

УДК 528; 550.3; 551

МОДЕЛИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ АЛТАЕ-САЯНСКОГО РЕГИОНА И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

© 2025 г. В. Ю. Тимофеев^{1,*}, А. В. Тимофеев¹, Д. Г. Ардюков¹, Д. Н. Голдобин²,
Д. А. Носов^{1,3}, И. С. Сизиков^{1,3}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

²Сибирский государственный университет геосистем и технологий, г. Новосибирск, Россия

³Институт автоматики и электрометрии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

*E-mail: timofeevvy@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 16.02.2024 г.

После доработки 07.06.2024 г.

Принята к публикации 27.06.2024 г.

Для Алтае-Саянского региона и северо-западной Монголии рассматривалась модель EIGEN-6C4, построенная по данным спутниковых гравиметрических миссий, и результаты наземных измерений с абсолютными гравиметрами и приемниками космической геодезии. Используя геопотенциал EIGEN-6C4 (рельеф ETOPO1), в рамках модели однородной коры с привлечением данных сейсморазведки на платформенной части исследуемой области, получено представление об изменениях мощности земной коры в центре Азии для территории, простирающейся от 56 до 46° северной широты и от 80 до 100° восточной долготы, охватывающей Горный Алтай, Кузнецкий Алатау, Западный Саян и Восточный Саян, Тувинскую Котловину, хребет Тарбагатай (Казахстан), Монгольский Алтай (КНР, Монголия), Котловину Больших Озер и хребет Хангай (Монголия). Исследования показали, что глубина границы Моховича увеличивается с северо-запада на юго-восток территории от 40 до 55 км. Для горных районов на юге (Монгольский Алтай, хребет Хангай) получена максимальная мощность коры 55 км. Для межгорных долин и впадин (Тувинская котловина, Котловина Больших Озер) глубина поверхности Мохо находится в пределах 45–47 км. На севере в равнинной части территории мощность коры составляет от 40 до 43 км. Рассматриваются различия моделей, построенных по гравиметрическим и сейсмическим данным.

Ключевые слова: спутниковые и наземные гравиметрические данные, гравиметр ГАБЛ, космическая геодезия, аномалии Буге, аномалии в свободном воздухе, граница Мохо, Алтае-Саянский регион, Монгольский Алтай.

DOI: 10.31857/S0002333725010102, **EDN:** ACDBEF

ВВЕДЕНИЕ

Знание строения и структурных особенностей земной коры любого региона является чрезвычайно важным для понимания и интерпретации происходящих в них современных геодинамических процессов [Баранов и др., 2017]. Одним из методов изучения глубинного строения является гравиметрический, в основе которого лежат исследования пространственных особенностей аномалий поля силы тяжести. Аномальные значения связаны с латеральными неоднородностями плотности земной коры,

топографией, большими горными системами, которые, согласно известным представлениям, имеют “корни”, т.е. погружение земной коры в верхнюю мантию, что проявляется в отрицательных аномалиях Буге. Результаты интерпретации данных гравиметрии часто неоднозначны, поэтому привлекаются результаты других геофизических методов, обычно — сейсморазведки в различных модификациях.

Горные системы Южной Сибири и Монголии можно охарактеризовать как единую Монголо-Сибирскую горную страну. На этой обширной

территории в кайнозой отчетливо проявилось крупное и интенсивное внутриконтинентальное горообразование, которое охватило как область растяжения (Байкальская рифтовая зона), так и область сжатия (Алтае-Саянская область, Западная и Центральная Монголия) литосферы [Флоренсов, 1978]. Исследование глубинного строения, положения границы коры мантия — поверхности Мохо методами гравиметрии для территории Южной Сибири и Монголии известны с 60–70-х годов прошлого столетия по работам Фотиади Э.Э., Суркова В.С., Ладынина А.В. и Зорина Ю.А. [Фотиади, 2007]. В настоящее время появились результаты спутниковых гравиметрических миссий и точных наземных измерений, что позволяет провести новые определения положения границы Мохо в западной части Монголо-Сибирской горной области.

Задача нашей работы — получить пространственное распределение глубины границы кора–мантия (границы Мохо) по основе новых данных, полученных в результате спутниковых гравиметрических миссий за последние годы, для обширной территории в центре Азии, простирающейся с севера на юг от 56 до 46°N и с запада на восток от 80 до 100°E.

СПУТНИКОВЫЕ МОДЕЛИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

В последние десятилетия появились новые спутниковые технологии для исследования поля силы тяжести Земли. Современные модели гравитационного поля Земли были получены с учетом данных космических гравиметрических миссий, выполняемых на высотах от 200 до 500 км. Активно используются: спутниковая альтиметрия, системы “спутник — спутник” (SST-метод, проекты CHAMP, GRACE и др.), спутниковая градиентометрия (SGG-метод, проекты “Аристотель”, GOCE и др.) [Голдобин, 2019]. Полученные модели геопотенциала Земли доступны на сайте Немецкого центра (ICGEM), который является одним из шести центров Международной гравитационной службы Международной ассоциации геодезии. В СГУГиТе (г. Новосибирск) были проанализированы модели геопотенциала, созданные за последние десятилетия [Канушин и др., 2015; Голдобин, 2019]. В табл. 1 представлена основная информация по 15 исследуемым глобальным моделям геопотенциала, составленным по материалам центра ICGEM. При создании моделей использованы комбинации различных типов данных. Отметим, что, хотя модели в основном строятся

по данным спутниковых сессий, они дополняются данными наземных съемок.

Модели гравитационного поля Земли ограничиваются максимальной степенью N_0 . Из спектрального разложения гравитационного поля Земли по волнам длиной $360^\circ/N_0$ имеем пространственное угловое разрешение:

$$\Delta = 180^\circ/N_0. \quad (1)$$

Критерием оценки точности для значения высоты квазигеоида ζ и аномалии силы тяжести приняты значения, заявленные разработчиками проекта GOCE: 1 см и 1 мГал соответственно [Analyzing..., 2015]. Результаты оценки разрешающей способности современных глобальных моделей геопотенциала приведены в табл. 2. Для модели GGM03C разрешающая способность модели соответствует заявленной разработчиками, а именно 54 км. Наилучшее разрешение в пространстве имеют высокостепенные модели EIGEN-6C4 и EGM2008, что соответствует заявленному разработчиками пространственному разрешению около 9 км.

ВЫБОР И ОЦЕНКА МОДЕЛЕЙ ПО НАЗЕМНЫМ ДАННЫМ

Наилучшее разрешение в пространстве имеют высокостепенные модели с $N_0 > 2000$ (табл. 2). Тестирование моделей проводилось по данным, полученным в равнинной части исследуемого региона. Результаты построений для 15 моделей, представленных в табл. 2, были проанализированы на основе данных наземной съемки по Новосибирской области (прямоугольник: 53–56°N и 78–85°E). Рассматривались значения аномалий силы тяжести в свободном воздухе. В качестве контрольных точек использованы 27 пунктов, которые являются основой гравиметрической сети II класса. Заявленная точность определения силы тяжести составляет ± 0.05 мГал. Для оценки качества использованы средние разности (E) и их стандартные отклонения (σ) в виде (рис. 1):

$$\begin{aligned} E &= E[(\Delta g_n - \Delta g_c)]; \\ \sigma &= \sigma[(\Delta g_n - \Delta g_c)^2], \end{aligned} \quad (2)$$

где Δg_n — наземные значения аномалий силы тяжести; Δg_c — вычисленные значения аномалий силы тяжести.

