можно считать достаточно надежным.

На рисунке 5.16 б показано определение параметра скорости смещения нуля-пункта непосредственно по модельному полю EGM2008, выполненное в рамках маршрутной съемки после выполнения опорных измерений. Данные были обработаны без учета смещения нуля-пункта, полученного ранее при опорных измерениях. В каждой точке профиля рассчитывались разности «измерение — модель» и линейно аппроксимируются по времени. Полученная скорость смещения нуля-пункта составила *+0,8532 мГал/сут.*

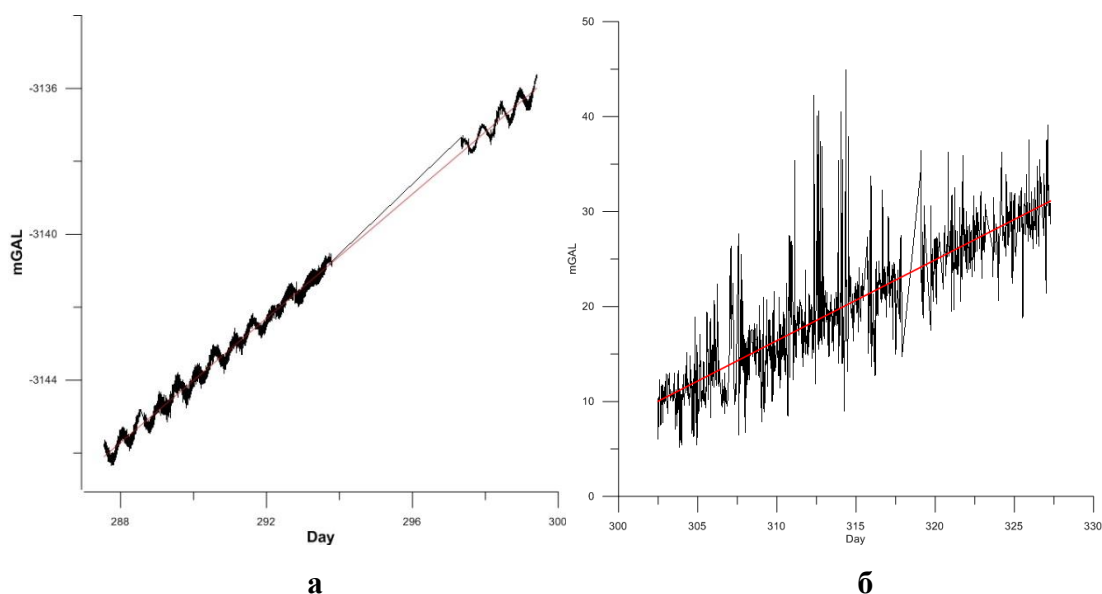


Рисунок 5.16 — Линейные аппроксимации рядов опорных измерений в порту (а) и невязок «измерения – модель» маршрутного профиля (б) [Михайлов, 2017]

Результаты определения скорости смещения нуля-пункта двумя способами приведены в таблице 5.3.

Таблица 5.3 — Результаты определения скорости смещения нуля-пункта гравиметра при маршрутной съемке [Михайлов, 2017]

| Метод определения           | Скорость смещения<br>нуль-пункта, мГал/сутки | Временной<br>период,<br>сутки | Объем выборки и<br>дискретность |
|-----------------------------|----------------------------------------------|-------------------------------|---------------------------------|
| Береговые опорные измерения | +0,8516                                      | 8,3                           | 11 712 пунктов через 1 мин      |
| По модельному полю EGM2008  | +0,8532                                      | 24,8                          | 170 738 пунктов через 10 сек    |

Как видно из таблицы 5.3, скорость смещения нуля-пункта гравиметра может быть определена по данным глобальной модели с точностью до 0,0016 мГал/сут относительно результатов береговых опорных измерений. За месяц непрерывных работ в море это приведет к погрешности учета смещения в пределах всего 0,05 мГал.

Отдельно необходимо отметить, что из массива данных на рисунке 5.16, а исключен период временного выхода судна на рейд, а в данных рисунка 5.16 б отсутствуют периоды стоянки судна в море при проведении пробоотборных работ. Значительные амплитуды отдельных невязок на графике 5.16 б обусловлены пересечением выраженных геоморфологических структур; они не повлияли на итоговую точность определения смещения нуля-пункта. Таким образом, предложенный методический прием является надежным и может быть рекомендован к практическому использованию с учетом указанных выше требований.

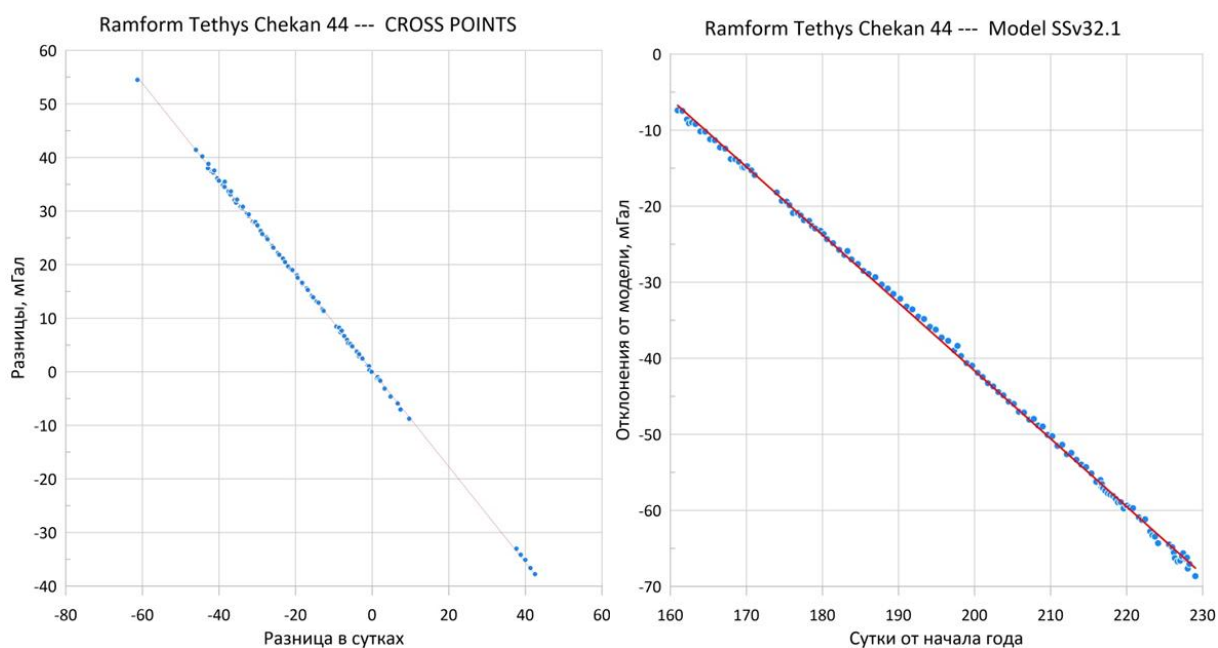
#### **5.4.3. Использование глобальной модели при уточнении скорости смещения нуля-пункта гравиметра при площадных съемках (четвертое защищаемое положение)**

При производстве площадных морских гравиметрических съемок для определения скорости смещения по модели целесообразно использовать подход, отличный от маршрутной съемки. Это обусловлено тем, что при площадной съемке протяженность отдельных профилей меньше, чем при непрерывных маршрутных наблюдениях, а сами профили обычно ориентированы таким образом, чтобы покрывать определенную геологическую структуру. Следовательно, невязки вдоль таких профилей могут включать погрешность модели над картируемым объектом. При сплошном сравнении визуально более значительные отклонения отдельных профилей выявить практически невозможно. Поэтому применяется следующий подход (*четвертое защищаемое положение*):

- 1) Из анализа исключаются профили короче 70 километров (в соответствии с результатом, представленным в разделе 5.2).
- 2) На оставшихся, более протяженных профилях вычисляются невязки между измеренными аномалиями и моделью.
- 3) Вычисляется среднее отклонение каждого профиля от модели.
- 4) Профили ранжируются (сортируются) по среднему времени их отработки в течение суток.
- 5) Выполняется линейная аппроксимация зависимости средних невязок на профилях от их среднего времени.

Пример такого определения показан на рисунке 5.17. Данные получены по результатам съемки гравиметром «Чекан-АМ» в Норвежском море. Для сравнительной оценки в рамках той же съемки вычислена скорость смещения нуля-пункта гравиметра по совокупности невязок в точках пересечения съемочных и контрольных профилей: 87 точек пересечения.

Полученные результаты аппроксимаций невязок в точках пересечения профилей и средних невязок съемки с моделью Sandwell and Smith v32 по профилям приведены в таблице 5.4.



**а**

**б**

Рисунок 5.17 — Линейные аппроксимации невязок в точках пересечения профилей (а) и средних невязок «измерения – модель SSv32» по отдельным линиям (б)

Таблица 5.4 — Результаты определения скорости смещения нуля-пункта гравиметра при площадной съемке

| Метод определения                               | Скорость смещения нуля-пункта, <i>мГал/сутки</i> | Объем выборки        |
|-------------------------------------------------|--------------------------------------------------|----------------------|
| По невязкам в точках пересечения профилей       | -0,8945                                          | 87 точек пересечения |
| По среднему отклонению профилей от модели SSv32 | -0,8935                                          | 120 профилей         |

Таким образом, расхождение между результатами составило 0,001 мГал/сутки. Ввиду того, что при выполнении данной съемки отсутствовали надежные исходные опорные измерения, полученная таким способом скорость смещения была использована в процессе обработки. Полученный итоговый результат обработки данной съемки независимо оценивался с использованием измерений с других судов. Оценки подтвердили хорошую сходимость (в пределах 0,5 мГал), что указывает на достоверность выбранного параметра скорости смещения нуля-пункта.

В приведенном выше примере эффективного использования модели ГПЗ для определения скорости смещения модели важной особенностью является линейная форма определяемого смещения. Однако на практике данное условие выполняется не всегда.



Повышение точности и детальности новых моделей позволяет выявлять и учитывать вариации и отклонения скорости смещения от линейного тренда. Это может быть связано как с изменением условий среды, в которой находится гравиметр во время съемки (главным образом — температуры и влажности). Но возможно учитывать и характер переходного процесса в работе гравиметра после запуска из «холодного» состояния. Так считается, что морской гравиметр типа Шельф входит в рабочий режим через сутки после включения из «холодного» состояния, однако на практике этот срок может сильно отличаться и является индивидуальным для каждого прибора. Более того известна тенденция к постепенному уменьшению скорости смещения нуля-пункта гравиметра с кварцевой упругой системой в период длительной эксплуатации. Такое медленное изменение не может быть определено в рамках отдельных опорных измерений по данным. Тогда оно сводится к линейному описанию этого процесса между исходящей и заключительной опорами.

В рамках изучения возможностей современной высокоточной и достоверной модели Sandwell and Smith v32 в задаче определения скорости смещения также в Норвежском море был выполнен следующий эксперимент. Гравиметр «Шельф-Э» был установлен на судне и включен из «холодного» состояния непосредственно в море. Спустя сутки началась съемка полигона по системе параллельных профилей, расположенных с шагом 500 метров. На каждом профиле, протяженностью до 100 км, получено среднее значение отклонения измеренной на профиле аномалии от модельной. Каждое такое значение на профиле было построено относительно временной шкалы. На рисунке 5.18 а показан график аппроксимации отклонения профилей от модели. На графике 5.18 а хорошо видны остаточный переходный процесс и стабилизация характера смещения в линейную форму. Аппроксимация кубической функцией позволяет учитывать изменение смещения в переходной фазе. Альтернативно можно разбить аппроксимацию на группу кусочно-линейных функций. Пример такой аппроксимации показан на рисунке 5.18 б.

Кусочно-линейный подход представляется автору более целесообразным, поскольку кубическая функция избыточно детально описывает измерительный ряд, аппроксимируя в том числе и локальные погрешности самой модели. При вычислении поправок в градиентной области с помощью такой функции в поправку могут быть включены длинноволновые погрешности модели, выявить которые в дальнейшем будет затруднительно.

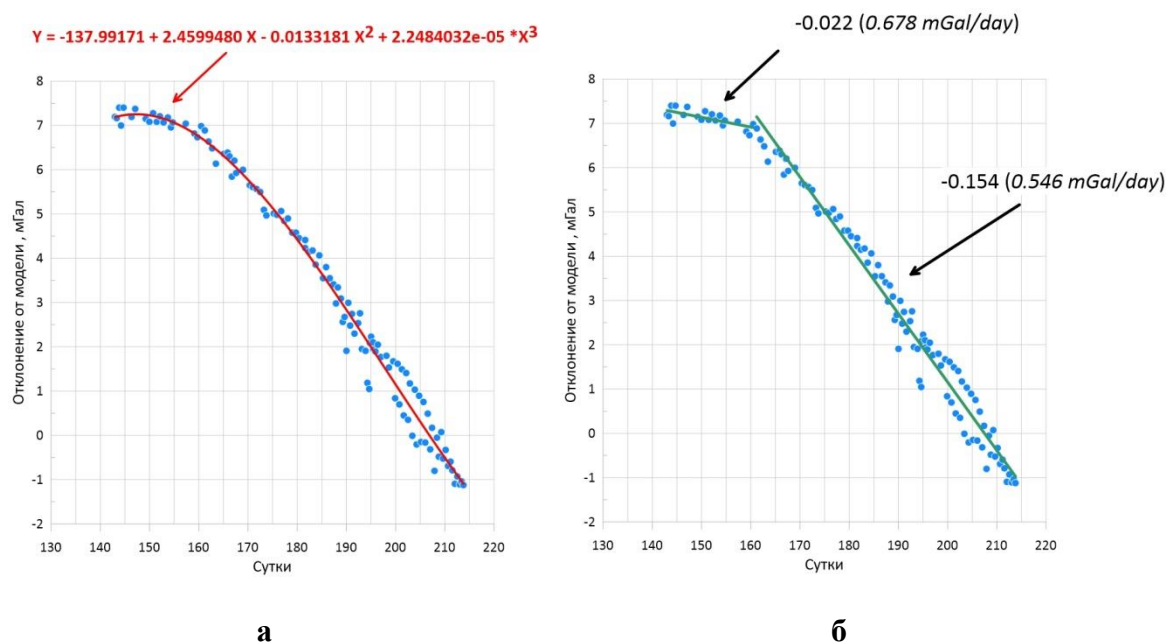


Рисунок 5.18 — Аппроксимация средних невязок «измерения – модель SSv32.1» по отдельным профилям кубической функцией (а) и несколькими кусочно-линейными функциями (б)

**Оценка полученного в итоге результата обработки также подтвердила правильность выбранного подхода к определению скорости смещения нуля-пункта гравиметра.**

Данный подход имеет Патент №2517780 «Способ измерения гравитационного поля Земли» от 20.03.2020 г. Авторы способа - Конешов В.Н., Соловьев В.Н., Железняк Л.К., Михайлов П.С. [*Способ измерения..., 2020*].

#### **5.4.4 Учет градиентных зон, содержащих повышенную погрешность модельных данных, при определении скорости и характера смещения нуля-пункта гравиметра в море с использованием модели (четвертое защищаемое положение)**

В работе [Михайлов и др., 2022] ранее и в главе 3 настоящей работы было показано, что области с высоким градиентом АСВ содержат повышенные погрешности в глобальных моделях. Согласно результатам исследований ИФЗ РАН, доля областей с высокими значениями горизонтального градиента АСВ в Мировом океане составляет не более 20 %. Эти области создают пространственные (географические) ограничения для применения методического приема оценки и уточнения скорости и характера смещения нуля-пункта морского гравиметра по данным глобальной модели.

На рисунке 5.19 продемонстрировано определение скорости смещения, с учетом пространственной изменчивости градиента поля, величина которого отображена в виде

гистограммы (столбцов) в нижней части рисунка. Средние («исходные») отклонения от модели Sandwell and Smith v32 по профилям (длиной 50 км и более) показаны красными точками.

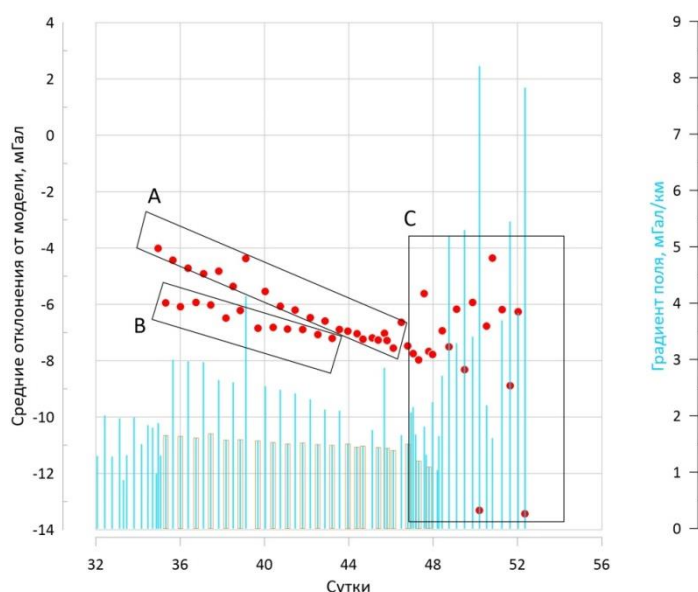


Рисунок 5.19 — Учет градиента АСВ для исключения потенциальных ошибок при уточнении скорости и характера смещений нуля-пункта гравиметра

Отклонения профилей можно условно разбить на три группы. Группы профилей А и В образуют две трендовые закономерности, которые создают неоднозначность при определении остаточной скорости смещения нуля-пункта в диапазоне от -0,288 мГал/сут («верхняя» группа А) до -0,140 мГал/сут («нижняя» группа В).

На рисунке хорошо видно как «рассыпается» любая из указанных выше закономерностей при выходе судна на участок, содержащий наиболее градиентные структуры поля (группа линий С).

Анализ показал, что группа В преимущественно проходит в области с равной до некоторой степени величиной горизонтального градиента АСВ (эти величины на вертикальном графике на рисунке 5.19, характеризующем градиент АСВ, дополнительно выделены оранжевым цветом). Группа А характеризуется, во-первых более высокими градиентами АСВ, то есть в эти сравнения включены дополнительные погрешности модели, а во-вторых — величина градиента поля на профилях группы А убывает с каждой следующей линией.

Из этого следует, что разность полученных по двум группам значений остаточной скорости смещения нуля-пункта обусловлена погрешностями модели и их изменчивостью

при сопоставлении с моделью профилей группы А. Исключив из сравнительного анализа профили группы С как ненадежные, к оставшимся профилям групп А и В можно применить функцию линейной зависимости «градиент АСВ – погрешность модели», полученную ранее в главе 3 по результатам масштабных сравнительных оценок моделей и морских съемок ИФЗ РАН.

Затем из ожидаемых дополнительных погрешностей всех линий были исключены погрешности, соответствующие градиентам поля группы линий В, то есть по величине погрешностей все линии приведены к единому базису, соответствующему градиенту поля 1,5–1,6 мГал/км. Полученный результат показан на рисунке 5.20.

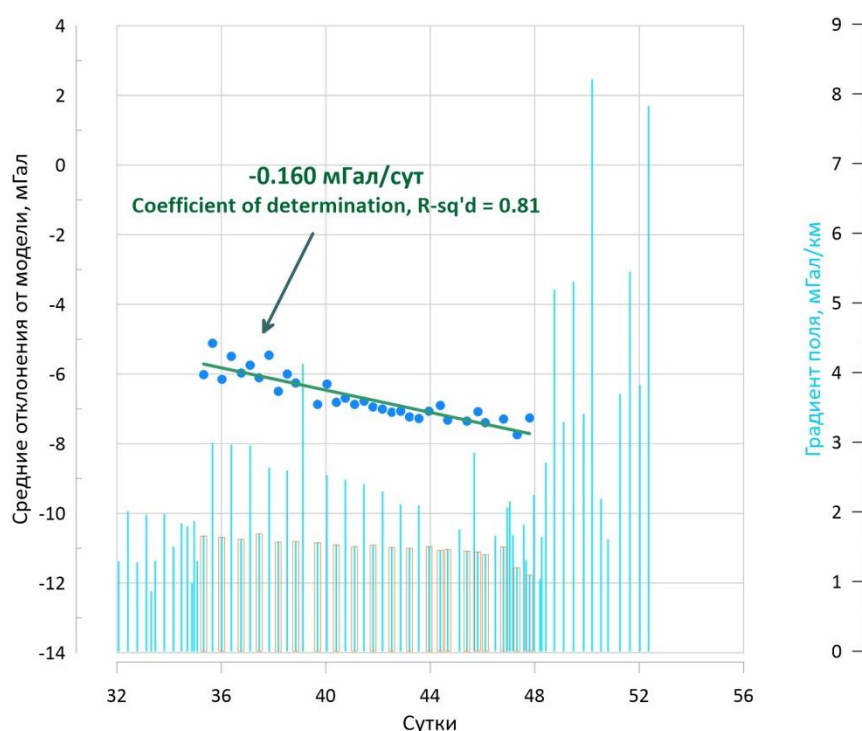


Рисунок 5.20 — Определение значения остаточной скорости смещения нуля-пункта гравиметра с учетом величины полного горизонтального градиента АСВ

Полученный результат ( $-0,160$  мГал/сутки) описывается линейным трендом с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0,81$  и в отсутствие других возможностей уточнения смещения может быть эффективно использован при финальной обработке данных морской съемки.

## 5.5. Выполнение морской гравиметрической съемки без опорных измерений (четвертое защищаемое положение)

В широкой практике морских гравиметрических съемок, за исключением отдельных экспериментальных измерений, в настоящее время применяются относительные гравиметрические комплексы. Для выполнения относительных измерений необходима некоторая пространственно-временная точка, относительно которой выполняются дальнейшие измерения. В соответствии с действующими инструкциями исходной точкой для выполнения морской гравиметрической съемки служат измерения на ОГП. Как указано в инструкциях, а также наглядно продемонстрировано ранее в разделе 5.4.1 количество и расположение ОГП должно обеспечивать надежное определение смещения нуля-пункта гравиметра. При этом в случае, если судно не заходит в порт, такую начальную точку можно создать относительно уровня глобальной модели ГПЗ [Железняк, Михайлов, Соловьев, 2014].

### 5.5.1. Использование глобальной модели для определения исходных параметров морских гравиметрических измерений

По результатам опорных измерений определяются следующие исходные параметры для выполнения последующей съемки:  $T_{base}$  (исходное время),  $G_{base}$  (абсолютное значение силы тяжести на ОГП),  $G_{r0}$  (исходный отсчет гравиметра) и  $C$  (скорость смещения нуля-пункта гравиметра). Соответственно, вычисления измеренного значения силы тяжести  $G_i$  на пункте  $i$  выполняются следующим образом:

$$G_i = G_{base} + \Delta G = G_{base} + G_{ri} - G_{r0} - C(T_i - T_{base}), \quad (5.12)$$

где  $G_{ri}$  – отсчет прибора на определяемом пункте  $i$ ;  
 $T_i$  – время измерения на пункте  $i$ .

Определяемые при опорных измерениях ОГП параметры вводятся в систему регистрации измерений бортового компьютера гравиметра. Правильно определенные и учтенные параметры позволяют получать адекватные данные, подходящие для визуального контроля и полевой оценки, без дополнительной обработки. Это достаточно важный вопрос, так как при этом оператор гравиметра может самостоятельно оценивать данные и определять правильность работы прибора.

В случае отсутствия опорных наблюдений необходимо максимально адекватно определить такие исходные параметры. Единственным источником их получения, особенно при монтаже гравиметрического оборудования непосредственно в море, является глобальное модельное поле ГПЗ.

Привязка исходных показаний гравиметра к модельным данным может осуществляться несколькими способами. Скорость смещения нуля-пункта при этом устанавливается по заводскому паспорту гравиметра или с учетом опыта эксплуатации конкретного прибора.

**Привязка показаний гравиметра к модели в процессе якорных измерений.** При таком подходе выполняются измерения, когда судно стоит на якоре в бухте или на рейде. Судно, стоящее на якоре, медленно изменяет свое положение во времени, поэтому целесообразно выполнять такие измерения в районах со спокойным полем. Допустимый уровень возмущающих ускорений для таких измерений не более 2–3 Гал. При этом амплитуда показаний все равно достигает 2 мГал, однако основной задачей является получение наиболее адекватных параметров для дальнейшего использования, а не единственно верное значение отсчета, которое в таких условиях получить маловероятно. Поэтому возможной погрешностью при такой привязке можно пренебречь и просто принять среднее значение отсчета. Поскольку в бухтах и вблизи берега влияние прилива может быть значительным, такие измерения должны быть кратны суткам.

На рисунке 5.21 показаны суточные измерения гравиметра «Чекан-АМ» на якорной стоянке возле северного побережья о. Бали в море Бали (Тихий океан) и их линейная аппроксимация.

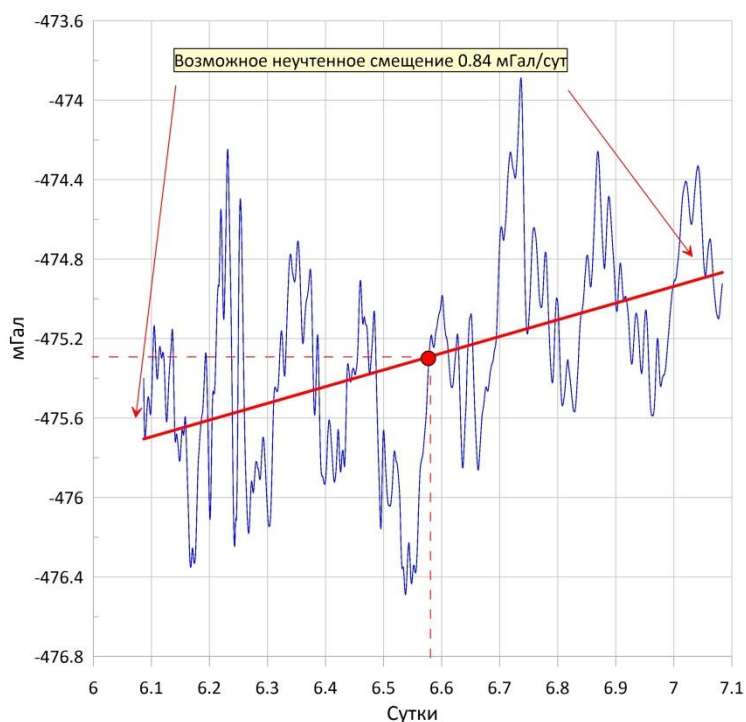


Рисунок 5.21 — Измерения гравиметром «Чекан-АМ» на якорной стоянке и их линейная аппроксимация

По результатам аппроксимации определяются:  $T_{base} = 6,59$ ,  $G_{r0} = -475,29$ . Значение скорости смещения  $C$ , как уже было отмечено, в данном случае взято из паспорта гравиметра. Наклон аппроксимирующего графика свидетельствует об отличии фактического и паспортного параметров  $C$ . Если есть уверенность, что гравиметр уже работает в штатном режиме и переходный процесс закончен (например, термостат гравиметра работает более 36 часов), а район якорной стоянки не является сильно аномальным, рекомендуется также скорректировать скорость смещения. В данном примере измерения выполнялись в градиентной зоне, поэтому скорость смещения корректировалась уже в ходе выполнения дальнейшей съемки, с учетом большего ряда невязок с модельными данными.

**Привязка показаний гравиметра к модели ГПЗ в море в определенной точке** выполняется, если нужно получить исходные параметры съемки относительно определенной пространственной точки, например, выбрано оптимальное с точки зрения модельного поля местоположение. Такая привязка осуществляется только в условиях спокойного моря.

Технология такой привязки схожа с регламентированной методикой привязки к одиночному морскому ОГП. При привязке судно должно пройти через заранее выбранную точку минимум двумя перпендикулярными профилями. Рекомендуется спроектировать каждый из профилей протяженностью не менее 30 км, таким образом, чтобы точка привязки по возможности оказалась в середине каждого профиля. На этих профилях может быть определен градиент гравитационного поля вдоль каждого профиля. Если произведение величины горизонтального градиента поля на погрешность определения места при привязке не превышает 1 мГал/км, то по показаниям центральных гравиметрических пунктов на каждом профиле определяется среднее арифметическое значение силы тяжести, исходное время и отсчет гравиметра, используемые при дальнейших измерениях и обработке.

**Привязка показаний гравиметра к модели на профиле.** Такая привязка может быть выполнена на переходе к району работ, в случае отсутствия береговых опорных измерений. Принцип получения данных такой же, как и при якорной съемке: выполняется линейная аппроксимация ряда измерений максимально возможной протяженностью, но не менее двух минимальных диапазонов сходимости  $35 \cdot 2 = 75$  км. По результатам аппроксимации вычисляются  $T_{base}$  и  $G_{r0}$ . Значение  $G_{base}$  вычисляется как среднее отклонение от уровня модели по всему ряду опорного профиля.

