

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О. Ю. ШМИДТА РОССИЙСКОЙ
АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



Михайлов Павел Сергеевич

**СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИЧЕСКИХ ПРИЕМОВ ВЫПОЛНЕНИЯ
МОРСКИХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК**

Специальность 25.00.10. «Геофизика, геофизические методы поисков полезных
ископаемых»

Диссертация на соискание ученой степени

кандидата технических наук

Научный руководитель

д. т. н., профессор

Конешов В.Н.

Москва-2017

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1 Анализ современных методик морских гравиметрических измерений.....	8
1.1 Анализ факторов, влияющих на точность измерений.....	8
1.2 Помехи, вызванные внешними условиями.....	11
1.3 Оптимальная схема построения современного морского гравиметра	14
1.4 Методика производства морских гравиметрических съемок.....	19
1.5 Особенности обработки морских гравиметрических измерений.....	23
1.6 Актуальные задачи современной морской гравиметрии.....	36
1.7 Пути повышения точности морских гравиметрических съемок на современном этапе.....	36
Результаты и выводы по главе 1.....	37
Глава 2 Использование современных моделей гравитационного поля Земли для определения скорости смещения нуль-пункта гравиметра.....	39
2.1 Спутниковые методы определения аномалий ГПЗ, краткий обзор современных моделей.....	39
2.2 Оценка моделей и их сравнения с прямыми измерениями.....	44
2.3 Опорные измерения и условия их выполнения	54
2.4 Методический прием использования моделей ГПЗ для определения скорости смещения нуль-пункта гравиметра	55
2.5 Экспериментальные результаты применения методических приемов.	57
Результаты и выводы по главе 2.....	68

Глава 3 Контроль и коррекция текущих морских гравиметрических измерений по моделям гравитационного поля Земли.....	69
3.1 Требования инструкций к выполнению морской гравиметрической съемки.....	69
3.2 Способы оценки точности и морских гравиметрических измерений.....	72
3.3 Методические приемы контроля и коррекции морских гравиметрических съемок по моделям ГПЗ.....	74
3.4 Экспериментальные результаты применения методического приема.....	75
Результаты и выводы по главе 3.....	81
Глава 4 Учет океанического прилива при морской гравиметрической съемке.....	82
4.1 Океанический прилив и его физический смысл.....	82
4.2 Влияние приливного эффекта на точность морской гравиметрической съемки.....	84
4.3 Прямые способы измерения высоты прилива.....	85
4.4 Динамические модели океанского прилива и их возможности.....	93
4.5 Экспериментальные результаты.....	95
Результаты и выводы по главе 4.....	101
Заключение.....	101
Список используемой литературы.....	103

Введение

Актуальность темы исследования

Знание аномалий гравитационного поля Земли позволяет решать ряд фундаментальных и научно-практических задач: общеземных (уточнение формы и глубинного строения Земли), геологических (разведка, поиск и оконтуривание месторождений полезных ископаемых), освоения космоса, обороны государства (расчет полетов баллистических ракет, коррекция координат в инерционных навигационных системах), метрологии и т.д. Возможности использования аномалий гравитационного поля, как источника информации, определяются точностью выполнения гравиметрических съемок. Эти возможности расширяются с уменьшением погрешности гравиметрических измерений. Необходимая точность измерений зависит от характера решаемой задачи. В настоящий момент по превышениям геоида над эллипсоидом относимости, получаемым с использованием спутниковых альтиметрии и градиентометрии, возможно вычислять аномалии силы тяжести, строить карты масштаба 1:1 000 000 и 1:500 000 с сечением изоаномал до 5-10 мГал и решать общие гравиметрические задачи. Для решения частных задач геологии и некоторых прикладных задач в акваториях Мирового океана требуются крупномасштабные карты, для чего необходимо выполнять прямые морские гравиметрические съемки.

Морская гравиметрическая съемка является дорогостоящей, поэтому обычно выполняется в комплексе и одновременно с другими работами. В связи с этим не всегда есть возможность строго следовать требованиям действующих инструкций по гравиметрической съемке. Это касается планирования съемочных полигонов и профилей, опорных береговых измерений, количества приборов на борту. Для повышения точности измерений, необходимой, например, для оконтуривания месторождений нефте-газоносных структур кроме развития аппаратной части, требуются новые усовершенствованные методики, как производства самих измерений, так и их последующей обработки.

Цели и задачи диссертационной работы

Целью диссертационной работы является совершенствование технологии и методики выполнения морских гравиметрических съемок с целью повышения их точности.

Для достижения поставленной цели в диссертационной работе решались следующие **задачи**:

1. Анализ и систематизация источников помех при выполнении морских гравиметрических съемок, а также возможных методов борьбы с ними;
2. Совершенствование приемов обработки результатов измерений;
3. Разработка методических приемов с использованием современных моделей гравитационного поля Земли для контроля и коррекции прямых измерений;
4. Разработка методических приемов по учету поправки за изменение уровня моря, вызванного приливными явлениями;
5. Выработка предложений по совершенствованию общей методики выполнения морских гравиметрических измерений;
6. Экспериментальная проверка предложенных приемов совершенствования морских гравиметрических съемок.

Научная новизна

Разработан и обоснован комплекс принципиально новых методических приемов выполнения современной морской высокоточной гравиметрической съемки.

Практическая значимость работы

1. Разработан и на экспериментальном материале проверен ряд методических приемов, существенно повышающих точность и расширяющих возможности морских гравиметрических съемок в различных условиях;

2. Описанные приемы обработки могут быть полезны как при выполнении стандартных морских измерений, так и при действиях в нестандартных ситуациях;

3. Полученные результаты могут быть использованы при подготовке новой редакции «Инструкции по гравиметрической съемке», соответствующей современным реалиям выполнения работ.

Основные научные положения, выносимые на защиту

1. Методический прием использования моделей гравитационного поля Земли для определения скорости смещения нуля-пункта гравиметра;

2. Методические приемы контроля и коррекции морских гравиметрических измерений по моделям гравитационного поля Земли;

3. Методический прием введения поправки за океанический прилив для повышения точности морских гравиметрических съемок.

Личный вклад

Основные экспериментальные результаты получены лично автором. Автор принимал участие в разработке и усовершенствовании методик измерений и обработки. Автор непосредственно проверял защищаемые методические приемы в рамках многочисленных экспериментов в процессе выполнения морских гравиметрических измерений и получил положительные результаты. Автором проверено и проанализировано несколько способов коррекции прямых измерений по моделям аномалий гравитационного поля и учета высоты прилива и предложены наиболее уточненные методические приемы.

Апробация результатов

Результаты выполненной работы доложены на следующих конференциях:

1. Международная научно-практическая конференция «Проблемы, методы и средства исследований Мирового океана» НАН Украины, г. Запорожье 2013 г.
2. Симпозиум международной ассоциации по геодезии (IAG) «Наземная, морская и аэрогравиметрия: измерения на неподвижных и подвижных основаниях», г. Санкт-Петербург 2013 г.
3. Международная научно-техническая конференция «Геодезия, картография, кадастр и ГИС – проблемы и перспективы развития», г. Новополюцк, 2016 г.
4. 44-я сессия Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей» г. Москва, 23-27 января 2017 г.

Публикации по теме диссертации

Основные результаты по теме диссертации изложены в 8 печатных изданиях, 4 из которых изданы в журналах, рекомендованных ВАК, 4 — в трудах и тезисах конференций, и прочих изданиях.

Объем и структура работы

Диссертация состоит из введения, четырех глав и заключения. Полный объем диссертации 115 страниц текста с 32 рисунками и 10 таблицами. Список литературы содержит 132 наименования.

Глава 1 Анализ современных методик морских гравиметрических измерений

1.1 Анализ факторов, влияющих на точность измерений

Основной целью диссертационной работы является повышение конечной точности и надежности морской гравиметрической съемки методическими средствами. Для достижения поставленной цели необходимо рассмотреть и проанализировать факторы влияющие на точность измерений. Средняя квадратическая погрешность (в мГал) m_g^2 измеряемого значения силы тяжести на одном пункте может быть представлена как совокупность погрешностей в формуле 1:

$$m_g^2 = m_{исх}^2 + m_{нп}^2 + m_{ин}^2 + m_{g_{\text{ЭТВ}}}^2 + m_h^2 + m_{g\phi\lambda}^2 + m_{дин}^2, \quad (1)$$

где: $m_{исх}$ – погрешность исходного значения силы тяжести на береговом ОГП;

$m_{нп}$ – погрешность определения скорости смещения нуль-пункта гравиметра;

$m_{g\phi\lambda}$ - погрешность определения координат;

$m_{g_{\text{ЭТВ}}}$ - погрешность расчета поправки за эффект Этвеша;

$m_{дин}$ - погрешность поправки за влияние внешних возмущающих ускорений;

$m_{ин}$ – инструментальная погрешность единичного измерения гравиметром;

m_h - погрешность поправки за приведение к уровню моря и его изменение.

Погрешность исходного абсолютного значения силы тяжести на береговом опорном гравиметрическом пункте $m_{нп}$ является систематической составляющей конечной точности гравиметрических измерений. Значение погрешности может быть выявлено путем сравнения полученных данных с контрольными либо по невязкам на других береговых ОГП.

Погрешность определения скорости смещения нуля-пункта гравиметра $m_{\text{нп}}$ также является систематической. Скорость смещения нуля-пункта в кварцевых системах считается линейной и предсказуемой при неизменных внешних условиях, однако подвержена влиянию температуры, влажности, давления и т.д. Поправка за неточно определенное смещение обычно определяется после выполнения промежуточных или заключительных опорных измерений и распределяется пропорционально времени.

Погрешности определения координат $m_{g\phi\lambda}$ и поправки Этвеша $m_{g\text{ЭТВ}}$ взаимосвязаны. Так как на современном этапе координаты определяются спутниковыми методами с высокой точностью (до 0.5 м) погрешностью $m_{g\phi\lambda}$ можно пренебречь.

Разделить силы инерции и силы тяжести, действующие на гравиметр физическими методами невозможно. Поэтому при определении ускорений силы тяжести на подвижном основании влияние сил инерции может быть учтено только в том случае, если известны его траектория и закон движения в инерциальной системе координат, что возможно только с использованием не инерциальных измерительных систем, например спутниковых методов. Следовательно погрешность поправки Этвеш $m_{g\text{ЭТВ}}$ так же зависит от точности спутникового определения координат.

Совершенствование измерительных приборов, как в настоящее время, так и в ближайшем будущем позволяет все более и более точно определять особенности движения в инерциальном пространстве, что является аппаратной стороной повышения точности морских гравиметрических съемок.

Точность измерения гравитационного поля в большой степени зависит от учета сил, действующих на чувствительный элемент измерительного прибора. На чувствительный элемент гравиметра действуют следующие силы: сила тяготения, силы инерции (возмущающие ускорения и наклоны, орбитальный эффект), сила

воздействия упругого элемента, сила сопротивления движению чувствительного элемента со стороны демпфирующего устройства. Силы и ускорения рассмотрены применительно к сильно демпфированному гравиметру, называемому «идеальным», то есть когда центр масс чувствительного элемента имеет одну степень свободы относительно корпуса, сила деформации упругого элемента пропорциональна его деформации, а демпфирующая сила пропорциональна скорости перемещения центра масс относительно корпуса. Уравнение движения чувствительного элемента относительно корпуса «идеального» гравиметра может быть представлено следующим образом:

$$mW_z = \sum Q_{zi}, \quad (2)$$

где: W_z - проекция кажущегося ускорения центра масс чувствительного элемента на истинную вертикаль;

$\sum Q_{zi}$ - сумма сил, действующих на чувствительный элемент вдоль оси чувствительности;

m - масса чувствительного элемента.

В сумму сил $\sum Q_{zi}$ входят полезный сигнал, то есть сила тяжести, и инерционные помехи, то есть возмущающие знакопеременные горизонтальные и вертикальные ускорения качки судна, которые в тысячи раз превышают значения полезного сигнала, а также медленно меняющееся ускорение от движения судна по поверхности Земли (эффект Этвеша). Поэтому величина погрешности учета этих инерционных ускорений $m_{дин}$ может быть весьма значительной.

Сила тяжести – векторная сумма сил притяжения Земли, Луны, Солнца и других небесных тел. Искомое ускорение силы тяжести g – равнодействующая удельной силы тяготения, удельной центробежной силы инерции и удельной силы притяжения небесных тел - формула 3.

$$g = f + q\omega + f_1 \quad (3)$$

где: f – сила тяготения;

$q\omega$ – центробежная сила;

f_1 – сила притяжения небесных тел.

Сила f_1 непрерывно изменяется вследствие непрерывного изменения взаимного положения Земли, Луны и Солнца, что обуславливает приливные изменения силы тяжести. Для исключения составляющей f_1 из результатов измерений необходимо вводить специальную поправку. Поправка за приливный эффект из незначительно и пренебрегаемой при увеличении точности морской съемки становится весомой и, следовательно, погрешность расчета этой поправки m_h непосредственно влияет на конечную точность производства морских гравиметрических съемок.

1.2 Помехи, вызванные внешними условиями

При гравиметрической съемке с подвижного основания полезный сигнал всегда искажается дополнительным ускорением, возникающим вследствие движения по поверхности планеты. Данное ускорение это векторная сумма сил инерции, возникающих в результате суточного вращения Земли и перемещений прибора относительно ее поверхности. В практике гравиметрических съемок данное влияние называют эффектом Этвеша.

Если движение происходит строго на север или на юг, вдоль меридиана, этого дополнительного влияния не будет. При движении с запада на восток, или, с востока на запад происходит в первом случае увеличение центробежной силы, а во втором – уменьшение, за счет скорости и направления движения. Расчет

значений этого влияния осуществляется с учетом широты B , так как на любой параллели центробежная сила будет меньше, чем на экваторе в $\cos B$ раз. В общем случае формула определения величины изменения центростремительного ускорения при движении по поверхности Земли имеет вид:

$$\Delta g = 2 \frac{v}{R} v_c \cos B \sin A + \frac{v^2}{R}, \quad (4)$$

где: v – скорость вращения Земли;

R – радиус Земли;

vc – скорость движения в узлах;

B – географическая широта;

A – азимут направления движения.

При измерении на подвижном основании в морских условиях происходят ускорения центра масс объекта, связанные с изменением его радиус-вектора: на надводных судах это орбитальные движения (вертикальная качка), на подводных лодках – вариации глубины погружения при прохождении по съемочному галсу. Периоды преобладающих ускорений лежат в пределах от 5 до 12 секунд, в зависимости от типа и водоизмещения судна. Кроме того, величины действующих ускорений зависят также от места расположения гравиметров, угловых колебаний (качки) судна, погодных условий и ряда других факторов. Все эти возмущающие ускорения являются знакопеременными с нулевым математическим ожиданием.

Проекция кажущихся ускорений на истинную вертикаль равна:

$$Wz = Z'' + z'' + ge - g, \quad (5)$$

где:

Z'' – вертикальное ускорение корпуса гравиметра;

z'' – ускорение чувствительного элемента относительно корпуса гравиметра.

Уравнение движения чувствительного элемента представлено в формуле 2. Сумма сил, действующих на чувствительный элемент вдоль оси чувствительности состоит из силы сопротивления демпфирующего устройства с известным коэффициентом демпфирования и силы деформации упругого элемента с известной жесткостью (коэффициентом деформации). Таким образом уравнение движения имеет вид:

$$mz'' + Ez' + \lambda z = m(g - Z'' - g_e), \quad (6)$$

где: E – коэффициент демпфирования;

λ – жесткость чувствительного элемента.

С учетом сильно демпфированной упругой системы гравиметра:

$$\tau z' + kz = g - Z'' - g_e, \quad (7)$$

где: τ – постоянная времени упругой системы;

k – градуировочный коэффициент (цена деления);

Ускорения качки можно представить в следующем виде:

$$A_k = \xi'' + x\psi'' + y\theta'', \quad (8)$$

где: ξ – вертикальное перемещение судна;

θ, ψ – величины крена и деферента;

x, y – расстояние от измерительного прибора до центра масс судна.

Вертикальные ускорения, как уже было отмечено выше, являются знакопеременными с нулевым математическим ожиданием.

Так как гравиметрический датчик устанавливается на гировертикаль, то на измерительную ось проектируются только вертикальные ускорения. Кроме

короткопериодных ускорений качки, помехами является эффект Этвеша, содержащий постоянную и медленно меняющуюся составляющие с периодом до десятков минут. Источниками длиннопериодных помех являются также приливы, изменения глубины погружения подводной лодки, а также совместное действие горизонтальных ускорений и остаточных наклонов гировертикали.

Кроме инерционных помех, в выходном сигнале гравиметра присутствуют аппаратные шумы. Они возникают вследствие конструктивных особенностей прибора и несовершенством изготовления его составных частей. К первым относятся орбитальный эффект, дискретность отсчета, нелинейность шкалы, неупругие деформации пружин, а ко вторым – действие различных внешних факторов (изменение температуры, давления, влажности и др.). Аппаратные шумы находятся в том же частотном диапазоне, они тоже разделяются на длинные (вариации орбитального эффекта) и короткие (дискретность считывания отсчетов).

Для выделения полезного сигнала соответствующей точности необходимо отфильтровать высокочастотные помехи, а низкочастотные – вычислить по траекторным измерениям неинерционными приборами и учесть их как поправки.

1.3 Оптимальная схема построения современного морского гравиметра

В настоящее время для морских измерений сила тяжести используется современный морской гравиметрический комплекс «Чекан-АМ» и его модификация «Шельф». Представленные в настоящей работе методологические приемы разработаны и опробованы в процессе морских измерений, выполненных преимущественно данным гравиметром или его модификациями.

Использование этого гравиметрического комплекса обусловлено рядом факторов:

- специалисты Института Физики Земли АН СССР принимали непосредственное участие в разработке и серийном производстве ряда поколений морской гравиметрической аппаратуры, в том числе обоих комплексов;

- по сравнительным оценкам (собственным и зарубежных компаний Fugro, TGS NOPEC и др.) отечественные мобильные гравиметрические комплексы не уступают зарубежным изделиям, в том числе гравиметрам La Coste&Romberg (США), а по устойчивости к инерциальным помехам - превосходят;

- гравиметр МАГ-1 (GT-1A), созданный в 2003 году с использованием осесимметричного акселерометра в рамках научно-технической программы «Научное приборостроение» широко и эффективно применяется при аэрогравиметрических измерениях. Данный комплекс, зарекомендовавший себя при измерениях с самолета и при коротких морских съемках, не обладает достаточной стабильностью при долгосрочном отрыве от береговых пунктов;

- мобильный гравиметрический комплекс «Чекан-АМ» обладает достаточной точностью и стабильностью при долгосрочных измерениях, для решения задач диссертационной работы. Кроме того, применение апостериорной методики обработки измерений, учитывающей уровень возмущающих ускорений для выбора порядка и времени фильтрации, позволяет получать качественные результаты даже при сложных условиях по волнению моря.

Таким образом, морской *мобильный гравиметрический комплекс «Чекан-АМ»* (и его более поздние модификации) устойчивый к воздействию физических факторов и не имеющий ограничений на продолжительность плавания наибольшим образом подходит для достижения целей и решения настоящей работы.

Комплекс разработан с учетом накопленного предшествующего опыта разработки морской гравиметрической аппаратуры в Институте физики Земли и

ЦНИИ «Электроприбор». Предшественниками современного комплекса были следующие серийные приборы:

Морской гравиметр с фоторегистрацией (МГФ) - серийно выпускался с 1971 года;

Автоматизированный гиросtabilизированный гравиметр (Чета АГГ) – выпускался с 1982 года, комплекс содержал 3 гиросtabilизированных гравиметра и СВЦ (специализированный вычислитель цифровой). С помощью оптико-электронного преобразователя с модулятором щелевого типа сигнал в цифровом виде поступал на СВЦ, где выполнялась основная обработка данных с гравиметров и гироскопаса и лага, на выходе регистрировались приращения силы тяжести по каждому прибору, средние значения и статистические погрешности, а так же абсолютные значения силы тяжести. При работе комплекса обязательно использовался внешний кондиционер для охлаждения. Прибор устанавливался на борт стационарно;

«Скалочник» - отличается автономной термостабилизацией гироскопической платформы, новой элементной базой и применением серийной вычислительной техники. В 1990-е выпущено несколько образцов;

«Чекан АМ» - первый мобильный аэро-морской гравиметрический комплекс с оптико-электронным преобразователем на ПЗС линейках, с индивидуальной ЭВМ промышленного типа на операционной системе DOS и новым гиросtabilизатором с цифровым управлением. Выпускался с 2003 года.

«Шельф» - модернизация всех основных узлов и их компоновка, применение ПЗС матрицы, использование современного серийного ПК. Упругая система термостатируется совместно с оптико-электронным преобразователем, что повышает ее термостойчивость. Выпускается с 2013 года и по настоящее время.

Для каждого описанного выше поколения гравиметра разработаны: упругая система, преобразователь и система термостабилизации отличающиеся от предыдущей улучшением качества и надежности.

Выпускаемый серийно объединенным концерном «ЦНИИ «Электроприбор», г. Санкт-Петербург, аэроморской гравиметрический комплекс «Чекан-АМ» пятого поколения предназначен для измерений с морских и воздушных судов. Первичным преобразователем гравиметра является упругая система крутильного типа из кварцевого стекла. Рычаг с грузом, являющийся пробной массой, удерживается в горизонтальном положении предварительным закручиванием нитей подвеса, задающих ось его вращения. При изменении силы тяжести горизонтально расположенный в исходном положении рычаг поворачивается на угол $\Delta\phi$, что является мерой изменения силы тяжести. Для уменьшения эффекта орбитального движения в процессе качки используется двойная система с зеркальным расположением двух одинарных. Он практически исключается при идентичности половин двойной системы по чувствительности и постоянной времени, которые достигают 99%. Для съема сигнала в системе имеется два зеркала. Двойная упругая система помещена в жидкость для фильтрации вертикальных инерционных ускорений (апериодическое звено) и термокомпенсации. Углы поворота рычагов преобразуются оптико-электронным устройством, выполненным на базе ПЗС- матрицы, в числовой код, поступающий на приборный компьютер для дальнейшей обработки. Помещенная в термостат упругая система вместе с оптико-электронным преобразователем образуют отдельный прибор - гравиметрический датчик (рис.1).

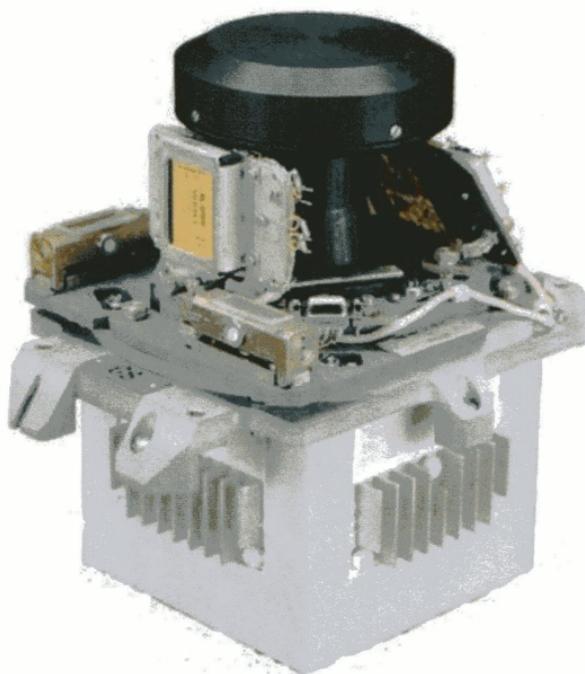


Рис. 1. Гравиметрический датчик

Для удержания измерительной оси в направлении отвеса используется гировертикаль. По математическому описанию она является маятником с собственным периодом колебаний порядка 480 с. Это позволяет совмещать измерительную ось с истинной вертикалью при качке судна с погрешностью порядка 15 угловых секунд. Таким образом, исключается влияние горизонтальных ускорений и остаточных наклонов измерительной оси при качке. При выбранных характеристиках гировертикали эффект проявляется при рыскании судна с периодом 8 мин и более. Оно становится значимым при ухудшении погоды, когда условия измерений превышают допусаемые (ускорения превышают 100 Гал). При этом погрешность измерений может достигать 0.5 – 1.0 мГал. Измерительный элемент (гравиметрический датчик) встроен в конструкцию гиросtabilизатора и является единым прибором (рис.2). Его корпус также термостатируется, то есть измерительный элемент имеет двойной термостат.

Комплекс ЧЕКАН-АМ отличается малыми габаритами и весом, высокой степенью автоматизации, простотой в обращении, высокой помехоустойчивостью к инерционным ускорениям и другим физическим факторам.

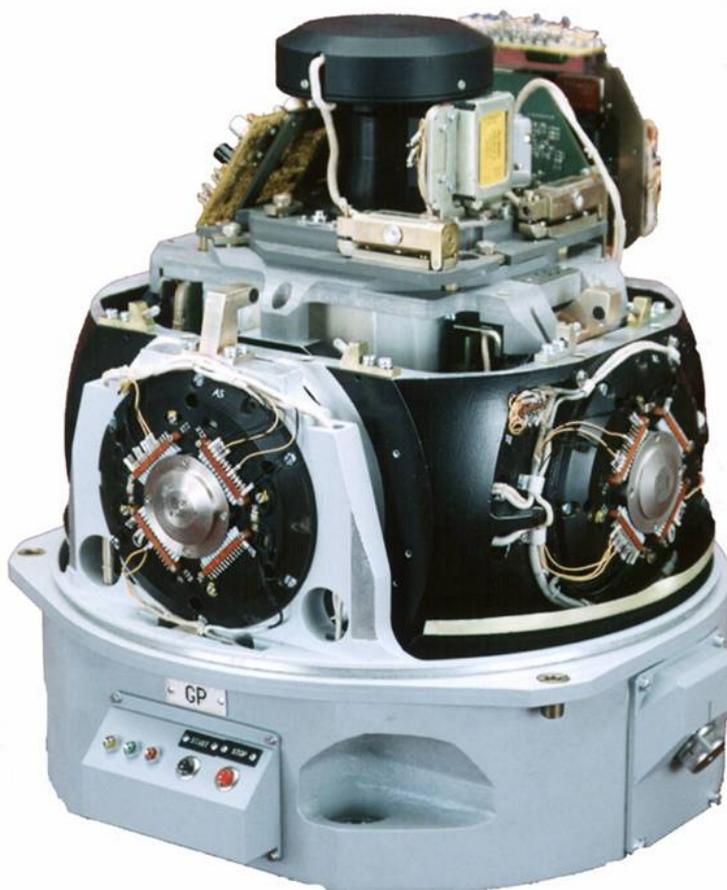


Рис. 2. Гравиметр «ЧЕКАН АМ» со снятым кожухом

1.4 Методика производства морских гравиметрических съемок

В настоящее время основные принципы выполнения измерений изложены в существующих инструкциях и описаны в литературе. Весь процесс выполнения работ описан достаточно полно, далее приведены наиболее важные положения.

В соответствии с инструкциями и литературой морская гравиметрическая съемка выполняется на морях и океанах в следующих целях:

- уточнения параметров гравитационного поля и фигуры Земли;
- проведения региональных геофизических исследований;

- осуществления геологической гравиметрической разведки;
- решения различных специальных задач.

По своему характеру морская гравиметрическая съемка может быть площадной и профильной.

Площадная съемка подразделяется на равномерную и неравномерную. Неравномерность съемки, обусловленная геологическими и другими особенностями исследуемой площади или целями выполняемой работы, не должна снижать достоверности составляемой карты аномалий силы тяжести. Равномерность так же может определяться особенностями других работ, выполняемых совместно с гравиметрической съемки, например, расстояние между съемочными галсами зависит от ширины полосы захвата многолучевого эхолота (батиметрия), которая в свою очередь зависит от глубины акватории и может изменяться в рамках одного полигона.

Профильная съемка применяется для изучения глубинного строения земной коры, детального изучения протяженных геологических объектов (зон контактов крупных тектонических блоков, зон разломов, пластовых залежей), а также съемки в удаленных и труднодоступных районах. Как правило, съемка вдоль профиля ведется непрерывно.

Подробность и требуемая точность гравиметрической съемки, зависит от целей и характера задач выполнения измерений.

Выполнение морских гравиметрических измерений, согласно общепринятым правилам, подразделяется на следующие этапы:

- 1) подготовительные работы, включающие разработку технического задания, подготовку аппаратуры к морским работам;
- 2) исходные опорные гравиметрические измерения на береговых гравиметрических опорных пунктах;
- 3) непосредственно морскую гравиметрическую съемку, включающую измерение силы тяжести на рядовых, контрольных, опорных морских и береговых

пунктах, полевую обработку материалов съемки и полевой контроль результатов измерений;

4) заключительные опорные гравиметрические измерения;

5) камеральную обработку материалов гравиметрических измерений, создание картографического материала и составление отчета.

Измерения силы тяжести на море имеют следующие особенности (в соответствии с инструкциями):

- на показания морского гравиметрического прибора действуют не только ускорение силы тяжести, но также возмущающие ускорения и наклоны прибора, причем помехи превосходят допустимые погрешности измерений силы тяжести в сотни и тысячи раз;

- измерения ведутся в широком диапазоне изменений силы тяжести в длительных по времени рейсах, поэтому необходимы высокоточное эталонирование морских гравиметров и постоянный контроль стабильности их параметров в течение всего рейса;

- необходимо определять непрерывно или дискретно глубину моря, координаты гравиметрических пунктов, курс и скорость корабля для учета эффекта Этвеша.