На рис. 2 представлены гистограмма, а в табл. 3 — статистические параметры распределения разностей между восстановленными и на-

Таблица 1. Модели глобального геопотенциала, составленные по комплексу данных

Номер по ICGEM	Модель	Год создания	Максимальная степень разложения	Исходные данные, методы измерений
104	EGM2008	2008	2190	A, G, S (GRACE)
105	EIGEN-5C	2008	360	A, G, S (GRACE), S (Lageos)
109	GGM04C	2009	360	A, G, S (GRACE)
114	EIGEN-51C	2010	359	A, G, S (CHAMP), S (GRACE)
125	EIGEN-6C	2011	1420	A, G, S (GOCE), S (GRACE), S (Lageos)
126	GIF48	2011	360	A, G, S (GRACE)
131	EIGEN-6C2	2012	1949	A, G, S (GOCE), S (GRACE), S (Lageos)
132	GAO2012	2012	360	A, G, S (GOCE), S (GRACE)
139	EIGEN-6C3 stat	2014	1949	A, G, S (GOCE), S (GRACE), S (Lageos)
148	EIGEN-6C4	2014	2190	A, G, S (GRACE), S (GRACE), S (Lageos)
152	GECO	2015	2190	EGM2008, S (GOCE)
153	GOM05C	2015	360	A, G, S (GOCE), S (GRACE)
154	GOCO05C	2016	720	A, G, S
161	XOM2016	2017	719	A, G, S (GOCO05S)
167	SGG-UGM-1	2018	2159	EGM 2008, S (GOCE)

Примечания: S — данные спутниковые гравиметрических миссий; G — данные наземных гравиметрических измерений; A — данные альтиметрических измерений.

Таблица 2. Характеристики исследуемых моделей

Модель	Максимальная степень модели N_0	Δ (км) при N_0
1. EIGEN-6C4	2190	9
2. SGG-UGM-1	2159	9
3. EGM2008	2190	9
4. GECO	2190	9
5. EIGEN-6c	1420	14
6. EIGEN-6c2	1949	10
7. EIGEN-6c3stat	1949	10
8. XGM2016	719	28
9. GOCO05C	720	28
10. GGM05C	360	56
11. GAO2012	360	56
12. GIF48	360	54
13. EIGEN-51c	359	54
14. EIGEN-5c	360	54
15. GGM03C	360	54

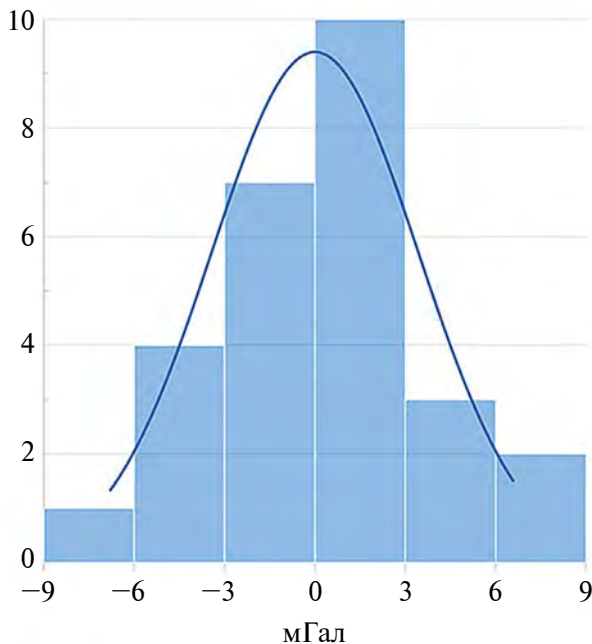


Рис. 1. Гистограмма распределения ошибки для модели EIGEN-6C4, вертикальная шкала — количество отсчетов определенного диапазона с шагом 3 мГала, горизонтальная шкала в мГалах, сплошная линия — нормальное (Гауссово) распределение ошибки.

Таблица 3. Статистические параметры распределения погрешностей модели EIGEN-6C4

Параметр	Значение в мГал
Минимальное	−9.07
Максимальное	+4.30
Диапазон	13.37
Среднее	−2.27
Дисперсия	11.81
Стандартное отклонение	+3.44

земными значениями аномалий силы тяжести, полученными для территории Новосибирской области, по модели EIGEN-6C4. Аналогичные исследования выполнены для 15 глобальных моделей. В табл. 4 приведены стандартные отклонения, полученные по результатам сравнения с наземными данными, для всех исследованных моделей. Минимальные отклонения от данных наземной съемки показала модель EIGEN-6C4 [EIGEN-6C, 2014; EIGEN-6C4, 2014; Канушин и др., 2015; Голдобин, 2019]. Из рис. 1 видно, что стандартное отклонение, полученное для

данной модели, составило 3.4 мГал при среднем значении $E = -2.3$ мГал (табл. 3 и табл. 4).

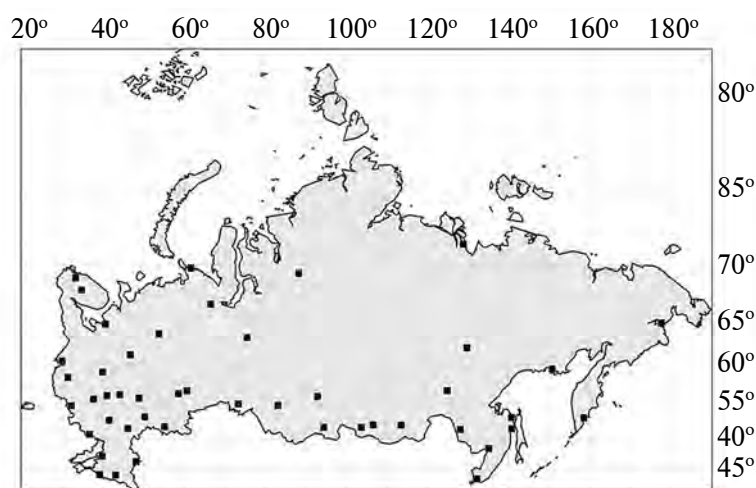
Дальнейшие оценки точности исследуемых современных моделей геопотенциала выполнены сравнением значений силы тяжести с независимыми точечными значениями силы тяжести g , полученными из измерений на 48 гравиметрических пунктах, расположенных на территории Российской Федерации [Канушин и др., 2023]. Схема расположения гравиметрических пунктов на исследуемой территории приведена на рис. 2, в цилиндрической проекции Меркатора. По совокупности значений статистических характеристик наилучшей моделью для исследуемой части территории Российской Федерации оказалась модель EIGEN-6C4 со стандартным отклонением $\sigma = 5.24$ мГал. Как показано на рис. 2, в восточной части России проверка модели проводилась только на пунктах, расположенных в южной части Сибири и Дальнего Востока. По данным модели EIGEN-6C4 (модель рельефа ETOPO1) построена карта аномалий силы тяжести на территории Западной Сибири (для горных районов с учетом влияния топографических масс в ближней зоне размером до 180 км) (рис. 3). В юго-восточной части карты, на участке, простирающемся от 56 до 46°N по широте и от 80 до 100°E по долготе, контрастными особенностями выделяется область наших интересов.

Для исследуемой области в горной части на юго-востоке территории проверка модели проводилась на сетевых пунктах измерений ИНГГ СО РАН. Карта аномалий силы тяжести исследуемой территории и положения пунктов измерений представлены на рис. 4, пункты расположены только на территории России.

В гравиметрических измерениях в Алтае-Саянской области был использован абсолютный лазерный баллистический гравиметр ГАБЛ, созданный в ИАиЭ СО РАН [Arnautov, 2005; Stus et al., 2001]. Гравиметр этого типа несколько раз участвовал в международных свертках абсолютных гравиметров. Однократные измерения гравиметром после введения всех поправок, рекомендуемых Международным центром (приливные, за атмосферное давление, за движение полюса, за вакуум, эффективную высоту и другие), позволяют определить значение силы тяжести с ошибкой 4–6 микрогал, повторные измерения проводятся с ошибкой 0.5–2.0 микрогала. Пример определения значения силы тяжести на пункте Артыбаш (ARTB) приведен в табл. 5, показана микрогальная часть.