Важным условием, которое необходимо иметь в виду выполняя привязку к модельному полю, является возможная дополнительная погрешность, обусловленная погрешностью самой модели. Как показано в главе 3, погрешность модели в основных



акваториях Мирового океана связана с величиной полного горизонтально градиента АСВ. Следовательно, от особенностей района привязки (в частности, от средней величины градиента) зависит ожидаемая точность привязки. На рисунке 5.22 проиллюстрирована оценка ряда точек, в которых осуществлялась привязка к модельному полю. Критерием точности привязки к истинному уровню модели, как и ранее, является результирующий горизонтальный градиент аномального поля.

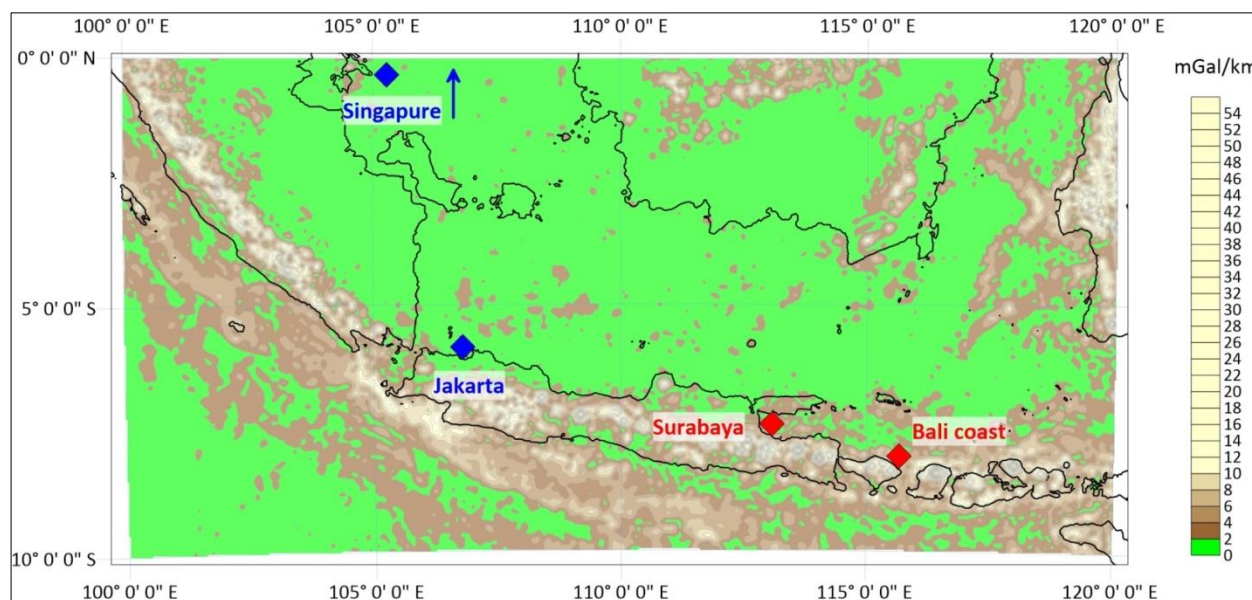


Рисунок 5.22 — Карта градиента Яванского моря, используемая для оценки ожидаемой погрешности привязки уровня съемки к уровню модели

Во всех случаях монтаж гравиметрической аппаратуры выполнялся на судах, стоящих на рейдах портов или непосредственно в море. Классические исходные опорные измерения не выполнялись. Точность привязки в каждом из пунктов впоследствии может быть оценена при анализе отклонений от модели результатов достаточного количества маршрутных и площадных профилей. На рисунке 5.22 синими ромбами отмечены привязки на участках с градиентом поля менее 2 мГал/км, точность таких привязок к модельному полю находится в пределах 1 мГал. Красными ромбами отмечены места привязок на аномальных, высокоградиентных участках. Точность таких привязок впоследствии оценивается в 1–3 мГал.

В любом случае по результатам полученной оценки, уровень съемки, изначально задаваемый привязкой к модельному полю в море или на рейде, должен быть скорректирован с учетом полученного среднего отклонения. **Такая коррекция выполняется в последнюю очередь, после того как учтены все необходимые поправки**

(Этвеш, нормальное поле, остаточные инерциальные ускорения и т.п.) и систематические составляющие.

Данный подход имеет Патент №2517780 «Способ измерения гравитационного поля Земли» от 20.03.2020 г. Авторы способа - Конешов В.Н., Соловьев В.Н., Железняк Л.К., Михайлов П.С. [*Способ измерения...*, 2020].

#### **5.5.2. Общий порядок выполнения морской гравиметрической съемки без береговых (портовых) опорных измерений**

Все представленные в Главе 5 методические приемы направлены на обеспечение эффективности выполнения морской гравиметрической съемки и получения положительного результата в условиях объективных ограничений при выполнении существующих требований и рекомендаций. Главными сложностями современной морской гравиметрии являются отсутствие опорных измерений, регулярной сети взаимно пересекающихся профилей и практика использования только одного гравиметрического комплекса на борту. Общий порядок выполнения морской площадной съемки с привлечением глобальной модели ГПЗ предлагается следующим (при отсутствии опорных измерений и секущих профилей):

1. Выполняется монтаж гравиметрического комплекса на борт судна, в соответствии с рекомендациями главы 1.
2. Включается термостат гравиметра, выполняется ожидание не менее 24 часов (лучше 36 часов) для исключения наиболее выраженного переходного процесса. Пункты 1 и 2 могут выполняться на ходу судна к району работ.
3. По окончании переходного процесса (контроль по времени работы термостата с момента включения) начинается запись в режиме опорных наблюдений (Reference mode). Запись выполняется либо на якорной стоянке, либо на специально запроектированных профилях, либо на маршрутном профиле.
4. Выполняется аппроксимация полученного ряда (рядов – в случае нескольких пересекающихся профилей). Определяются параметры  $T_{base}$  и  $G_{base}$  в соответствии с рекомендациями из раздела 5.5.1 главы 5.
5. В программу регистрации показаний гравиметра вносятся полученные значения  $T_{base}$ ,  $G_{r0}$ ; значение  $C$  устанавливается как паспортное; значение  $G_{base}$  берется из данных глобальной модели ГПЗ в центральной точке аппроксимации.
6. Выполняется съемка по заранее согласованному техническому проекту. По мере выполнения съемки выполняется постоянный оперативный контроль правильности работы приборов в соответствии с рекомендациями из раздела 5.3 главы 5.

7. После получения всей совокупности измерений выполняется их первичная обработка (обрезка поворотов и других маневров, связанных с повышенными возмущающими ускорениями).

8. Для каждого профиля вычисляются следующие средние величины: протяженность, среднее время, среднее отклонение от модели, максимальный полный градиент АСВ. Полный градиент вычисляется предварительно как результирующая от горизонтальных градиентов изменения поля вдоль координатных осей.

9. Из набора данных временно исключаются все профили короче 70 км или целиком проходящие через области с градиентом поля, отличным от среднего по полигону.

10. Для остальных линий строится графическая зависимость и выбираются способы ее аппроксимации. Приоритетным является линейная функция или несколько линейных функций.

11. В соответствии с рекомендациями и примерами, представленными в разделе 5.4 главы 5 уточняется скорость смещения нуля-пункта гравиметра. **Соответствующая поправка вносится во все профили съемки.**

12. Для всей съемки определяется отклонение от уровня глобальной модели ГПЗ. В данные вносится соответствующая, единая для всей съемки поправка.

Обязательно необходимо отметить, что при каждой возможности необходимо использовать любые классические подходы для контроля полученного результата. Например, в практике автора работы были случаи выполнения морской гравиметрической съемки без исходных опорных измерений, но с заключительными измерениями на ОГП. Важным также является выделение и использование любых пересечений профилей, даже выполненных не системно, но в рамках прямолинейного движения через полигон, а также использование для дополнительного контроля съемок, выполненных ранее, с учетом их собственной точности и при условии их наличия.

## 5.6. Выводы по главе 5

В главе 5 рассмотрен комплекс методических приемов, обеспечивающих повышение надежности, точности и автономности выполнения современных морских гравиметрических съемок. В главе 5, в соответствующих разделах, описаны методические приемы по оперативному контролю, определению и учету систематической составляющей погрешности, определению исходных параметров для выполнения морской съемки. Совместное использование методических приемов открывает широкие возможности для планирования морских гравиметрических съемок без регулярных заходов в порты, что особенно актуально для удаленных районов акваторий. По сути, достаточным условием

получения достоверных гравиметрических данных является установка работоспособного гравиметрического комплекса на борту судна и обеспечение приемлемых условий внешней среды в период его эксплуатации.

Вопрос обеспечения надежности получаемых данных при использовании предлагаемых методических приемов связан с непрерывным контролем показаний гравиметра. Такой подход не означает необходимость работы только с одним прибором, наоборот – использование двух приборов считается более целесообразным. Однако в случае работы одного прибора на борту непрерывный организованный мониторинг показаний исключает вероятность попадания в каталоги пунктов и карты аномалий ошибок, связанных с корректностью работы самого гравиметра.

Точность классической морской съемки обеспечивается детальным выполнением требований и рекомендаций нормативно-технической документации (ИГ-78). Современный подход к выполнению морских съемок по ряду причин не может обеспечить все рекомендованные условия (см. раздел 5.1 главы 5). Предложенные методические приемы создают принципиальную возможность выполнения измерений и получения итоговых доброкачественных данных при такой организации, в которой выполнение классической съемки было бы невозможно. Например, отсутствие исходных и заключительных опорных измерений.

Применение предложенных приемов при стандартной организации морской гравиметрической съемки также позволит повысить итоговую точность результата. Отклонение характера смещения нуль-пункта гравиметра от линейного невозможно определить ни в результате анализа исходных и заключительных опорных измерений, ни в результате анализа невязок в точках пересечения съемочных профилей. Неучтенное смещение в таком случае становится дополнительной погрешностью всей съемки и для его подавления используется дополнительная фильтрация данных, как вдоль профилей, так и по всей площади, а также дополнительные методы выравнивания съемки. Использование предложенных приемов позволяет выявить такую ошибку и выборочно скорректировать аномалии на профилях соответствующими поправками, что очевидно повысит итоговую точность представления аномалий и в каталогах и на отчетных гравиметрических картах. На рисунке 5.23 показан пример съемки, по результатам обработки данных с разных судов. Главной особенностью этих съемок является отсутствие опорных измерений, вся аппаратура монтировалась на суда в море.

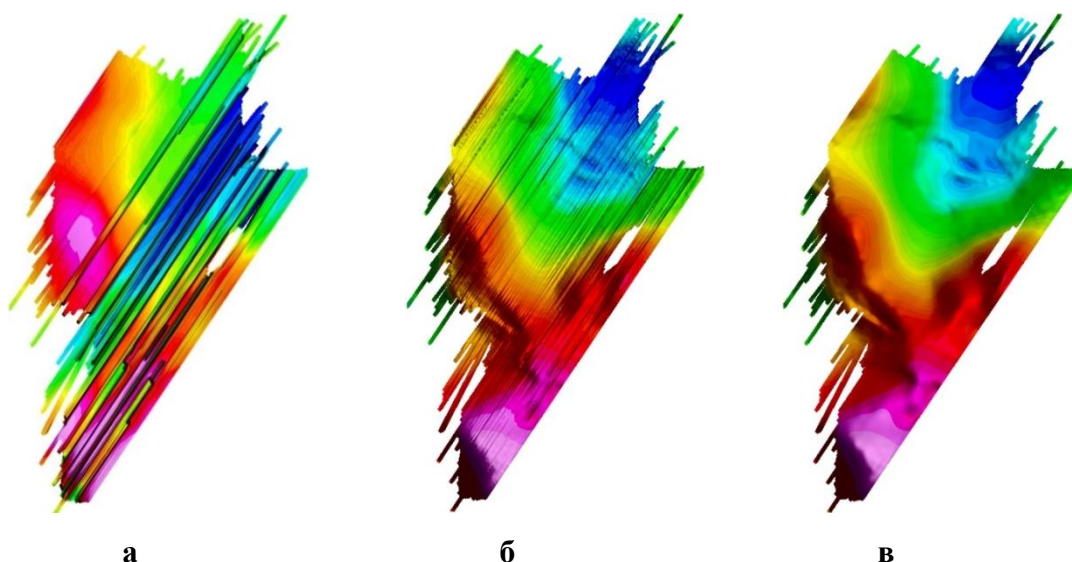


Рисунок 5.23 — Результат использования методического приема по уточнению скорости смещения нуль-punkта гравиметра при отсутствии опорных гравиметрических измерений и секущих контрольных профилей. Результат обработки с паспортными значениями скоростей смещения нуль-punkтов гравиметров (а); результат обработки с помощью предлагаемых методических приемов по определению и уточнению значений скоростей смещения нуль-punkта гравиметров (б); итоговый результат обработки (в)

Как видно из рисунков выше использование предлагаемых приемов является важным промежуточным этапом обработки и даже в условиях использования разных приборов, без возможности их исследования на береговых ОГП, приводит к получению качественных данных, подходящих для дальнейшей интерпретации. Демонстрацией эффективности предложенных в главе 5 методических приемов является сравнение точности двух морских съемок. В 1991 году по результатам съемки гравиметрами «Чета-АГГ» района нефтегазоносной структуры «Приразломная» в Печерском море получены материалы с погрешностью 0,06 мГал [Пешехонов и др. 2019]. Съемка выполнялась со строгим соблюдением всех требований нормативно-технических инструкций. В 2015 году специалистами ИФЗ РАН была выполнена площадная съемка в акватории Индийского океана с одним гравиметром «Шельф-Э» на борту. Полученные невязки аномалий силы тяжести, вычисленные в точках пересечений съемочных профилей, в предельном значении также составили 0,06 мГал. При этом последняя съемка выполнялась с временным отрывом от береговых ОГП более чем в 3 месяца.

**Все описанные в главе 5 методические приемы были неоднократно проверены при выполнении и обработке реальных морских гравиметрических съемок в различных условиях. Полученные положительные результаты этих обработок, подтверждают состоятельность четвертого защищаемого положения диссертации.**

## **Глава 6. Комплекс методических приемов по использованию морских гравиметрических съемок для региональной коррекции модельных данных об аномалиях гравитационного поля в Мировом океане**

Как было показано в главах 2, 3 и 4, с развитием спутниковых технологий, увеличением количества специальных спутниковых миссий и совершенствованием методик обработки данных глобальные модели ГПЗ получают все большее пространственное разрешение и точность. В главах 1 и 3 было показано, что в Мировом океане для задач прикладной поисковой геофизики данные об аномалиях уточняются в первую очередь с помощью средств морской гравиметрической съемки. При этом в большинстве случаев детальная площадная съемка зачастую является дорогостоящим и сложным предприятием, поэтому более целесообразно задействовать данные глобальных моделей ГПЗ, с повышением точности и детальности которых расширяются и возможности более эффективного их применения, особенно там, где интерес представляют глобальные или региональные данные об АСВ [Sandwell, 2022].

Анализ характеристик конкретных моделей осложняется тем, что современная модель ГПЗ представляет собой комбинированное решение, где в разных длинах волн содержится информация от различных источников [Barthelmes, 2014]. Как было показано в главе 2 на акваториях Мирового океана основным средством получения данных об аномалиях гравитационного поля в глобальном масштабе служит спутниковая альтиметрия. Данные о АСВ на акватории в диапазоне длин полуволн аномалий короче 60 км в современных моделях известны также главным образом благодаря средствам альтиметрии, хотя и зависят от возможностей метода и особенностей их обработки. Необходимо еще раз отметить, что данные альтиметрии обрабатываются методами низкочастотной фильтрации и сглаживания, параметры которых определяются рядом факторов: течениями, качеством отраженного радарного сигнала, глубиной акваторий и т. д. [Andersen, 2013]. В связи с этим практическая оценка каждой модели выполнена автором в разных акваториях и над различными геоморфологическими структурами, результаты оценки были проанализированы и представлены в главе 3. В главе 6 представлена и обоснована возможность применения ограниченного количества данных морских гравиметрических съемок для коррекции АСВ моделей ГПЗ на достаточно больших акваториях в Мировом океане.

Проблематика использования данных морских гравиметрических съемок совместно с данными спутниковых геодезических измерений рассматривалась рядом исследователей из разных стран. В главе 5 настоящей работы было показано, что глобальная спутниковая

модель не содержит систематической составляющей погрешности, которая свойственна морским съемкам, например вследствие смещения нуля-пункта гравиметра. В результате были предложены и апробированы методы, предполагающие привлечение глобальной модели для контроля морских гравиметрических измерений и их коррекцию в случаях нештатной работы гравиметров. На длинноволновом диапазоне сравнения такой подход имеет практическую пользу. При этом в диапазоне коротких волн аномалии силы тяжести зачастую обусловлены элементами рельефа дна акватории, которые на уровне поверхности моря не всегда могут быть обнаружены спутниковыми средствами, в том числе альтиметрическими. Ввиду этого вопрос непосредственного объединения морских съемок высокого пространственного разрешения со спутниковыми данными является актуальным и требует отдельного рассмотрения.

Ранее такая проблема изучалась в первую очередь для получения более детальных моделей геоида. В работах [Li, Sideris, 1997; Tziavos, Forsberg, Siders, 1999; Vergos, Grebenitcharsky, Sideris, 2002] рассмотрены методы объединения альтиметрических данных с площадными морскими съемками либо нерегулярными системами профилей, а также с моделью среднего уровня моря (SSH), в частности метод Input-Output System Theory (IOST) и его вариации. Этот метод позволяет комплексировать разные данные одной размерности на одной пространственной сетке с учетом их спектральных характеристик и известной спектральной мощности шума.

Можно также отметить работы, в которых исследуется возможность улучшения альтиметрических моделей ГПЗ за счет других способов объединения данных. Так, группа ученых из КНР выполнила оценку и комплексирование альтиметрической модели GMGA1 с данными судовой батиметрии методом полосовой фильтрации, что позволило снизить погрешность на 0,4 мГал [Wan et al., 2022]. Специалисты Национального института картографии Камеруна объединили модель Sandwell and Smith v27 с результатами профильной гравиметрической съемки в Гвинейском заливе методом КНК. За счет этого точность модельных АСВ, по их данным, увеличилась на 23% [Kamto et al., 2022].

Особенность всех описанных методик заключается в непосредственном объединении измеренных данных со спутниковой информацией. В главе 6 рассматривается подход, предполагающий спектральный анализ и коррекцию данных с учетом градиента АСВ в интересующем районе. При этом сначала глобальные спутниковые модели привлекаются для контроля морской съемки, которая после учета всех систематических погрешностей в соответствии с рекомендациями из главы 5 может, в свою очередь, использоваться для оценки модели в области средних и коротких волн (длиной до 30 км) над различными



структурами дна. Спектральный анализ разностей АСВ модели и съемки вдоль протяженного профиля может выявить в модели закономерные диапазоны длин волн с наибольшими погрешностями. Это позволит выполнить коррекцию данных модели в выявленном диапазоне длин волн: либо фильтрацию шума, либо восстановление амплитуд наиболее подавленных аномалий в модели [Михайлов, 2023]. В результате, с одной стороны, восстановить в модели короткие волны АСВ, которые не были выявлены альтиметрическими средствами, будет невозможно, с другой – не потребуются ни морских съемок на обширных площадях, ни густой сети профилей, о чем говорилось в упомянутых выше исследованиях. Такой подход актуален, например, для Арктики, где плотность покрытия морскими съемками традиционно мала.

### **6.1. Структура и характер аномалий ГПЗ в Мировом океане**

Глобальные особенности и структурный состав гравитационного поля Земли не могут быть оценены по данным инструментальных съемок: объема измерений для этого всегда будет недостаточно. Для получения детальных данных по всему Мировому океану, по некоторым оценкам, требуется совместная работа сотен судов и несколько тысяч судодней. Однако сравнения моделей со съемками крайне важны: по ним можно судить как о потенциальной погрешности глобальных модельных АСВ, так и о перспективных участках для инструментального уточнения аномалий.

Как было показано в главе 3 настоящей работы, точность и достоверность глобальных данных на открытых акваториях в большей степени зависят от величины полного горизонтального градиента АСВ. Сравнение величин градиентов АСВ измеренного и модельного полей показывает, что, несмотря на значительные отклонения в аномалиях, значения градиентов отличаются незначительно. Например, для полигона, расположенного в сильноградиентной области в районе Срединно-океанического хребта в Индийском океане, наиболее амплитудные отклонения площадной съемки от модели Sandwell and Smith составляют от -11,8 до 19,9 мГал, СКО – 2,8 мГал.

Картограммы вычисленных полных горизонтальных градиентов АСВ по инструментальным и модельным данным показаны на рисунке 6.1. Их разность показана на рисунке 6.2.

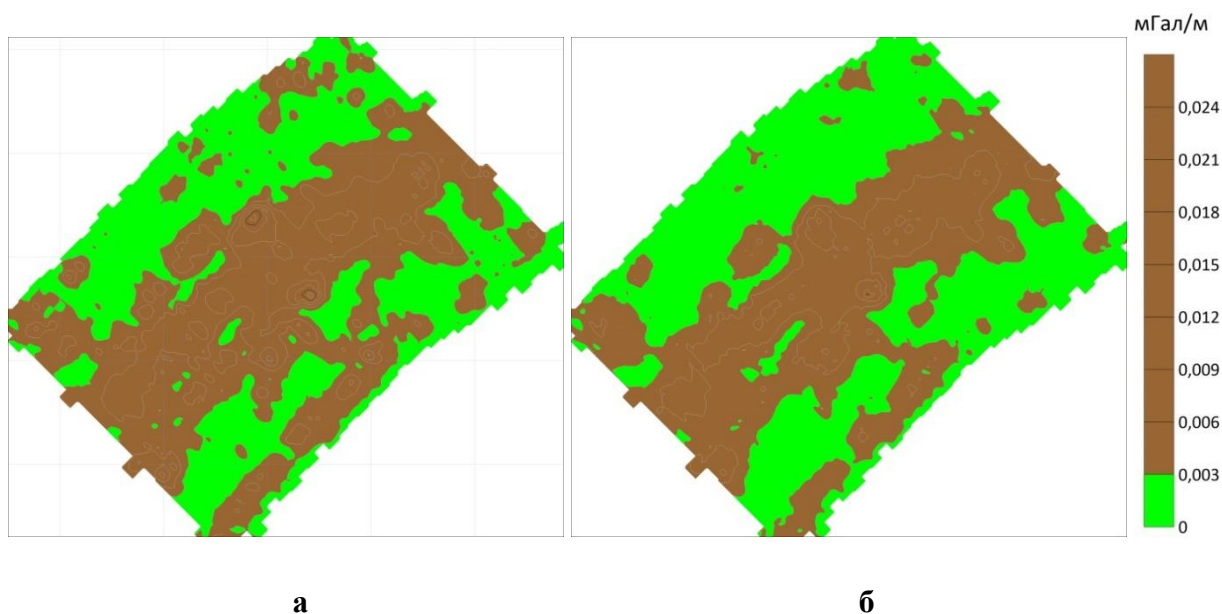


Рисунок 6.1 — Полный горизонтальный градиент, вычисленный по данным морской съемки и модели SS. По данным съемки (а); по данным глобальной модели (б)

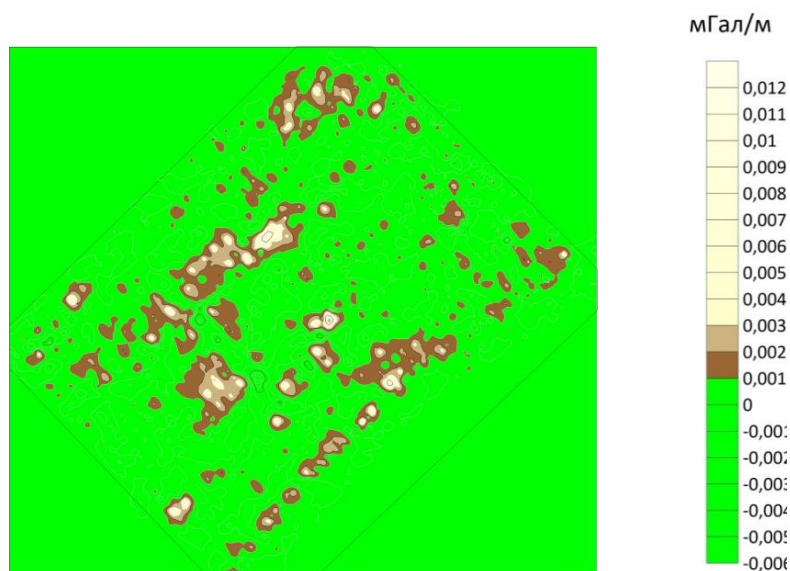


Рисунок 6.2 — Разность между значениями полного градиента, вычисленными по данным морской съемки и модели SS

СКО разности вычисленных градиентов составило 0,8 мГал/км при максимальном значении до 1,1 мГал/км. Картограмма пространственного совмещения границ полного горизонтального градиента АСВ величиной 3 мГал/км, полученных по данным съемки и модели, показана на рисунке 6.3.

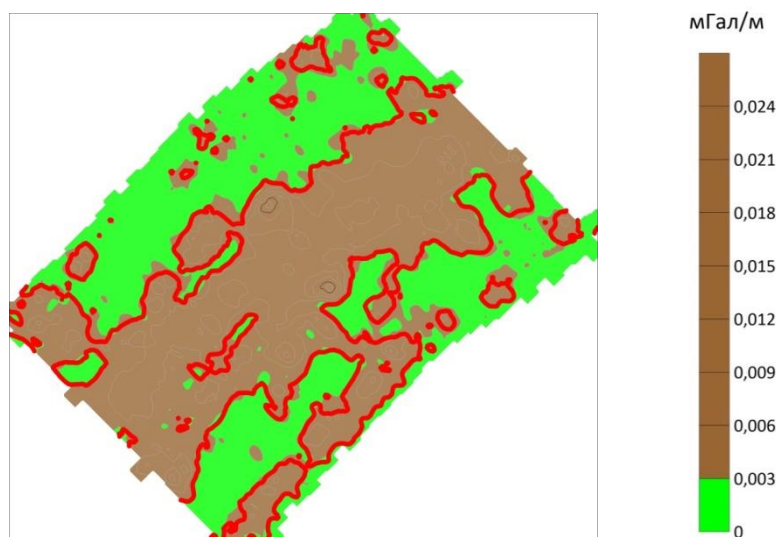


Рисунок 6.3 — наложения границ градиента в 3 мГал/км, полученных по данным съемки (темным цветом на фоне) и модели SS (красная линия)

Внешняя граница градиента модельного поля по выбранному пороговому значению 3 мГал/км близка, но не полностью совпадает с соответствующей границей, вычисленной по инструментальным измерениям. При этом величина полного горизонтального градиента модельных АСВ может быть инструментом априорного районирования самой модели на области высоких (более 2 - 3 мГал/км) и низких (менее 2 - 3 мГал/км) величин градиентов.

Анализируя глобальную модель ГПЗ, можно получить общеземную характеристику аномалий Мирового океана, регионы максимальных и минимальных АСВ и их статистику. Анализ полного горизонтального градиента поля, полученного по данным глобальной модели, позволит оценить процентное соотношение районов высоких и низких градиентов АСВ.

