



## CRUSTAL THICKNESS IN THE BAIKAL REGION AND MONGOLIA BASED ON INTERPRETATION OF THE SATELLITE GRAVITY MODEL

V.Yu. Timofeev <sup>1</sup>✉, D.G. Ardyukov <sup>1</sup>, A.V. Timofeev <sup>1</sup>, D.N. Goldobin <sup>2</sup>, M.G. Valitov <sup>3</sup>

<sup>1</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

<sup>2</sup>Siberian State University Geosystems and Technology, 10 Plakhotny St, Novosibirsk 630108, Russia

<sup>3</sup>Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, 43 Baltiyskaya St, Vladivostok 690041, Russia

**ABSTRACT.** The article discusses deep Earth crustal structure in the Baikal region, neighboring territory and Mongolia. The EIGEN-6C4 satellite gravity model-based Moho depth map was drawn for the territory with coordinates 43 to 61° N, 88 to 120° E. Gravity data interpretation was performed using seismic results obtained. The Bouguer EIGEN-6C4 model data interpretation was performed within the two-layer crust – mantle model with density difference  $0.5 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ . According to interpretation, Moho depth of the West Siberian Plate and Siberian Platform was estimated at 40–45 km with slight lateral variations, The depth decreases to 34–38 km near the Baikal basins. Strong lateral variations in Moho depth were obtained in mountainous areas south of the boundary going along the Main Sayan fault. The crustal thickness reaches 55–60 km in the area of active orogens (Mongolian Altai, Gobi Altai, Hangai) and decreases to 45 km in the Great Lakes Basin. The Stanovoi Range, Gobi Desert and Big Hingan have Moho depths ranging from 45 to 50 km. The south-westernmost part of the territory near Dzungaria, Tien Shan and Tuffan basin show the maximum drop of Moho from a depth of 40 km to 70 km. The Moho depth estimation error is from 2 to 4 km. The depths obtained for the Central Siberian Plateau and the Baikal basins generally correspond to the seismic data. The ground-based gravity data estimations do not contradict our results. The height anomalies of the quasigeoid model for the EIGEN-6C4 geopotential model relative to the WGS84 ellipsoid are found on the northwestern boundary of the Amur plate. The northern boundary of the Amur plate is clearly defined in the lateral distribution of the Bouguer anomalies and crustal thickness.

**KEYWORDS:** satellite gravity models; Bouguer anomalies; Moho; Mongolian Altai; Gobi Altai; Baikal rift; Siberian Platform

**FUNDING:** The study was carried out on the state assignment of the IPGG SB RAS (research topic No. FWZZ-2026-0051).



EDN: AVLTX

### RESEARCH ARTICLE

**Correspondence:** Vladimir Yu. Timofeev, [timofeevvy@ipgg.sbras.ru](mailto:timofeevvy@ipgg.sbras.ru)

Received: February 10, 2026

Revised: May 12, 2026

Accepted: May 14, 2026

**FOR CITATION:** Timofeev V.Yu., Apdyukov D.G., Timofeev D.N., Valitov M.G., 2026. Crustal Thickness in the Baikal Region and Mongolia Based on Interpretation of the Satellite Gravity Model. *Geodynamics & Tectonophysics* 17 (3), 0891. doi:10.5800/GT-2026-17-3-0891

## МОЩНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА И МОНГОЛИИ НА ОСНОВЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СПУТНИКОВОЙ МОДЕЛИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

В.Ю. Тимофеев<sup>1</sup>, Д.Г. Ардюков<sup>1</sup>, А.В. Тимофеев<sup>1</sup>, Д.Н. Голдобин<sup>2</sup>, М.Г. Валитов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup>Сибирский государственный университет геосистем и технологий, 630108, Новосибирск, ул. Плахотного, 10, Россия

<sup>3</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43, Россия

**АННОТАЦИЯ.** Для Байкальского региона, его окружения и Монголии рассмотрено глубинное строение земной коры. Карта положения границы Мохо построена по гравиметрической спутниковой модели EIGEN-6C4 для территории от 43 до 61° с.ш. и от 88 до 120° в.д. При интерпретации гравиметрических материалов использованы известные сейсмические данные. Интерпретация данных модели EIGEN-6C4 в редукции Буге выполнена в рамках двухслойной модели кора – мантия при разности плотности  $0.5 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. В результате для Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы граница Мохо находится на глубине 40–45 км при слабых латеральных вариациях. В области байкальских впадин глубина уменьшается до 34–38 км. Южнее границы по Главному Саянскому разлому в горных районах получены значительные латеральные вариации глубины поверхности Мохо. В областях активного горообразования (Монгольский Алтай, Гоби-Алтай, Хангай) мощность коры достигает 55–60 км. Для Котловины Больших Озер мощность уменьшается до 45 км. Становое нагорье, пустыня Гоби и Большой Хинган отличаются глубиной от 45 до 50 км. На крайнем юго-западе территории в районе Джунгарии, Тянь-Шаня и Турфанской впадины наблюдаются максимальные перепады глубины Мохо (от 40 до 70 км). Ошибка определения глубины поверхности Мохо составляет от 2 до 4 км. Полученные оценки для Среднесибирского плоскогорья и байкальских впадин в целом соответствуют сейсмическим данным. Оценки, сделанные гравиметрическим методом по наземным данным, не противоречат нашим результатам. Аномальное поведение высоты квазигеоида, полученного для геопотенциала EIGEN-6C4, относительно эллипсоида WGS84 отмечено на северо-западной границе Амурской плиты. Северная граница плиты четко проявляется в латеральном распределении аномалий Буге и мощности коры.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** гравиметрические спутниковые модели; аномалии Буге; граница Мохо; Монгольский Алтай; Гоби-Алтай; Байкальский рифт; Сибирская платформа

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Исследование проведено в рамках госзадания ИНГГ СО РАН (тема НИР № FWZZ-2026-0051).

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Территория Байкальского региона и Монголии является частью Монголо-Сибирской горной страны. В кайнозой здесь отмечено интенсивное внутриконтинентальное горообразование, охватившее как области сжатия (Алтае-Саянская область, Западная и Центральная Монголия), так и область растяжения (Байкальская рифтовая зона) литосферы [Tapponnier, Molnar, 1979; Sklyarov et al., 1996; Logachev, 2003; Dobretsov et al., 2021]. Монголо-Байкальский регион является объектом активного комплексного изучения в области тектоники и геологической эволюции [Zonenshain, Savostin, 1981; Dobretsov et al., 1996; Zorin, 1999; Rasskasov et al., 2002], глубинного строения [Puzyrev, 1981; Zorin et al., 1982; Petit et al., 1997; Suvorov et al., 2002; Pavlenkova et al., 2002; Pavlenkova et al., 2016], современной кинематики [Sankov et al., 2009, 2014] и сейсмичности [New Catalog..., 1977; Dzhurik et al., 2009; Demberel, 2017]. Имеется две точки зрения на его геологическую эволюцию – как эффект внедрения Ин-

дийской тектонической плиты в Евразийскую и как результат глубинных мантийных процессов [Molnar, Tapponnier, 1975; Logatchev, Zorin, 1992; Petit, Déverchère, 2006]. В последние десятилетия появились новые оригинальные данные спутниковых гравиметрических миссий и новые модели гравитационного потенциала Земли, что расширяет возможности для исследований. Гравитационные модели, построенные по спутниковым данным, широко используются для изучения глубинной структуры Земли, в частности структуры земной коры. Гравиметрические данные необходимо дополнять сейсмическими результатами, так как эффект притяжения различных объектов трудно разделить. Спутниковые миссии проводят наблюдения на регулярной сети, охватывающей всю территорию Земли, в отличие от сейсмических измерений, выполняемых в основном по отдельным профилям. При интерпретации гравиметрических данных остается вопрос о вертикальном и горизонтальном распределении плотности в земной коре. При изучении глубинного строения

одной из известных задач гравиметрии является определение положения границы между земной корой и мантией, поверхности Мохоровичича (Мохо). Задача нашей работы, опираясь на современные возможности спутниковых методов исследования, построить модель положения границы Мохо для Монголо-Байкальского региона, простирающегося от Тянь-Шаня и пустыни Гоби на юге до Среднесибирского плоскогорья на севере и от Алтайских гор на западе до Станового нагорья и отрогов Хингана на востоке (рис. 1).

## 2. СПУТНИКОВЫЕ МИССИИ МОДЕЛИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Современная эпоха спутниковых гравиметрических миссий стартовала с космодрома Плесецк в начале двухтысячных годов. С появлением новых результатов, полученных на высоте 260–500 км, определены гармонические коэффициенты геопотенциала высокой степени. По комбинации спутниковых и наземных данных в последние десятилетия созданы новые модели геопотенциала Земли (табл. 1) [Kanushin et al., 2015, 2023; Goldobin et al., 2015; Goldobin, 2019; Shako et al., 2014; Förste et al., 2014; Zingerle et al., 2020].

Для высокостепенных моделей геопотенциала (степень от 2000 до 5000) пространственное разрешение составляет от 4 до 9 км. Оно зависит от максимальной степени разложения потенциала. Известная модель

EGM2008, созданная в 2008 г., часто является основой для дальнейших построений глобального гравитационного поля Земли (табл. 1). Например, мировая гравитационная карта аномалий Буге (WGM2012) создана с использованием гравитационных моделей EGM2008 и DTU10 с разрешением  $1' \times 1'$  и модели рельефа ETOPO1 [Bonvalot et al., 2012].

На карте (рис. 2) отрицательная аномалия Буге простирается по территории Южной Азии на ССВ от границы контакта Евразийской и Индийской тектонических плит Земли до Сибирской платформы. Аномальное поле в высокогорных районах свидетельствует о мощной коре, отличающейся от среднего значения для континентов. Пространственное разрешение модели EGM2008 в 11 км ограничено максимальным порядком сферической гармоники  $n=1845$ . Тестирование моделей геопотенциала Земли проводилось в Сибирском государственном университете геосистем и технологий (СГУГиТ) [Kanushin et al., 2015; Goldobin, 2019] с использованием данных 27 наземных гравиметрических пунктов, расположенных на территории Новосибирской области. В результате тестирования получено минимальное расхождение (3.4 мГал) модельных и наземных данных для модели EIGEN-6C4. Для остальных высокостепенных моделей отклонения составили от 4 до 9 мГал. Разрешающая способность модели EIGEN-6C4 ограничена максимальным порядком

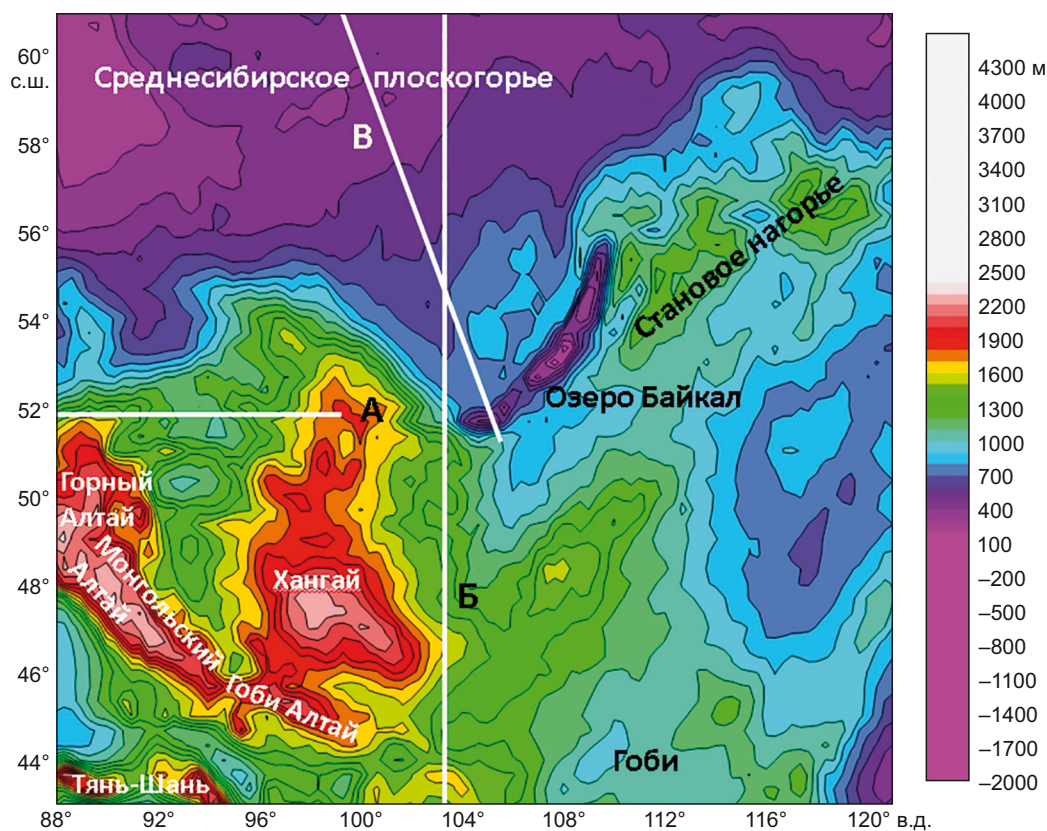


Рис. 1. Модель рельефа исследуемой территории (EARTH-2014), использованная при гравиметрических построениях. А, Б, В – профили.