Кроме того, с целью повышения точности измерений в инструкциях и литературе предусматривается ряд методических мер:

- измерения проводятся при амплитуде возмущающих ускорений, не превышающих допустимые для данного типа прибора, но не более 100 гал;

- съемка выполняется группой из трех и более гравиметров. В исключительных случаях (отказы аппаратуры и т. п.) допускается съемка двумя гравиметрами;

- применяются наиболее совершенные методы и аппаратура для навигационных определений места, скорости и курса корабля;

- съемка в районах континентального шельфа, как правило, производится с кораблей водоизмещением не менее 800 – 1000 т, а в удаленных районах Мирового океана - с кораблей водоизмещением 3000 т и более.

Подготовка гравиметров к рейсу выполняется в соответствии с требованиями инструкции по эксплуатации соответствующего типа прибора. Технические характеристики приборов приводятся в технических паспортах и периодически должны поверяться.

Известным существенным недостатком морских гравиметрических измерений всегда была высокая стоимость эксплуатации судна. Поэтому измерения силы тяжести на море выполняются в комплексе с другими работами (батиметрия, сейсмика, магнитная съемка, пробоотборные работы), что позволяет снизить их стоимость, но создает некоторые дополнительные особенности при их производстве.

При выполнении комплексных работ геологической направленности, когда гравиметрические съемки выполняются как сопутствующие, приоритетом являются не абсолютные значения аномалий силы тяжести, а градиент изменения поля в конкретных участках Мирового океана, во многом определяющим фактором производства работ является экономическая составляющая. Это выражается в количестве используемых гравиметров, детальности и равномерности съемочной сети, времени затрачиваемом на выполнение опорных измерений и т.д.

Современные морские гравиметрические съемки отличаются:

- непрерывностью производства измерений;
- выполнением в составе комплекса работ;
- ограниченностью времени стоянок в портах захода;
- длительным отрывом от береговых опорных пунктов;
- необходимостью выполнять обработку на борту судна, с представлением графического и картографического материала непосредственно в течение рейса.

Таким образом, современные условия и особенности выполнения морских гравиметрических съемок создают необходимость пересмотра как отдельных аспектов их выполнения, регламентированных в существующих инструкциях, так и общего подхода к производству всего комплекса работ, с учетом возможностей современных гравиметров, аппаратуры обеспечения и дополнительных источников информации о гравитационном поле Земли.

1.5 Особенности обработки морских гравиметрических измерений

В связи с улучшением конструкции морской гравиметрической аппаратуры и аппаратуры обеспечения происходит модернизация процесса обработки измерений в реальном времени и апостериорно с целью повышения точности. Модернизация подразумевает как использование современных возможностей при реализации традиционных способов, так и разработку новых подходов и приемов к измерениям и постобработке.

Программа реального времени МГК «Чекан-АМ» имеет две модификации: SEAGRAV и AIRGRAV соответственно для измерений с морских или воздушных судов. Обе программы предусматривают вычисление и запись в файл показаний гравиметра, которые вычисляются по формуле 11:

$$Gr = b(m - m_0) + a(m - m_0)^2, \quad (11)$$

где: m – цифровой текущий отсчет, равный сумме отсчетов m_1 и m_2 по каждой из систем в пикселях;

m_0 – такой же отсчет при горизонтальном положении рычагов кварцевых систем в пикселях;

b , a – линейный и квадратичный коэффициенты градуировочной характеристики.

Показания гравиметра, полученные в мГал, фильтруются. Фильтрация данных – это принципиальное условие обработки данных гравиметрических измерений. Постоянная времени упругой системы гравиметра выбирается с учетом фильтрации инерциальных ускорений. Для уменьшения погрешностей из-за орбитального эффекта и инерционных ускорений постоянная времени должна быть максимально большой, но при этом увеличивается длительность переходного процесса и динамические искажения. Поэтому в гравиметрии применяются многосвязные фильтры. Они включают ряд простых фильтров, последовательно включенных друг за другом.

Сильно демпфированная упругая система гравиметра является фильтром первого порядка. Он подавляет помеху в соответствии с амплитудно-частотной характеристикой и соответственно искажает полезный сигнал и его фазу в зависимости от частоты последнего. Фильтры второго и более порядка более эффективно подавляют помехи, но имеют резонансную частоту, на которой помеха может усиливаться. Кроме того, при слабом затухании из-за случайных возбуждений на сигнал могут накладываться собственные колебания. Для разделения сигнала и помехи необходимо выбрать такой фильтр, который бы наилучшим образом подавлял помеху и менее всего искажал бы полезный сигнал. В этом случае измерения будут проведены с наименьшей погрешностью.

Для сглаживания показаний используется фильтр первого порядка и фильтр Баттерворта четвертого порядка (два колебательных звена с определенным образом, подобранным затуханием). От сглаженного значения показаний вычитаются показания на опорном пункте и поправка за смещение нуль-пункта гравиметра по формуле 9:

$$\Delta G = G_r - G_{rbase} - C(T - T_0), \quad (9)$$

где: ΔG - приращение силы тяжести между текущим фильтрованным и начальным опорным гравиметрическими пунктами;

G_r , G_{rbase} – показания прибора соответственно времени T и T_0 ;

C - скорость смещения нуля-пункта гравиметра, определяемая по измерениям на опорных пунктах, мГал/сутки.

Приборный вычислитель записывает несколько файлов. Файл ***G.dat*** содержит приращения силы тяжести ΔG , вычисленное по формуле, приведенной выше, с частотой записи - 1 Гц и файл протокола ****.prt***, содержащий исходные коэффициенты для обработки, время начала и конца измерений и другие технические характеристики. По заказу дополнительно может регистрироваться файл ***G.raw***, содержащий исходные отсчеты $m1$ и $m2$ каждой из кварцевых систем в пикселях, с частотой записи 10 Гц, а так же продольную и поперечную составляющие горизонтального ускорения с частотой записи 10 Гц и навигационный файл ***N.dat***. Во всех файлах выполняется привязка данных по времени.

Для постобработки необходимы результаты определений координат системой GPS в непрерывном режиме с частотой 1 Гц и глубин. Кроме того, при постобработке целесообразно использовать первичные данные, то есть отсчеты в *пикселях*. Это обусловлено тем, что постоянные времени штатного фильтра задаются до начала измерений и не всегда соответствуют фактическим возмущающим ускорениям. Кроме того, штатный фильтр содержит два колебательных звена, которые возмущаются при качке судна и вносят собственные погрешности в измерения при неблагоприятных погодных условиях, когда вертикальные ускорения достигают 100 Гал (средне-квадратическое значение) и более. В постобработке могут использоваться фильтры другой структуры, обработка может быть выполнена в несколько приемов с изменением постоянных времени в зависимости от условий измерений.

Постобработка схематично представлена на схеме (рис.3). Обработка начинается с проверки и редактирования исходных файлов для каждого съемочного галса. Проверка осуществляется автоматически, специальными

программами – редакторами. Просматривается каждый файл в поисках ошибок, сбоев в записи времени и данных, проверяется соответствие с форматом, необходимым для работы программ на следующих этапах обработки данных. Это важный этап, так как корректность исходных данных гарантирует правильную работу всей цепочки.

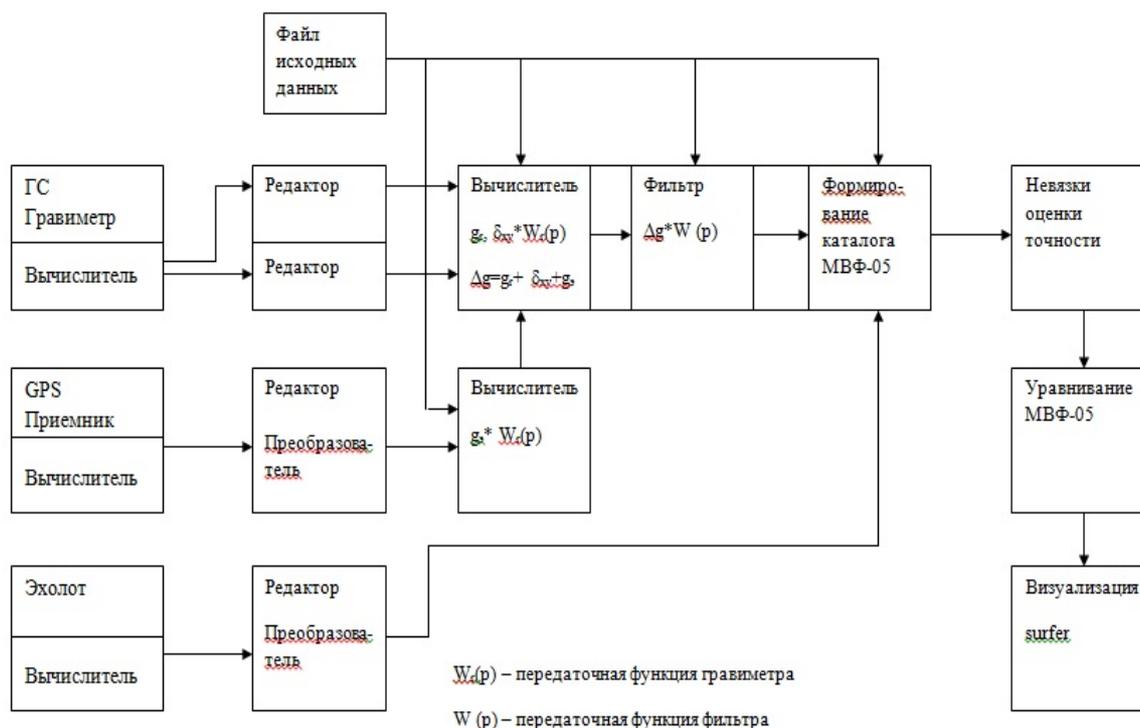


Рис. 3. Схема обработки измерений силы тяжести на борту

На следующем этапе обработки вычисляется эффект Этвеша. Влияние центростремительного ускорения центра масс движущегося объекта составляет:

$$g_{\text{Э}} = 2UV \cos \phi \sin A + V^2 R, \quad (10)$$

Если скорость судна выразить в узлах, а угловую скорость считать постоянной, значение поправки Этвеша можно представить следующим образом:

$$g_{\text{Э}} = 7.5 \cos^2 \phi \, d\lambda/dt + 0.0041 V^2, \quad (11)$$

Особенность эффекта Этвеша в том, что его спектральная составляющая перекрывается со спектром полезного сигнала и не может быть отделена

методами частотной фильтрации. Значение поправки Этвеша не является постоянным даже при работе судна на прямолинейном галсе с заданным курсом. Ее изменение связано с рысканьем судна на волне, а так же с изменением скорости.

Рысканье достигает 3-5 градусов с периодом до 2 минут и зависит от погодных условий и типа судна. Визуально рулевой не может точно усреднить показания компаса, отчего возникают длиннопериодные, до 20 мин, отклонения от заданного курса. Это особенно проявляется при ассиметричных смещениях, когда время нахождения на правых и левых отклонениях не совпадает. Скорость судна может изменяться вследствие нестабильной работы машин, особенно на малых ходах и состоянии моря. Это изменение составляет около 1,5 узла в течении 3-15 минут.

Изменение курса и скорости влияет на значения эффекта Этвеша, который меняется с амплитудой около 2-3 мГал за период до 20 минут, при этом на меридиональных и субмеридиональных галсах преобладает влияние курсовых вариаций, а субширотных галсах более заметно влияние вариации скорости. Так как частотными методами такая помеха не отделяется, она исключается путем ввода в измерения соответствующей поправки. Вычисление поправки Этвеша по судовым навигационным приборам не корректно, потому что скорость судна определенная таким образом является относительной, а компасный курс не всегда соответствует истинному путевому углу. Эта погрешность обусловлена ветровым сносом и течениями, которые не учитываются судовыми системами. Путевой угол и скорость определяются непосредственно по наблюдениям, то есть по независимым от судовых систем определениям местоположения судна на поверхности Земли. Наиболее удобно использовать данные космических навигационных систем, так как они отличаются высокой точностью и непрерывностью позиционирования. В этом случае формула 11 вычисления поправки Этвеша будет иметь вид:

$$g_{\text{Э}} = 7.5 \cos^2 \phi (\Delta\lambda / \Delta t) + 0.0041(\Delta\phi^2 + (\Delta\lambda \cos \phi)^2 / \Delta t^2), \quad (12)$$

где: приращения координат выражаются в минутах дуги.

Погрешность определения эффекта Этвеша определяется полным дифференциалом указанного выше выражения:

$$\sigma_{g_{\text{Э}}} = 7.5 \cos \phi \left(\frac{\sqrt{2} \sigma_{\phi}}{\Delta t} \right), \quad (13)$$

где: $\sigma_{g_{\text{Э}}}$ – погрешность определения эффекта Этвеша, мГал;

σ_{ϕ} - погрешность обсерваций, мили.

Следовательно, погрешность определения эффекта Этвеша зависит от широты, погрешности обсерваций и их дискретности. При увеличении дискретности Δt точность получения эффекта Этвеша на интервале увеличивается, однако могут быть потеряны его вариации, так как не заметны изменения курса и скорости внутри интервала. Наоборот, частые обсервации позволяют фиксировать изменение курса, но всегда существует возможность регистрации, как истинных значений, так и погрешностей маневрирования.

Таким образом, выбор интервала имеет принципиальное значение, поэтому поправку Этвеша следует разделить на две составляющие и вычислять их отдельно. Первую их них можно вычислять по курсу и скорости (формула 14), или по скорости приращения долготы, что удобнее, если работать с координатными файлами. Вторая составляющая зависит только от скорости (формула 18).

$$g_{\text{Э}1} = 7.5 \cos^2 \phi (\Delta\lambda / \Delta t), \quad (14)$$

$$g_{\text{Э}2} = 0.0041(\Delta\phi^2 + (\Delta\lambda \cos \phi)^2 / \Delta t^2), \quad (15)$$

Первая составляющая вычисляется ежесекундно и фильтруется аperiodическим фильтром с постоянной времени упругой системы. Для

вычисления второй составляющей вычисляется скорость на интервале 10 минут и более. Это обусловлено тем, что при малой дискретности ее вычисления из-за флуктуаций координат может появиться погрешность квадратурования скорости. Затем на соответствующем этапе обе поправки добавляются к показаниям гравиметра.

Следующим этапом постобработки является вычисление поправки из-за совместного действия горизонтальных ускорений и остаточных наклонов гиросплатформы. Сложность измерений силы тяжести на море заключается в наличии возмущающих ускорений и наклонов корабля, которые сложным образом влияют на ось чувствительности гравиметра. Возмущающие ускорения можно разложить по осям координат x , y , z и получить соответствующие величины составляющих ускорений $\frac{d^2x}{dt^2}$, $\frac{d^2y}{dt^2}$, $\frac{d^2z}{dt^2}$. Вертикальные возмущающие ускорения качки dz совпадают по направлению с силой тяжести g и отсеиваются фильтрацией.

Для исключения влияния наклонов основания и горизонтальных ускорений в морской гравиметрический комплекс входит гиросtabilизационная платформа, удерживающая, на качающемся основании, ось чувствительности в вертикальном положении. Гироскопическая платформа представляет собой двухосную систему гироскопической стабилизации с безредукторной следящей системой и акселерометрической коррекцией гироскопов. Датчиками системы коррекции являются два акселерометра, оси чувствительности которых параллельны осям карданова подвеса. Благодаря такому расположению, каждый акселерометр корректирует положение оси кинетического момента гироскопа по одной из осей стабилизации.

Поправка за совместное действие горизонтальных инерциальных ускорений и остаточных наклонов δg_g обусловлена возмущением гиросtabilизатора под действием горизонтальных ускорений и, как следствие,

проекцией составляющей горизонтального ускорения на ось чувствительности. Величина этой поправки зависит от амплитуды горизонтальных ускорений, наклонов гиросtabilизатора и сдвига фаз между ними. Когда сдвиг фаз близок к $\pi/2$, погрешность стремится к нулю. В противном случае необходимо вычисление поправки к показаниям прибора.

Поправка за воздействие инерционных ускорений δg_0 , вызванных орбитальным движением корабля, возникает из-за использования в гравиметре упругой системы крутильного типа. Величина этой поправки зависит от жесткости (цены деления) и степени демпфирования (постоянной времени) упругой системы. Для уменьшения погрешности используется две крутильные системы, развернутые друг относительно друга на 180° .

Дополнительные поправки за совместное действие горизонтальных ускорений и наклонов с частотой 10 Гц и за орбитальный эффект вычисляются по классическим формулам 16 и 17:

$$\delta g_z = W_x \alpha + W_y \beta, \quad (16)$$

$$\delta g_0 = k(m_2 - m_1)W_x, \quad (17)$$

где: W_x – продольное горизонтальное ускорение;

W_y – поперечное горизонтальное ускорение;

α, β – углы наклона измерительной оси ЧЭГ вокруг осей X и Y соответственно;

$k = 6.5 \text{ "/pixel} = 3.15 \times 10^{-5} \text{ рад/пиксель}$ – коэффициент преобразования от пикселей к углу поворота маятника кварцевой системы;

m_1 и m_2 – текущие отсчеты 1-й и 2-й кварцевой системы.

Углы отклонения гировертикали от горизонта вычисляются следующим образом (формулы 18, 19):

$$\alpha = W_x \Phi(p), \quad (18)$$

$$\beta = W_y \Phi(p), \quad (19)$$

где $\Phi(p)$ – передаточная функция гировертикали по горизонтальным ускорениям.

Вычисленные поправки $\delta g_{гор}$ и $\delta g_{орб}$ также фильтруются апериодическим фильтром с постоянной времени упругой системы и на соответствующем этапе также суммируются с показаниями гравиметра.

Показания гравиметра G_r рассчитывается с использованием первичных данных из файлов G.raw . Далее к показаниям гравиметра прибавляются вычисленные выше поправки $\delta g_{гор}$ и $\delta g_{орб}$. Затем сумма сглаживается фильтром заданной структуры, состоящим из цепочки апериодических звеньев в прямом и обратном направлениях. Перед сглаживанием восстанавливается первичный сигнал, прошедший фильтр упругой системы. При такой обработке исключаются фазовые искажения. При этом число звеньев и их постоянные времени могут изменяться в широких пределах в зависимости от величины возмущающих вертикальных ускорений, вычисляемых по показаниям самого гравиметра.

На рис. 4 показан пример измерений на галсе, при условиях, когда вертикальные ускорения превышали 100 Гал (ср.кв.значение), обработанные двумя фильтрами. Результаты стандартной обработки показаны черным цветом, а результаты, полученные при обработке по описанной методике, показаны красным цветом.

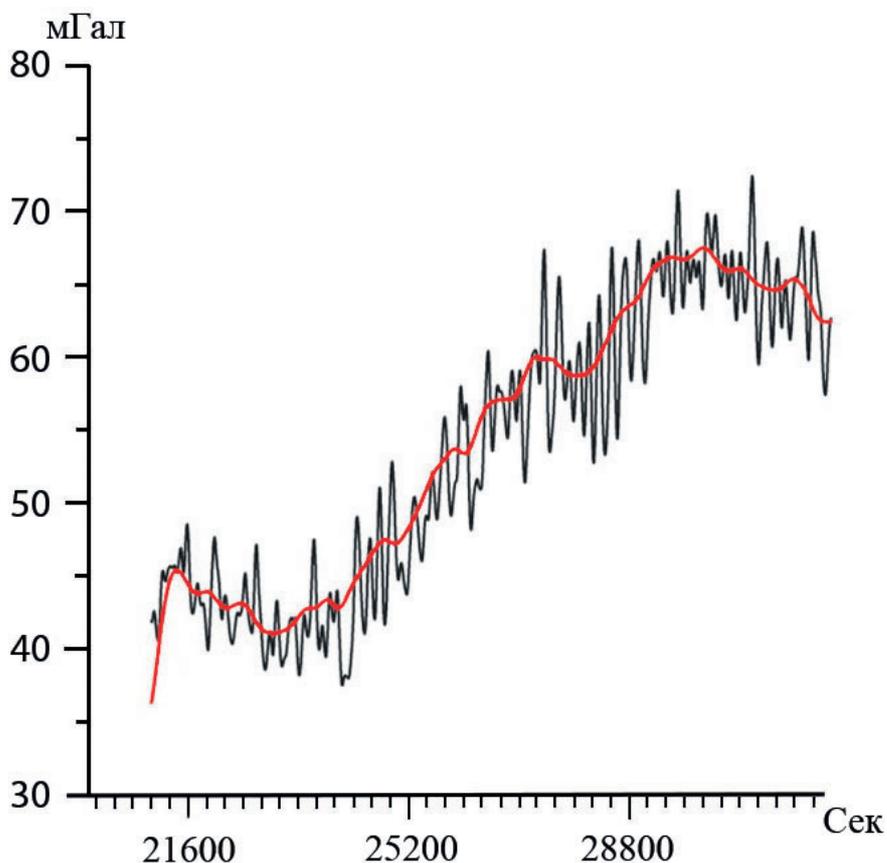


Рис.4. Результаты обработки в реальном времени (черный) и постобработки (красный)

С повышением возмущающих инерционных ускорений фильтры с колебательными звеньями возмущаются этими ускорениями, что приводит к появлению колебательного переходного процесса. Эти переходные процессы с периодом колебательного звена запускаются отдельными выбросами ускорений и являются дополнительными помехами.

Алгоритмы для дальнейшей обработки материалов измерений общеприняты. Аномалия силы тяжести в свободном воздухе вычисляется по формуле 20:

$$\Delta g_a = g_{base} + \Delta G - g_{shift} - \gamma, \quad (20)$$

где: g_{base} - абсолютное значение на начальном опорном гравиметрическом пункте в порту выхода судна;

γ - нормальное значение силы тяжести (тип формулы нормального поля задается в файле параметров: формула Гельмерта -14 или международная формула 1980 г.);

ξ_{shift} - поправка за остаточное смещение нуля-пункта, определяемая в процессе выполнения работ с использованием опорных пунктов или других внешних данных.

Для вычисления аномалии Буге необходимо знать рельеф дна в некоторой окрестности от пункта измерений. В простейшем случае, когда измеряется глубина моря вдоль профиля и учитывается только притяжение плоско – параллельного слоя, она вычисляется по формуле 21:

$$\Delta g_{aB} = \Delta g_a + 0.0419H(\sigma_1 - \sigma_2), \quad (21)$$

где: H - глубина моря в метрах;

σ_1 и σ_2 – соответственно плотность пород, слагающих дно, устанавливается в файле параметров (2.67, 2.30 или иная $г/см^3$) и плотность морской воды 1.03 $г/см^3$.

Обработка гравиметрических измерений по описанной выше методике, расширяется возможность использования комплекса «Чекан-АМ» при неблагоприятных погодных условиях, как это предусмотрено инструкцией по эксплуатации комплекса, без потери точности.

Результаты обработки выводятся в выходной файл – каталог гравиметрических пунктов (формат 2005 г). Этот простой символьный колоночный формат используется в специализированных программах для оценки погрешностей гравиметрической съемки и ее уравнивания. Он может использоваться также во многих универсальных программах, например Excel, Grapher, Surfer и т.д., с целью редактирования данных, редактирования данных

построения графиков, вычисления сетей данных (гридов) для построения изолиний.

Площадные гравиметрические съемки выполняются, в большинстве случаев, в виде системы взаимно пересекающихся галсов. Значения невязок в точках пересечений съемочных галсов могут использоваться для контроля измерений, вычисления поправки за остаточное смещение нуля-пункта и уравнивания данных. Уравнивание повышает итоговую точность съемки и делает поле более однородным. При уравнивании выделяется систематическая погрешность измерений на отдельных галсах и оценивается по методу наименьших квадратов. В случае построения полной матрицы пересечений погрешности оцениваются путем осреднения расхождений на галсе, а при неполной матрице – осреднением итерациями. На больших площадях возможно так же оценивать погрешности, изменяющиеся со временем как линейно, так и по более сложным законам.

При анализе расхождений вдоль галса предполагается, что погрешности измерений остальных галсов, в точках пересечений с данным, взаимно независимы и имеют нулевое математическое ожидание. Поэтому отличие среднего расхождения на галсе от нуля интерпретируется как постоянная погрешность этого галса. Если же обнаруживается медленно изменяющаяся составляющая, то она также интерпретируется как погрешность этого галса.

Таким образом, при уравнивании съемки нужно либо ввести дополнительные неизвестные, учитывающие возможные погрешности, либо устранить их предварительно. К таким погрешностям относятся, например, изменения гравитационного поля во времени, обусловленные изменениями уровня моря из-за приливов и атмосферных явлений. Так как эти изменения оказывают влияние на конечную точность, они учитываются введением поправок, приведя все измерения к некоторому уровню моря. Колебания уровня с

периодами в несколько десятков минут и часов в первом приближении учитываются обычной поправкой за влияние плоскопараллельного слоя:

$$\delta g = -0.26\delta H, \quad (22)$$

где: δH – изменение уровня моря в метрах.

На **рис. 5** представлен результат обработки по методике приведенной выше: карта аномалий в свободном воздухе, построенная на борту судна при работе в Индийском океане. При этом возмущающие ускорения были запредельными (средне-квадратическое значение более 100 Гал), однако выполнение съёмки не прерывалось. Погрешность измерений составила 0.7 мГал. Машинное время для обработки рейса продолжительностью 1 месяц по данной технологии составляет примерно 20 - 30 минут.

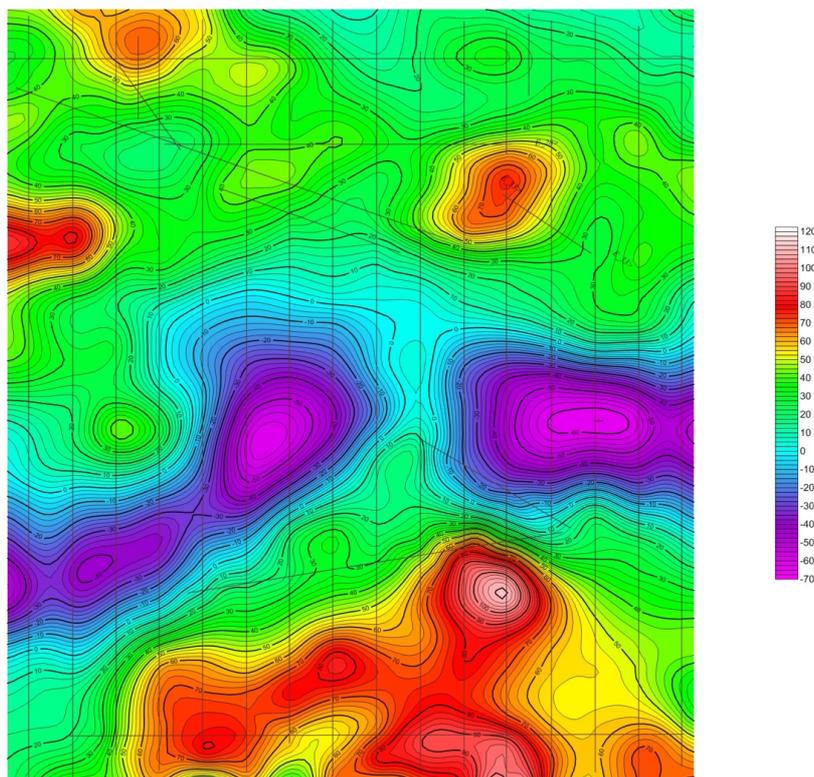


Рис.5. Полученная карта аномалий в свободном воздухе с сечением изолиний 2.5 мГал.
(МГК «Чекан АМ»)

1.6 Актуальные задачи морской гравиметрии и возможности использования моделей ГПЗ для их решения

Использование современных гравиметрических комплексов, навигационной аппаратуры совместно с апостериорной схемой обработки позволяет получать точность измерений на полигоне в пределах 1 мГал. В некоторых случаях точность измерений может достигать 0.07 мГал, что позволяет строить карту с сечением изоаномал – 0.25 мГал (съёмка в Баренцевом море над нефте-газовым месторождением «Приразломное», 1994 г.). Такая точность измерений может быть достигнута строгим выполнением требований действующих инструкций по морской гравиметрической съёмке. Это относится к планированию съёмочных полигонов и профилей, опорных береговых измерений, количества приборов на борту. Однако общепринятые, описанные в инструкциях и литературе, методики не всегда соотносятся с современными реалиями производства морских измерений.

Следовательно, крайне актуальным является совершенствование методических приемов выполнения морских гравиметрических съёмок: контроль надёжности, достоверности и точности относительных измерений, стабильности работы прибора и учет возможного влияния внешних физических факторов. Для решения этих и ряда других задач предлагается использовать независимый источник информации - современные модели аномального гравитационного поля Земли.

1.7 Пути повышения точности морских гравиметрических съёмок на современном этапе

Возможности современных гравиметров и аппаратуры обеспечения совместно с методиками использования моделей аномалий ГПЗ позволяют стабильно получать на полигонах такую точность (в пределах 0.5 мГал), когда

возможным становится учета переменных составляющих более низких порядков. При точностях измерений достигающих десятых значений мГал актуальным становится введение поправок за изменение уровня моря, обусловленное океанским приливом.

