



Оригинальная статья / Original article

УДК 550.831

DOI: <http://dx.doi.org/10.21285/2686-9993-2019-42-4-448-460>

Морфология Горихинского гранитного массива с помощью методов математической статистики

© В.С. Канайкин^а, Е.Х. Турутанов^б, Б. Буянтогтох^с^аИркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск, Россия^бИнститут земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия^сИнститут астрономии и геофизики МАН, г. Улан-Батор, Монголия

Резюме: Горихинский гранитный массив расположен в краевой части Хэнтэйского нагорья Монголо-Забайкальской складчатой системы Центральной Монголии. Массив сложен крупнозернистыми, слабо порфировыми, лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами и пегматитами. В породах массива выявлены месторождения горного хрусталя. В отдельных пегматитовых телах кроме кристаллов дымчатого кварца и мориона выявлены флюорит, топаз, биотит, турмалин, берилл, гранат, ортит. В качестве акцессорных минералов присутствуют цитролит, ксенотим, циркон, сфен, рутил, апатит, касситерит и другие, то есть изучение геологического строения этого объекта вызывает интерес не только с научной, но и с практической точки зрения. Эти данные послужили основанием для постановки площадных гравиметрических работ с целью определения особенностей геологического строения массива. Работы выполнены с помощью гравиметров Scintrex Autograv CG-5 по стандартной методике. Высоты пунктов наблюдения определялись приборами Trimble 5700 GPS. Среднеквадратическая точность вычисления гравитационных аномалий и густота сети наблюдений отвечают техническим требованиям, предъявляемым к гравиметрическим съемкам масштаба 1:100000. По результатам гравиметрической съемки построена карта аномалий силы тяжести в редукции Буге, на основе интерпретации которой с помощью методов математической статистики получены количественные характеристики формы и размеров этого тела и построена объемная модель массива. Для трансформации и инверсии гравитационного поля использованы дисперсионный и регрессионный методы математического анализа. Максимальная мощность гранитов составляет 3,5 км, площадь проекции на земную поверхность в два раза превосходит площадь их выходов. Полученные оценки подтверждаются результатами решения обратной задачи гравиметрии с помощью метода подбора моделей. Сделан вывод, что применение методов регрессионного и дисперсионного анализов математической статистики для исследования особенностей морфологии интрузивных тел весьма эффективно. Сведения о форме и размерах массива будут использованы при формировании заключения о перспективах его металлогенической специализации.

Ключевые слова: аномалия, инверсия, гранитоиды, статистический анализ, петрофизическая модель

Информация о статье: Дата поступления 3 октября 2019 г.; дата принятия к печати 9 декабря 2019 г.; дата онлайн-размещения 30 декабря 2019 г.

Для цитирования: Канайкин В.С., Турутанов Е.Х., Буянтогтох Б. Морфология Горихинского гранитного массива с помощью методов математической статистики. *Науки о Земле и недропользование*. 2019. Т. 42. № 4. С. 448–460. <https://doi.org/10.21285/2686-9993-2019-42-4-448-460>

Morphology of the Gorikhinsky granite massif: a study by mathematical statistics methods

© Victor S. Kanaykin^a, Evgeny K. Turutanov^b, Bazarin Buyantogtokh^c^aIrkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia^bInstitute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia^cInstitute of Astronomy and Geophysics, MAS, Ulan Bator, Mongolia

Abstract: The Gorikhinsky granite massif is located in the marginal part of the Khentey highlands (Mongolian-Transbaikalian folded system, Central Mongolia). The massif is composed of coarse-grained weak-porphyry leucocratic granites, granite porphyry, and pegmatites. In the rocks of the massif, rock crystal deposits have been discovered. In certain pegmatite bodies, in addition to smoky quartz and morion crystals, the study has found the presence of fluorite, topaz, biotite, tourmaline, beryl, garnet, and allanite. The accessory minerals are cyrtolite, xenotime, zircon,



sphene, rutile, apatite, cassiterite, etc. Thus, the study of the geological structure of the above object is of interest not only from a scientific but also from a practical point of view. The research data have become the basis for setting areal gravimetric work to determine the features of the massif's geological structure. The work has been performed by the standard procedure using Scintrex Autograv CG-5 gravimeters. The height of the observation points has been determined by Trimble 5700 GPS devices. The RMS accuracy of the gravitational anomalies calculation as well as the density of the observation network meet the technical requirements for 1:100000 scale gravimetric surveys. Using the results of the gravity survey, a map of gravity anomalies in Bouguer has been compiled. Based on the interpretation of the map, with the use of the methods of mathematical statistics, quantitative characteristics of the shape and size of the body have been defined and a three-dimensional model of the massif has been built. For the purpose of the transformation and inversion of the gravitational field, the variance and regression methods of mathematical analysis have been used. The maximum thickness of the granites is 3.5 km; the area of the earth's surface projection is twice that of the granite outcrop. The obtained estimates are confirmed by the results of solving the inverse problem of gravimetry using the method of model selection. The article concludes that the use of the regression and variance analysis methods of mathematical statistics in the studies of the morphology of the intrusive bodies has proved most effective. The information on the shape and size of the massif will be used in concluding on the prospects of the massif's metallogenic trend.

Keywords: anomaly, inversion, granitoids, statistical analysis, petrophysical model

Information about the article: Received October 3, 2019; accepted for publication December 9, 2019; available online December 30, 2019.