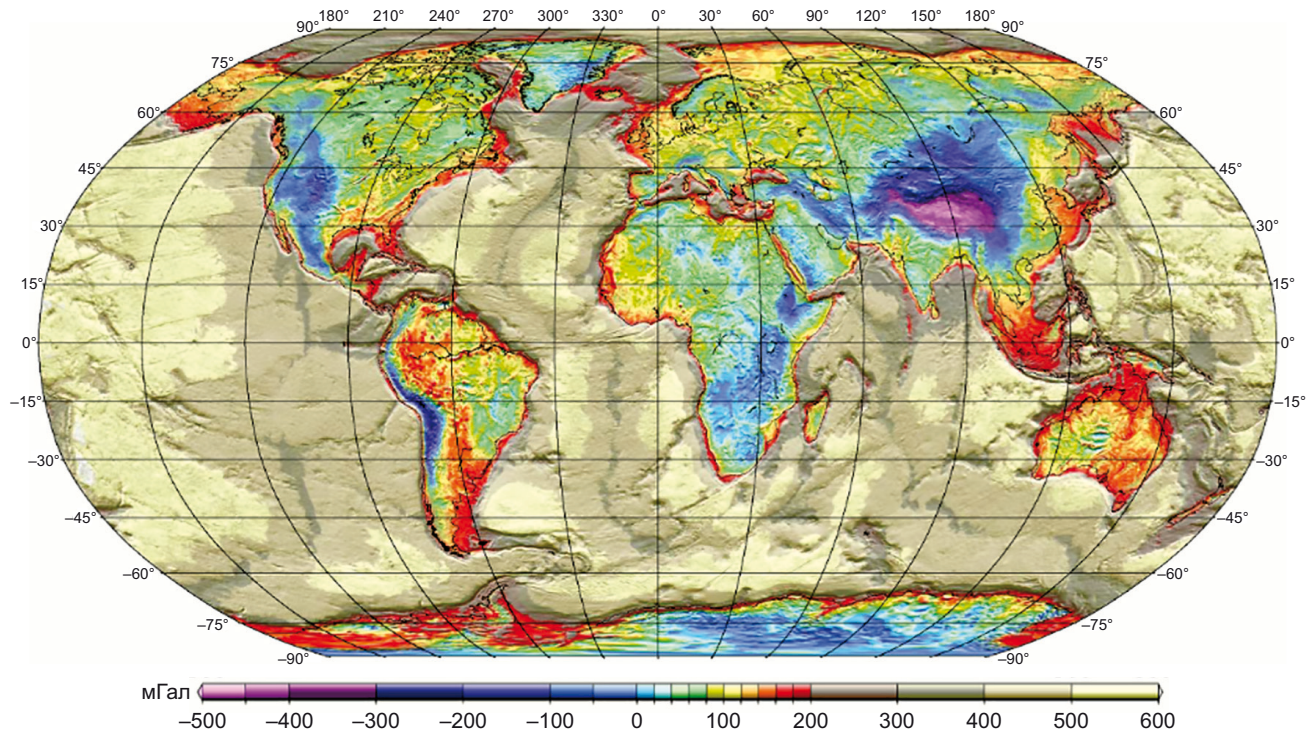
Fig. 1. Relief model of the studied area (EARTH-2014), used for gravimetric modeling. A, B, B – profiles.

**Таблица 1.** Модели глобального геопотенциала, составленные по комплексу данных  
**Table 1.** Complex-data global geopotential models

№	Модель	Год создания	Степень разложения геопотенциала	Исходные данные, методы
1	EGM2008	2008	1845	A, G, S (GRACE)
2	EIGEN-5C	2008	360	A, G, S (GRACE), S (Lageos)
3	GGM04C	2009	360	A, G, S (GRACE)
4	EIGEN-51C	2010	359	A, G, S (CHAMP), S (GRACE)
5	EIGEN-6C	2011	1420	A, G, S, (GOCE), S (GRACE), S (Lageos)
6	GIF48	2011	360	A, G, S (GRACE)
7	EIGEN-6C2	2012	1949	A, G, S (GOCE), S (GRACE), S (Lageos)
8	GAO2012	2012	360	A, G, S (GOCE), S (GRACE)
9	EIGEN-6C3stat	2014	1949	A, G, S (GOCE), S (GRACE), S (Lageos)
10	EIGEN-6C4	2014	2190	A, G, S (GOCE), S (GRACE), S (Lageos)
11	GECO	2015	2190	EGM2008, S (GOCE)
12	GOM05C	2015	360	A, G, S (GOCE), S (GRACE)
13	GOCO05C	2016	720	A, G, S
14	XOM2016	2017	719	A, G, S (GOCO05S)
15	SGG-UGM-1	2018	2159	EGM 2008, S (GOCE)
16	XGM2019e	2019	5540	A, G, S (GOCO06s), T
17	XGM2019e_2190	2019	2190	A, G, S (GOCO06s), T
18	XGM2019	2019	760	A, G, S (GOCO06s)
19	SGG-UGM-2	2020	2190	A, EGM 2008, S (GOCE), S (Grace)
20	GOCO2025s	2025	300	S (GOCE, GRACE, Lageos, (Champ)

Примечание. S – данные спутниковые гравиметрических миссий, G – данные наземных гравиметрических измерений, A – данные альтиметрических измерений, T – топография.

Note. S – satellite gravity missions; G – ground-based gravity measurements; A – altimetric data; T – topography.



**Рис. 2.** Карта распределения аномалий Буге по поверхности Земли по модели WGM2012 [Bonvalot et al., 2012].

**Fig. 2.** Map of the Bouguer anomalies over the Earth's surface according to the WGM2012 model [Bonvalot et al., 2012].

сферической гармонике  $n=2190$ , что соответствует заявленному разработчиками пространственному разрешению 9 км. Модель сформирована из комбинации лазерных траекторных наблюдений спутников Lageos за период с 1985 по 2010 г. – гармонические коэффициенты геопотенциала степени от 2 до 30; данных спутников GRACE за период с 2003 по 2012 г. – коэффициенты геопотенциала степени от 2 до 130; данных GOCE-SGG, включая компоненты градиента силы тяжести  $T_{xx}$ ,  $T_{yy}$ ,  $T_{zz}$  и  $T_{xz}$  – коэффициенты до степени 235, а далее имеющиеся материалы расширяют ряд гармонических коэффициентов до степени 370 по модели океанического геоида DTU12 и высот геоида EGM-2008, при этом модель EIGEN-6C3stat была использована для полярных областей. Для модели EIGEN-6C4 аномалии гравитационного поля определяются с точностью порядка 1 мГал, а измерение формы земного геоида проводится с точностью 1–2 см.

Для вычисления нормального поля силы тяжести, с изменениями за широту, использована формула Сомильяна с коэффициентами Гельмерта и Международного геофизического союза. Еще одно сравнение моделей проводилось по высотам квазигеоида. Оценка точности определения высот квазигеоида по модели геопотенциала EIGEN-6C4 проводилась на территории Новосибирской области на 190 пунктах с нормальными высотами, определенными геометрическим нивелированием 1–4-го классов. Здесь же проведены спутниковые координатные измерения геодезических высот со среднеквадратической погрешностью 1.8 см. Как показали исследования, стандартные отклонения для разностей между восстановленными и наземными значениями высот квазигеоида, полученными в Новосибирской области, из списка (табл. 1) оказались минимальными для модели EIGEN-6C4:  $\pm 7.7$  см (рис. 3).

По результатам гравиметрических исследований на 48 пунктах центральной части России, юга Сиби-

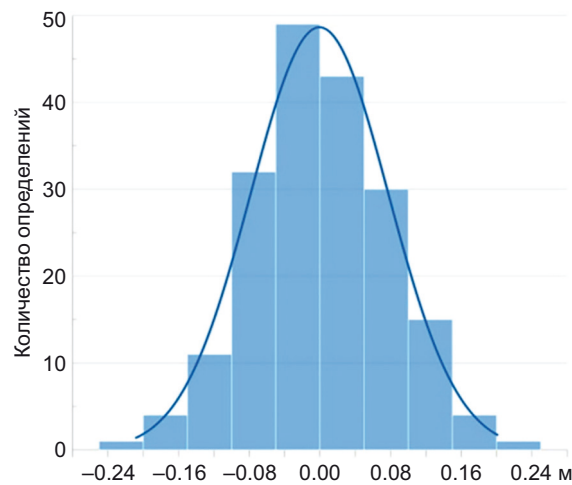
ри и Дальнего Востока для модели EIGEN-6C4 получено отклонение 5.2 мГал, что оказалось также лучшим результатом [Kanushin et al., 2023]. По данным, полученным с помощью абсолютного гравиметра ГАБЛ и двухчастотных приемников космической геодезии TRIMBLE на пяти пунктах Алтае-Саянской области, отклонение составило  $3.6 \pm 2.9$  мГал [Timofeev et al., 2023, 2025]. Технология работы соответствовала Инструкции для гравиметрических пунктов 1-го класса. Те же методы использованы при измерениях на трех пунктах Байкальского региона, где получено отклонение в 5.8 мГал, что связано с точечным характером определений (табл. 2). В итоге модель EIGEN-6C4 выбрана для дальнейших исследований.

При создании карт гравитационных аномалий учитываются глобальные модели рельефа. В исследованиях последних лет используются модели рельефа

**Таблица 2.** Разности значений аномалий Буге по модели EIGEN-6C4 и наблюдаемых значений на Сибирской платформе (IRKT – пункт Иркутск), на ее краю (LIST – пункт Листвянка на берегу оз. Байкал) и в зоне Байкальского рифта (TALY – пункт Талая)

**Table 2.** Differences in Bouguer anomaly values from the EIGEN-6C4 model and those observed on the Siberian Platform (IRKT – Irkutsk), at its edge (LIST – Listvianka on the coast of the Baikal) and in the Baikal rift zone (TALY – Talaya).

Пункт	Координаты		Высота, м	Отклонение, мГал
	с.ш.	в.д.		
IRKT	52.22°	104.32°	501	+2.5
LIST	51.85°	104.89°	622	+6.4
TALY	51.68°	103.64°	552	-8.7
Среднее отклонение по абсолютной величине и среднеквадратическое отклонение				15.8±1.3



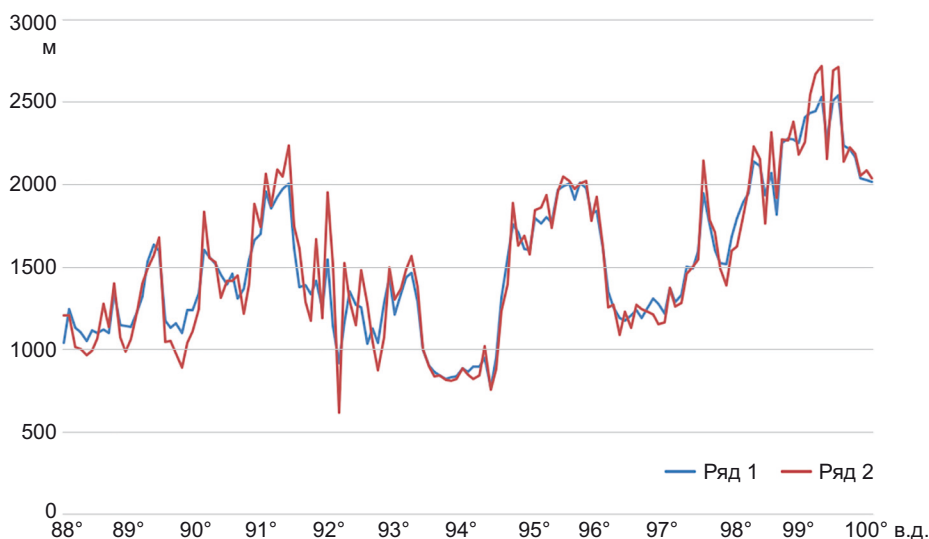
**Рис. 3.** Гистограмма и статистические параметры распределения погрешностей разности между высотами квазигеоида, полученными в Новосибирской области.

**Fig. 3.** Histogram and statistical parameters of the distribution of errors in quasigeoid height differences, obtained in the Novosibirsk region.

