

УДК 550.831.016

СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ К ПРОБЛЕМЕ РЕДУЦИРОВАНИЯ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Стогний В. В.

MODERN POINTS OF VIEW ON THE PROBLEM OF THE GRAVITY DATA REDUCING

Stogny V. V. *

* *Kuban State University, Krasnodar, Russia, e-mail: stogny@newmail.ru*

Abstract. One of the basic problems of the gravity exploration is the methodology problem of the reducing of gravity data, actuality of which has increased during last ten-year periods in connection with raising of field measurement accuracy with gravimeters and determining of geographic coordinates and absolute elevations of gravity stations. The modern approaches to the reducing gravity data problem in the ground gravimetric explorations are discussing in the article. During last ten-year periods the methodologies of correction calculation for gravity vertical gradient in free-air (Faye's correction) with take into account ellipticity of the Earth and excess mass adjustment calculation with take into account spherical Earth are widely used. The Bouguer and Glenny anomalies calculation was proposed to execute for the geoid model "Standard Earth" for the most full account of the conformities of normal gravity field and its vertical gradient changes not only by latitude but also longitude. Possible approaches for such methodology realizing were considered.

Keywords: gravity exploration, gravity anomaly, Bouguer anomaly, excess mass adjustment, free-air anomaly, Glenny anomaly, Bruns correction, geoid, Standard Earth.

Введение

Гравиразведка является методом разведочной (прикладной) геофизики, на основе применения которого решаются задачи изучения структуры земной коры и верхней мантии, геологического картирования различного масштаба, поисков и разведки месторождений нефти и газа, твердых, в т.ч. рудных, полезных ископаемых и многие другие [1, 2]. Одной из центральных проблем гравиразведки является проблема редуцирования аномалий силы тяжести. При этом под редуцированием обычно понимается процесс приведения измеренных значений силы тяжести к определённым условиям, обеспечивающим решение поставленных задач, осуществляемый посредством введения в измеренные значения силы тяжести различных поправок.

При проведении как площадных, так и профильных наземных гравиметрических съёмок обязательными для вычисления, согласно [3], являются две редукции: редукция Фая и редукция Буге.

Редукцию Фая, называемую также редукцией силы тяжести в «свободном возду-

хе», вычисляют по формуле

$$\Delta g_{\Phi} = g_{\text{н}} - g_{\gamma} + 0,3086h, \quad (1)$$

где $g_{\text{н}}$ — измеренное значение силы тяжести на высоте h (от уровня моря); g_{γ} — нормальное значение силы тяжести уровня сфероида.

Поправка Фая δg_{Φ} в формуле (1) соответствует произведению среднего для всей Земли вертикального градиента силы тяжести, равного 0,3086 мГал/м, на высоту точки наблюдения h без учёта масс, расположенных выше уровня моря («свободный воздух»). Стандартная поправка Фая обычно вычисляется по формуле

$$\delta g_{\text{Фая}} = 0,3086h, \quad (2)$$

где h — высота над уровнем моря.

Нормальное значение силы тяжести g_{γ} [3] вычисляется по формуле Гельмерта (1901–1909 гг.)

$$g_{\gamma} = 978,030(1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi), \quad (3)$$

Стогний Валерий Васильевич, д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры геофизических методов поисков и разведки геологического факультета Кубанского государственного университета; e-mail: stogny@newmail.ru.

где коэффициент, равный 978,030 Гал, соответствует среднему значению силы тяжести на экваторе, φ — широта точки, в которой определяется нормальное значение силы тяжести g_γ .

Нормальные значения силы тяжести, вычисленные по формуле (3), соответствуют значениям силы тяжести на поверхности двухосного эллипсоида со сжатием 1/298,2, близким сжатию эллипсоида Красовского ($\alpha = 1/298,3$), принятому за эллипсоид относимости для всех геодезических работ в России. Во многих странах при обработке материалов гравиметрических съемок используется формула Кассиниса, соответствующая двухосному эллипсоиду со сжатием $\alpha = 1/297$. Для перехода от формулы Гельмерта к формуле Кассиниса зависимость g_γ (в мГал) выражается следующей формулой [1]:

$$g_\gamma^K = g_\gamma^\Gamma + (19,0 - 13,2 \sin^2 \varphi + 1,076 \sin^2 2\varphi), \quad (4)$$

где g_γ^K и g_γ^Γ — соответственно нормальные значения силы тяжести при расчёте по формулам Гельмерта и Кассиниса; φ — широта точки определения нормального значения силы тяжести.