For citation: Kanaykin VS, Turutanov EK, Buyantogtokh B. Morphology of the Gorikhinsky granite massif: a study by mathematical statistics methods. *Earth sciences and subsoil use*. 2019;42(4):448–460. (In Russ.) <https://doi.org/10.21285/2686-9993-2019-42-4-448-460>

Введение

При интерпретации потенциальных геофизических полей достаточно часто и вполне обосновано применяют методы математической статистики. Количественная интерпретация гравитационных данных предполагает использование различных способов обработки исходных материалов, в частности регрессионного и дисперсионного анализов. Эффективность применения этих методов для количественной интерпретации гравитационных данных зависит от сложности геологического строения изучаемого района, а значит, и от структуры поля силы тяжести¹ [1].

В статье рассматриваются возможности использования аппарата дисперсионного и регрессионного анализов математической статистики для трансформации и инверсии гравитационного поля Горихинского гранитного массива (Монголия) с целью оценки особенностей его формы и размеров, поскольку эти данные могут быть использованы при инженерно-сейсмологических работах по уточнению сейсмической опасности от-

дельных участков Улан-Баторского района [2, 3]. В гранитах массива выявлены месторождения горного хрусталя. Кроме кристаллов дымчатого кварца и мориона в отдельных пегматитовых телах выявлены флюорит, топаз, биотит, турмалин, берилл, гранат, ортит. В качестве акцессорных минералов присутствуют циртолит, ксенотим, циркон, офен, рутил, апатит, касситерит и др. Следовательно, изучение геологического строения этого объекта вызывает интерес не только с научной, но и с практической точки зрения.

Методы исследования

Для изучения морфологии Горихинского массива проведена гравиметрическая съемка масштаба 1:100000. Работы выполнены с помощью гравиметров CG-5 по стандартной методике [3]. Высоты пунктов наблюдения определялись приборами Trimble 5700 GPS. Густота и точность сети наблюдений соответствуют требованиям, предъявляемым к гравиметрической съемке среднего масштаба. Поправка за гравитационное влияние рельефа учтена в радиусе 200 км.

¹ Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебник для студентов вузов. М.: Недра, 1986. 337 с.



По результатам гравиметрической съемки построена схема аномалий Буге (рис. 1). Средняя плотность гранитоидов массива, по данным результатов многочисленных денситометрических измерений [4, 5], составляет 2520 кг/м^3 . Вмещающие породы фундамента представлены в основном нижнекарбовыми и средневерхнедевонскими песчаниками, сланцами и алевролитами. Величина плотности коренных пород с учетом подстилающих их гранитоидов принимается по источнику [5] и в среднем равна 2630 кг/м^3 .

Выделение локальных (остаточных) аномалий силы тяжести выполнялось с применением метода главных компонент дисперсионного анализа математической статистики. Использование факторного анализа при обработке геофизических данных связывается с разложением наблюдаемого поля на аномальные составляющие, обусловленные основными источниками, создающими суммарное поле. Эти аномальные источники и являются искомыми факторами. Обработка данных комплекса геофизических признаков с помощью факторного анализа позволяет осуществлять классификацию полей признаков по комплексным параметрам, каждый из которых выступает в качестве фактора.

Одним из важных моментов при интерпретации гравитационного поля $G_{исх}$ является выделение регионального фона $G_{рег}$. Знание величины региональной составляющей позволяет определять остаточные локальные аномалии гравитационного поля $G_{лок}$ как разницу между исходным гравитационным полем и региональным фоном:

$$G_{лок} = G_{исх} - G_{рег}.$$

При интерпретации гравитационного поля с помощью методов математической статистики используются значения силы тяжести, определенные, как правило, по n профилям и m пикетам, расположенным на них ($n \times m$). Тогда результаты измерений исходного гравитационного поля можно представить в виде матрицы $G_{исх}$ размерностью $[n \times m]$.

$$G_{исх} = \begin{bmatrix} g_{11} & g_{12} & \dots & g_{1m} \\ g_{12} & g_{22} & \dots & g_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ g_{n1} & g_{n2} & \dots & g_{nm} \end{bmatrix}.$$

На основе этой исходной матрицы $G_{исх}$ рассчитывается ковариационная матрица K_0 , с помощью которой в соответствии с основными задачами факторного анализа математической статистики можно исследовать внутреннюю структуру измеренных величин. Размерность

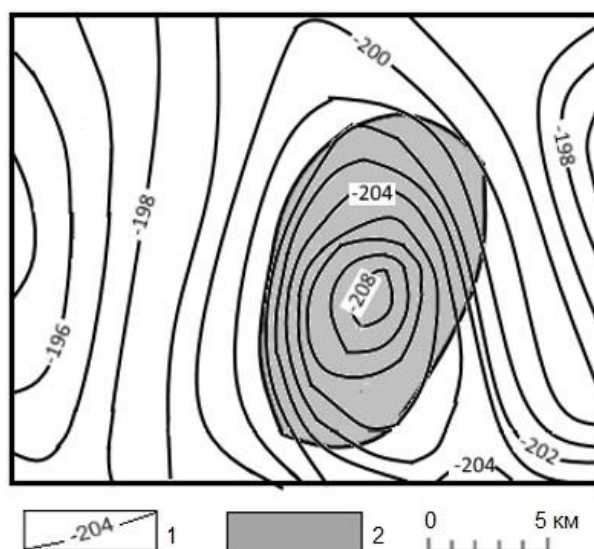


Рис. 1. Схема аномалий Буге Горихинского гранитного массива:

1 – изоаномалы силы тяжести, мГал; 2 – выходы гранитов Горихинского массива

Fig. 1. Scheme of the Bouguer anomalies, the Gorikhinsky granite massif:

1 – gravity isoanomalies, mGal; 2 – granite outcrops

матрицы K_0 также определяется величиной $[n \times m]$.

$$K_0 = \begin{bmatrix} k_{11} & k_{12} \dots k_{1n} \\ k_{12} & k_{22} \dots k_{2n} \\ \dots & \dots \dots \dots \\ k_{n1} & k_{n2} \dots k_{nn} \end{bmatrix}.$$

Для анализа структуры ковариационной матрицы K_0 осуществляется расчет собственных значений и собственных векторов данной матрицы. Собственные значения матрицы (а их количество соответствует размерности матрицы n) равны длинам полуосей n -мерного эллипса. Длина полуосей эллипса в данном случае отражает величину дисперсии гравитационного поля, обусловленную действием того или иного геологического фактора. При этом собственные векторы можно интерпретировать как величину углов, определяющих направление соответствующих полуосей эллипса в пространстве. В нашем случае $n = 12$, $m = 80$.