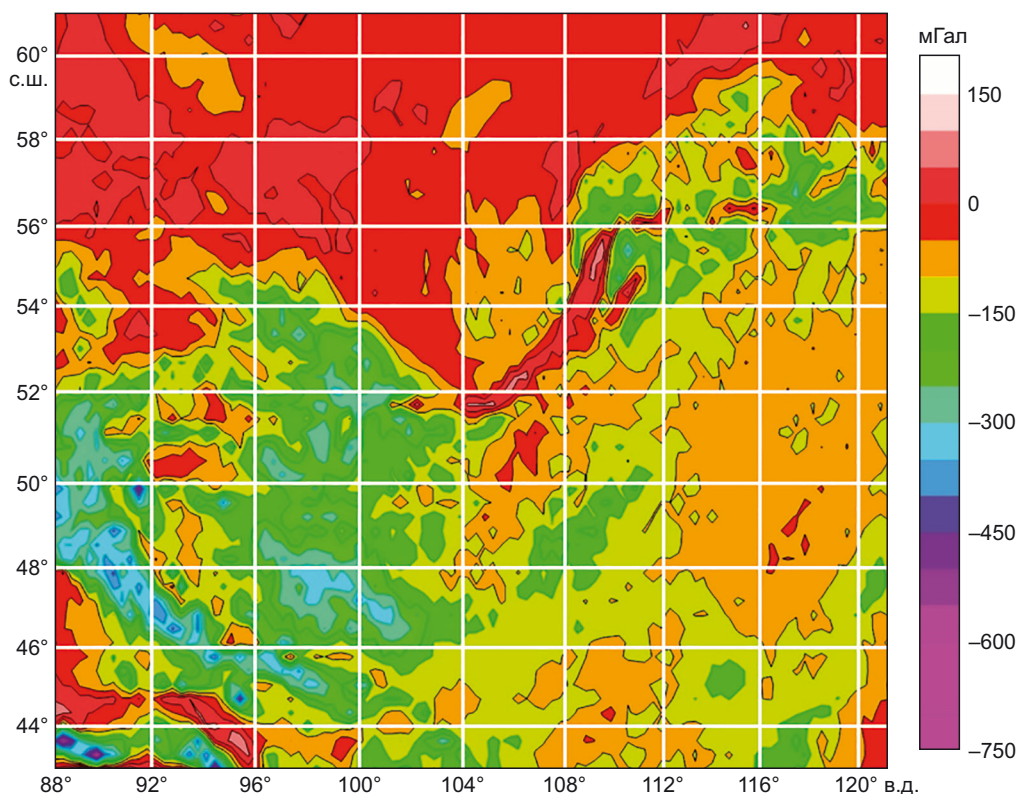
ЕТОР01 и Earth2014 [Hirt, Rexer, 2015]. Карта рельефа по модели Earth2014 приведена на рис. 1. Юго-западную часть территории занимают высокогорные области (высота от 500 до 4000 м), северную – Среднесибирское плоскогорье (200–500 м). Особенности моделей ЕТОР01 и Earth2014 представлены на профиле А (см. рис. 1; рис. 4), выполненном по 52° с.ш., 88–100° в.д. При осреднении разность в высоте может достигать

10 м. На основе гравиметрической модели EIGEN-6C4 (высота по модели Earth2014) получены значения и построена карта аномалии Буге (рис. 5).

Для расчетов выбрана плотность промежуточного слоя  $2.67 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ , а для воды в озерах плотность  $1.0 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ . На карте отрицательные аномалии выше 200 мГал получены в высокогорных областях, где нагрузка крупных форм рельефа вызывает прогиб земной



**Рис. 4.** Высота рельефа по профилю А (см. рис. 1) по моделям Earth2014 (ряд 1) и ЕТОР01 (ряд 2) по 52° с.ш., 88–100° в.д.  
**Fig. 4.** Relief height along profile A (see Fig. 1) according to the Earth2014 (row 1) and ETOPO1 (row 2) models at 52° N, 88–100° E.

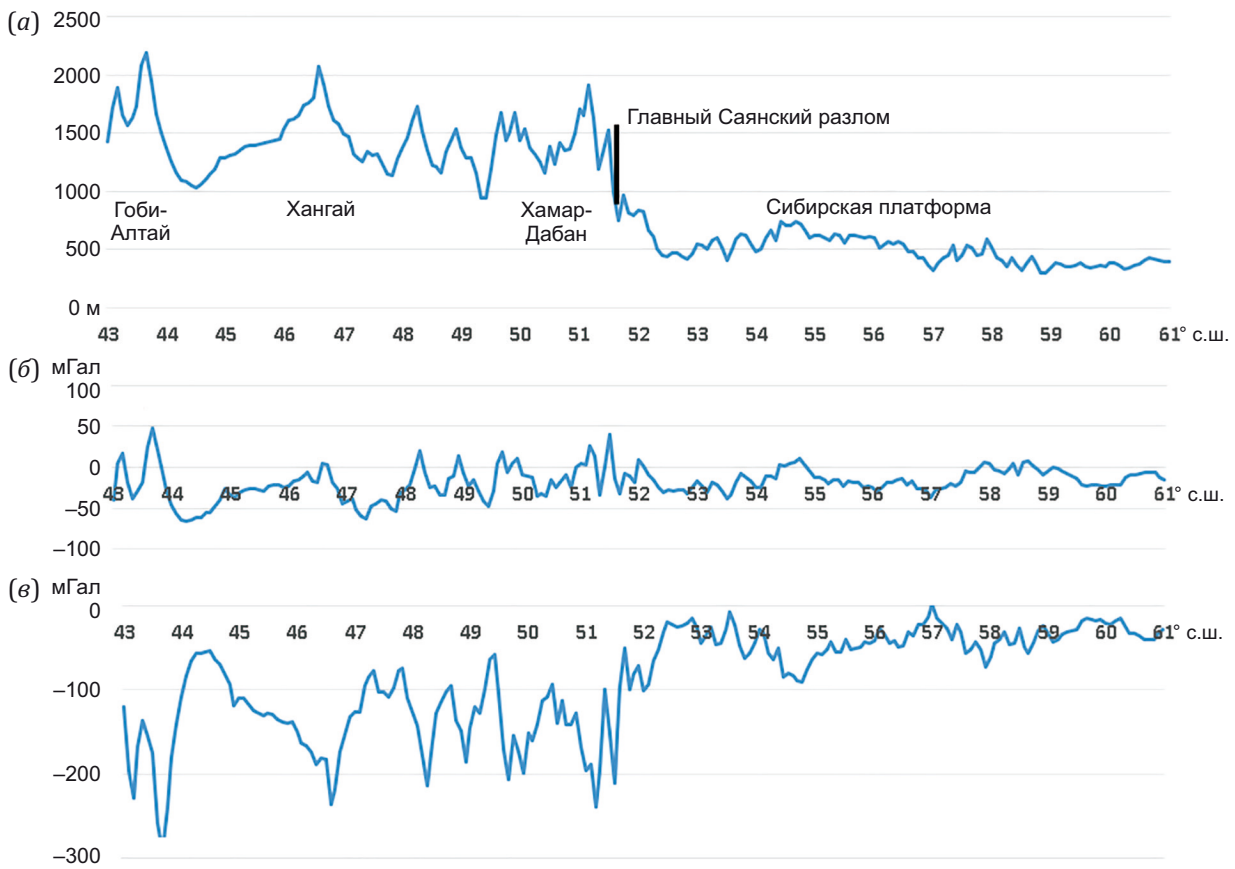


**Рис. 5.** Карта аномалий Буге (модель EIGEN-6C4).  
**Fig. 5.** Bouguer anomaly map (EIGEN-6C4 model).

коры. Небольшие формы не отличаются значительными аномалиями Буге. На карте хорошо проявляется аномалия, связанная со строением земной коры в районе оз. Байкал (рис. 5). На рис. 6 приведены данные по профилю длиной 2000 км, протянувшегося по 103.625° в.д., 43–61° с.ш. В Байкальском регионе профиль проходит через горную перемычку между Южно-Байкальской и Тункинской впадинами. На графиках рельефа и аномалии Буге отражается граница между горными областями юга и Сибирской платформой. Граница – это Главный Саянский разлом, разделяющий территорию платформы и Байкальского рифта.

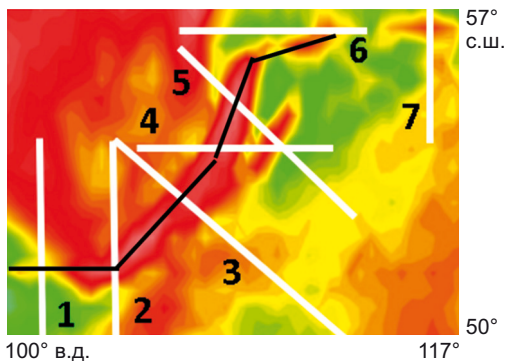
Впадины Байкальской системы проявляются положительными аномалиями Буге от 20 до 100 мГал, резко отличающимися от горного окружения с отрицательными значениями до –300 мГал (рис. 7, 8, 9). Максимальные положительные значения получены для Южно-Байкальской котловины (профиль 2 на рис. 7, 8).

Впадины в южной части оз. Байкал по данным сейсмического профилирования могут быть на 6 км заполнены осадками. С учетом слоя воды (аномалия Буге представлена на нулевой поверхности, плотность воды  $1 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ ) и слоя осадков (уменьшение плотности на  $0.2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$  по сравнению с обычным вертикальным



**Рис. 6.** Профиль Б (см. рис. 1), 103.625° в.д., 43–61° с.ш. (а) – рельеф, м; (б) – аномалия в свободном воздухе, мГал; (в) – аномалия Буге, мГал. Главный Саянский разлом выделяется на широте 51.8°.

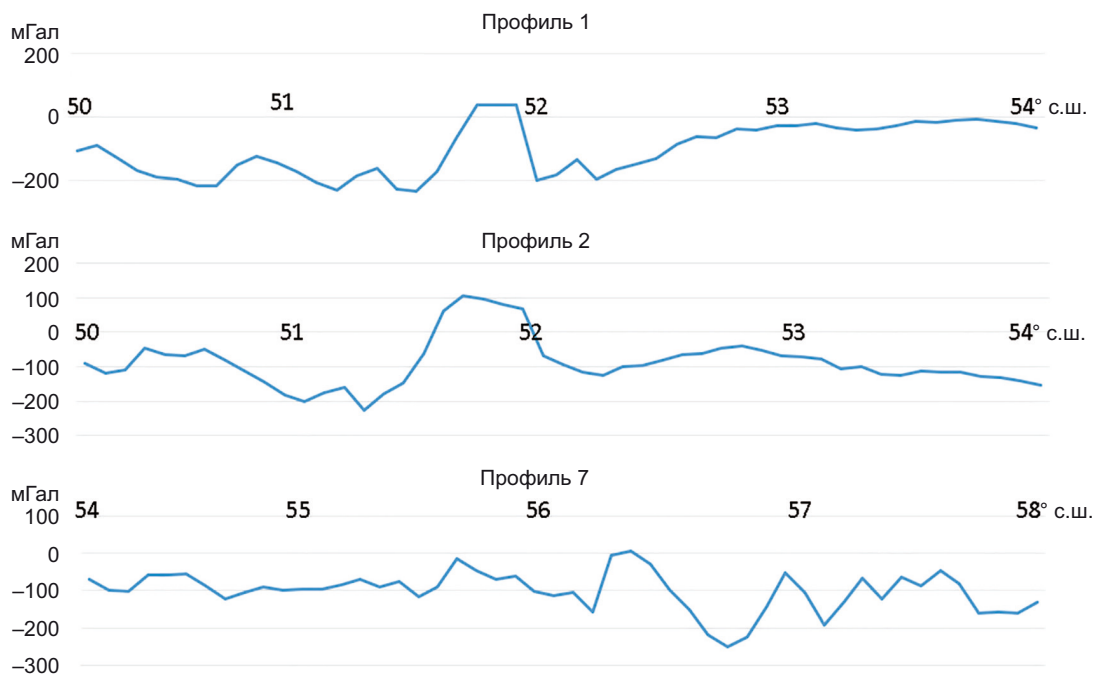
**Fig. 6.** Profile Б (see Fig. 1) at 103.625° E, 43–61° N. (a) – relief, m; (б) – free air anomaly, mGal; (в) – Bouguer anomaly, mGal. The Main Sayan fault is located at a latitude of 51.8°.