В открытом океане изменение уровня может достигать 1 м вследствие прилива, ближе к берегам – до 2.5 м, а в заливах и бухтах 10 м и более. Таким образом, погрешность измерений, связанная с приливом, может достигать 3 мГал. Источниками информации об уровне моря могут быть данные соответствующих служб или таблицы приливов, но они не достаточно точны и использование их при измерениях в открытом море не возможно. Поэтому проблема определения высоты прилива, расчета поправок и коррекции измерений является актуальной. Она может быть решена с использованием динамических нагрузочных моделей океанского прилива.

Результаты и выводы по первой главе

1. Проанализированы и систематизированы факторы, влияющие на точность выполнения морских гравиметрических измерений;
2. Рассмотрены особенности выполнения гравиметрических съемок на момент начала исследований, а так же требования существующих инструкций;
3. Определены наиболее актуальные проблемы, возникающие при современных измерениях силы тяжести на море:
 - повышение надежности опорных береговых измерений;
 - контроль достоверности и точности измерений, а так же стабильности работы прибора при выполнении измерений одним относительным гравиметром на борту.
4. Для решения этих актуальных задач морской гравиметрии предлагается использовать данные моделей аномального гравитационного поля Земли;

5. В настоящее время для современной морской гравиметрии становится актуальным учитывать изменения уровня моря, обусловленные океанским приливом.

Глава 2 Использование современных моделей гравитационного поля Земли для определения скорости смещения нуля-пункта гравиметра

Во второй главе представлена оценка современных моделей гравитационного поля Земли (МГПЗ) и предлагается методический прием использования данных моделей вместо дорогостоящих береговых опорных измерений.

2.1 Спутниковые методы определения аномалий силы тяжести, краткий обзор современных моделей ГПЗ

Метод спутниковой альтиметрии это вычисление аномалий силы тяжести по превышениям геоида над эллипсоидом, измеренным спутниковым альтиметром. Высота спутника над поверхностью эллипсоида измеряется путем слежения за его орбитой по глобальной сети наземных станций с помощью лазерных дальномеров. Высота спутника над поверхностью Мирового океана измеряется установленным на нем микроволновым радаром. На основе этих измерений вычисляются значения превышений геоида над эллипсоидом. Превышения геоида над эллипсоидом WGS-84 и значения аномалий силы тяжести в свободном воздухе размещены в сети Интернет на сайте спутниковой геодезии SIO.

Поскольку гравитационное поле определяет форму геоида, то оно может быть определено по его превышениям, измеряемым спутниковой альтиметрией на Мировой акватории, наряду с другими космическими измерениями. Экспериментальные работы по измерениям превышений геоида над эллипсоидом спутниковыми методами начались в 1985 году и продолжаются в настоящее время. Высота спутника над поверхностью эллипсоида измеряется путем слежения за его орбитой по глобальной сети наземных станций с помощью лазерных дальномеров. Погрешность измерения высоты зависит от конкретного

места спутника на орбите и лежит в пределах 5–25 см. Высота спутника над поверхностью геоида (Мирового океана) определяется установленным на нем микроволновым радаром, точность измерений которого оценивается в ~5 см. На основе этих измерений вычисляются значения превышений геоида над эллипсоидом.

В спутниковых измерениях присутствует постоянная погрешность из-за ошибок угловой стабилизации антенн альтиметра. Шум, обусловленный погрешностями угловой стабилизации, не является белым и стационарным, поэтому фильтрация выполняется с учетом закономерностей его изменения. Кроме того, при обработке используются нелинейные операции редактирования и исправления мгновенных значений высоты с учетом реальных превышений геоида в Мировом океане и фильтрация полученных значений. Частота и структура интегрирующего фильтра позволяет получить информацию о превышениях геоида с длиной волны более 20 км. Амплитудно-частотная характеристика фильтров не “прямоугольная” в окне прозрачности и не постоянная. Имеются также погрешности вычисления аномалий гравитационного поля по измерениям высот геоида.

В процессе вычисления аномалии силы тяжести высота геоида первоначально дифференцируется по следу пролета спутника, затем строятся сетки восточных и северных составляющих. При этом на экваторе плохо определяется долготная составляющая, а в высоких широтах – широтная.

Для вычисления высокочастотных гармоник используется прямое и обратное преобразование Фурье, при этом в значениях появляется погрешность дискретизации (частоты выборки) в вычислении восточной и северной производных превышений геоида. Для уменьшения погрешности дискретизации и погрешности дифференцирования превышений геоида, после прямого преобразования Фурье выполняется фильтрация данных. Для восстановления

длинноволновых гармоник используется сферическая гармоническая модель силы тяжести в пункте вычисления.

Несмотря на то, что превышения геоида над эллипсоидом WGS-84 и значения аномалий силы тяжести в свободном воздухе размещены в сети Интернет на сайте спутниковой геодезии SIO, сама методика вычисления аномалий опубликована лишь в самом общем виде.

В Специализированном информационном центре (СпецИКЦ) ВИРГРудгеофизика разработана отечественная методика вычисления значений аномалий силы тяжести по превышениям геоида. [Сапрыкин и др., 2002; Моргунова и др., 2004].

Для расчета силы тяжести превышения геоида трансформировались на узлы равномерной квадратной сетки с шагом 1 км в поликонической проекции, затем по этим данным вычислялись значения аномального гравитационного потенциала в системе WGS-84 на основе формулы Брунса:

$$T = N (\gamma_0 + \Delta g_{рег}), \quad (23)$$

где:

T – аномальный гравитационный потенциал;

N – превышение геоида над эллипсоидом относимости WGS-84;

γ_0 – значение нормального поля силы тяжести на эллипсоиде WGS-84;

$\Delta g_{рег}$ – значение региональной аномалии из модели Земли EGM-96 (чистые аномалии силы тяжести на эллипсоиде WGS-84).

Значения нормального поля в системе WGS-84 на эллипсоиде вычисляется по формуле 24:

$$\gamma_0 = \frac{978032.67714(1 + 0.001931851386 \sin^2 \varphi)}{(1 - 0.00669437999013 \sin^2 \varphi \times 0.5)} \quad (24)$$

Значения чистых аномалий силы тяжести в свободном воздухе в системе WGS-84 Δg_a вычисляются по формуле 25:

$$\Delta g_a = C1Tz + C2Tzz + C3Tzzz + C4Tzzzz + C5Tx + C6Ty, \quad (25)$$

где: Tz , Tzz , $Tzzz$, $Tzzzz$ – первая, вторая, третья и четвертая производные аномального гравитационного потенциала;

Tx , Ty – горизонтальные производные аномального гравитационного потенциала;

$C1$ – $C6$ – согласующие коэффициенты, которые вычисляются обучением на основе набортных и донных съемок, выбранных в качестве эталонов.

При использовании аномального гравитационного потенциала для вычисления аномалий силы тяжести получаются чистые аномалии, то есть приведенные к эллипсоиду. При морских гравиметрических съемках, выполняемых на поверхности геоида, в результате редукции за свободный воздух вычисляются смешанные аномалии. Для сравнения аномалий, полученных методом спутниковой альтиметрии в системе WGS-84, с аномалиями, полученными методом морской гравиметрии в других системах, например СК-42 или СК-95, геодезические координаты и геодезические высоты надо пересчитать из одной системы в другую, а значения аномалий привести к одному виду.

Зарубежные специалисты начинали вычисления аномалий гравитационного поля по измерениям со спутника с использованием обратной формулы Молоденского [Balmino et al., 1985]. Так как нет возможности справиться с ошибками дифференцирования, то для вычисления высокочастотных гармоник использовалось прямое и обратное преобразование Фурье [Sandwell, Smith, 1997].

Экспериментальные работы по спутниковым определениям силы тяжести начались в 1985 г. с запуска американского геодезического спутника GEOS-3.

Результатом этих работ стали модели OSU-86, OSU-91A учитывающие сферические гармоники до 360-й степени.

Позднее, с запуском спутников GEOSAT, ERS-1, ERS-2 и TOPEX/POSEIDON, была создана модель EGM96, так же до 360-й степени. Модель EGM96 содержала превышения геоида над эллипсоидом по всей Земле, со средней квадратической погрешностью до 0.5 м. В это же время была создана первая ультравысокостепенная модель GPM98A до 1800-й степени, полученная путем гармонического анализа средних АСТ по трапециям 5' x 5'.

Кроме того в 2002 году были созданы отечественные модели ГПЗ ПЗ2002/70с, ПЗ2002/360 со степенями рядов гармоник до 70 и 360 соответственно, а также модель ГПЗ ГАО-2008 (до 360-й степени), при получении которой впервые в отечественной практике использовались данные низкоорбитальных измерений на спутниках CHAMP и GRACE.

Первые модели аномалий гравитационного поля Земли создавались средствами спутниковой альтиметрии, описанными ранее, только над акваториями Мирового океана. В дальнейшем при выводе и создании глобальных общеземных моделей использовался расширенный набор данных полученных с помощью градиентометрии, региональных прямых гравиметрических съемок и т.д.

К моменту проведения настоящего исследования создан ряд моделей гравитационного поля Земли с улучшенными характеристиками по точности определения гармонических коэффициентов геопотенциала (GGM02C, EIGEN-GLO4C, EIGEN-5C и др.), однако наиболее соответствующими поставленным целям диссертации являются глобальные ультравысокостепенные модели аномалий ГПЗ EGM2008, EIGEN-6C4, FGECO2014 (до 2160-й степеней разложения).

Модель EGM2008, используемая в диссертационной работе, включает в себя детальные гравитационные аномалии в разрешении 5x5 минут и использует

преимущества новейших альтиметрических решений на базе спутника GRACE, содержит полученные из альтиметрии, аномалии силы тяжести, и модели динамической топографии океана. Высокочастотная составляющая гравитационного поля Земли уточнялась за счет существенного обновления и дополнения исходных аномалий силы тяжести по пятиминутным трапециям и методического повышения точности их обработки. Представленные в свободном доступе материалы содержат непосредственно модель EGM2008 в виде коэффициентов сферических гармоник и вычисленные аномалии высот геоида с разрешением 1x1 минута и 2,5x2,5 минуты. В модели используются следующие константы, связывающие референц-эллипсоид и нормальное гравитационное поле: $a = 6378137.00$ м (большая полуось эллипсоида WGS 84), $f = 1/298.257223563$ (сжатие эллипсоида WGS 84), $GM = 3.986004418 \times 10^{14}$ м³с⁻² (геоцентрическая гравитационная постоянная), $\omega = 7292115 \times 10^{-11}$ радиан/сек (угловая скорость вращения Земли).

2.2 Оценка моделей и их сравнения с прямыми измерениями

Все модели появляющиеся модели проходят процедуру тестирования. Тестирование выполняется в два этапа: сначала модель тестируется ее разработчиками, результаты публикуются в открытом доступе, затем модели независимо проверяется потенциальными пользователями. Проверка осуществляется сравнением модельных значений с контрольными данными: данные других аналогичных моделей и моделей прошлого поколения (если такие имеются), значения высот геоида, полученные по спутниковым координатам в нивелирных пунктах и значения аномалий силы тяжести, полученные прямыми гравиметрическими измерениями.

При взаимном сравнении современных ультравысокостепенных ($n=2190$) моделей геопотенциала целесообразно выполнять как априорные так и

апостериорные оценки. Априорные оценки позволяют получить представление о точностных характеристиках моделей в целом по всей планете практически без привлечения дополнительной информации. Апостериорные оценки выполняются на основе сравнения выходных данных модели с независимыми контрольными данными, а точность модели определяется близостью к этим данным. В качестве мер близости обычно используются следующие статистические характеристики расхождений: граничные значений минимума и максимума, среднее арифметическое значения и стандартное отклонение. Апостериорные оценки выполняются по аналогичным моделям, сравнения производятся как во всем диапазоне значений, так и фрагментарно, в определенной части этого диапазона. В настоящее время в качестве эталонной принято использовать модель EGM2008. Кроме того апостериорные оценки выполняются по данным получаемым орбитальным методом с использованием эфемерид ИСЗ, рассчитываемым по оцениваемой модели. Здесь точность оценивается по остаточным невязкам траекторных измерений. В качестве эталонных траекторных измерений используются данные высокоточных лазерных и радиотехнических наблюдений с наземных пунктов.

Комплексная априорная и апостериорная оценка современных моделей, выполненная рядом авторов и представленная в публикациях, в том числе по точности определения гармонических коэффициентов геопотенциала показывает, что основные глобальные модели аномалий гравитационного поля Земли имеют схожие составляющие спектра аномалий силы тяжести и отличаются только региональной детализацией, хотя зачастую сильно отличаются от фактического измеренного поля над континентами [*Конешов, Непоклонов и др, 2013*], [*Маркович, 2015*].

Апостприорными так же являются оценки, полученные в результате сравнения моделей с контрольными значениями, полученными с использованием прямых инструментальных методов изучения гравитационного поля Земли.

Первые опубликованные результаты вычислений аномалий силы тяжести по альтиметрии использовались специалистами ИФЗ РАН для сравнения с их прямыми измерениями [Железняк, Конешов, 1995]. Измерения выполнены отечественным морским гравиметрическим комплексом «Чета АГГ», выпускаемым серийно с 1983 г. Погрешность измерений составила менее 1 мГал по постоянной и случайной составляющим в любом районе Мирового океана. Вычислялась разность между измеренными аномалиями силы тяжести и вычисленными по данным спутниковой альтиметрии, в том числе в открытом океане и внутренних морях. Районы работ представлены на **рис. 6**. Выполнен статистический анализ полученных разностей. В открытом океане на профилях систематическая составляющая не превышает 2 мГал, а случайная колеблется от 3.2 до 5.5 мГал в зависимости от расчлененности поля на профиле.

На следующем этапе исследований [Дробышев и др, 2005] проведен частотный анализ разностей. Для этого вычислен квадрат модуля спектра когерентности [Бриллинджер Д, 1980]. Процедура оценивает совпадение сигнала одной и той же частоты в двух сравниваемых реализациях. Квадрат модуля спектра когерентности для исследуемых профилей представлен на **рис. 7**.

Для всех протяженных океанских профилей, где результат можно считать достоверным, в диапазоне длин волн свыше 50 км модуль спектра когерентности превышает 0.9. Это означает, что в этом частотном диапазоне данные, полученные по космическим измерениям, практически совпадают с прямыми измерениями на поверхности океана. Этот вывод не относится к изостатически не скомпенсированным районам, к прибрежным областям, в которых значительные массы находятся выше эквипотенциальной поверхности (геоида) и имеются погрешности в спутниковой альтиметрии [Моргунова Е.А., Сапрыкин Ю.Ф., Успенская Н.Д].

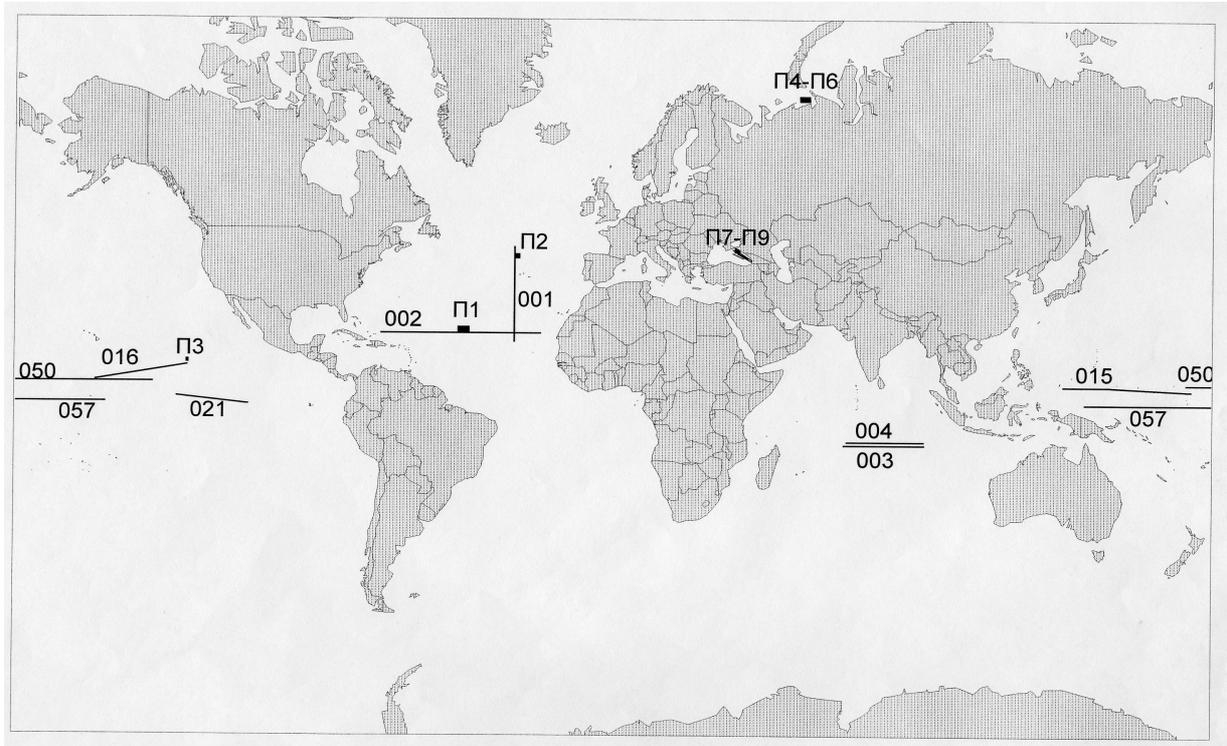


Рис. 6. Профили и полигоны для сравнения АСТ.

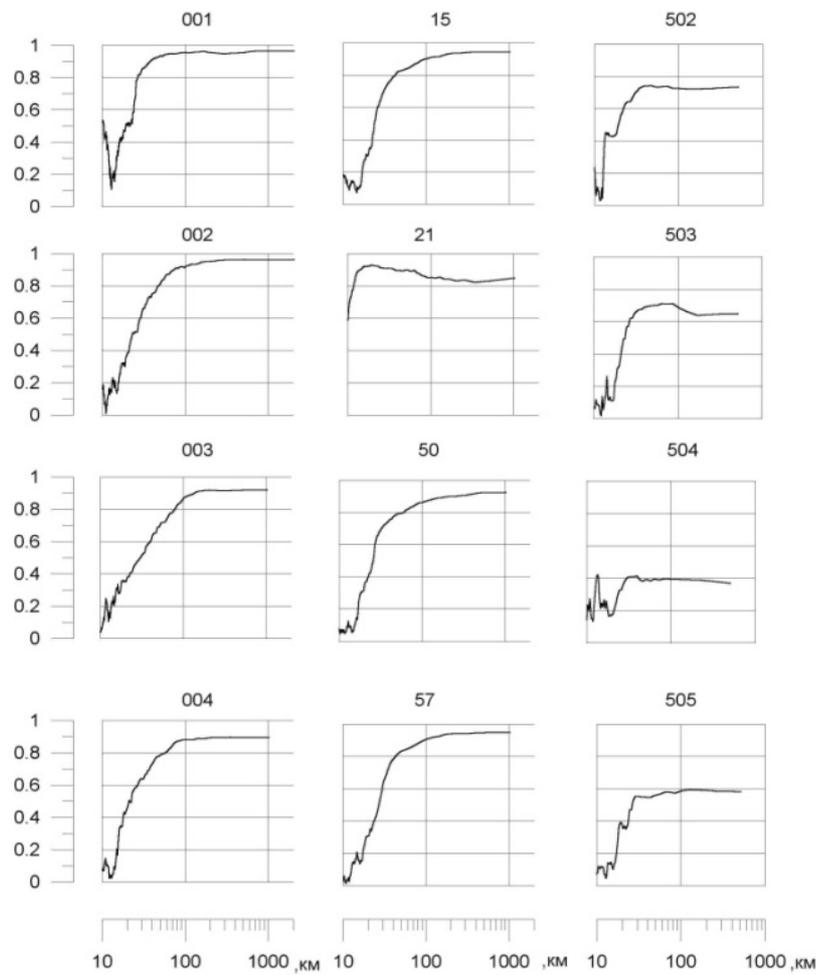


Рис. 7. Квадрат спектра когерентности между прямыми и модельными определениями: Атлантический (001-002), Индийский (003-004) и Тихий (15,21,50,57) океаны, Черное море (502-505).

В таблице 1 представлены статистические характеристики разностей между результатами двух методов получения силы тяжести. Систематическая составляющая расхождения результатов, исключая Черное море, составляет примерно 1 мГал., а случайная - от 2 мГал в малоградиентных зонах и до 8.5 мГал в резкоаномальных, причём не зависит от места расположения съёмки. В высокоградиентных районах экстремальные разности значительно превосходит утроенное среднее квадратическое значение.

Предельные значения расхождений получены в Чёрном море и обусловлены, по-видимому, тем, что полигоны расположены вблизи берега, который представляет собой горную систему Кавказа. Этот район является изостатически не скомпенсированным, в котором значительные гравитирующие массы находятся выше эквипотенциальной поверхности (геоида). Кроме того, имеются погрешности в спутниковой альтиметрии [Моргунова и др., 2004].

Дальнейшие исследования показаны на примере одного характерного профиля. На рис.42 графически представлен трансатлантический профиль 002, пересекающий на широте 23°N две котловины и Срединно-Атлантический хребет. Для него исследовались спектры мощности представленных исходных величин, графики которых показаны на рис.43. Из графиков следует, что разность двух способов определения силы тяжести содержит только высокочастотные составляющие. Кроме того, в процессе вычисления поля по спутниковым определениям генерируется высокочастотная погрешность. Это утверждение основано на том, что в спутниковых данных высокочастотные гармоники более интенсивны при весьма малой расчлененности поля, как это видно на концах профиля в океанических котловинах с ровным дном и большой глубиной. Кроме того, график разностей имеет ровный характер независимо от расчленённости

поля вдоль всего профиля. Такие же спектры получены и для других исследуемых профилей. Спектры на всех профилях похожи друг на друга.

Таблица 1.

Характеристики расхождений силы тяжести, полученные двумя методами

Проф. пол.	Район работ	Кол-во пункт.	Сист. сост. мГал	Сл. сост. мГал	Мин. знач. мГал	Макс. знач. мГал
001	Атл. океан	4700	1.51	5.72	-20.07	27.82
002	Атл. океан	4862	1.17	3.97	-13.53	15.43
68 П1	Атл. океан	427	-3.17	5.70	-19.94	4.72
80 П1	Атл. океан	411	5.26	6.15	- 4.83	22.55
П1	Атл. океан	4700	1.51	5.72	-20.07	27.82
П2	Атл. океан	9725	1.17	3.97	-13.53	15.43
004	Инд. океан	4998	0.53	5.29	-37.97	17.15
003	Инд. океан	5243	-0.02	4.75	-24.70	14.90
050	Тихий океан	10510	1.89	5.04	-16.13	24.21
057	Тихий океан	14440	0.52	4.48	-20.50	24.56
П3	Тихий океан	1656	2.12	2.83	-6.21	9.38
П4-П6	Баренц. море	24325	1.04	2.06	-11.39	7.54
502	Черное море	816	-14.41	8.43	-17.86	2.44
503	Черное море	956	- 5.72	5.01	-21.20	4.84
П8	Черное море	8663	-12.47	6.96	-51.84	1.92
П9	Черное море	15155	-17.88	16.16	-101.16	27.72

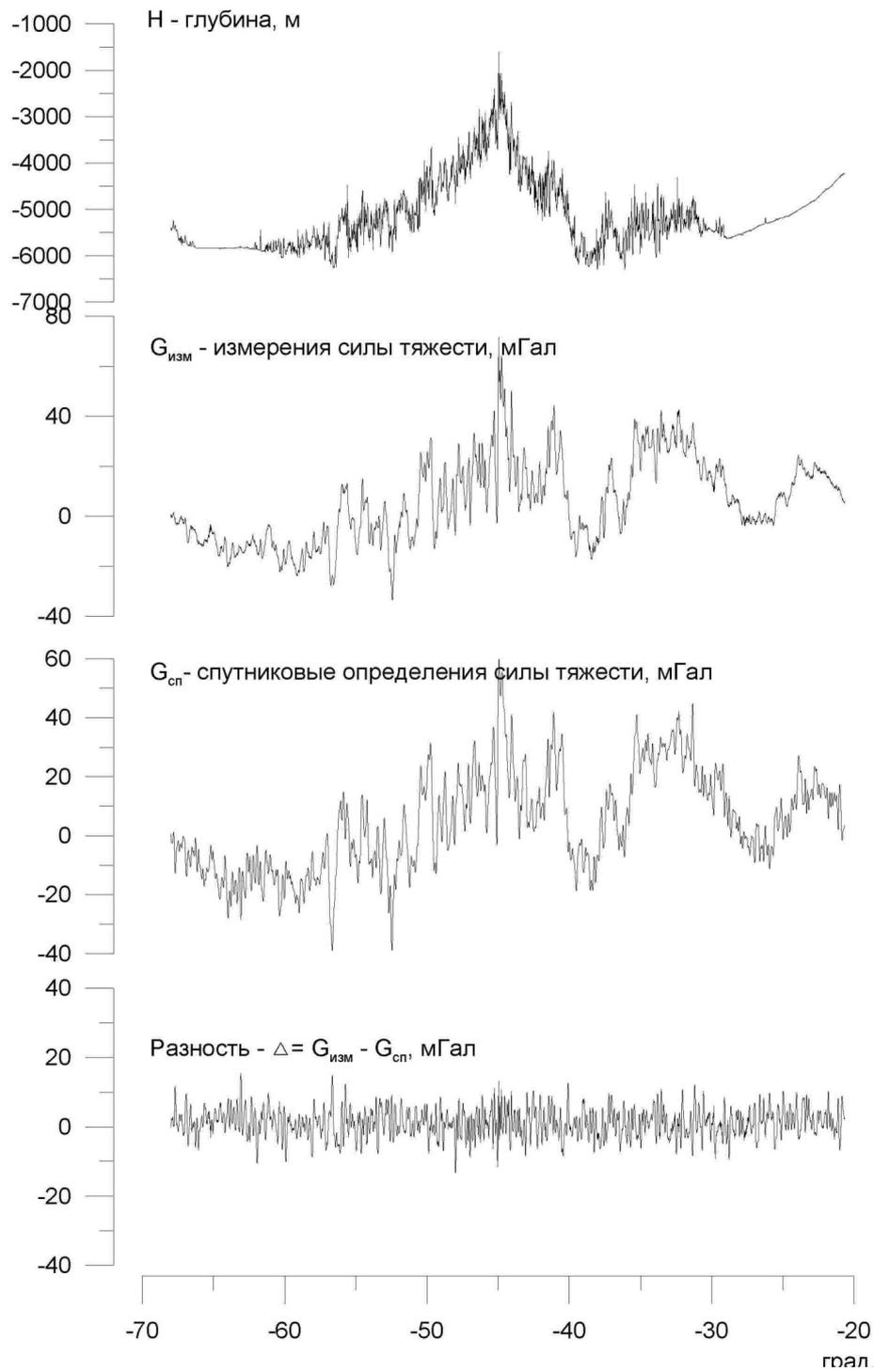


Рис.8. Профиль 002, Атлантический океан, исходные данные

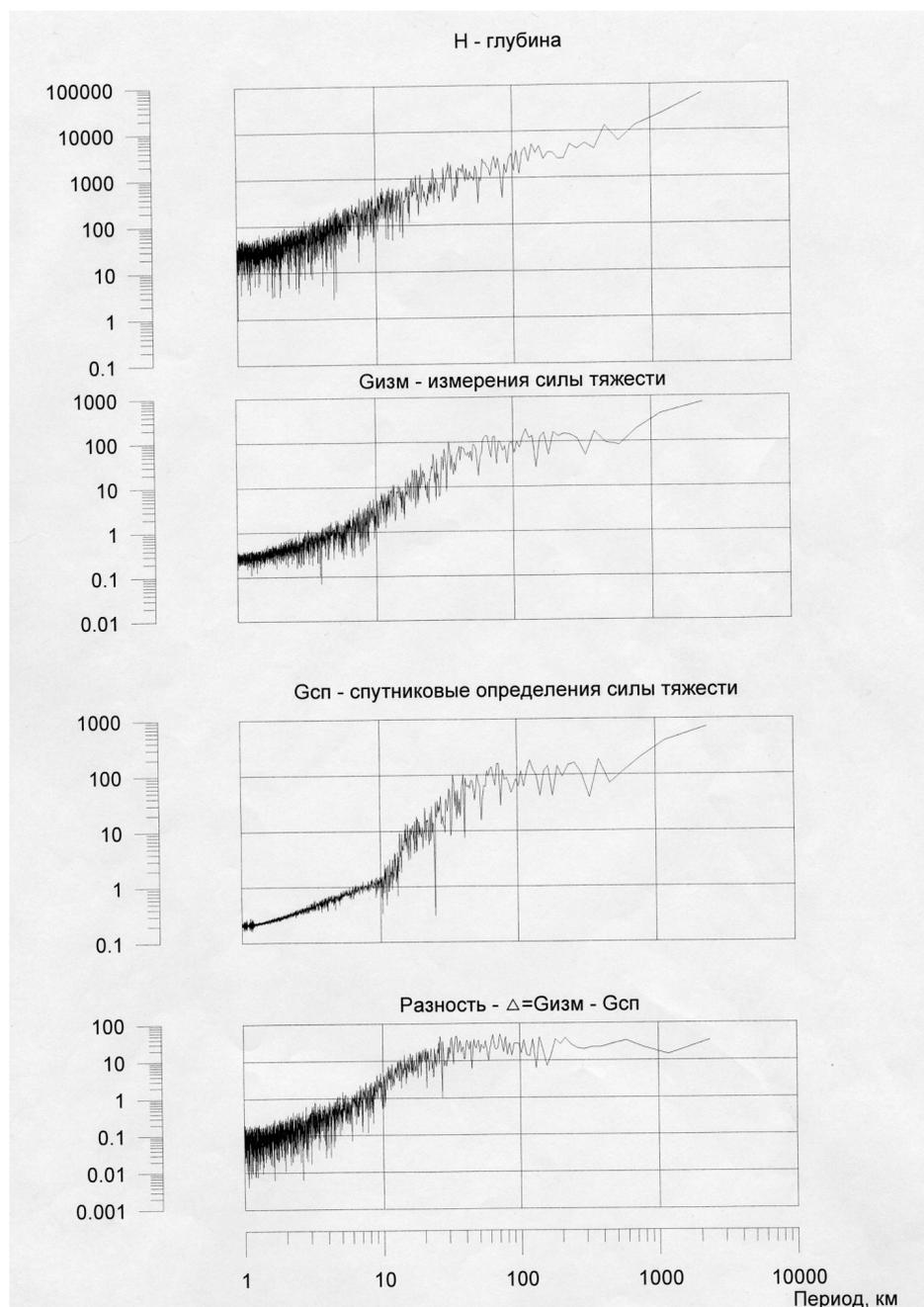


Рис.9. Профиль 002, Атлантический океан, спектры мощности

Из анализа спектров когерентности следует, что в диапазоне длин волн свыше 50 км в открытом океане спутниковые определения практически совпадают с морскими измерениями. Все формально полученные из спутниковых определений гармоники поля с длиной волны менее 20 км являются ложными из-за генерации помех в модели. Гармоники поля в диапазоне длин волн от 20 до 50 км при спутниковых определениях искажены тем больше, чем меньше длина

волны. В качестве иллюстрации представлены карты аномалий силы тяжести по данным прямых измерений и по данным модели на одной и той же площади на **рис. 10**. Портреты поля совсем не соответствуют друг другу из-за помех модели.