В результате применения метода главных компонент нами рассчитаны региональный фон (рис. 2) и остаточная аномалия гравитационного поля (рис. 3) в районе Горихинского массива. Величина последней доходит до -10 мГал.

Для выяснения геологической природы первой главной компоненты гравитационного поля рассчитаны осредненные значения величин энергетических сигналов фоновой (региональной) и локальной его составляющих по всем расчетным профилям. С этой целью для каждого профиля определены средние площади, заключенные между кривыми Δg вдоль профилей и горизонтальными линиями, принимаемыми за графики нормального поля. Расчет осуществлялся по всем профилям отдельно для фоновой (региональной) поля и локальной (остаточной) аномалии:

$$S_i^{\text{фон}} = \sum_i^M \sum_j^N \frac{\Delta g_{i,j}^{\text{фон}}}{M};$$

$$S_i^{\text{лок}} = \sum_i^M \sum_j^N \frac{\Delta g_{i,j}^{\text{лок}}}{M},$$

здесь i – номер пикета; j – номер профиля; N , M – количество профилей и пикетов соответственно; $\Delta g_{i,j}^{\text{фон}}$, $\Delta g_{i,j}^{\text{лок}}$ – значения фоновой или локальной гравитационного поля на i -м пикете j -го профиля.

Выполненные расчеты позволяют утверждать, что для Горихинского гранитного массива первая главная компонента гравитационного поля связана с локальной

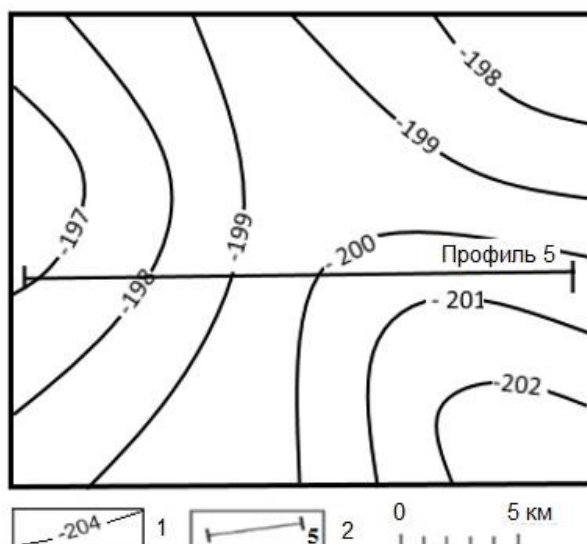


Рис. 2. Схема региональной (фоновой) составляющей гравитационного поля Горихинского гранитного массива:
1 – изоаномалы силы тяжести, мГал; 2 – интерпретационный профиль № 5
Fig. 2. Scheme of the regional (background) component of the gravity field, the Gorikhinsky granite massif:
1 – gravity isoanomalies, mGal; 2 – interpretation profile № 5

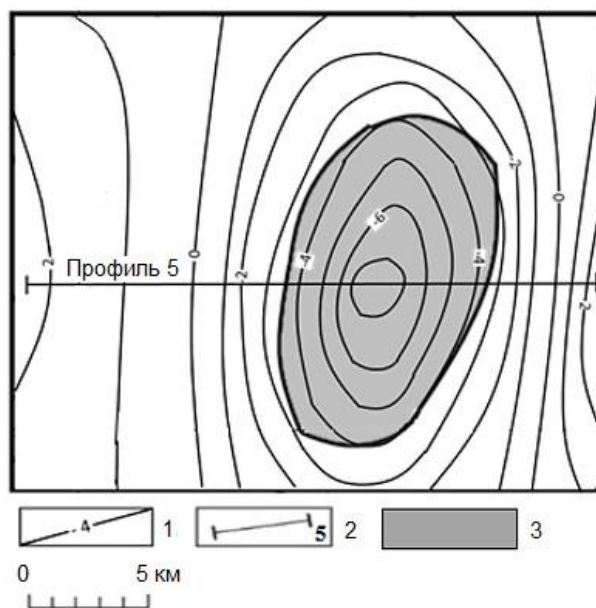


Рис. 3. Схема локальной (остаточной) аномалии Буге Горихинского гранитного массива:

1 – изоаномалы силы тяжести, мГал; 2 – интерпретационный профиль № 5;

3 – выходы гранитов Горихинского массива

Fig. 3. Scheme of the local (residual) Bouguer anomaly, the Gorikhinsky granite massif:

1 – gravity isoanomalies, mGal; 2 – interpretation profile No 5;

3 – granite outcrops

составляющей поля силы тяжести, а не с региональным фоном. Это хорошо видно на рис. 4: площадь, ограниченная графиком регионального фона, значительно меньше, чем подобная ей площадь, ограниченная графиком локальной составляющей силы тяжести. Такая ситуация однозначно свидетельствует о неравноценности вкладов двух составляющих силы тяжести в суммарную дисперсию (энергию) исходного гравитационного поля и решает основную задачу дисперсионного анализа – диагностику и локацию главного аномалиеобразующего фактора. Следовательно, главным объектом интерпретации является сам гранитный массив, особенности его формы и размеров, а не совокупность всех имеющихся плотностных неоднородностей земной коры района исследований, формирующих региональный гравитационный фон. Подобные выводы были получены и ранее для гравитационного поля Богдоулинского гранитного массива [6], так как оно также характеризуется энергией сигнала локальной аномалии (амплитудой, шириной и протяженностью) значительно

большей, чем региональная составляющая. Видимо, эта особенность характерна для структуры гравитационного поля, наблюдаемого над малыми гранитными массивами Восточной Монголии.