Постоянное значение в 19 мГал введено в формулу (4) для учёта погрешности в абсолютном значении силы тяжести, определенном по данным маятниковых наблюдений, выполненных в Потсдаме (Германия) в начале XX в., и вошедшей в формулу (3).

Основной геологически содержательной редукцией полевых гравиметрических съемок является редукция Буге, определяемое формулой [3]

$$\Delta g_B = g_n - g_\gamma + (0,3086 - 0,0419\sigma)h + \delta g_p, \quad (5)$$

где g_n — измеренное значение силы тяжести на высоте h ; g_γ — нормальное значение силы тяжести данной точки (вычисляемое по формуле Гельмерта); $0,3086h$ — поправка за вертикальный градиент силы тяжести (поправка Фая); $-0,0419\sigma h$ — поправка за «промежуточный слой», σ — плотность «промежуточного слоя»; δg_p — поправка за влияние рельефа.

Формула (5) отличается от формулы (1) двумя элементами, а именно, введением поправки за гравитационное влияние плоскопараллельного промежуточного слоя меж-

ду точкой наблюдения с высотой h и уровнем моря, соответствующей поправке Буге, и дополнительной поправки δg_p за влияние рельефа, обеспечивающей приведение к условию плоскопараллельного слоя в каждой точке наблюдения. Стандартная поправка Буге вычисляется по формуле

$$\delta g_B = -0,0419\sigma h, \quad (6)$$

где σ и h — плотность и мощность промежуточного слоя соответственно.

Согласно [3], обязательными при вычислении аномалий силы тяжести в редукции Буге являются плотности «промежуточного слоя» σ , равные 2,3 и 2,67 г/см³, соответствующие средним плотностям осадочных и кристаллических пород верхней коры. Возможны также вычисления аномалий Буге с реальной плотностью промежуточного слоя, если последняя значительно отличается от принятых и имеется корреляция аномалий силы тяжести с высотами рельефа местности.

Формула (5) успешно применялась для редуцирования аномалий силы тяжести в течение длительного времени. В последние десятилетия в связи со значительным повышением инструментальной точности измерений силы тяжести при полевых гравиметрических съемках (до сотых единиц миллигал) и усложнением геологических задач, решаемых на основе применения гравиразведки, возникает проблема совершенствования методики редуцирования аномалий силы тяжести. Рассмотрим основные пути ее решения.

1. Новые подходы к редуцированию аномалий силы тяжести и их анализ

Проведем анализ формулы (5) на предмет возникающих погрешностей и путей их минимизации. Прежде всего, следует обратить внимание на то, что вычисление нормальных значений силы тяжести по формуле Гельмерта и другим формулам, разработанным для двухосного эллипсоида, дают значения на поверхности этого эллипсоида, а вычисление поправок Фая и Буге осуществляется от уровня моря, соответствующего поверхности геоида. Для учета этого различия необходимо ввести в формулу (5) дополнительную поправку Брунса δg_{Br} , которая в первом приближении может быть вычислена по формуле

$$\delta g_{Br} = 0,3086\zeta, \quad (1.1)$$

где 0,3086 — среднее значение вертикального градиента силы тяжести (в мГал/м); ζ — отклонение поверхности геоида от идеализированной фигуры Земли — сфероида (в метрах).

Отклонение геоида от сфероида ζ могут быть как положительные, так и отрицательные, а их максимальный размах (разность максимального и минимального значений) составляет порядка 100 м, что позволяет оценить порядок поправки Брунса как 30 мГал. Это значительная величина, особенно для региональных мелкомасштабных исследований, выполняемых на больших площадях, требующая учета.