На **рис. 11** приведен график, построенный по данным измерений и модели, также хорошо видно различие в высоких частотах, где они сглажены моделью и соответствие уровня съемки с модельным полем.

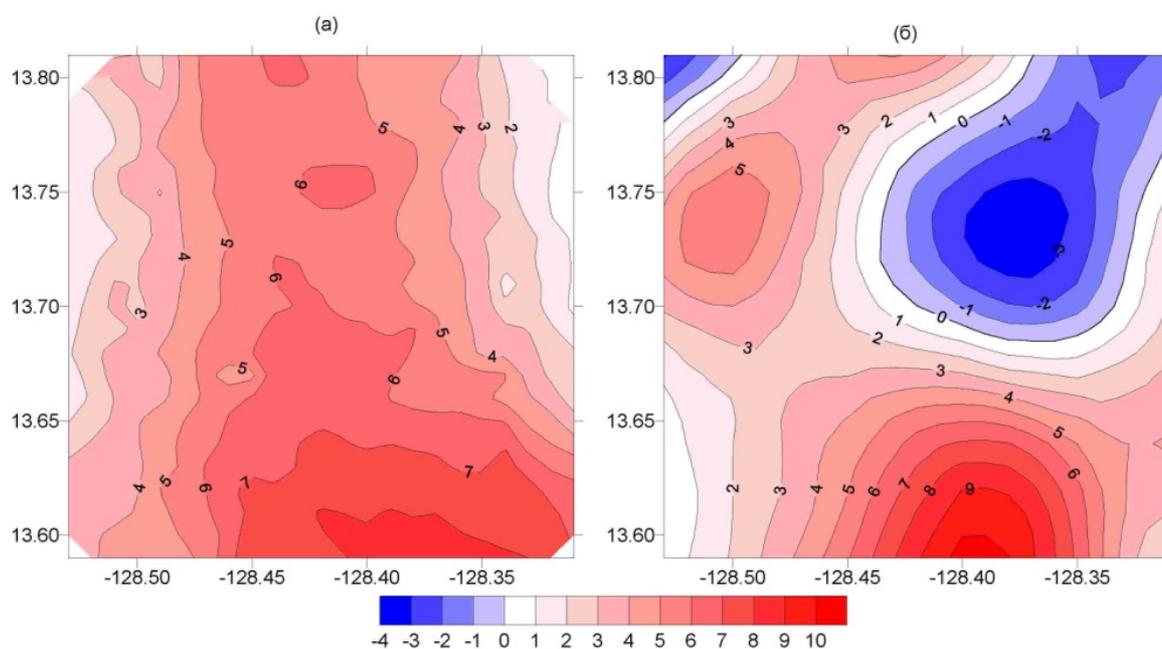


Рис.10. Карта гравитационного поля: а - измерения, б – спутниковые определения

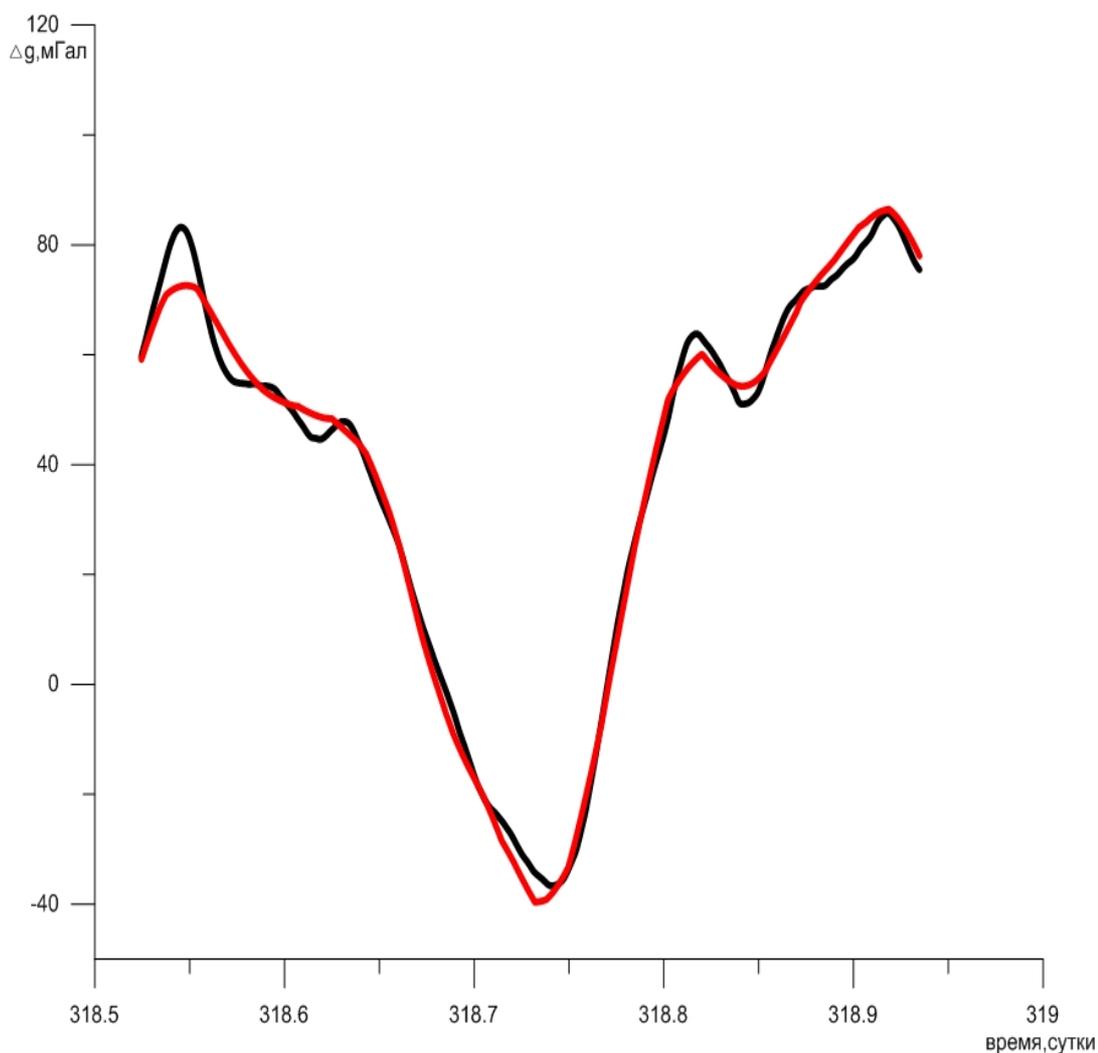


Рис.11. Профиль измеренный и модельный (черная и красная линии)

В результате сравнения моделей с прямыми измерениями определено, что короткопериодные волны фактического поля (15 км и менее) и шумы модели мало отличаются друг от друга, а волны длиной свыше 80-100 км в моделях представлены практически без искажений. Таким образом, в открытом океане модельное поле может быть использовано в качестве опорного для решения целого ряда актуальных задач современной морской гравиметрии [Конешов, Непоклонов, Соловьев, 2014].

2.3 Опорные измерения и условия их выполнения

В соответствии с действующими инструкциями исходной основой для выполнения морской гравиметрической съемки служат опорные гравиметрические пункты (ОГП). Количество и расположение ОГП должно обеспечивать надежное определение смещения нуля-пункта гравиметра.

В существующих инструкциях и литературе регламентированы следующие требования к выполнению опорных береговых гравиметрических измерений:

- опорные гравиметрические измерения выполняются для получения исходного отсчета гравиметра, определения величины и характера смещения нуля-пункта гравиметра;

- в целях надежного исключения влияния условий измерений на работу приборов продолжительность начальных и заключительных опорных наблюдений должна быть, как правило, не менее 3–5 сут. На промежуточных ОГП опорные наблюдения производятся не менее 2–3 сут. (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;

- если при условии работы невозможна привязка надводных профилей гравиметрической съемки к промежуточным береговым ОГП, то в виде исключения (при съемке IV и V классов) допускается привязка к корабельным и морским ОГП.

При современных морских гравиметрических измерениях опорные наблюдения зачастую являются проблемными и затратными. Многие гравиметрические работы, особенно выполняемые в интересах геологических изысканий, выполняются в постоянном режиме с периодическими 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 и к частым перешвартовкам. Кроме того современные гравиметрические измерения отличаются долговременным отрывом от ОГП (до трех месяцев), а в промежуточных портах захода береговые ОГП могут отсутствовать.

Для решения задачи точного и надежного определения скорости смещения нуля-пункта гравиметра в современных условиях может использоваться модель аномального гравитационного поля Земли.

2.4 Методический прием использования моделей ГПЗ для определения скорости смещения нуля-пункта гравиметра

Идея использования моделей аномалий ГПЗ для оценки и уточнения параметров морской гравиметрической съемки была впервые высказана в 1995 году [*Железняк, Конешов, 1995*]. Аномалии силы тяжести, определенные спутниковыми методами, с длиной волны свыше 50 км почти не имеют систематической составляющей погрешности. В этом случае принципиально можно отказаться от исходных опорных пунктов с абсолютными значениями силы тяжести.

Опорные наблюдения при морских измерениях в ряде случаев являются проблемными и затратными. Нередко для практических целей достаточно использование опорного пункта без абсолютной его привязки, например для геологической интерпретации аномалий силы тяжести. Однако предпочтительным является использование опорного пункта, определенного в абсолютной системе, когда результаты измерений поля могут использоваться как при стыковке соседних площадей, так и в других случаях применения.

В открытом океане модельное поле в диапазоне более 100 км не имеет систематической погрешности и может быть использовано для определения

скорости смещения нуль-пункта гравиметра. При этом нет необходимости выполнять привязку морских измерений к береговым опорным пунктам, а сравнивать измерения с моделью и по невязке вводить поправку за смещение нуль-пункта. При этом должно выполняться следующие условия:

- смещение должно быть закономерным на интервале сравнения модели и измерений;
- интервал сравнения должен быть 100 км и более;
- вся снимаемая площадь не должна сводиться к областям рифтогенеза и другим градиентным зонам Мирового океана, а также береговой линии.

На **рис. 12** показана разность значений аномалий силы тяжести измерения-модель на полигоне, расположенном на континентальном склоне.

Методический прием определения скорости смещения нуль-пункта гравиметра по моделям аномалий гравитационного поля Земли непосредственно в море предполагает следующий порядок:

- 1) в качестве исходного на опорном пункте используется значение нормального поля;
- 2) обработка измерений проводится без ввода поправки за смещение нуль-пункта гравиметра;
- 3) коэффициент b при линейном члене аппроксимирующей функции разностей:

$$Y = b * X + a, \quad (26)$$

имеет физический смысл скорости смещения нуль-пункта;

- 4) полученная скорость смещения нуль-пункта в виде поправки по времени вводится в измеренные значения гравиметрических пунктов на полигоне.

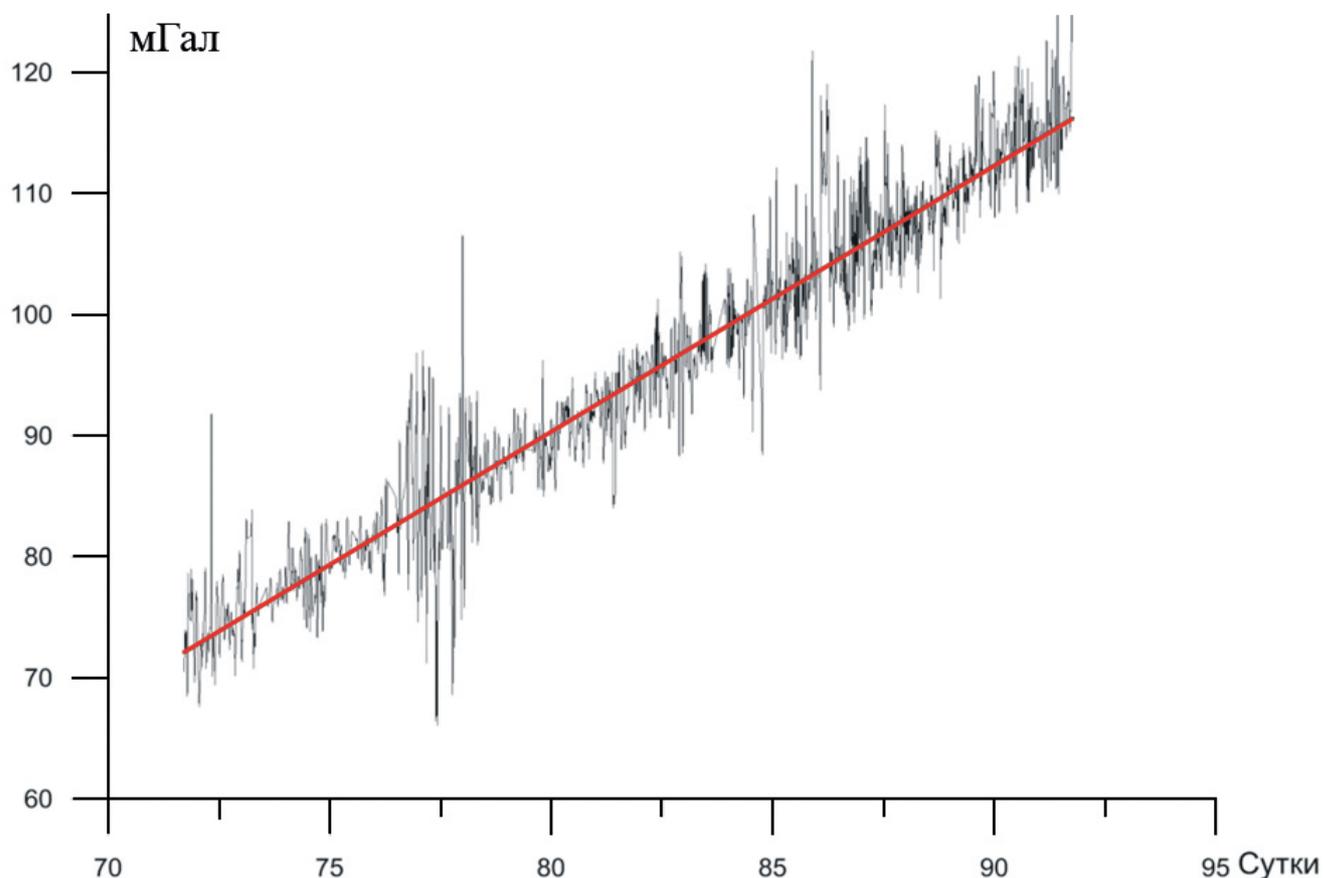


Рис.12. График разности «измерения-модель»

2.5 Экспериментальные результаты использования методического приема

Для экспериментальной оценки пригодности модели EGM2008 для корректировки уровня съёмки путем учета постоянной разности измерения-модель использовался полигон. В Атлантическом океане в зоне сочленения Срединного Атлантического хребта и трансформного разлома Кейн в 1991 году отечественным морским гравиметрическим комплексом «Чета АГГ» выполнена съёмка полигона. Площадь 300×200 км² покрыта сетью пересекающихся профилей с шагом 5×10 км². Рельеф дна в этом районе очень сложный и сильно расчлененный с перепадом глубин от 1000 м до 6000 м. Аномалии силы тяжести на этом полигоне практически полностью коррелируют с рельефом дна, но имеют более сглаженный характер из-за интегрального гравитационного эффекта. Диапазон значений аномалий силы тяжести составляет 165 (от +100 до -65) мГал.

На **рис. 13** представлена схематическая карта аномалий, построенная по морским измерениям гравиметрическим комплексом. Погрешность съёмки составляет ± 0.35 мГал, а точность привязки к береговому пункту (Новороссийск) – не хуже 0.3 мГал. На всех пунктах съёмки (шаг регистрации 1 мин или 300 м) были вычислены разности измеренного значения аномалий силы тяжести и значения с модели EGM2008. Среднее значение этой разности равняется +0.60 мГал, а значение стандартной девиации составляет ± 3.97 мГал. На **рис. 14** представлена карта разностей между измеренными и модельными значениями. Последняя является иллюстрацией частотных искажений модели.

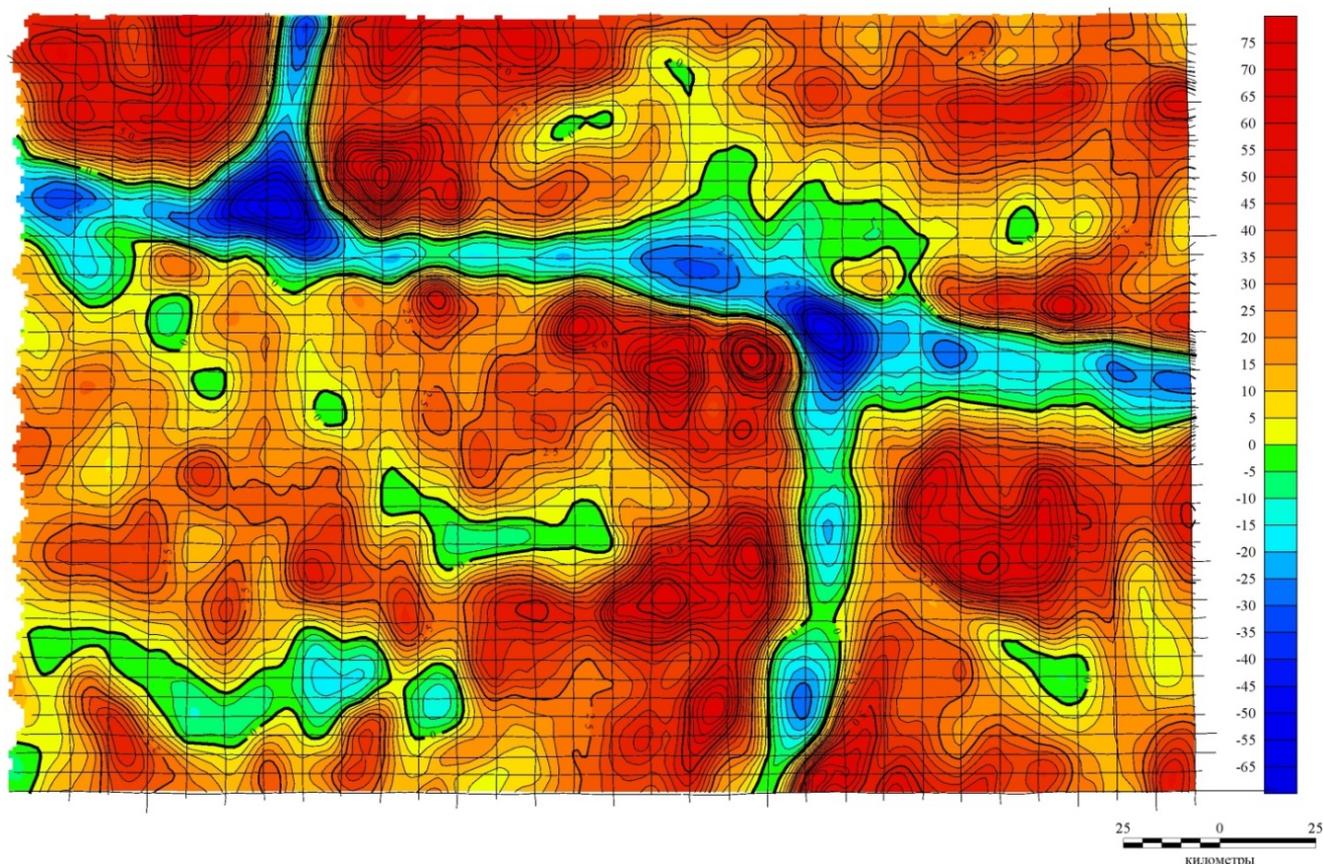


Рис.13. Карта АСТ разлома Кейн (МГК «Чета АГГ»).

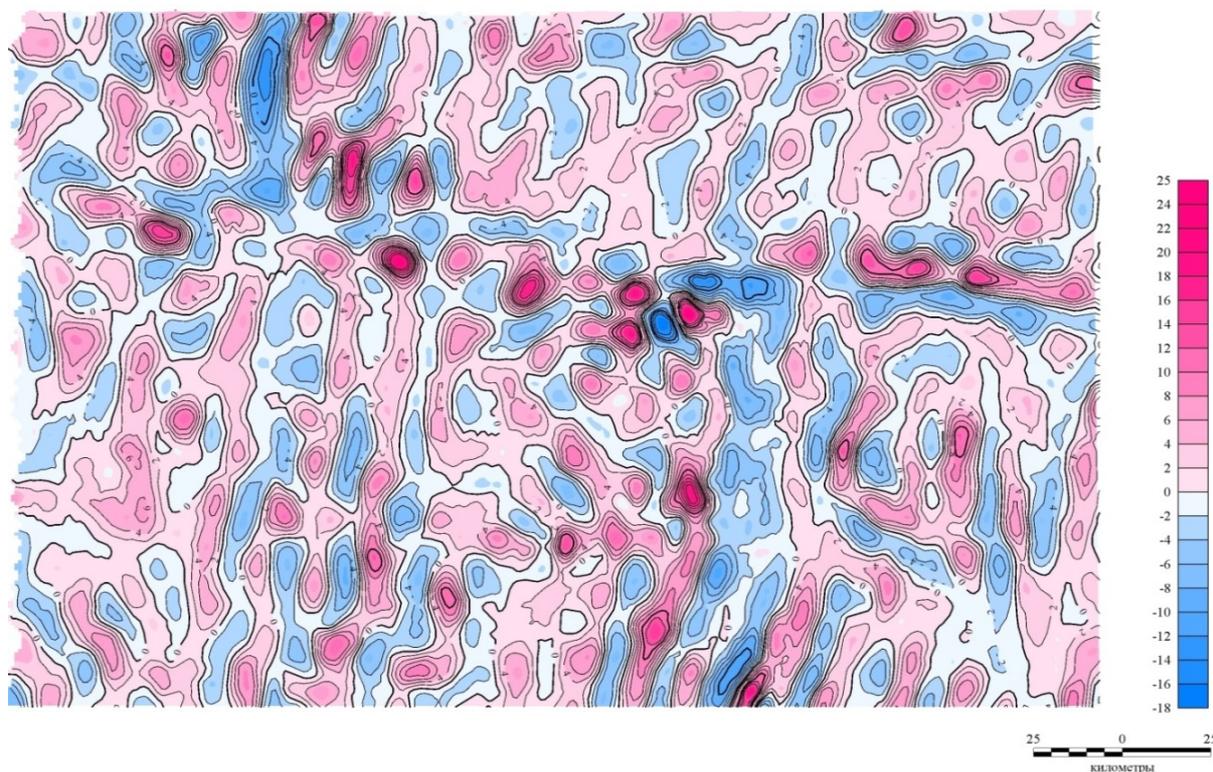


Рис.14. Карта разности «измерения – модель» разлома Кейн (МГК «Чета АГГ»).

Полученные результаты эксперимента показывают, что модель EGM2008 может быть использована для контроля и привязки гравиметрической съемки по абсолютному значению. Технология привязки измерений к модельным значениям поля на этапе постобработки предусматривает несколько этапов.

Сначала необходимо выполнить полный цикл обработки измерений гравиметром. При этом исходное знание силы тяжести в порту выхода может соответствовать нормальному полю или иному значению, в том числе известному, а смещение нуль-пункта прогнозируется.

Затем, на всех пунктах площадной съемки вычисляется разность Δ , между измеренными АСТ и взятыми из модели EGM2008. Все полученные разности сортируются по времени и аппроксимируются линейной (или иной) функцией, которая затем используется для привязки измерений к абсолютному значению модели поля. В заключение выполняется процесс уравнивания съемки, если это возможно, и оценка точности измерений [Железняк, 2002].

Идея контроля и привязки морских измерений к значениям модели

использовалась при работах в Индийском океане, выполненных в 2012-2013 гг. мобильным гравиметром «Чекан-АМ» и в 2015 году модификацией гравиметра «Чекан-АМ» «Шельф».

На **рис. 15** показана разность значений АСТ измерения-модель на полигоне, расположенном на континентальном склоне. В качестве исходного на опорном пункте использовано значение нормального поля, а сама обработка была проведена без ввода поправки за смещение нуля-пункта гравиметра. Коэффициент при линейном члене аппроксимирующей функции разностей равен $+2.199 \text{ мГал/сут}$ и имеет физический смысл скорости смещения нуля-пункта. Полученная линейная функция использована для привязки измерений к значению поля из модели. Систематическая разность между рабочими и секущими профилями составила -0.08 мГал , а случайная составляющая $\pm 0.25 \text{ мГал}$. После стандартного взаимного уравнивания профилей съемки, случайная погрешность составила $\pm 0.17 \text{ мГал}$, средняя разность АСТ и значений модели EGM2008 составила -0.07 мГал , а значение стандартной девиации равнялось $\pm 3.24 \text{ мГал}$.

По результатам стандартной обработки измерений на полигоне с использованием значений на опорных пунктах скорость смещения нуля-пункта гравиметра составила $+2.184 \text{ мГал/сут}$. Случайная погрешность единичного измерения на полигоне после уравнивания составила $\pm 0.17 \text{ мГал}$. Средняя разность измеренных и модельных значений АСТ составила $+2.12 \text{ мГал}$, а значение стандартной девиации равнялось $\pm 3.97 \text{ мГал}$.

Оцениваемые параметры в двух вариантах обработки практически совпадают, кроме постоянной разности измерения - модель (-0.07 и 2.12 мГал), что может быть обусловлено как погрешностями привязки к опорному пункту, так и неточностью модели на континентальном склоне.

На **рис. 16** представлена схематическая карта разностей между измеренными и модельными значениями.