Обратная задача гравиразведки решалась двумя способами. Первый способ базируется на использовании регрессионных методов математической статистики, второй основан на процессе «выборки поля», то есть, по сути, представляет собой традиционный метод подбора. Расчеты выполнены в полном объеме по системе профилей для всей площади исследования. При этом детальное рассмотрение используемых схем вычисления произведено на примере интерпретационного профиля № 5 (см. рис. 3), проходящего через эпицентр аномальную зону исследуемого участка. Длина этого профиля приблизительно равна 25000 м.

Интерпретация с помощью регрессионного анализа. С этой целью для каждого интерпретационного профиля формируется линейная математическая модель в виде системы уравнений

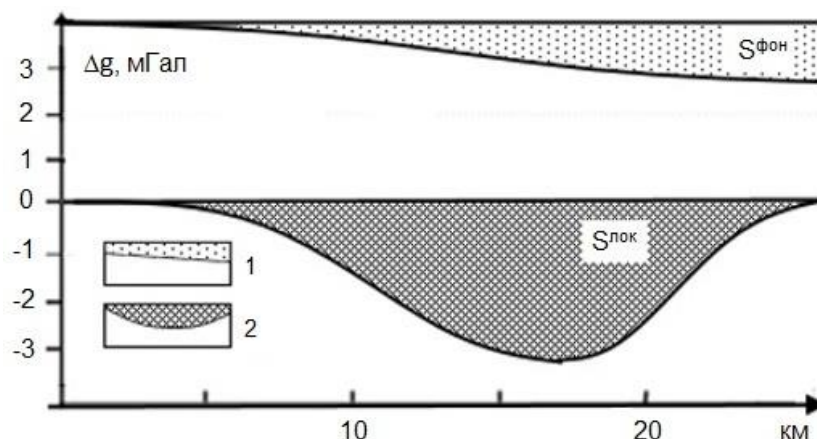


Рис. 4. Осредненные значения величин энергетических сигналов фоновой и локальной составляющих гравитационного поля Горихинского гранитного массива:

1 – «энергия» сигнала регионального фона;

2 – «энергия» сигнала остаточной (локальной) гравитационной аномалии

Fig. 4. Averaged values of the energy signals of the background and local components of the gravitational field, the Gorikhinsky granite massif:

1 – “energy” of the regional background signal;

2 – “energy” of the residual (local) gravity anomaly signal

$\Delta G_{\text{лок}} \approx B \times \bar{a}$, где B – матрица плана размерностью $m \times k$; $\bar{a} = [a_1, \dots, a_k]$ – вектор-столбец определяемых коэффициентов (в нашем случае это значения избыточных плотностей тел правильной геометрической формы, аппроксимирующих аномалиеобразующие объекты); m – количество пикетов; k – количество аномалиеобразующих объектов.

Наиболее распространенный способ определения коэффициентов $\bar{a} = [a_1, \dots, a_k]$ основан на методе наименьших квадратов [7], но он требует обращения матрицы B . Поскольку эта процедура очень чувствительна к ошибкам вычислений и измерений входных и выходных переменных, нами использован более надежный алгоритм вычисления искомых коэффициентов, основанный на применении сингулярного разложения матрицы B [8]. Сингулярное разложение позволяет выбирать решения с учетом реальной точности вычислений и исходных данных путем отбрасывания элементов разложения, соответствующих сингулярным числам σ меньше заданной точности съемки наблюдаемого гравитационного поля τ . Указанная операция дает возможность более достоверного определения коэффициентов $\bar{a} = [a_1, \dots, a_k]$ благодаря

уменьшению числа обусловленности матрицы B . При этом, как правило, невязка между наблюдаемым и «модельным» гравитационным полем возрастает, но надежность получающегося регуляризованного решения (избыточные плотности призм) с избытком оправдывает эту потерю.

Решение обратной задачи гравитразведки заключается в определении особенностей глубинного строения [6, 9–11] Горихинского массива. Для этого необходимо аппроксимировать изучаемый геологический разрез набором правильных геометрических тел. А поскольку известно, что при инверсии гравитационного поля для аппроксимации геологических объектов, имеющих ограниченные геометрические размеры в плане, целесообразно использовать не призмы, а параллелепипеды [12], петрофизическая модель Горихинского гранитного массива составлена из прямоугольных параллелепипедов. В плане модель имеет овальную форму и вытянута в северо-восточном направлении на 15 км при ширине до 9 км, то есть объемная модель объекта представлена эллипсом. Начальное «нулевое» приближение модели получено на основе решения обратной задачи



гравиметрии с помощью метода подбора [13–16]. Оказалось, что максимальная толщина (вертикальная мощность) массива может достигать 3000–4000 м. При формировании петрофизической модели массива, состоящей из прямоугольных параллелепипедов, полученные величины приняты за геометрические ограничения последней.