Второй источник погрешностей — неточный учёт нормальных значений силы тяжести, определяемых выбором аппроксимационной модели Земли. При выборе в качестве аппроксимационной модели Земли двуосного эллипсоида с соответствующим сжатием, нормальные значения силы тяжести зависят только от широты φ . Предпринятые многими учеными исследования по созданию формулы аппроксимационной модели Земли в виде трехосного эллипсоида, в их числе формулы Гельмерта (1915), Хейсканена (1924, 1928, 1938, 1957), Жонголовича (1952), Уотилы (1959) [1], позволяющие определять нормальные значения силы тяжести как функцию широты φ и долготы λ , не получили практической реализации из-за того, что направление третьей оси трехосного эллипсоида определяется неустойчиво, погрешность его определения достигает нескольких десятков градусов.

Третий источник погрешностей при вычислении аномалий силы тяжести по формуле (5) — неточный учёт вертикального градиента силы тяжести, определяемого формулой (2) (поправка Фая). Одним из первых на это обратил внимание А.К. Маловичко (1966). С учётом изменения вертикального градиента силы тяжести с широтой формула поправки за высоту пункта наблюдения (поправки Фая) имеет вид [4]

$$\delta g_{\text{Фая}} = (0,3088 - 0,0004 \sin^2 \varphi)h - 7,2 \cdot 10^{-8} h^2, \quad (1.2)$$

где φ — широта точки наблюдения, h — высота над уровнем моря.

В соответствии с оценкой С.Г. Бычкова [4] при крупномасштабных гравиметрических съёмках в случае относительных перепадов высот в 200–500 м разность поправок

Фая, вычисленных по формулам (2) и (1.2), может достигать 0,02–0,04 мГал, что соизмеримо с точностью съёмки.

В североамериканском стандарте редуцирования [5] предлагается следующая формула поправки Фая:

$$\delta g_{\text{Фая}} = (0,3087691 - 0,0004398 \sin^2 \varphi)h - 7,2125 \cdot 10^{-8} h^2. \quad (1.3)$$

Формулы (1.2) и (1.3) идентичны и незначительно отличаются коэффициентами. В североамериканском стандарте кроме широтного изменения силы тяжести предлагается дополнительно вводить поправку за массу атмосферы, зависящую от высоты пункта наблюдения.

Четвертый источник погрешностей при вычислении аномалий силы тяжести по формуле (5) заключается в погрешностях, связанных с выбором плотности промежуточного слоя σ . В любом случае это может быть либо «стандартная» плотность, принятая *a priori*, либо некоторая «кажущаяся» плотность, учитывающая и влияние относительно удалённых масс земной коры. Некоторые геофизики считают [4], что возможен и учёт переменного распределения плотности, что сразу же ставит в практическую плоскость задачу разработки «нормальных моделей» земной коры и литосферы.

Пятый источник погрешностей при вычислении аномалий силы тяжести по формуле (5) заключается в погрешности вычисления поправки за рельеф δg_p . Разработка методики вычисления, алгоритмов и программ расчета поправки за рельеф δg_p является самостоятельной проблемой. Наиболее конструктивной, на наш взгляд, является методика вычисления поправки за рельеф, разработанная А.И. Каленицким и П.И. Смирновым [6], известная как «Методика СНИИГ-ГиМСа», в которой поправка за рельеф δg_p раскладывается на две составляющие

$$\delta g_p = \delta g'_p + \delta g''_p, \quad (1.4)$$

где $\delta g'_p$ — составляющая, обусловленная «изрезанностью» рельефа местности и не зависящая от высоты пункта (уменьшается при увеличении расстояния от гравиметрического пункта); $\delta g''_p$ — составляющая, зависящая от высоты точки, для которой производится вычисление поправки и не зависящая от «изрезанности» рельефа местности.

В последнее время для расчета поправок за рельеф местности начали широко применяться линейные аналитические аппроксимации рельефа поверхности Земли [7], в т.ч. коэффициентная F -аппроксимация и истокообразная S -аппроксимация. По данным С.Г. Бычкова [4] более точные результаты при значительно меньшем времени счета (в несколько раз) дает F -аппроксимация, а разработанная методика вычисления поправок за влияние рельефа может быть с небольшими изменениями использована в случае, когда при введении поправки Буге будет учитываться сферичность Земли.

Таким образом, в последние десятилетия методика редуцирования аномалий силы тяжести постоянно совершенствуется. Вместе с тем, по нашему мнению, существуют нерешенные вопросы, которые требуют специального обсуждения.