Таблица 4. Стандартные отклонения для различных моделей, полученные по результатам сравнения с наземными данными по Новосибирской области

Модель	Максимальная степень модели N_0	Δdg , мгал
1. EIGEN-6C4	2190	3.4
2. SGG-UGM-1	2159	6.8
3. EGM2008	2190	3.5
4. GECO	2190	3.6
5. EIGEN-6c	1420	6.2
6. EIGEN-6c2	1949	3.6
7. EIGEN-6c3stat	1949	3.6
8. XGM2016	719	7.9
9. GOCO05C	720	7.2
10. GGM05C	360	7.7
11. GAO2012	360	8.4
12. GIF48	360	7.6
13. EIGEN-51c	359	8.6
14. EIGEN-5c	360	8.3
15. GGM03C	360	7.0

**Рис. 2.** Схема расположения гравиметрических пунктов на территории Российской Федерации [Канушин и др., 2023] в цилиндрической проекции Меркатора.

Измерения выполнялись на специальных гравиметрических постаментов. Для исключения влияния вариаций грунтовых вод пункты измерений оборудованы на скальном основании. При необходимости проведения измерений на осадочных породах (АРТВ, КАУТ) на пунктах использовались старые массивные постаменты,

оборудованные на сейсмостанциях и научных полигонах региона. Координаты и высоты пунктов измерений определялись методами космической геодезии с использованием двухчастотных геодезических приемников TRIMBLE-4700 и TRIMBLE-R9, опираясь на Алтае-Саянскую геодинамическую сеть ИНГГ СО РАН милли-

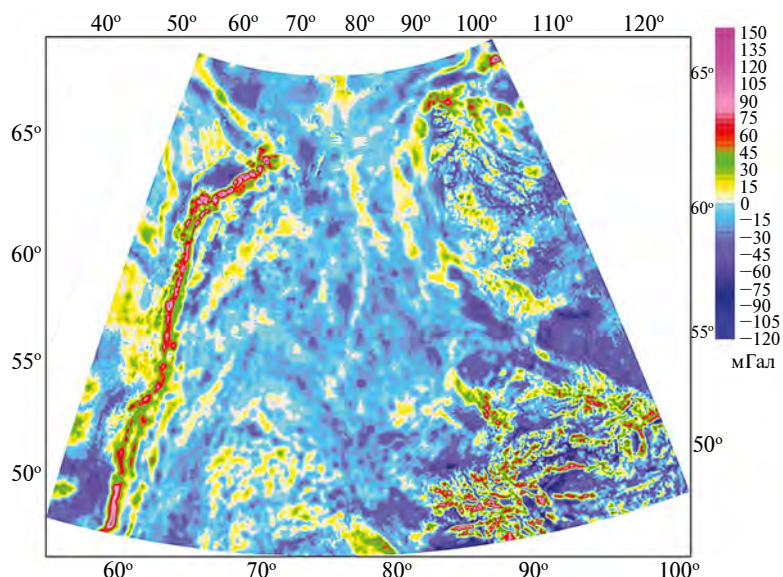


Рис. 3. Карта аномалий силы тяжести в свободном воздухе на территорию Западной Сибири по данным модели EIGEN-6C4 в мГал.

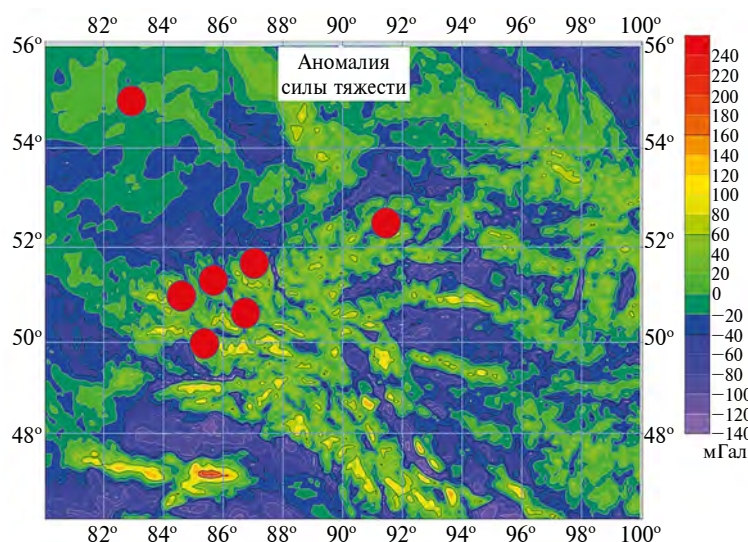


Рис. 4. Аномалия силы тяжести в свободном воздухе исследуемой территории по данным модели EIGEN-6C4 (мГал), красными окружностями показано положение пунктов наземных измерений, широта и долгота в градусах.

метровой точности [Тимофеев и др., 2019]. Привязка гравиметрических пунктов к сети выполнялась с сантиметровой точностью. Вариации величины силы тяжести за период 2000–2019 гг. по данным, полученным на пункте Усть-Кан (USTK), достигали 25 микрогал. Вариации 3D-смещений за период 2000–2022 гг. на отдельных пунктах составили около 20 мм. Смещения при оползнях в эпицентральной зоне, связанных с Чуйским землетрясением 27.09.2003 г. ($M = 7.3$, 50°N , 88°E) и аномальным количеством осадков, в отдельные временные эпохи достигали десятков метров по горизонтали и по вертикали и до

квадратных километров по площади [Арефьев и др., 2006].

Полученные на поверхности эллипсоида (WGS84) модельные данные пересчитывались на физическую поверхность и сравнивались с экспериментальными результатами. Для определения нормального значения поля γ_0 на поверхности эллипсоида использовалась формула Сомильяна:

$$\gamma_0 = \gamma_e \cdot (1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi), \quad (3)$$

где по Гельмерту: $\gamma_e = 978030$; $\beta = 0.005302$; $\beta_1 = 0.0000071$; по более современным дан-

Таблица 5. Определение значения силы тяжести на пункте Артыбаш (ARTB) 20.07.2000 г. гравиметром ГАБЛ

	Время Гринвич, часы, минуты	Количество бросков	Приливная поправка, микрогал	Стандартное отклонение, микрогал	Значение $g-A$, микрогал
1	15:50	69	−81.5	1.8	707.7
2	16:20	70	−81.0	1.5	706.5
3	16:40	70	−79.6	1.9	711.4
4	17:00	69	−77.5	1.8	710.5
5	17:20	70	−74.8	1.5	710.1
6	17:40	69	−71.6	1.4	708.9
7	18:00	70	−68.1	1.7	709.6
8	18:20	70	−64.6	1.4	710.7
9	18:40	70	−60.8	1.3	711.6
10	19:00	70	−57.5	9.1	710.3

Примечания: Среднее значение микрогальной части $g-A = 709.7 \pm 0.5$, поправка за движение полюса +4.4 микрогала, в итоге получаем 714.1 ± 0.5 микрогал; A — среднее абсолютное значение силы тяжести на пункте.

Таблица 6. Координаты и высоты пунктов комплексных измерений Алтае-Саянской сети (рис. 4), экспериментальные и модельные значения аномалий в свободном воздухе, величины отклонений в мГал, использованы параметры нормального поля по Гельмерту

Код пункта	Широта φ (°)	Долгота λ (°)	Высота H (м)	Экспериментальные данные в мГал	Модель EIGEN-6C4	Разность в мГал
NVSK	54.84	83.23	123	−8	−4	−4
CHER	52.86	91.41	349	−20	−28	+8
ARTB	51.79	87.28	460	−69	−58	−11
SEMI	51.01	85.62	1488	−5	+5	−10
USTK	50.93	84.76	1004	−33	−27	−6
CHIK	50.64	86.31	1249	−24	−29	+5
KAYT	50.14	85.46	981	−51	−44	−7
Среднее с ошибкой						−3.6±2.9

ным Международного геофизического союза: $\gamma_e = 978031.8$; $\beta = 0.0053024$; $\beta_1 = 0.0000059$; φ — широта пункта наблюдений, значение γ_0 в мГал [Грушинский, 1983].

