

УДК 550.831.015: 550.831.23: 519.654

ПОГРЕШНОСТИ МОДЕЛЕЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МОРФОЛОГИИ РЕЛЬЕФА ДНА ОКЕАНА

© 2019 г. С. В. Бехтерев, М. Н. Дробышев, Л. К. Железняк,
В. Н. Конешов*, П. С. Михайлов, В. Н. Соловьев

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

**E-mail: slavakoneshov@hotmail.com*

Поступила в редакцию 14.10.2018 г.

Принята в печать 25.03.2019 г.

В статье представлены экспериментальные результаты оценки разрешающей способности и высокочастотных помех в моделях гравитационного поля Земли. ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН принимал участие в выполнении морских площадных съемок в Индийском океане. Получены карты 10 районов общим объемом 611 986 гравиметрических пунктов. Средняя квадратическая погрешность измерений не превышает 0.27 мГал. Вычислена разность между измерениями и моделью гравитационного поля EGV2008. Выполнена статистическая обработка разностей, которые находятся в пределах от –25 до 44 мГал на шельфе и континентальном склоне, а на абиссальной равнине — от –7.4 до 6.2 мГал, при среднем квадратическом значении 1.33 мГал. Из результатов экспериментальных работ следует, что аномалии ультравысококачественной модели могут быть использованы только при построении гравиметрических карт масштаба 1:500 000 и мельче.

Ключевые слова: разрешающая способность, оценка высокочастотных помех, гравитационное поле.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-333720195118-122>

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время вычисленные по моделям значения гравитационного поля Земли (ГПЗ) широко используются при проведении геодезических измерений, баллистических расчетов, навигационных определений и в других приложениях.

Для оценки погрешностей высокочастотных составляющих в моделях ГПЗ самым достоверным является метод сравнения с результатами морской площадной гравиметрической съемки, выполняемой с высокой разрешающей способностью и точностью на акватории Мирового океана. Такие сравнения неоднократно выполнялись в различных акваториях Мирового океана по мере появления новых моделей и новых измерений [Железняк 1995; 2014; 2015; Дробышев, 2005; Пешехонов, 2017; Sandwell, 2014]. Оценка точности представляемых моделью данных всегда актуальна и должна обновляться по мере появления новых моделей и поступления новых измерений более высокой точности. Необходимо оценивать погрешность значений аномалий ГПЗ, описываемых ультравысококачественными моделями в области высоких частот.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Для оценки погрешностей аномалий ГПЗ, описанных ультравысококачественными моделями, целесообразно воспользоваться двумя независимыми методами получения информации об аномалиях гравитационного поля. Это метод аэрогравиметрической съемки [Конешов, 2014; 2015] и метод морской гравиметрической съемки. Метод аэрогравиметрической съемки менее точен по сравнению с площадной морской гравиметрической съемкой и позволяет получать гравиметрические карты масштаба 1:100 000 и мельче [Пешехонов, 2017]. Методика морской площадной гравиметрической съемки в виде исключения позволяла в конце прошлого века получать гравиметрические карты масштаба 1:25 000 [Железняк, 1994]. Точность измерений постоянно повышается и по этой причине целесообразно воспользоваться результатами современных съемок для оценки погрешностей аномалий ГПЗ, описываемых ультравысококачественными моделями.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ РАБОТ

К настоящему времени точность массовых морских гравиметрических измерений резко повысилась. Это объясняется несколькими факторами. В серийное производство поступил и стал доступен всем потребителям, в том числе и иностранным, морской гравиметрический комплекс серии «Чекан», в котором использованы все достижения современной науки приборостроения [Краснов, 2014]. Совершенствуется методика выполнения морских съемок [Железняк, 2015]. На гравиметрических профилях ведется непрерывная запись высокоточных координат, получаемых от спутниковых навигационных систем. Это позволяет учитывать вариации поправки Этвеша, неотделимые от полезного сигнала частотной фильтрацией. Разработаны и используются программы для разделения гравитационных и инерционных ускорений и учета влияния запредельных сопутствующих инерционных ускорений в процессе камеральной обработки при массовых измерениях [Железняк, 2017а; Железняк 2017б].