2. Предлагаемая методика редуцирования аномалий силы тяжести

Одной из главных методических посылок в разработке методики редуцирования аномалий силы тяжести при наземных исследованиях, на наш взгляд, должно быть вычисление всех измеренных значений силы тяжести относительно единой поверхности, за которую может быть принята поверхность геоида.

В последние десятилетия были разработаны модели «стандартной Земли», в их числе [8]: Смитсоновской астрофизической лаборатории США (SE-2; SE-3; SE-4); Говардовского космического центра США (GEM-8, GEM-9, GEM-10, GEM-10B); Европейского космического центра (GRIM-1, GRIM-2, GRIM-3, GRIM-L2). Модели различаются набором исходных данных, а также порядком разложения гравитационного потенциала в ряд по сферическим функциям. Так в модели GRIM-2 (Човиц, 1979) порядок разложения 16 при числе коэффициентов 252, в модели GEM-10B (Лерч, 1977) порядок разложения 36 при числе коэффициентов 1300, а в модели GRIM-3 (Бальмино и др., 1983) порядок разложения 180 при числе коэффициентов 32000.

Преобразование альтиметрических высот геоида ζ в значения аномалий силы тяжести

Δg_ζ (АСТ) базируется на соотношении [8]

$$\Delta g_\zeta = -\frac{\gamma\zeta_0}{R} - \frac{\gamma}{2\pi} \iint_{\Sigma} \frac{\zeta - \zeta_0}{r^3} d\Sigma, \quad (2.1)$$

где γ — нормальная сила тяжести; R — средний радиус Земли; ζ_0 — высота геоида в определяемой точке; r — расстояние между текущей и определяемой точками; $d\Sigma$ — элемент поверхности Земли.

Для вычисления АСТ по формуле (2.1) теоретически необходимо знать высоты геоида по всей поверхности Земли. Так как ядро интеграла в формуле (2.1) довольно быстро убывает с удалением от определяемой точки, на практике интегрирование выполняют только в ближней зоне, а вклад дальней зоны учитывают с использованием модели глобального поля Земли (ГПЗ) в виде сферических гармоник геопотенциала. Использование АСТ, вычисляемых по формуле (2.1) для редуцирования аномалий силы тяжести, позволяет максимально точно определять нормальные значения силы тяжести на поверхности геоида стандартной Земли $g_{\text{СТ}}(\varphi, \lambda)$ как функцию географических координат φ и λ (широты и долготы), вычисляемой по формуле

$$g_{\text{СТ}}(\varphi, \lambda) = g_\gamma(\varphi) + \Delta g_\zeta(\varphi, \lambda), \quad (2.2)$$

где $g_\gamma(\varphi)$ — нормальные значения силы тяжести на поверхности двусосного эллипсоида (сфероида) при его выбранных параметрах (α — коэффициент сжатия), относительно которого ведутся определения высот геоида ζ ; $\Delta g_\zeta(\varphi, \lambda)$ — аномалия силы тяжести геоида относительно сфероида, являющейся по сути поправкой Брунса.

Для приведения значений силы тяжести «стандартной Земли» к высоте h необходимо введение поправки Фая за высоту с учетом «нормального» для геоида вертикального градиента силы тяжести $\partial g_\gamma^{\text{Geo}} / \partial h$ как функции географических координат φ и λ

$$\frac{\partial g_\gamma^{\text{Geo}}}{\partial h} = f(\varphi, \lambda). \quad (2.3)$$

Сила тяжести на поверхности геоида g_γ^{Geo} является производной потенциала W по нормали к уровенной поверхности геоида \mathbf{n} [1, 9]:

$$g_\gamma^{\text{Geo}} = \sqrt{W_x^2 + W_y^2 + W_z^2}, \quad (2.4)$$

где W_x, W_y, W_z — производные потенциала силы тяжести соответственно по направлениям x, y, z (x — на географический север, y — на восток, z — по направлению радиус-вектора \mathbf{r}).