**Рис. 7.** Положение профилей, пересекающих впадины Байкальской системы (белые).

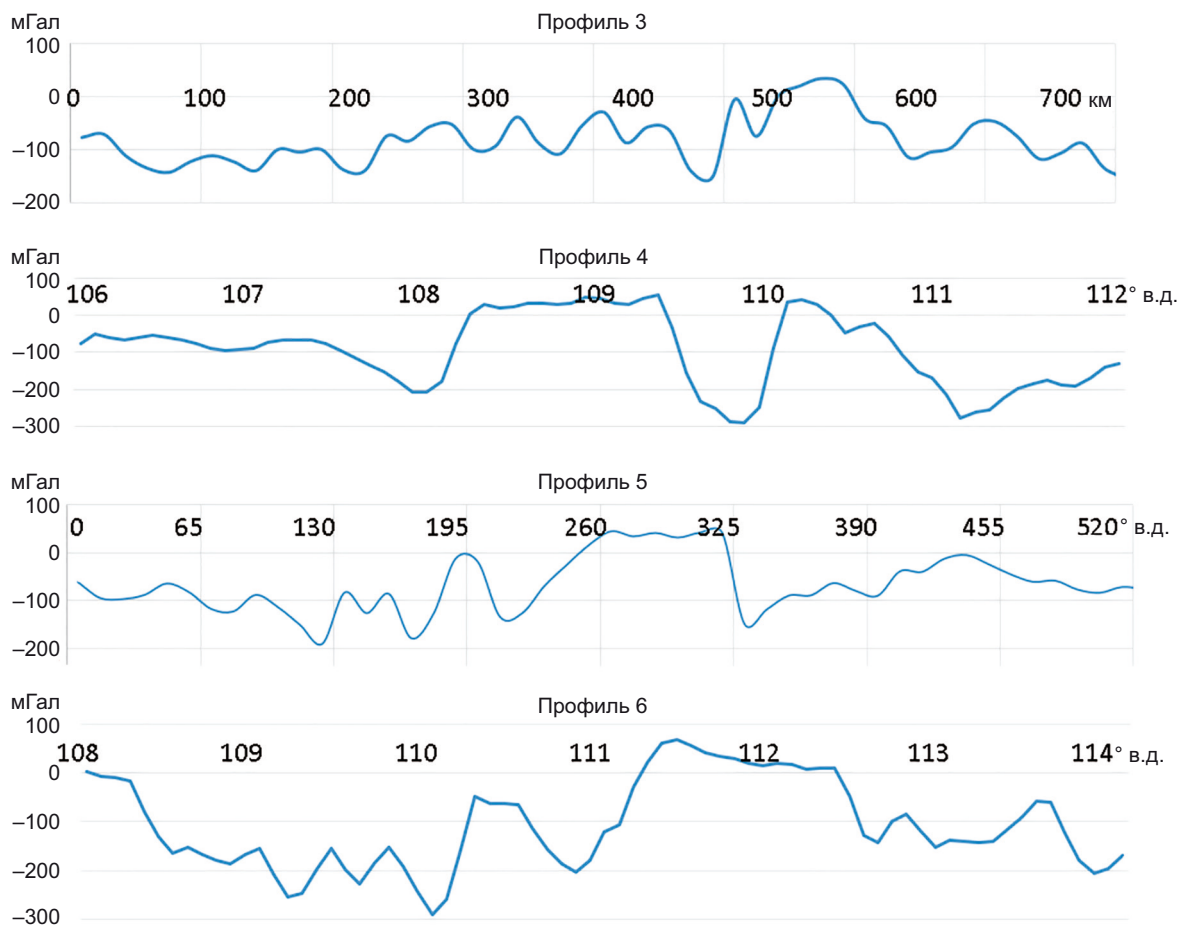
Профиль по оси впадин показан черным цветом, от точки с координатами 51.79° с.ш. и 100° в.д. до точки 51.79° с.ш. и 105.79° в.д., далее до точки 54.04° с.ш. и 109.04° в.д., далее до точки 55.70° с.ш. и 109.62° в.д. и далее до точки 56.04° с.ш. и 111.29° в.д.).

**Fig. 7.** Location of profiles crossing the Baikal basins (white). The profile along the basin axes is shown in black, from the point with coordinates 51.79° N, 100° E to the point 51.79° N, 105.79° E, further to the point 54.04° N, 109.04° E, further to 55.70° N, 109.62° E, and further to 56.04° N, 111.29° E.



**Рис. 8.** Вариации аномалии Буге по меридианным профилям 1, 2 и 7, пересекающим Тункинскую впадину (1), Южно-Байкальскую впадину (2) и Северо-Муйскую впадину (7). Положение профилей представлено на рис. 7.

**Fig. 8.** Bouguer anomaly variations along meridian profiles 1, 2, and 7 across the Tunka basin (1), South Baikal basin (2), and North Muya basin (7). The location of the profiles is shown in Fig. 7.



**Рис. 9.** Вариации аномалии Буге по профилям 3, 4, 5 и 6, пересекающим оз. Байкал и Нижнеангарскую впадину (см. рис. 7).

**Fig. 9.** Bouguer anomaly variations along profiles 3, 4, 5 and 6, crossing Lake Baikal and the Lower Angara basin (see Fig. 7).

распределением) из решения прямой задачи получаем оценку влияния осадков 50 мГал [Mironov, 1973].

Известно, что гравиметрическая модель GOCE (подобная модели WGM2012, см. рис. 2) с максимальной степенью разложения 240 и разрешением 81 км [Drinkwater et al., 2003; Pail et al., 2011] использована в работе [Pavlenkova et al., 2016] для сравнения с данными глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В рамках модели GOCE Сибирская платформа выделяется мозаичными аномалиями от -10 до -60 мГал, что соответствует данным по EIGEN-6C4 (см. рис. 5, 6). В общем случае на континентах аномалии Буге конформны положению поверхности Мохо. Известно линейное соотношение между мощностью коры  $M$  и значением аномалии Буге  $Ag_B$ :  $M = Mo + K \cdot Ag_B$ , [Grushinsky, 1983; Mudretsova, Veselov, 1990]. При использовании двухслойной модели (кора и мантия) важно определить латеральное изменение величины скачка плотности на границе.

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫЧИСЛЕНИЯ ПОЛОЖЕНИЯ ГРАНИЦЫ МОХО

Известна классическая задача гравиразведки о контактной поверхности, разделяющей два слоя с различной плотностью [Mironov, 1973; Mudretsova, Veselov, 1990]. Для решения обычно используют различные предположения о положении контактной поверхности. Так, при построении модели GEMMA положение границы Мохо определяется как неровность поверхности относительно базовой сферы и отклонение поверхности Мохо -  $D(\theta, \lambda)$  можно записать как [Reguzzoni et al., 2013; Reguzzoni, Sampietro, 2015]:

$$D(\theta, \lambda) = \underline{D} - \delta R(\theta, \lambda), \tag{1}$$

где  $\underline{D}$  - глубина до сферы (референц-сферы)  $\delta R(\theta, \lambda)$  - вариации поверхности Мохо. Редукция включает линейное изменение плотности с глубиной.

При построениях модели GEMMA принято значение глубины  $D=50$  км, с данными о положении границы Мохо согласно сейсмологической модели CRUST2.0 (плановое разрешение  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ , вертикальное 1 км), дополнительно использована информация по спутниковой гравиметрической миссии GOCE. Различные вертикальные распределения плотности авторами работ [Reguzzoni et al., 2013; Reguzzoni, Sampietro, 2015; Sampietro, 2016] определяются для восьми различных геологических провинций Земли с учетом границ тектонических плит, рассматриваются пять различных вертикальных распределений плотности с глубиной (постоянная плотность для океанической коры и океанических рифтов и три распределения с линейным увеличением плотности с глубиной). На рис. 10 показаны модели с различными распределениями плотности [Reguzzoni et al., 2013; Reguzzoni, Sampietro, 2015].

Таким образом, имея данные о положении границы Мохо на отдельном участке и карту гравитационных аномалий, задачу о контактной поверхности можно решить [Mironov, 1973; Mudretsova, Veselov, 1990]. Для глубины поверхности Мохо используем известное соотношение:

$$z = z_0 + (\Delta g - \Delta g_0) / (2\pi \cdot G \cdot \Delta \sigma), \tag{2}$$

где  $\Delta g_0$  и  $\Delta g$  - аномалии Буге над опорной точкой и точкой, лежащей на глубине  $z$ ;  $\Delta \sigma$  - разность плотностей слоев (коры и верхней мантии),  $z_0$  и  $z$  - глубина залегания поверхности раздела на опорной точке и на определяемой точке.

В качестве опорных материалов используем данные ГСЗ, полученные на Сибирской платформе. Сейсмические исследования выполнены с использованием мирных ядерных взрывов по профилю РИФТ [Pavlenkova et al., 2002]. Рассмотрим южную часть профиля (В), положение которого приведено на рис. 1. В самой

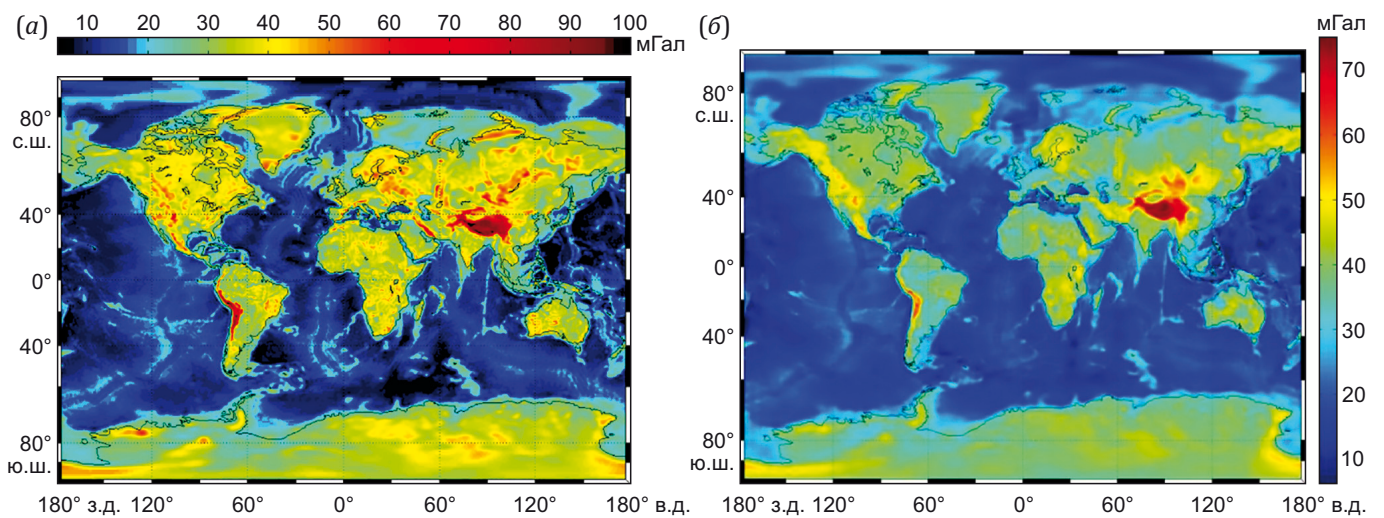


Рис. 10. Распределение границы Мохо для модели GEMMA1.0 (а) и GEMMA2012C (б) по [Reguzzoni et al., 2013; Reguzzoni, Sampietro, 2015].

Fig. 10. Moho distribution for the GEMMA1.0 (a) and GEMMA2012C (б) models after [Reguzzoni et al., 2013; Reguzzoni, Sampietro, 2015].

юго-западной его части от точки с координатами 58° с.ш. и 102° в.д. до точки 54° с.ш. и 104° в.д., средняя глубина поверхности Мохо составляет 42 км. Среднее значение аномалии Буге по модели EIGEN-6C4 здесь составляет – 40 мГал (см. рис. 4, 5; рис. 11). В двухслойной модели важно правильно определить изменение плотности в слоях. В известной модели PREM для континентальной модели Земли [Dziewonski, Anderson, 1981] предполагается плотность  $\sigma_1=2.92 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> на глубине 35 км, далее  $\sigma_1=2.72 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> на 20 км и вблизи земной поверхности  $\sigma_1=2.32 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Таким образом, средняя плотность коры составит  $\sigma_1=2.64 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Если плотность верхней мантии  $\sigma_2=3.32 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, то для разности  $\Delta\sigma$  имеем  $0.68 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Если средняя плотность коры  $2.82 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>  $((2.72+2.92)/2)$ , то  $\Delta\sigma=0.5 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. При изменении плотности на границе от  $2.9 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> (кора) и до  $3.4 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> (мантия) контраст составит  $\Delta\sigma=0.5 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, а при значениях  $3.0 \cdot 10^3$  и  $3.3 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> изменение равно  $\Delta\sigma=0.3 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>.

Изменение положения границы Мохо при разных значениях скачка плотности слоев представлено на рис. 12. Можно заметить, что уменьшение величины разности плотностей приводит к увеличению глуби-

ны. Для «спокойного» рельефа (высота 100–500 м) отличия между тремя вариантами минимальны (1–2 км), а в горных районах отклонения достигают 8 км (высота до 2000 м). При разности 0.5 г/см<sup>3</sup> вдоль профиля Б (рис. 13) с севера на юг глубина меняется от 42 км на Сибирской платформе до 50–56 км в горной части профиля (Хамар-Дабан, Хангай и Гоби-Алтай). Расчеты глубины поверхности Мохо, представленные на рис. 13, выполнены от физической поверхности Земли, как и при построении сейсмических профилей. Оценку ошибки построения можно получить из анализа высокочастотных вариаций кривой Буге (см. рис. 6). При разности плотности 0.5 г/см<sup>3</sup> ошибка составляет 3.3 км. Отметим, что приведенные параметры плотности, соответствующие модели PREM для континентальной коры, использованы в работе [Pavlenkova et al., 2016]. Ошибка сейсмических определений согласно работе [Solovyev et al., 2023] составляет 3 % от мощности или 1–2 км.

Для оценки наших результатов сравним их с данными сейсмических исследований, выполненных методом обменных волн землетрясений (МОВЗ по профилю «Сайлюгем – Ельцовка» [Emanov et al., 2017].

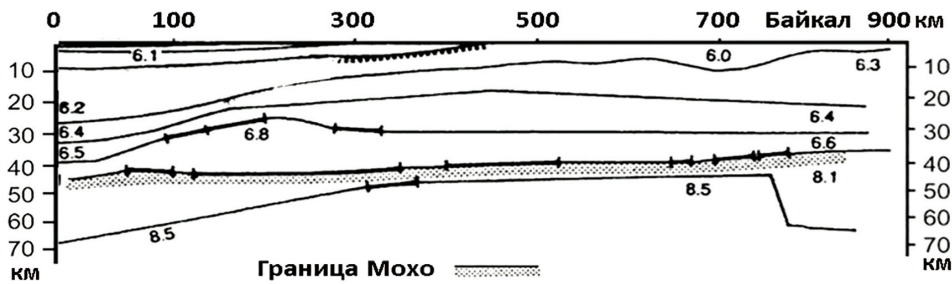


Рис. 11. 2D скоростная модель, построенная по данным юго-восточной части профиля ГСЗ «РИФТ» [Pavlenkova et al., 2002].