#### 6.1.1. Статистические характеристики глобальной модели Sandwell and Smith v32 в Мировом океане

Глобальное аномальное гравитационное поле Земли в общем коррелирует с поверхностью земного геоида. При этом наиболее заметные и характерные региональные особенности, как правило, обусловлены формами рельефа дна Мирового океана. В данных глобальной модели, показанной на рисунке 6.4 хорошо видны границы океанических литосферных плит, зоны субдукции, спрединга и т.п. Кроме того, видны значительные по своим размерам области абиссальных равнин, присутствующие во всех океанах. Статистические характеристики модели Sandwell and Smith v32 приведены в таблице 6.1

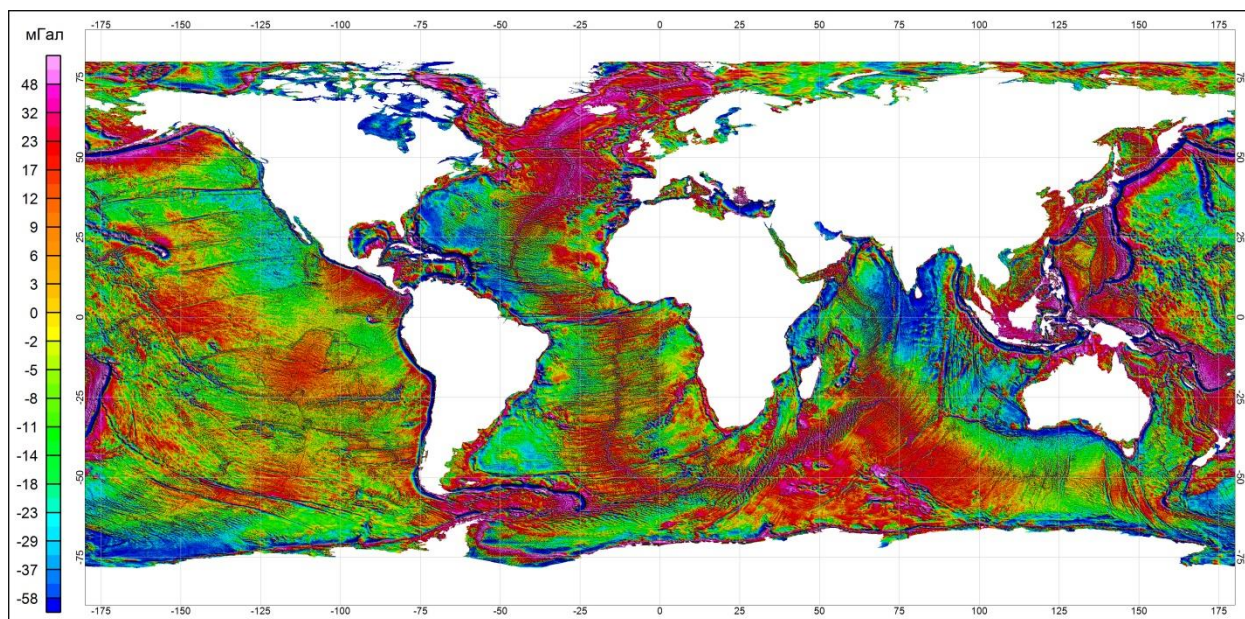


Рисунок 6.4 — ACB в Мировом океане по данным глобальной модели Sandwell and Smith v32

Таблица 6.1 — Статистические характеристики ACB модели Sandwell and Smith v32 в Мировом океане

|                              |         |
|------------------------------|---------|
| Максимум, мГал               | 428,15  |
| Минимум, мГал                | -388,63 |
| Среднее значение, мГал       | -2,22   |
| Стандартное отклонение, мГал | 30,17   |

Частотное распределение значений ACB показано в виде гистограммы на рисунке 6.5. Так как среднее значение по всем данным модели составляет -2,22 мГал, гистограмма смещена в отрицательную сторону, то есть глобально общее количество отрицательных аномалий немного больше, что также видно на рисунке 6.5.

Обращает на себя внимание то, что количество наиболее значительных как отрицательных, так и положительных ACB, которые характеризуют наиболее выраженные геоморфологические и тектонические структуры по данным модели Sandwell and Smith v32 находится в пределах 10% от общего количества аномалий в модели. Процентное отношение величин аномалий в этой модели показано в таблице 6.2.

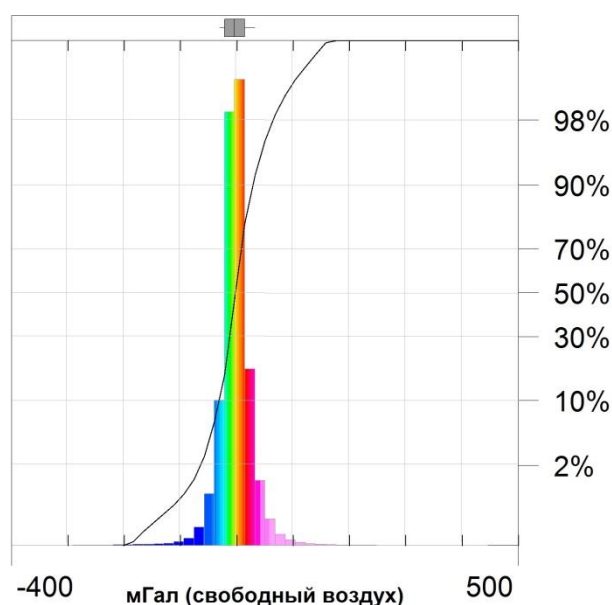


Рисунок 6.5 — Гистограмма распределения значений аномалий в свободном воздухе в глобальной модели Sandwell and Smith v32

В таблице 6.2 показано разложение глобальной модели Sandwell and Smith по величинам АСВ.

Таблица 6.2 — Количественная характеристика аномалий в модели Sandwell and Smith v32 в Мировом океане

| Диапазон величин аномалий, мГал | Общее процентное количество аномалий по своей величине входящих в диапазон, % |
|---------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|
| -389 ... -85                    | 1                                                                             |
| -85 ... -45                     | 4                                                                             |
| -45 ... -30                     | 5                                                                             |
| -30 ... -15                     | 15                                                                            |
| <b>-15 ... -2</b>               | <b>25</b>                                                                     |
| <b>-2 ... 10</b>                | <b>25</b>                                                                     |
| 10 ... 30                       | 15                                                                            |
| 30 ... 45                       | 5                                                                             |
| 45 ... 85                       | 4                                                                             |
| 85 ... 428                      | 1                                                                             |

Из таблицы видно, что **50%** всех АСВ в модели находятся в диапазоне величин от -15 до 10 мГал. Соответственно, глобальное аномальное гравитационное поле, содержащее такое количество небольших аномалий, само по себе должно быть достаточно сглаженным, и только регионально или локально содержать градиентные области, обусловленные геоморфологическими структурами дна, пусть и имеющими в рамках отдельных акваторий значительные масштабы.

Для дополнительной проверки этого факта были подробно рассмотрены модели полных горизонтальных градиентов АСВ в Мировом океане.

### **6.1.2. Статистические характеристики глобальной модели горизонтальных градиентов аномального гравитационного поля в Мировом океане**

Из представленных в главе 3 результатов следует, что точность глобальных моделей зависит в первую очередь от градиентной составляющей самого аномального поля. Таким образом, было выполнено априорное районирование модельных данных по величине горизонтального градиента АСВ и получено общее представление об ожидаемых областях с повышенной погрешностью модельных АСВ, обусловленной особенностями обработки спутниковой альтиметрии.

Для определения соотношения более и менее градиентных областей в общеземном масштабе вычислен полный горизонтальный градиент поля Мирового океана по данным глобальных моделей ГПЗ WGM2012 и Sandwell and Smith v32. Выбор этих моделей обусловлен высоким разрешением, глобальным охватом и наличием готового решения в виде пространственной матрицы (грида) с шагом географических координат 2' и 1' соответственно. При этом, как известно, модель Sandwell and Smith v32 не содержит данных на Арктический регион.

В качестве критерия границы градиентных областей, содержащих повышенные альтиметрические погрешности, выбрано значение градиента **2 мГал/км**. Такая величина, согласно экспериментальным результатам, представленным ранее в главе 3, разделяет модельное поле на области с вероятной погрешностью представления реальных аномалий в пределах 1 мГал (по СКО) и с более высокой ожидаемой погрешностью модельных АСВ. В соответствии с принятыми в РФ рекомендациями по выполнению морской гравиметрической съемки масштаб отчетной гравиметрической карты устанавливается с учетом максимальных градиентов АСВ, встречающихся в пределах района работ. Так, на градиентах АСВ свыше 2 мГал/км выполняется наиболее детальная съемка с масштабом отчетной карты 1: 50 000, сечением изаномал 2 мГал и СКП аномалий в 1 мГал. То есть такое районирование в глобальном масштабе показывает области, в которых для получения данных об АСВ соответствующей точности все еще требуется выполнять морские гравиметрические съемки.

Глобальное распределение горизонтального градиента АСВ в Мировом океане показано на рисунке 6.6 [Конешов, Михайлов, Дорожков, 2023].



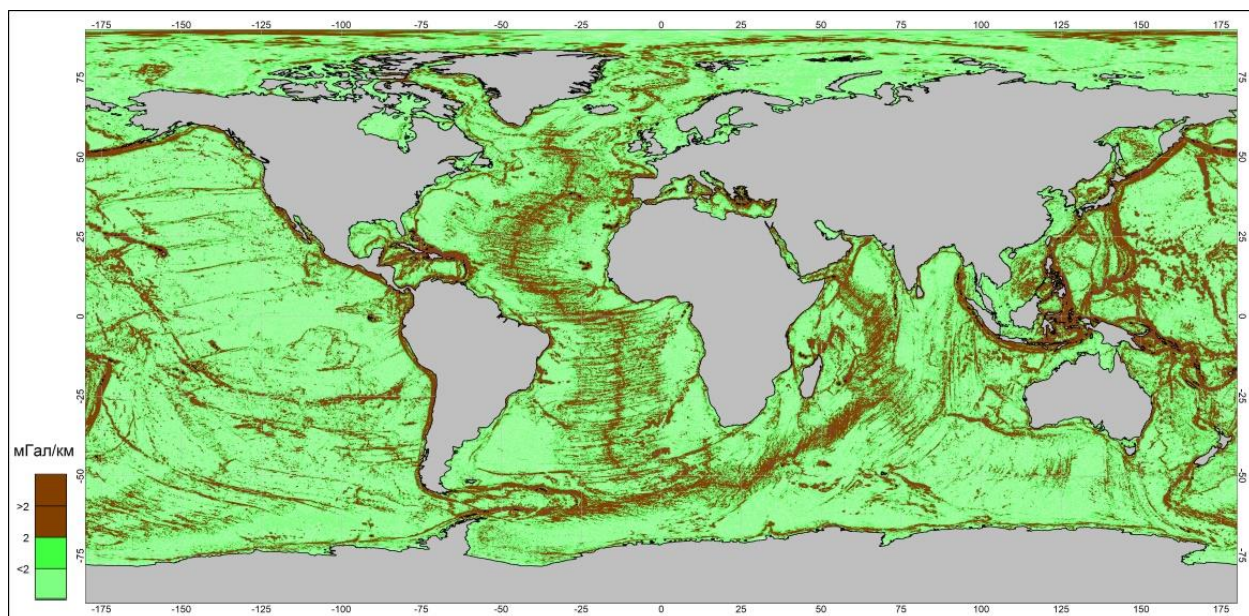


Рисунок 6.6 — Полный горизонтальный градиент АСВ Мирового океана по данным глобальной модели WGM2012. Здесь и далее на подобных рисунках цветовая шкала демонстрирует разделение градиентного поля на области ниже (светло-зеленые оттенки) и выше (темно-коричневые оттенки) 2 мГал/км. [Конешов, Михайлов, Дорожков, 2023]

Такое районирование, осуществленное по отдельным акваториям, показывает приоритетные области для выполнения площадных съемок и позволяет определить количественное соотношение их площадей с размерами самих акваторий. Как видно из рисунка 6.6, области высоких градиентов АСВ относятся к границам континентальных склонов, тектоническим разломам и зонам субдукции.

Для более наглядного представления целесообразно вычислить площадь градиентных зон в процентном соотношении. Полученные по разным акваториям результаты приведены в таблице 6.3 [Конешов, Михайлов, Дорожков, 2023].

Таблица 6.3 — Результаты районирования градиентного аномального поля по данным глобальной модели WGM2012 [Конешов, Михайлов, Дорожков, 2023]

| Акватория                | Площадь градиентных зон относительно всей площади, не более, % |
|--------------------------|----------------------------------------------------------------|
| Атлантический океан      | 24                                                             |
| Индийский океан          | 21                                                             |
| Тихий (Южный) океан      | 19                                                             |
| Северный Ледовитый океан | 11                                                             |
| <b>Мировой океан</b>     | <b>19</b>                                                      |

Согласно полученным данным, гравитационное поле в Арктике наиболее спокойно с точки зрения структуры и градиента АСВ. Основные аномальные поля, потенциально



содержащие повышенные погрешности моделей ГПЗ, соответствуют трансполярным хребтам: Ломоносова, Менделеева, Альфа. При этом значительные площади здесь образуют абиссальные равнины. Карта градиента аномального поля Северного Ледовитого океана показана на рисунке 6.7. Вместе с тем, как уже было сказано в предыдущем разделе, спутниковые альтиметрические данные содержат в высоких широтах повышенные погрешности. Кроме того, объективные географические сложности проведения инструментальных съемок делают этот регион Мирового океана гравиметрически самым малоизученным, даже априорно.

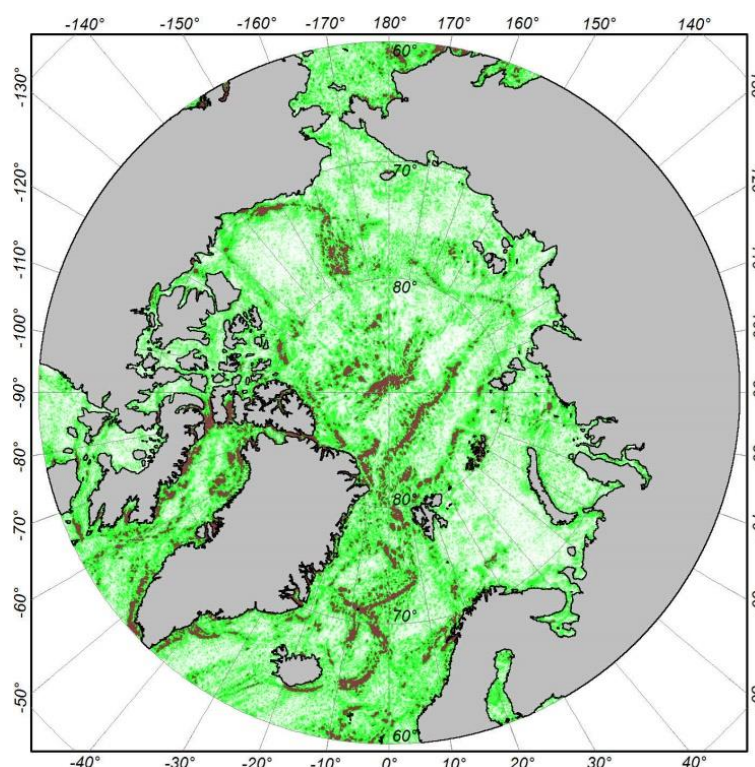


Рисунок 6.7 — Полный градиент АСВ Северного Ледовитого океана по данным глобальной модели WGM2012 [Конешов, Михайлов, Дорожков, 2023]

Кроме того, карта градиентов на рисунке 6.7 [Конешов, Михайлов, Дорожков, 2023] показывает информационные возможности аномалий гравитационного поля в акватории в Арктике для перспективных навигационных задач. Малое количество градиентных областей и региональные ограничения современных спутниковых методов определения параметров ГПЗ делают этот регион достаточно сложным для уточнения местоположения по АСВ. По этой причине, с учетом стратегического положения Арктики актуальными являются увеличение площади покрытия региона морскими и аэрогравиметрическими съемками и развитие средств и методов инструментальных высокоточных и детальных гравиметрических измерений в высоких широтах.

В других акваториях размеры градиентных областей практически одинаковы. Общая их площадь относительно всего Мирового океана по данным модели WGM2012 составляет не более **19%** [Конешов, Михайлов, Дорожков, 2023].

Дополнительно были получены статистические характеристики горизонтальных градиентов поля и их количественное распределение по данным наиболее современной модели Sandwell and Smith v32. Статистические характеристики глобальной модели градиента АСВ, рассчитанной по данным модели ГПЗ Sandwell and Smith v32 приведены в таблице 6.4

Таблица 6.4 — Статистические характеристики модели Sandwell and Smith v.32 в Мировом океане

|                                 |       |
|---------------------------------|-------|
| Минимум, мГал/км                | 0,0   |
| Максимум, мГал/км               | 59,35 |
| Среднее значение, мГал/км       | 1,0   |
| Стандартное отклонение, мГал/км | 1,29  |

Частотное распределение значений аномалий показано в виде гистограммы на рисунке 6.8. В таблице 6.5 показано разложение модели полных градиентов АСВ (по данным Sandwell and Smith v32).

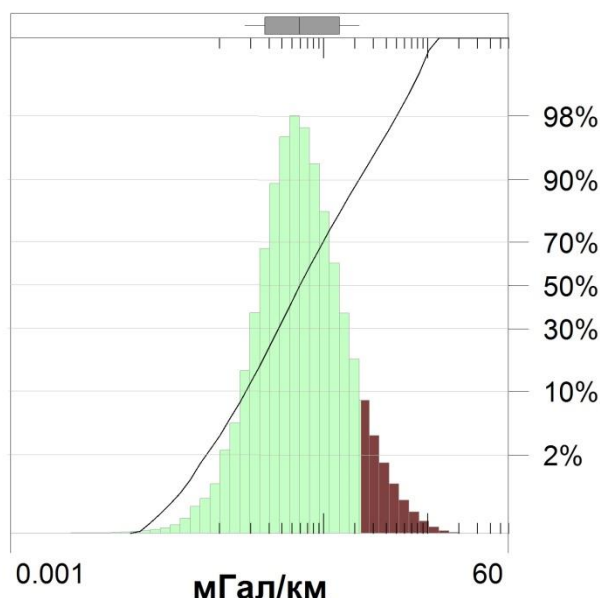


Рисунок 6.8 — Гистограмма распределения значений полного градиента АСВ по данным глобальной модели Sandwell and Smith v32

Таблица 6.5 — Количественная характеристика глобального полного градиента АСВ в Мировом океане по данным Sandwell and Smith v32

| Диапазон величин<br>полного градиента,<br>мГал/км | Общее процентное количество<br>аномалий по своей величине<br>входящих в диапазон, % |
|---------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|
| 0 ... 0,5                                         | 50                                                                                  |
| 0,5 ... 1                                         | 25                                                                                  |
| 1 ... 2                                           | 13                                                                                  |
| 2 ... 3                                           | 8                                                                                   |
| 3 ... 7                                           | 4                                                                                   |
| 7 ... 59                                          | 1                                                                                   |

По данным модели Sandwell and Smith v32 доля областей с градиентом поля более **2 мГал/км** в Мировом океане в пределах  $\pm 78^\circ$  широты составляет только **13%**. С учетом того, что основная разница между моделями применительно к вопросу определения глобального градиента главным образом заключается в разрешающей способности, разница в амплитудах АСВ относится только к самим аномалиям, сосредоточенным в районах с градиентом поля выше 2 мГал/км. А как было показано в начале раздела 6.1, сама граница градиентной области определяется достаточно близко по менее детальным данным, но с погрешностью, которой в региональных и, особенно, в локальных масштабах можно пренебречь. При этом в глобальном масштабе всего Мирового океана она становится статистически значимой. Следовательно, можно считать, что разница в соотношениях абиссальных и градиентных областей, полученных по WGS2012 и Sandwell and Smith v32, объясняется лучшим пространственным разрешением последней. Исходя из такого подхода, следует в процентном соотношении уточнить количество градиентных областей относительно общей площади океанских акваторий:

- Атлантический океан – **17%**
- Индийский океан – **21%**
- Тихий (включая Южный) океан – **13,5 %**.

Исходя из предложенного деления океанов на абиссальные и градиентные области, рассмотрены особенности аномалий и их характерные погрешности в каждой из этих областей. Более детальный анализ ошибок, выполненный в соответствии со сложностью и расчлененностью поля, позволит более эффективно работать с модельными данными в тех задачах, где они необходимы.

## **6.2. Районы градиентных геоморфологических структур Мирового океана: применение данных морских гравиметрических съемок для оценки и коррекции глобальных моделей ГПЗ (пятое защищаемое положение)**

Доля акваторий Мирового океана с горизонтальным градиентом АСВ более 2 мГал/км не превышает 20% его площади [Михайлов и др., 2022] (или даже меньше, по данным более современной модели SSv32). При этом имеющие наибольший градиент аномалии относятся к континентальным склонам, тектоническим разломам и хребтам, то есть к областям наибольшего научного и геологоразведочного интереса.

На акваториях с выраженными градиентными структурами поля в результате фильтрации и сглаживания альтиметрических измерений амплитуды высоких частот реальных аномалий в моделях подавляются. С учетом описанного [Andersen, 2013] подхода к обработке данных спутниковой альтиметрии в рамках одной модели, который предполагает подбор параметров для достаточно большого региона, можно предположить, что у всей площади или структуры в модели указанные параметры одинаковые [Степанова и др., 2020].

В описании семейства современных глобальных моделей ГПЗ Sandwell and Smith, представленном в открытом доступе на Интернет-ресурсе Института океанографии Скриппса ([https://topex.ucsd.edu/pub/global\\_grav\\_1min/README\\_V32.txt](https://topex.ucsd.edu/pub/global_grav_1min/README_V32.txt)), указано использование дополнительной фильтрации исходных альтиметрических данных в зависимости от глубины. Так, разработчики модели ГПЗ Sandwell and Smith используют следующие параметры фильтрации: на глубинах от 0 до 3 км используется фильтр шириной до 14 км; на глубинах до 4 км фильтр шириной 15 км; для глубин до 5 км фильтр с шириной окна уже 16 км; для глубин в 6 и более км применяется максимально широкая фильтрация в 17 км. Амплитуда аномалии с удалением от источника (то есть с увеличением глубины) имеет свойство к затуханию, при этом длина волны сигнала увеличивается. В такой ситуации, очевидно, что на поверхности геоида (уровне моря) аномалии от источников, даже имеющих схожие массы будут отличаться. При измерениях на поверхности геоида интерес представляют прежде всего фактические величины и амплитуды АСВ [Железняк, Конешов, Михайлов, 2016].

Соответственно, модельные аномалии со схожим характером амплитуд на определенной площади содержат общую составляющую погрешности, связанную с особенностями обработки альтиметрических измерений. Такая погрешность может быть выявлена по данным морской набортной гравиметрии: маршрутным съемкам, пересекающим исследуемую площадь.

Чтобы проанализировать возможность использования ограниченного объема съемочных данных для выявления и учета погрешности данных модели ГПЗ в градиентных районах Мирового океана, был рассмотрен участок съемки над Срединно-океаническим хребтом в Индийском океане размером  $\approx 100 \times 200$  км. Максимальный градиент аномального поля на тестовом полигоне составил **24 мГал/км**, средний – **4 мГал/км**. Глубина моря в рифтовой долине на этом участке **достигает 5 км** [Михайлов, 2023].

Ранее на полигоне с участием специалистов ИФЗ РАН была выполнена высокоточная морская площадная съемка, предельная погрешность которой по внутренней сходимости в 125 точках пересечений оценена как  $\pm 0,5$  мГал. В рамках съемки были выполнены измерения на **38 профилях** с межпрофильным расстоянием **5 км**. Такая съемка может считаться подходящей для оценки аномалий в современных моделях ГПЗ.

Для эксперимента были взяты **четыре тестовых профиля съемки**, их расположение на фоне изолиний АСВ по данным модели показано на рисунке 6.9. Вдоль этих профилей для каждого пункта из каталога съемки по координатам были получены соответствующие им данные модели Sandwell and Smith v32. Затем были определены разности между измеренными и модельными данными и выполнен их спектральный анализ. Таким образом, были найдены наиболее подавленные в результате обработки данных альтиметрии пространственные частоты реальных аномалий на каждом тестовом профиле.

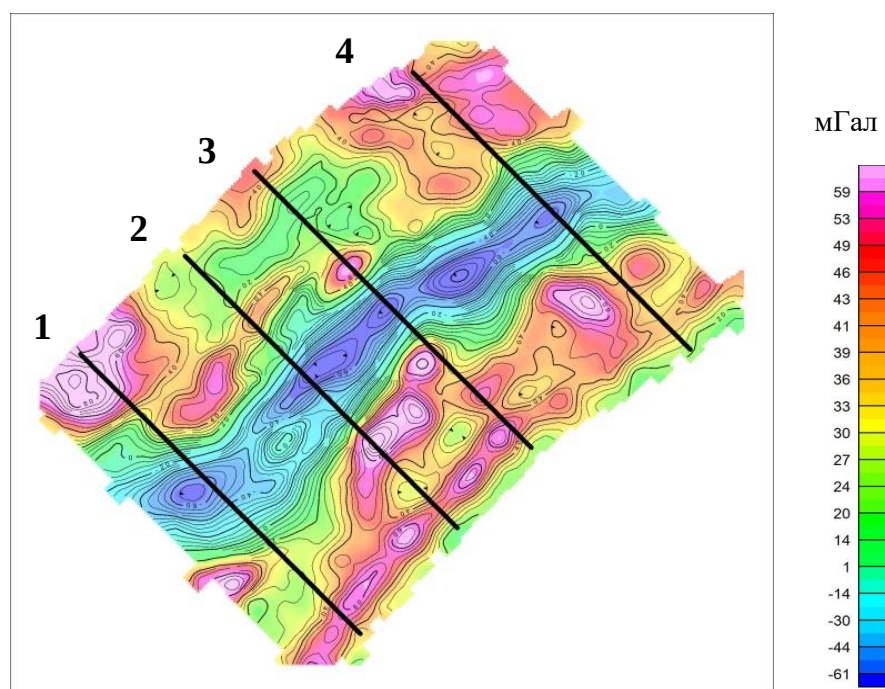


Рисунок 6.9 — Карта АСВ по данным модели Sandwell and Smith v32 на полигоне над Срединно-океаническим хребтом. Черными линиями показаны выбранные тестовые профили [Михайлов, 2023]

Тестовые профили были выбраны так, чтобы получить представление о частотном составе погрешностей во всех частях полигона. Они проходят через разные по величине и протяженности аномалии. На графиках зависимости амплитуд сигнала в разностях «измерения–модель» от длин волн аномалий, приведенных на рисунке 6.10, выделен общий для всех тестовых профилей диапазон длин волн, который содержит наибольшую погрешность данных в модели – **от 13 до 20 км**, – что соответствует указанным разработчиками диапазонам фильтрации, приведенным в начале раздела 6.2.

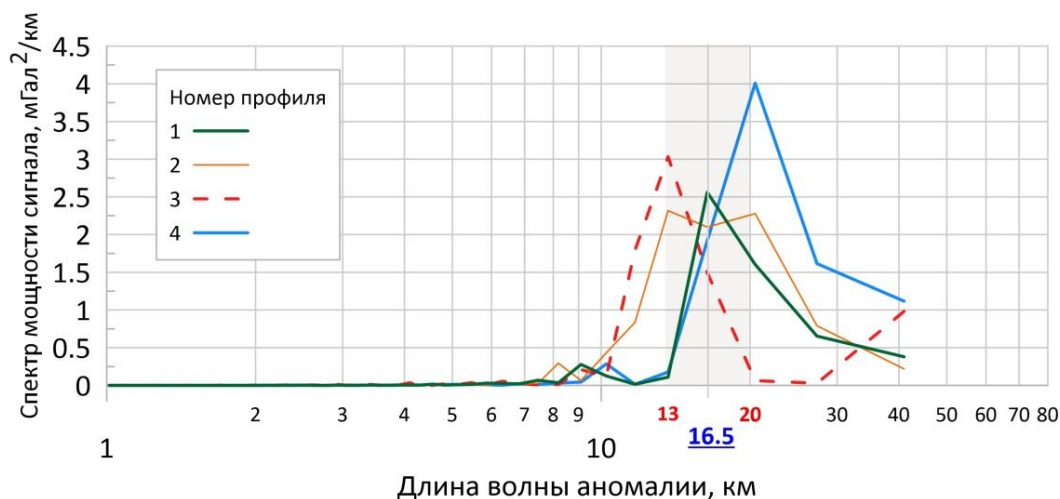


Рисунок 6.10 — Графики зависимости спектральной плотности мощности разностей «съемка–модель» по тестовым профилям от длин волн аномалий. Выделен диапазон длин волн 13–20 км с повышенной погрешностью [Михайлов, 2023]

Фактическая ширина пространственного диапазона длин волн аномалий с общей погрешностью модели зависит от региона Мирового океана и глубины моря в области оценки. Точность ее определения, в свою очередь, может зависеть от количества тестовых профилей, размера полигона и расчлененности самого поля.

Далее необходимо оставить в данных модели вдоль тестовых профилей только диапазон длин волн аномалий, содержащий повышенную погрешность, а затем ввести в полученные аномалии поправки и таким образом до некоторой степени восстановить амплитуды наиболее подавленных АСВ в исходном модельном поле. Для универсального выделения аномалий в модели в определенном диапазоне длин волн предлагается использовать метод фильтрации данных с последующим вычитанием полученного результата из исходного массива.

В описываемом примере в рамках реализации методического приема по восстановлению высоких частот модельных аномалий выбрана средняя длина волны из определенного ранее и показанного на рисунке 6.10 диапазона, равная 16,5 км.



Для универсального выделения пространственных частот аномалий и их восстановления было использовано звено фильтра Баттерворта:

$$L(k) = \frac{1}{1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^n}, \quad (6.1)$$

где  $L(k)$  – величина среза фильтра;  $k$  и  $k_c$  – длина волны выделяемой аномалии и заданной центральной длины волны в километрах (16,5 км);  $n$  – порядок фильтра.