Вертикальный градиент силы тяжести при этом может быть представлен формулой

$$\frac{\partial g_\gamma^{\text{Geo}}}{\partial h} = \frac{\partial g_\gamma^{\text{Geo}}}{\partial r} = \frac{\partial g_\gamma^{\text{Geo}}}{\partial z} = \sqrt{W_{zx}^2 + W_{zy}^2 + W_{zz}^2}. \quad (2.5)$$

Потенциал силы тяжести W представляет собой сумму потенциалов общего земного эллипсоида U и аномального потенциала геоида T

$$W(\varphi, \lambda) = U(\varphi) + T(\varphi, \lambda). \quad (2.6)$$

Для расчёта аномального потенциала T и аномалий силы тяжести геоида Δg используются формулы разложения главного поля Земли (ГПЗ) в усеченный ряд по сферическим функциям [8]

$$T = \frac{GM}{a} \sum_{n=2}^N \left(\frac{a}{r}\right)^n \times \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \times \bar{P}_{nm}(\sin \varphi), \quad (2.7)$$

$$\Delta g = \frac{GM}{r^2} \sum_{n=2}^N \left(\frac{a}{r}\right)^n (n-1) \times \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \times \bar{P}_{nm}(\sin \varphi). \quad (2.8)$$

где G — гравитационная постоянная; M — масса Земли; γ — нормальное значение УСТ; a — большая полуось общего земного эллипсоида; φ, λ, r — сферические координаты (широта, долгота, радиус-вектор) определяемой точки; $\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}$ — полностью нормированные коэффициенты разложения; $\bar{P}_{nm}(\sin \varphi)$ — полностью нормированные функции Лежандра; n — степень гармоники; m — порядок гармоники; N — предел суммирования.

Формула (2.8) может быть использована для расчета поправки Брунса $\delta g_{\text{Бр}}$ аномалии силы тяжести геоида ($\delta g_{\text{Бр}} = \Delta g$).

Связь между альтиметрическими высотами геоида ζ и аномальным потенциалом T согласно теореме Брунса определяется формулой

$$\zeta = \frac{T}{g_\gamma}, \quad (2.9)$$

где g_γ — нормальное ускорение силы тяжести в определяемой точке, являющееся функцией географической широты φ , определяемое исходя их параметров общего земного эллипсоида (сфероида) по формуле К. Сомильяна для нормальных значений силы тяжести на поверхности эллипсоида вращения малого сжатия (сфероида)

$$g_\gamma = \frac{ag_e \cos^2 \varphi + bg_p \sin^2 \varphi}{\sqrt{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi}}, \quad (2.10)$$

где a и b — соответственно экваториальный и полярный радиусы Земли; g_e и g_p — значения силы тяжести на экваторе и на полюсе; φ — широта.

Для нахождения вертикального градиента силы тяжести $\partial g_\gamma^{\text{Geo}} / \partial h$ как функции географических координат φ, λ определяемой точки может быть использована формула (2.7), при этом составляющие W_{zz}, W_{zx}, W_{zy} могут вычисляться по следующим формулам:

$$W_{zz} = \frac{\partial^2 W}{\partial r^2}; \quad W_{zx} = \frac{1}{r} \frac{\partial W}{\partial r} \frac{\partial W}{\partial \varphi}; \quad (2.11)$$

$$W_{zy} = \frac{1}{r} \frac{\partial W}{\partial r} \frac{\partial W}{\partial \lambda}.$$

Поправка за «свободный воздух» (поправка Фая) для геоида $\delta g_\Phi^{\text{Geo}}$ определяется следующим образом:

$$\delta g_\Phi^{\text{Geo}} = \frac{\partial g_\gamma^{\text{Geo}}}{\partial h} h. \quad (2.12)$$

При вычислении поправки Фая (2.12) учитывается изменение нормального вертикального градиента силы тяжести геоида по широте φ и долготе λ . На основе соотношения (2.7) могут быть учтены также и изменения вертикального градиента нормальных значений силы тяжести по высоте h , как это предлагают некоторые авторы [10, 11]. Отметим, что измеренные значения вертикального градиента силы тяжести во многих регионах значительно отличаются от «нормальных» значений силы тяжести [12, 13].