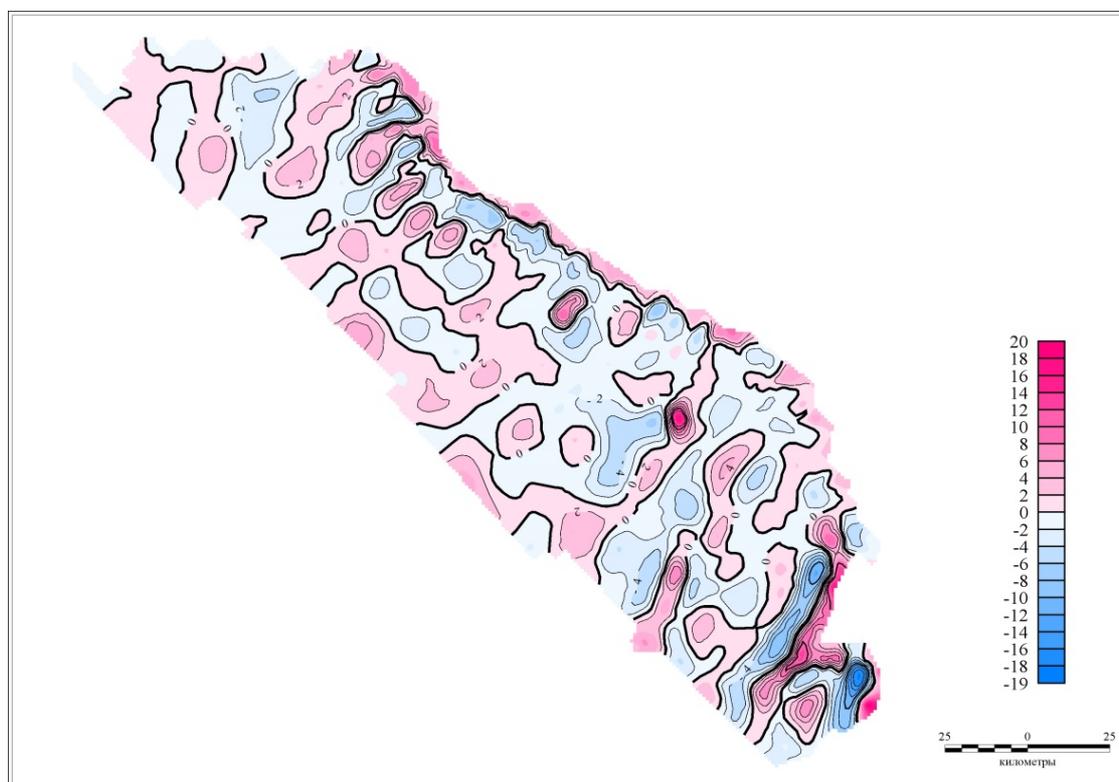


Рис.15. Карта разности «измерения-модель» полигона 1 (МГК «Чекан АМ»)

На рифтовой зоне срединно-океанического хребта в Индийском океане снимался полигон квадратной формы со стороной 120 км. График разностей между измеренными и модельными значениями показан на **рис. 15**. Представленные разности не могут быть аппроксимированы линейной функцией. При увеличении возмущающих ускорений до величины порядка 200 Гал в показаниях прибора появлялось отклонение, связанное с нарушением нормальной его работы. Здесь была применена методика обработки, отличающаяся от рекомендуемой выше. Сначала было выполнено уравнивание полигона. Затем вычислена средняя разность по всему полигону, затем она в виде поправки введена во все измеренные значения. Вычисление средней разности фактически является фильтрацией и выделением постоянной составляющей разности полигон - модель. В **Таблице 2** показаны результаты оценки точности измерений на разных этапах обработки.

Таблица 2.

Оценка погрешности на разных этапах обработки.

Этап обработки	Количество пересечений	Систематическая составляющая, мГал	Случайная составляющая, мГал	Отклонение от модели, мГал
Первичная обработка	54	1.17	5.77	13.6
Уравнивание и введение уровня полигона	54	0.02	1.01	0.00

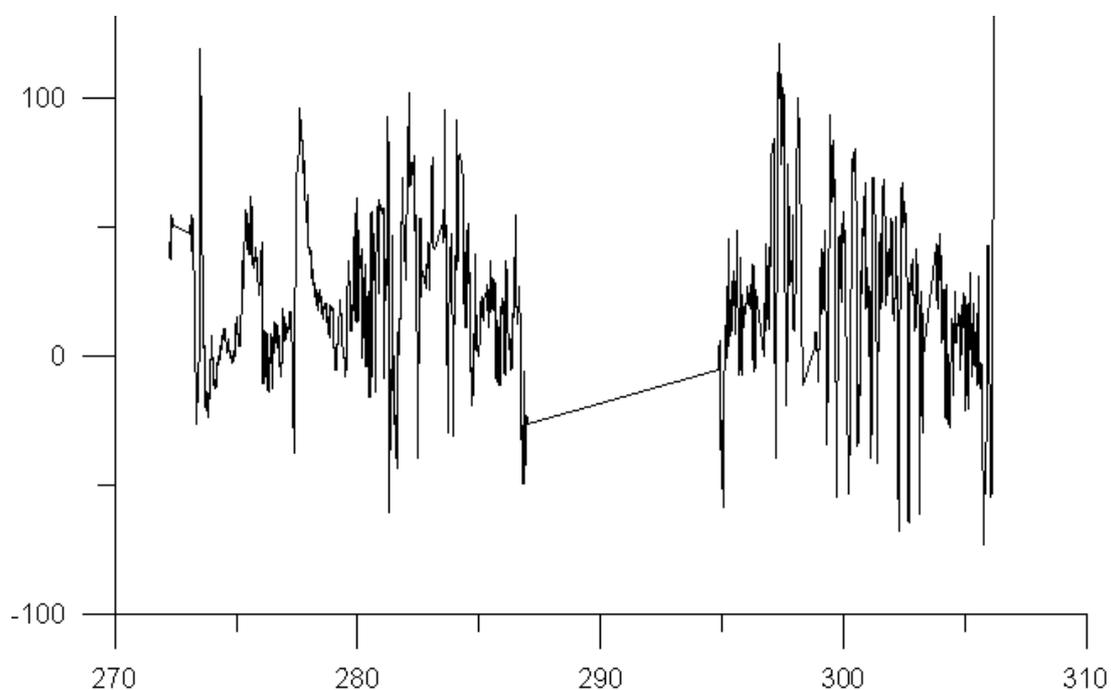


Рис.16. График разности «измерения-модель» полигона.

Карта аномалий силы тяжести полигона 2 представлена на **рис. 5**. А схематическая карты разностей этого же полигона представлены **рис. 17**.

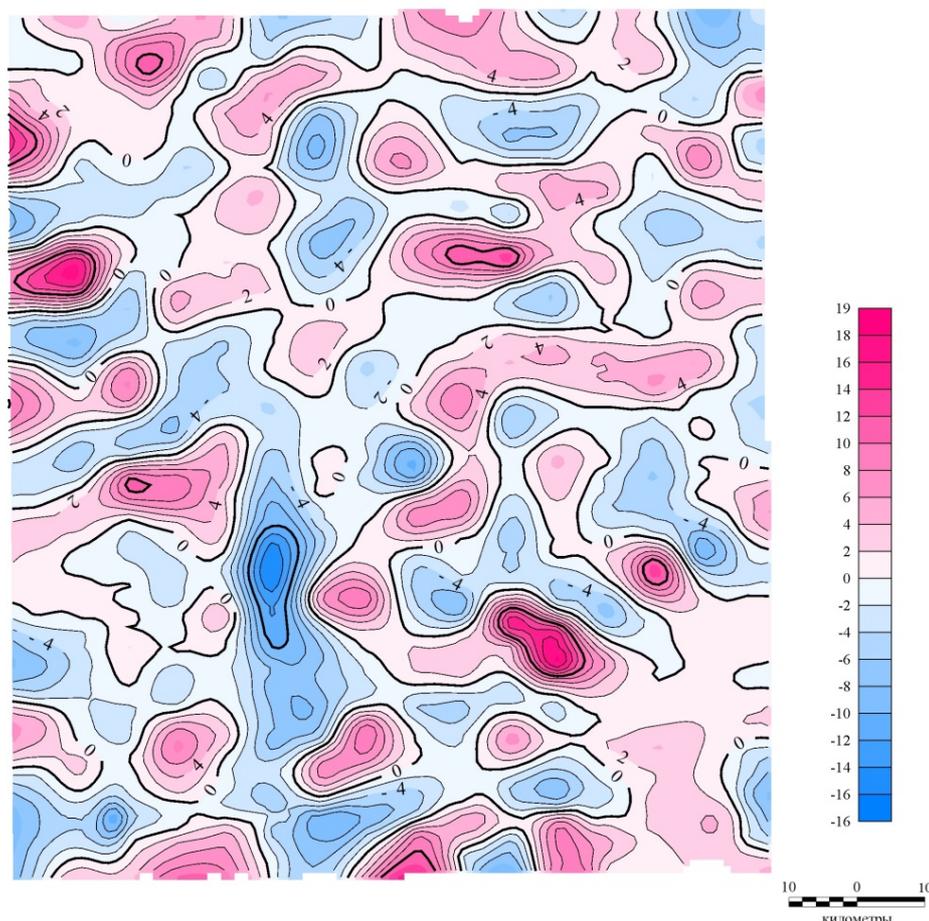


Рис.17. Карта разности «измерения – модель» полигона 2
(МГК «Чекан АМ»).

В 2015 году модификацией мобильного гравиметрического комплекса «Чекан АМ» «Шельф» была выполнена съемка другого участка континентального склона в акватории Индийского океана (полигон 3). При этом выполнялась оценка измерений по нескольким критериям, включая модельное поле EGM2008.

Перед началом работ, в течение восьми суток, выполнялись опорные измерения, во время которых учитывались пиковые значения прилива и исключались временные участки, когда судно перемещалось вдоль причальной стенки. На **рис. 18** 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.

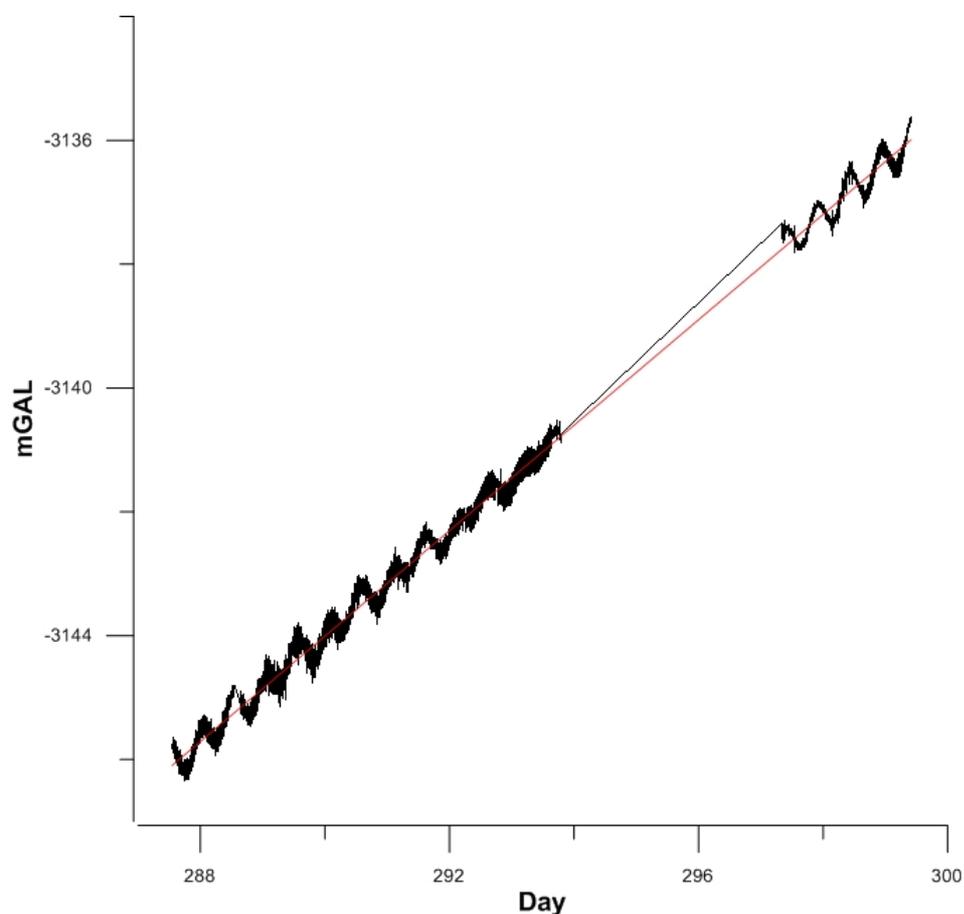


Рис.18. График смещения нуля-пункта. Опорные измерения (МГК «Чекан АМ» «Шельф»).

В практике гравиметрических измерений известен метод контроля и коррекции скорости смещения нуля-пункта по невязкам, вычисленным в точках пересечения съемочных галсов, при условии их достаточного для статистического анализа количества. Порядок обработки при этом следующий: на начальном этапе вычисляются значения силы тяжести на полигоне без поправок за смещения нуля-пункта. Затем по координатам определяются точки пересечения галсов, значения невязок и разница во времени между измерениями. Эти значения сортируются по временным разностям, которые далее используются в качестве аргумента функции, линейным коэффициентом которой является скорость смещения. Такой метод позволяет скорректировать скорость смещения нуля-пункта до выполнения заключительных опорных измерений. Необходимым условием такого метода является наличие системы взаимно пересекающихся галсов, а так же достаточно разнесенные во времени измерения в точках пересечений.

Скорость смещения нуля-пункта на полигоне 3, вычисленная таким образом составила $+0.8527$ мГал/сут. Линейная аппроксимация значений невязок в точках пересечения галсов представлена на **рис. 19**.

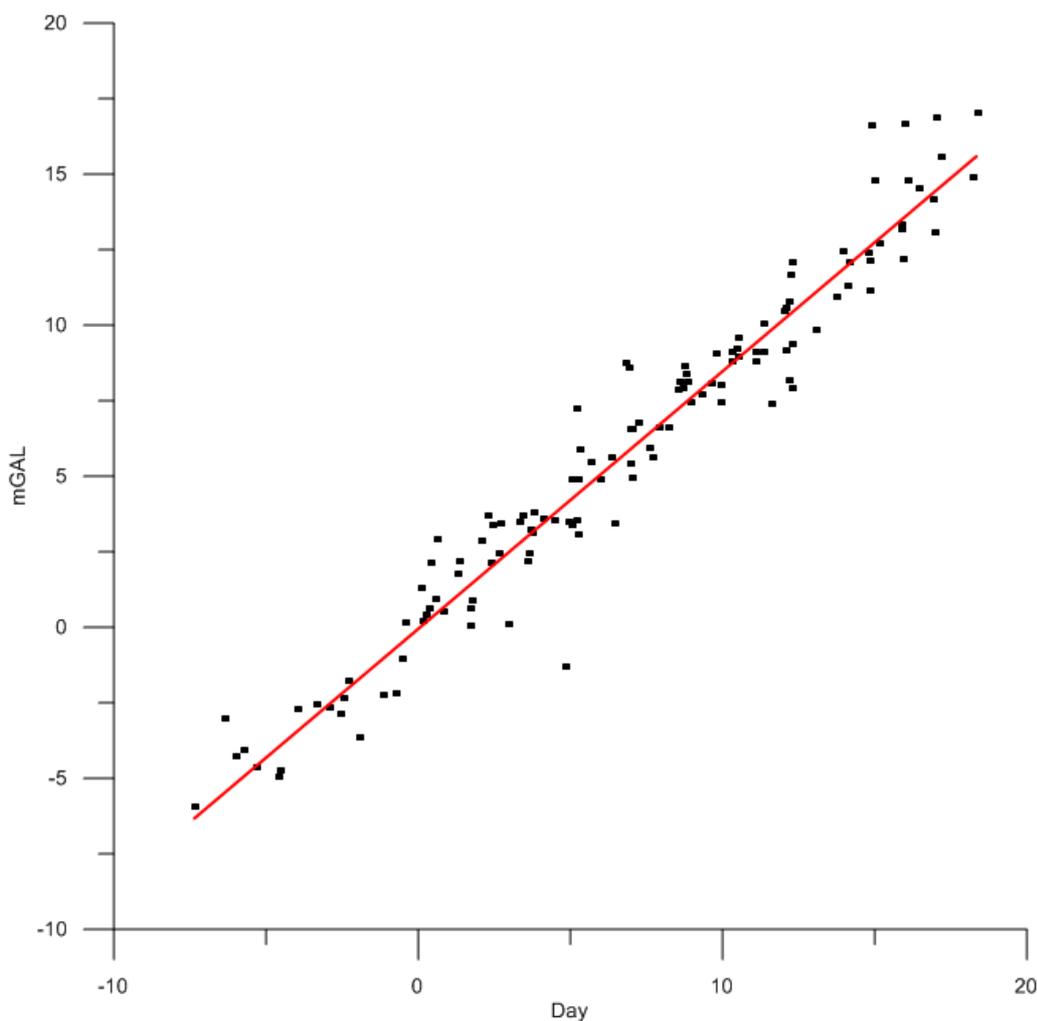


Рис.19. Линейная аппроксимация невязок в точках пересечений галсов.

Полигон 3.

(МГК «Чекан АМ» «Шельф»).

Далее для этого полигона выполняется определение параметра скорости непосредственно по модельному полю EGM2008. Используется методика, представленная выше: галсы обрабатываются без учета смещения нуля, в каждой точке определяются разницы «измерения – модель» и линейно аппроксимируются по времени. Полученная скорость смещения нуля-пункта: $+0.8532$ мГал/сут.

График линейной аппроксимации разницы «измерения – модель» на полигоне 3 представлен на **Рис. 20**. Общая сравнительная характеристика

приведенных методов определения скорости смещения нуля-пункта гравиметра «Чекан АМ» «Шельф» представлена в **Таблице 3**.

Полученные результаты доказывают, что при качественных измерениях, выполненных в нормальных погодных условиях такой необходимый параметр, как скорость смещения нуля-пункта гравиметра может быть определен с достаточно высокой точностью непосредственно в море. При этом актуальным остается вопрос стабильности работы таких методологических приемов.

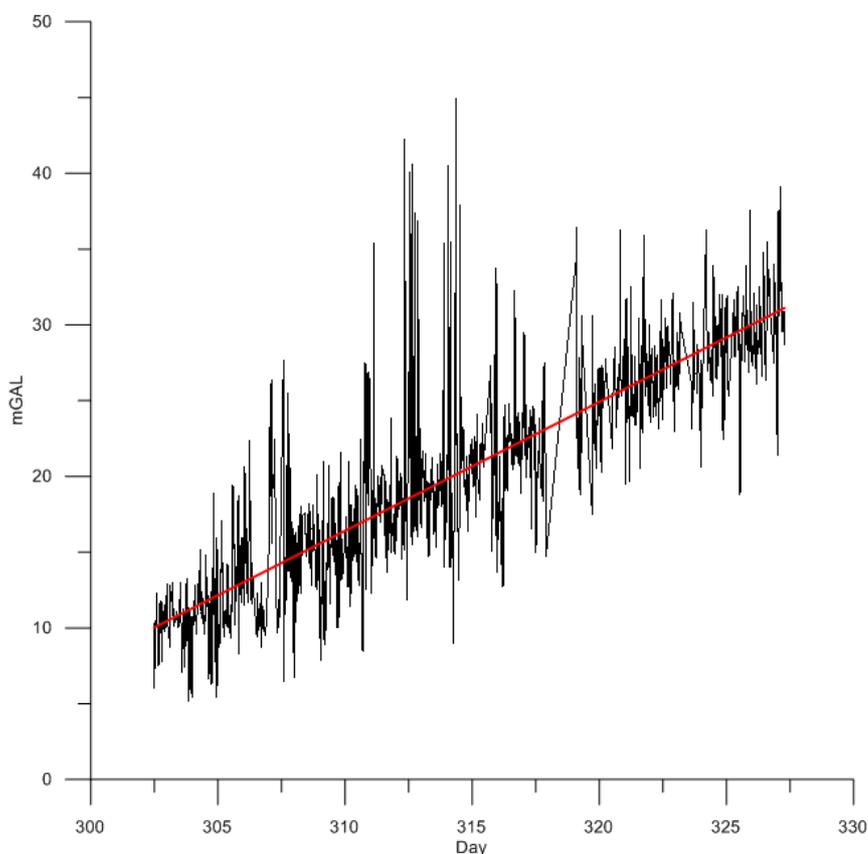


Рис.20. Линейная аппроксимация разницы «съемка – модель». Полигон 3.
(МГК «Чекан АМ» «Шельф»).

Методы определения скорости смещения нуль-пункта.

Метод определения	Скорость смещения нуль-пункта, <i>мГал/сут.</i>	Временной период, <i>сут.</i>	Количественная характеристика
Береговые опорные измерения	+0.8516	8.3	11 712 пунктов через 1 мин
По пересечениям галсов	+0.8527	24.6	125 пересечений
По модельному полю EGM2008	+0.8532	24.8	170 738 пунктов через 10 сек

Для проверки стабильности методов определения скорости смещения нуль-пункта непосредственно в море, на завершающей стадии измерений, по наиболее градиентной части измеряемого поля выполнен дополнительный секущий галс. После включения данного галса в обработку получены следующие результаты. Скорость смещения нуля, определенная по пересечениям галсов, равна +0.8318 *мГал*, изменение -0.0209 *мГал*. Скорость смещения, определенная по модели EGM2008 +0.8513 *мГал*, изменение -0.0019 *мГал*. В **Таблице 4** показан сравнительный анализ полученных результатов.

Результаты эксперимента наглядно показывают зависимость первого метода не только от количества пересечений, но и от значений невязок в них. Увеличение невязок может быть обусловлено как градиентом поля, так и ростом величин вертикальных ускорений, во время качки. В тоже время параметр скорости, полученный вторым методом, в связи с количественной выборкой, большей в сотни раз, изменился незначительно. Таким образом, можно сделать вывод о гораздо большей надежности и стабильности определения скорости смещения нуль-пункта гравиметра по модельному полю. Важным условием при этом является знание характера модельного поля для каждого конкретного региона. Модель гравитационных аномалий EGM2008 в акватории Индийского океана известна [Дробышев, Железняк, Конешов, 2006] и допустима к использованию для уточнения и коррекции смещения нуль-пункта.

Сравнительный анализ надежности методов определения скорости смещения нуль-пункта.

Метод определения	Скорость смещения без контрольного галса, <i>мГал/сут.</i>	Скорость смещения с контрольным галсом, <i>мГал/сут.</i>	Изменение значения, <i>мГал/сут.</i>	Количественная характеристика
По пересечениям галсов	+0.8527	+0.8318	-0.0209 (2.5%)	+ 15 пересечений
По модельному полю EGM2008	+0.8532	+0.8513	-0.0019 (0.2 %)	+1105 пунктов

Результаты и выводы по второй главе

1. Выполнен обзор современных моделей. Сделан вывод, что основные глобальные модели аномалий ГПЗ имеют схожие составляющие спектра аномалий силы тяжести в акваториях Мирового океана и отличаются только региональной детализацией.

2. Значения аномалий силы тяжести, вычисленные по данным альтиметрии, в диапазоне длин волн поля ≥ 100 км совпадают с морскими измерениями в открытом океане и могут быть использованы для решения ряда задач при выполнении морских гравиметрических съемок.

3. Разработан и экспериментально проверен методический прием использование модели ГПЗ для определения скорости смещения нуль-пункта гравиметра.

4. С помощью предлагаемого методического приема скорость смещения нуль-пункта гравиметра может быть определена непосредственно в море с точностью до 0.001 *мГал/сут.*

Глава 3 Контроль и коррекция текущих морских гравиметрических измерений по моделям гравитационного поля Земли

В третьей главе рассматриваются возможности применения моделей аномалий ГПЗ, как независимого источника информации без систематической составляющей погрешности, при морских гравиметрических измерениях.

3.1 Требования инструкций к выполнению морской гравиметрической съемки

Наиболее производительными приборами для выполнения морской гравиметрической съемки на любых глубинах океана являются гиостабилизированные гравиметры, позволяющие производить измерения на ходу корабля при возмущающих ускорениях. Во время измерений осуществляется контроль работы всех приборов и температуры в помещении, где установлены гравиметры, в соответствии с требованиями инструкций по эксплуатации.

Результаты измерений с помощью морских гравиметров обычно представляют в виде гравиметрических пунктов, определяемых на галсе через равные промежутки времени.

В существующих инструкциях и литературе регламентированы следующие требования к производству морских гравиметрических измерений и полевому контролю:

- измерения силы тяжести выполняются на ходу корабля одновременно группой установленных на борту гравиметров;
- гравиметрические измерения производят на постоянном курсе, скорости и глубине погружения (для подводных лодок). Не менее чем за 15 мин до подхода к точке начала измерений судно должно лечь на курс съемочного галса и идти с постоянной скоростью и включенной гиروطформой;

- гравиметрические работы на море должны сопровождаться систематической проверкой результатов измерений и надежным полевым контролем;

- полевой контроль заключается в определении качества морской гравиметрической съемки и обеспечивается:

1) одновременным использованием группы (как правило, не менее трех) гравиметров и сравнением результатов измерений;

2) исследованием аппаратуры до начала рейса и после его окончания;

3) выполнением опорных наблюдений в начале, конце съемки и через определенные промежутки времени в процессе съемки;

4) выполнением наблюдений на контрольных морских гравиметрических пунктах;

5) проложением контрольных профилей;

6) сличением результатов работ с гравиметрическими картами.

- независимые контрольные пункты позволяют выявлять систематические погрешности измерений, присущей в целом всей совокупности измерений экспедиции;

- измерения на повторных контрольных пунктах позволяют получить дополнительную оценку погрешностей определения навигационных параметров и погрешностей съемки, медленно изменяющихся во времени;

- в точках пересечения галсов съемки с контрольными галсами (узловых точках) определяются невязки измерений по отдельным профилям, которые служат исходными данными для оценки точности гравиметрических измерений;

- на протяжении всего рейса строят совмещенные по времени графики показаний всех гравиметров, что позволяет постоянно контролировать качество работы приборов и исключать промахи в измерениях непосредственно в море;

- для контроля смещения нуль-пунктов гравиметров и выявления скачков в отсчетах следует строить график средних приборных разностей по галсам (или средних за сутки наблюдений) на протяжении всего рейса.

Независимые контрольные пункты позволяют выявлять систематические погрешности измерений. В рейсе определяется максимально возможное количество независимых контрольных пунктов, по возможности равномерно размещенных по району плавания и времени измерений. Необходимо стремиться к максимальному увеличению числа повторных пунктов и с этой целью возможно чаще пересекать собственные галсы съемки. При площадной съемке количество повторных пунктов должно составить не менее 5 – 10 % от общего числа пунктов в районе съемки.

Измерения на повторных контрольных пунктах позволяют получить дополнительную оценку погрешностей определения навигационных параметров и погрешностей съемки, медленно изменяющихся во времени. При появлении сомнений в качестве работы аппаратуры определение возвратных контрольных пунктов производится обязательно.

В точках пересечения галсов съемки с контрольными галсами (узловых точках) определяются невязки измерений по отдельным профилям, которые служат исходными данными для оценки точности гравиметрических измерений.

На протяжении всего плавания выборочно, в соответствии с указаниями технического проекта, строят совмещенные по времени графики показаний всех гравиметров, что позволяет постоянно контролировать качество работы приборов и исключать промахи в измерениях непосредственно в море.

При морской гравиметрической съемке необходимо определять навигационные параметры с точностью, которая обеспечивает вычисление поправки за эффект Этвеша. Для этого необходимо определять:

- среднюю скорость корабля с погрешностью не более 0,1 уз;
- путь корабля с погрешностью не более 0,5 °;
- координаты места с погрешностью от 0,05 до 1,0 мили в зависимости от горизонтального градиента силы тяжести;
- глубину моря с погрешностью до 1%.

Все измерения, осуществляемые морскими гравиметрами, определения координат, скорости, курса корабля, глубин моря должны быть синхронизированы по времени с точностью не ниже 0,1 мин. Для уменьшения ошибок за счет влияния эффекта Этвеша следует выдерживать заданный курс с точностью не ниже 0.5° , использовать автопилот.

Как видно – требования к точностям определения параметров, указанные в инструкциях, не соответствуют фактически заявленной в паспорте точности гравиметрического комплекса (1 мГал) и существенно ниже возможностей современных навигационных и эхолотных систем. Использование глобальных навигационных систем с датчиками динамических перемещений и спутниковым компасом, например Arplanix POS MV, позволяют достигать точности позиционирования 0.5 м, а точности определения курса 0.01° , что значительно перекрывает минимальные регламентированные значения.

3.2 Способы оценки точности и уравнивания морских гравиметрических измерений

Оценка точности гравиметрических измерений на море согласно инструкциям может выполняться несколькими способами: общим суммированием инструментальных, измерительных погрешностей и погрешности исходных данных, если они известны; по внутренней сходимости группы приборов; по невязкам на возвратных и контрольных пунктах; по сходимости с ранее выполненными измерениями.

Однако очевидно, что наиболее удобный и верный способ оценки точности измерений это анализ измерений на повторных пунктах в точках пересечений профилей (галсов). При наличии некоторого числа пересечений на галсе определяются статистические характеристики невязок. При этом выделяется постоянная составляющая невязки, которую можно трактовать как

систематическую погрешность измерений на галсе и учесть в процессе дальнейшей обработки.

Невязки в пунктах пересечений съемочных галсов содержат погрешности обоих измерений на обоих галсах. Во всех перечисленных полях имеется постоянная или медленно меняющаяся составляющая погрешности. Причиной их появления могут быть действие инерционных ускорений. Массив невязок одного профиля содержит погрешность этого профиля и совокупность погрешностей секущих профилей, которые являются знакопеременными величинами.

При наличии системы пересекающихся профилей все измерения полигона должны уравниваться. В процессе уравнивания производится фильтрация вдоль направления наименьшей корреляции погрешностей, в котором частота погрешностей является наибольшей. [*Железняк, 1987; Железняк, Боярский, 1987, Железняк, 2002*].

В поправки на галсах включаются погрешности от неточного учета смещения нуляпункта, остаточные динамические погрешности приборов, другие погрешности, которые можно предполагать мало изменяющимися в процессе измерений на профиле. Таким способом площадная съемка уравнивается с точностью до постоянной составляющей всей снятой площади. Во многих случаях (например, при геологической интерпретации) постоянная составляющая на всей площади не имеет никакого значения. Однако предпочтительным является отсутствие систематических погрешностей при выполнении даже площадных съемок, что необходимо для совмещения соседних площадей при составлении общих карт.