На рис. 5 показана модель гранитного массива вдоль профиля № 5, представленная в виде набора из 32 горизонтальных прямоугольных параллелепипедов ($k = 32$), образующих четыре слоя по восемь параллелепипедов в каждом. Размеры параллелепипедов следующие: горизонтальная мощность (протяженность параллельно линии профиля) равна 2500 м. Вертикальная мощность – 1000 м. Длина параллелепипеда (горизонтальная мощность параллелепипеда

2b перпендикулярно линии профиля) равна 14000 м. Для 80 точек профиля ($m = 80$) и 32 базисных функций ($k = 32$) была рассчитана матрица плана B . Каждый элемент $b_{m,k}$ этой матрицы выражает эффект k -го прямоугольного параллелепипеда ($k = 1, \dots, 32$) в m -й точке профиля ($m = 1, \dots, 80$). Плотность параллелепипедов принята равной 1.

Расчеты выполнены с помощью математического пакета MathCad с использованием подпрограмм сингулярного разложения матриц SVD. Оказалось, что в районе интерпретационного профиля № 5 рассматриваемая матрица плана B характеризуется достаточно большим числом обусловленности β . Величина обусловленности $\beta = \sigma_1/\sigma_{32} = 168,28/0,00287 = 5,7 \cdot 10^4$, что говорит о значительной вырожденности матрицы B и плохих результатах решения системы

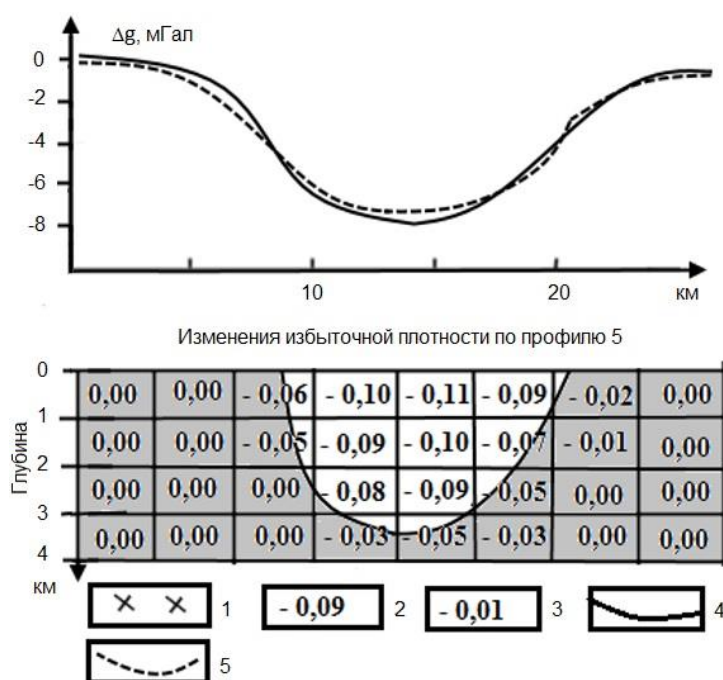


Рис. 5. Схема физико-геологической модели Горихинского гранитного массива вдоль интерпретационного профиля № 5:

- 1 – контур гранитов Горихинского массива; 2 – расчетные значения избыточной плотности параллелепипедов, составляющих собственно гранитный массив, г/см^3 ; 3 – расчетные значения избыточной плотности параллелепипедов вмещающих пород, г/см^3 ;
4 – график локальной аномалии, мГал; 5 – график модельного поля, мГал

Fig. 5. Diagram of the physical-geological model of the Gorikhinsky granite massif along the interpretation profile No 5:

- 1 – contour of the granites; 2 – calculated values of the excess density for the parallelepipeds composing the granite massif itself, g/cm^3 ; 3 – calculated values of the excess density for the parallelepipeds of the host rocks, g/cm^3 ;
4 – graph of the local anomaly, mGal; 5 – graph of the model field, mGal

линейных уравнений обычными методами. Приемлемое решение получено при значении $\sigma > \sigma_{1.7} = 168,28 \cdot 0,05 = 8,4$, что соответствует 5 % точности полевых работ и использованию первых восьми сингулярных чисел. В этом случае дефицит плотности параллелепипедов, формирующих петрофизическую модель Горихинского гранитного массива, близок к отрицательной избыточной плотности гранитоидов и изменяется в пределах $-0,11 \dots -0,07 \text{ г/см}^3$ (рис. 6). Эта плотность близка к оцененной ранее по данным денситометрии величине [5] и соответствует мощности гранитного массива в 3500–4000 м. Контур гранитного массива проведен с учетом рассчитанных значений избыточной плотности аномалиеобразующих параллелепипедов петрофизической модели.

Необходимо отметить, что при интерпретации гравитационных полей с помощью регрессионного анализа при определенной геометрии разреза верхние горизонты (слои) модели принимают большую отрицательную избыточную плотность, что в конечном итоге ведет к значительному уменьшению вертикаль-

ной мощности геологического тела. Этот эффект наблюдается для геологических объектов большой вертикальной мощности, петрофизические модели которых содержат большое количество аномалиеобразующих тел. Исследуемый же нами объект не относится к этому типу геологических тел, так как его мощность невелика и составляет не более 3–4 км, а слоев аномалиеобразующих тел всего четыре. Поэтому рассмотренный способ решения обратной задачи позволил получить вполне приемлемый результат инверсии гравитационного поля, не противоречащий модели, полученной традиционным способом решения обратной задачи гравиметрии и принятой в качестве «нулевого» приближения. Тем не менее с целью получения дополнительной информации об особенностях глубинного строения Горихинского массива был применен и другой метод решения обратной задачи – способ «выборки поля», или метод подбора.