В комбинации с фильтром Баттерворта для подавления остаточной коротковолновой помехи после использования фильтра Баттерворта использовался фильтр нижних частот с частотой среза до 4 км. Эта помеха обусловлена погрешностью интерполирования данных модели на профиль морской съемки, выполненной с дискретностью в 10 с (т.е. около 50 м), что значительно превышает собственное пространственное разрешение исходной глобальной модели.

Порядок фильтра Баттерворта был подобран эмпирически так, чтобы получить **минимальную** СКО относительно съемки на каждом из четырех тестовых профилей. Выбор порядка фильтра для первичного выделения пространственных частот аномалий приведен в таблице 6.6. Амплитудно-частотная схема выбранной комбинации фильтров для выделения определенного диапазона длин волн показана на рисунке 6.11.

Таблица 6.6 — Результаты подбора параметров высокочастотной фильтрации и восстановления высоких частот на тестовых профилях и всем полигоне в районе Срединно-океанического хребта [Михайлов, 2023]

| Профиль<br>(длина)      | СКО до<br>коррекции,<br>мГал | СКО с разным порядком ( $n$ ) фильтра Баттерворта<br>после восстановления частот, мГал |         |            |         |          |
|-------------------------|------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|---------|------------|---------|----------|
|                         |                              | $n = 2$                                                                                | $n = 4$ | $n = 6$    | $n = 8$ | $n = 10$ |
| 1 (150 км)              | 1,7                          | 2,1                                                                                    | 1,5     | <b>1,5</b> | 1,6     | 1,6      |
| 2 (150 км)              | 2,6                          | 2,6                                                                                    | 2,0     | <b>2,0</b> | 2,1     | 2,2      |
| 3 (150 км)              | 2,8                          | 3,5                                                                                    | 2,2     | <b>2,0</b> | 2,1     | 2,1      |
| 4 (150 км)              | 2,1                          | 2,5                                                                                    | 1,9     | <b>1,8</b> | 1,8     | 1,8      |
| <i>Весь<br/>полигон</i> | 2,5                          | 2,8                                                                                    | 2,0     | <b>1,9</b> | 2,0     | 2,0      |

Восстановление амплитуды АСВ может выполняться путем включения масштабирующего коэффициента в отдельные выделенные волны или в диапазон групп волн, как это было сделано в показанном примере. Важным условием такого методического приема является оценочный контроль полученного результата и коррекция выбранных коэффициентов на рекогносцировочных инструментальных данных. Поэтому для реализации такого восстановления амплитуд необходимо наличие не менее одного профиля морской гравиметрической съемки.



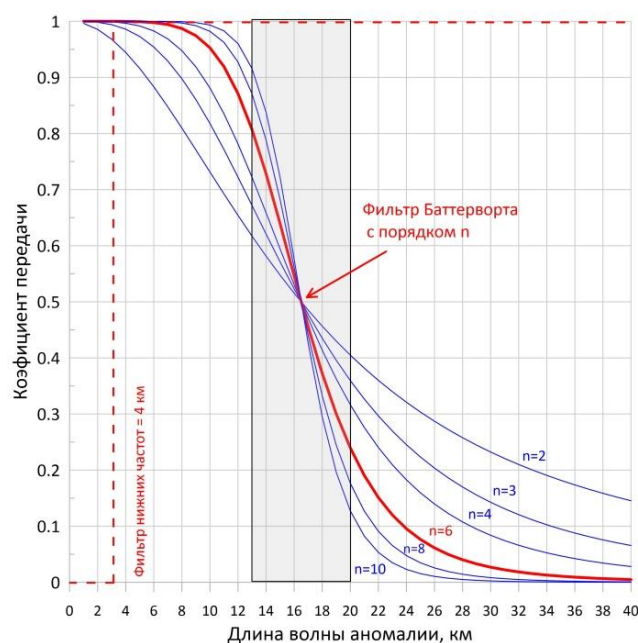


Рисунок 6.11 — Амплитудно-частотная характеристика комбинации фильтров, примененных для выделения диапазона длин волн АСВ с повышенной погрешностью на тестовых профилях [Михайлов, 2023]

Пример графиков измеренных, модельных и скорректированных модельных АСВ вдоль тестового профиля 2 показан на рисунке 6.12. После определения параметров для выделения частот подавленных АСВ в модели и их частичного восстановления вдоль тестовых профилей такая же операция применяется уже ко всем модельным данным на тестовом полигоне. Затем выполняется оценка с использованием полного набора съемочных данных. В результате погрешность модели Sandwell and Smith v.32 относительно высокоточной съемки уменьшилась с 2.5 мГал до 1.9 мГал, то есть на 24%.

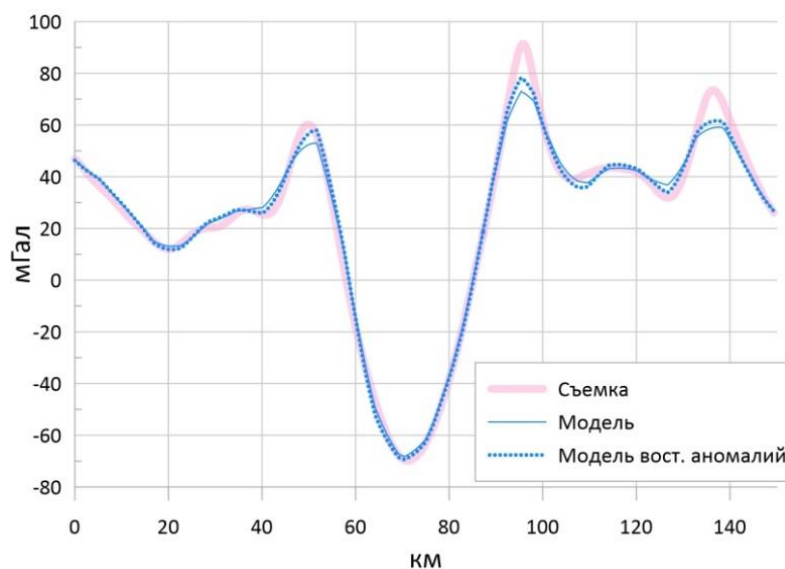


Рисунок 6.12 — Графики съемки на тестовом профиле 2 модели Sandwell and Smith v.32 до и после восстановления высоких частот [Михайлов, 2023]

Интересно отметить, что при применении описанного подхода к данным более ранней модели – Sandwell and Smith v29 (2019) ее погрешность уменьшалась на 40%: с 3,2 мГал до тех же 1,9 мГал. Таким образом, рост достоверности альтиметрических моделей ГПЗ также происходит во многом за счет улучшения аномалий, находящихся в выделенном в рамках эксперимента диапазоне длин волн. А полученная после восстановления аномалий двух поколений модели точность может быть потенциально достижимой в будущем точностью альтиметрии на подобных структурах поля при дальнейшей оптимизации параметров обработки и фильтрации входящих спутниковых данных.

### **6.3. Абиссальные равнины Мирового океана: применение данных морских гравиметрических съемок для оценки и коррекции глобальных моделей ГПЗ (пятое защищаемое положение)**

На абиссальных равнинах точность альтиметрических моделей заметно выше. Как было показано в главе 3 настоящей работы, на структурах с полным горизонтальным градиентом АСВ до 4 мГал/км погрешность большинства современных моделей стабильно находится в пределах 1,5 мГал. На некоторых участках с максимальным полным градиентом АСВ до 2 мГал/км точность может достигать 1 мГал или даже лучше (при этом, как показывают оценки ИФЗ РАН, не превышает 0,7 мГал [Михайлов и др., 2022]).

Вместе с тем следует заметить, что в модельных АСВ над абиссальными структурами присутствует высокочастотный шум с амплитудой до 2 мГал. Такая помеха является знакопеременной, поэтому, хотя она и снижает точность определения АСВ в модели, она незаметна при математической оценке относительно больших площадных съемок. При этом она хорошо видна при построении графиков съемки и модели вдоль одного профиля, а также на картах первых производных АСВ. На рисунке 6.13 показаны спектральные разложения сигналов профильной съемки и модельных данных вдоль профилей в Аравийском море (Индийский океан) и вблизи побережья Бразилии (Атлантический океан).

Из графиков на рисунке 6.13 следует, что во взаимно удаленных областях Мирового океана, шум модельных данных выделяется в одной пространственной полосе. Данный признак позволяет считать, что шум в модельных данных имеет одни и те же свойства во всех открытых акваториях Мирового океана.

Еще более наглядно высокочастотный шум в модельных данных можно представить на картограмме разности между гравиметрической площадной съемкой и моделью ГПЗ Sandwell and Smith v32 в Аравийском море. На рисунке 6.14 показаны инструментальные измерения АСВ, модельные АСВ и разность между ними.

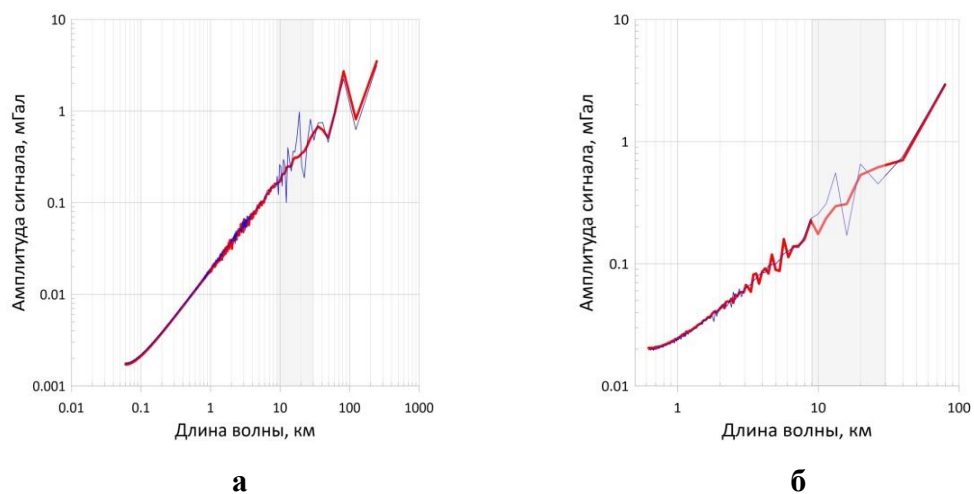


Рисунок 6.13 — Спектральное разложение сигналов морской профильной гравиметрической съемки (красный) и глобальной модели Sandwell and Smith v32 (синий). В Индийском океане (а); в Атлантическом океане (б) [Михайлов и др., 2022]

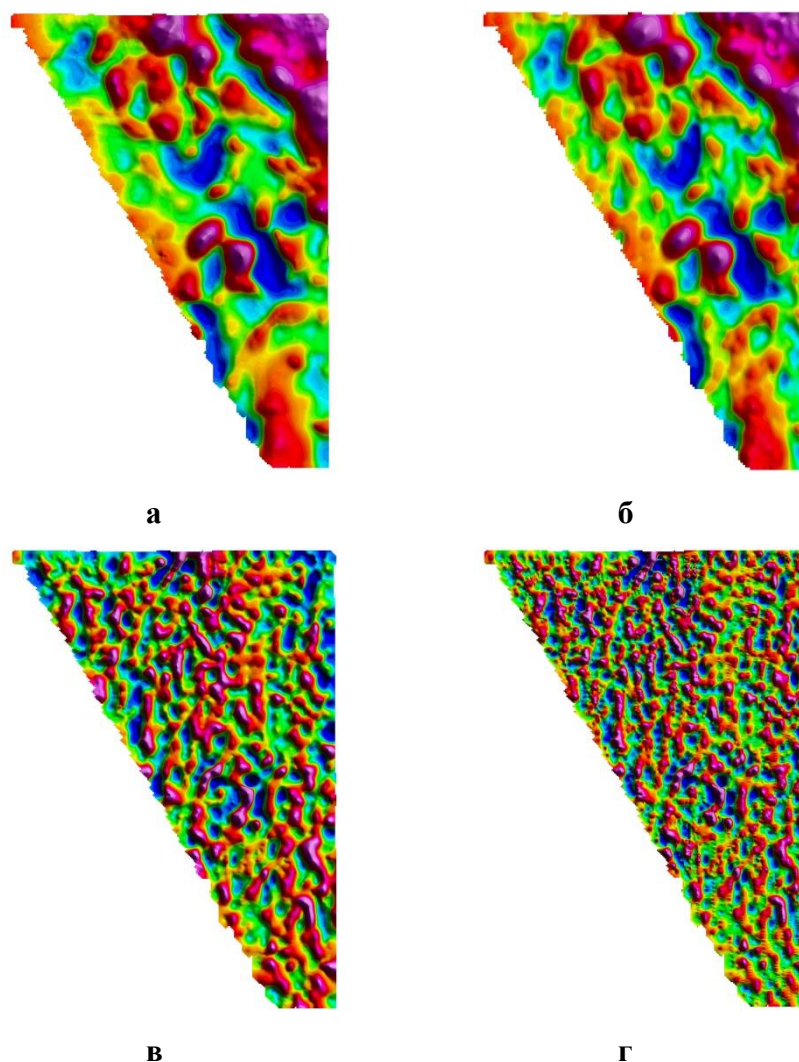


Рисунок 6.14 — Морская съемка (а); модельное поле Sandwell and Smith v32 (б); разность «съемка – модель» (в); первая производная разности «съемка – модель» (г).

Расположение данной области сравнения также показано на рисунке 6.16 синим контуром. Для выделения шумовой составляющей и исключения региональных компонент поля вычислена первая производная разности «морская съемка – модель». Картограмма первых производных АСВ показана на рисунке 6.14 г.

Далее по первым производным АСВ вычислена периодограмма данных. Периодограмма представляет собой разложение поверхности на взвешенную сумму многих двумерных синусоид. Это позволяет выявить скрытую периодичность или повторяющиеся закономерности, которые не являются очевидными при анализе карты АСВ и их трансформант. Вычисления выполнялись в ПО **Surfer**. Данная программа рассчитывает сеточную периодограмму для двумерных частот Фурье. Такого типа периодограммы (так называемые сеточные) имеют те же размеры, что и исходные матрицы (гриды), но оси представляют собой волновые числа, связанные с частотами Фурье. Такая периодограмма симметрична:  $Z(x, y) = Z(-x, -y)$ .

Если регулярные данные об аномалиях или их трансформантах представить как  $z(u, v)$ , где  $\{u = 0, \dots, NX - 1\}$  и  $\{v = 0, \dots, NY - 1\}$  периодограмма этих данных  $I(\lambda, \mu)$  формально определяется как:

$$I(\lambda, \mu) = \frac{N}{4\pi^2} \left| \frac{1}{N} \sum_u \sum_v [z(u, v) - \bar{z}] e^{-i\lambda} e^{-i\mu} \right|^2, \quad (6.2)$$

где  $i = \sqrt{-1}$ .

Значение  $I(\lambda, \mu)$  – это вес синусоиды с двумерной частотой  $(\lambda, \mu)$ . Разбивая это вычисление на составные действительную и мнимую части получается:

$$A(\lambda, \mu) = \frac{1}{N} \sum_u \sum_v [z(u, v) - \bar{z}] \cos(\lambda r + \mu s), \quad (6.3)$$

$$B(\lambda, \mu) = \frac{1}{N} \sum_u \sum_v [z(u, v) - \bar{z}] \sin(\lambda r + \mu s), \quad (6.4)$$

Соответственно,

$$I(\lambda, \mu) = \frac{N}{4\pi^2} [A(\lambda, \mu)^2 + B(\lambda, \mu)^2], \quad (6.5)$$

где  $-\pi < \lambda \leq +\pi$

$-\pi < \mu \leq +\pi$

Таким образом, вычисляется периодограмма только для двумерных частот Фурье. Двумерная частота является частотой Фурье, если  $\lambda$  является целочисленной величиной, кратной  $2\pi/NX$ , а  $\mu$  является целочисленной величиной, кратной  $2\pi/NY$ .

При вычислении периодограммы в Surfer рассматриваются следующие частоты:

$$\lambda = \frac{2\pi j}{NX}, \quad \mu = \frac{2\pi k}{NY}, \quad (6.6)$$

где  $j = -\left[\frac{NX}{2}\right], \dots, -1, 0, 1, \dots, \left[\frac{NX}{2}\right]$ ;  $k = -\left[\frac{NY}{2}\right], \dots, -1, 0, 1, \dots, \left[\frac{NY}{2}\right]$

Индексы  $j$  и  $k$  – это волновые числа рассматриваемых частот  $\lambda$  и  $\mu$  соответственно. Как и при вычислении пространственных спектров АСВ вдоль профильных данных периодограмма рассчитывается как пространственная функция волновых чисел, а не как функция частоты. При этом волновое число определяется как:

$$\text{волновое число} = 2\pi / \text{длина волны (т.е. рад/град.)} \quad (6.7)$$

Максимальное волновое число является частотой Найквиста ( $\pi/\Delta X$  или  $\pi/\Delta Y$ ), которое определяет границы периодограммы. Применительно к задачам настоящего анализа модельных данных об АСВ такой подход позволяет оценить пространственные диапазоны периодической шумовой составляющей и сравнить с модельными данными на схожих структурах в других частях Мирового океана.

На рисунке 6.15 показаны периодограммы, вычисленные по площадной разности «съемка – модель» и по первым производным этой разности.

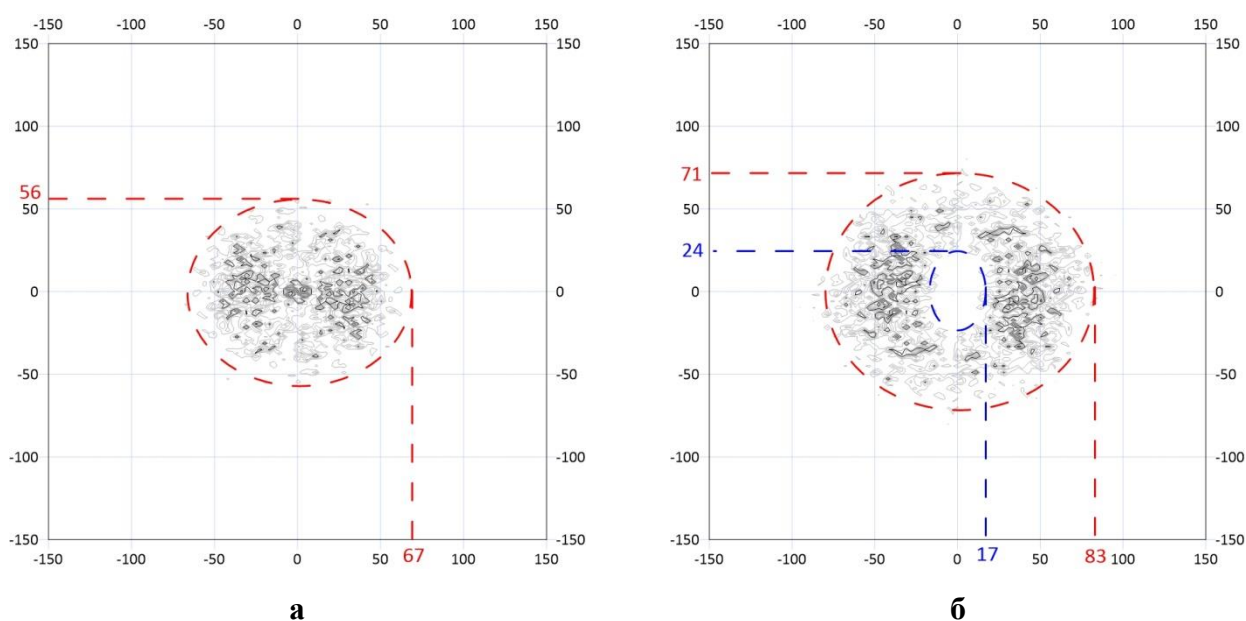


Рисунок 6.15 — Периодограммы, полученные по данным: площадной разности «съемка – модель Sandwell and Smith v32» (а); первых производных разности «съемка – модель Sandwell and Smith v32» (б). Синей пунктирной линией обозначена внутренняя граница области частот. Красной пунктирной линией обозначена внешняя граница области частот

На рисунке 6.15 красной линией ограничена пространственная область, содержащая повторяющиеся аномалии. По осям периодограмм, как было отмечено выше, обозначены волновые числа, с пространственными областями связанные через выражение (6.7). Для оценки в рамках данного исследования, по мнению автора работы, допустимо рассмотреть область, ограниченную самым коротким внутренним и самым длинным внешним пространственным диапазонами повторяемости сигнала. Далее необходимо определить границы этих диапазонов в пространственном отношении, что является обратной от

волнового числа величиной. При вычислении границы пространственной области по параллели необходимо принять во внимание кривизну Земли и среднюю широту района. Рассматриваемый район оценки расположен на широте  $9.5^\circ$  с.ш. Так, в соответствии с рисунком 6.15 б и выражением (6.7) границы диапазона следующие:

Внешняя граница области по меридиану:

$$grad = \frac{2\pi}{\text{волновое число}} = \frac{2\pi}{24} = 0.261799; \quad km = 111,135 * 0.261799 \approx \mathbf{29 \text{ км}}, \quad (6.8)$$

Внутренняя граница области по меридиану:

$$grad = \frac{2\pi}{\text{волновое число}} = \frac{2\pi}{71} = 0.088496; \quad km = 111,135 * 0.088496 \approx \mathbf{9 \text{ км}}, \quad (6.9)$$

Внешняя граница области по параллели:

$$grad = \frac{2\pi}{\text{волновое число}} = \frac{2\pi}{17} = 0.369600; \quad km = \cos(9.5^\circ) * 111,321 * 0.369600 \approx \mathbf{40 \text{ км}}, \quad (6.10)$$

Внутренняя граница области по параллели:

$$grad = \frac{2\pi}{\text{волновое число}} = \frac{2\pi}{83} = 0.07570; \quad km = \cos(9.5^\circ) * 111,321 * 0.07570 \approx \mathbf{8,5 \text{ км}}, \quad (6.11)$$

Следовательно, пространственной областью характерной шумовой составляющей в площадной разности «съемка – модель» на абиссальной равнине является область от **8,5 до 40 км**. Вычисленная таким образом пространственная область, конечно, содержит не только шумовую компоненту, но и остаточное влияние невязок, связанных с представлением в модели амплитуд аномалий, которое было описано в разделе 6.2. Поэтому для оценки полученного результата целесообразно его сравнить с периодическим шумом модельных данных в других абиссальных регионах Мирового океана.

Для такой оценки взяты три широкие абиссальные области в Индийском и Атлантическом океанах. Их расположение показано на рисунке 6.16 красными контурами.

Предварительно, для выделения в модельных данных сигнала, по своей структуре соответствующего периодической шумовой составляющей в разности «съемка – модель», были выполнены следующие процедуры:

1. Выбраны участки с наименьшим градиентом АСВ, содержащие минимальное количество выраженных амплитудных аномалий.
2. Для исключения региональной компоненты, искажающей искомый результат в процессе преобразований Фурье, выполнена площадная фильтрация фильтром низких частот с шириной окна 50 км.
3. Вычислены первые производные фильтрованных данных АСВ.



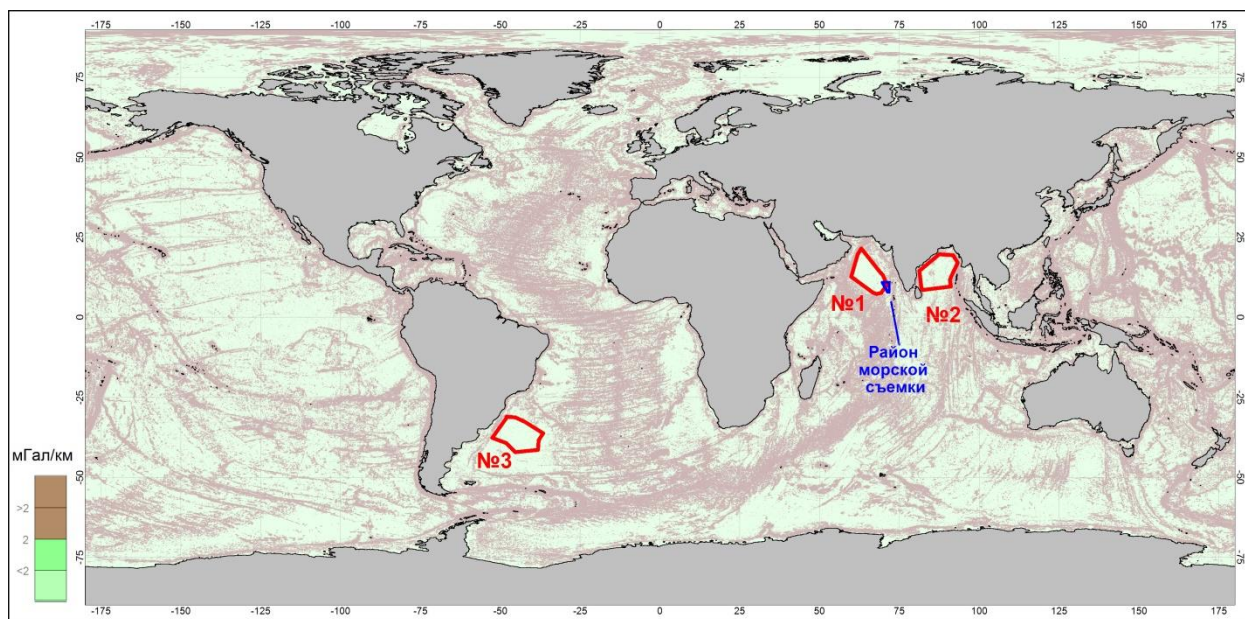


Рисунок 6.16 — Расположение района морской гравиметрической съемки (синий контур) и тестовых абиссальных участков (красные контуры). На фоне карта градиентов АСВ Мирового океана

По полученным в результате этих преобразований пространственным матрицам (гридам) в программе Surfer, по аналогии с разностями вычислены периодограммы, показанные на рисунке 6.17. Тестовая область №1 частично совпадает с областью съемки, по данным которой в модели Sandwell and Smith v32 выделен шум.

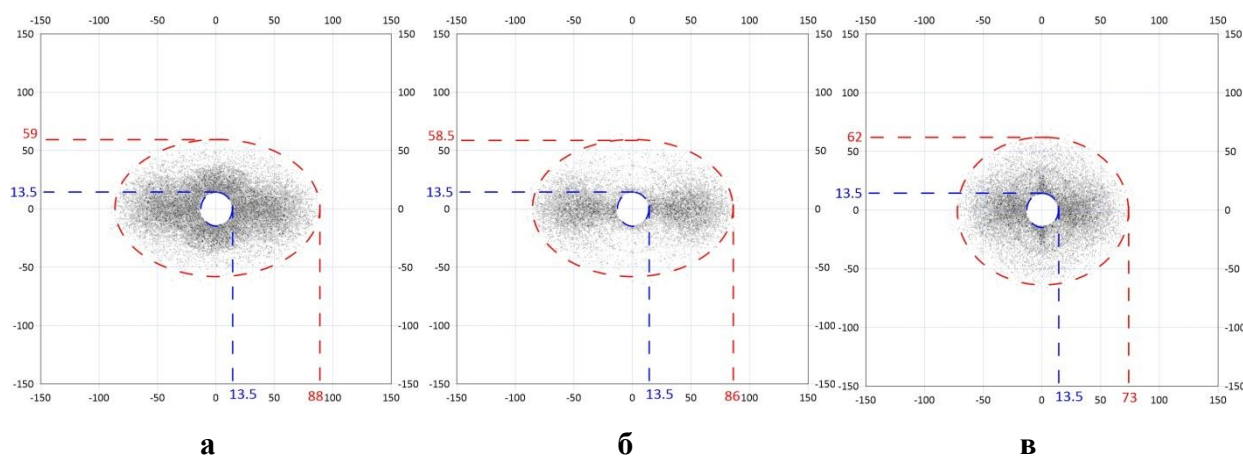


Рисунок 6.17 — Периодограммы, полученные по первым производным от фильтрованных данных модели Sandwell and Smith v32.1 в абиссальных областях Мирового океана: область №1 (Аравийское море, Индийский океан) (а); область №2 (Бенгальский залив Индийский океан) (б); область №3 (Атлантический океан) (в)



С использованием формул (6.8 – 6.11) для выбранных абиссальных областей получены границы диапазонов повторяемости короткопериодного шума, которые приведены в Таблице 6.7.

Таблица 6.7 — Пространственные полосы выделенного шума в модельных данных в тестовых абиссальных областях Мирового океана

| Тестовая область | Выделенный пространственный диапазон шумовой составляющей в модели Sandwell and Smith, км |
|------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------|
| №1               | 7,7 – 50*                                                                                 |
| №2               | 7,9 – 50*                                                                                 |
| №3               | 7,7 – 50*                                                                                 |

\* *Примечание к таблице: 50 км – это ограничение, обусловленное фильтрацией модельных данных.*

Полученные нижние границы диапазонов периодического шума в различных акваториях Мирового океана доказывают повсеместное наличие такой помехи в модели. Для поиска возможной природы шума были рассмотрены данные собственных ошибок вычисления альтиметрии, предоставляемые разработчиками. Данные ожидаемых ошибок вычисления альтиметрии рассматривались в главе 3 настоящей работы как информация о потенциальной дополнительной погрешности модельных данных.