На протяжении нескольких последних лет ИФЗ РАН участвовал в выполнении морских площадных гравиметрических съемок в нескольких районах Индийского океана. Для гравиметрических измерений использовались современные отечественные гравиметрические комплексы «Шельф Э» из серии «Чекан». Съемки выполнялись на шельфе, континентальном склоне и абиссальной равнине, то есть в районах с различным рельефом дна. По результатам выполненных измерений вычислялись аномалии в свободном воздухе и сравнивались с данными модели EGM2008, содержащей 2190 сферических гармоник. Съемки были выполнены на десяти полигонах. Для каждого построена карта аномалий в свободном воздухе. При построении карт выполнены все необходимые процедуры, включая операцию уравнивания измерений, полученных на профилях. Эта операция состояла в том, что половина средней невязки в пунктах пересечений рабочих и контрольных профилей вводилась как поправка во все измерения с соответствующими знаками. Кроме того, отдельно вычисленное среднее значение невязки на каждом профиле также учитывалось как поправка во всех измерениях этого профиля. Модель EGM2008 выбрана на основании сравнительных оценок нескольких моделей на акватории северной части Тихого океана [Конешов и др., 2019].

При выполнении операций сравнения аномалий, полученных двумя методами (морская

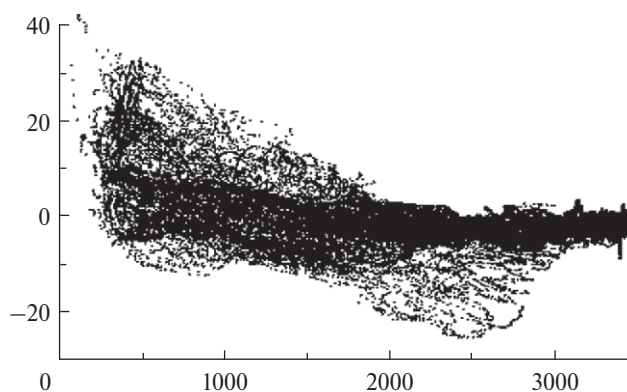


Рис. 1. Зависимость разности Δ от глубины для полигона В3.

гравиметрическая съемка и ультравысокостепенная модель), на каждом из десяти районов по всем пунктам измерений вычислялась разность Δ между измеренными значениями аномалий и полученными из модели. Для визуального просмотра связи разности Δ с морфологией дна на всех полигонах построены графики их зависимости от изменения глубины. В качестве примера на рис. 1 представлен такой график для полигона В3. На этом графике нанесены все пункты измерений с дискретностью 1 минута (каждый 6-й), что соответствует расстоянию в среднем 200 м между ними на профиле. На графике видно, что до глубины порядка 3000 м разность Δ измеренных и модельных значений иногда в десятки раз превышает ее среднюю квадратическую величину. Следовательно, на шельфе и континентальном склоне модель неадекватно описывает аномалии ГПЗ. Эти аномальные значения разности Δ не характерны на больших глубинах абиссальных равнин вдали от континентального склона.

Карты аномалий силы тяжести этого полигона, полученные по измерениям и по ультравысокостепенной модели, представлены на рис. 2. На нем визуально просматривается различие между измеренными и модельными значениями поля по плавности линий изоаномал.

Изоаномалы модельных значений более извилисты, что указывает на наличие собственных шумов в их составе. Спектральный анализ полученной разности Δ , выполненный выборочно по профилям этого и других полигонов, оказался ненадежным и неинформативным из-за относительно небольшой длины профилей. С учетом ранее выполненных исследований спектрального состава разности Δ [Пешехонов, 2017] в данной работе такой анализ не представлен.