Интерпретация с помощью «выборки поля». При реализации данного способа интерпретации предполагалось, что массив имеет овальную форму

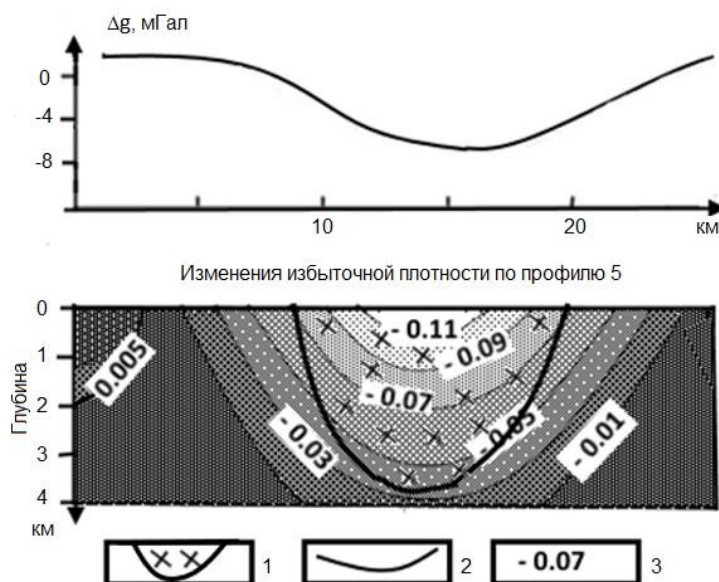


Рис. 6. Интерпретационный разрез по профилю № 5 Горихинского гранитного массива:
1 – контур гранитов Горихинского массива; 2 – график локальной аномалии силы тяжести, мГал;
3 – расчетные значения избыточной плотности гранитов, г/см³

Fig. 6. Interpretation section along the profile No 5, the Gorikhinsky granite massif:
1 – contour of the granites; 2 – graph of the local gravity anomalies, mGal;
3 – calculated values of the excess density of the granites, g/cm³



в плане и клиновидную геометрию на глубине, то есть объемная модель аппроксимировалась эллипсоидным конусом. Эта форма накладывает определенные условия на геометрию модели. Например, длина $2b$ параллелепипедов данной модели не является постоянной величиной, как это было в предыдущей модели (когда $2b = 14000$ м), а изменяет свою величину в зависимости от положения параллелепипеда на профиле (центральная или периферийная часть профиля) и от глубины его залегания. При создании модели длина параллелепипедов изменялась от 0 до 14000 м, а глубина до верхней кромки принимала значения от 0 до 3000 м.

При решении обратной задачи методом подбора на «избыточную» плотность аномалиеобразующих объектов (параллелепипедов), участвующих в формировании петрофизической модели Горихинского гранитного массива, также накладывалось ограничение: их плотность не могла принимать значения менее $-0,11$ г/см³. При вычислении гравитационного эффекта от прямоугольных параллелепипедов их «избыточная»

плотность задавалась от 0,0 до $-0,11$ г/см³. С использованием варьирования «избыточной» плотностью, горизонтальными размерами (длиной) и глубиной залегания параллелепипедов нами реализовано несколько вариантов решений прямой задачи гравиметрии. Итоговые результаты вычисления избыточной плотности, глубины залегания верхней кромки и геометрические размеры параллелепипедов приведены в табл. 1, 2 и на рис. 5, 6.

Результаты интерпретации гравиметрических данных

В результате расчетов различными методами получены вполне удовлетворительные решения. Среднеквадратическая невязка между локальным и модельным полем сопоставима с общей точностью гравиметрической съемки и составляет не более $\pm 0,09$ мГал. Под модельным полем в данном случае понимается результат решения прямой задачи гравиметрии для петрофизической модели с заданными геометрическими и амплитудными параметрами параллелепипедов (избыточная плотность параллелепипедов).

Таблица 1

Значения избыточной плотности параллелепипедов, вычисленных различными методами интерпретации

Table 1

Excess density values for the parallelepipeds calculated by different interpretation methods

Глубина, км	Номер слоя	Номер параллелепипеда в слое							
		1	2	3	4	5	6	7	8
		Избыточная плотность параллелепипедов, г/см ³							
0	1	<i>0,01</i>	<i>0,02</i>	<i>-0,04</i>	<i>-0,09</i>	<i>-0,11</i>	<i>-0,08</i>	<i>-0,01</i>	<i>0,02</i>
		0	0	-0,06	-0,1	-0,11	-0,09	-0,02	0
1	2	<i>0,01</i>	<i>0,01</i>	<i>-0,03</i>	<i>-0,08</i>	<i>-0,09</i>	<i>-0,06</i>	<i>-0,01</i>	<i>0,01</i>
		0	0	-0,05	-0,09	-0,1	-0,07	-0,01	0
2	3	<i>0</i>	<i>0</i>	<i>-0,03</i>	<i>-0,06</i>	<i>-0,06</i>	<i>-0,05</i>	<i>-0,01</i>	<i>0</i>
		0	0	0	-0,08	-0,09	-0,05	0	0
3	4	<i>0</i>	<i>0</i>	<i>-0,02</i>	<i>-0,04</i>	<i>-0,05</i>	<i>-0,04</i>	<i>-0,01</i>	<i>0,00</i>
		0	0	0	-0,03	-0,05	-0,03	0	0

Примечание: курсивом в таблице обозначены значения дефицита плотности параллелепипедов, вычисленные с использованием регрессионного анализа; прямым шрифтом – те же значения, но полученные методом подбора.

Note: The italics indicate the density deficit values for the parallelepipeds, calculated with the use of the regression analysis; the regular type indicates the same values obtained with the selection method.