Рассмотрен участок матрицы ошибок альтиметрии, точно соответствующий тестовой области №1 в Аравийском море. Необходимо было определить наличие в этих данных ошибок периодического сигнала внутри пространственной полосы **8–40 км**. Искомый пространственный диапазон выделен средствами полосовой фильтрации. Затем последовательно вычислены первые производные сигналов и периодограмма. Результат этих операций показан на рисунке 6.18.

Из полученной периодограммы следует, что внутри пространственной полосы шума модельных данных действительно присутствует периодическая составляющая, обусловленная собственными ошибками вычисления альтиметрии, обработки и регуляризации данных о гравитационном поле Мирового океана. В соответствии с рисунком 6.18 б, периодическая составляющая ошибок находится в диапазоне от 10,7 до 50 км, что указывает на вероятную причину или источник рассматриваемой помехи. Вместе с тем расположение помех, полученных по данным матрицы ошибок, и матрицы аномалий модели Sandwell and Smith v32 строго не совпадает. Учесть такую помеху с помощью совместного анализа данных ошибок и аномалий не получится: это приведет к исключению одних и появлению других шумовых составляющих (ложных аномалий).

Основным способом подавления и исключения высокочастотного шума в АСВ модельных данных в абиссальных областях Мирового океана является дополнительная фильтрация в определенной полосе спектра.

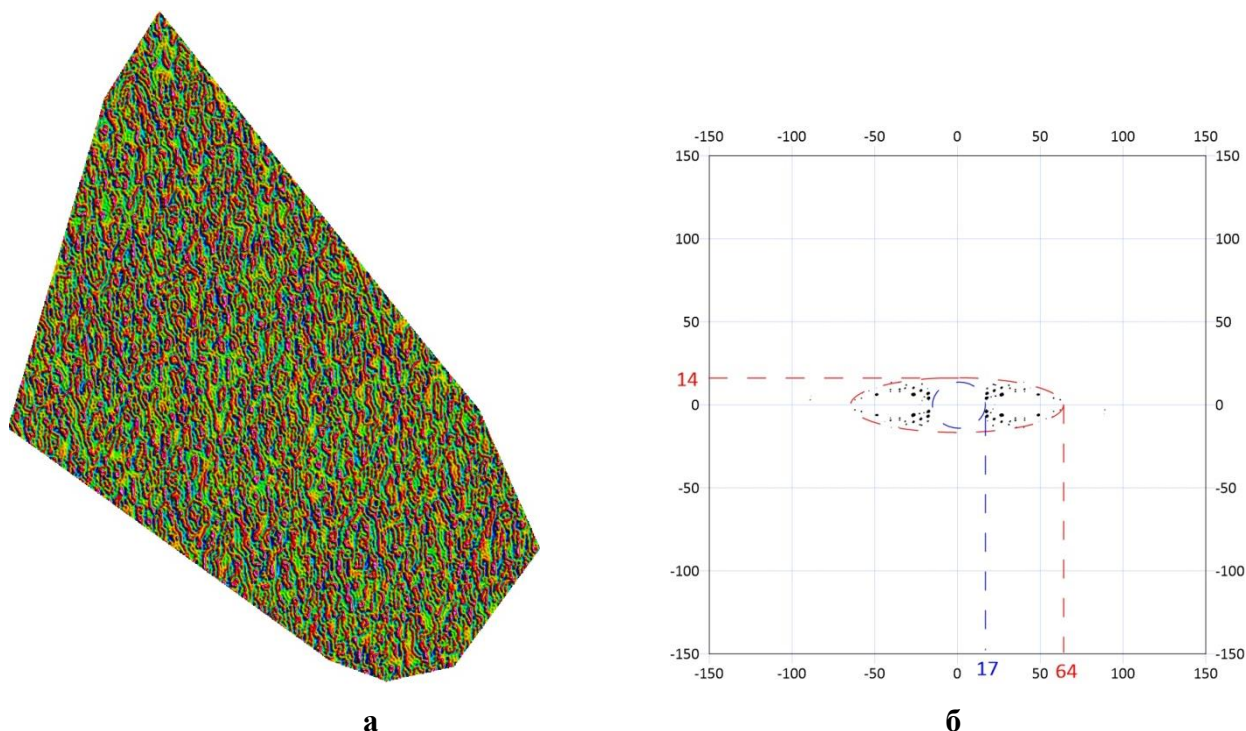


Рисунок 6.18 — Данные ошибок вычисления спутниковых альтиметрических данных, рассмотренные в пространственном диапазоне 8–40 км. Первые производные сигнала в полосе 8–40 км (а); периодограмма, по данным первых производных (б)

Рассматриваемая высокочастотная помеха в размахе может достигать 4 мГал, что делает любые трансформации модельного поля над абиссальной равниной некорректными и неэффективными при решении прямых и обратных гравиметрических задач. Кроме того, это также является серьезной проблемой при реализации перспективных алгоритмов навигации по модели аномального гравитационного поля.

Апробация приема фильтрации модельных данных на градиентах АСВ в пределах 2 мГал/км проводилась на тестовом полигоне в Индийском океане размером  $185 \times 230$  км с максимальным градиентом аномального поля 2,7 мГал/км и средним — 0,8 мГал/км.

Ранее на полигоне с участием специалистов ИФЗ РАН также была выполнена высокоточная морская площадная съемка [Михайлов, 2023]. Предельная погрешность съемки по внутренней сходимости в 63 точках пересечений составила  $\pm 0,5$  мГал.

Для выделения спектра высокочастотной помехи выбрано три съемочных профиля длиной от 170 до 250 км, проходящих через наименее градиентные участки района. Расположение полигона и выбранных профилей относительно градиентных структур показано на рисунке 6.19.

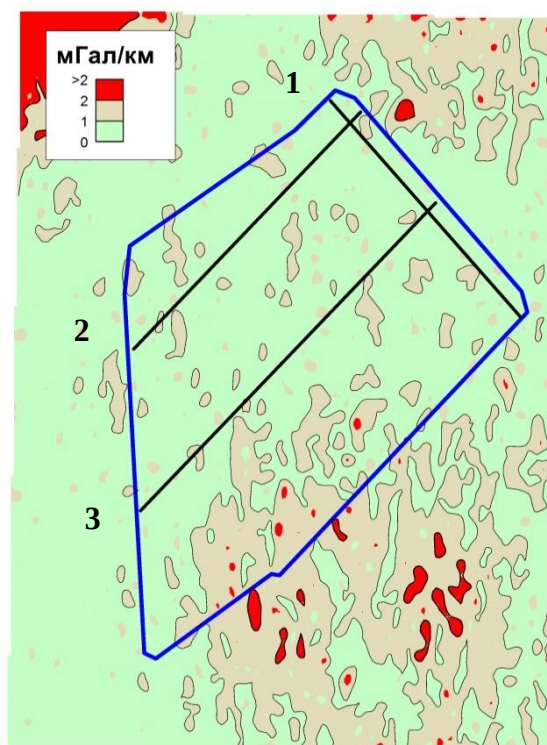


Рисунок 6.19 — Горизонтальный градиент по данным модели Sandwell and Smith v32 в районе тестового полигона, граница которого обозначена синим контуром. Черными линиями показаны профили съемки, проходящие через наименее градиентные участки поля [Михайлов, 2023]

Вдоль этих профилей были построены спектры измерений и данных модели Sandwell and Smith v32. Определен общий пространственный диапазон шумовой помехи — от 7 до 40 км. Выделенная в модели полоса шума позволяет применить к ней полосовой фильтр, исключить помеху и улучшить данные вдоль каждого профиля и на полигоне в целом.

Для исключения помехи был использован полосовой фильтр с дополнительным сглаживанием полученного результата низкочастотным фильтром Баттерворта 3-го порядка.

Погрешность модели Sandwell and Smith v32 над абиссальной равниной относительно высокоточной **съемки уменьшилась с 1,1 мГал до 0,8 мГал, или на 27%**. Пространственные спектры, а также графики АСВ съемки и модели до и после фильтрации показаны на рисунках 6.20 **а** и **б** соответственно.

Результаты подавления высокочастотного шума на полигоне средствами полосовой фильтрации показаны в таблице 6.8.

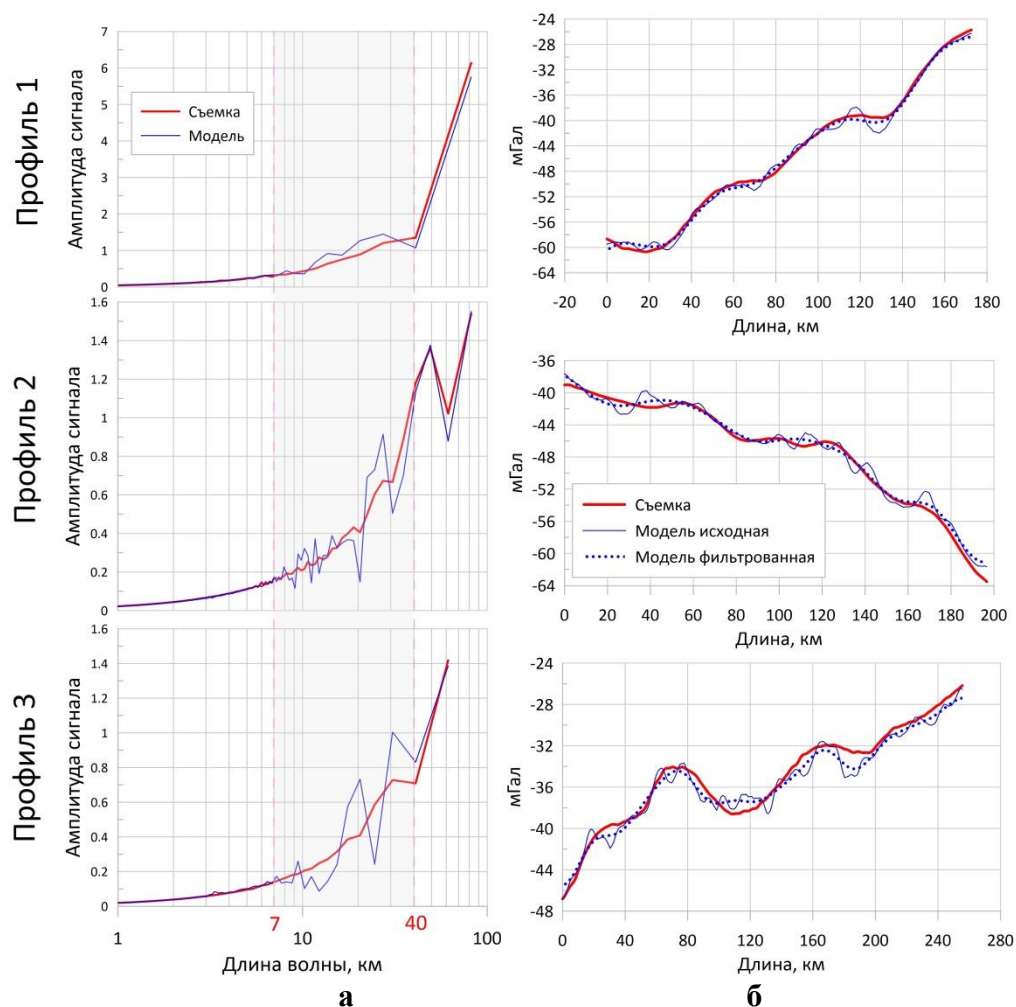


Рисунок 6.20 — Результат спектрального анализа – графики зависимости амплитуды сигнала от длин волн вдоль тестовых профилей (а); графики изменения АСВ в данных съемки на тестовых профилях и в данных модели Sandwell and Smith v32 до и после фильтрации высокочастотного шума (б) [Михайлов, 2023]

Таблица 6.8 — Результаты фильтрации высокочастотного шума на тестовых профилях и всём полигоне в районе абиссальной равнины [Михайлов, 2023]

| Профиль (длина) | СКО до коррекции, мГал | СКО после коррекции, мГал |
|-----------------|------------------------|---------------------------|
| 1 (170 км)      | 0,8                    | <b>0,5</b>                |
| 2 (200 км)      | 0,8                    | <b>0,5</b>                |
| 3 (250 км)      | 0,9                    | <b>0,7</b>                |
| Весь полигон    | 1,1                    | <b>0,8</b>                |

Необходимо отметить повышение точности модельных данных и улучшение соответствия между инструментальными и модельными данными до 27%.

#### 6.4. Практический результат коррекции глобальной модели ГПЗ с привлечением инструментальных рекогносцировочных данных

С использованием методических приемов и рекомендаций, приведенных в разделах 6.2 и 6.3 главы 6, выполнена коррекция модельного поля Sandwell and Smith v32 в части акватории Аравийского моря. Коррекция модели выполнена в границах морского полигона площадью 52 850 кв. км, где ранее была выполнена морская гравиметрическая съемка. Систематическая погрешность съемки после уравнивания составила 0,02 мГал, случайная составляющая погрешности - 0,27 мГал. Модельное поле Sandwell and Smith v32 на данном полигоне и разность между уравненной съемкой и моделью показаны на рисунке 6.21.

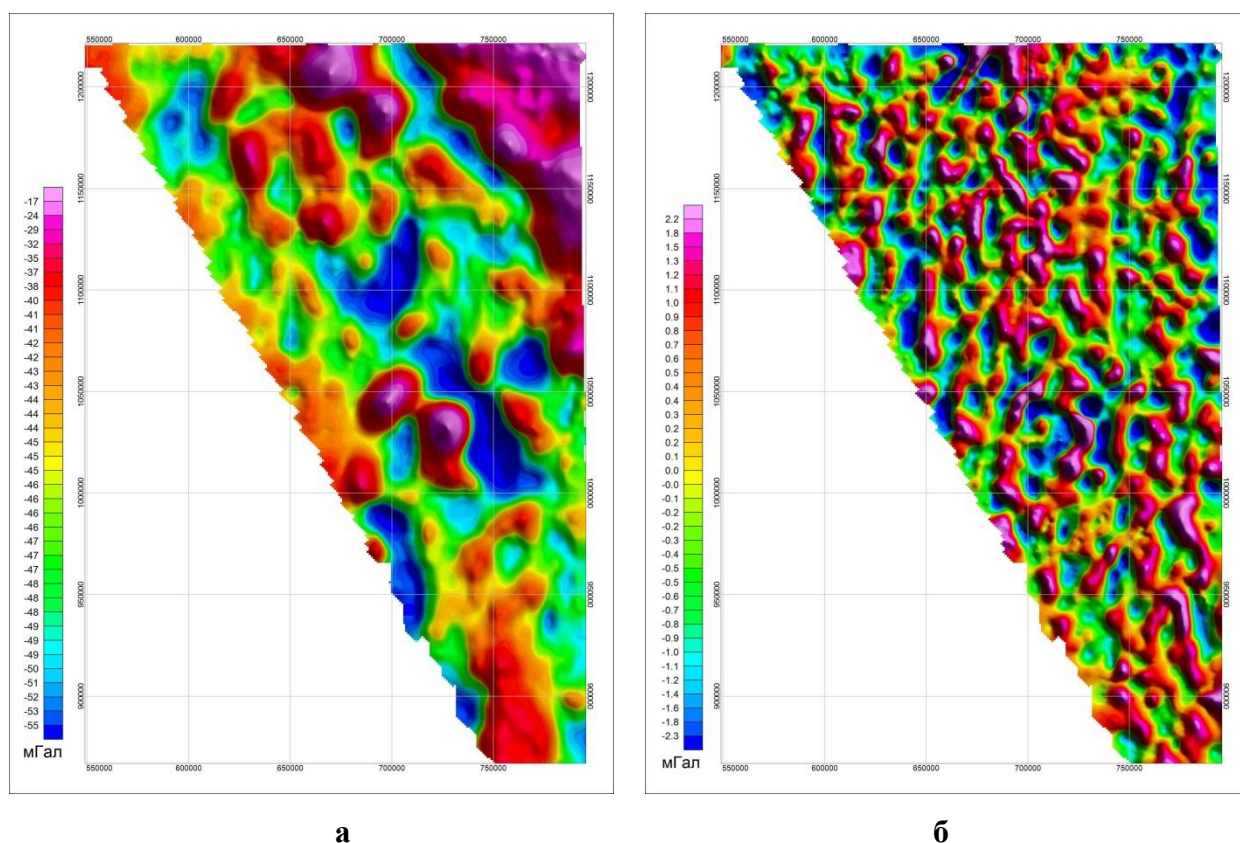


Рисунок 6.21 — Модельное поле Sandwell and Smith v32 на полигоне в Аравийском море (а); разность между морской гравиметрической съемкой и моделью (б)

Так же, как и в примере из раздела 6.3 было выбрано **четыре** профиля из морской съемки. Профили выбраны таким образом, чтобы они пересекали как наиболее характерные градиентные структуры поля, так и его абиссальные участки. Конкретный полигон выбран по причине присутствия, как значительных абиссальных площадей, так и амплитудных АСВ, обусловленных рельефом дна.

На рисунке 6.22 показана картограмма полных горизонтальных градиентов аномального поля и выбранные для анализа свойств модели профили.



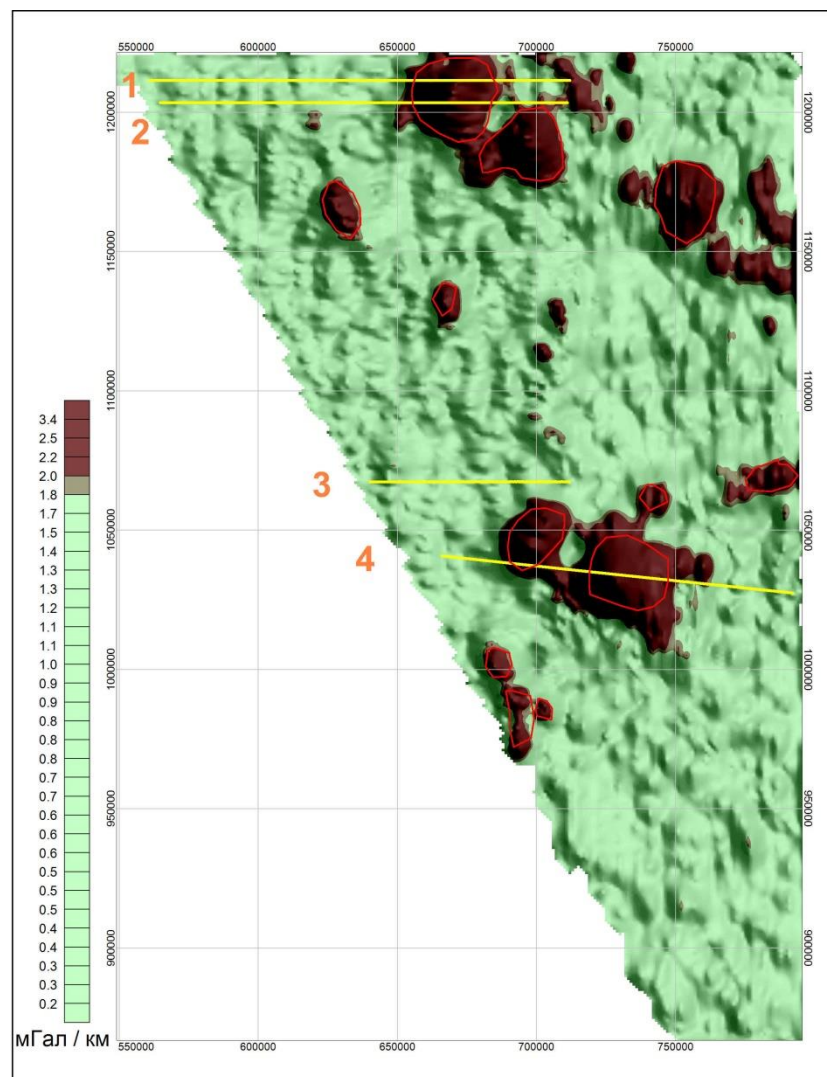


Рисунок 6.22 — Картограмма полных горизонтальных градиентов АСВ по данным модели Sandwell and Smith v32. Темным цветом выделены участки с градиентом АСВ более 2 мГал/км. Желтым цветом показаны выбранные съемочные профили. Красными контурами показаны выбранные участки высокого градиента АСВ

По измеренным данным и в соответствии с методическими приемами, описанными в разделах 6.2 и 6.3, выполнена коррекция модельных данных на всей площади. При восстановлении амплитуд модельных АСВ рассматривались данные только в районах более высокого градиента поля. Такие районы на рисунке 6.22 ограничены красными контурами.

Графики съемки, исходных и скорректированных модельных данных, а также их разности вдоль выбранных профилей показаны на рисунках 6.23–6.26. Статистические значения разности вдоль этих профилей приведены в таблице 6.9.

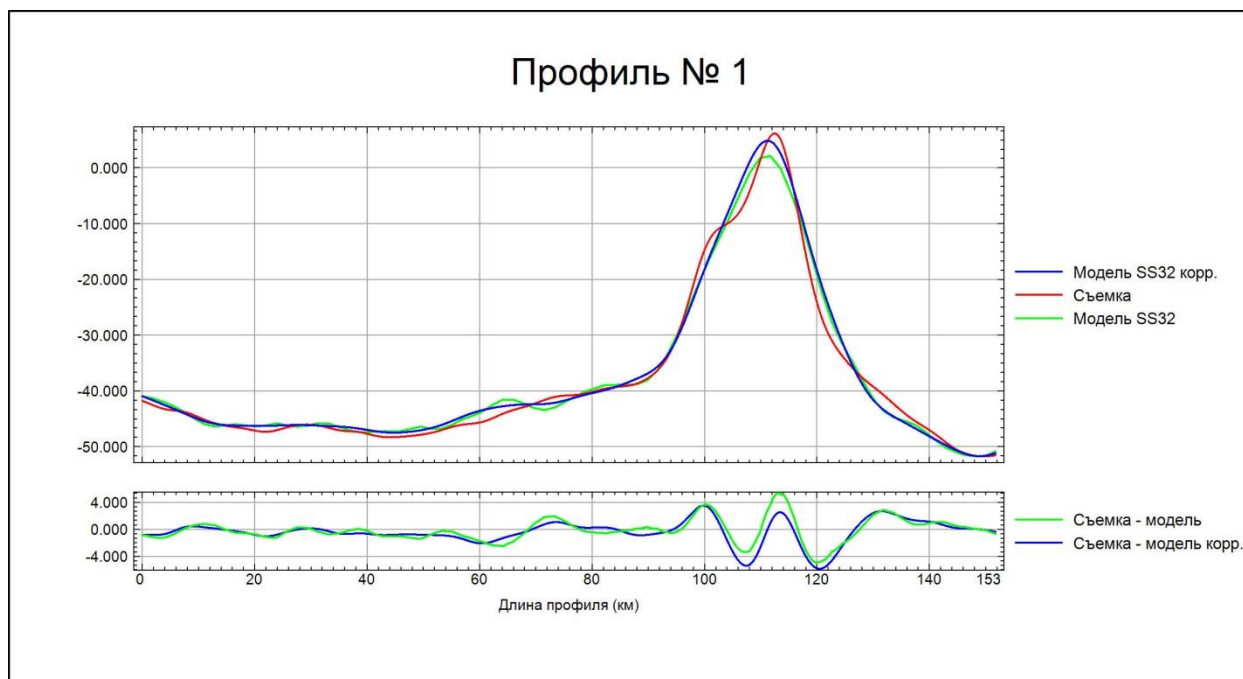


Рисунок 6.23 — АСВ вдоль профиля №1. Красная линия сверху – съёмка. Зеленая линия сверху – модель. Синяя линия сверху – скорректированная модель. Зеленая линия снизу – разность между съёмкой и моделью. Синяя линия снизу – разность между съёмкой и скорректированной моделью

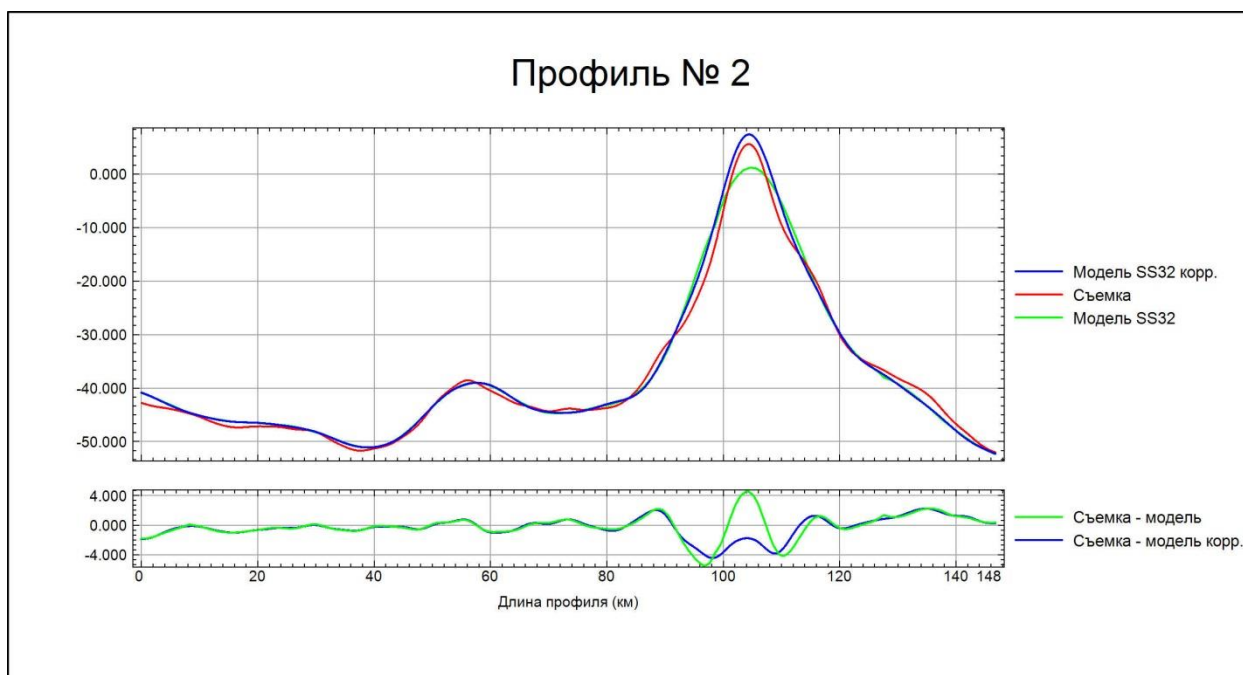


Рисунок 6.24 — АСВ вдоль профиля №2. Красная линия сверху – съёмка. Зеленая линия сверху – модель. Синяя линия сверху – скорректированная модель. Зеленая линия снизу – разность между съёмкой и моделью. Синяя линия снизу – разность между съёмкой и скорректированной моделью



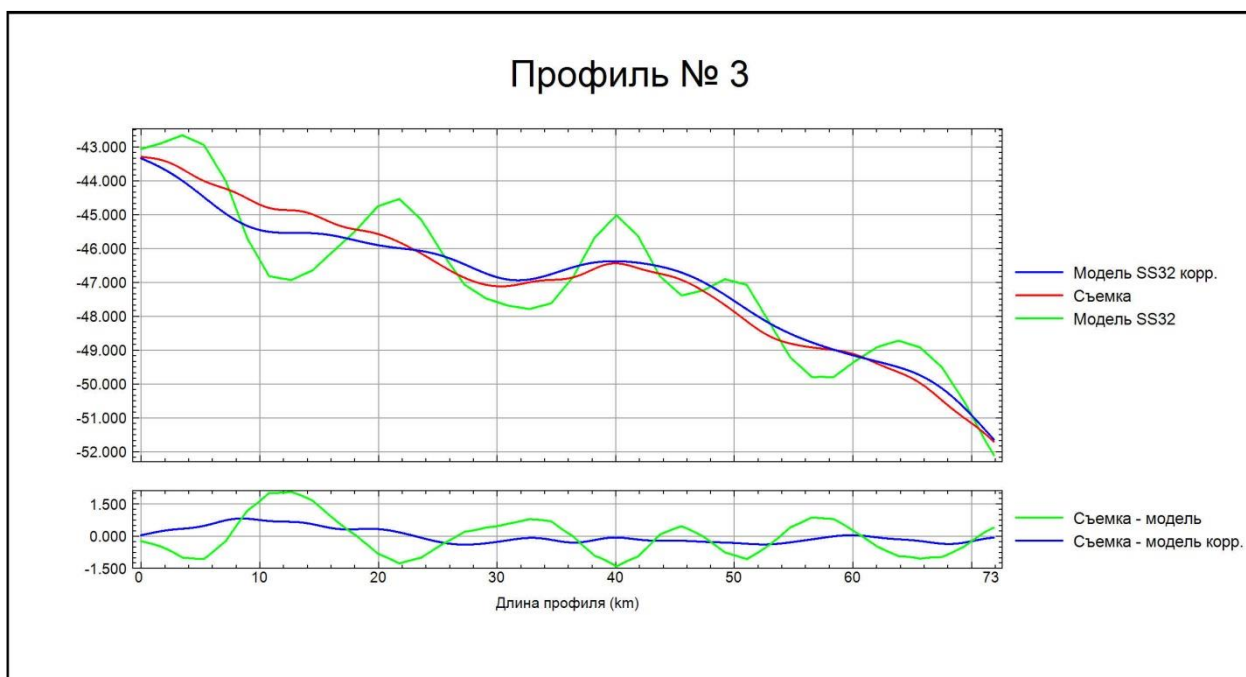


Рисунок 6.25 — АСВ вдоль профиля №3. Красная линия сверху – съёмка. Зеленая линия сверху – модель. Синяя линия сверху – скорректированная модель. Зеленая линия снизу – разность между съёмкой и моделью. Синяя линия снизу – разность между съёмкой и скорректированной моделью