Fig. 11. 2D velocity model based on the data from the southeastern part of the «РИФТ» DSS profile [Pavlenkova et al., 2002].

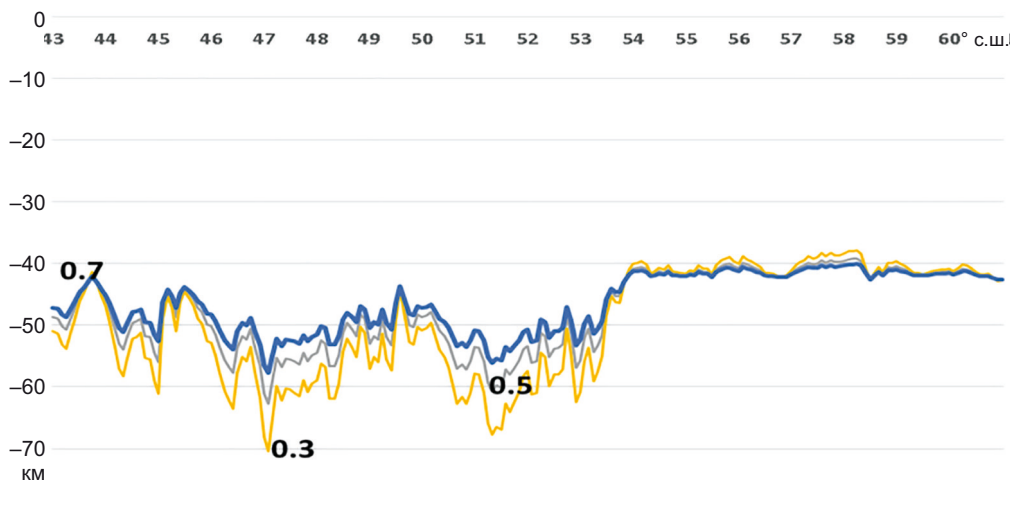
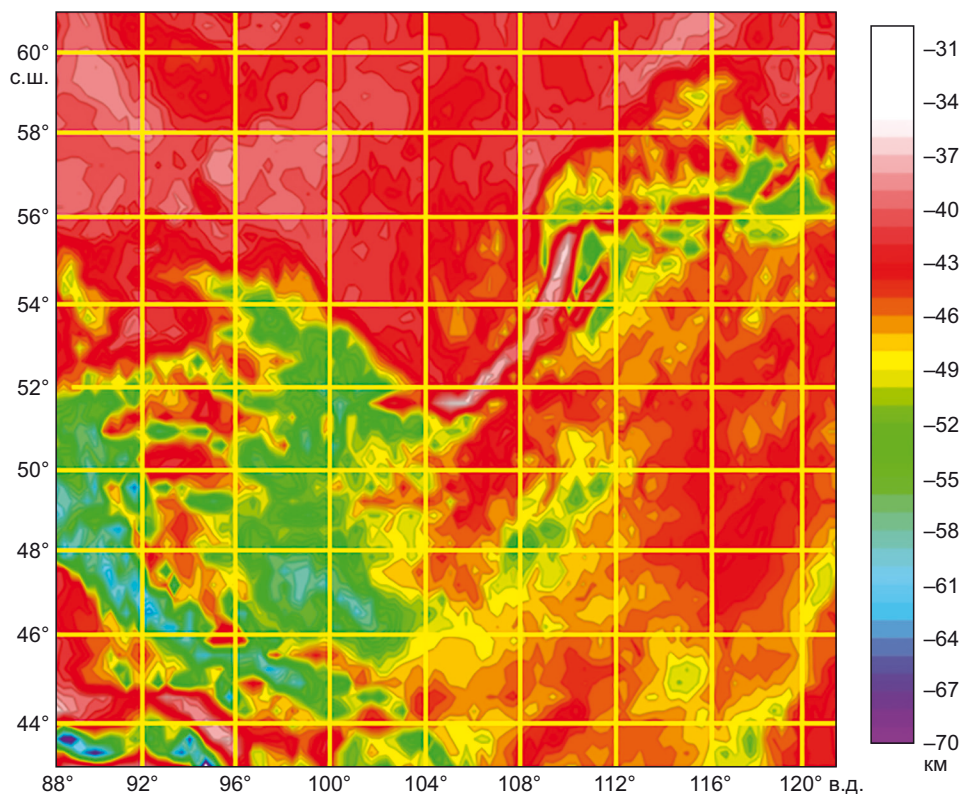


Рис. 12. Глубина границы Мохо (по модели EIGEN-6C4) вдоль профиля Б (см. рис. 1) по долготе 103.625° для разности плотностей  $\Delta\sigma$  коры и мантии  $\Delta\sigma=0.7, 0.5$  и  $0.3$  г/см<sup>3</sup>.

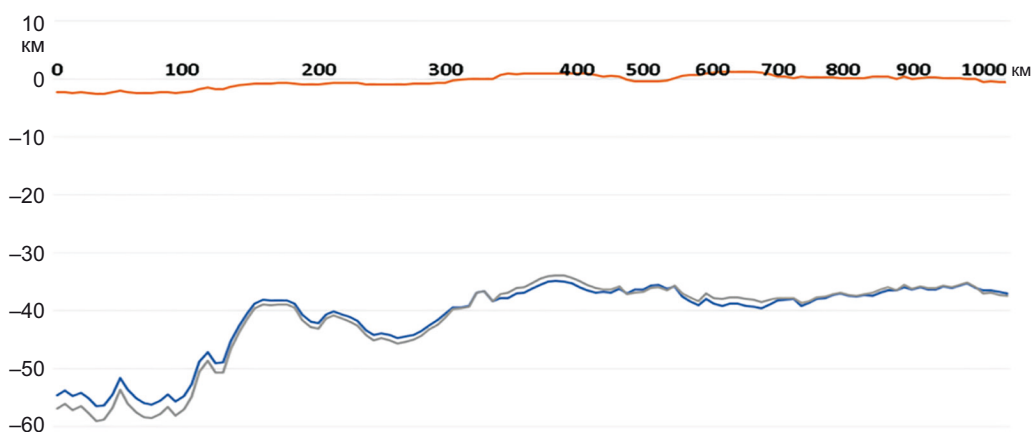
Fig. 12. Moho depth (according to the EIGEN-6C4 model) along profile B (see Fig. 1) at 103.625°E for the crust-mantle density contrast  $\Delta\sigma=0.7, 0.5$ , and  $0.3$  g/cm<sup>3</sup>.

На 53.2, 51.8 и 49.6° с.ш. получены значения глубины: 47, 50 и 56 км (рис. 13). При разности плотности кора – мантия  $0.5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$  наши определения соответствуют сейсмическим: 46.4, 50.2 и 56.3 км. Эту разность используем при дальнейшем анализе. Распределение глубин поверхности Мохо по профилю (см. рис. 7,

черные линии) по оси байкальских впадин показано на рис. 14. На рисунке приведена мощность коры при вычислении от нулевой поверхности и при расчетах относительно физической поверхности. Мощность земной коры меняется от 39 км для Тункинской впадины до 35 км для Южно-Байкальской, 37 км для



**Рис. 13.** Карта глубины поверхности Мохо, построенная при разности кора – мантия  $0.5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ .  
**Fig. 13.** Moho depth map drawn at a crust – mantle density contrast of  $0.5 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ .



**Рис. 14.** Изменения глубины поверхности Мохо по оси байкальских впадин (см. рис. 7, 100–111° в.д.), полученные по гравиметрическим данным (модель EIGEN-6C4). Профиль, показанный синей линией, – высота рельефа от нулевого уровня (WGS84), серой – от физической поверхности. Оранжевая линия сверху – разность высот.  
**Fig. 14.** Moho depth variations along the axis of the Baikal basins (see Fig. 7, 100–111° E), obtained from the gravimetric data (EIGEN-6C4 model). Profile in blue indicates the relief height from the ground level (WGS84), in gray – the relief height from the physical surface. The orange line at the top shows the height difference.

Среднебайкальской, 39 км для Северо-Байкальской и 37 км для Нижнеангарской. В западной высокогорной части профиля (рис. 14) по 51.78° с.ш. в области Восточных Саян глубина достигает 58 км.

Как показано на рис. 13, в рамках модели однородной коры с вертикальным изменением плотности с использованием гравиметрической модели EIGEN-6C4 получено пространственное распределение мощности земной коры для территории, простирающейся по широте от 43–61° и по долготе от 88–120°. С севера на юг глубина поверхности Мохо изменяется от 40 до 45 км для юга Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты. Для области впадин байкальской системы глубина Мохо минимальна под акваторией озера, до 35 км. Вариации глубины под впадинами до 39 км. В области Восточного Саяна, Хамар-Дабана и Станового Нагорья мощность коры составляет от 45 до 55 км. Монгольский Алтай, Гоби-Алтай и Хангай выделяются глубиной до 60 км. На юго-востоке территории в области пустыни Гоби и Большого Хингана мощность коры от 45 до 50 км. Наиболее контрастный регион – это юго-западная часть территории, где резко меняется высота (от –150 до +4900 м) и глубина Мохо (от 40 до 70 км) (Джунгария, Тянь-Шань, Турфан).

Рассмотрим поведение аномалий геоида, как характеристику равновесия фигуры Земли. Известно, что под геоидом понимается уровневая поверхность, представляющая фигуру Земли, совпадающая на океанах с невозмущенным уровнем воды, продолжающаяся под континенты таким образом, что сила тяжести в

любой точке этой поверхности направлена по нормали к ней. В силу этого свойства геоид является поверхностью равновесия, а его аномалия – характеристики отклонения от равновесия в различных частях земной поверхности. Наиболее известна аномалия (–100 м) в Индийском океане южнее Индии [Lemoine et al., 1998], но ее природа не ясна до настоящего времени (рис. 15). Геоид и экспериментально определяемый квазигеоид различаются всего на несколько сантиметров.

На континенте в высокогорной области Южной Азии выше контакта Индийской плиты и Евразии отклонение достигает –65 м. Конфигурация минимума совпадает с распределением аномалии Буге (см. рис. 3) и, видимо, связана с увеличенной мощностью земной коры и астеносферы. Для исследуемой территории на рис. 16, а, приведена карта изменений высот геоида (EIGEN-6C4) относительно эллипсоида WGS84. По 43° с.ш. аномалия высоты геоида изменяется от –64 м на западе до +4 м на востоке. Аномалия геоида совпадает с высокогорной частью исследуемой территории и свидетельствует о нарушении равновесия. Возможно, эти изменения отражают существование Амурской плиты и ее северо-западной границы (рис. 16, б), хотя возможны и другие объяснения, например, градиентная зона этого превышения демонстрирует характер погружения Тихоокеанской плиты под Центрально-Азиатскую. Северные и западные границы Амурской плиты, отмеченные по гравиметрическим аномалиям, соответствуют карте скоростей современных смещений земной поверхности по данным космической геодезии