Разность результатов определений с использованием первых и вторых наборов параметров в соотношении (3) для пунктов измерений (координаты — табл. 6) составляет около 3 мГал. Разность экспериментальных определений и модельных результатов по семи пунктам, расположенным в основном в горной части территории, в среднем составила 3.6 мГал, что

хорошо соответствует определениям по пунктам Новосибирской области (3.4 мГал) и по южной части Сибири и Дальнего Востока России (5.2 мГал). Учитывая все возможности, следует заключить, что случайная ошибка определения при использовании модели EIGEN-6C4 (модель рельефа ETOPO1) в Алтае-Саянской области и в регионах южнее достигает 5 мГал, систематическая ошибка различного характера составляет 3 мГал.

Карта рельефа исследуемой территории приведена на рис. 5. Выделяются высотные

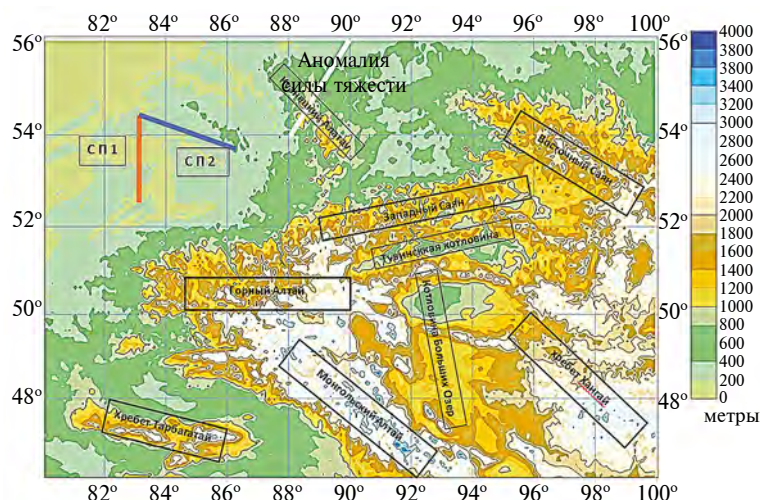


Рис. 5. Основные формы рельефа исследуемой территории (справа — шкала высот в метрах), СП1 и СП2 — положение вибросейсмических профилей Быстровка—Алейск и Быстровка—Прокопьевск [Алексеев и др., 2004; Соловьёв и др., 2005], результаты которых использованы при построениях границ Мохо по гравиметрическим моделям.

формы (более 3000 метров): Горный Алтай (высота до 4506 м), Монгольский Алтай (высота до 4342 м), Восточный Саян (высота до 3491 м) и Хангай (высота до 3905 м). Точность топографической модели рельефа ЕТОР01 составляет 10 метров, что может вызвать отклонение в величине силы тяжести в 3 мГал.

АНОМАЛИИ ПОЛЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Известно, что коротковолновые аномалии в свободном воздухе сильно коррелируют с локальными вариациями рельефа. Аномалия Буге отражает связь с длинноволновым рельефом, а в высокогорных районах принимает отрицательные значения. Используя аномалии Буге, можно исключить местные особенности рельефа, если правильно определена средняя плотность пород промежуточного слоя и рельеф местности не очень расчлененный. В дальнейшем анализе использована модель EIGEN-6C4 в редукции Буге со средней плотностью промежуточного слоя $2.67 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Оценка плотности соответствует модели PREM-континентальная Земля [Dziewonski, Anderson, 1981]. На исследуемой нами территории представлены формы рельефа различного размера: от десятков километров — Кузнецкий Алатау, хребт Тарбагатай — и до протягивающихся на 2000 км гор Алтая и хребта Хангай. Карта аномалий Буге по модели EIGEN-6C4 приведена на рис. 6. Гравитационные аномалии для профилей через Кузнецкий Алатау (250 км) и от равнин до Алтайских гор (от точки с координатами 56°N , 82°E до точки 46°N , 92°E , длина 1200 км) показаны на рис. 6, рис. 7 и рис. 8.

Отметим, что большие отрицательные аномалии Буге связаны с крупными формами рельефа, хотя и в их короткопериодных вариациях не исключено влияния расчлененности рельефа (рис. 8). Хребты с малыми горизонтальными размерами отражаются только в аномалиях в свободном воздухе (рис. 7).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ГРАНИЦЫ МОХО

В классе обратных задач гравиразведки одной из важнейших является классическая задача о контактной поверхности, разделяющей две среды с различной плотностью. Контактной поверхностью могут быть уподоблены рельеф кристаллического фундамента, отдельные складчатые структуры и, наконец, граница коры и мантии, граница Мохо.

Полагая начало координат в точке наблюдений 0, имеем выражение для аномалии U_z от контактной поверхности:

$$U_z(0,0,0) = k \cdot \sigma \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \int_h^z (r \cdot z \cdot dr \cdot d\alpha \cdot dz) / (r^2 + z^2)^{3/2}, \quad (4)$$

где: r и α — полярные координаты точки наблюдения; z — глубина контактной поверхности в этой точке; h — средняя глубина контактной поверхности.

Относительно функции $z(r,\alpha)$ выражение (4) является нелинейным интегральным урав-

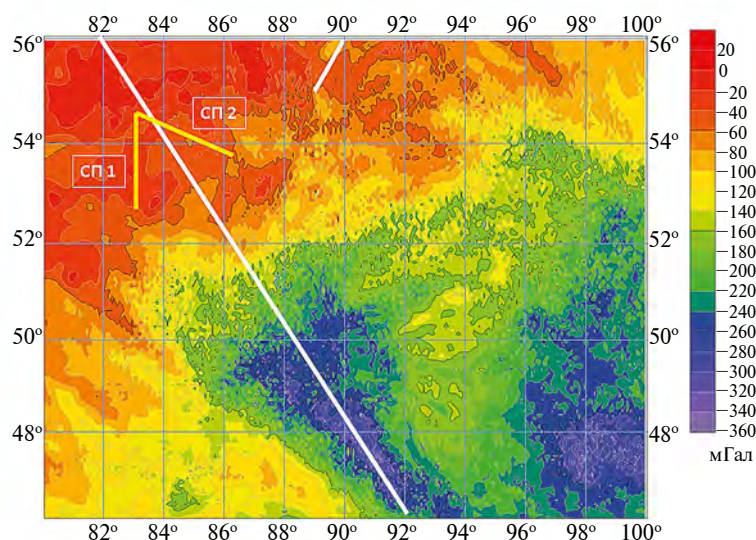


Рис. 6. Карта аномалий Буге по модели EIGEN-6C4 и положение гравиметрических (белые линии) и сейсмических профилей (СП 1 и СП 2, желтые линии). Координаты в градусах, цветная шкала справа в мГалах.