3.3 Методические приемы контроля и коррекции морских гравиметрических съемок по моделям ГПЗ

Для этого в качестве опорного используется модельное поле с длиной волны 100 км и более. Обязательным является соблюдение условий, приведенных в главе 2.

Спектры морских и спутниковых определений совпадают только в низкочастотной части. Они подобны друг другу на всех акваториях Мирового океана, кроме некоторых внутренних морей (Таблица 1 в Главе 2).

Порядок работы следующий: выполняется обработка показаний гравиметра до получения каталога значений гравиметрических пунктов, по координатам пунктов выбираются значения поля из модели. Затем вычисляется невязка между измерениями и моделью, производится статистическая обработка невязок. Среднее значение невязки может вводиться в качестве поправки во все значения измеренного поля на галсе. Если поправка не вводится, то это контроль, а если вводится, то это коррекция. В последнем случае становится безразличным исходные показания прибора на опорном пункте, так как опорное значение принимается равным модельному. То есть измерения идут без использования берегового опорного пункта.

При площадной съемке на большой площади с протяженными профилями поправка может вводиться в измерения на каждом профиле, после чего выполняется уравниванием всей съёмки. Так же в некоторых случаях возможен обратный порядок обработки: сначала выполняется уравнивание, а затем вычисление средней невязки по всему полигону в целом. В этом случае невязка вычисляется точнее, поскольку она вычисляется на большем промежутке времени, а их различие по профилям учитывается при уравнивании. При маршрутных измерениях выполняется непрерывное сравнение измерений с

моделью, невязку сглаживать низкочастотным фильтром и вводить её в качестве поправки.

3.4 Экспериментальные результаты применения методического приема

Измерения выполнялись в акватории Индийского океана в 2012 и 2015 гг.

В 2012 г. выполнены измерения на Полигоне 1 (график разности «измерения-модель» представлен на рис.3). Было опробовано два способа оценки и приведения съемки к модельному уровню. В первом случае для каждого галса отдельно в каждом гравиметрическом пункте с шагом 2 мин времени была вычислена разность между полученной аномалией в свободном воздухе и модельными значениями. Затем средние значения по профилям этих разностей в качестве невязок с обратным знаком внесены как поправки в измерения гравиметром на галсах.

Полученные после приведения отдельных галсов к уровню модели и их обработки по 42 пересечениям статистические характеристики приведены в **Таблице 5**.

Таблица 5.

Статистические характеристики Полигона 1 (первый способ).

Этап обработки	Количество пересечений	Системат. составл., мГал	Случ. составл., мГал	Отклонение от модели, мГал
После приведения галсов	42	0.76	0.95	0.04
Уравнивание полигона	42	0.00	0.22	-0.24

Используя последнее значение отклонения от модели можно повторно привести эту уравненную систему к уровню модельного поля.

Дополнительно обработка выполнялась другой последовательности: сначала уравнивались измерения на полигоне, затем вычислялись средние отклонения измеренного поля от модельного по всему полигону и в качестве единой поправки вводились в измеренные значения после уравнивания. Полученные статистические характеристики приведены в **Таблице 6**.

Таблица 6.

Статистические характеристики Полигона 1 (второй способ).

Этап обработки	Количество пересечений	Системат. составл., мГал	Случ. составл., мГал	Отклонение от модели, мГал
Уравнивание полигона с введением поправки за уровень	42	0.00	0.25	0.001

На рифтовой зоне срединно-океанического хребта в Индийском океане снимался Полигон 2 квадратной формы со стороной 120 км. График разностей между измеренными и модельными значениями показан на **рис. 21**. Представленные разности не могут быть аппроксимированы линейной функцией по причине их возникновения. При увеличении возмущающих ускорений до величины порядка 200 Гал в показаниях прибора появлялось отклонение, связанное с нарушением нормальной его работы.

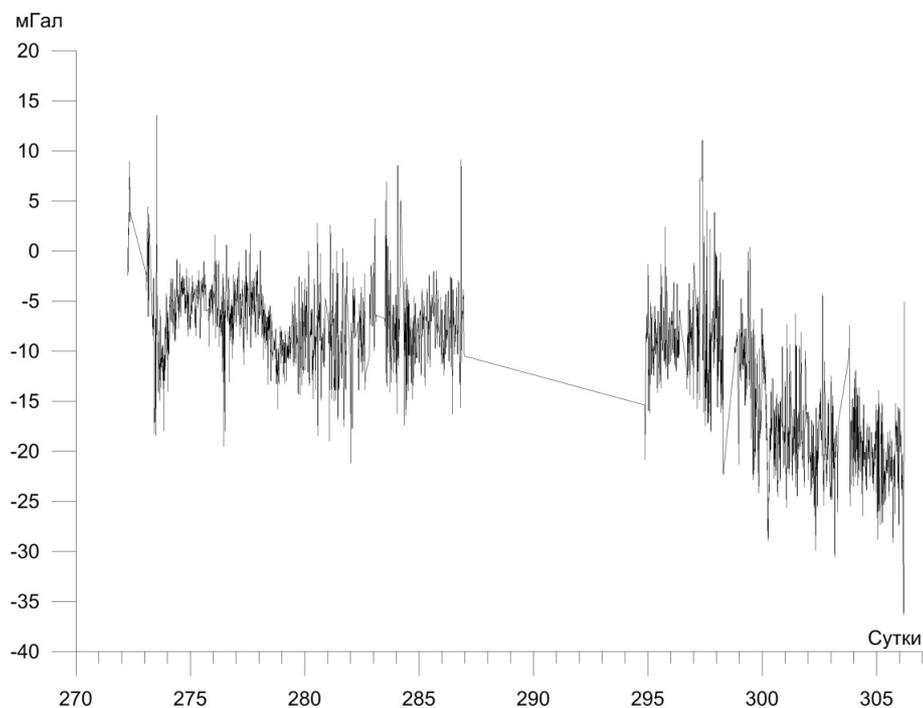


Рис.21. График разности «измерения-модель» полигона 2

Сначала было выполнено уравнивание полигона. Затем вычислена средняя разность «измерения-модель» по всему полигону, затем она в виде поправки введена во все измеренные значения. Вычисление средней разности фактически является фильтрацией и выделением постоянной составляющей разности полигон - модель. В **Таблице 7** показаны результаты оценки точности измерений на разных этапах обработки. Схематическая карта поля на полигоне представлена на **рис. 22**.

Таблица 7.

Оценка погрешности на разных этапах обработки.

Полигон 2	Количество пересечений	Системат. составл., мГал	Случ. составл., мГал	Отклонение от модели, мГал
Первичная обработка	54	1.17	5.77	13.6
Уравнивание и введение уровня полигона	54	0.02	1.01	0.00

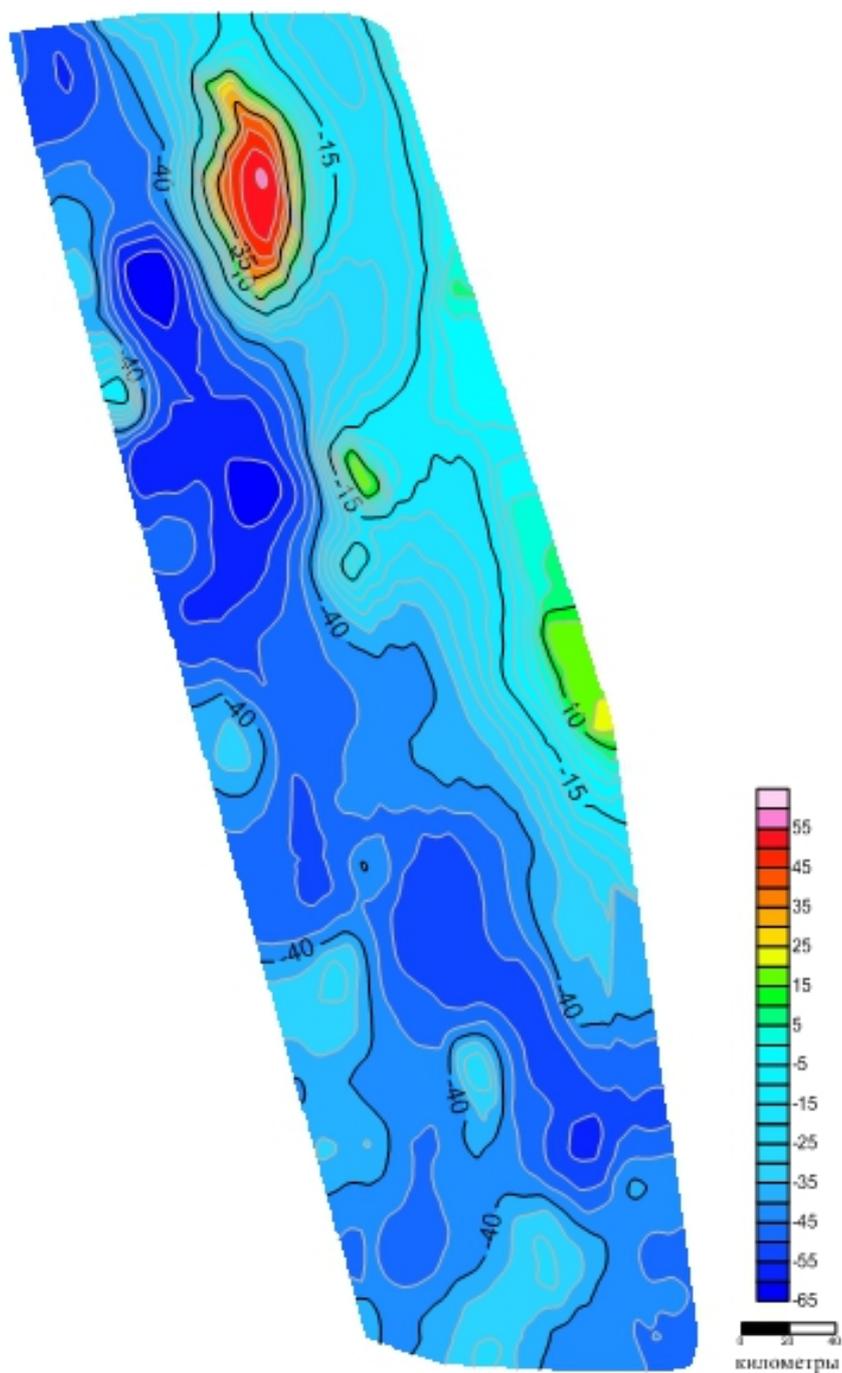


Рис.22. Карта АСТ полигона 3 на континентальном склоне (МГК «Чекан АМ» «Шельф»).



Рис.23. Карта разности «измерения – модель» полигона 3 (МГК «Чекан АМ» «Шельф»).

Еще один пример использования модели для контроля работы прибора представлен на рис. 24. На нём показаны измеренные и модельные значения аномалий силы тяжести на профиле, выполненном двумя галсами с перерывом и с

перекрытием. В промежутке между галсами имеет место скачок показаний, легко обнаруживаемый сравнением измерений с моделью.

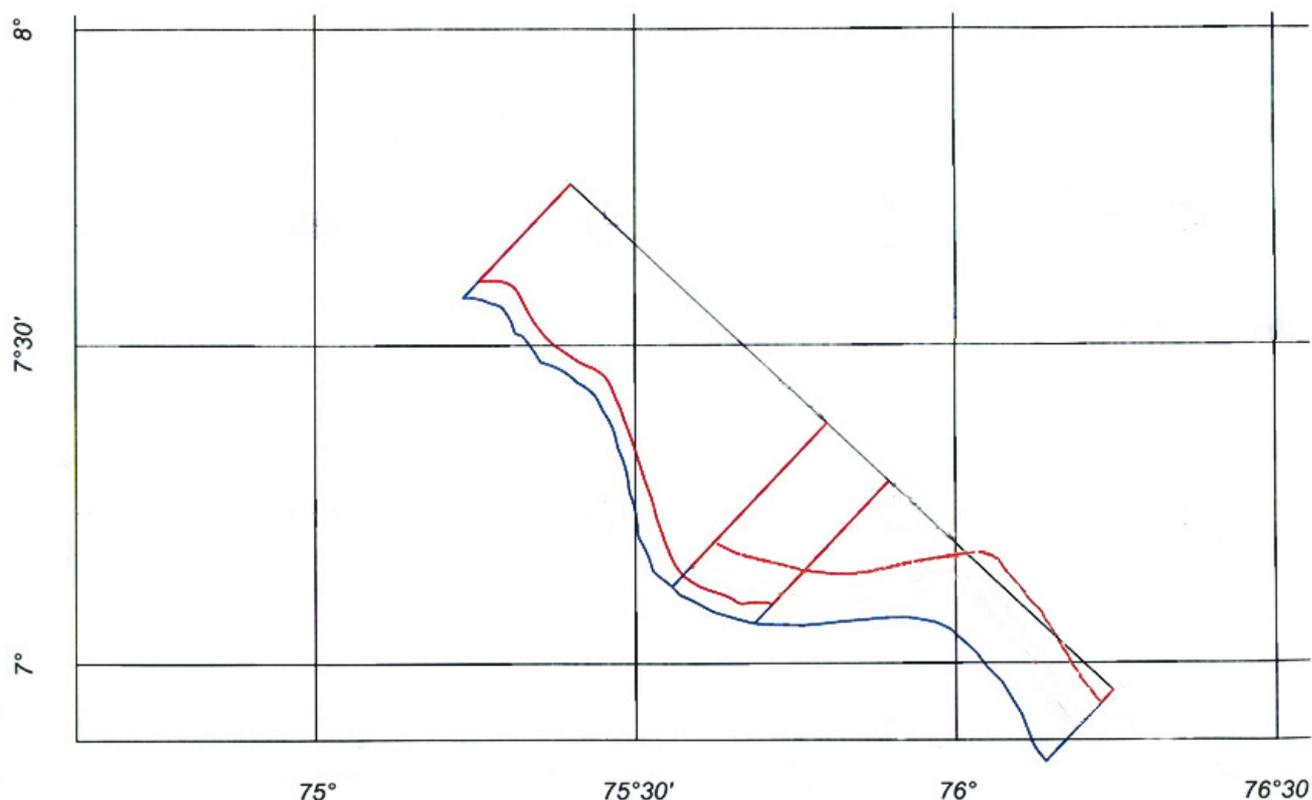


Рис.24. Скачок показаний гравиметра на профиле

Представленные результаты показывают, что при оценке результатов морских гравиметрических съемок в числе ряда факторов должно учитываться отклонение измерений от модельного поля. Включение этого источника информации в обработку позволяет контролировать работу приборов и при необходимости корректировать полученные данные, как при площадных, так и при маршрутных съемках. Кроме того, из представленных результатов обработки следует, что даже при весьма неблагоприятных погодных условиях и частичных неисправностях прибора возможно получать удовлетворительные результаты при использовании модели гравитационного поля.

Практически проверено, что сравнение с данными моделями аномалий ГПЗ по сути заменяют собой контрольные пункты, регламентированные инструкциями (их количество равняется количеству отснятых пунктов) и

контрольные сравнения между приборами. Использование предлагаемых методических приемов дает широкие возможности для построения геометрии съемочных сетей, увеличивает надежность долговременных маршрутных съемок и позволяет уменьшить количество относительных гравиметров на борту до одного. Таким образом, подтверждается правильность **второго защищаемого положения**.

Результаты и выводы по третьей главе

1. Проанализированы способы оценки морских гравиметрических измерений. Сделан вывод, что наиболее оптимальным является метод оценки измерений по невязкам в точках пересечений съемочных профилей (галсов).

2. При способах уравнивания описанных в литературе площадная съемка уравнивается с точностью до постоянной составляющей всей снятой площади, которая может содержать систематическую погрешность, обусловленную рядом факторов.

3. Предложен и экспериментально проверен методический прием оценки и коррекции результатов морской гравиметрической съемки по модели аномалий ГПЗ.

3. Предложен и экспериментально проверен методический прием контроля работы гравиметров посредством непрерывного сравнения измерений с данными модели аномалий ГПЗ.

4. Использование предлагаемых методических приемов позволяет уменьшить количество дорогостоящих относительных гравиметров на борту до одного без потери надежности и точности измерений.

5. Предлагаемый методический прием позволяет выполнять морскую гравиметрическую съемку без береговых опорных пунктов.

Глава 4 Учет океанического прилива при морской гравиметрической съемке

На современном этапе производства высокоточных морских гравиметрических измерений в числе факторов, влияющих на точность, должно учитываться изменение уровня моря, обусловленное океаническим приливом. В четвертой главе настоящей работы рассмотрены проблемы учета океанического прилива при морских измерениях силы тяжести. Предложены методические приемы определения поправок за прилив и представлены экспериментальные результаты.

4.1 Океанический прилив и его физический смысл

Возникновение приливов связано с периодическим изменением гравитационного потенциала под влиянием движения космических тел относительно земного шара. Согласно динамической теории Лапласа (усовершенствованной Джорджем Эри) непосредственной причиной движения водных масс являются периодические колебания силовой функции Γ , формула которой имеет вид:

$$\Gamma = \Gamma_z + \Gamma_l = \frac{fm_z}{r} + \frac{fmr^2}{2R^3} (3\cos^2\psi - 1), \quad (27)$$

где:

Γ_z – постоянная во времени силовая функция, учитывающая поле земного тяготения совместно с полем второй центробежной силы;

Γ_l – силовая функция учитывающая силы лунного тяготения;

f - гравитационная постоянная;

m_z – масса Земли;

m – масса Луны;

ψ – угол между радиусом Земли и направлением к центру масс Луны;

R – расстояние от центра масс Земли до центра масс Луны.

Выполненные ранее оценки [*Ржосницкий, 1979, Миранчук, Коган, 1983*] показывают, что поскольку величина приливообразующей силы пропорциональна первой степени массы светила и обратно пропорциональна кубу расстояния до него, на Земле практически проявляется лишь приливное действие Луны и Солнца, а влияние других светил оказывается пренебрежительно малым по сравнению с лунносолнечным.

Переменный приливный потенциал на поверхности Земли добавляется к постоянному потенциалу силы тяжести, складывающегося из потенциалов притяжения Земли и сил ее вращения. Следствием этого являются вертикальные колебания водной поверхности. Так как поверхность океана реагирует на изменение потенциала, колебания его уровня могут быть описаны выражением 28:

$$\zeta(A) = \Omega(A)/g(A), \quad (28)$$

где:

$\Omega(A)$ – приливный потенциал;

$g(A)$ – постоянный потенциал силы тяжести.

Реакция реального океана на действие приливообразующих сил весьма сложна и далека от статической даже вдали от берегов. Это происходит в силу разнообразных причин: ограниченность морских и океанских бассейнов, неровность дна, инерционность водных масс, влияние внутреннего и придонного трения, воздействие сил Кориолиса, захват и отражение приливных волн у побережий океана, резонансные эффекты и др. Вследствие этого аналитическое исследование динамики приливных волн в океане сопряжено с огромными трудностями, обойти которые можно лишь ценой упрощений и допущений. В настоящее время в исследованиях океанских приливов ведущее место занял метод математического моделирования, позволяющий воссоздать динамику приливных волн во времени на акваториях Мирового океана исходя из сравнительно простых уравнений движения.

При высокоточных гравиметрических наблюдениях необходимо рассчитывать поправки за приливный эффект. С ростом точности морских гравиметрических измерений величины этих поправок из пренебрегаемых превращаются в значимые.

4.2 Влияние приливного эффекта на точность морской гравиметрической съемки

Задачу учета приливного эффекта можно разделить на две: определение величины прилива и вычисление поправки в мГал.

Значения прилива могут быть определены прямыми измерениями, с использованием спутниковых методов, и по динамическим нагрузочным моделям этого явления. Так как приливообразующие силы вызывают не только движение поверхности океана, но и вертикальные смещения дна океана (так называемый земной прилив) расчет поправок в измерения связан корректным применением вертикального градиента силы тяжести и его линейного коэффициента, а также комбинаций чисел Лява и амплитудного дельта-фактора.

Вариация силы тяжести в океане, вызванная влиянием движения космических тел, в условиях, когда одновременно происходят смещения поверхности и дна может быть представлена:

$$\delta g_h = \frac{\partial \gamma}{\partial z} (h + h_t) + 2\pi f (\sigma h + \sigma_o h_t) + \frac{\partial \Delta g_a}{\partial z} h \quad (29)$$

где:

$\frac{\partial \gamma}{\partial z}$ – нормальное значение градиента силы тяжести;

h - вертикальное смещение поверхности океана;

h_t – вертикальное смещение поверхности дна;

σ, σ_o – плотности воды и земной коры соответственно;

f - гравитационная постоянная;

Δg_a – влияние земной атмосферы.

4.3 Прямые способы измерения высоты прилива

Точность прямого измерения высоты над уровнем геоида в настоящее время является недостаточной, поэтому для определения высоты прилива с необходимой точностью необходимо организовать относительную дифференциальную систему измерений с использованием одной или нескольких береговых базовых станций.

Экспериментально была определена возможность и точность определения изменений уровня моря с использованием космической навигационной системы GPS. GPS работает в общеземной системе координат WGS-84 и позволяет в рамках этой системы быстро и относительно точно для нужд гравиметрии получить координаты X и Y . Что касается высоты H , то точность прямого измерения на современном этапе не всегда является достаточной. Поэтому для проверки возможности определения высоты прилива была организована относительная система измерений с использованием базовой станции.

Исследования были выполнены при плановой гравиметрической съемке в Баренцевом море в 2009 году с судна водоизмещением 2600 тонн. Использовались два GPS приемника Ashtech Z-Xtreme. Они имеют 12 параллельных каналов (12 спутников - all-in-view), каждому из 12 спутников назначен канал, и приемник непрерывно отслеживает каждый спутник. Приемник **A** (BORT) находился на судне, имеющим на борту гравиметрическое оборудование; приемник **B** (BASA), являющийся базовой станцией находился на неподвижном основании (крыша здания). Высота станции над уровнем моря составляет ~ 60 м. Раз в сутки операторы обеих станций фиксировали данные, записывая их в файл с соответствующим кодовым именем. Информация, содержащаяся в каждом файле: время, координаты (широта и долгота), высота, количество спутников. Дискретность записи – одна секунда. При обработке вычисляется разность высот на один и тот же момент времени по формуле 30:

$$\Delta H = H_A - H_B + 60, \quad (30)$$

где: H_A – высота приемника **A** (BORT);

H_B – высота приемника **B** (BASA);

b_0 – разность высот между приемниками.

С целью подавления высокочастотных помех разность фильтруется в прямом и обратном направлениях апериодическими фильтрами десятого порядка. Выбранные параметры фильтра позволяют уменьшить влияние высокочастотных помех и исключить фазовые искажения полезного сигнала с учетом того, что его период приблизительно равен 12 часам. Одновременно частота записи уменьшена до одного раза в пять минут. Для удобства дальнейшего представления графической информации, а так же удобства представления время в файлах преобразуется в сутки с начала года. Эта же процедура выполнена для времени в данных гравиметрических измерений. На **рис. 25** показана указанная выше разность высот после фильтрации.

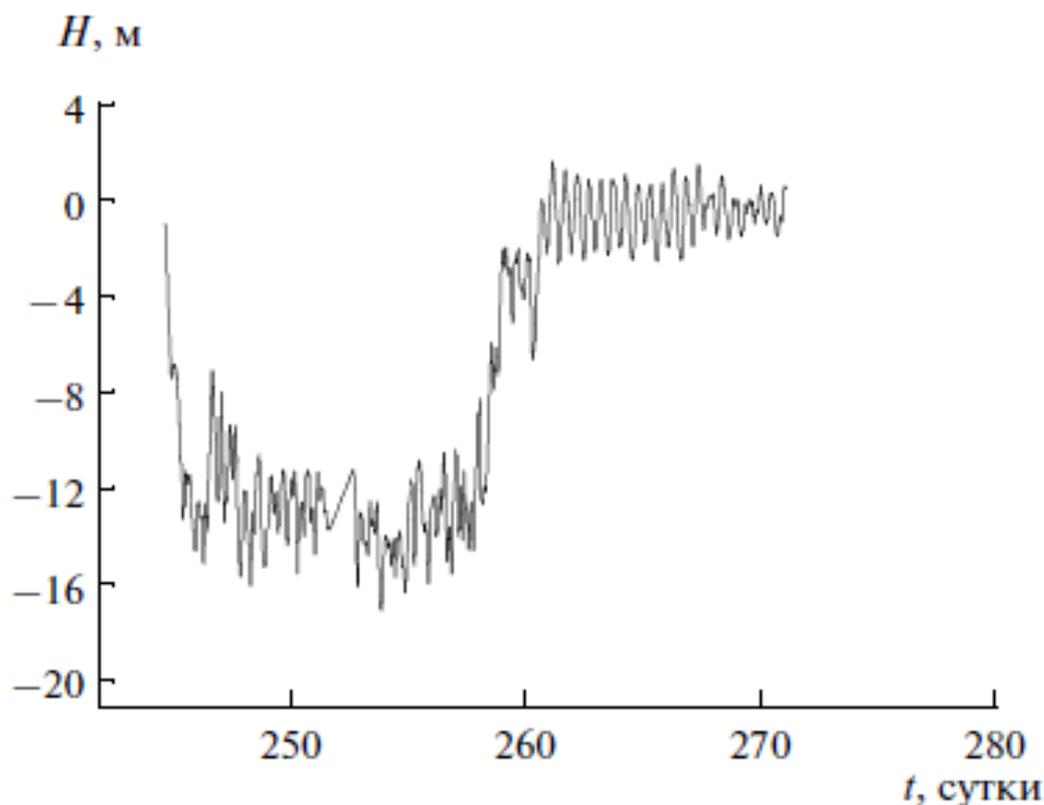


Рис.25. Разность показаний GPS - приемников **A** и **B** по высоте. На временном промежутке с 251.66 по 252.67 сутки регистрация не велась.

Как уже указывалось выше, GPS работает в системе координат WGS-84, в основе которой номинально использован эллипсоид ГРС-80 (с незначительными отличиями). Поверхность эллипсоида ГРС-80 близка к поверхности геоида, но они не совпадают абсолютно. Этим объясняется «провал» высот на графике (**рис.25**) на участке, где судно выходило в открытое море (243 – 261 сутки). Для приведения этих высот к уровню моря необходимо ввести поправку за высоту геоида над эллипсоидом. В качестве источника были взяты данные, полученные с помощью цифровой модели EGM-08 (Earth Gravitational Model 2008). Данные модели усреднены на трапециях $30' \times 30'$. Для определения значений внутри трапеций была применена линейная интерполяция (анализ динамики изменений высот по трапециям подтверждает допустимость применения такого вида интерполяции в данном регионе). На **рис.26** представлен график той же разности с введенными поправками.

В итоге получен график высот морских приливов, приведенных к топографической поверхности моря, подходящих для вычисления поправок в гравиметрические измерения. На графике хорошо видны циклы приливов во время стоянки судна в порту (после 260 суток) и переменные отклонения судна от среднего уровня моря. Отклонения в «морских» частях графика являются следствием отклонения модели EGM-96 от действительной формы геоида.

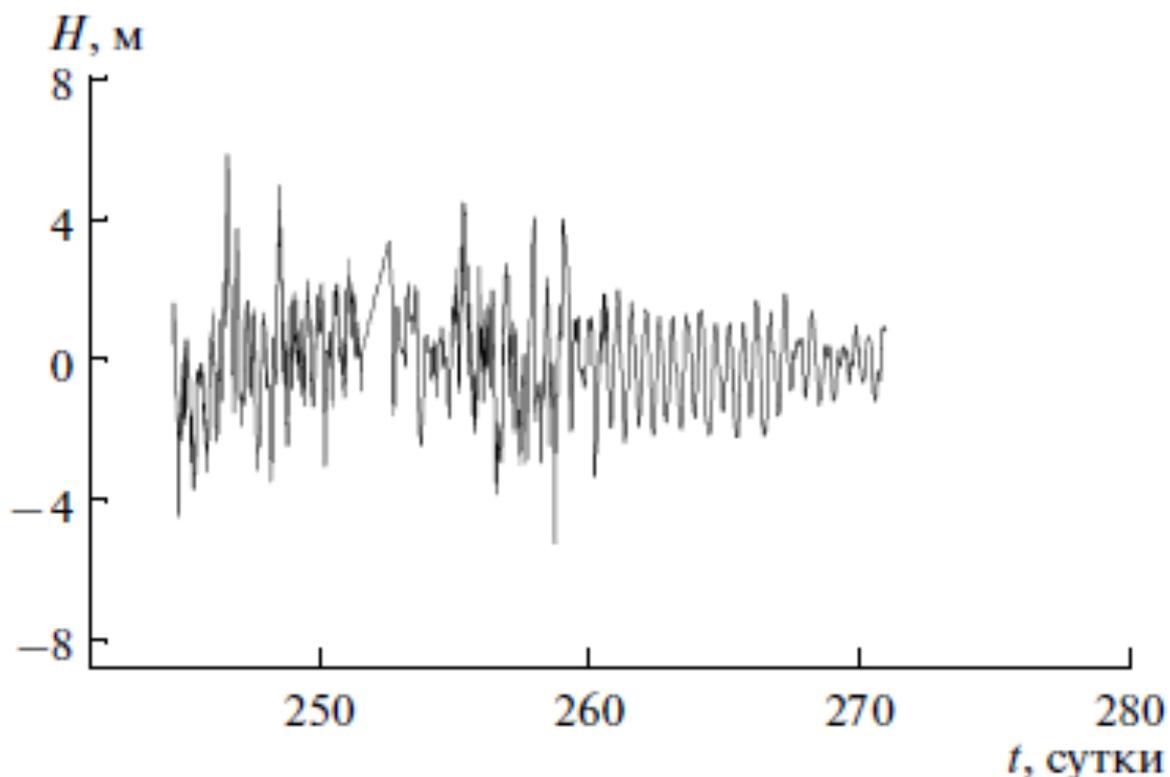


Рис.26. Высота приливов по данным космической навигационной системы GPS, приведенная к поверхности моря.