Таблица 2

Глубина залегания верхней кромки и размеры параллелепипедов
для различных методов интерпретации

Table 2

The top edge depth and dimensions of the parallelepipeds
for different interpretation methods

Глубина, км	Номер слоя	Номер параллелепипеда в слое							
		1	2	3	4	5	6	7	8
		Полудлина параллелепипедов, м							
0	1	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>
		0	0	1000	6000	7000	7000	400	0
1	2	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>
		0	0	700	5000	6000	5000	300	0
2	3	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>
		0	0	0	4000	5000	4000	0	0
3	4	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>	<i>7000</i>
		0	0	0	2000	4000	2000	0	0

Примечание: курсивом в таблице обозначена полудлина параллелепипедов, используемая при интерпретации с применением регрессионного анализа; прямым шрифтом – те же значения, но полученные методом подбора.

Note: The italics indicate the semilength of the parallelepipeds, used in the interpretation by the regression analysis; the regular type indicates the same values obtained with the selection method.

Схематический разрез результирующей плотностной петрофизической модели Горихинского гранитного массива приведен на рис. 5, 6. Геометрические размеры параллелепипедов и величины их избыточной плотности, обеспечивающие наилучшую сходимость остаточной локальной аномалии и модельного поля силы тяжести, приведены в табл. 1 и 2.

Для геологических тел, основная часть которых скрыта в недрах вмещающих толщ, подобное расхождение в результатах интерпретации различными методами можно считать вполне удовлетворительным. Это можно объяснить высокой эффективностью применения дисперсионного и регрессионного методов математического анализа для трансформации и инверсии гравитационного поля при определении морфологии интрузивных образований.

Закключение

Применение методов регрессионного и дисперсионного анализов математической статистики при решении обратных задач гравиметрии позволило оценить главные особенности формы и размеров Горихинского рудоносного гранитного массива. Массив представляет

собой перевернутый эллипсоидный конус. Его максимальная вертикальная мощность доходит до 3–4 км.

Показано, что при интерпретации потенциальных геофизических полей, в частности для трансформации и инверсии поля силы тяжести, вполне возможно эффективное применение методов регрессионного и дисперсионного анализа математической статистики. На примере рудоносного гранитного массива Горихо, расположенного в Восточной Монголии, авторами показана эффективность использования метода главных компонент и метода наименьших квадратов с применением сингулярного разложения матриц для установления главного источника гравитационной аномалии (гранитный массив) и выявления особенностей его формы и размеров. Геометрические параметры итоговой модели гранитного массива подтверждены результатами количественной интерпретации, выполненной с помощью программы полуавтоматической 3D-инверсии гравитационного поля при аппроксимации тел ограниченными по простиранию горизонтальными призмами с вертикальными сечениями, имеющими форму многоугольников.



Библиографический список

1. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных / пер. с англ. М.: Мир, 1977. 600 с.
2. Геология Монгольской Народной Республики. Том III. Полезные ископаемые / ред. Н.А. Маринов, Р.А. Хасин, Ч. Хурц. М.: Недра, 1977. 703 с.
3. Турутанов Е.Х. Морфология мезозойских гранитных плутонов Монголии по гравиметрическим данным. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2012. 223 с.
4. Дугараа П., Арвисбаатар Н., Дандар С., Новоселов С.В., Вахромеев Г.С., Чернов Ю.А. Геолого-структурная особенность Бурульжунтинской и Налайхинской впадин Центральной Монголии // Вопросы геологии и полезных ископаемых Центральной и Восточной Монголии. Уланбаатар: Изд-во МонГУ, 1982. С. 13–14.
5. Дугараа П., Арвисбаатар Н. Петроплотностная характеристика пород Жанчивланского рудного узла и его окрестностей // Вопросы геологии и полезных ископаемых Центральной и Восточной Монголии. Уланбаатар: Изд-во МонГУ, 1982. С. 11–13.
6. Шрайбман В.Н., Жданов М.С., Витвицкий О.В. Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических аномалий. М.: Недра, 1977. 217 с.
7. Форсайт Дж., Малькольм М., Моулер К. Машинные методы математических вычислений. М.: Мир, 1980. 280 с.
8. Stephanson O., Johnson K. Granite diapirism in the Rum Jungle area, Northern Australia // Precambrian Research. 1976. Vol. 3. No. 2. P. 159–185.
9. Ramodass G., Ramaprasada Rao I.B., Himabindu D. Crustal configuration of the Dharwar craton, India, based on joint modeling of regional gravity and magnetic data // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26. Iss. 5. P. 437–448. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.10.005>
10. Oclsner C. Die gravimetrischen Spezialvermessungen des Gebietes Geger // Freiburger Forschungs. Ehrenfriedersdorf. 1963. No. 167. P. 85–93.
11. Lind G. Gravity measurements over the Bohus Granite in Sweden // Geologi foren. Stockholm forhandle. 1967. Vol. 88. No. 4. P. 542–548.
12. Буянтогтох Б., Турутанов Е.Х., Канайкин В.С. Структура Земной коры Улан-Баторского района Монголии по гравиметрическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 3. С. 585–602. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-3-0428>
13. Howard D. Geophysical studies of the Minarets Wilderness and adjacent areas, Madera and Mono counties, California // Geological Survey Bulletin. 1982. 1516 A. P. 49–72.
14. Pitcher W.S. The anatomy of batholiths // Journal of the Geological Society. 1978. Vol. 135. No. 2. P. 157–182.
15. Rowston D.L. Gravity survey of manganese deposits in the Mt. Sydney-Woodie Woodie area, Pilbara Goldfield // Geological Survey of Western Australia Annual Report. 1965. Vol. 1. P. 49–51.
16. Турутанов Е.Х. Аномалии силы тяжести, глубинная структура и геодинамика Монголо-Сибирского региона: монография. Иркутск: Изд-во ИРНИТУ, 2018. 182 с.