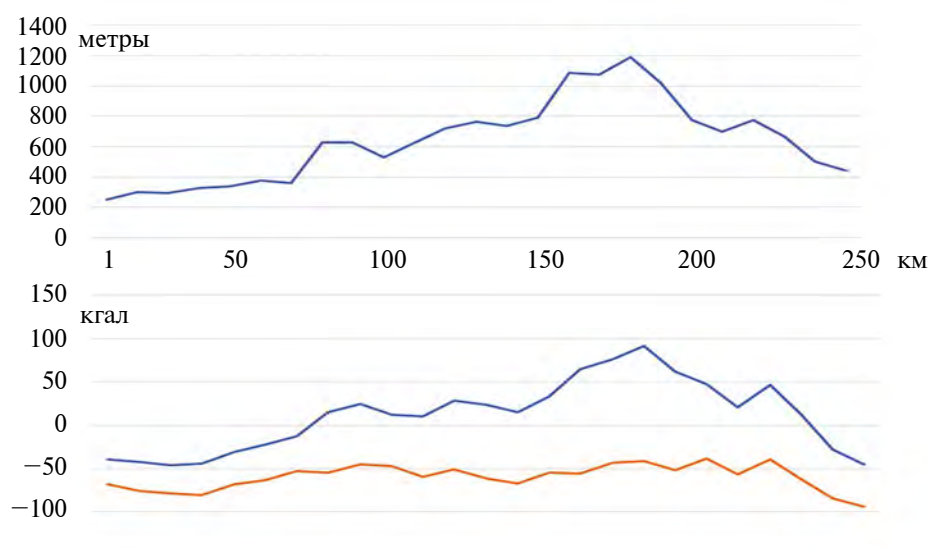


Рис. 7. Изменение высоты в метрах (сверху вниз), аномалии в свободном воздухе и аномалии Буге в мГал по профилю через Кузнецкий Алатау.

нением, алгоритмов для решения которых не разработано. Поэтому точное решение задачи о контактной поверхности невозможно. Обычно требуется упростить математическую постановку задачи, чтобы получить приближенное решение. На практике это выполняется итерационными и другими специальными методами. При наличии информации о глубине Мохо на отдельном участке задача может иметь решение [Миронов, 1972; Гравиразведка, 1990]. Известен способ построения распределения мощности коры по гравитационным аномали-

ям. Он предполагает однородное строение коры, в которой плотности монотонно возрастают с глубиной. В случае одной поверхности раздела можно написать приближенное соотношение в виде:

$$\Delta g - \Delta g_0 \approx 2\pi G(\sigma_2 - \sigma_1)(z - z_0), \quad (5)$$

где: σ_1 и σ_2 — средние плотности пород выше и ниже раздела соответственно; z_0 и z — глубины залегания поверхности раздела на эталонной точке и в произвольной точке, в которой ищется

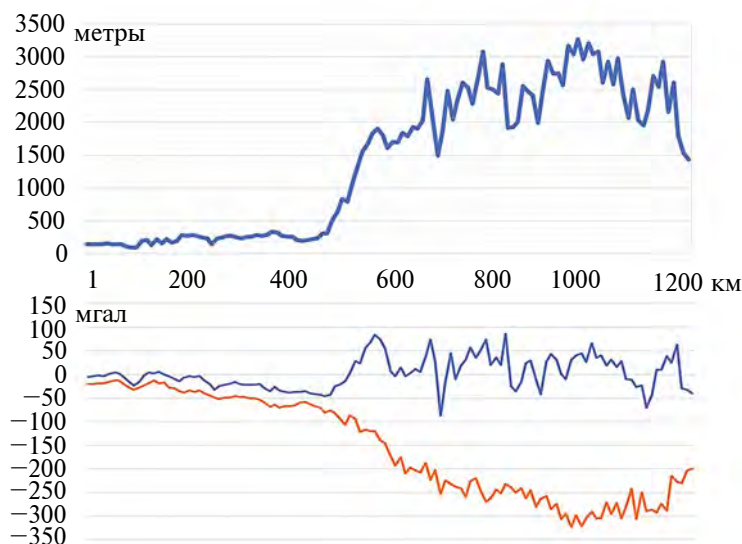


Рис. 8. Изменение высоты в метрах (сверху вниз), гравитационные аномалии в свободном воздухе, Буге в мГал. Горизонтальная шкала в км; длина 1200 км; профиль от точки с координатами 56°N, 82°E до точки с координатами 46°N, 92°E (профиль показан на рис. 6)

глубина; Δg_0 и Δg — аномалии Буге, над исходной точкой и точкой, лежащей на глубине z .

В нашем случае данные о глубине границы Мохо на эталонных участках известны по определениям на сейсмических профилях. На рис. 5 и рис. 6 показано положение двух вибросейсмических профилей (СП-1 и СП-2) на равнинной части территории, где определено положение границы Мохо на глубине от 38 до 42 км [Алексеев и др., 2004; Соловьев и др., 2005]. На отдельных участках профилей по сейсмическим данным имеются надежные определения слабо изменяющейся по простиранию глубины Мохо $z_0 = 42$ км. По модели EIGEN-6C4 для этих участков значение аномалии Буге составляет 40 мГал (рис. 6). Согласно модели PREM для континентальной модели Земли [Жарков, 1983; Dziewonski, Anderson, 1981] положим для средней плотности земной коры $\sigma_1 = 2.7 \cdot 10^3$ кг/м³ и для верхней мантии плотность $\sigma_2 = 3.4 \cdot 10^3$ кг/м³. Используя соотношение (5), построена карта с глубинами границы Мохо от рельефа земной поверхности (рис. 9).

Для оценки ошибки построения карты рассмотрим поведение кривой аномалий Буге на профилях с разным рельефом (рис. 7 и рис. 8). Как видим, в районе высокогорья, на правой части графика (рис. 8), появляются “высоко-частотные” вариации величиной до 60 мГал, связанные с расчлененностью рельефа. Эти значения отклонений от гладкого графика, в пересчете на вариации глубины, составляют 2 км.

Для более точного представления карта, приведенная на рис. 9, выполнена со сглаживанием. Отметим, что восстановление по гравитационному полю границы Мохо в модели 2D может давать погрешности в сравнении с моделью 3D, если имеем резкие перепады глубин. При плавных изменениях поля использование моделей 2D вполне допустимо. Изменение глубины поверхности Мохо в наших построениях постепенно увеличивается от 40–41 км на северо-западе территории до 53–55 км на юго-востоке.

Максимальные глубины отмечены в Горном Алтае, Монгольском Алтае и на Хангае, где их значения составляют 50–55 км. Высота рельефа здесь достигает 3 км. Область Западных Саян, Тувинской котловины и Котловины Больших Озер характерны глубинами Мохо от 45 до 48 км. Граница равнинной части и горной области отличается плавным увеличением мощности земной коры.

Анализ приближенных моделей показывает важную роль в оценке полученных результатов соотношения средней глубины контактной поверхности (H) и размеров элементов рельефа этой поверхности (L) [Миронов, 1972; Гравиразведка, 1990]. При уменьшении средней глубины ($H \rightarrow 0$) или при увеличении размеров рельефа этой поверхности ($L \rightarrow \infty$) повышается точность формулы (5). Так как выполнение приведенных условий полностью практически невыполнимо, обычно получается слегка завышенный результат. В нашем случае в высокогорной части

территории имеем $H = 50$ км и $L = 2000$ км, а соотношение $H/L = 0.025$ минимально, что говорит о хорошем приближении модельных расчетов к реальным оценкам глубин.

Для сравнения и оценки полученных результатов на территории с размерами $49\text{--}55^\circ\text{N}$ и $83\text{--}91^\circ\text{E}$ (рис. 10), включающей равнинную часть и Горный Алтай, выполнено определение положения границы Мохо, используя значения аномалий Буге при разных плотностях промежуточного слоя и другим соотношением плотностей коры и верхней мантии. Полученные

результаты представлены на рис. 11. Как следует из рисунков, сохраняется тенденция увеличения глубины с северо-запада на юго-восток территории, изменение глубины при увеличении средней плотности коры приводит к расхождению результатов на 2–3 км и в целом находится в пределах ошибки определений.