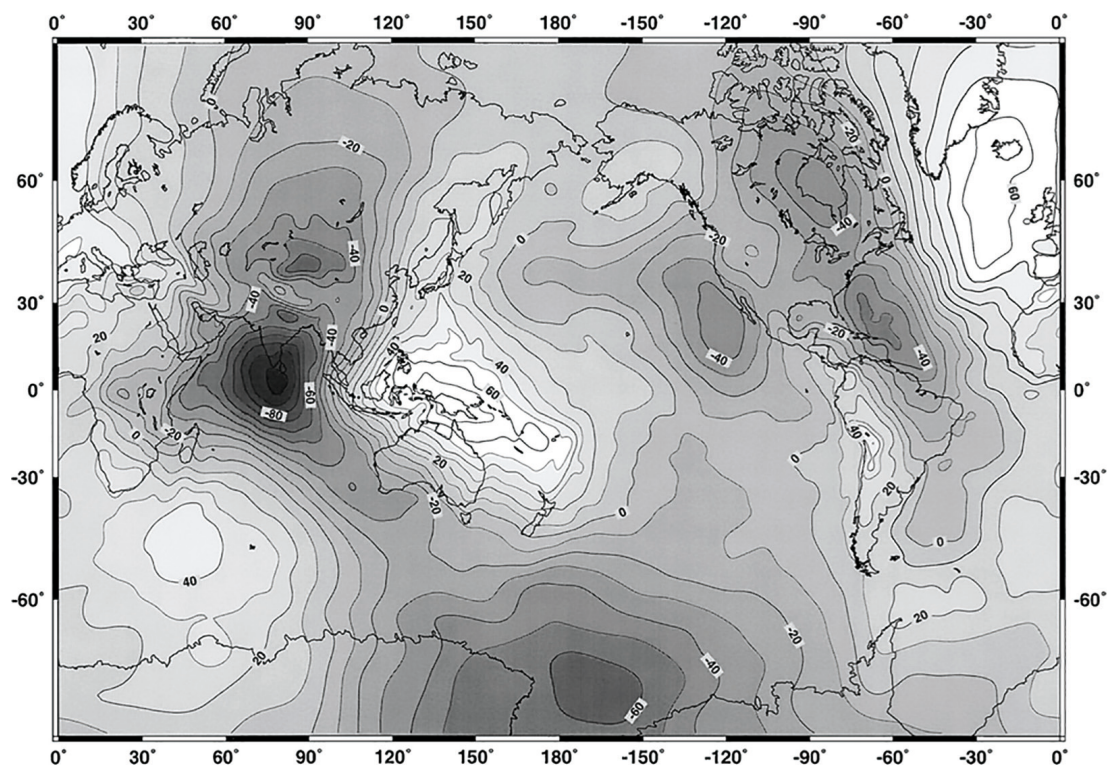
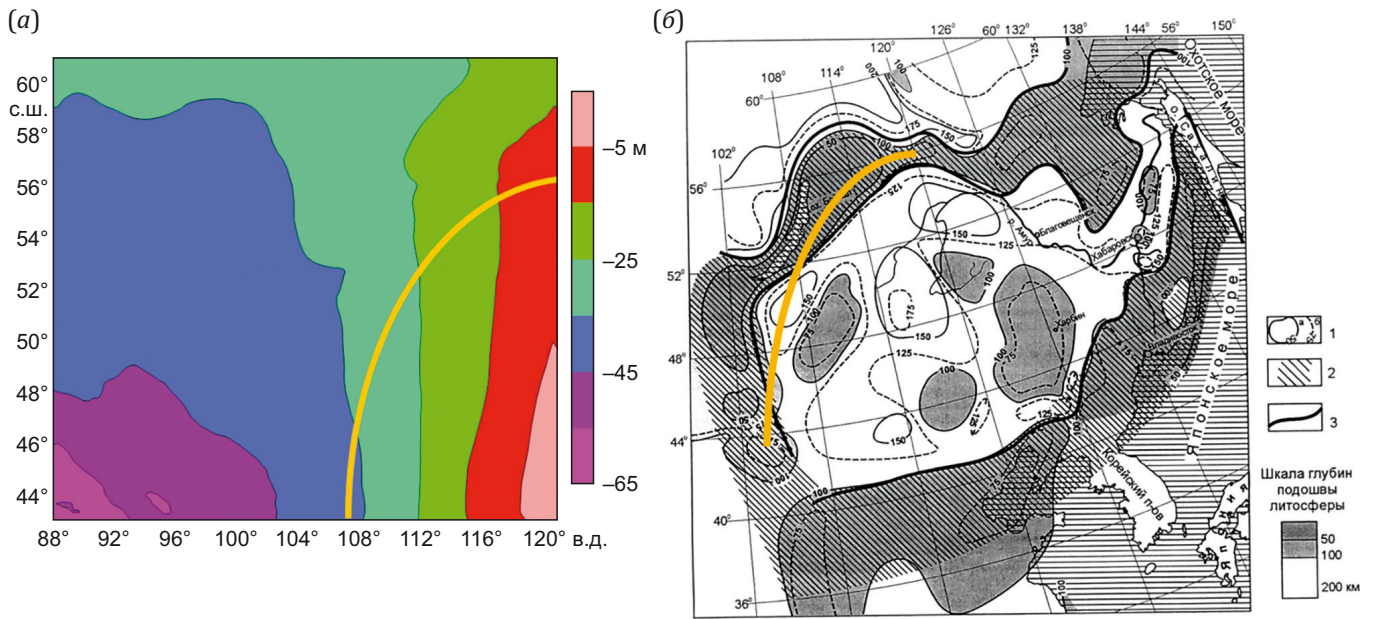


Рис. 15. Высоты геоида (EGM96) относительно эллипсоида WGS84, м [Lemoine et al., 1998].

Fig. 15. Geoid heights (EGM96) relative to WGS84 ellipsoid in meters [Lemoine et al., 1998].



**Рис. 16.** Превышение геоида (EIGEN-6C4) над эллипсоидом WGS84 (а) и конфигурация Амурской тектонической плиты и ее конвергентных границ с Евразийской плитой [Malyshev et al., 2007] (б). 1 – изолинии мощности литосферы, км; 2 – пограничная зона; 3 – граница Амурской плиты. Желтая линия – приблизительная граница плиты в ее северо-западной части.

**Fig. 16.** The excess of the geoid (EIGEN-6C4) over the WGS84 ellipsoid, m (а), and the configuration of the Amur tectonic plate and its convergent boundaries with the Eurasian plate [Malyshev et al., 2007] (б). 1 – isolines of the lithospheric thickness, km; 2 – boundary zone; 3 – boundary of the Amur plate. The yellow line is an approximate boundary of the plate in its northwestern part.

и распределению землетрясений. Существование и положение границ Амурской плиты остается предметом активных научных дискуссий.

#### 4. ОБСУЖДЕНИЕ

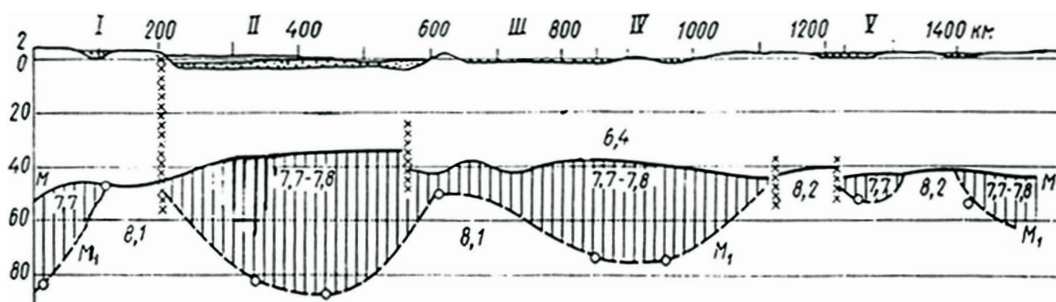
Граница Мохо может быть построена как с использованием гравиметрических данных, так и на основе сейсмических исследований. Рассмотрим сейсмические результаты. Данные ГСЗ, приведенные в работе [Pavlenkova et al., 2016], использованы нами при гравиметрических построениях и, естественно, совпадают с профильными сейсмическими данными (см. рис. 11). Наиболее полно сейсмическими методами проведена оценка глубины байкальских впадин и окрестностей оз. Байкал [Puzyrev, 1981; Suvorov et al., 2002]. На рисунках показаны материалы сейсмического разреза, пересекающие байкальские впадины (рис. 17), и гравиметрические результаты (см. рис. 14).

Показатели глубины для впадин оз. Байкал соответствуют нашим определениям (35–39 км). Отличия получены для впадин байкальской системы, расположенных на западе и востоке. Здесь глубина опускается до 39–41 км, и она меньше сейсмических определений (41–45 км). Возможно, отклонения вызваны влиянием осадочной толщи в этих структурах или другим значением контраста плотности. В западной части территории (рис. 18) по профилю МОВЗ при разности плотности кора – мантия  $0.7 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$  различие с сейсмическими оценками составило 2–3 км. Потребовалось

изменить контраст до  $0.5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$  для хорошего соответствия (расхождение 0.5–1.0 км). Для северо-восточной части территории (рис. 18) известна интерпретация данных по сейсмическому профилю 1-СБ [Solovyev et al., 2023].

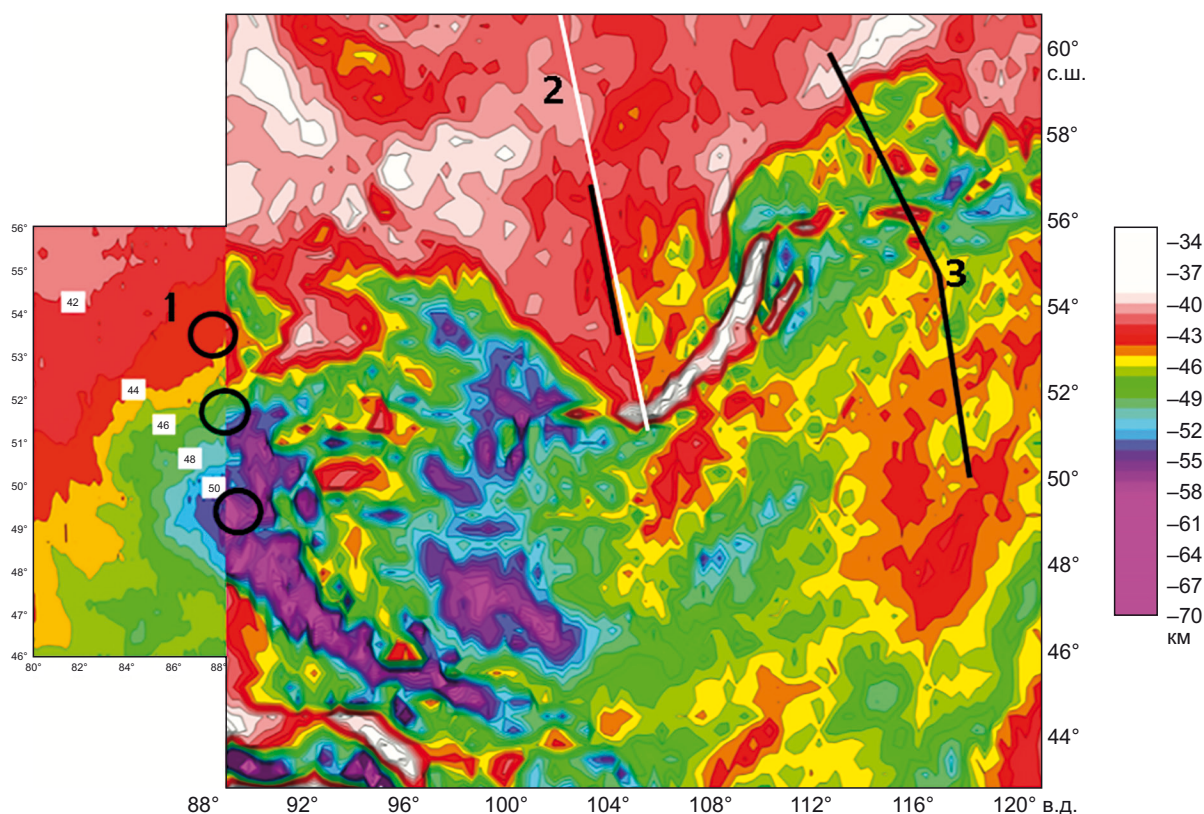
Согласно сейсмическим определениям в юго-восточной части профиля 1-СБ, мощность коры (40–41 км) на 2–3 км меньше наших определений. Видимо, на этой части территории следует использовать более высокий контраст плотности –  $0.55 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ . Авторами моделей GEMMA в этом регионе использованы величины от  $0.45 \cdot 10^3$  до  $0.55 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$  (рис. 19).

В гравиметрических исследованиях [Burov et al., 1994; Petit et al., 1997; Petit, Déverchère, 2006] была использована карта аномалий Буге, построенная по наземным данным. Авторы указывают на источник данных – International Environmental Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences (ISEC). Передача закрытых данных в открытое пользование в 1994 г., видимо, проведена с отдельными специальными искажениями и с сильными осреднениями. На этой карте нет аномалий Буге над Тункинской, Южно-Байкальской и Среднебайкальской впадинами. Отметим, что вследствие закрытого характера гравиметрических и топографических измерений, выполненных разными ведомствами, очень сложно сравнить и оценить результаты, полученные в прошлые годы. В СГУГиТ при анализе проявилась разнородность существующих в архивах гравиметрических и топографических материалов. Так, сложно



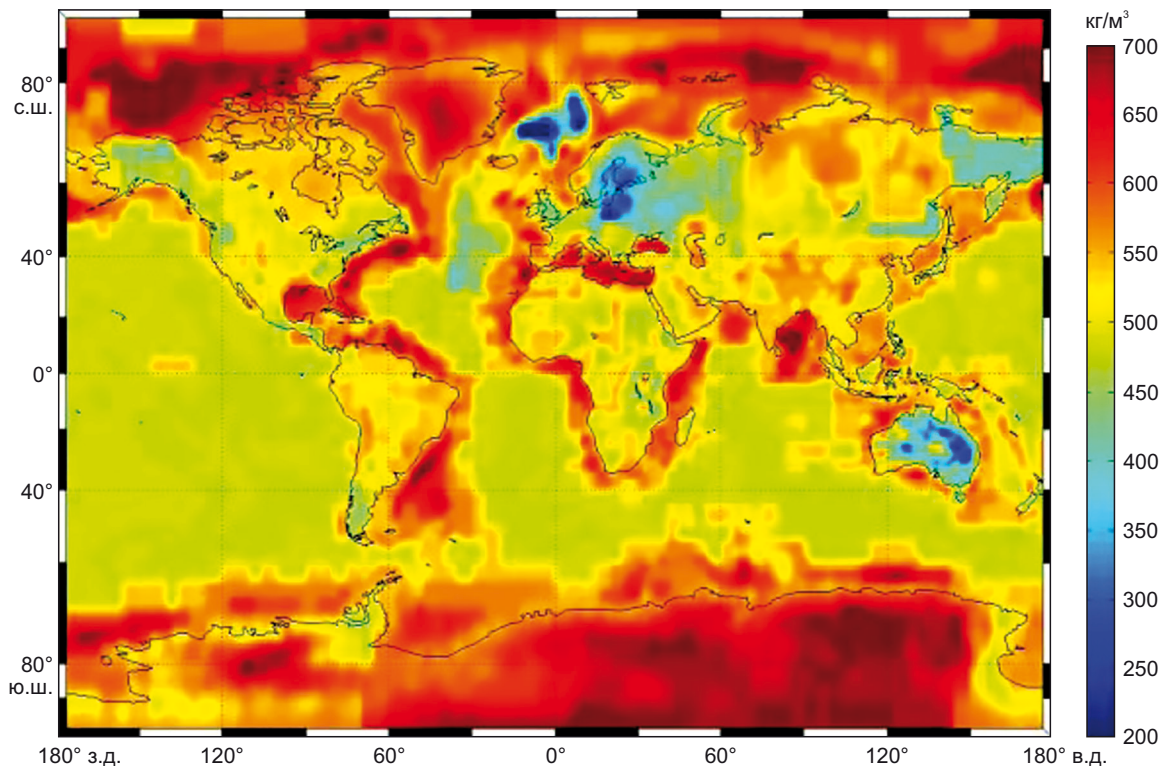
**Рис. 17.** Сейсмический разрез вдоль длинной оси Байкальской рифтовой зоны [Puzyrev, 1981; Suvorov et al., 2002]. Сверху – осадочное заполнение рифтовых впадин, ниже – поверхность мантии М, еще ниже – подошва аномального слоя в мантии М1; в коре и в аномальном слое мантии приведены значения скорости продольных волн в км/с. Рифтовые впадины: I – Тункинская, II – Южно-Байкальская и Среднебайкальская, III – Северо-Байкальская, IV – Нижнеангарская, V – Муйская. Вертикальные и горизонтальные оси в км. Вертикальные линии, обозначенные клеточками, – предполагаемые линии глубинных разломов.