На основании анализа графиков разностей Δ на всех полигонах, аналогичных представленному

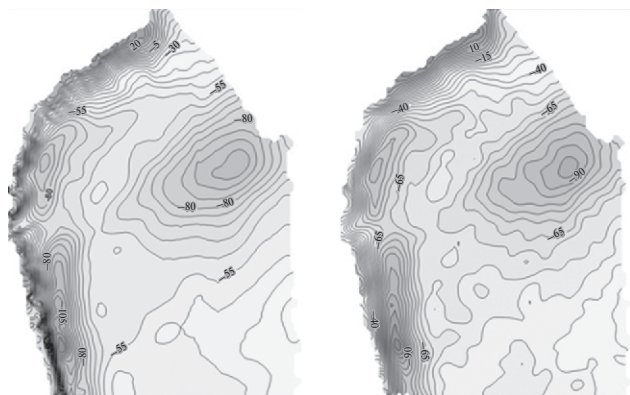


Рис. 2. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе по данным измерений (слева) и модельных значений (справа) на полигоне В3.

на рис. 1, следует, что только на абиссальной равнине, начиная с глубины 3000 м и более для исследуемого района, разность Δ стабилизируется и практически не зависит от глубины океана.

Полученные разности Δ статистически обрабатывались для всех полигонов. Результаты обработки представлены в табл. 1. В ней содержатся:

- условные номера полигонов (П);
- погрешность измерений после уравнивания σ_g (мГал) в каждом из полигонов;
- общее количество пунктов сравнения N_{cp} ;
- минимальная (H_{min}), средняя (H_{cp}) и максимальная (H_{max}) глубины (м);
- минимальная (G_{min}) и максимальная (G_{max}) аномалия в свободном воздухе (мГал);
- среднее (Δ_{cp}), среднеквадратическое (σ), минимальное (Δ_{min}) и максимальное значения (Δ_{max}) разностей в пунктах сравнения (мГал).

Кроме общей статистики представлены те же характеристики по группам. Гравиметрические пункты с глубиной до 1000 м показаны в табл. 2, а с глубиной свыше 3000 м – в табл. 3.

Таблица 1. Статистические характеристики разности Δ между измерениями и моделью гравитационного поля

П	σ_g	N_{cp}	H_{min}	H_{cp}	H_{max}	G_{min}	G_{max}	Δ_{cp}	σ	Δ_{min}	Δ_{max}
A1	0.17	32 063	140.9	1877.9	2850.3	–64.46	51.07	0.85	2.67	–11.74	14.44
A3	0.17	90 174	19.7	2173.7	1505.3	–82.38	54.30	0.68	4.16	–19.44	44.00
A5	0.17	54 622	166.5	1698.0	2771.0	–75.44	41.22	1.82	3.60	–9.98	21.28
A6	0.17	67 561	1580.5	3827.0	4553.7	–60.78	25.37	1.99	2.25	–7.27	30.01
B1	0.08	35 346	70.6	1994.1	3578.4	–170.76	19.74	–0.12	5.01	–23.39	25.46
B2	0.09	35 125	3253.7	3397.3	3556.2	–67.64	–18.76	–0.35	1.14	–7.41	6.22
B3	0.16	122 724	75.5	2556.1	3443.2	–125.24	44.08	–1.50	4.76	–25.24	41.77
B4	0.22	36 280	3014.4	3222.2	3405.3	–72.45	–18.73	–1.12	1.33	–5.90	4.65
B5	0.18	82 981	2857.3	3046.0	3334.8	–92.55	–18.95	–1.37	1.33	–6.80	5.36
B6	0.27	55 110	2512.4	2726.4	2910.2	–76.33	–24.69	–0.64	1.43	–5.34	4.12

Таблица 2. Статистические характеристики разности Δ между измерениями и моделью гравитационного поля ($H < 1000$ м)

П	σ_g	N_{cp}	H_{min}	H_{cp}	H_{max}	G_{min}	G_{max}	Δ_{cp}	σ	Δ_{min}	Δ_{max}
A1	0.17	3404	140.9	614.0	1000.0	–64.46	51.07	1.79	4.25	–11.74	14.44
A3	0.17	18 254	19.7	680.0	1000.0	–82.38	54.3	2.44	6.25	–19.44	44.00
A5	0.17	8866	166.5	698.0	1000.0	–75.44	41.22	–0.79	5.1	–9.98	21.28
B1	0.08	7443	70.6	653.3	1000.0	–170.76	19.74	1.58	6.44	–23.39	25.46
B3	0.16	10 852	75.5	628.9	1000.0	–125.24	44.08	6.77	9.46	–25.24	41.77