С целью проверки правильности полученных результатов проведено их сравнение с данными ежечасных уровневых наблюдений за период с 16.09.2009 по 18.09.2009, полученными ИФЗ РАН от Мурманского гидрометеорологического центра (МГМЦ). На **рис. 27** показаны графики изменения уровня моря, полученные по данным спутниковой навигационной системы и непосредственными измерениями МГМЦ. Среднеквадратическое значение разности между ними составляет $\sigma = 0.15$ м. Величина расхождения позволяет делать вывод о высокой надежности вычисления колебаний уровня моря по данным спутниковой навигационной системы.

Измерения силы тяжести выполнялись мобильным гравиметрическим комплексом «Чекан-АМ». Исходный и заключительный опорный пункт находился в порту выхода Мурманск. Для повышения точности исходные и заключительные измерения на опорном пункте проводились по несколько суток. Продолжительность опорных измерений должна быть кратна полному периоду

прилива. Во время опорных измерений положение судна в плане не изменяется и, соответственно, на прибор действует сила тяжести вместе с изменениями, обусловленными морским приливом. Данные условия измерений являются удобными для настоящего исследования.

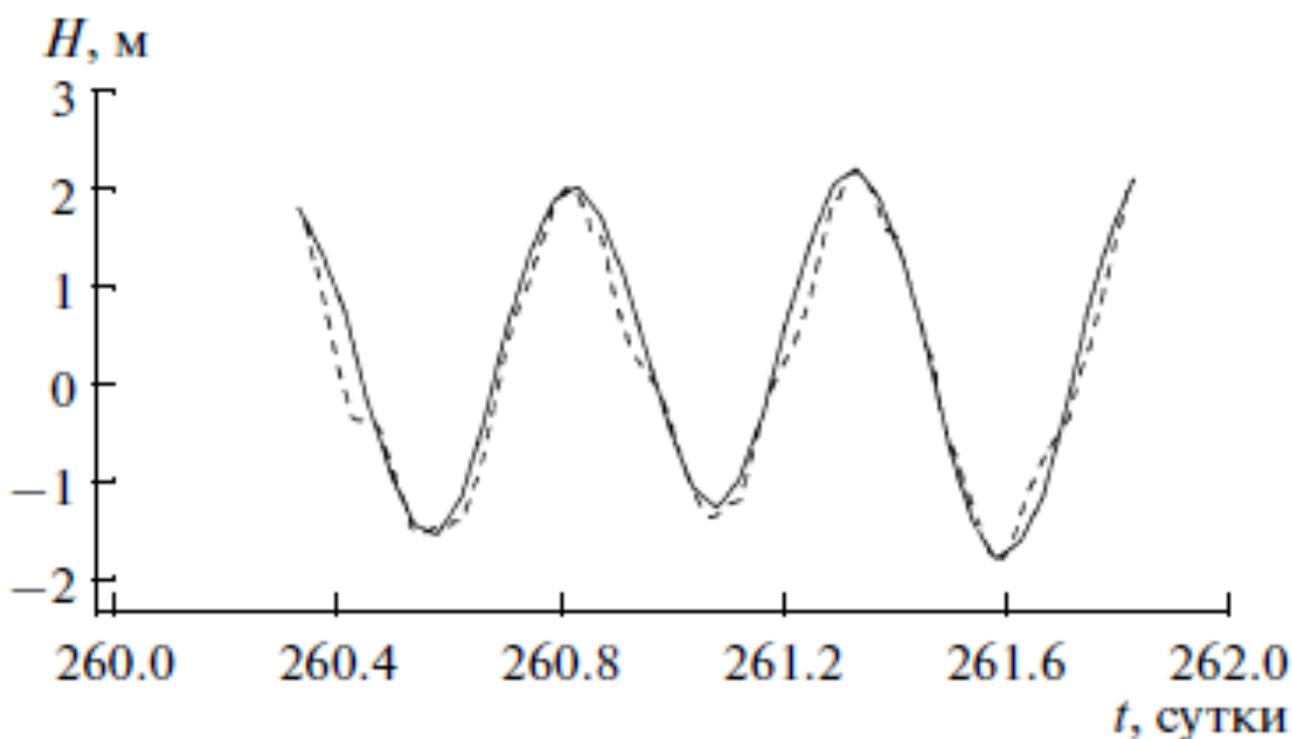


Рис.27. Высота прилива по данным GPS (сплошная) и МГМЦ (пунктир).

По исходным и заключительным опорным измерениям определено смещение нуль-пункта. Весь массив данных аппроксимирован линейной функцией по методу наименьших квадратов. На **рис. 28** показан график заключительных опорных измерений вместе с аппроксимирующей прямой (1), а также эти же измерения после введения поправки за смещения нуль-пункта (2). Изменение показаний обусловлено изменением уровня моря и в размахе составляет 1.3 мГал.

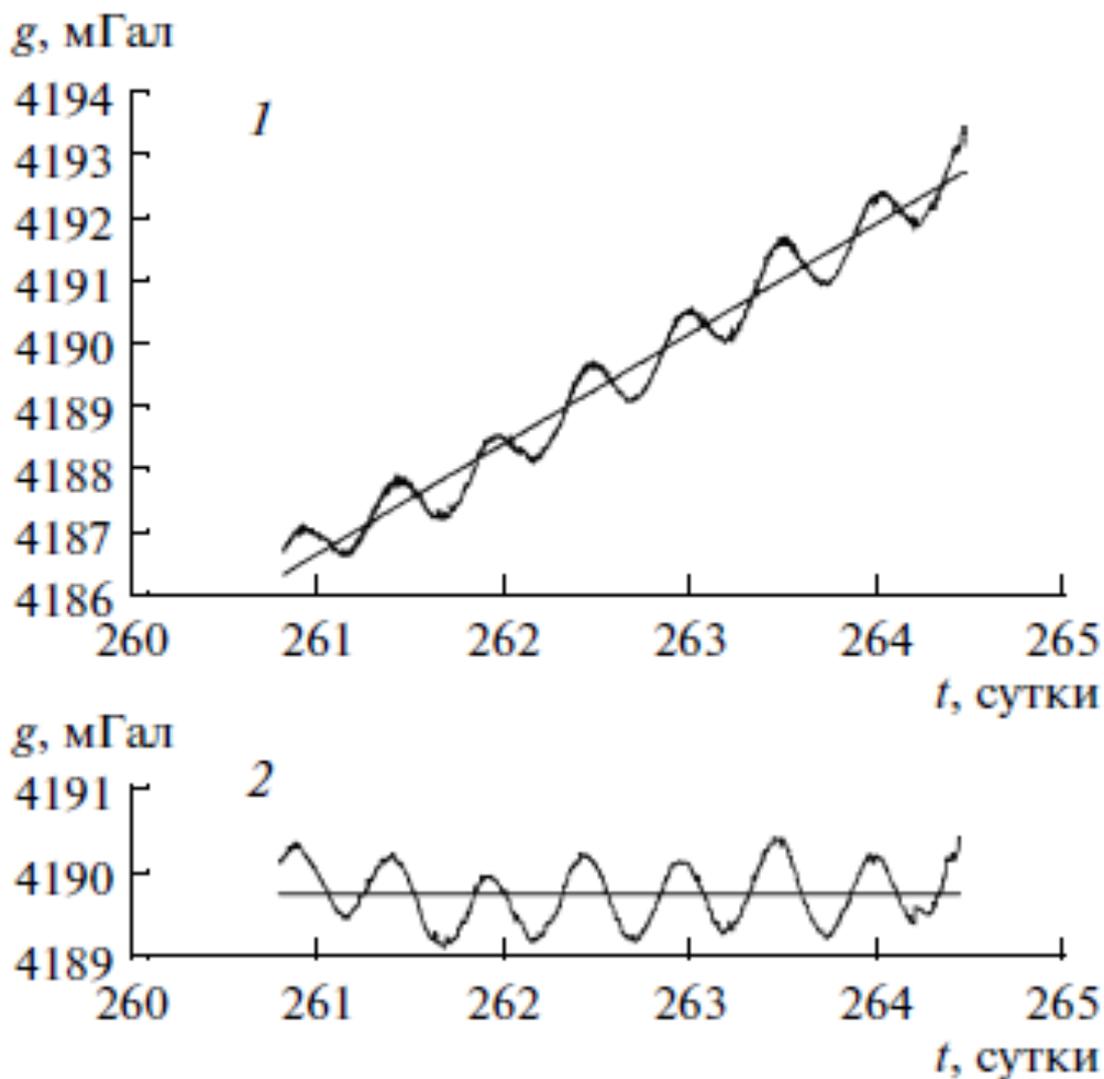


Рис.28. Заключительные опорные измерения (1) и они же после введения поправки за смещение нуля-пункта (2) (МГК «Чекан АМ»).

Поправка в исходные наблюдения за высоту и промежуточный слой вычисляется по формуле 31:

$$\delta g = 0.3086H - 0.0418\sigma H, \quad (31)$$

где: H – высота прилива, м;

σ -плотность промежуточного слоя.

Исходный пункт находится в Мурманской губе, далеко от открытого моря. Поправка за промежуточный слой в открытом море не превышает 13%, а в точке измерений она меньше, так как водная поверхность не простирается в бесконечность. С учетом ее малости и трудности вычисления она не учитывается.

На графике, представленном на **рис.29**, показаны наблюдения на опорном пункте до и после введения поправки за изменение уровня моря. После введения поправки в показаниях гравиметра в остатке наблюдаются его собственные низкочастотные шумы. Среднеквадратическое отклонение от среднего значения до и после введения поправки составляет 0.34 и 0.09 мГал соответственно. Учитывая, что погрешность морских измерений мобильным гравиметрическим комплексом «Чекан-АМ», как правило не превышает 0.5 мГал, введение указанной поправки позволяет надеяться на существенное повышение точности гравиметрических измерений на море.

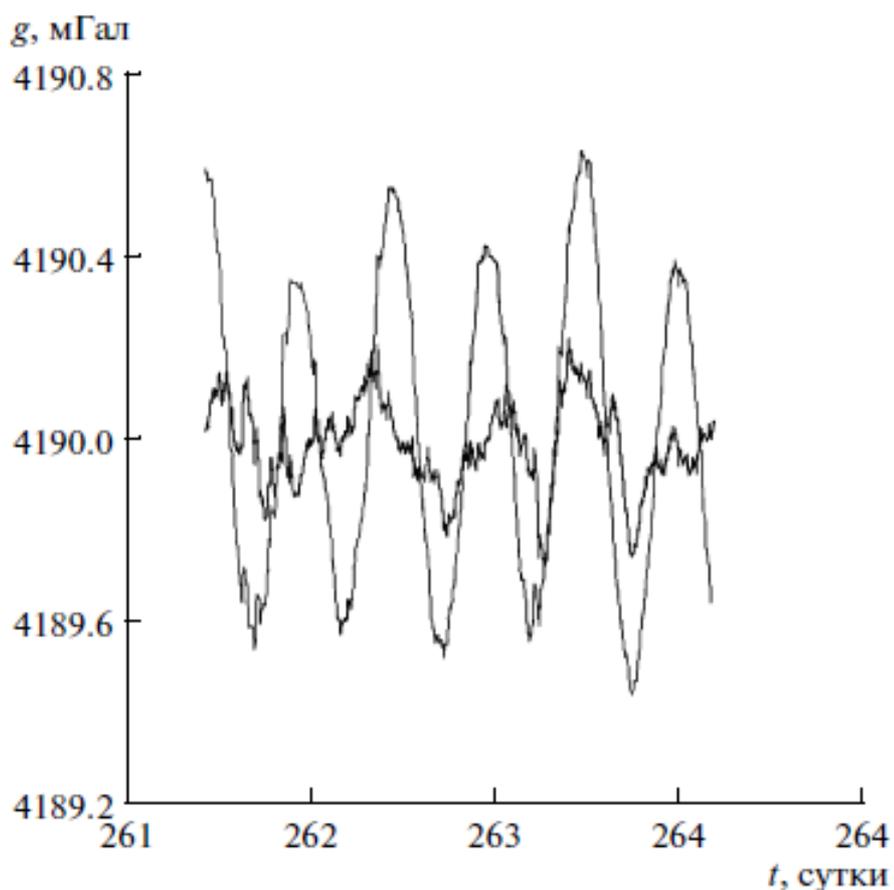


Рис.29. Измерения на опорном пункте до и после введения поправки за изменения уровня моря (МГК «Чекан АМ»).

Формула для оценки точности разности геодезических высот при определении спутниковым методом в дифференциальном режиме имеет вид [Гайрабеков, Кравчук, 2010] (формула 32):

$$m_h = \sqrt{\frac{S^2}{R_3^2} m_k^2 + m_\Delta^2}, \quad (32)$$

где:

S – расстояние между приемниками;

R_3 – радиус Земли;

m_k – СКО определения координат опорного пункта;

m_Δ – СКО определения приращения координат.

На **рис. 30** представлен пред расчет точности определения высоты в зависимости от удаления от спутниковых опорных пунктов.

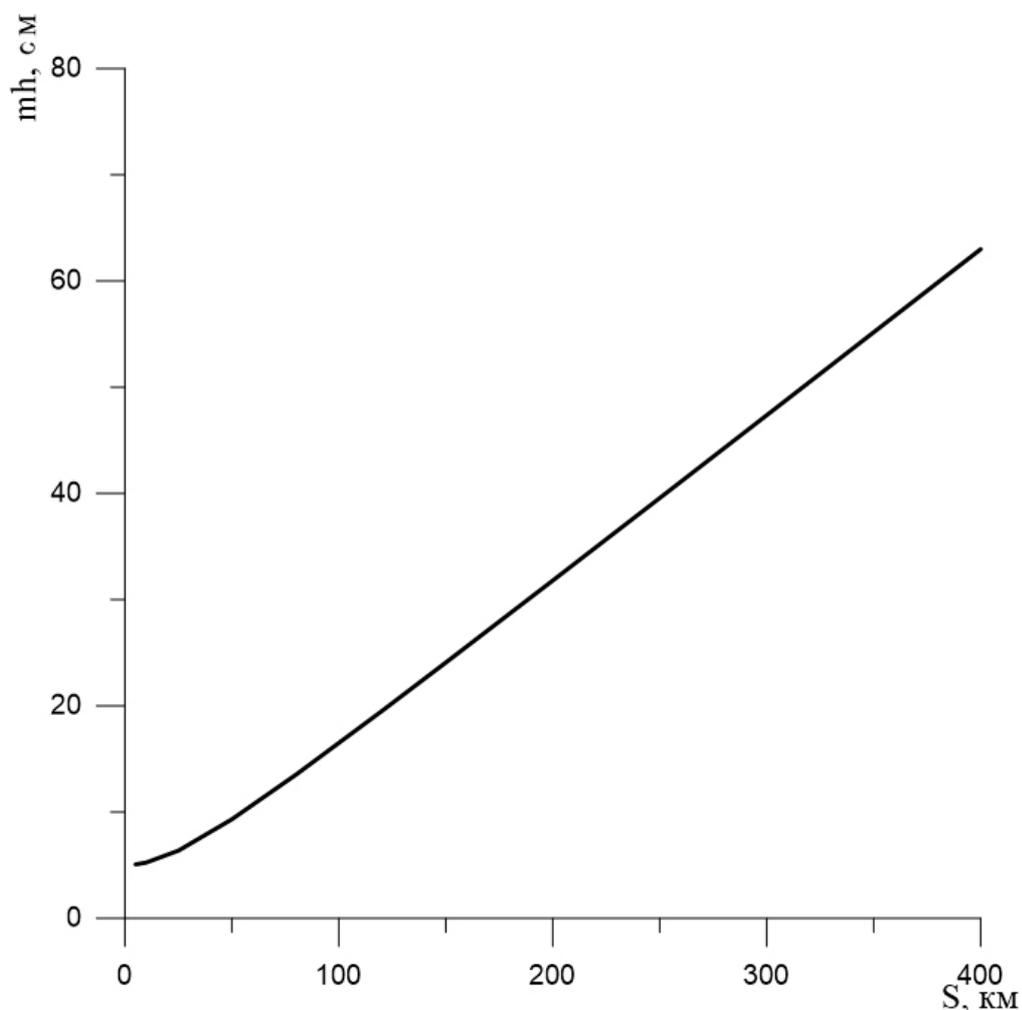


Рис.30. Зависимость точности определения высоты от расстояния между приемниками

Расчет приливной поправки в морские гравиметрические измерения посредством прямых спутниковых измерений связан с рядом трудностей. Во-первых, как видно из рисунка 32, достаточная точность вертикальных измерений

достигается на расстоянии до 200 км от береговой спутниковой станции. Следовательно, открытое море, где расчет поправки возможен по классическим формулам Буге, не всегда может быть достигнуто с сохранением необходимой точности вертикальных измерений. Кроме того многие окраинные северные моря РФ являются относительно мелководными и закрытыми берегами, где для расчета поправок, как и в заливах, необходимо определять корреляцию между силой тяжести и величиной прилива. Так как эти коэффициенты могут быть определены во время опорных измерений прямые измерения спутниковыми методами для расчета приливной поправки, могут использоваться для повышения точности опорных измерений.

4.4 Динамические модели океанского прилива и их возможности

Наряду с развитием моделей геоида и гравитационного поля Земли создаются и развиваются модели приливных океанических явлений и диссипации приливных волн. Создание таких моделей связано с расчетом нагрузочного океанического эффекта. Впервые уравнения для такого расчета получены М.С. Молоденским в 1961 году, позднее методы расчетов получили развитие в работах других авторов (Перцев, Фаррел, Дехант, Венцель, Виноградова и др.).

Расчет поправок в измерения силы тяжести связаны с определением нагрузочных чисел Лява, при расчете которых применяются методы решения систем обыкновенных дифференциальных уравнений с граничными условиями. [Спиридонов, 2013]. Для получения поправок предлагается использовать отечественную компьютерную программу ATLANTIDA 3.0. В данном программном пакете расчет океанического нагрузочного эффекта выполняется на основе разложения высоты прилива по сферическим функциям до 1440 порядка с дополнительными поправками за сохранение масс и высоту [Спиридонов, Виноградова, 2014].

Из работ ряда авторов [Перцев, Виноградова и др] следует, что рассчитываемое значение суммарного эффекта после 60-го порядка меняется не более чем на 0.1 мкГал, а это означает, что основная часть волнового сигнала, значимого для точностей выполнения морских гравиметрических съемок, формируется на пространственных масштабах, выходящих за пределы трапеции размером порядка 1.5° по широте и 3° по долготе. Следовательно, хотя современные динамические модели океанских приливов являются высокостепенными, для задач повышения точности морских гравиметрических съемок достаточно учитывать волны порядка до 60-го. Более важным является развитие программных продуктов, позволяющих удобно комбинировать данные группы современных нагрузочных моделей и рассчитывать гравитационные поправки.

Введения поправки за океанический прилив в морские гравиметрические измерения предлагается выполнять при высокоточной съемке с большим количеством пересечений для лучшей статистической оценки. Порядок введения поправок предлагается следующий: на полигоне выбирается центральная точка, для которой программой ANTLATIDA 3.0 вычисляется временной ряд приливных поправок за период выполнения измерений на полигоне. Затем путем сравнения времени пересечений вводятся поправки в файлы съемочных галсов полигона, далее выполняется уравнивание.

Расчет приливных поправок связан с уточнением групп чисел Лява и значением вертикального градиента силы тяжести в водной среде. Погрешность расчета поправок включает в себя точность определения вертикального градиента.

4.5 Экспериментальные результаты

В существующих работах [Конешов, 2010] показано, что в некоторых случаях при измерениях силы тяжести на значимой высоте полета от поверхности геоида необходимо очень тщательно выполнять редукцию результатов на геоид. Об изменении градиента с широтой было известно [Шимберев, 1975], однако этот факт игнорировался из-за небольшого вклада переменной части градиента в конечный результат. Автор диссертации участвовал в экспериментальной работе по проверке теоретических положений редукции в водной среде. Были выполнены измерения на двух разных глубинах и вычислен вертикальный градиент на широте 78° северной широты. Использовался серийный морской гравиметрический комплекс «Чекан АМ» [Краснов, 2009], установленный на автономном глубоководном аппарате (ГА), спускаемом с судна-носителя. Глубина погружения, координаты, курс и скорость определялись штатными приборами глубоководного аппарата.

Измерения выполнялись на абиссальной равнине с пологим плоским дном с малым горизонтальным градиентом, обусловленным только нормальным гравитационным полем Земли. На глубине 1500 метров проведена площадная гравиметрическая съёмка полигона на квадратной площадке со стороной 4 мили (7.4 км). Измерения выполнены на 6 профилях. Три из них ориентированы по направлению север-юг и три по направлению запад-восток. Расстояние между параллельными профилями составило 2 км. Место и характеристики движения автоматически не регистрировались в цифровом формате, а заполнялся только рабочий журнал, в котором они записывались оператором в начале и конце каждого из профилей, а также на профиле через каждые 15 минут. Гравиметрическая информация регистрировалась непрерывно в соответствующих файлах отдельно для каждого из галсов. Перед началом площадной съёмки пройден один галс на глубине 800 м через центр полигона курсом 180° градусов. При всех измерениях скорость глубоководного аппарата составляла 3 узла (5.5 км/час).

При анализе результатов измерений выяснился ряд особенностей движения ГА. По-видимому, при развороте изменяется глубина погружения аппарата. Он выходит на заданную глубину с некоторым запозданием, поэтому начало галса терялось из-за переходных процессов. На **рис. 31 и 32** показаны графики изменения показаний на двух галсах. На графиках по горизонтальной оси отображено время в сутках, по вертикальной – показания гравиметра в мГал.

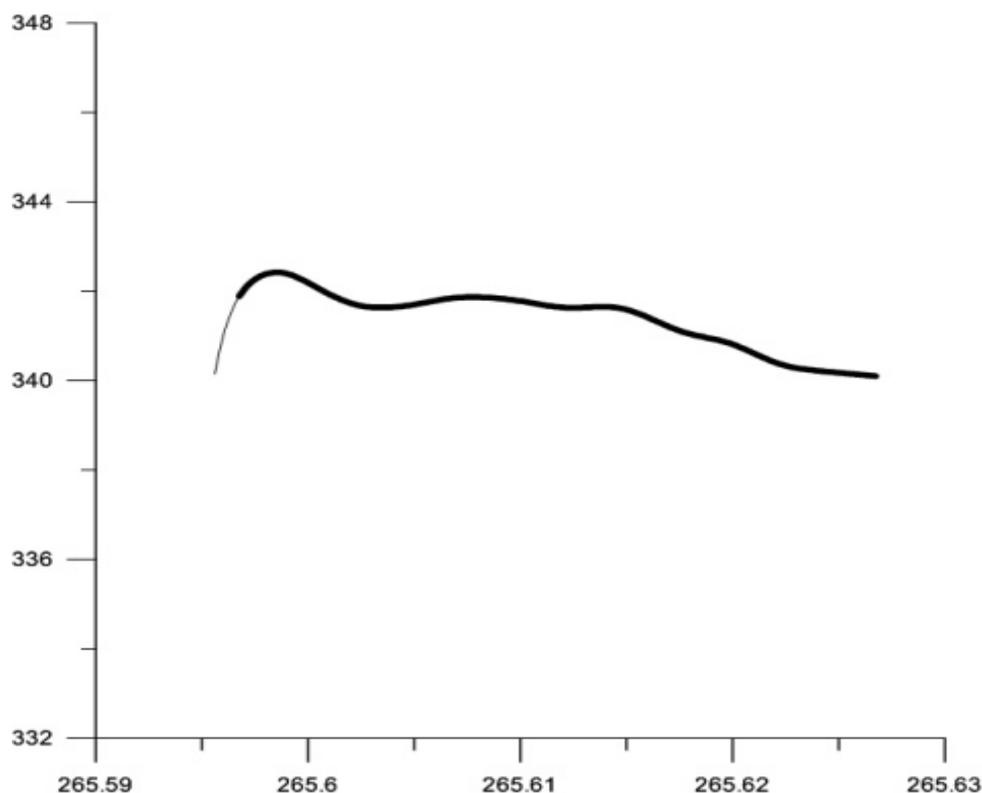


Рис. 31. Изменения ускорения силы тяжести на профиле 04

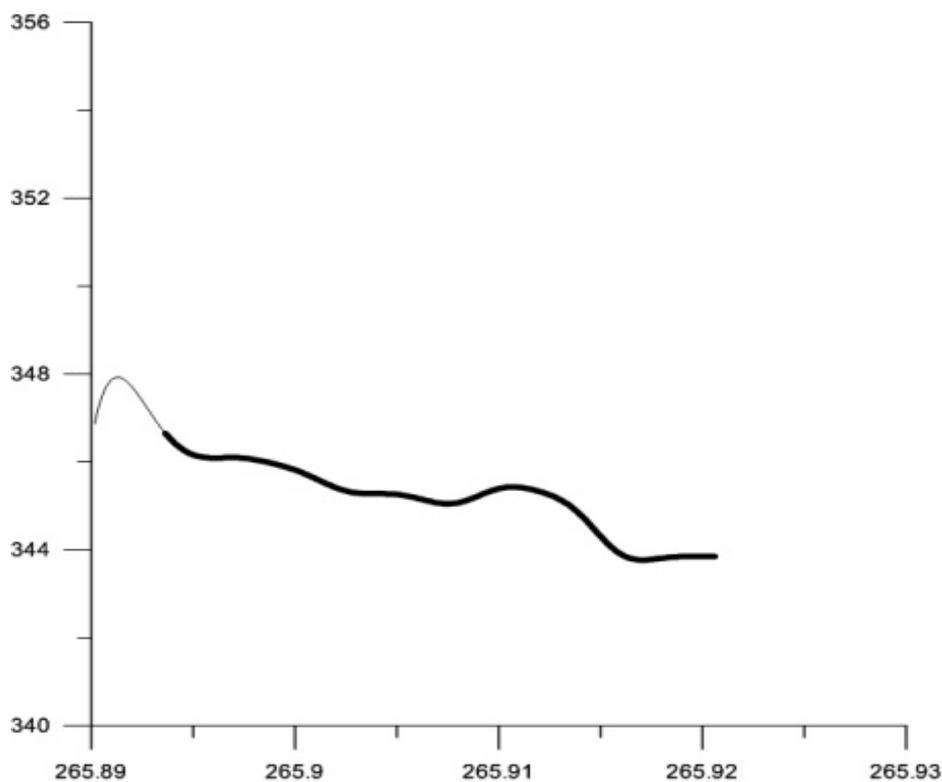


Рис. 32. Изменения ускорения силы тяжести на профиле 09

При дальнейшей обработке на всех профилях исключался переходный процесс в начале каждого из них, как это показано на графиках. Слабая линия графика есть исключенный из обработки участок, определяемый визуально. После этого этапа обработки оказалось, что из девяти предполагаемых повторных пунктов на пересечениях профилей остался один. Разность показаний составила 1.5 мГал. При этих условиях было невозможно выполнить оценку точности измерений по невязкам значений аномалий в точках пересечения профилей. По этой причине применён нестандартный метод оценки точности. Предполагалось, что все измерения выполнены в одном пункте. Из всего массива измерений на каждой из глубин вычислено среднее значение и среднеквадратическое отклонение от этого среднего. Последнее являлось «загрублённой» случайной погрешностью любого единичного измерения, так как включает в себя еще и изменение поля на полигоне. Таким образом, полученное среднее значение отфильтровано от помех, обусловленных с движением глубоководного аппарата, простым осреднением. Его точность оценивается погрешностью среднего при

повторных измерениях. Таким же образом образовано среднее для профиля на другой глубине и выполнена его оценка. Затем вычислена сумма дисперсий на двух глубинах и соответственно погрешность измеренной разности, составляющая 0.08% её величины. В таблице представлены все результаты вычисления аномалий в свободном воздухе без учета глубины. Погрешность измерения глубин инструментально не определялась. Априорно, по паспортным данным приборов она составляла 1 метр, то есть погрешность разности глубин 800-1500 метров не превышала 1.4 метра.

Были вычислены координаты средней точки полигона на глубине 1500 метров и профиля 800. Их разность друг от друга в плане составляет 87 метров по широте и 110 метров по долготе, то есть дистанция между ними составляла 140 метров.

Таблица 8.