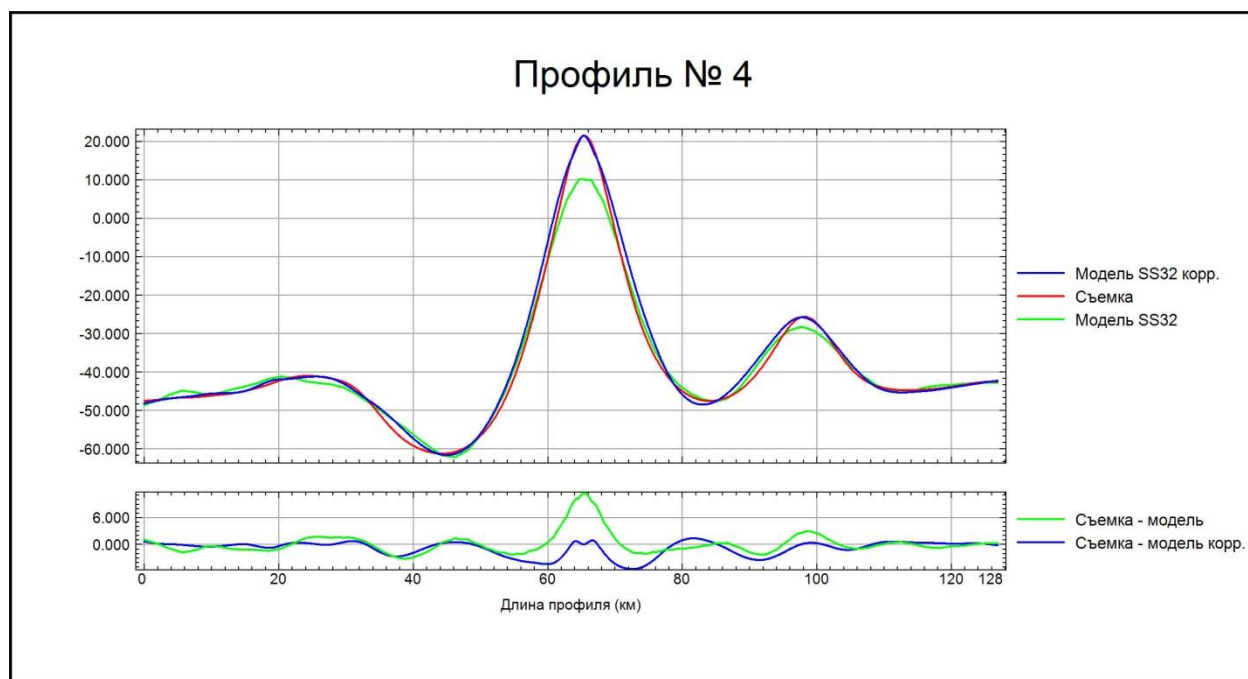


Рисунок 6.26 — АСВ вдоль профиля №3. Красная линия сверху – съёмка. Зеленая линия сверху – модель. Синяя линия сверху – скорректированная модель. Зеленая линия снизу – разность между съёмкой и моделью. Синяя линия снизу – разность между съёмкой и скорректированной моделью

Таблица 6.9 — Результаты коррекции модели Sandwell and Smith v32 на полигоне в Аравийском море относительно морской съемки

| Профиль (длина)                               | СКО до коррекции, мГал | СКО после коррекции, мГал |
|-----------------------------------------------|------------------------|---------------------------|
| 1 (152 км)                                    | 2,0                    | 1,7                       |
| 2 (146 км)                                    | 1,5                    | 1,3                       |
| 3 (72 км)                                     | 0,4                    | 0,3                       |
| 4 (127 км)                                    | 3,4                    | 1,6                       |
| <b>Весь полигон (405 368 точек сравнения)</b> | <b>1,48</b>            | <b>1,19</b>               |

После фильтрации модельных данных полосовым фильтром и восстановления амплитуд характерных АСВ в районах повышенных градиентов поля выполнено объединение абиссальной и градиентной частей. В рассматриваемом примере объединение данных было выполнено методом «шва» в ПО Oasis Montaj. Метод «шва» определяет линии, по которым соединяются два грида. Такие линии должны полностью находиться в области перекрытия двух гридов (абиссальной и градиентных частей). На рисунке 6.22 эти линии показаны красным контуром. Метод обеспечивает плавное сглаживание данных в соответствии с заданной шириной коррекции, при этом появляется минимальное количество артефактов или они не появляются вообще вдоль «шва». Результат объединения гридов показан на рисунке 6.27.

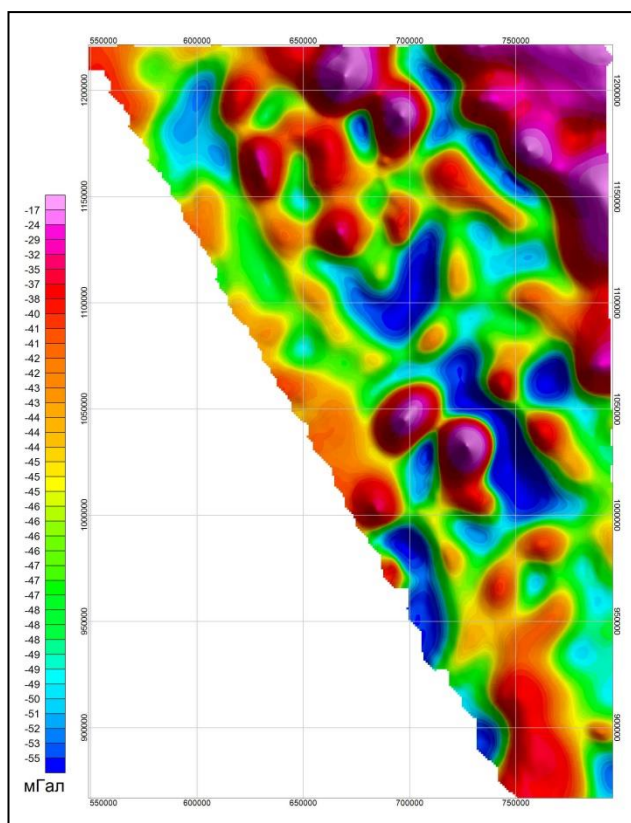


Рисунок 6.27 — Скорректированные модельные АСВ Sandwell and Smith v32 на полигоне в Аравийском море

После выполненных трансформаций и коррекции модельных данных погрешность **нового регионального решения**, полученного на основе глобальной модели Sandwell and Smith v32, относительно площадной гравиметрической съемки составила 1,19 мГал, **что на 20% лучше оригинального модельного решения**. Показанный рост точности подтверждает, что новое решение не только не противоречит более надежной съемочной информации, но и лучше согласуется с ней.

При этом основной результат такого подхода к улучшению имеющейся глобальной модели заключается в расширении практических аспектов дальнейших аналитических продолжений и вычисления трансформант АСВ. Так, при оценке гравиметрических данных существует практика вычисления первых производных поля и их редукции на высоту в сторону от источников аномалий [Jacobsen, 1987; Pham et al., 2025]. В качественном материале после продолжения на 500 метров в данных не должно быть заметно никаких шумовых и нетипичных (негеологических) составляющих. На рисунке 6.28 показаны поля, полученные в результате пересчета первых производных аномалий оригинальной модели Sandwell and Smith v32 и ее скорректированной предложенным методическим приемом версии на удаление 500 метров.

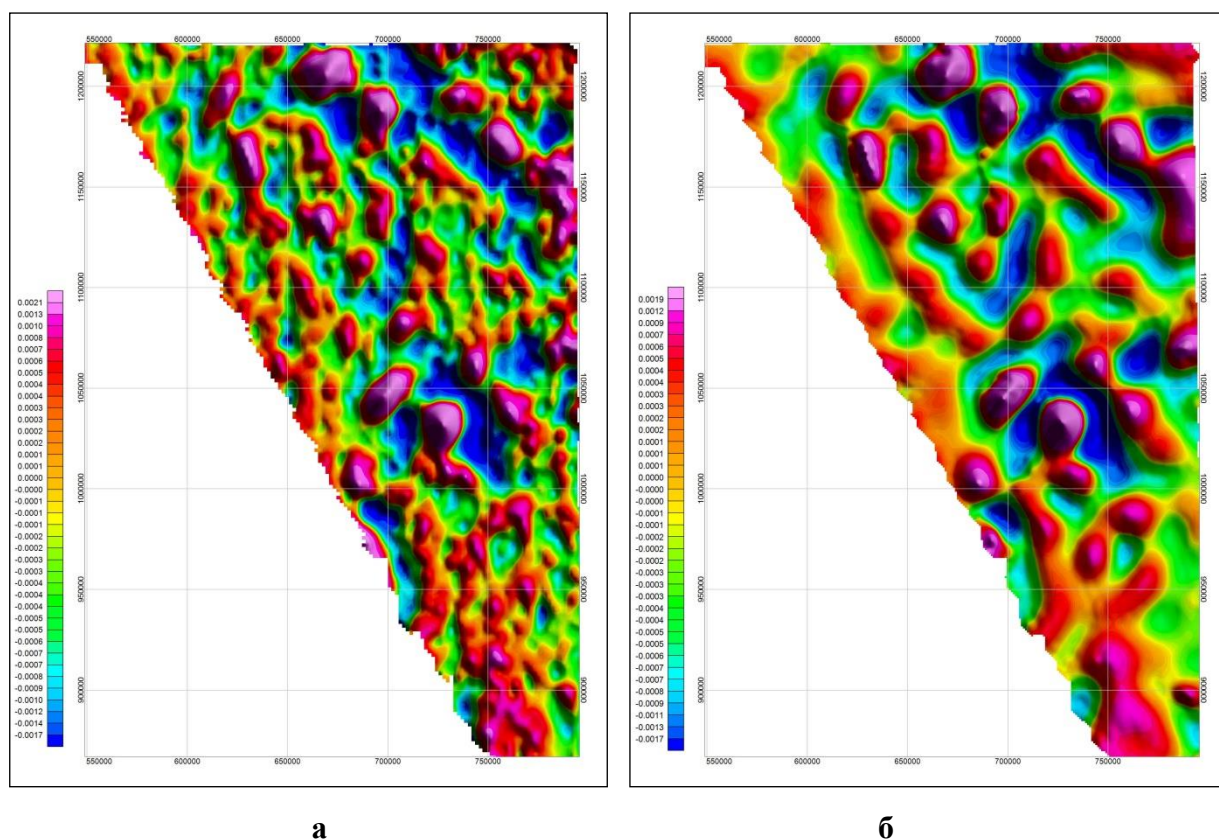


Рисунок 6.28 — Редукция первых производных оригинальных модельных АСВ Sandwell and Smith v32 на 500 метров (а); Б - редукция первых производных скорректированных модельных АСВ на 500 метров (б)

Как видно на рисунке 6.28 **а** оригинальные модельные АСВ остаются сильно зашумленными. Полученное решение, показанное на рисунке 6.28 **б**, лучше подходит для практического использования в научно-практических задачах, таких как моделирование глубинного строения дна океана, геологические изыскания или оценка навигационной перспективности аномалий в регионе.

### 6.5. Выводы по главе 6

В результате проверки предложенных методических приемов по использованию ограниченного количества морских съемок для улучшения спутниковых моделей ГПЗ показано, что на высокоградиентном участке аномального поля, возможно, получить региональную модель на **19 - 20%** точнее оригинальных модельных данных.

На абиссальной равнине точность возрастает до **27%**, что обусловлено исключением высокочастотной шумовой помехи из данных модели. Благодаря спектральному анализу на профилях, проходящих через самые спокойные области поля на тестовом полигоне, в результате фильтрации в данных модели не подавлены элементы реальных аномалий поля. Остаточные отклонения здесь являются следствием разницы в точностях методов спутниковой альтиметрии и морской гравиметрической съемки.

Положительный эффект был получен с использованием ограниченного количества съемочных профилей. Их расположение объясняет логику планирования измерений для рекогносцировки и оценки модельного поля с перспективой его дальнейшего улучшения. В градиентных районах целесообразно планировать съемку в крест простирания наиболее выраженных аномалий. В абиссальных областях, наоборот: для оценки и выделения высокочастотных помех рекогносцировочный профиль следует проектировать через области с наименьшим предполагаемым градиентом аномального поля, априорно вычисленным, например, по данным глобальной альтиметрической модели ГПЗ.

С учетом того, что многие задачи гравиметрии, такие как, например, моделирование тектоносферы [Рыжова и др., 2021], глобальные вопросы геодинамики [Sandwell, 2022] и ряд других, не решаются с помощью морских гравиметрических съемок, данным глобальных моделей в таких случаях часто нет альтернативы. Тем не менее, в распоряжении исследователей могут быть маршрутные съемки, выполненные в интересующем их районе. Если данные этих съемок считать надежными, они могут использоваться для оценки и определения погрешностей в моделях и их улучшения в региональных масштабах. Как показали описанные в главе 6 экспериментальные примеры, защищаемые подходы позволяют повысить достоверность современных моделей и исключить шумовую

компоненту, не слишком заметную в оригинальных модельных данных, но значительно ограничивающую эффективность их использования. **Это доказывает пятое защищаемое положение диссертации. Также в главе 6 показано, что для более эффективного использования моделей необходимо учитывать априорную информацию морских гравиметрических съемок, даже в небольшом объеме.**

Вместе с тем необходимо отметить, что развитие технологии самой альтиметрии, и способов ее комплексной обработки направлено на постепенное уменьшение погрешностей и шумов. Как отмечалось ранее, в главе 2, при создании новых версий альтиметрических моделей ГПЗ используются дополнительные наборы актуальных спутниковых данных, что позволяет получать более высокую достоверность моделей [Sandwell et al., 2014].

Согласно представленным оценкам, современные модели ГПЗ по своим характеристикам не могут заменить морские гравиметрические съемки. При этом очевидно, что с ростом точности глобальных моделей в Мировом океане будут расширяться возможности и направления их применения. **При этом для их более эффективного использования, как показано в главе 6, необходимо учитывать априорную информацию морских гравиметрических съемок, даже в небольшом объеме полученную в районе потенциального использования данных об аномалиях модельного поля.**

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертационная работа и выносимые на защиту научные положения показывают возможности современной гравиметрии при уточнении гравитационного поля Мирового океана с учетом имеющейся априорной информации об аномалиях силы тяжести. Эти возможности позволяют по-новому рассмотреть методологию выполнения исследований, особенно в отношении планирования инструментальных съемок.

Роль инструментальных измерений силы тяжести на море остается главенствующей, так как этот способ обеспечивает наиболее достоверные результаты. Как показано в работе, районы высоких градиентов АСВ должны измеряться и картироваться в масштабе 1:50 000. Ни одна из существующих глобальных моделей ГПЗ не обеспечивает необходимого разрешения представляемых данных и их соответствующей точности. Поэтому один из важных выводов диссертационной работы заключается в правильном проектировании новых инструментальных съемок, направленном на определение наиболее важных и перспективных районов Мирового океана, где высокоточным съемкам нет спутниковой альтернативы. Эта задача подробно рассмотрена в работе: в **главе 2** показано, на какие характерные районы Мирового океана следует обращать основное внимание при планировании съемок; предложен способ, позволяющий оперативно выявлять такие районы. Предложенный способ является первым защищаемым научным положением диссертационной работы.

Каждая задача, требующая привлечения данных о гравитационном поле, определяет необходимые и достаточные для ее решения характеристики параметров его аномалий, главным образом, разрешающую способность и точность. Специалисты в каждой области понимают, с каким типом данных результаты их работы будут положительными. В **главах 3 и 4** рассмотрена детальность АСВ глобальных моделей, способы их районирования по величине ожидаемой погрешности и представлены погрешности АСВ некоторых глобальных моделей ГПЗ в открытом Мировом океане и в его арктической части соответственно. Приведена верификация результатов районирования АСВ глобальных моделей по независимым инструментальным данным - высокоточным площадным и маршрутным набортным морским гравиметрическим съемкам. Полученную ожидаемую погрешность глобальных моделей ГПЗ необходимо учитывать при планировании съемок, выполняемых для решения различных задач, то есть следует соотносить назначение и класс съемки с достоверностью априорных АСВ глобальной модели. Способы районирования открытых и арктических акваторий Мирового океана по величине ожидаемой погрешности АСВ глобальных моделей являются вторым и третьим защищаемыми положениями диссертационной работ.

Развитию любой новой технологии предшествует некоторый запрос на это в соответствующей технологической среде. После разработки технология проходит стадию апробации на предмет соответствия запросу. В случае несоответствия начинается новый научный поиск достижения требуемого результата, в случае соответствия – расширяются возможности в рамках существующей технологической среды и формируется уже следующий запрос на продолжение исследований. Методические приемы, обеспечивающие выполнение морских гравиметрических съемок в нестандартных условиях с привлечением спутниковых данных, есть реакция на запрос современной морской гравиметрии. Этот запрос – обеспечение качества измеряемых данных в условиях оптимизации средств на выполнения гравиметрических съемок. Возможность построить гравиметрическую карту, подходящую для геологической интерпретации или других задач, затратив на это меньше ресурсов, всегда будет востребованной как с экономической, так и с практической точек зрения. В **главе 5** в рамках такого актуального запроса рассмотрены новые направления развития общей методологии выполнения морских набортных гравиметрических съемок. Комплекс методических приемов, предложенный в главе 5, является четвертым защищаемым положением диссертационной работы.

В **главе 6** показано, что даже отдельные маршрутные гравиметрические профили могут содержать важную информацию о структурах АСВ в океане. С учетом наличия АСВ глобальных моделей ГПЗ, возможности каждого отдельного инструментального профиля становятся гораздо шире, так как при определенной конфигурации он может быть источником данных для региональной коррекции АСВ модели ГПЗ на гораздо *большой* площади. В таких условиях ценность выполняемых гравиметрических инструментальных измерений значительно возрастает. Комплекс методических приемов по использованию ограниченного объема инструментальных данных для уменьшения погрешности априорной спутниковой информации является пятым защищаемым положением диссертационной работы.

**В результате выполненных исследований на основе представленных в работе экспериментальных данных и практических материалов, все выносимые на защиту научные положения полностью обоснованы. Их научная ценность и практическая значимость подтверждены.**

**В своем итоге диссертационная работа отвечает на 3 актуальных вопроса современной гравиметрии в Мировом океане: ГДЕ (глава 2), ДЛЯ КАКИХ ЗАДАЧ (главы 3 и 4) и КАК (глава 5) выполнять современную морскую съемку. Также работа обосновывает одно из основных направлений дальнейшего развития гравиметрии в достижении ее главной**



цели как науки – максимально точного описания аномального поля реальной Земли. Это направление, по мнению автора настоящей работы, заключается в КОМПЛЕКСИРОВАНИИ данных инструментальных и спутниковых средств и методов изучения аномалий силы тяжести в свободном воздухе на акваториях (глава 6).

За рамками работы остаются многие смежные проблемы современной гравиметрии. В их число входит изучение погрешностей глобальных модельных АСВ в районах перехода «суша — море», на крупнейших внутренних акваториях (где уже может быть реализован метод спутниковой альтиметрии) и, конечно, над районами суши. Все эти вопросы требуют разработки соответствующей методологии исследований, наличия представительной выборки практического материала и использования современных достижений геофизики, математики, физики и других наук. Это большие задачи, требующие колоссального приложения сил и значительного научного труда. Но автор настоящей диссертации верит, что научному сообществу это по силам и что эти задачи также будут успешно решены. *Viam supervadet vadens*<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> (лат. «Дорогу осилит идущий»).

## СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

### Статьи в изданиях, рекомендованных ВАК

1. Железняк Л.К., Михайлов П.С. Использование КНС для учета прилива при измерениях силы тяжести на море // Физика Земли. 2012. №6. С. 90.
2. Железняк Л.К., Михайлов П.С., Соловьев В.Н. Морские измерения силы тяжести без привязки к береговым опорным пунктам // Физика Земли. 2014. №2. С. 63-65.
3. Железняк Л.К., Конешов В.Н., Михайлов П.С., Соловьев В.Н. Использование модели гравитационного поля Земли при измерениях силы тяжести на море // Физика Земли. 2015. №4. С.103-110.
4. Железняк Л.К., Конешов В.Н., Михайлов П.С. Экспериментальное определение вертикального градиента силы тяжести ниже поверхности моря // Физика Земли. 2016. №6. С. 83-85.
5. Бехтерев С.В., Дробышев М.Н., Железняк Л.К., Конешов В.Н., Михайлов П.С., Соловьев В.Н. Погрешности моделей гравитационного поля Земли в зависимости от морфологии рельефа дна океана // Физика Земли. 2019. № 5. С. 118-122. DOI: 10.31857/S0002-333720195118-122.
6. Степанова И.Э., Щепетилов А.В., Погорелов В.В., Михайлов П.С. Структурно-параметрический подход при построении цифровых моделей рельефа и гравитационного поля Земли с использованием аналитических S-аппроксимаций // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Том 19. № 2. С. 107 – 116. DOI: 10.21455/gpb2020.2-8.
7. Конешов В.Н., Михайлов П.С., Железняк Л.К., Соловьев В.Н. Оценка перспективности и разрешающей способности ультравысокостепенных моделей гравитационного поля Земли // Геофизические исследования. 2021. Том 22. № 1. С. 40 – 53. DOI: 10.21455/gr2021.1-3.
8. Степанова И.Э., Керимов И.А., Спесивцев А.А., Тимофеева В.А., Михайлов П.С. Спектральный анализ профильных топографических данных с помощью модифицированных F-аппроксимаций // Физика Земли. 2021. №4. С. 148 – 157. DOI: 10.31857/S0002333721040098
9. Железняк Л.К., Конешов В.Н., Михайлов П.С., Дробышев М.Н., Соловьев В.Н. Влияние температуры и влажности окружающей среды на точность гравиметра «Чекан-АМ» // Гироскопия и навигация. 2022. Том. 30. №2. С.58-70. DOI: 10.17285/0869-7035.0091.
10. Михайлов П.С., Конешов В.Н., Соловьев В.Н., Железняк Л.К. Новые результаты

оценок современных глобальных ультравысококачественных моделей гравитационного поля Земли в Мировом океане // Гирскопия и навигация. 2022. Том 30. №4. С. 36-53. DOI: 10.17285/0869-7035.00102.

11. *Степанова И.Н., Щепетилов А.В., Михайлов П.С.* Аналитические модели физических полей Земли в региональном варианте с учетом эллиптичности // Физика Земли. 2022. №3. С.121-135. DOI: 10.31857/S0002333722030085.
12. *Конешов В.Н., Михайлов П.С., Дорожков В.В.* Условия определения координат движущегося объекта на геофизическом ориентире // Геофизические исследования. 2023. Том 24. №4. С. 43-57.
13. *Михайлов П.С.* Использование данных морских гравиметрических съемок для коррекции спутниковых моделей гравитационного поля Земли в Мировом океане // Гирскопия и навигация. 2023. Том 31. №3. С.66-77.
14. *Степанова И.Н., Щепетилов А.В., Михайлов П.С.* Аналитические модели зависящих от времени физических полей Земли в локальном варианте // Физика Земли. 2023. №2. С. 20-35. DOI: 10.31857/S0002333722060138
15. *Конешов В.Н., Михайлов П.С.* Аэрогравиметрические измерения над Байкалом // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2024. Том. 519. №1. С. 517-526. DOI: 10.31857/S2686739724110155.
16. *Михайлов П.С., Конешов В.Н., Погорелов В.В.* Высокоширотная Арктика: состояние и перспективы использования современных глобальных моделей гравитационного поля Земли // Геофизические исследования. 2024. Том 25. №3. С. 75 -86. [DOI: 10.21455/gr2024.3-5](https://doi.org/10.21455/gr2024.3-5).

### Патенты

1. *Конешов В.Н., Соловьев В.Н., Железняк Л.К., Михайлов П.С.* «Способ измерения гравитационного поля Земли» // Патент №2517780. Дата публикации патента 20.03.2020 г.
2. *Конешов В.Н., Железняк Л.К., Михайлов П.С., Соловьев В.Н.* «Способ контроля точности площадной гравиметрической съемки» // Патент №2781761. Дата публикации патента 07.12.2021 г.
3. *Михайлов П.С., Соловьев В.Н., Конешов В.Н., Кравцова Н.В.* «Способ аэрогравиметрического определения аномалий гравитационного поля Земли» // Патент №2866091. Дата публикации патента 14.04.2026 г

**Статьи в изданиях, индексируемых в международных базах данных Web of Science  
и Scopus**

1. *Koneshov V.N., Zheleznyak L.K., Soloviev V.N., **Mikhailov P.S.*** Development Of Innovative Methodological Support For Marine Gravimetric Surveys // *Seismic Instruments*, 2018. Vol. 54, no. 6. P. 642–649. DOI: 10.3103/S0747923918060051.
2. *Drobyshev N.V., Koneshov V.N., Pogorelov V.V., **Mikhailov P.S.*** Airborne Laboratory for Gravity Field Research // *Seismic Instruments*, 2019. Vol. 55, no. 6. P. 705–719. DOI: 10.3103/S0747923919060033.
3. ***Mikhailov P.S.**, Koneshov V.N., Pogorelov V.V., Spesivtsev A.A., Solovyev V.N., Zheleznyak L.K.* High-Degree Models of the Earth's Gravity Field: History of Development, Assessment of Prospects and Resolution // *Seismic Instruments*, 2021. Vol. 57, no. 4. P. 446–461. DOI: 10.3103/s0747923921040083.
4. *Stepanova I.E., Shchepetilov A.V., Salnikov A.M., **Mikhailov P.S.**, Pogorelov V.V., Batov A.V., Timofeeva V.A.* Application of a Combined Approach Based on Analytical Approximations and Construction of Gravity Field Integral Curves for the Interpretation of Marine and Airborne Gravimetric Data // *Seismic Instruments*, 2021. Vol. 57, no. 5. P. 614–624. DOI: 10.3103/S074792392105008X.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Д.В., Дробышев Н.В., Малышева Д.А. Оценка влияния окружающей температуры на долговременные высокоточные измерения гравиметром CG-5 Autograv // Геофизические исследования. 2022. Т. 23, № 4. С. 20–29.
2. Алексеева Т.И., Садовникова Е.Д. Из истории отечественных исследований районов крайнего Севера России в XV–XIX вв. // Международный студенческий научный вестник: [сайт]. 2025. № 1. URL: eduherald.ru (дата обращения: 27.03.2026).
3. Афанасьева Л.В., Боярский Э.А., Дробышев Н.В., Конешов В.Н. О погрешностях «портретов» гравиметрических аномалий, полученных по измерениям с воздуха // Геофизический вестник. 2002. № 4. С. 13–15.
4. Бехтерев С.В., Дробышев М.Н., Железняк Л.К., Конешов В.Н., Михайлов П.С., Соловьев В.Н. Погрешности моделей гравитационного поля Земли в зависимости от морфологии рельефа дна океана // Физика Земли. 2019. № 5. С. 118–122. DOI: 10.31857/S0002-333720195118-122.
5. Блажнов Б.А., Несенюк Л.П., Пешехонов В.Г., Соколов А.В., Элинсон Л.С., Железняк Л.К. Интегрированный мобильный гравиметрический комплекс. Результаты разработки и испытаний // Применение гравиинерциальных технологий в геофизике. СПб., 2002. С. 33–44.
6. Болотин Ю.В., Голован А.А. Программное обеспечение задач экспресс-диагностики гравиметрических данных. Версия 1.01.05С-2: руководство пользователя. М.: МГУ, 2005. 77 с.
7. Болотин Ю.В., Голован А.А., Парусников Н.А. Особенности камеральной обработки в задаче авиационной гравиметрии // Разведка и охрана недр. 2006. № 5. С. 35–38.
8. Боярский Э.А., Афанасьева Л.В. Универсальный пакет программ MAGELLAN-2 для обработки аэро- и морских гравиметрических измерений // Гироскопия и навигация. 2007. № 1. С. 91–104.
9. Боярский Э.А., Железняк Л.К., Элинсон Л.С. Эталонирование гравиметров методом наклона с произвольной установкой на плите // Гравиинерциальные исследования. М.: ИФЗ АН СССР, 1983. С. 35–42.
10. Веселов К.Е. Кварцевые астазированные гравиметры: Теория приборов, их устройство и работа с ними. М.: Гостоптехиздат, 1961. 176 с.
11. Веселов К.Е., Лозинская А.М. Состояние и перспективы измерений силы тяжести на море // Морские гравиметрические исследования: сб. ст. / под ред. В.В. Федынского. М.: Изд-во Московского университета, 1975. Вып. 8 (1972–1973). С. 15–21.