Таблица 3. Статистические характеристики разности Δ между измерениями и моделью гравитационного поля ($H > 3000$ м)

П	σ_g	N_{cp}	H_{min}	H_{cp}	H_{max}	G_{min}	G_{max}	Δ_{cp}	σ	Δ_{min}	Δ_{max}
B2	0.09	35 125	3253.7	3397.3	3556.2	–67.64	–18.76	–0.35	1.14	–7.41	6.22
B4	0.22	36 280	3014.4	3222.2	3405.3	–72.45	–18.73	–1.12	1.33	–5.90	4.65
B5	0.18	54 761	2857.3	3098.1	3334.8	–92.55	–18.95	–1.37	1.33	–6.80	5.36

Из анализа всех полученных экспериментальных данных следует:

1. Высокая точность морских гравиметрических измерений на всех районах акватории Индийского океана. Случайная погрешность, оцененная по невязкам результатов измерений в точках пересечений гравиметрических профилей, не превышает 0.27 мГал. При этом измерения выполнялись без ограничений по погодным условиям и прерывались, если гравиметрический профиль не совпадал с промерным. Полученный результат по точности гарантирует достоверность фактического исходного материала.

2. На части полигонов, расположенных на шельфе и континентальном склоне, подтверждается большой размах разностей Δ синхронно с большим разбросом значений аномалий гравитационного поля и глубин.

3. Как и ожидалось, в изостатически неуравновешенных районах наблюдаются искажения значений аномалий, рассчитанных по ультравысокостепенной модели.

Разность Δ содержит погрешность набортных гравиметрических измерений и погрешность модели. Так как погрешность измерений более чем на порядок меньше разности Δ , то ее можно игнорировать. Таким образом, с большой вероятностью можно полагать, что разность Δ складывается из высокочастотных составляющих ГПЗ, не учитываемых моделью, и погрешностью самой модели на высоких частотах вблизи границы разрешения. Очевидно, что обе составляющие имеют различную физическую природу. Первая обусловлена плотностными неоднородностями в литосфере и рельефом дна вдоль профиля. Она интенсивно проявляется на шельфе и континентальном склоне. Над глубоководной частью ложа океана влияние плотностных неоднородностей резко ослаблено. Над глубоководной частью ложа океана разность Δ отображает высокочастотные гармоники модели, которые в этих условиях по существу являются ее погрешностью. Величина этой погрешности вычисляется с использованием экспериментальных данных в чистом виде и представлена в табл. 3.

Таким образом, на основании полученных экспериментальных данных можно сделать вывод о том, что самая современная ультравысокочастотная модель содержит собственные высокочастотные погрешности. Среднее квадратическое значение этой погрешности составляет примерно 1.3 мГал в соответствии с табл. 3. Это значение соответствует наложенной гармонике амплитудой 2.0 мГал. Только в отдельных

редких случаях одиночные отклонения превышают тройной стандарт (4 мГал) и могут достигать 5 мГал.

Расхождения между измеренными и модельными значениями аномалий силы тяжести объясняются предельной разрешающей способностью на высоких частотах и погрешностями спутниковых моделей. Районы шельфа и континентального склона, как правило, характеризуются высокими частотами в спектрах аномалий и их большой интенсивностью. Помимо того, что не все частоты присутствуют в спектрах аномалий ультравысокочастотных моделей, составляющие спектры этих моделей, как правило, сглажены в указанных районах Мирового океана. По этой причине полученные разности модельных и измеренных значений аномалий меньше для абиссальных равнин по сравнению с районами шельфа и континентального склона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании сравнения измеренных и модельных аномалий ГПЗ, полученных из современных ультравысокостепенных моделей, следует сделать следующие выводы.