Результаты гравиметрических измерений ниже уровня акватории

Профиль, его номер	Количество точек на профиле	Аномалия в свободном воздухе, мГал	Дисперсия, мГал ²	Случайная погрешность среднего значения, мГал
1500_03.dat	334	341.005	6.226	0.137
1500_04.dat	260	341.393	2.857	0.105
1500_05.dat	263	342.469	1.068	0.064
1500_06.dat	252	346.617	17.11	0.261
1500_08.dat	207	341.018	4.542	0.148
1500_09.dat	264	345.422	7.218	0.165
Все 1500	1580	342.947	6.494	0.064
800_02.dat	236	188.910	2.031	0.099
Разность 1500 - 800		154.080	8.525	0.122
Градиент в водной среде		0.2201		

Таким образом, значение градиента в водной среде по результатам измерений составило:

$$q = 154.08/700 = 0.2201 \text{ мГал/м.} \quad (33)$$

Его следует отнести к средней глубине между уровнями наблюдений гравиметром, то есть к глубине 1150 метров. Измеренный вертикальный градиент меньше, чем дано, к примеру, в следующем литературном источнике [Грушинский, 1970] 0,222.

Представляет интерес сравнение измеренной величины вертикального градиента с теоретической. Для получения теоретической величины градиента используем формулу разложения нормального поля в ряд Тейлора:

$$\gamma = \gamma_0 - k_1 \cdot H + k_2 \cdot H^2. \quad (34)$$

После дифференцирования выражения (34) получаем теоретическое значение вертикального градиента без учета действия промежуточного слоя

$$q = k_1 + 2 \cdot k_2 \cdot H = 0.308362 + 0.000166 = 0.308528 \text{ мГал/м} \quad (35)$$

Численные значения коэффициентов k_1 и k_2 взяты из работы [Конешов, 2010]

$$k_1 = 0.3087691 \cdot (1 - 0.001379 \cdot \sin^2 \varphi), \quad k_2 = 7.21243 \cdot 10^{-8}.$$

Учтем влияние промежуточного слоя воды с плотностью 1.03 г/см^3

$$q_{\Gamma} = 0.308528 - 2 \cdot 0.0419 \cdot \sigma = 0.222214 \text{ мГал/м,} \quad (36)$$

Теоретическое и измеренное значения вертикального градиента на глубине 1150 метров отличаются на 0.95%. Вероятнее всего это отличие связано с погрешностями измерений гравитационного поля или глубины. Следовательно,

при разработке моделей океанических эффектов и расчете гравитационных поправок для задач морской гравиметрии использование нормального значения вертикального градиента является достоверным и оправданным.

В таблицах 9 и 10 представлены наиболее характерные результаты использования методического приема с использованием нагрузочных моделей океанского гравитационного эффекта (программа ATLANTIDA 3.0), полученные при съемках полигонов прямоугольной формы, содержащих 118 и 125 пересечений (Индийский океан, 2015 г.)

Таблица 9.

Результаты учета океанского прилива при гравиметрической съемке (118 пересечений).

Полигон 3	Систематическая составляющая	Случайная составляющая	Погрешность одного измерения
Предварительная оценка полигона	-0.06	0.26	0.21
Уравнивание полигона	0.00	0.16	0.07
Оценка после учета океанского прилива	-0.05	0.25	0.20
Уравнивание полигона после учета океанского прилива	0.00	0.15	0.06

Таблица 10.

Результаты учета океанского прилива при гравиметрической съемке (125 пересечений).

Полигон 4	Систематическая составляющая	Случайная составляющая	Погрешность одного измерения
Предварительная оценка полигона	-0.03	0.22	0.16
Уравнивание полигона	0.00	0.11	0.08
Оценка после учета океанского прилива	-0.04	0.21	0.15
Уравнивание полигона после учета океанского прилива	0.00	0.09	0.06

После введения приливных поправок улучшение случайной погрешности составило до 24%. Следовательно, учет прилива при высокоточных морских гравиметрических измерениях является действующим фактором повышения точности, что подтверждает правильность **третьего защищаемого положения**.

Результаты и выводы по четвертой главе

1. В условиях, когда точности измерений на полигонах достигают десятых значений мГал, необходимым становится введение поправок за изменение уровня моря, обусловленное океаническим приливом.

2. Описан способ использования прямых спутниковых измерений в дифференциальном режиме для определения высоты прилива и расчета гравитационной поправки. Показано, что такой способ целесообразно использовать для повышения точности в прибрежных районах.

3. Определение поправок в морские гравиметрические измерения возможно по моделям приливных океанических явлений и диссипации приливных волн. Для расчета значений поправок предлагается использовать программный пакет ATLANTIDA 3.0 (авт. Е.А. Спиридонов, А.Ю. Виноградова).

4. Предложен и экспериментально проверен методический прием учета океанского прилива при выполнении высокоточной морской гравиметрической съемки.

Заключение

В результате проведенной работы:

1. Выявлены наиболее актуальные проблемы современной морской гравиметрии, определены цели и задачи диссертационной работы.

2. Разработан и экспериментально подтвержден методический прием использования моделей аномального гравитационного поля Земли для определения скорости смещения нуль-пункта гравиметра непосредственно в море.

3. Разработан и экспериментально подтвержден методический прием использования моделей аномального гравитационного поля Земли для оценки и коррекции морских гравиметрических съемок.

4. Разработан и экспериментально подтвержден методический прием использования моделей приливных океанических явлений для повышения точности морских площадных гравиметрических съемок.

5. Предлагаемые методические приемы дают возможность выполнять гравиметрические съемки отдаленных акваторий Мирового океана без берегового опорного пункта и сократить количество относительных гравиметров на борту.

6. Предлагаемые методические приемы позволяют экономить ресурсы и выполнять камеральную обработку измерений с составлением отчета непосредственно на борту судна.

7. При выполнении крупномасштабной высокоточной площадной гравиметрической съемки учет океанского прилива является дополнительным фактором уменьшения случайной составляющей погрешности во втором знаке.

8. Возможности моделей аномального гравитационного поля Земли и предложенные методические приемы должны быть учтены при подготовке новой редакции инструкции по морской гравиметрической съемке, отвечающей современным условиям выполнения работ.

9. Возможным продолжением научной работы по теме настоящей диссертации будет дальнейшая проверка и выработка критериев использования моделей ГПЗ и приливных океанических явлений в различных районах Мирового океана.

Список используемой литературы

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. Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Сермягин Р.А., Лидовская Е.А. Современные глобальные модели гравитационного поля Земли и их погрешности. Гироскопия и навигация. 2013. №1. С. 107 – 118.
6. Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Соловьев В.Н. Сравнение глобальных моделей аномалий гравитационного поля Земли с аэрогравиметрическими измерениями при трансконтинентальном перелете. Гироскопия и навигация. 2014. №2. С. 86 -94.
7. Непоклонов, В.Б. Компьютерные модели аномального гравитационного поля Земли // Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. - 1998. - № 6. - С. 104-106.
8. Каула У. Спутниковая геодезия. Теоретические основы. - М., Мир. 1970.- 172 с.
9. Маркович К.И. Анализ новейшей глобальной модели Земли EIGEN-6С4 по геодезическим и гравиметрическим данным применительно к Полоцкому геодинамическому профилю. Вестник Полоцкого государственного университета. 2015. Серия F. С. 190 -193.

10. Железняк Л.К. Принципы построения и оптимальная схема современного морского гравиметра // Физико-техническая гравиметрия. 1982.
11. Железняк Л.К., Боярский Э.А. Приборы и методы комплексных гравиинерциальных исследований. // ИФЗ АН СССР, 1987.
12. Железняк Л.К. Борьба с низкочастотными помехами в морской гравиметрии // Приборы и методы комплексных гравиинерциальных исследований. 1987.
13. Железняк Л.К. Новая упругая система морского гравиметра // Гравиинерциальная аппаратура в геофизических исследованиях. 1988.
14. Железняк Л.К., Конешов В.Н. Оценка погрешностей данных спутниковой альтиметрии по сравнению с гравиметрическими материалами // Физика Земли (1995) № 1. с. 78–81.
15. Блажнов Б.А. [и др.] Интегрированный мобильный гравиметрический комплекс. Результаты разработки и испытаний // Применение гравиинерциальных технологий в геофизике : сб. статей и докладов ГНЦ РФ ЦНИИ «Электроприбор»; под ред. В.Г. Пешехонова. 2002. с. 33–44.
16. Железняк, Л.К. Уравнивание крупномасштабных геофизических съемок // Физика Земли. 2002. №3. с.45– 47.
17. 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) вып. 1. с. 32–52.
18. 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. 2009. Т. 44. № 3. с. 5–19.
19. Непоклонов В.Б., Зуева А.Н., Плешаков Д.И.. Вопросы разработки и применения систем компьютерного моделирования для глобальных исследований гравитационного поля Земли // Изв. Вузов Геодезия и аэрофотосъемка. 2007. №2. С. 79-97.

20. Рожков Ю.Е., Дробышев Н.В., Конешов В.Н., Погорелов В.В., Соловьев В.Н. Особенности методики аэрогравиметрической съемки, проводимой в высоких широтах // Физика Земли. 2009. № 8. С. 36–41.
21. Краснов А.А., Соколов А.В. Изучение гравитационного поля труднодоступных районов Земли с использованием мобильного гравиметра “Чекан-АМ” // Труды Института прикладной астрономии РАН. 2009. № 20. с. 353–357.
22. Конешов В.Н., Абрамов Д.В., Конешов И.В. Уточнение вертикального градиента для выполнения аэрогравиметрической съемки // Труды симпозиума международной ассоциации по геодезии. Наземная, морская и аэрогравиметрия: измерения на неподвижных и подвижных основаниях (TG-SMM2010). Санкт-Петербург. 2010. С. 31–37.
23. Конешов В.Н., Дробышев Н.В., Конешов И.В. Учет вертикального градиента при выполнении аэрогравиметрической съемки // Физика Земли. 2010. № 7. с. 75–77.
24. Дробышев Н.В., Конешов В.Н., Конешов И.В., Соловьев В.Н. Создание самолета-лаборатории и методика выполнения аэрогравиметрической съемки в арктических условиях // Вестник Пермского университета. Серия “Геология”. 2011. № 3. С. 32–44.
25. Краснов А.А., Соколов А.В., Элинсон Л.С. Новый аэроморской гравиметр серии “Чекан” // Гироскопия и навигация. 2014. № 1(84). С. 26–34.
26. 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) № 1. с. 78–81.
27. Иванов С.С. Переменное гравитационное поле океана. //М. Институт океанологии им. П.П. Ширшова Академии наук СССР. 1987. 124 с.
28. Пеллинен Л.П. Вычисление сглаженных аномалий силы тяжести по альтиметрическим и гравиметрическим данным. // Сб. научных трудов ЦНИИГАиК. Физическая геодезия. - М.: ЦНИИГАиК, 1992. С. 3-39.

29. Авсюк Ю.Н. О приливной силе. // Письма в Астрономический Журнал.-1977.-Т. 3, №4, 184-188.
30. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. // М.ЮИФЗ РАН, 1996.-188 с.
31. Бурша М., Демьянов Г.В., Юркина М.И. Об определении модели Земли - общего земного эллипсоида // Геодезия и картография, 1997, №4, с. 9-13.
32. Вавилова Н.Б., Голован А.А., Парусников Н.А., Трубников С.А., Математические модели и алгоритмы обработки измерений спутниковой навигационной системы GPS. Стандартный режим. // Издательство Московского университета 2009г.
33. Глобальная гравитационная модель EIGEN-6C2. Предварительный анализ // Труды молодых специалистов ПГУ. – 2013. – Вып. 67. Строительство. – С. 172–176.
34. Оценка точности глобальной гравитационной модели EIGEN-6C2 в сравнении с моделью EGM2008 применительно к Полоцкому геодинамическому профилю // Труды молодых специалистов ПГУ. – 2013. – Вып. 67. Строительство. – С. 168–171.
35. Недра Беларуси 13 за 2006–2010 гг. «Диагностика современных движений земной коры Беларуси по результатам геодезических и геолого-геофизических исследований»: отчет о НИР ГПОФИ. // ПГУ; науч. рук. Г.А. Шароглазова. – Новополоцк, 2010. – ГБ-4026.
36. Васильев Ю.В., Евтюшкин А.В., Мартынов О.С., Радченко А.В., Филатов А.В. Использование данных PALSAR при выполнении геодинамического мониторинга нефтегазовых месторождений // Современные системы дистанционного зондирования из космоса, 2010. Т.7. №2. С. 122-128.
37. Вдовин В.С. Общий замысел геодезических направлений исследований в рамках НИР «Развитие». Исследование проблемных вопросов геодезического обеспечения системы ГЛОНАСС. Исследование проблемных вопросов навигационно- геодезического обеспечения объектов ракетно-

космической техники // Доклад на заседании секции №3 НТС ФГУП ЦНИИмаш по вопросу «Общий замысел геодезических направлений исследований в рамках НИР «Развитие»» от 28 мая 2013 года.

38. Веселов К.Е., Варламов А.С., Кастальский Е.М., Степанов П.П. Инструкция по гравиразведке // М.: Недра, 1980. – 89с.

39. Веселов К.Е. Гравиметрическая съемка // М.: Недра, 1986. – 311 с.

40. Витушкин А. Л, Фаллер Д. Е. Разработка и Исследование Компактного Транспортабельного Абсолютного Баллистического Гравиметра // Измерительная техника, 2002а, Сентябрь, стр. 3-10.

41. Галазин В.Ф., Македонский Е.Л., Зуева А.Н. и др. Опыт создания планетарных моделей гравитационного поля Земли с помощью ГЕО-ИК // Геодезия и картография, 1993, № 11, с. 24-27.

42. Геодезическая основа карты современных вертикальных движений земной коры территории СССР в масштабе 1:5 000 000 // Центральный ордена "Знак почета" научно-исследовательский институт геодезии, аэросъемки и картографии им. Ф.Н.Красовского. Москва 1989.

43. Горобец В.П., Демьянов Г.В., Майоров А.Н., Побединский Г.Г. Результаты построения государственной геоцентрической системы координат Российской Федерации в рамках ФЦП ГЛОНАСС // Геодезия и картография, 2012, № 2, с. 53-57.

44. ГОСТ РВ 1.1-96. Метрологическое обеспечение вооружения и военной техники. Основные положения. // М., Госстандарт России.

45. Гравиразведка: Справочник геофизика. / Под ред. Е.А. Мудрецово́й, К.Е. Веселова. // М.: Недра, 1990. – 607 с.

46. Грушинский А.Н., Грушинский Н.П. Изучение гравитационного поля Земли методом спутниковой альтиметрии // Морская геол. и геофизика: Обзор /ВИЭМС. М., 1987. – 48 с.

47. Грушинский Н.П., Сажина Н.Б. Гравитационная разведка, издание третье // издательство «Недра» Москва 1981 г. – 391с.

48. Демьянов Г.В. Использование геоцентрических расстояний при построении геодезических сетей с помощью ИСЗ // реф. сб. ОНТИ ЦНИИГАиК, 1970, №6, с. 7-10.
49. Демьянов Г.В. Разработка принципов развития системы нормальных высот на основе современных спутниковых технологий // диссертация на соискание ученой степени доктора технических наук. – М., 2004.
50. Долгаль А.С., Бычков С.Г., Антипин В.В. Повышение точности определения поправок за влияние рельефа при гравиметрической съемке // Геофизика, 2003, №6, с. 44-50
51. Дробышев М.Н., Конешов В.Н. Оценка величины вертикального движения точки на земной поверхности по геофизическим данным // Сейсмические приборы, 2015, Т.51, № 4 с. 22-28.
52. Инструкция по морской гравиметрической съемке (ИГ-78). // Министерство обороны СССР, 1979.
53. Инструкция по нивелированию I, II, III и IV классов // М., Недра, 1974.
54. Инструкция по развитию государственной высокоточной гравиметрической сети России, ГКИНП-04-122-88, // Федеральное агентство геодезии и картографии, М., 1988. – 204 с.
55. Картографические проекции. Географическая привязка пространственных данных // М., изд-во Дата+, 1994.
56. Конешов В.Н., Дробышев Н.В., Конешов И.В. Учет вертикального градиента при выполнении аэрогравиметрической съемки // Физика Земли, 2010, № 7, с.75-77.
57. Лубков М.В. Определение статических чисел Лява и Шида методом конечных элементов // Национальная академия наук Украины, Институт Геофизики, Геофизический журнал, 2004, №6, с.147-150.
58. Любушин А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга // М.: Наука, 2007. 228 с.

59. Мельхиор П. Земные приливы // издательство МИР, Москва 1968. – 483с.
60. Молоденский М.С. Избранные труды. Гравитационное поле. Фигура и внутреннее строение Земли. М.: Наука, 2001. 570 с.
61. Молоденский М.С., Крамер М.В. Земные приливы и нутация Земли // М.: Изд-во АН СССР, 1961 –40 с.
62. Молоденский С.М. Приливы, нутация и внутреннее строение Земли. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 215 с.
63. Непоклонов В.Б., Зуева А.Н., Плешаков Д.И. Вопросы разработки и применения систем компьютерного моделирования для глобальных исследований гравитационного поля Земли // Известия Вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, 2007, № 2, с. 79-97.
64. Непоклонов В.Б., Лидовская Е.А., Спесивцев А.А. Оценка качества моделей гравитационного поля Земли // Известия Вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, 2014, № 2, с. 24-32.
65. Непоклонов В.Б., Чугунов И.П., Яковенко П.Э. и др. Новые возможности развития сети нормальных высот на территории России // Геодезия и картография, 1996, № 7, с. 20–22.
66. Параметры общего земного эллипсоида и гравитационного поля Земли. (Параметры Земли 1990 года). М.: РИО ТС ВС. 1991. 68 с.
67. Постановление правительства РФ от 28.07.2000 № 568 "Об установлении единых государственных систем координат "
68. Постановление правительства РФ от 28.12.2012 № 1463 "О единых государственных системах координат"
69. Постановление Совета Министров СССР от 7 апреля 1946г. № 760 "О введении единой системы геодезических координат и высот на территории СССР"
70. Справочник геодезиста: в 2-х книгах. Кн. 1/Под ред. В.Д. Большакова и Г.П.Левчука – 3-е изд., перераб. и доп. // М.: Недра, 1985. – 455с.

71. Справочник геодезиста: в 2-х книгах. Кн. 2/Под ред. В.Д. Большакова и Г.П.Левчука – 3-е изд., перераб. и доп. // М.: Недра, 1985. – 440с.
72. Строев П.А., Пантелеев В.Л., Левицкая З.Н., Чеснокова Т.С. Подводные экспедиции ГАИШ из истории науки // Университет книжный дом, Москва 2007.
73. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В. Периодические вертикальные смещения по геодезическим данным и упругие параметры земной коры // Известия Вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, 2015, № 5, с. 20-26.
74. Тимофеев В.Ю., Приливные и медленные деформации земной коры юга Сибири по экспериментальным данным // Дис. док. физ.-мат. наук Новосибирск. 2004.
75. Филатов А.В., Евтюшкин А.В., Васильев Ю.В. Многолетний геодинамический мониторинг нефтегазовых месторождений Западной Сибири методом
76. Цубои Т., Гравитационное поле Земли. // издательство МИР. Москва 1982. – 287 с.
77. Чеботарев А. С., Геодезия, 2 изд. // учебник для институтов геодезии и картографии ч. 1—2, М., Геодезиздат 1955—628с.;
78. Шимберев Б.П. Теория фигуры Земли. // М., Недра, 1975, – 432 с.
79. Шулейкин В.В. Физика моря. // М., Наука, 1968, - 1090 с.
80. Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K. An Earth Gravitational Model to Degree 2160:EGM2008 // EGU General Assembly 2008 – Vienna, Austria, April 13-18, 2008.
81. Andersen, O. B. The DTU10 Gravity field and Mean sea surface (2010). // Second international symposium of the gravity field of the Earth (IGFS2), Fairbanks, Alaska.
82. Jekeli C, Yanh H. J., Kwon J. H. Evaluation of EGM08—globally and locally in South Korea // Newton's Bull. 2009. №4. P. 38-49.

83. Cheng M., Ries J.C., Chambers D.P. Evaluations of the EGM-2008 gravity model // BGI Newton's Bulletin. 2009. №4. P. 18-23.
84. Rapp R.H. A Fortran Program for the Computation of Gravimetric Quantities from High Degree Spherical Harmonic Expansions // Rep. Dep. Geod. Science and Surveying, OSU.– N 334 – Columbus, 1982. – 22 p.
85. Barthelmes F., Förste C. The ICGEM-format // GFZ Potsdam, Department 1 “Geodesy and Remote Sensing”, 7. June 2011.
86. Altamimi, Z., P. Sillard, C. Boucher, 2002. ITRF2000: A New Release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth Science Applications. // J. Geophysical Res., 107 (B10), 2214, doi:10.1029/2001JB000561.
87. Anderle R.J., Point positioning concept using precise ephemeris // Proceedings of the International Geodetic Symposium, Las Cruces, New Mexico, 47-75, 1976.
88. Boucher C., Altamimi Z., Sillard P. Results and analysis of the ITRF97 // IERS Technical note, 1999, № 27, p. 191.
89. Boucher C. The ITRF 2000 // IERS Technical Note, 2001, № 31.
90. Cannon M. E., Lachapelle G., Analysis of a high-performance C/A-Code GPS Receiver in kinematic mode // Journal of the Institute of Navigation vol.39. #3, 1992 printed in USA.
91. Choy S, Silcock D, Zhang K, Single frequency precise point positioning using a low-cost GPS receiver // Proceedings of the Surveying & Spatial Sciences Institute Biennial International Conference (SSC2009), Adelaide, Australia, 681-695, 2009.
92. Cumming I.G., Wong F.H. Digital processing of synthetic aperture radar data // Norwood, MA: Artech House, Inc., 2005. – 619 p.
93. Curlander J.C., McDonough R.N. Synthetic Aperture Radar: Systems and Signal Processing // New York: John Wiley & Sons, Inc., 1991. – 672 p.
94. Dehant V. Tidal Parameters for an Inelastic Earth. // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 49, 97–116, 1987.

95. Dehant, V. Tidal parameters for Earth. // *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 1993. vol. 76, p. 259-315.
96. Ferretti A., Monti-Guarnieri A., Prati C. *InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation* // ESA Publications. Noordwijk 2007. – 234 p.
97. Gao, Y, *GNSS Solutions: Precise Point Positioning and its challenges, Aided-GNSS and Signal Tracking* // *Inside GNSS*, 1(8): 16-18, 2006.
98. Golovan A.A., Bogdanov O.N., On possibility of improvement of the airborne gravimetry using precise information on navigation satellites ephemeris and on ionosphere state // *Proceedings of International Symposium on Terrestrial Gravimetry: static and mobile measurements*. Saint Petersburg, Concern “CSRI Elektropribor”, c. 39-44 2008
99. Grinter T., Roberts C., *Real Time Precise Point Positioning: Are We There Yet?* // *International Global Navigation Satellite Systems Society IGNSS Symposium 2013 Outrigger Gold Coast, Qld, Australia 16 – 18 July 2013*
100. Hartman, T. and H.-G. Wenzel, *Catalogue HW95 of the tide generating potential*. // *Bulletin d'Informations Mareés Terrestres*, vol. 123, 9278-9301, Bruxelles 1995b.
101. Hartman, T. and H.-G. Wenzel, *The HW95 tidal potential catalogue*. // *Geophysical Research Letters*, vol. 22, no. 24, 3553-3556, 1995a.
102. Hastaoglu K. O., Sanli D. U., *Accuracy of GPS rapid static positioning: application to koyulhisar landslide, central Turkey* // *Survey Review*, 43, 321 pp.226-240 July, 2011 DOI 10.1179/003962611X12894696205145
103. Heiskanen W.A. and Vening Meinesz F.A. *The Earth and Gravity Field*, McGraw-Hill, New-Yerk, 1958, 470 p.
104. Heiskanen W., Moritz H. *Physical geodesy* // Reprint Institute of Physical Geodesy Technical University Graz, Austria, 1993. –375p.

105. Hinderer J., Crossley D., Xu H., A two-year comparison between the French and Canadian superconducting gravimeter data // *Geophys. J. Int.*, 135, 252–266, 1994.
106. Hoffman J. The application of satellite radar interferometry to the study of land subsidence over developed aquifer systems // Ph. D. dissertation, Stanford University, California, 2003. – 211 p.
107. Hoffmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger, and J. Collins, *Global Positioning System: Theory and Practice*, 3rd ed. // New York: Springer-Verlag, 1994. – 355 p.
108. IGS RTWG // The IGS Real-time Working Group Terms of Reference, <http://www.rtgis.net> (accessed April 2013) 2007.
109. Jonsson B., Hedling G., Jämnäs L., Wiklund P., SWEPOS™ Positioning Services – status, applications and experiences // TS 3 – Forum for providers and users of Real Time correction Services from Continuously Operating reference Stations (CORS), Shaping the Change XXIII FIG Congress Munich, Germany, October 8-13, 2006.
110. Merriam J. B. An investigation of dispersive effects on tidal gravity measurements at Alice Springs // *Phys. Earth planet. Inter.*, 27, 187-193, 1981.
111. Merriam J. B. Atmospheric pressure and gravity // *Geophys. J. Int.* 109, 488-500, 1992.
112. Moritz H. Theories of nutation and polar motion II, Rept. 318, Dept. of Geodet. Sci and Surveying. – Columbus: Ohio State Univ., 1981, – 176p.
113. Moritz H. Covariance functions in least-squares collocation. // Report No. 240, Department of Geodetic Science, The Ohio State University. 1976. - 45 c.
114. New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. William J. Hinze, Carlos Aiken, John Brozena, Bernard Coakley, David Dater, Guy Flanagan, René Forsberg, Thomas Hildenbrand, G. Randy Keller, James Kellogg, Robert Kucks, Xiong Li, Andre Mainville, Robert Morin, Mark Pilkington, Donald Plouff, Dhananjay Ravat, Daniel Roman, Jamie Urrutia-

Fucugauchi, Marc Véronneau, Michael Webring, Daniel Winester // *GEOPHYSICS*, 2005, Vol. 70, N 4; P. J25-J32.

115. Rabbel W., Zschau J. Static deformations and gravity changes at the Earth's surface due to atmospheric loading // *J. Geophys.*, 56, 81-99, 1985.

116. Remondi B.W., Kinematic GPS results without static initialization // NOAA Technical memorandum NOS NGS -55, 1991.

117. Spratt R. S. Modeling the effect of atmospheric pressure variations on gravity // *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 71, 173-186, 1982.

118. Strozzi T. Delaloye R., Poffet D., Hansmann J., Loew S. Surface subsidence and uplift above a headrace tunnel in metamorphic basement rocks of the Swiss Alps as detected by satellite SAR interferometry // *Remote-Sensing of Environment*. 2011. V.115. P.1353-1360

119. Takeuchi H. On the Earth tide in the compressible Earth of variable density and elasticity // *Trans. Amer. Geoph. Union.* – 1950. – 31, №5. – P. 651-689.

120. Varga, P. (1974). Dependence of the Love numbers upon the inner structure of the Earth and comparison of theoretical models with results of measurements. // *Pure and Applied Geophysics*, 112(5):777–785.

121. Vitushkin L. Measurement standards in gravimetry, // 2008, Proceedings of International Symposium “Terrestrial Gravimetry. Static and Mobile Measurements TGSM-2007” St Petersburg, Russia, State Research Center of Russia Electropribor pp 98-105.

122. Wahr J.M. and Bergen, Z. The effect of mantle anelasticity on nutations, Earth tides and tidal variations in rotation rate.// *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1986, 87, 633-668.

123. Wahr J.M. Body tides on an elliptical, rotation, elastic and oceanless Earth // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* – 1981. – 64, № 3., – P. 677-703.

124. Warburton R.J., Goodkind J.M. The influence of barometric pressure variations on gravity // *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 48, 281-292, 1977.

125. Xiong Li, Hans-Jurgen Gotze. Elipsoid, geoid, gravity, // geodesy and geophysics, Vol. 66, 2001.
126. Zumberge J.F., Heflin M.B., Jefferson D.C., Watkins M.M., Webb F.H. Precise Point Positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks // Journal of Geophysical Research, vol 102(3): 5005-5017, 1997b.
127. Zumberge J.F., Watkins M.M., Webb F.H., Characteristics and applications of precise GPS clock solutions every 30 seconds // Journal of Navigation, 44(4): 449-456, 1997a.
128. Pellinen, L. P. Estimation and application of degree variances of gravity // Studia Geophysica et Geodaetica.- 1970. - Vol. 14. - Issue 2. - P. 168-173
129. Gruber Th., Viesser P.N.A.M., Ackermann Ch., Hosse M. Validation of GOCE gravity field models by means of orbit residuals and geoid comparisons // Journal of Geodesy. 2011. №85. P.845-860.
130. Forste Ch. et al. The GFZ/GRGS satellite and combined Gravity Field Model EIGEN-GL04S1 and EIGEN-GL04C // Journal of Geodesy. 2008. №82. P. 331-346.
131. Gruber Th. Validation concepts for gravity field models from satellite missions. // Lacoste H (ed) Proceedings of the 2nd international GOCE user workshop "GOCE, The Geoid and Oceanography". ESA SP. 2004. p. 569.
132. Arabelos, D. N., Tscherning C. C. A comparison of recent Earth gravitational models with emphasis on their contribution in refining the gravity and geoid at continental or regional scale //J. Geod. 2010. № 84. P. 643-660.