ОБСУЖДЕНИЕ, СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ОПРЕДЕЛЕНИЯМИ

Граница Мохо может быть построена как с использованием гравиметрических данных,

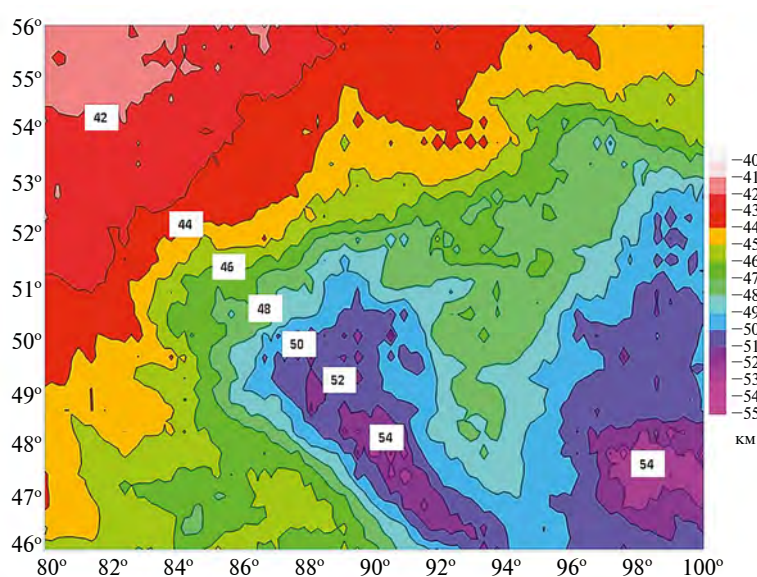


Рис. 9. Карта глубин поверхности Мохо в километрах, построенная по сглаженным данным. Цветная шкала в километрах, широта и долгота в градусах.

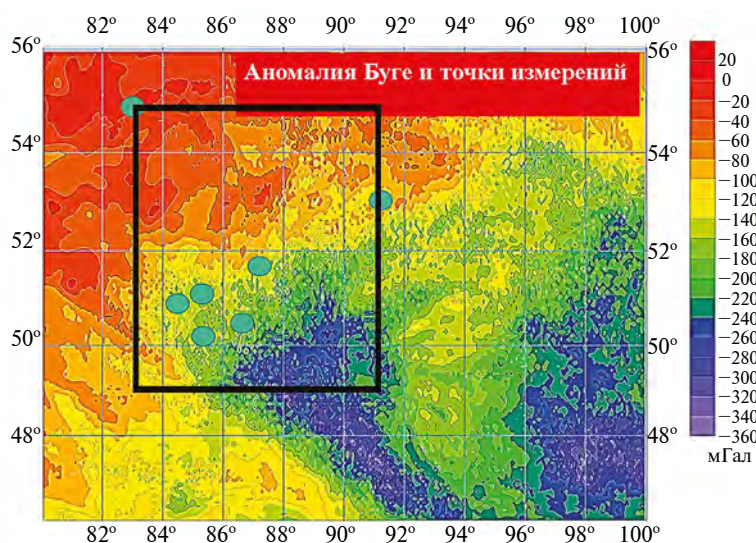


Рис. 10. Карта аномалий Буге в мГал, положение контрольных точек измерений. Прямоугольником показан участок, выбранный для сравнения результатов. Широта и долгота в градусах.

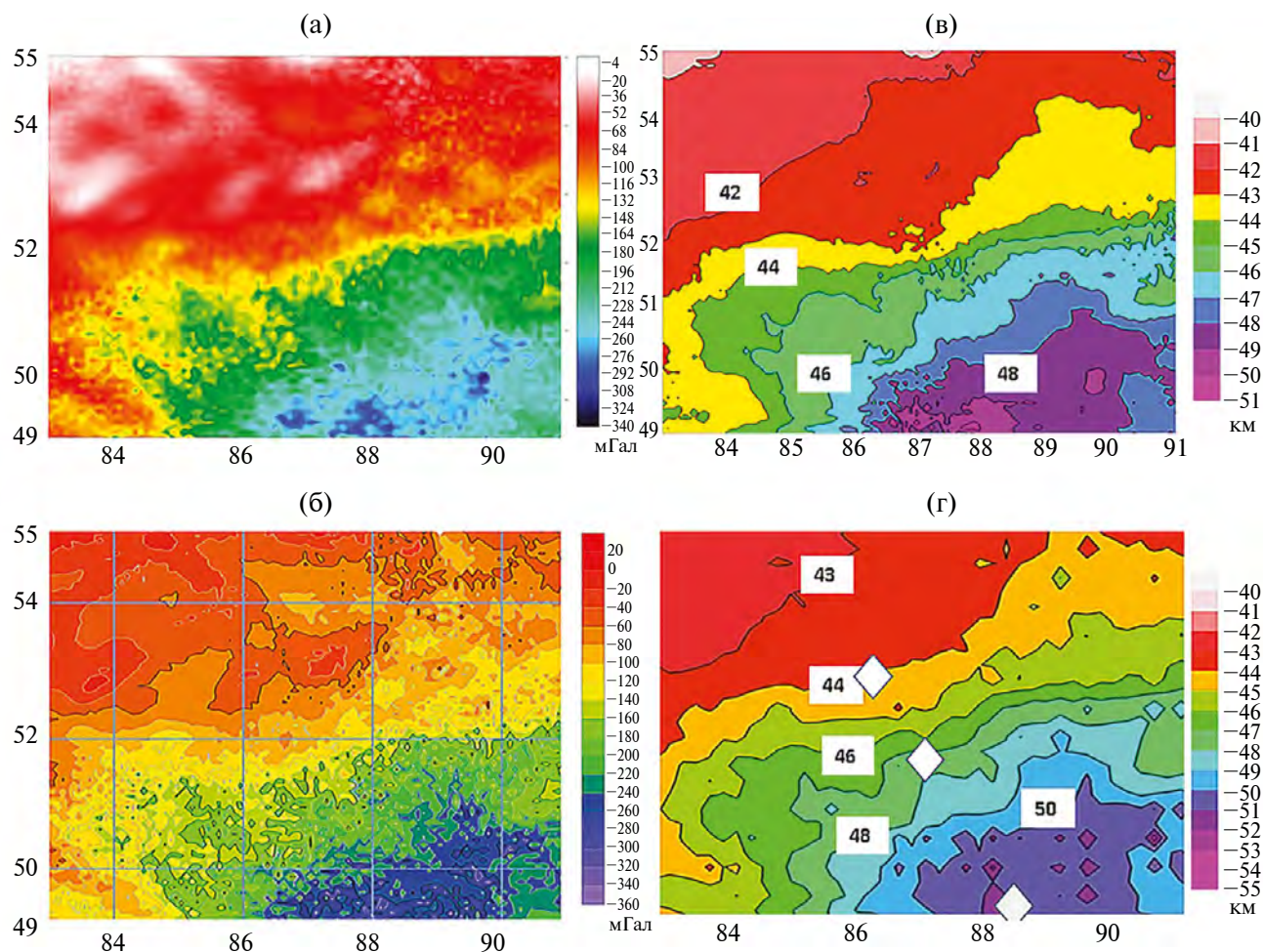


Рис. 11. Вариации аномалий Буге и мощности земной коры: (а) — карта аномалий Буге для выделенного участка с рис. 10 с плотностью промежуточного слоя $2.3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$; (б) — карта аномалий Буге с плотностью промежуточного слоя $2.7 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$; (в) — глубина поверхности Мохо при параметрах $\sigma_1 = 2.3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ и $\sigma_2 = 3.2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$; (г) — глубина поверхности Мохо при параметрах $\sigma_1 = 2.7 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ и $\sigma_2 = 3.4 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Ромбами на (г) обозначены отдельные пункты сейсмического профиля МОВЗ. Широта и долгота в градусах.