**Fig. 17.** Seismic section along the long axis of the Baikal rift zone [Puzyrev, 1981; Suvorov et al., 2002]. Above – sedimentary infill of rift basins, below – mantle surface M, even lower – the base of the anomalous layer in mantle M1. Crustal and anomalous-mantle-layer P-wave velocities are in km/s. Rift basins: I – Tunka, II – South Baikal and Middle Baikal, III – North Baikal, IV – Nizhneangarsk, V – Muya. Vertical and horizontal axes in km. Vertical lines with cell-like marks stand for the inferred deep faults.



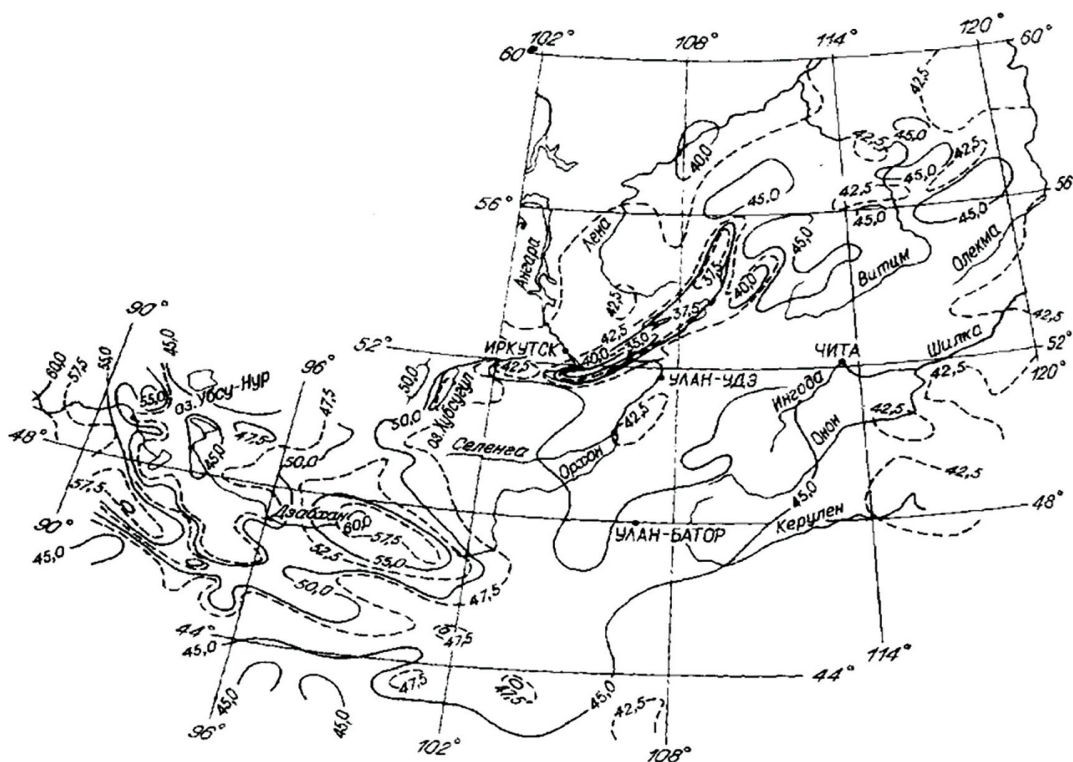
**Рис. 18.** Карта глубин поверхности Мохо, построенная при разности плотности коры и мантии  $0.5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ . Кружками (1) отмечены пункты сейсмического профиля Сайлюгем – Ельцовка [Emanov et al., 2017]. 2 – профиль РИФТ, 3 – профиль 1-СБ. Карта построена с использованием спутниковой модели EIGEN-6C4. Врезка слева – карта глубин по работе [Timofeev et al., 2025], отличие – использованы разные модели рельефа Earth2014 и ETOPO1.

**Fig. 18.** Map of the Moho depths drawn at the crust-mantle density contrast of  $0.5 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ . Circles (1) indicate the points of the Sailyugem – Yeltsovka seismic profile [Emanov et al., 2017]. 2 – «РИФТ» profile, 3 – 1-СБ profile. The map is based on the EIGEN-6C4 satellite model. Inset on the left is a depth map after [Timofeev et al., 2025], modified using different relief models Earth2014 and ETOPO1.



**Рис. 19.** Контраст плотности кора – мантия в  $\text{кг}/\text{м}^3$ , использованный при построении модели мощности земной коры GEMMA2012C (см. рис. 10, 6) (по [Reguzzoni et al., 2013; Reguzzoni, Sampietro, 2015]).

**Fig. 19.** Crust-mantle density contrast in  $\text{kg}/\text{m}^3$ , used to obtain the GEMMA2012C crustal thickness model (see Fig. 10, 6) (after [Reguzzoni et al., 2013; Reguzzoni, Sampietro, 2015]).



**Рис. 20.** Мощность земной коры Монголо-Сибирской горной страны и сопредельных территорий [Zorin et al., 1982].

**Fig. 20.** Crustal thickness in the Mongolian-Siberian mountain belt and adjacent territories [Zorin et al., 1982].

рассматривать и анализировать имеющиеся чистые и смешанные аномалии силы тяжести, полученные в разные временные периоды и с разной точностью топографических данных. Также отметим сложность съемки старыми кварцевыми гравиметрами в высокогорных районах и в акватории оз. Байкал. На наш взгляд, наиболее надежные оценки получены иркутскими учеными [Zorin et al., 1982; Zorin, 1999]. Интерпретация гравиметрических материалов наземной съемки по Байкальскому региону и Монголии 60–70-х гг. по многим чертам соответствует оценкам по модели EIGEN-6C4 (рис. 20).

Здесь мощность коры под впадинами оз. Байкал изменяется от 35 до 38 км. Но мощность коры во впадинах на западе и востоке от озера в интерпретации из работ [Zorin et al., 1982] составляет от 40 до 42 км, что на 2–3 км больше наших определений. Разность может быть связана с использованием старой системы высот и устаревшей гравиметрической системы, что может вызвать систематическую ошибку в оценке глубины Мохо в 1.0–1.5 км [Timofeev et al., 2023]. Для Алтайских гор и Хангая значения глубины Мохо достигают 55–60 км, что в целом совпадает с оценками по модели EIGEN-6C4. Отметим, что построение спутниковой модели EIGEN-6C4 выполнено более точно, так как проводилось по регулярной сетке для всего земного шара. Преимуществом спутниковых моделей является их доступность и открытость. Конечно, результаты интерпретации гравиметрических материалов будут уточняться и дополняться при дальнейших исследованиях.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория Байкальского региона и Монголии является частью Монголо-Сибирской горной страны. Для этой территории рассмотрено глубинное строение земной коры на основе интерпретации данных спутниковых гравиметрических миссий последних десятилетий. Карта положения границы Мохо построена с использованием модели геопотенциала EIGEN-6C4 и топографической модели EARTH-2014 для территории, простирающейся по широте от 43° на юге до 61° на севере, и по долготы от 88° на западе до 120° на востоке. Для тестирования модели EIGEN-6C4 использованы наземные гравиметрические определения, выполненные на юге Сибири в специальных гравиметрических пунктах 1–4-го класса. Для создания карты распределения глубин поверхности Мохо применялась модель EIGEN-6C4 в редукции Буге. Интерпретация выполнена в рамках двухслойной модели кора – мантия. В качестве первого приближения использована разность плотности  $0.5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$  для всей территории. При интерпретации гравиметрических материалов использованы данные ГСЗ по профилю РИФТ (северная часть территории), данные по профилю МОВЗ (западная часть) и профилю 1-СБ (северо-восточная часть). Полученные результаты свидетельствуют о латеральных вариациях мощности земной коры. Так, на севере исследуемой

территории на юге Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы граница Мохо находится на глубине 40–45 км со слабыми латеральными вариациями. В области байкальских впадин глубина уменьшается до 35–39 км. Сибирскую платформу от Байкальского рифта и расположенных южнее горных областей отделяет резкая граница, проявляющаяся в гравиметрических полях и в мощности коры. В южной части территории получены значительные латеральные вариации мощности земной коры. В областях активного горообразования (Монгольский Алтай, Гоби-Алтай, Хангай) мощность коры достигает 55–60 км. Для Котловины Больших Озер она уменьшается до 45 км. Становой хребет, пустыня Гоби и Большой Хинган отличаются глубиной от 45 до 50 км. На крайнем юго-западе территории в районе Джунгарии, Тянь-Шаня и Турфанской впадины наблюдаются максимальные перепады глубины Мохо (от 40 до 70 км). Ошибка определения глубины поверхности Мохо зависит от расчлененности рельефа и составляет от 2 до 4 км. Полученные оценки для Сибирской платформы и байкальских впадин в целом соответствуют сейсмическим данным [Puzyrev, 1981; Suvorov et al., 2002; Pavlenkova et al., 2002; Pavlenkova et al., 2016]. Оценки, полученные гравиметрическим методом [Zorin et al., 1982] по наземным данным, не противоречат нашим результатам. Небольшие различия вызваны качеством и возможностями съемки относительно кварцевыми гравиметрами и топографической привязки. Сложность интерпретации обусловлена отсутствием сейсмических данных для территории Монголии. Здесь результаты интерпретации спутниковых гравиметрических миссий наиболее интересны и важны. В работе рассмотрены результаты аномального поведения высоты квазигеоида, полученного для геопотенциала EIGEN-6C4. В западной части исследуемого региона показано возможное отражение аномалии геоида в области северо-западной границы Амурской плиты. Северная граница плиты четко проявляется в латеральном распределении аномалий Буге и мощности коры.