Формула расчета аномалий Буге для геоида Δg_B^{Geo} может быть представлена в виде

$$\Delta g_B^{\text{Geo}} = g_n - g_\gamma + \delta g_{\text{Br}} + \delta g_{\text{Ф}}^{\text{Geo}} + \delta g_B + \delta g_p, \quad (2.13)$$

где g_n — измеренное значение силы тяжести на высоте h ; g_γ — нормальное значение силы тяжести данной точки (вычисляемое для модели общего земного эллипсоида); δg_{Br} — поправка Брунса; $\delta g_{\text{Ф}}^{\text{Geo}}$ — поправка за вертикальный градиент силы тяжести (поправка Фая) геоида; δg_B — поправка за «промежуточный слой» (поправка Буге), δg_p — поправка за влияние рельефа.

При построении теории редуцирования аномалий силы тяжести для геоида проблемной является поправка за «промежуточный слой» (поправка Буге δg_B). Очевидно, её вычисление по формуле плоского слоя ($\delta g_B = -0,0419\sigma h$) неприемлемо, так как при этом не учитывается сферичность (сфероидальность) Земли, что особенно существенно для региональных работ, выполняемых на больших площадях. Представляется целесообразным вычисление данной поправки для секторной зоны, включающей и окружающей участок (площадь) исследования. Нижней границей данной секторной зоны должна быть поверхность геоида, а вычисление поправки за рельеф δg_p^{C} должно осуществляться с учетом сферичности (сфероидальности) Земли.

Размер секторной зоны учёта поправки Буге δg_B^{C} , вероятно, должен определяться масштабом проводимых исследований (для крупномасштабных съёмки масштаба 1:50000 – 1:25000 он должен быть не менее 1–2°, для средне- и мелкомасштабных съёмки — может быть увеличен), относительными превышениями рельефа на участке (в районе) исследования, поставленными геологическими задачами и другими факторами. Однако при такой постановке сразу же встает задача учета дальних и сверхдальних зон. Она может решаться на основе моделей изостатической компенсации поверхности Земли, т.е. введением дополнительной поправки $\delta g_{\text{Гл}}$, вносимой при вычислении аномалий Гленни [14] по формуле

$$\delta g_{\text{Гл}} = \sum_i \sum_j \delta g_{ij}^{\text{H}}, \quad (2.14)$$

где δg_{ij}^{H} — изостатическая поправка за влияние ij -сектора (i — номер зоны по широте, j — номер зоны по долготе).

Изостатическая поправка за влияние ij -сектора состоит из двух частей: топографической — за влияние избыточных масс, возвышающихся над уровнем моря для континентов и дефицит масс акваторий мирового океана; и компенсационной — за влияние компенсирующих масс, вычисляемой по методике Пратта–Хейфорда или Эри–Хейсканена.

Поправка Гленни вычисляется для всей поверхности Земли за пределами секторной зоны, включающей и окружающей участок (площадь) исследования, и должна быть сопряжена с ней. Детальность разбивки на секторы определяется необходимой точностью вычисления поправки и имеющимся исходным материалом. С этой целью могут быть использованы глобальные цифровые модели осредненного рельефа, в том числе [8] JGR95E (США, 1995, 5 × 5'; JTM2000 (США, 2000, 2 × 2'; GТОРО30 (США, 1996, 30 × 30''; модель, созданная в нашей стране при средних значениях высот по трапециям 5 × 7, 5'. Наряду с данными осредненного рельефа по суше для вычисления поправок Гленни необходимы сопоставимые данные о рельефе дна Мирового океана, которые получены в результате реализации различных Международных проектов.

Общая структура формулы расчёта аномалий Гленни, в качестве поверхности приведения которых выбрана поверхность геоида, может быть представлена в виде

$$\Delta g_{\text{Гл}}^{\text{Geo}} = g_n - g_\gamma + \delta g_{\text{Br}} + \delta g_{\text{Ф}}^{\text{Geo}} + \delta g_B^{\text{C}} + \delta g_p^{\text{C}} + \delta g_{\text{Гл}}, \quad (2.15)$$

где g_n — измеренное значение силы тяжести на высоте h ; g_γ — нормальное значение силы тяжести данной точки (вычисляемое для выбранной модели общего земного эллипсоида); δg_{Br} — поправка Брунса; $\delta g_{\text{Ф}}^{\text{Geo}}$ — поправка за вертикальный градиент силы тяжести (поправка Фая) геоида; δg_B^{C} — поправка за «промежуточный слой» (поправка Буге) в пределах секторной зоны; δg_p^{C} — поправка за влияние рельефа секторной зоны; $\delta g_{\text{Гл}}$ — поправка Гленни.