так и на основе сейсмических исследований. Построение карты глубины поверхности Мохо по гравиметрическим данным впервые выполнено для Алтае-Саянской области, простирающейся от Новосибирска на севере до монгольской границы на юге, А. В. Ладыниным [Ладынин, 1970]. Получено плавное изменение глубины от 38–40 км на севере до 50 км на юге в районе госграницы. Большой объем гравиметрических исследований выполнен в Монголии [Зорин и др., 1982]. Был сделан вывод о том, что в областях активного горообразования средняя мощность коры примерно на 10 км больше, чем под равнинами, при этом под наиболее высокими горными сооружениями (Монгольский Алтай, Хангай) она достигает 55 км и более. Промежуточные значения мощности земной коры (43–46 км) отмечаются под Котловиной

Больших Озер. В целом гравиметрические исследования с использованием наземных измерений, выполненных в 60–70-е годы прошлого века, несмотря на использование других систем отсчета, принятую плотность промежуточного слоя $2.3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ и скромные аппаратные возможности, в основном подтверждают полученные нами результаты.

Рассмотрим результаты сейсмических исследований. По временам вступления P -волн от землетрясений в Монгольском Алтае и Сибири сейсмологи [Цибульчик, 1967] оценивали мощность коры величиной 38–43 км для предгорий и 48–53 км для внутренних районов Горного Алтая на границе Монголии с Россией. Современные измерения с широкополосными сейсмическими станциями вдоль профиля от хребта Сайлюгем (Горный Алтай; координаты

наты 49°5'N; 88°8'E) на юге, через Артыбаш (Телецкое озеро, 51°8'N; 87°2'E), до поселка Ельцовка (Салаирский кряж, 53°2'N; 86°2'E) позволили зафиксировать обменные волны методом МОВЗ от границы Мохо и определить изменение глубины подошвы земной коры вдоль профиля [Еманов и др., 2017]. В Горном Алтае выявлены наибольшие глубины под хребтом Сайлюгем и Курайским хребтом (56 км) и постепенное уменьшение глубины вдоль профиля до Артыбаша (50 км) к сеймостанции Ельцовка (47 км). Полученные по профилю результаты превышают гравиметрические оценки на 2–3 км (рис. 11г).

Известны результаты площадных сейсмических работ. На рис. 12 представлены результаты интерпретации данных по преломленным продольным волнам от поверхности Мохо с использованием поверхностных годографов [Соловьёв и др., 2005]. В западной части Алтае-Саянской области (от 85 до 90E°) результаты приблизительно соответствуют профильным результатам по методу МОВЗ и также немного превышают результаты гравиметрических определений. Распределение глубин в восточной части площади (рис. 12) не совпадает с данными гравиметрии.

Часть мировой карты поверхности Мохо на сетке 1°x1° по модели CRUST 1.0 для района наших исследований приведена на рис. 13 [Gudmundsson et al., 1998; Laske et al., 2013].

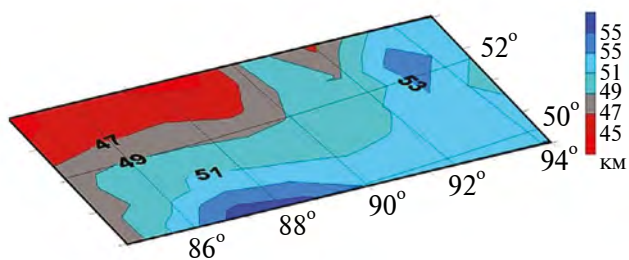


Рис. 12. Распределение глубин поверхности Моховорича в Алтае-Саянской складчатой области (район площадных сейсмологических исследований) [Соловьёв и др., 2005]. Широта и долгота в градусах.

На карте выделена прямоугольником область сейсмических исследований, приведенная на рис. 12. Сравнивая результаты, можно отметить отсутствие совпадений как по конфигурации глубин на площади, так и по их величине (рис. 12 и рис. 13). Итак, результаты площадных сейсмических построений для исследуемой области по определениям разных авторов не совпадают и значительно расходятся с данными гравиметрических оценок.

К сожалению, такие расхождения часто встречаются при использовании сейсмических и гравиметрических данных (например, в работе [Есин и др., 2024], см. рис. 12). Видимо, причина расхождений должна быть предметом отдельных дальнейших дискуссий и исследований.

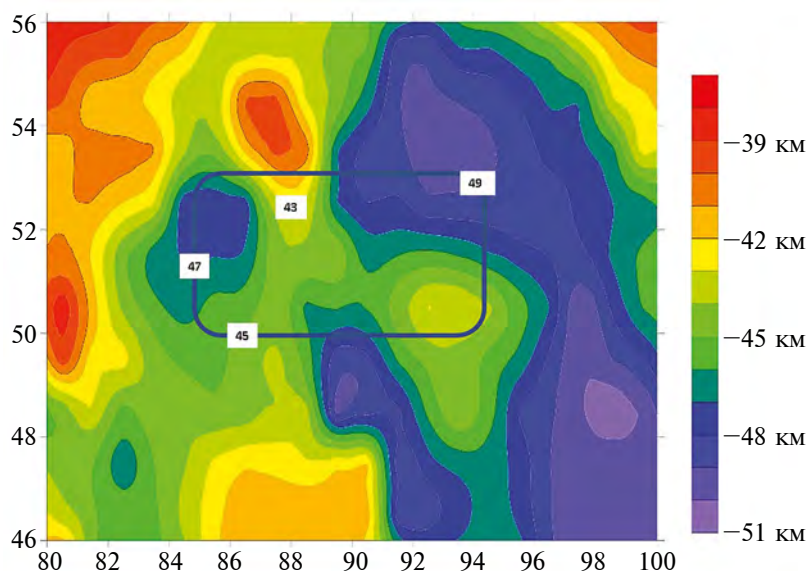


Рис. 13. Карта глубин поверхности Мохо в километрах по данным модели CRUST 1.0, построенной по сейсмическим данным работы [Laske et al., 2013; <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/rem.html>]. Выделен участок, показанный на рис. 12, с отметками изолиний глубин в км. Широта и долгота в градусах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые, используя гравиметрическую модель EIGEN-6C4 в редукции Буге, построена карта распределения глубин по поверхности Моховича для части территории юга Сибири, восточного Казахстана и западной Монголии. Используя гравиметрические (спутниковую модель геопотенциала EIGEN-6C4) и сейсмические данные (два вибросейсмических профиля в равнинной части), получено представление о мощности земной коры для территории от 46 до 56°N по широте и от 80 до 100°E по долготы. Мощность земной коры для исследуемой территории изменяется от равнинной ее части на северо-западе до высокогорной на юго-востоке, от 40 до 55 км. В областях активного горообразования средняя мощность коры примерно на 10–15 км больше, чем в равнинной части на юге Западной Сибири, при этом под наиболее высокими горными сооружениями (Горный Алтай, Монгольский Алтай, Хангай) она достигает 55 км. Для межгорных долин и впадин (Тувинская котловина, Котловина Больших Озер) глубина поверхности Мохо находится в пределах 45–47 км. Возможную ошибку определений глубины можно оценить в 2–3 км. Проанализированы гравиметрические карты, построенные по материалам наземных измерений в 60–70-е годы прошлого столетия. В целом отмеченные тенденции об увеличении мощности коры в высокогорье совпадают. Расхождения результатов связано с изменением высотной и топографической систем, сменой Потсдамской гравиметрической основы. Выполнено сравнение с сейсмическими данными, полученными для высокогорной части территории. Профильные результаты в Горном Алтае сохраняют отмеченные изменения с севера на юг территории, но превышают наши гравиметрические оценки глубины Мохо на 2–3 км. Известные построения по площади с использованием сейсмологических данных, к сожалению, не совпадают у разных авторов и отличаются от гравиметрических. Последний вывод требует дальнейших исследований.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам за тщательный и конструктивный разбор статьи, который очень помог при переработке статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИНГГ СО РАН “Механизмы воздействия