— Для изучения тонкой структуры гравитационного поля на море необходимо использовать только крупномасштабные набортные съемки.

— В случае использования модельного поля в качестве опорного для привязки инструментальных измерений необходимо выполнять фильтрацию последнего для подавления высокочастотных гармоник модельных значений ГПЗ. При этом целесообразно использовать профиль возможно большей длины на абиссальной равнине Мирового океана.

— Аномалии ультравысокостепенной модели без дополнительной обработки могут быть использованы при построении гравиметрических карт масштаба 1:500 000 и мельче.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Железняк Л.К., Конешов В.Н. Оценка погрешностей данных спутниковой альтиметрии по сравнению с гравиметрическими материалами // Физика Земли. № 1. 1995. М.: Наука. С. 76–81.
- Дробышев Н.В., Железняк Л.К., Клевцов В.В., Конешов В.Н., Соловьев В.Н. Погрешность спутниковых определений силы тяжести на море // Физика Земли. № 5. 2005. М.: Наука. С. 92–96.

Железняк Л.К., Конешов В.Н., Попов Е.И. Новый этап развития морской гравиметрии // Докл. РАН. М. 1994. Т. 337. № 4. С. 525–527.

Железняк Л.К., Михайлов П.С., Соловьев В.Н. Морские измерения силы тяжести без привязки к береговым опорным пунктам // Физика Земли. М.: Наука. 2014. № 2. С. 63–66.

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. М.: Наука. 2015. № 4. С. 103–107.

Железняк Л.К. Программа обработки измерений российскими гравиметрическими комплексами по первичным файлам SEAGRAV. Свидетельство о государственной регистрации программы № 2017662632 от 03.11.2017.

Железняк Л.К. Программа вычисления поправки Этвеша при измерениях силы тяжести на море SEAGRAVE. Свидетельство о государственной регистрации программы № 2017662401 от 07.11.2017.

Краснов А.А., Соколов А.В., Элинсон Л.С. Новый аэроморской гравиметр серии «Чекан» // Гироскопия и навигация. СПб. 2014. № 1. С. 26–34.

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. СПб. 2014. № 2 (85). С. 86–94.

Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Соловьев В.Н., Дробышев М.Н. Методический прием оценки погрешностей моделей аномалий гравитационного поля Земли. Тез. докл. на 42-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Пермь. 2015. С. 107–109.

Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Соловьев В.Н., Железняк Л.К. Сравнение современных глобальных ультравысокотемпературных моделей гравитационного поля Земли // Геофизические исследования. 2019. Т. 20. № 1. С. 13–26.

Пешехонов В.Г. (общая редакция) и др. Монография «Современные методы и средства измерения параметров гравитационного поля Земли». Государственный научный центр РФ АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор». СПб. 2017. С. 24–26.

Sandwell D. T., Muller D. R., Smith W. H. F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. V. 346. № 6205. P. 65–67. doi: 10.1126/science.1258213

Errors of Earth Gravity Models Depending on Seafloor Morphology

S. V. Bekhterev^a, M. N. Drobyshev^a, L. K. Zheleznyak^a, V. N. Koneshov^{a,*},
P. S. Mikhailov^a, and V. N. Solov'ev^a

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia

*e-mail: slavakoneshov@hotmail.com

Received October 4, 2018

The empirical results on estimating the resolution and high-frequency noise in the Earth gravity field models are presented. The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (IPE RAS) participated in the marine areal surveys in the Indian Ocean. Maps of ten regions with a total of 611 986 gravimetric points were obtained. The root mean square measurement error is within 0.27 mGal. The differences between the measured gravity field values and EGM2008 model predictions are calculated. The statistical processing of these differences has shown that they vary from –25 to 44 mGal on the shelf and continental slope and from –7.4 to 6.2 mGal on the abyssal plain with the root mean square value of 1.33 mGal. From the results of the experimental studies it follows that that gravity anomalies provided by the ultra-high-order gravity model can only be used for constructing gravity maps on a scale of 1:500 000 or smaller.

Keywords: resolution, high frequency noise estimate, gravity field