12. Гайнанов А.Г. Гравиметрические исследования океанов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 264 с.
13. Гайнанов А.Г. Гравиметрические определения на дизель-электроходе «Обь» в первом антарктическом рейсе // Морские гравиметрические исследования: сб. ст. / под ред. В.В. Федынского. М.: Изд-во Московского университета, 1961. С. 23–36.
14. Гижицкий А.М., Савкевич П.И. Каталог пунктов гравиметрических определений, произведенных в России до 1922 г.: с прил. карт Европ. и Азиат. России / Рус. астроном. о-во. М.; Пг.: Гос. изд., 1923. 60 с. URL: <https://elib.rgo.ru/safe-view/123456789/227947/1/MTYzMjNfR2l6aGlja2lpIEEuTS4sIFNhdmtdmljaCBQLkkuIEthdGFsb2cgcHVua3RvdiBncmEucGRm> (дата обращения: 20.05.2026).
15. Глазко В.В., Шустов Е.Б., Филабок Н.Н. Морские гравиметрические комплексы и гравиметры гидрографической службы Военно-морского флота РФ // Гидрография и морская картография. 2011. № 32. С. 79–87.
16. Гобсон Е.В. Теория сферических и эллипсоидальных функций: пер. с англ. М.: ИЛ, 1952. 476 с.
17. Голован А.А., Вязьмин В.С. Методика проведения аэрогравиметрических съемок и обработки первичных данных бескарданного аэрогравиметра // Гироскопия и навигация. 2023. Т. 31, № 1. С. 58–75.
18. Горобец В.П., Ефимов Г.Н., Столяров И.А. Опыт Российской Федерации по установлению Государственной геодезической системы координат 2011 года // Геодезия, картография, кадастр, ГИС — проблемы и перспективы развития: материалы междунар. науч.-техн. конф. (Новополоцк, 9–10 июня 2016 г.). Новополоцк: ПГУ, 2016. Ч. 1. С. 48–65.
19. ГОСТ 32453-2017. Глобальная навигационная спутниковая система. Системы координат. Методы преобразования координат определяемых точек. Введ. 01.07.2018. М.: Стандартинформ, 2018. 27 с.
20. ГОСТ Р 57773-2017 (ИСО 19157:2013). Пространственные данные. Качество данных. М.: Стандартинформ, 2017. 138 с.
21. Гравиметр мобильный «Чекан-АМ». Описание типа средств измерений № 28044-11. М., 2011. 4 с.
22. Грасс С.И., Михайлов П.С., Харитонов С.А., Погорелов В.В. Сравнение глобальных моделей гравитационного поля Земли на примере акватории Индийского океана // Труды IX Междунар. научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)». Тверь: ООО ПолиПРЕСС, 2020. Т. 3. С. 514–517.
23. Грушинский Н.П. Основы гравиметрии: учеб. пособие для вузов. М.: Наука, 1983. 351 с.

24. Гусев Е.А. Итоги и перспективы геологического картирования арктического шельфа России // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 290–298. DOI: 10.31897/PMI.2022.50.
25. Гусев Е.А., Виноградов В.А., Крылов А.А., Артемьева Д.Е., Рекант П.В., Шкарубо С.И. Результаты геологического картирования арктического шельфа России // Российские полярные исследования. 2020. № 3. С. 25–27.
26. Гусев И.В., Лебедев С.А., Жуков А.Ю. Программный комплекс обработки данных спутниковой альтиметрии космической геодезической системы «ГЕО-ИК-2» // Геодезия и картография. 2024. № 7. С. 46–58.
27. Демьянов Г.В., Бровар Б.В., Крюкова А.В., Майоров А.Н., Назарова Н.Г., Пашина Н.Н., Таранов В.А. Модель гравитационного поля Земли ЦНИИГАиК ГАО-98 // Физическая геодезия: научно-технический сборник по геодезии, аэрокосмическим съемкам и картографии. 1999. С. 88–116.
28. Демьянов Г.В., Майоров А.Н., Побединский Г.Г. ГЛОНАСС и геодезия // Вестник ГЛОНАСС. 2012. № 1 (4). С. 48–53.
29. Дробышев Н.В., Железняк Л.К., Клевцов В.В., Конешов В.Н., Соловьев В.Н. Методы и проблемы изучения гравитационного поля Мирового океана // Геофизические исследования. 2006. № 5. С. 32–54.
30. Дробышев Н.В., Конешов В.Н., Клевцов В.В., Соловьев В.Н., Лаврентьева Е.Ю. Создание самолета-лаборатории и методики работ для выполнения аэрогравиметрической съемки в арктических условиях // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44, № 3. С. 5–19.
31. Дробышев Н.В., Конешов В.Н., Клевцов В.В., Соловьев В.Н., Лаврентьева О.Ю. Создание самолета-лаборатории и методики работ для выполнения аэрогравиметрической съемки в арктических условиях // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44, № 3. С. 5–19.
32. Дробышев Н.В., Конешов В.Н., Погорелов В.В., Михайлов П.С. Самолет-лаборатория для исследований гравитационного поля Земли // Наука и технологические разработки. 2018. Т. 97, № 4. С. 5–27. DOI: 10.21455/std2018.4-1.
33. Дробышев Н.В., Конешов В.Н., Погорелов В.В., Рожков Ю.Е., Соловьев В.Н. Особенности проведения высокоточной аэрогравиметрической съемки в полярных районах // Физика Земли. 2009. № 8. С. 36–41.
34. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Филаретова А.Н. Рельеф дна Северного Ледовитого океана // Жизнь Земли. 2018. № 40 (3). С. 262–282.



35. Жаров В.Е., Зотов М.В., Пасынок С.Л. Моделирование восстановления гравитационного поля Земли по спутническим измерениям // Вестник Московского университета. Серия 3: Физика. Астрономия. 2024. № 2. С. 2420501.
36. Железняк Л.К. Выбор постоянной времени упругой системы гравиметра // Гравиинерциальные исследования. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. С. 58–71.
37. Железняк Л.К. Долговременная стабильность упругой системы гравиметра // Гравиинерциальная аппаратура в геофизических исследованиях. М.: ИФЗ АН СССР, 1988. С. 74–87.
38. Железняк Л.К. Площадная съемка в океане гравиметрами различных типов // Физика Земли. 1992. № 3. С. 50–55.
39. Железняк Л.К., Измайлов Ю.П., Марков Г.С., Попов Е.И. Опыт проведения площадных съемок морскими гравиметрами. М.: Наука, 1980. 104 с.
40. Железняк Л.К., Конешов В.Н. Оценка погрешностей данных спутниковой альтиметрии по сравнению с гравиметрическими материалами // Физика Земли. 1995. № 1. С. 76–81.
41. Железняк Л.К., Конешов В.Н., Михайлов П.С. Экспериментальное определение вертикального градиента силы тяжести ниже поверхности моря // Физика Земли. 2016. № 6. С. 83–85.
42. Железняк Л.К., Конешов В.Н., Михайлов П.С., Дробышев М.Н., Соловьев В.Н. Влияние температуры и влажности окружающей среды на точность гравиметра «Чекан-АМ» // Гироскопия и навигация. 2022. Т. 30, № 2. С. 58–70. DOI: 10.17285/0869-7035.0091.
43. Железняк Л.К., Конешов В.Н., Михайлов П.С., Соловьев В.Н. Использование модели гравитационного поля Земли при измерениях силы тяжести на море // Физика Земли. 2015. № 4. С. 103–110. DOI: 10.7868/S0002333715040134.
44. Железняк Л.К., Михайлов П.С. Использование КНС для учета прилива при измерениях силы тяжести на море // Физика Земли. 2012. № 6. С. 90.
45. Железняк Л.К., Михайлов П.С., Соловьев В.Н. Морские измерения силы тяжести без привязки к береговым опорным пунктам // Физика Земли. 2014. № 2. С. 63–65.
46. Железняк Л.К., Попов Е.И. Определение силы тяжести на подвижном основании с помощью сильно демпфированных гравиметров. М.: Наука, 1967. 218 с.
47. Железняк Л.К., Попов Е.И. Принципы построения и оптимальная схема современного морского гравиметра // Физико-техническая гравиметрия. М.: Наука, 1982. С. 34–60.
48. Железняк Л.К., Попов Е.И. Упругая система типа УСГ // Приборы и методы обработки гравиинерциальных измерений. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. С. 54–66.

49. Железняк Л.К., Элинсон Л.С. Особенности эталонирования гравиметра с двумя упругими системами крутильного типа // Физико-техническая гравиметрия. М.: Наука, 1982. С. 110–124.
50. Жонглович И.Д. Гравиметрические пункты в Арктике, определенные на л/п «Садко» и «Г. Седов» в 1935–1940 гг. // Труды дрейфующей экспедиции Главсевморпути на ледокольном пароходе «Г. Седов», 1937–1940 гг. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1950.
51. Идельсон Н.И. Определение силы тяжести на Каспийском море в 1935 г. // Бюллетень Астрономического института. 1936. № 40. С. 1–12.
52. Казанин Г.С., Заяц И.В., Иванов Г.И., Макаров Е.С., Васильев А.С. Геофизические исследования в районе Северного полюса // Океанология. 2016. Т. 56, № 2. С. 333–335.
53. Каула У. Спутниковая геодезия: пер. с англ. М.: Мир, 1970. 172 с.
54. Клепиков В.В. Гидрология моря Уэдделла // Труды Советской антарктической экспедиции. 1963. Т. 17. С. 45–93.
55. Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И., Тутубалина О.В. Аэрокосмические методы географических исследований: учебник для вузов. М.: Издательский центр «Академия», 2026. 416 с.
56. Конешов В.Н., Железняк Л.К., Михайлов П.С., Погорелов В.В., Соловьев В.Н., Афанасьева Л.В. Развитие технологий морских гравиметрических исследований в Арктике // Труды IX Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)». Тверь, 2020. Т. 3. С. 518–521.
57. Конешов В.Н., Михайлов П.С. Аэрогравиметрические измерения над Байкалом // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2024. Т. 519, № 1. С. 517–526. DOI: 10.31857/S2686739724110155.
58. Конешов В.Н., Михайлов П.С., Дорожков В.В. Условия определения координат движущегося объекта на геофизическом ориентире // Геофизические исследования. 2023. Т. 24, № 4. С. 43–57.
59. Конешов В.Н., Михайлов П.С., Железняк Л.К., Соловьев В.Н. Оценка перспективности и разрешающей способности ультравысокотемпературных моделей гравитационного поля Земли // Геофизические исследования. 2021. Т. 22, № 1. С. 40–53. DOI: 10.21455/gr2021.1-3.
60. Конешов В.Н., Непоклонов В.Б. Исследование точности представления гравитационного поля Земли в полярных районах по данным глобальных моделей

- геопотенциала // Физика Земли. 2018. № 3. С. 123–131. DOI: 10.7868/S0002333718030092.
61. Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Погорелов В.В., Соловьев В.Н., Афанасьева Л.В. Изученность гравитационного поля Арктики — состояние и перспективы // Физика Земли. 2016. № 3. С. 113–122.
62. Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Соловьев В.Н., Железняк Л.К. Сравнение современных глобальных ультравысококачественных моделей гравитационного поля Земли // Геофизические исследования. 2019. Т. 20, № 1. С. 13–26. DOI: 10.21455/gr2019.1-2.
63. Конешов и др. 2016а - Конешов В.Н., Клевцов В.В., Соловьев В.Н. Совершенствование аэрогравиметрического комплекса GT-2А для выполнения аэрогравиметрических съемок в Арктике // Физика Земли. 2016. № 3. С. 123–130.
64. Конешов и др., 2020б - Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Спиридонова Е.С., Максимова М.В. Особенности сравнительной оценки глобальных моделей гравитационного поля Земли // Физика Земли. 2020. № 2. С. 115–126. DOI: 10.31857/S0002333720020040.
65. Конешов и др., 2021в - Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Спиридонова Е.С. Сравнение моделей гравитационного поля Земли в переходных районах // Геофизические исследования. 2021. Т. 22, № 4. С. 5–23.
66. Контарович Р.С. АО «ГНПП «АЭРОГЕОФИЗИКА» — 45 лет на службе отечественной геологии // Разведка и охрана недр. 2015. № 12. С. 3–5.
67. Котляков В.М. Избранные сочинения: в 6 книгах. Книга 5. В мире снега и льда. М.: Наука, 2002. 384 с. ISBN 5-02-002479-6.
68. Краснов А.А., Соколов А.В., Элинсон Л.С. Новый аэроморской гравиметр серии «Чекан» // Гироскопия и навигация. 2014. № 1 (84). С. 26–34.
69. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика: учеб. пособие для вузов: в 10 т. Т. II. Теория поля. 8-е изд., стереотип. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2003. 536 с.
70. Лебедев С.А. Спутниковая альтиметрия в науках о Земле // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10, № 3. С. 33–49.
71. Литинский В.А. Опыт применения гравиметрических наблюдений на ледоколе // Морские гравиметрические исследования: сб. ст. / под ред. В.В. Федынского. М.: Изд-во Московского университета, 1972. С. 127–142.
72. Манапов Т.Ф. Поиски, разведка, освоение и обустройство месторождений углеводородов на шельфе и акваториях морей: учебное пособие. Уфа: Издательство «Нефтегазовое дело», 2025. 161 с.

73. Михайлов В.О., ТИМОШКИНА Е.П., Киселева Е.А., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н., Карташов И.М., Смирнов В.Б. Проблемы совместной интерпретации временных вариаций гравитационного поля с данными о смещениях земной поверхности и дна океана на примере землетрясения Тохоку-Оки (11 марта 2011 г.) // Физика Земли. 2019. № 5. С. 56–60. DOI: 10.31857/S0002-33372019553-60.
74. Михайлов П.С. Использование данных морских гравиметрических съемок для коррекции спутниковых моделей гравитационного поля Земли в Мировом океане // Гироскопия и навигация. 2023. Т. 31, № 3. С. 66–77.
75. Михайлов П.С. Совершенствование методических приемов выполнения морских гравиметрических съемок: дис. ... канд. техн. наук / Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Москва, 2017. 115 с.
76. Михайлов П.С., Конешов В.Н., Погорелов В.В. Высокоширотная Арктика: состояние и перспективы использования современных глобальных моделей гравитационного поля Земли // Геофизические исследования. 2024. Т. 25, № 3. С. 75–86. DOI: 10.21455/gr2024.3-5.
77. Михайлов П.С., Конешов В.Н., Погорелов В.В., Спесивцев А.А., Соловьев В.Н., Железняк Л.К. Высокостепенные модели гравитационного поля Земли: история развития, оценка перспективности и разрешающей способности // Наука и технологические разработки. 2020. Т. 99, № 4. С. 5–33. DOI: 10.21455/std2020.4-1.
78. Михайлов П.С., Конешов В.Н., Соловьев В.Н. Погрешности современных глобальных моделей гравитационного поля Земли над внутренними акваториями и в районах перехода суша — море // Материалы 50-й юбилейной сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского — В.Н. Страхова «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей» (Москва, 29 января — 2 февраля 2024 г.). М.: Перо, 2024. С. 237–240.
79. Михайлов П.С., Соловьев В.Н., Конешов В.Н., Лаврентьева Е.Ю. Оценка точности и использование спутниковых модельных данных при обработке материалов аэрогравиметрических съемок // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 52-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова (г. Воронеж, 26 января – 30 января 2026 г.). Воронеж, 2026. С. 154–157.
80. Мицкевич В.И., Беяева Н.П., Кондратьева Т.С., Кузнецова И.П. Алгоритмы уравнивания геодезических сетей коррелятным способом: методические указания. СПб.: Горный университет, 2009. 44 с.

81. Могилевский и др., 2015а - Могилевский В.Е., Бровкин Г.И., Контарович О.Р. Достижения, особенности и проблемы аэрогравиметрии // Разведка и охрана недр. 2015. № 12. С. 16–25.
82. Могилевский, Контарович, 2015б - Могилевский В.Е., Контарович Р.С. Аэрогравиметрические исследования в Арктике // Нефть. Газ. Новации. 2015. № 2. С. 12–16.
83. Молоденский М.С. Метод совместной обработки гравиметрических и геодезических материалов для изучения гравитационного поля Земли и её фигуры // Молоденский М.С. Избранные труды. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 218–224.
84. Молоденский М.С., Еремеев В.Ф., Юркина М.И. Методы изучения внешнего гравитационного поля и фигуры Земли // Труды ЦНИИГАиК. М.: Геодезиздат, 1960. Вып. 131. 250 с.
85. Непоклонов В.Б. Об использовании новых моделей гравитационного поля Земли в автоматизированных технологиях изысканий и проектирования // Автоматизированные технологии изысканий и проектирования. 2009. № 2 (33). С. 72–76.
86. Непоклонов В.Б., Максимова М.В., Абакушина М.В. Анализ динамики системы математических моделей гравитационного поля Земли // Известия высших учебных заведений. Геодезия и аэрофотосъемка. 2016. Т. 60, № 3. С. 8–14.
87. Новлянская И.О. Сравнение и оценка точности современных моделей гравитационного потенциала Земли // Ученые записки Казанского университета. Серия Физико-математические науки. 2016. Т. 158, № 2. С. 311–320.
88. Огородова Л.В. Нормальное поле и определение аномального потенциала. М.: МИИГАиК, 2010. 105 с. ISBN 978-5-91188-025-5.
89. Пантелеев В.Л. Физика Земли и планет: курс лекций. М.: МГУ, 2001. 117 с.
90. Параметры Земли 1990 года (ПЗ-90.11): справочный документ. М., 2014. 52 с.
91. Пеллинен Л.П. Определение параметров фигуры и гравитационного поля Земли в ЦНИИГАиК // Геодезия и картография. 1992. № 4. С. 29–35.
92. Пешехонов В.Г., Соколов А.В., Железняк Л.К., Береза А.Д., Краснов А.А. Вклад навигационных технологий в создание мобильных гравиметров // Гироскопия и навигация. 2019. Т. 27, № 4. С. 162–180. DOI: 10.17285/0869-7035.0018.
93. Пешехонов В.Г., Степанов О.А., Августов Л.И., Блажнов Б.А., Болотин Ю.В., Вершовский А.К., Витушкин Л.Ф., Вязьмин В.С., Гайворонский С.В., Голован А.А., Евстифеев М.И., Емельянцева Г.И., Железняк Л.К., Конешов В.Н., Краснов А.А., Михайлов Н.В., Михайлов П.С., Моторин А.В., Непоклонов В.Н., Носов А.С.,

- Парусников Н.А., Погорелов В.В., Смоллер Ю.Л., Соколов А.В., Соловьев В.Н., Степанов А.П., Торопов А.Б., Цодокова В.В., Челпанов И.Б., Элинсон Л.С., Юрист С.Ш., Яшникова О.М. Современные методы и средства измерения параметров гравитационного поля Земли / под общ. ред. В.Г. Пешехонова; науч. ред. О.А. Степанов. СПб.: Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», 2017. 390 с. ISBN 978-5-91995-049-3.
94. Погорелов В.В., Соловьев В.Н., Конешов В.Н., Михайлов П.С. Экспериментальное исследование допустимого удаления самолета-лаборатории от базовой станции при аэрогравиметрической съемке // Наука и технологические разработки. 2018. Т. 97, № 4. С. 41–75. DOI: 10.21455/std2018.4-3.
  95. Попов Е.И. Морские измерения с гравиметрами ГАЛ // Известия АН СССР. Серия геофизическая. 1959. № 12. С. 1793–1798.
  96. Пустовойтенко В.В., Запевалов А.С. Оперативная океанография: современное состояние, перспективы и проблемы спутниковой альтиметрии. Севастополь: Морской гидрофизический институт, 2012. 218 с. (Современные проблемы океанологии; вып. 11).
  97. Романов А.А. Основы космических информационных систем: учебное пособие. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Физматлит, 2019. 192 с. ISBN 978-5-9221-1845-3.
  98. Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Геолого-геофизическое строение тектоносферы Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов // Геофизические исследования. 2021. Т. 22, № 3. С. 53–69. DOI: 10.21455/gr2021.3-4.
  99. Сафонова Т.Ю. Перспективы российской нефтегазодобычи в Арктике: от обвала до развития // Креативная экономика. 2020. Т. 14, № 10. С. 2569–2590. DOI: 10.18334/ce.14.10.111085.
  100. Синьсинь Ф., Милошенков Б.М. Текущее состояние и перспективы нефтегазового освоения российской Арктики // Инновации и инвестиции. 2023. № 7. С. 401–405.
  101. Соколов А.В., Краснов А.А., Конешов В.Н., Глазко В.В. Первая высокоточная морская гравиметрическая съемка в районе Северного полюса Земли // Физика Земли. 2016. № 2. С. 109–113.
  102. Соколов А.В., Краснов А.А., Коновалов А.Б. Автоматизация технологии изготовления кварцевой упругой системы мобильного гравиметра // Гироскопия и навигация. 2021. Т. 29, № 2 (113). С. 35–46.
  103. Сорокин Л.В. Определение силы тяжести на море в 1930–1933 гг. // Труды Государственного астрономического института им. П.К. Штернберга. 1951. Т. 16, вып. 2. С. 17–102.



104. Способ аэрогравиметрического определения аномалий гравитационного поля Земли: патент 2868091 Российская Федерация, МПК G01V 7/06 / Михайлов П.С., Соловьев В.Н., Конешов В.Н., Кравцова Н.В.; заявитель и Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук. № 2026111119; заявл. 13.04.2026; опубл. 13.07.2026, Бюл. № 20. 11 с.
105. Способ измерения гравитационного поля Земли: патент 2517780 Российская Федерация, МПК G01V 11/00; G01V 7/00; G01V 7/06; G01V 7/16 / Конешов В.Н., Соловьев В.Н., Железняк Л.К., Михайлов П.С.; заявитель и Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук. № 2020111640; заявл. 20.03.2020; опубл. 24.11.2020, Бюл. № 33. 8 с.
106. Способ контроля точности площадной гравиметрической съемки: патент 2781761 Российская Федерация, МПК G01V 7/00 / Конешов В.Н., Железняк Л.К., Михайлов П.С., Соловьев В.Н.; заявитель и Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук. № 2021135979; заявл. 07.12.2021; опубл. 17.10.2022, Бюл. № 29. 9 с.
107. Степанова И.Н., Щепетилов А.В., Михайлов П.С. Аналитические модели физических полей Земли в региональном варианте с учетом эллиптичности // Физика Земли. 2022. № 3. С. 121–135. DOI: 10.31857/S0002333722030085.
108. Степанова И.Н., Щепетилов А.В., Михайлов П.С. Аналитические модели зависящих от времени физических полей Земли в локальном варианте // Физика Земли. 2023. № 2. С. 20–35. DOI: 10.31857/S0002333722060138.
109. Степанова И.Э., Керимов И.А., Спесивцев А.А., Тимофеева В.А., Михайлов П.С. Спектральный анализ профильных топографических данных с помощью модифицированных F-аппроксимаций // Физика Земли. 2021. № 4. С. 148–157. DOI: 10.31857/S0002333721040098.
110. Степанова И.Э., Щепетилов А.В., Погорелов В.В., Михайлов П.С. Структурно-параметрический подход при построении цифровых моделей рельефа и гравитационного поля Земли с использованием аналитических S-аппроксимаций // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Т. 19, № 2. С. 107–116. DOI: 10.21455/gpb2020.2-8.
111. Строев П.А., Пантелеев В.Л., Левицкая З.Н., Чеснокова Т.С. Подводные экспедиции ГАИШ (из истории науки). М.: КДУ, 2007. 240 с.
112. Сугаипова Л.С. Разработка и исследование методов разномасштабного моделирования геопотенциала: дис. ... д-ра техн. наук: 25.00.32. М., 2018.



113. Торге В. Гравиметрия: пер. с англ. М.: Мир, 1999. 429 с.
114. Чеснокова Т.С., Грушинский Н.П. Гравиметрические определения в Гренландском море, проведенные в 1956 г. на дизель-электроходе «Обь» // Морские гравиметрические исследования: сб. ст. / под ред. В.В. Федынского. М.: Изд-во Московского университета, 1961. С. 37–40.
115. Шайхуллина А.А., Булычев А.А., Дубинин Е.П., Гилод Д.А. Тектоносфера плато Кергелен по геофизическим данным // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 1. Вып. 37. С. 43–50.
116. Andersen O.B., Forsberg R., Knudsen P., Laxon S., McAdoo D. Comparison of Altimetric and Shipborne Marine Gravity over Ice-free and Ice-covered Polar Seas // *Geodesy on the Move. International Association of Geodesy Symposia* / ed. by R. Forsberg, M. Feissel, R. Dietrich. Berlin; Heidelberg: Springer, 1998. Vol. 119. P. 492–497. DOI: 10.1007/978-3-642-72245-5\_83.
117. Andersen O.B., Knudsen P. DNSC08 mean sea surface and mean dynamic topography models // *Journal of Geophysical Research*. 2009. Vol. 114, C11001. DOI: 10.1029/2008JC005179.
118. Andersen O.B., Knudsen P. The DTU17 global marine gravity field: First validation results // *International Association of Geodesy Symposia*. Cham: Springer, 2020. P. 83–87. DOI: 10.1007/1345\_2019\_65.
119. Andersen O.B., Knudsen P. The DTU17 Global Marine Gravity Field: First Validation Results // *Fiducial Reference Measurements for Altimetry. International Association of Geodesy Symposia*. 2019. Vol. 150. P. 83–87. DOI: 10.1007/1345\_2019\_65.
120. Andersen O.B., Rose S.K., Abulaitjiang A., Zhang S., Fleury S. The DTU21 global mean sea surface and first evaluation // *Earth System Science Data*. 2023. Vol. 15. P. 4065–4075. DOI: 10.5194/essd-15-4065-2023.
121. Andersen, 2013 - Andersen O.B. Marine Gravity and Geoid from Satellite Altimetry // *Geoid Determination — Theory and Methods: Lecture Notes in Earth Science*. Springer, 2013. Vol. 110. P. 401–451.
122. Bai Y., Li M., Wu S., Dong D., Gui Z., Sheng J., Wang Z. Upper mantle density modelling for large-scale Moho gravity inversion: case study on the Atlantic Ocean // *Geophysical Journal International*. 2019. Vol. 216, issue 3. P. 2134–2147. DOI: 10.1093/gji/ggz003.
123. Baker J.L. The Tracking and Data Relay Satellite System: An Overview // *Space Communication and Broadcasting*. 1981. Vol. 1. P. 5–17.
124. Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briais A. Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // *Journal of Geodesy*. 2012. No. 86. P. 499–520.

125. Barnes D.E. 2019 Updates Earth Gravitational Model 2020 // American Geophysical Union, Fall Meeting 2019. Public release number 15-564. Abstract G33B-0669. Bibcode: 2019AGUFM.G33B0668B.
126. Barthelmes F. Definition of Functionals of the Geopotential and Their Calculation from Spherical Harmonic Models: Theory and Formulas Used by the Calculation Service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM): Scientific Technical Report STR09/02. Revised ed. Potsdam: GeoForschungsZentrum, 2013. DOI: 10.2312/GFZ.b103-0902-26.
127. Barthelmes F. Global Models // Encyclopedia of Geodesy / ed. by E. Grafarend. Springer International Publishing, 2014. P. 1–9. DOI: 10.1007/978-3-319-02370-0\_43-1.
128. Bilker M. Evaluation of the new global gravity field models from CHAMP and GRACE with GPS-levelling data in Fennoscandia // XXII Geofysiikan Päivät. Helsinki, 2005. P. 21–26.
129. Bocquet M., Fleury S., Piras F., Rinne E., Sallila H., Garnier F., Rémy F. Arctic sea ice radar freeboard retrieval from the European Remote-Sensing Satellite (ERS-2) using altimetry: toward sea ice thickness observation from 1995 to 2021 // The Cryosphere. 2023. No. 17. P. 3013–3039. DOI: 10.5194/tc-17-3013-2023.
130. Bouman J., Bosch W., Sebera J. Assessment of Systematic Errors in the Computation of Gravity Gradients from Satellite Altimeter Data // Marine Geodesy. 2011. Vol. 34, no. 2. P. 85–107. DOI: 10.1080/01490419.2010.518498.
131. Brockmann J.M., Zehentner N., Höck E., Pail R., Loth I., Mayer-Gürr T., Schuh W.D. EGM\_TIM\_RL05: An independent geoid with centimeter accuracy purely based on the GOCE mission // Geophysical Research Letters. 2014. Vol. 41, no. 22. P. 8089–8099. DOI: 10.1002/2014gl061904.
132. Bronson R., Gunther G. Advancements in Dynamic Gravity Instrumentation // SEG Technical Program Expanded Abstracts. 2014. P. 1218–1222. DOI: 10.1190/segam2014-0677.1.
133. Brown G.S. The average impulse response of a rough surface and its applications // IEEE Transactions on Antennas and Propagation. 1977. Vol. 25, no. 1. P. 67–74.
134. Brown J.M. [et al.] Airborne Gravimetry: A Status Report. Land Information New Zealand (LINZ), 1998. 24 p.
135. Buchar E. Determination of Some Parameters of the Gravity Field of the Earth from Rotation of the Nodal Line of Artificial Satellites // Bulletin Géodésique. 1962. No. 65. P. 269–271.