природных и техногенных факторов на процессы в геосферах по результатам мониторинга естественных геофизических полей” номер FWZZ-2022-0019.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Геза Н.И., Глинский Б.М., Еманов А.Ф. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками / Цибульчик Г.М. (ред.). Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН. Фил. “Гео” изд. 2004. 387 с.
- Арефьев С.С. и др. Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года // Физика Земли. 2006. № 2. С. 23.
- Баранов А.А., Бобров А.М. Строение и свойства коры Архейских кратонов южных материков: сходства и различия // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 636–652.
- Голдобин Д.Н. Разработка методики комплексного определения характеристик гравитационного поля по данным глобальных моделей геопотенциала. Дис. ..., канд. техн. наук. Новосибирск: СГУГиТ. 2019. 201 с.
- Гравиразведка. Справочник геофизика / Е.А. Мудрецова и К.Е. Веселов. (ред.). М.: Недра. 1990. 607 с.
- Грушинский Н.П. Основы гравиметрии. М.: Наука. 1983. 352 с.
- Еманов А.А., Еманов А.Ф., Фатеев А.В., Лескова Е.В. Оценка глубины поверхности Мохо по данным МОВЗ профиля Сайлюгем — Ельцовка. Материалы международного конгресса ГЕОСИБИРЬ. Новосибирск: ИНГГ СО РАН. СГУГиТ. 2017. С. 121–126.
- Есин Е.Н., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А. Пространственные корреляции особенностей рельефа, гравитационного поля и аномалий скоростей сейсмических волн центральной зоны Камчатского региона // Геология и геофизика. 2024. Т. 65. № 2. С. 303–318. DOI: 10.15372/GiG2023165
- Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука. 1983. 415 с.
- Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука. 1982. 93 с.
- Канушин В.Ф., Карпик А.П., Ганагина И.Г., Голдобин Д.Н., Косарева А.М., Косарев Н.С. Исследование современных глобальных моделей гравитационного поля Земли. Монография. Новосибирск: СГУГиТ. 2015. 270 с.
- Канушин В. Ф., Голдобин Д. Н., Кобелева Н. Н. Исследование точности глобальных моделей геопотенциала EGM2008, EIGEN-6C4, GECO, SGG-UGM-1, SGG-UGM-2, XGM2019 на территории Российской Федерации // Вестник СГУГиТ. Т. 28. № 3. 2023. С. 16–22.
- Ладынин А.В. Особенности изостазии горных областей юга Сибири и их связь с глубинным строением и новейшей тектоникой. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск. Институт геологии и геофизики АН СССР. 1970. 190 с.
- Мионов В.С. Курс гравиразведки. Л.: Недра. 1973. 512 с.

Соловьев В.М., Селезнев В.С., Лисейкин А.В., Жемчугова И.В. Земная кора и верхняя мантия Алтае-Саянского региона по данным площадных сейсмологических систем наблюдений // Вестник НЯЦ РК. Вып. 2. Июнь. 2005. С. 101–108.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В. Современные движения земной поверхности Горного Алтая по GPS-наблюдениям [Электронный ресурс] // Geodynamics and Tectonophysics = Геодинамика и тектонофизика: Электронный журнал. 2019. Т. 10. № 1. С. 123–146. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-1-0xxx>

Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука. 1978. 238 с.

Фотиади Э.Э. Региональные геофизические исследования платформенных и складчатых областей России / Конторович А.Э. (ред.). Избранные труды в 2 т. Т. 1. ИНГГ СО РАН. Новосибирск: изд-во “Гео”. 2007. 353 с.

Цибульчик Г.М. О годографах сейсмических волн и строении земной коры Алтае-Саянской области. Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука. 1967. С.159–169.

Analyzing spectral characteristics of the global earth gravity field models obtained from the CHAMP, GRACE and GOCE space missions / A. P. Karpik et al. (eds.) // Gyroscopy and Navigation. 2015. V. 6. № 2. P. 101–108.

Arnautov G.P. Results of international metrological comparison of absolute laser ballistic gravimeters // Avtometriya. 2005. V. 41 (1). P. 126–136.

Golgen Grapher, version 22.1.333 (1 October 2023, 64-bit). <https://www.goldensoftware.com>

Gudmundsson O., Sambridge M. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model // Journal of Geophysical Research. 1998. APRIL 10. V. 103. № B4. P. 7121–7136.

Dziewonski A.D., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet Inter. 1981. V. 25. P. 297–356.

EIGEN-6C: A High-Resolution Global Gravity Combination Model Including GOCE Data [Text] / R. Shako, C. Förste, O. Abrikosov, S. Bruinsma, J. Marty, J. Lemoine, F. Flechtner, H. Neumayer, C. Dahle (eds.). Observation of the System Earth from Space — CHAMP, GRACE, GOCE and future missions. Science Report. 2014. № 20. P. 155–161.

EIGEN-6C4: The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. GFZ Data Services [Electronic resource] / Christoph Förste, Sean L. Bruinsma, Oleg Abrikosov, Jean-Michel Lemoine; Jean Charles Marty, Frank Flechtner, G. Balmino, F. Barthelmes, R. Biancale (eds.). 2014. Mode of access: <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/documents/Foerste-et-al-EIGEN-6C4.pdf>.

Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M. Update on CRUST1.0 -A 1-degree Global Model of Earth's Crust // Geophys. Res. Abstracts. 15. Abstract EGU2013-2658. 2013. <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/rem.html>

Stus Yu., Stizza D., Friderich J., Chartier J.M., Marson I. Results from the fifth international comparison of absolute gravimeters, ICAG'97 // Metrologia. 2001. № 38 (1). P. 71–78.

Gravity Field Models and the Deep Structure of the Altai-Sayan Region and Northwestern Mongolia

V. Yu. Timofeev^{a, *}, A. V. Timofeev^a, D. G. Ardyukov^a, D. N. Goldobin^b, D. A. Nosov^{a, c},
and I. S. Sizikov^{a, c}

^aTrofimuk Institute of Oil and Gas Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russia

^bSiberian State University of Geosystems and Technologies, Novosibirsk, Russia

^cInstitute of Automation and Electrometry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

*e-mail: timofeevvy@ipgg.sbras.ru

Received February 16, 2024; revised June 7, 2024; accepted June 27, 2024

Abstract — An EIGEN-6C4 model for the Altai-Sayan region and northwestern Mongolia constructed using data from satellite gravimetric missions and the results of ground-based measurements with absolute gravimeters and space geodesy receivers is considered. Using the EIGEN-6C4 geopotential (ETOPO1 relief), within the framework of a homogeneous crust model with the involvement of seismic exploration data on the platform part of the study area, an idea was obtained about the changes in the thickness of the earth's crust in central Asia for the territory extending from 56° to 46° north latitude and from 80° to 100° east longitude, covering Gorny Altai, Kuznetsk Alatau, Western Sayan and Eastern Sayan, Tuva Basin, Tarbagatai Ridge (Kazakhstan), Mongolian Altai (PRC, Mongolia), Great Lakes Basin and Khangai Ridge (Mongolia). Research has shown that the depth of the Mohorovičić boundary increases from the northwest to the southeast of the territory from 40 to 55 km. For the mountainous regions in the south (Mongolian Altai, Khangai Range), the maximum crustal thickness was 55 km. For intermountain valleys and depressions (Tuva Basin, Big Lakes Basin) the depth of the Moho surface is within 45–47 km. In the north, in the flat part of the territory, the thickness of the crust is from 40 to 43 km. The differences between models constructed using gravimetric and seismic data are considered.

Keywords: satellite and ground-based gravity data, GABL gravimeter, space geodesy, Bouguer anomalies, free-air anomalies, Moho boundary, Altai-Sayan region, Mongolian Altai