References

1. Davis J. *Statistics and data analysis in geology*. Moscow: Mir; 1977. 600 p. (In Russ.)
2. Marinov NA, Khasin RA, Khurts Ch (eds.). *Geology of the Mongolian People's Republic*. Vol. III. *Minerals*. Moscow: Nedra; 1977. 703 p. (In Russ.)
3. Turutanov EKh. *Morphology of the Mesozoic granite plutons of Mongolia according to gravimetric data*. Irkutsk: Irkutsk State Technical University; 2012. 223 p. (In Russ.)
4. Dugaraa P, Arvisbaatar N, Dandar S, Novoselov SV, Vakhromeev GS, Chernov YuA. Geological and structural features of Buruzhultin and Nalaikhin depressions of Central Mongolia. In: *Voprosy geologii i poleznykh iskopayemykh Tsentral'noi i Vostochnoi Mongolii* = Issues of geology and minerals of Central and Eastern Mongolia. Ulaanbaatar: National University of Mongolia; 1982. p.13–14. (In Russ.)
5. Dugaraa P, Arvisbaatar N. Rock density characterization of the Zhanchivlan ore cluster and its environs. In: *Voprosy geologii i poleznykh iskopayemykh Tsentral'noi i Vostochnoi Mongolii* = Issues of geology and minerals of Central and Eastern Mongolia. Ulaanbaatar: National University of Mongolia; 1982. p.11–13. (In Russ.)
6. Shraibman VN, Zhdanov MS, Vitvitskii OV. *Correlation methods of transformation and interpretation of geophysical anomalies*. Moscow: Nedra; 1977. 217 p. (In Russ.)
7. Forsythe J, Malcolm M, Moler K. *Computer methods for mathematical computations*. Moscow: Mir; 1980. 280 p. (In Russ.)
8. Stephanson O, Johnson K. Granite diapirism in the Rum Jungle area, Northern Australia. *Precambrian Research*. 1976;3(2):159–185.
9. Ramodass G, Ramaprasada Rao IB, Himabindu D. Crustal configuration of the Dharwar craton, India, based on joint modeling of regional gravity and magnetic data. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2006;26(5):437–448. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.10.005>
10. Oclsner C. Die gravimetrischen Spezialvermessungen des Gebietes Geger. *Freiburger Forschungs. Ehrenfriedersdorf*. 1963;167:85–93. (In Germ.)



11. Lind G. Gravity measurements over the Bohua Granite in Sweden. *Geologi foren. Stockholm forhandle*. 1967;88(4):542–548.

12. Buyantogtokh B, Turutanov EK, Kanaikin VS. Crustal structure of the Ulaanbaatar region, Mongolia according to gravimetric data. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019;10(3):585–602. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-3-0428>

13. Howard D. Geophysical studies of the Minarets Wilderness and adjacent areas, Madera and Mono counties, California. *Geological Survey Bulletin*. 1982;1516A:49–72.

14. Pitcher WS. The anatomy of batholiths. *Journal of the Geological Society*. 1978;135(2):157–182.

15. Rowston DL. Gravity survey of manganese deposits in the Mt. Sydney-Woodie Woodie area, Pilbara Goldfield. *Geological Survey of Western Australia Annual Report*. 1965;1:49–51.

16. Turutanov E.Kh. *Gravity anomalies, underlying structure and geodynamics of the Mongolian-Siberian region*. Irkutsk: Irkutsk National Research Technical University; 2018. 182 p. (In Russ.)

Критерии авторства / Authorship criteria

Канайкин В.С., Турутанов Е.Х., Буянтогтох Б. написали статью, имеют равные авторские права и несут одинаковую ответственность за плагиат.

Victor S. Kanaykin, Evgeny K. Turutanov, Bazarin Buyantogtokh are the authors of the article, hold equal copyright and bear equal responsibility for plagiarism.

Конфликт интересов / Responsibility for plagiarism

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

The authors declare that there is no conflict of interests regarding the publication of this article.

Все авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи.

All authors have read and approved the final version of this manuscript.

Сведения об авторах / Information about the authors



Канайкин Виктор Степанович,

кандидат геолого-минералогических наук, доцент,
доцент кафедры прикладной геологии,
геофизики и геоинформационных систем,
Институт недропользования,
Иркутский национальный исследовательский технический университет,
664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, Россия,
✉ e-mail: kanvs@yandex.ru

Victor S. Kanaykin,

Cand. Sci. (Geol. & Mineral.), Docent,
Associate Professor, Department of Applied Geology,
Geophysics and Geoinformation Systems,
Institute of Subsoil Use,
Irkutsk National Research Technical University,
83 Lermontov St., Irkutsk 664074, Russia,
✉ e-mail: kanvs@yandex.ru



Турутанов Евгений Хрисанфович,

доктор геолого-минералогических наук,
заведующий лабораторией комплексной геофизики,
Институт земной коры СО РАН,
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия,
e-mail: tur@crust.irk.ru

Evgeny K. Turutanov,

Dr. Sci. (Geol. & Mineral.),
Head of the Laboratory of Integrated Geophysics,
Institute of the Earth's Crust, SB RAS,
128 Lermontov St., Irkutsk 664033, Russia,
e-mail: tur@crust.irk.ru

**Буянтoгтох Базарин,**

аспирант, научный сотрудник,
Институт астрономии и геофизики МАН,
13343, г. Улан-Батор, ул. Ж. Лхагасурэнгийн, 42, Монголия,
e-mail: bazaryn_b@yahoo.com

Bazarin Buyantogtokh,

Postgraduate, Researcher,
Institute of Astronomy and Geophysics, MAS,
42 J. Lhagaasurengiin St., Ulan Bator 13343, Mongolia,
e-mail: bazaryn_b@yahoo.com