136. de Rijke-Thomas C. Deep Learning for Radar Altimetry Echo Classification and Sea Ice Surface Recognition: MSci Physics thesis. 2019. DOI: 10.13140/RG.2.2.25854.46408.
137. Demianov G., Sermyagin R., Tsybankov I. Global Gravity Field Model GAO2012 [Data set]. Zenodo, 2012. DOI: 10.5281/zenodo.814573.
138. Ditmar P., Kuznetsov V., Van der Sluijs A.A., Schrama E., Klees R. DEOS\_CHAMP-01C\_70: a model of the Earth's gravity field computed from accelerations of the CHAMP satellite // *Journal of Geodesy*. 2006. Vol. 79. P. 586–601.
139. DORIS Special Issue / ed. by P. Willis // *Journal of Geodesy*. 2006. Vol. 80, no. 8–11. P. 401–664.
140. Drinkwater M.R. Ku band airborne radar altimeter observations of marginal sea ice during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1991. Vol. 96, iss. C3. P. 4555–4572.
141. Drobyshev N.V., Koneshov V.N., Pogorelov V.V., Mikhailov P.S. Airborne Laboratory for Gravity Field Research // *Seismic Instruments*. 2019. Vol. 55, no. 6. P. 705–719. DOI: 10.3103/S0747923919060033.
142. Fecher T., Pail R., Gruber T., Schuh W.-D., Kusche J., Brockmann J.M., Loth I., Müller S., Eicker A., Schall J., Mayer-Gürr T., Kvas A., Klinger B., Rieser D., Zehentner N., Baur O., Höck E., Krauß S., Jäggi A., Meyer U., Prange L., Maier A. GOCO05c: A New Combined Gravity Field Model Based on Full Normal Equations and Regionally Varying Weighting // *Surveys in Geophysics*. 2017. Vol. 38. P. 571–590. DOI: 10.1007/s10712-016-9406-y.
143. Fetterer F.M., Drinkwater M.R., Jezek K.C., Laxon S.W.C., Onstott R.G., Ulander L.M.H. Sea Ice Altimetry // *Microwave Remote Sensing of Sea Ice* / ed. by F.D. Carsey. 1992. DOI: 10.1029/GM068p0111.
144. Forsberg R., Kenyon S. Gravity and Geoid in the Arctic region — the northern gap now filled. 2005. URL: [nga.mil](http://nga.mil) (дата обращения: 20.05.2026).
145. Forsberg R., Olesen A., Yildiz H., Tscherning C.C. Polar Gravity Fields from GOCE and airborne Gravity // *Proceedings of the 4th International GOCE User Workshop*. ESA SP-696, 2011.
146. Forsberg R., Olesen A.V. Airborne Gravimetry // *Sciences of Geodesy — I: Theory and Numerical Methods* / ed. by G. Xu. Springer-Verlag, 2010. P. 329–358. DOI: 10.1007/978-3-642-11741-1\_10.
147. Forsberg R., Olesen A.V. Airborne Gravimetry for Geodesy and Geophysical Applications // *Geoid Determination: Theory and Methods*. Cham: Springer, 2021. P. 315–342. (Lecture Notes in Geodetic Sciences).

148. Forsberg R., Solheim D. Performance of FFT methods in local gravity field modeling // Proceedings of the Chapman Conference on Progress in the Determination of the Earth's Gravity Field (Fort Lauderdale, 13–16 September 1988). 1988. P. 100–103.
149. Forsberg R., Tscherning C.C. An overview manual for the GRAVSOFTE geodetic gravity field modelling programs. 2nd ed. Contract Report to JUPEM, August 2008.
150. Förste C., Bruinsma S., Abrikosov O., Lemoine J.-M., Marty J.C., Flechtner F., Balmino G., Barthelmes F., Biancale R. EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. GFZ Data Services, 2014. DOI: 10.5880/ICGEM.2015.1.
151. Gaposchkin E.M., Lambeck K. 1969 Smithsonian Standard Earth (II): Special Report 315. Cambridge, MA: Smithsonian Astrophysical Observatory, 1970. 93 p.
152. Garcia E.S., Sandwell D.T., Smith W.H.F. Retracking CryoSat-2, Envisat and Sentinel-6/Jason-CS-1 radar altimetry waveforms for improved gravity field recovery // *Geophysical Journal International*. 2014. Vol. 196, no. 3. P. 1402–1422. DOI: 10.1093/gji/ggt469.
153. Gatti A., Reguzzoni M., Migliaccio F., Sansò F. Computation and Assessment of the Fifth Release of the GOCE-Only Space-Wise Solution // 1st Joint Commission 2 and IGFS Meeting (Thessaloníki, 19–23 September 2016). 2016.
154. Geodesy for the Layman: DMA Technical Report TR 80-003. St. Louis AFS: Defense Mapping Agency Aerospace Center, 1983. 96 p.
155. Geoid Determination..., 2013 - Sansò F., Sideris M.G. Geoid Determination: Theory and Methods. Berlin: Springer Berlin Heidelberg, 2013. 748 p. DOI: 10.1007/978-3-540-74700-0.
156. Gilardoni M., Reguzzoni M., Sampietro D. GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008 // *Studia Geophysica et Geodaetica*. 2016. Vol. 60. P. 228–247.
157. Gourmelen N., Escorihuela M.J., Shepherd A., Foresta L., Muir A., Garcia-Mondéjar A., Roca M., Baker S.G., Drinkwater M.R. CryoSat-2 swath interferometric altimetry for mapping ice elevation and elevation change // *Advances in Space Research*. 2018. Vol. 62, iss. 6. P. 1226–1242. DOI: 10.1016/j.asr.2017.11.014.
158. Guerreiro K., Fleury S., Zakharova E., Kouraev A., Rémy F., Maisongrande P. Comparison of CryoSat-2 and ENVISAT radar freeboard over Arctic sea ice: toward an improved Envisat freeboard retrieval // *The Cryosphere*. 2017. No. 11. P. 2059–2073. DOI: 10.5194/tc-11-2059-2017.
159. Gulatee B.L. Gravity Anomalies and the Figure of the Earth: Survey of India, Professional Paper No. 30. Dehra Dun: Geodetic Branch Office, 1940.

160. Haalck H. Die Registrierung der zeitlichen Änderungen der Schwerkraft mit Hilfe des Gasbarometers // *Zeitschrift für Geophysik*. 1931. Bd. 7. S. 135–144.
161. Hasanov I.M., Muravyev L.A. Comparison of the new gravity field model XGM2019e with other modern global models of the gravitational field for the Magadan region // *Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects 2020: Conference Proceedings*. 2020. Vol. 2020. P. 1–5. DOI: 10.3997/2214-4609.2020geo112.
162. Hauk M., Pail R. Treatment of ocean tide aliasing in the context of a next generation gravity field mission // *Geophysical Journal International*. 2018. Vol. 214, iss. 1. P. 345–365. DOI: 10.1093/gji/ggy145.
163. Hirt C. Assessment of EGM2008 over Germany using accurate quasigeoid heights from vertical deflections, GCG05 and GPS/levelling // *FV — Zeitschrift für Geodäsie, Geoinformation und Landmanagement*. 2012. Vol. 136.
164. Hirt C., Featherstone W.E., Marti U. Combining EGM2008 and SRTM/DTM2006.0 residual terrain model data to improve quasigeoid computations in mountainous areas devoid of gravity data // *Journal of Geodesy*. 2010. Vol. 84, iss. 9. P. 557–567. DOI: 10.1007/s00190-010-0395-1.
165. Hobson E.W. *The Theory of Spherical and Ellipsoidal Harmonics*. Cambridge: University Press, 1931. 500 p.
166. Hobson E.W. *The Theory of Spherical and Ellipsoidal Harmonics*. New York: Chelsea, 1965. 500 p.
167. Ince E.S., Barthelmes F., Reißland S., Elger K., Förste Ch., Flechtner F., Schuh H. ICGEM — 15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services and future plans // *Earth System Science Data*. 2019. Vol. 11, iss. 2. P. 647–674. DOI: 10.5194/essd-11-647-2019.
168. International Altimetry Team. Altimetry for the future: Building on 25 years of progress // *Advances in Space Research*. 2021. Vol. 68, iss. 2. P. 219–363. DOI: 10.1016/j.asr.2021.01.022.
169. Jacobsen B.H. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps // *Geophysics*. 1987. Vol. 52, no. 8. P. 1138–1148. DOI: 10.1190/1.1442378.
170. Kamto P.G., Yap L., Nguia S., Kande L.H., Kamguia J. Evaluation of latest marine gravity field models derived from satellite altimetry over the Gulf of Guinea (Central Africa) with shipborne gravity data // *Stud. Geophys. Geod.* 2022. Vol. 66. P. 23–37. DOI: 10.1007/s11200-021-0157-y.
171. Kaula W.M. *Theory of Satellite Geodesy: Applications of Satellites to Geodesy*. Mineola, N.Y.: Dover Publications, 2000. 132 p. Republication of the 1966 original.

172. King-Hele D.G. The Earth's gravitational potential, deduced from the orbits of artificial satellites // *Geophysical Journal International*. 1962. Vol. 6, iss. 2. P. 270–272.
173. Knudsen P. Geodesy and geophysics // *Lecture notes for NKG autumn school* / ed. by J. Kakkuri. Korpilampi, Finland, 1993. P. 87–126.
174. Kohnlein W. The Earth's gravitational field as derived from a combination of satellite data with gravity anomalies // *Geodetic Satellite Results during 1967*. 1967. P. 57–72.
175. Koneshov V.N., Zheleznyak L.K., Soloviev V.N., Mikhailov P.S. Development Of Innovative Methodological Support For Marine Gravimetric Surveys // *Seismic Instruments*. 2018. Vol. 54, no. 6. P. 642–649. DOI: 10.3103/S0747923918060051.
176. Kozai Y. New determination of zonal harmonics coefficients of the Earth's gravitational potential // *Publications of the Astronomical Society of Japan*. 1964. Vol. 16. 263 p.
177. Kvas A., Brockmann J.M., Krauss S., Schubert T., Gruber T., Meyer U., Mayer-Gürr T., Schuh W.-D., Jäggi A., Pail R. GOCO06s — a satellite-only global gravity field model // *Earth System Science Data*. 2021. Vol. 13, iss. 1. P. 99–118. DOI: 10.5194/essd-13-99-2021.
178. LaCoste L.J.B. Measurement of gravity at sea and in the air // *Reviews of Geophysics*. 1967. Vol. 5, no. 4. P. 477–526.
179. Landy J., de Rijke-Thomas C., Nab C., Lawrence I., Glissenaar I., Mallett R., Hansen R., Petty A., Tsamados M., Macfarlane A., Braakmann-Folgmann A. Anticipating CRISTAL: An exploration of multi-frequency satellite altimeter snow depth estimates over Arctic sea ice, 2018–2023: Preprint. 2024. DOI: 10.5194/egusphere-2024-2904.
180. Lange M.A., Ackley S.F., Wadhams P., Dieckmann G.S., Eicken H. Development of Sea Ice in the Weddell Sea // *Annals of Glaciology*. 1989. No. 12. P. 92–96. DOI: 10.3189/s0260305500007023.
181. Laxon S.W.C. Satellite Radar Altimetry of Sea Ice: Ph.D. thesis. Holmbury St. Mary: University College London, 1990. 246 p.
182. Lee D.H., Acharya T.D. Comparison of Complete Bouguer Anomalies from Satellite Marine Gravity Models with Shipborne Gravity Data in East Sea, Korea // *Journal of Marine Science and Technology*. 2017. Vol. 25, no. 6. P. 625–632. DOI: 10.6119/JMST-017-1226-01.
183. Lemoine F.G., Kenyon S.C., Factor J.K., Trimmer R.G., Pavlis N.K., Chinn D.S., Cox C.M., Klosko S.M., Luthcke S.B., Torrence M.H., Wang Y.M., Williamson R.G., Pavlis E.C., Rapp R.H., Olson T.R. The Development of the Joint NASA GSFC and NIMA Geopotential Model EGM96: NASA/TP-1998-206861. Greenbelt, MD: NASA Goddard Space Flight

- Center, 1998. 584 p. URL: <https://ntrs.nasa.gov/citations/19980218814> (дата обращения: 20.05.2026).
184. Lenox-Conyngham G.P. The Pendulum Operations in India: Survey of India, Professional Paper No. 15. Dehra Dun: Office of the Trigonometrical Survey, 1923.
  185. Lenzen V.F., Multhauf R.P. Development of Gravity Pendulums in the 19th Century: United States National Museum Bulletin No. 240. Washington, D.C.: Smithsonian Institution Press, 1964. 46 p.
  186. Li J., Sideris M.G. Marine gravity and geoid determination by optimal combination of satellite altimetry and shipborne gravimetry data // *Journal of Geodesy*. 1997. Vol. 71, no. 4. P. 209–216. DOI: 10.1007/s001900050088.
  187. Li Z., Chen T., Wu J. [et al.] A new global grid of gravity anomalies from GOCE and GRACE-FO: Methods and validation // *Earth, Planets and Space*. 2022. Vol. 74, iss. 1. Art. 115. DOI: 10.1186/s40623-022-01676-1.
  188. Liang W., Xu X., Li J., Zhu G. The determination of an ultra-high gravity field model SGG-UGM-1 by combining EGM2008 gravity anomaly and GOCE observation data // *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica*. 2018. Vol. 47, no. 4. P. 425–434. DOI: 10.11947/j.AGCS.2018.20170269.
  189. Ling Z., Zhao L., Zhang T., Zhai G., Yang F. Comparison of Marine Gravity Measurements from Shipborne and Satellite Altimetry in the Arctic Ocean // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14, iss. 1. 11 p. DOI: 10.3390/rs14010041.
  190. Liu C., Wang Z., Jiang T. WHU-CASM-UGM2025 The combined global gravity field model up to degree and order 11000 // *GFZ Data Services*. 2026. URL: <https://doi.org/10.5880/icgem.2026.002> (дата обращения: 03.08.2026).
  191. Liu C., Wang Z., Li F. [et al.] Efficient Solutions for Forward Modeling of the Earth's Topographic Potential in Spheroidal Harmonics // *Surveys in Geophysics*. 2025. Vol. 46. P. 169–196. DOI: 10.1007/s10712-024-09871-7.
  192. Mayer-Gürr T., Eicker A., Ilk K.H. ITG-GRACE02s: a GRACE gravity field derived from short arcs of the satellite's orbit // *Proceedings of the First Symposium of International Gravity Field Service*. Istanbul, 2007. P. 193–198.
  193. Merriam J.B. Atmospheric pressure and gravity // *Geophysical Journal International*. 1992. Vol. 109, iss. 3. P. 488–500.
  194. Mikhailov P.S., Koneshov V.N., Pogorelov V.V., Spesivtsev A.A., Solovyev V.N., Zheleznyak L.K. High-Degree Models of the Earth's Gravity Field: History of Development, Assessment of Prospects and Resolution // *Seismic Instruments*. 2021. Vol. 57, no. 4. P. 446–461. DOI: 10.3103/s0747923921040083.



195. Morrow R., Fu L.-L., Arduin J. [et al.] The Surface Water and Ocean Topography (SWOT) Mission: Wide-Swath Altimetry for Oceanography and Hydrology // *Frontiers in Marine Science*. 2019. Vol. 6. Art. 437. DOI: 10.3389/fmars.2019.00437.
196. Müller F.L., Dettmering D., Bosch W., Seitz F. Monitoring the Arctic Seas: How Satellite Altimetry Can Be Used to Detect Open Water in Sea-Ice Regions // *Remote Sensing*. 2017. No. 9. Art. 551. DOI: 10.3390/rs9060551.
197. Naeimi S., Kusche J., Rietbroek R. [et al.] High-resolution regional gravity field modeling in data-challenging regions based on spherical radial basis functions // *Earth, Planets and Space*. 2024. Vol. 76, iss. 1. Art. 21. DOI: 10.1186/s40623-024-01966-w.
198. Odera P.A. Analysis of Marine Gravity Data: Doctoral thesis. Stockholm: Royal Institute of Technology (KTH), School of Architecture and the Built Environment, 2012. 56 p.
199. Pail R., Bingham R., Braitenberg C. [et al.] GOCE data, models and applications: a review // *Surveys in Geophysics*. 2015. Vol. 36, iss. 3. P. 469–527. DOI: 10.1007/s10712-015-9319-z.
200. Pail R., Bruinsma S., Migliaccio F., Förste C., Goiginger H., Schuh W.-D., Höck E., Reguzzoni M., Brockmann J.M., Abrikosov O., Veicherts M., Fecher T., Mayrhofer R., Krasbutter I., Sansò F., Tscherning C.C. First GOCE gravity field models derived by three different approaches // *Journal of Geodesy*. 2011. Vol. 85, no. 11. P. 819–843.
201. Panteleev V.P., Petrova M.S., Kucher A.S., Zotov L.V. Comparison of the modern Earth's gravity field models constructed according to the space missions of GRACE and GOCE // *Earth, Planets and Space*. 2020. Vol. 72, no. 1. P. 1–14.
202. Pavlis N.K. Gravity, Global Models // *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* / ed. by H.K. Gupta. Dordrecht: Springer, 2011. DOI: 10.1007/978-90-481-8702-7\_76.
203. Pavlis N.K., Factor J.K., Holmes S.A. Terrain-related gravimetric quantities computed for the next EGM // *Proceedings of the 1st International Symposium of the International Gravity Field Service*. 2007. Vol. 18. P. 318–323.
204. Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008) // *Journal of Geophysical Research*. 2012. Vol. 117, iss. B4, B04406. DOI: 10.1029/2011JB008916.
205. Pham H.T., Claessens S., Kuhn M., Awange J. Performance evaluation of high/ultra-high-degree global geopotential models over Vietnam using GNSS/leveling data // *Geodesy and Geodynamics*. 2023. Vol. 14, iss. 5. P. 500–512. DOI: 10.1016/j.geog.2023.03.002.
206. Pham L.T., Oliveira S.P., Pašteka R., de Souza J. Reducing the noise in potential field data using an approximation based on vertical continuation filters // *Journal of Applied Geophysics*. 2025. Vol. 241. Art. 105841. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2025.105841.

207. Pyle T.E., Ledbetter M., Coakley B., Chayes D. Arctic Ocean Science // Sea Technology. 1997. Vol. 38, no. 10. P. 10–15.
208. Quartly G.D., Rinne E., Passaro M., Andersen O.B., Dinardo S., Fleury S., Guillot A., Hendricks S., Kurekin A.A., Müller F.L., Ricker R., Skourup H., Tsamados M. Retrieving Sea Level and Freeboard in the Arctic: A Review of Current Radar Altimetry Methodologies and Future Perspectives // Remote Sensing. 2019. Vol. 11, no. 7. Art. 881. DOI: 10.3390/rs11070881.
209. Reigber C., Schwintzer P., Neumayer K.-H., Barthelmes F., König R., Förste C., Balmino G., Biancale R., Lemoine J.-M., Loyer S., Bruinsma S., Perosanz F., Fayard T. The CHAMP-only Earth Gravity Field Model EIGEN-2 // Advances in Space Research. 2003. Vol. 31, iss. 8. P. 1883–1888.
210. Reigber et al., 2002a - Reigber C., Balmino G., Schwintzer P., Biancale R., Bode A., Lemoine J.-M., König R., Loyer S., Neumayer H., Marty J.-C., Barthelmes F., Perosanz F., Zhu S.Y. A high-quality global gravity field model from CHAMP GPS tracking data and accelerometry (EIGEN1S) // Geophysical Research Letters. 2002. Vol. 29, iss. 14. P. 37-1–37-4.
211. Reigber et al., 2002b - Reigber C., Lühr H., Schwintzer P. The CHAMP geopotential mission // Bollettino di Geodesia e Scienze Affini. 2002. Vol. 61, no. 3. P. 229–244.
212. Ricker R. Sea-Ice Thickness derived from CryoSat-2: Validation and Uncertainties: Ph.D. thesis. Bremen: Jacobs University Bremen, 2015. DOI: 10013/epic.46807.
213. Rummel R. GOCE: Its Principles and Science // Surveys in Geophysics. 2011. Vol. 32, iss. 4–5. P. 355–371. DOI: 10.1007/s10712-011-9122-3.
214. Sandwell D.T. Advanced Geodynamics: The Fourier Transform Method. Cambridge: Cambridge University Press, 2022. 284 p. DOI: 10.1017/9781009024822.
215. Sandwell D.T., Harper H., Tozer B., Smith W.H.F. Gravity field recovery from geodetic altimeter missions // Advances in Space Research. 2019. Vol. 68, iss. 2. P. 1059–1072. DOI: 10.1016/j.asr.2019.09.011.
216. Sandwell D.T., Harper H., Tozer B., Smith W.H.F. Gravity field recovery from geodetic altimeter missions // Advances in Space Research. 2021. Vol. 68, iss. 2. P. 1059–1072. DOI: 10.1126/science.1258213.
217. Sandwell D.T., MacKenzie K.R. Geoid height versus topography for oceanic plateaus and swells // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1989. Vol. 94, iss. B6. P. 7403–7418. DOI: 10.1029/JB094iB06p07403.

218. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. Vol. 346, no. 6205. P. 65–67. DOI: 10.1126/science.1258213.
219. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: ridge segmentation versus spreading rate // *Journal of Geophysical Research*. 2009. Vol. 114, iss. B1, B0141. P. 1–18. DOI: 10.1029/2008JB006008.
220. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity field from Geosat and ERS 1 satellite altimetry // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1997. Vol. 102, no. B5. P. 10039–10054.
221. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Retracing ERS-1 altimeter waveform for optimal gravity field recovery // *Geophysical Journal International*. 2005. Vol. 163. P. 79–89. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.027224.x.
222. Sandwell D.T., Smith W.H.F., Gille S., Kappel E., Jayne S., Soofi K., Coakley B., Geli L. Bathymetry from space: rationale and requirements for a new, high-resolution altimetric mission // *Comptes Rendus Geoscience*. 2006. Vol. 338. P. 1049–1062.
223. Scheinert M., Ferraccioli R., Chen J.L., Fretwell S., Forsberg R., Gadiorkova H.V., Gudmundsson G., Grollmann K., Griggs J.L., Helffrich G., Kenyon S.J., Lukin V., Marmion J.S., Maslov L., Miller S., Olesen A.V., Pappas C.P., Popov S.V., Pratt R.G., Vaughan D.G., Wilson J.S. New Antarctic Gravity Anomaly Grid for Enhanced Geodetic and Geophysical Studies in Antarctica // *Geophysical Research Letters*. 2016. Vol. 43, iss. 5. P. 2091–2100. DOI: 10.1002/2015GL067439.
224. Stepanova I.E., Shchepetilov A.V., Salnikov A.M., Mikhailov P.S., Pogorelov V.V., Batov A.V., Timofeeva V.A. Application of a Combined Approach Based on Analytical Approximations and Construction of Gravity Field Integral Curves for the Interpretation of Marine and Airborne Gravimetric Data // *Seismic Instruments*. 2021. Vol. 57, no. 5. P. 614–624. DOI: 10.3103/S074792392105008X.
225. Tilling R.L., Ridout A., Shepherd A., Wingham D.J. Increased Arctic sea ice volume after anomalously low melting in 2013 // *Nature Geoscience*. 2015. No. 8. P. 643–646. DOI: 10.1038/ngeo2489.
226. Trauth M.H. MATLAB. Recipes for Earth Sciences. 4th ed. Berlin: Springer, 2015. 500 p. ISBN 978-3-662-46243-0. DOI: 10.1007/978-3-662-46244-7.
227. Tziavos I.N., Forsberg R., Sideris M.G. Marine gravity field recovery by combining satellite altimetry and shipborne gravimetry // *Boll. Geof. Teor. Appl.* 1999. Vol. 40, no. 3-4. P. 219–226.
228. Valliant H.D. Gravity meter calibration at LaCoste and Romberg // *Geophysics*. 1991. Vol. 56, no. 5. P. 705–713. DOI: 10.1190/1.1443089.

229. Vening Meinesz F.A. Theory and practice of pendulum observations at sea. Delft: Waltman, 1929. 112 p.
230. Vergos G.S., Grebenitcharsky R.S., Sideris M.G. Combination of Multi-Satellite Altimetry and Shipborne Gravity Data for Geoid Determination in a Coastal Region of Eastern Canada // International Service for the Geoid (IGeS) Bulletin. 2002. No. 12. P. 3–17.
231. Vernet M., Geibert W., Hoppema M., Brown P.J., Haas C., Hellmer H.H. [et al.] The Weddell Gyre, Southern Ocean: Present knowledge and future challenges // Reviews of Geophysics. 2019. No. 57. P. 623–708. DOI: 10.1029/2018RG000604.
232. Vu D.T., Bonvalot S., Seoane L., Gabalda G., Remy D., Bruinsma S., Bidel Y., Bresson A., Zahzam N., Rouxel D., Salaün C., Lalancette M.-F., Forsberg R., Jensen T., Jamet O. Potential of cold-atom airborne gravimetry to improve coastal gravity field and quasigeoid modelling // Journal of Geodesy. 2024. Vol. 98. Art. 28. DOI: 10.1007/s00190-024-01839-0.
233. Wahr J., Molenaar M., Bryan F. Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1998. Vol. 103, no. B12. P. 30205–30227.
234. Wan X., Hao R., Jia Y., Wu X., Wang Y., Feng L. Global marine gravity anomalies from multi-satellite altimeter data // Earth, Planets and Space. 2022. Vol. 74. Art. 165. DOI: 10.1186/s40623-022-01720-4.
235. Wang L., Xu T., Chen J. [et al.] Performance evaluation of high/ultra-high-degree global geopotential models over the Qinghai-Tibet Plateau // Geodesy and Geodynamics. 2023. Vol. 14, iss. 5. P. 464–473. DOI: 10.1016/j.geog.2023.03.003.
236. Wei Liang, Jiancheng Li, Xinyu Xu, Shengjun Zhang, Yongqi Zhao. A High-Resolution Earth's Gravity Field Model SGG-UGM-2 from GOCE, GRACE, Satellite Altimetry, and EGM2008 // Research Geodesy and Survey Engineering. 2020. Vol. 6, issue 8. P. 860–878.
237. Wu Y., He X., Luo Z., Shi H. An Assessment of Recently Released High-Degree Global Geopotential Models Based on Heterogeneous Geodetic and Ocean Data // Frontiers in Earth Science. 2021. Vol. 9. Art. 749611. DOI: 10.3389/feart.2021.749611.
238. Zhong W., Jiang M., Xu K., Jia Y. Arctic Sea Ice Lead Detection from Chinese HY-2B Radar Altimeter Data // Remote Sensing. 2023. Vol. 15, no. 2. Art. 516. DOI: 10.3390/rs15020516.
239. Zhu L., Yang L., Zhou D.-X., Zhou X.-H., Tang Q.-H. Polar sea ice characteristics determined from the ENVISAT RA-2 altimeter // Nature and Science. 2014. Vol. 12, no. 8. P. 40–47.

- 240. Zingerle et al., 2019a - Zingerle P., Brockmann J.M., Pail R., Gruber T., Willberg M. The polar extended gravity field model TIM\_R6. GFZ Data Services, 2019. DOI: 10.5880/ICGEM.2019.005.
- 241. Zingerle et al., 2019b - Zingerle P., Pail R., Gruber T., Oikonomidou X. The experimental gravity field model XGM2019e. GFZ Data Services, 2019. DOI: 10.5880/ICGEM.2019.007.
- 242. Zingerle P., Pail R., Gruber T., Oikonomidou X. The combined global gravity field model XGM2019e // Journal of Geodesy. 2020. Vol. 94. Art. 66. DOI: 10.1007/s00190-020-01398-0.