## 6. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам за конструктивные замечания.

## 7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final version.

## 8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

## 9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Bonvalot S., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Moreaux G., Reinquin F., Sarrailh M., 2012. Global Grids: World Gravity Map (WGM2012). <https://doi.org/10.18168/BGI.23>.
- Burov E.B., Houdry F., Diament M., Deverchere J., 1994. A Broken Plate Beneath the North Baikal Rift Zone Revealed by Gravity Modeling. *Geophysical Research Letters* 21 (2), 129–132. <https://doi.org/10.1029/93GL03078>.
- Demberel S., 2017. Seismicity and Stress-Strain State of the Lithosphere in Mongolia. PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Ulaanbaatar, 374 p. (in Russian) [Демберел С. Сейсмичность и напряженно-деформированное состояние литосферы Монголии: Дис. ... д.г.-м.н. Улан-Батор, 2017. 374 с.].
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D., 1996. Meso- and Cenozoic Tectonics of the Central Asian Mountain Belt: Effects of Lithospheric Plate Interaction and Mantle Plume. *International Geology Review* 38 (5), 430–466. <https://doi.org/10.1080/00206819709465345>.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vasilevskiy A.N., Zhmodik S.M., Kotlyarov A.V., 2021. First Results and Prospects of a New Approach to Study of Active Geologic Processes by Space and Ground Instrumental Measurements (by the Example of Kamchatka and the Central Asian Orogenic Belt). *Russian Geology and Geophysics* 62 (1), 44–67. <https://doi.org/10.2113/RGG20204227>.
- Drinkwater M.R., Floberhagen R., Haagmans R., Muzi D., Popescu A., 2003. GOCE: ESA's First Earth Explorer Core Mission. In: G. Beutler, M.R. Drinkwater, R. Rummel, R. Steiger (Eds), *Earth Gravity Field from Space – from Sensors to Earth Science*. Space Science Series of ISSI. Vol. 17. Springer, Dordrecht, p. 419–432. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-1333-7\\_36](https://doi.org/10.1007/978-94-017-1333-7_36).
- Dzhurik V.I., Klyuchevskii A.V., Serebrennikov S.P., Demyanovich V.M., Batsaikhan Ts., Bayaraa G., 2009. Seismicity and Seismic Zoning for the Territory of Mongolia. IEC SB RAS, Irkutsk, 420 p. (in Russian) [Джурик В.И., Ключевский А.В., Серебренников С.П., Демьянович В.М., Батсайхан Ц., Баяраа Г. Сейсмичность и районирование сейсмической опасности территории Монголии. Иркутск: ИЭК СО РАН, 2009. 420 с.].
- Dziewonski A.M., Anderson D.L., 1981. Preliminary Reference Earth Model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 25 (4), 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7).
- Emanov A.A., Emanov A.F., Fateev A.V., Leskova E.V., 2017. Moho Depth Estimation from the ECWM Data for the Sailyugem – Eltsovka Profile. In: XIII International Scientific Congress and Exhibition "InterExpo Geo-Siberia-2017" (April 7–12, 2017). Proceedings of the International Scientific Conference "Subsoil Use. Mining. Directions and Technologies for Mineral Prospecting, Exploration and Development. Economics. Geoecology". Vol. 3. SSUGT, Novosibirsk, p. 121–126 (in Russian) [Еманов А.А., Еманов А.Ф., Фатеев А.В., Лескова Е.В. Оценка глубины поверхности Мохо по данным МОВЗ профиля Сайлюгем – Ельцовка // XIII международный научный конгресс и выставка Интерэкспо Гео-Сибирь-2017 (7–12 апреля 2017 г.): Материалы международной научной конференции «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология». Новосибирск: СГУГиТ, 2017. Т. 3. С. 121–126].
- Förste C., Bruinsma S.L., Abrikosov O., Lemoine J.-M., Marty J.C., Flechtner F., Balmino G., Barthelmes F., Biancale R., 2014. 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. <https://doi.org/10.5880/icgem.2015.1>.
- Goldobin D.N., 2019. Determination of Geometric Structure of Gravitational Field on the Territory of Western Siberia on the Data of Modern Global Geopotential Models. *Vestnik of SSUGT* 24 (2), 19–34 (in Russian) [Голдобин Д.Н. Определение геометрической структуры гравитационного поля на территории Западной Сибири по данным современных глобальных моделей геопотенциала // Вестник СГУГиТ. 2019. Т. 24. № 2. С. 19–34]. <https://doi.org/10.33764/2411-1759-2019-24-2-19-34>.
- Goldobin D.N., Mazurova E.M., Kanushin V.F., Ganagina I.G., Kosarev N.S., Kosareva A.M., 2015. One-Dimensional Spherical Fourier Transformation and Its Implementation for the Calculation of the Global Model Quasigeoid with Accuracy of the Zero Approach of Molodensky's Theory. *Vestnik of SSUGT* 31 (3), 45–52 (in Russian) [Голдобин Д.Н., Мазурова Е.М., Канушин В.Ф., Ганагина И.Г., Косарев Н.С., Косарева А.М. Одномерное сферическое преобразование Фурье и его реализация для расчета глобальной модели квазигеоида в нулевом приближении теории Молоденского // Вестник СГУГиТ. 2015. Т. 31. № 3. С. 45–52].
- Grushinsky N.P., 1983. *Fundamentals in Gravimetry*. Nauka, Moscow, 352 p. (in Russian) [Грушинский Н.П. Основы гравиметрии. М.: Наука, 1983. 352 с.].
- Hirt C., Rexer M., 2015. Earth2014: 1 Arc-Min Shape, Topography, Bedrock and Ice-Sheet Models – Available as Gridded Data and Degree-10,800 Spherical Harmonics. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 39, 103–112. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.03.001>.
- Kanushin V.F., Goldobin D.N., Kobleva N.N., 2023. Study of the Accuracy of Global Geopotential Models EGM2008, EIGEN-6C4, GECO, SGG-UGM-1, SGG-UGM-2, XGM2019 on the Territory of the Russian Federation. *Vestnik of SSUGT* 3 (28), 16–22 (in Russian) [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. 2023. Т. 28. № 3. С. 16–22]. <https://doi.org/10.33764/2411-1759-2023-28-3-16-22>.
- Kanushin V.F., Karpik A.P., Ganagina I.G., Goldobin D.N., Kosareva A.M., Kosarev N.S., 2015. Study of the Present-Day Global Gravitational Models of the Earth. *SSUGT, Novosibirsk*, 270 p. (in Russian) [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. Новосибирск: СГУГиТ, 2015. 270 с.].

Lemoine F.G., Kenyon S.C., Factor J.K., Trimmer R.G., Palvis N.K., Chinn D.S., Cox C.M., Klosko S.M. et al., 1998. The Development of the Joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96. NASA/TP-1998-206861. 584 p.

Logachev N.A., 2003. History and Geodynamics of the Baikal Rift. *Russian Geology and Geophysics* 4 (5), 391–406 (in Russian) [Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406].

Logatchev N.A., Zorin Yu.A., 1992. Baikal Rift Zone: Structure and Geodynamics. *Tectonophysics* 208, 273–286.

Malyshev Yu.F., Podgornyi V.Ya., Shevchenko B.F., Romanovskii N.P., Kaplun V.B., Gornov P.Yu., 2007. Deep Structure of the Amur Lithospheric Plate Border Zone. *Russian Journal of Pacific Geology* 1 (2), 107–119. <https://doi.org/10.1134/S1819714007020017>.

Mironov V.S., 1973. Gravity Survey Course. Nedra, Leningrad, 512 p. (in Russian) [Миронов В.С. Курс гравиразведки. Л.: Недра, 1973. 512 с.].

Molnar P., Tapponnier P., 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. *Science* 189 (4201), 419–426. <https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419>.

Mudretsova E.A., Veselov K.E. (Eds), 1990. Gravity Survey. Handbook of Geophysics. Nedra, Moscow, 607 p. (in Russian) [Гравиразведка. Справочник геофизика / Ред. Е.А. Мудрецова, К.Е. Веселов. М.: Недра, 1990. 607 с.].

New Catalog of Strong Earthquakes in the USSR from Ancient Times to 1975, 1977. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 года. М.: Наука, 1977. 536 с.].

Pail R., Bruinsma S., Migliaccio F., Förste Ch., Goiginger H., Schuh W.D., Höck E., Reguzzoni M. et al., 2011. First GOCE Gravity Field Models Derived by Three Different Approaches. *Journal of Geodesy* 85 (11), 819–843. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0467-x>.

Pavlenkova G.A., Priestley K., Cipar J., 2002. 2D Model of the Crust and Uppermost Mantle Along Rift Profile, Siberian Craton. *Tectonophysics* 355 (1–4), 171–186. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00140-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00140-3).

Pavlenkova N.I., Kashubin S.N., Pavlenkova G.A., 2016. The Earth's Crust of the Deep Platform Basins in the Northern Eurasia and Their Origin. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 52 (5), 770–784. <https://doi.org/10.1134/S1069351316050128>.

Petit C., Burov E.B., Déverchère J., 1997. On the Structure and Mechanical Behavior of the Extending Lithosphere in the Baikal Rift from Gravity Modelling. *Earth and Planetary Science Letters* 149 (1–4), 29–42. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00067-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00067-8).

Petit C., Déverchère J., 2006. Structure and Evolution of the Baikal Rift: A Synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7 (11), Q11016. <https://doi.org/10.1029/2006GC001265>.

Puzyrev N.N. (Ed.), 1981. Baikal Interior from Seismic Data. Nauka, Novosibirsk, 105 p. (in Russian) [Недра Байкала по сейсмическим данным / Ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.].

Rasskasov S.V., Luhr J.F., Bowring S.A., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B., Demonterova E.I., Boven A.A., Kunk M., Housh T., Dungan M.A., 2002. Late Cenozoic Volcanism in the Baikal Rift System: Evidence for Formation of the Baikal and Khubsugul Basins Due to Thermal Impacts on the Lithosphere and Collision-Derived Tectonic Stress. In: Proceedings of the Third International Symposium on Speciation in Ancient Lakes (Irkutsk, September 2–7, 2002). *Berliner Paläobiologische Abhandlungen*, Berlin, p. 33–48.

Reguzzoni M., Sampietro D., 2015. GEMMA: An Earth Crustal Model Based on GOCE Satellite Data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 35, 31–43. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>.

Reguzzoni M., Sampietro D., Sansò F., 2013. Global Moho from the Combination of the CRUST2.0 Model and GOCE Data. *Geophysical Journal International* 195 (1), 222–237. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt247>.

Sampietro D., 2016. Crustal Modelling and Moho Estimation with GOCE Gravity Data. In: D. Fernández-Prieto, R. Sabia (Eds), *Remote Sensing Advances for Earth System Science*. Springer, Cham, p. 127–144. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-16952-1\\_8](https://doi.org/10.1007/978-3-319-16952-1_8).

Sankov V.A., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V., Byzov L.M., Dembelov M.G., Calais E., Deverchère J., 2009. Extension in the Baikal Rift: Present-day Kinematics of Passive Rifting. *Doklady Earth Sciences* 425 (1), 205–209. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09020056>.

Sankov V.A., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Dobrynina A.A., Ashurkov S.V., Byzov L.M., Dembelov M.G., Calais E., Déverchère J., 2014. Contemporary Horizontal Movements and Seismicity of the South Baikal Basin (Baikal Rift System). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 50, 785–794. <https://doi.org/10.1134/S106935131406007X>.

Shako R., Förste C., Abrikosov O., Bruinsma S., Marty J., Lemoine J., Flechtner F., Neumayer H., Dahle C., 2014. EIGEN-6C: A High-Resolution Global Gravity Combination Model Including GOCE Data. In: F. Flechtner, N. Sneeuw, W.D. Schuh (Eds), *Observation of the System Earth from Space – CHAMP, GRACE, GOCE and Future Missions*. Springer, Berlin, p. 155–161. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-32135-1\\_20](https://doi.org/10.1007/978-3-642-32135-1_20).

Sklyarov E.V., Belichenko V.G., Vasilyev E.P., 1996. Paleogeodynamics of the Central Asian Foldbelt and Its Junction Zones with the Siberian Craton. In: *Lithosphere of Central Asia*. Nauka, Novosibirsk, p. 16–26 (in Russian) [Склярёв Е.В., Беличенко В.Г., Васильев Е.П. Палеогеодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса и зон его сочленения с Сибирским кратоном // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1996. С. 16–26].

Solovyev V.M., Seleznev V.S., Salnikov A.S., Chechelnit-sky V.V., Gileva N.A., Liseikin A.V., Bryksin A.A., Galyova N.A., 2023. The Velocity Structure at Depth and Seismicity in the Transbaikalia Region (Along the 1-SB Geological-Geophysical Reference Traverse). *Journal of Volcanology and*

Seismology 17 (2), 147–158. <https://doi.org/10.1134/s0742046323700082>.

Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrick G.V., Sheludko I.F., Seleznev V.S., Solovyov V.M., 2002. Structure of the Crust in the Baikal Rift Zone and Adjacent Areas from Deep Seismic Sounding Data. *Tectonophysics* 351 (1–2), 61–74. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00125-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00125-7).

Tapponnier P., Molnar P., 1979. Active Faulting and Cenozoic Tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal Regions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 84 (B7), 3425–3459. <https://doi.org/10.1029/JB084iB07p03425>.

Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Goldobin D.N., Timofeev A.V., Nosov D.A., Sizikov I.S., Kalish E.N., Stus Yu.F., 2023. Deep Structure of the Altai Mountains and Modern Gravity Field Models. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (1), 0681 (in Russian) [Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Голдобин Д.Н., Тимофеев А.В., Носов Д.А., Сизиков И.С., Калиш Е.Н., Стусь Ю.Ф. Глубинное строение Горного Алтая и современные модели гравитационного поля // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 1. 0681]. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-1-0681>.

Timofeev V.Yu., Timofeev A.V., Ardyukov D.G., Goldobin D.N., Nosov D.A., Sizikov I.S., 2025. Gravity Field Models and the Deep Structure of the Altai-Sayan Region and Northwestern Mongolia. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 60 (6), 1201–1214. <https://doi.org/10.1134/S1069351324701052>.

Zingerle P., Pail R., Gruber T., 2020. The Combined Global Gravity Field Model XGM2019e. *Journal of Geodesy* 94 (7), 66. <https://doi.org/10.1007/s00190-020-01398-0>.

Zonenshain L.P., Savostin L.A., 1981. Geodynamics of the Baikal Rift Zone and Plate Tectonics of Asia. *Tectonophysics* 76 (1–2), 1–45. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90251-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90251-1).

Zorin Yu.A., 1999. Geodynamics of the Western Part of the Mongolia-Okhotsk Collisional Belt, Trans-Baikal Region (Russia) and Mongolia. *Tectonophysics* 306 (1), 33–56. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00042-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00042-6).

Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Rogozhina V.A., 1982. Deep Structure of the MPR Territory. *Nauka, Novosibirsk*, 93 p. (in Russian) [Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 93 с.].