Изостатическая поправка при вычислении аномалий Гленни обычно вычисляется по методике Эри–Хейсканена. В аномалиях Гленни обеспечивается локализация масс в некоторой наперед заданной окрестности, од-

нако, как отмечено в [14], в них проявляются эффекты, обусловленные плотностными неоднородностями, расположенными ниже уровня изостатической компенсации.

Заключение

Одной из актуальных проблем гравиразведки является проблема редуцирования аномалий силы тяжести, которая на каждом этапе развития геофизики решается исходя из соответствующих методологических предпосылок. Применяемые на протяжении многих десятилетий общие подходы к редуцированию аномалий силы тяжести, как показывает анализ современных методических исследований, в значительной степени нуждаются в совершенствовании, прежде всего исходя из возрастающих требований к точности измерения и надежности выделения аномалий силы тяжести. При наземных гравиметрических исследованиях основной геологически содержательной редукцией, обеспечивающей решение широкого круга геологических задач, является редукция Буге.

Надежность выделения аномалий в редукции Буге, на наш взгляд, может быть значительно повышена, если в качестве фигуры Земли, относительно которой выполняется редуцирование, выбрать фигуру геоида. Однако реализация такого методического подхода приводит к значительному усложнению процедуры вычисления аномалий Буге. Вместе с тем, ранее применявшиеся технологии соответствовали «докомпьютерной» и «ранней компьютерной» (по определению В.Н. Страхова [15]) эпохам развития геофизики. Предлагаемая в данной статье методология вычисления аномалий Буге в значительной степени соответствует «компьютерной» (по определению В.Н. Страхова [15]) эпохе развития геофизики.

Реализация предлагаемого подхода к редуцированию аномалий силы тяжести при наземных гравиметрических исследованиях, кроме значительного усложнения алгоритмов вычисления аномалий силы тяжести, требует решения ряда методологических вопросов, в их числе: выбор модели «стандартной Земли» (геоида), относительно которой осуществляется редуцирование; выбор методики учёта влияния дальних и сверхдальних зон, включая схему расчёта изостатических поправок; выбор цифровой модели рельефа континентальных областей и глубин рельефа дна Мирового океана, и др. Реализация это-

го подхода позволит перевести на новый методический уровень теорию редуцирования аномалий силы тяжести при наземных исследованиях и таким образом повысить геологическую эффективность гравиразведки.

Литература

1. Гравиразведка (справочник геофизика) / под ред. Е.А. Мудрецов, К.Е. Веселова. М.: Недра, 1990. 607 с.
2. Стогний В.В., Стогний Г.А. Гравиразведка: учеб. пособие. Краснодар: Изд-во КубГУ, 2013. 367 с.
3. Инструкция по гравиразведке. М.: Недра, 1980. 79 с.
4. Бычков С.Г. Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 187 с.
5. Hinze W.J., Aiken C., Brozena J., Coakley B., Dater D., Flanagan G., Forsberg R., Hildenbrand T., Keller G.R., Kellogg J.N., Kucks R., Li Xiong, Mainville A., Morin R., Pilkington M., Plouff D., Ravat D., Roman D., Urrutia-Fucugauchi J., Veronneau M., Webring M., and Winester D. New standards for reducing gravity data: The North American gravity database // *Geophysics*, 2005. Vol. 70. No. 4. P. J25–J32.
6. Методические рекомендации по учёту влияния рельефа местности в гравиразведке. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. 97 с.
7. Страхов В.Н., Керимов И.А., Страхов А.В. Линейные аналитические аппроксимации рельефа поверхности Земли // *Геофизика и математика: матер. 1-й Всерос. конф.* М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 118–123.
8. Гравиметрия и геодезия / отв. ред. Б.В. Бровар. М.: Научный мир, 2010. 572 с.
9. Стогний В.В., Стогний Г.А. Физика Земли: учеб. пособие. Якутск: Изд-во ЯГУ, 2000. 190 с.
10. Дмитренко А.П. Зависимость силы тяжести нормального поля от высоты // *Вісник КТУ*. 2011. Вип. 27. С. 3–6.
11. Department of Defense World Geodetic System 1984. Nima TR 8350.2, 3rd Edition.
12. Стогний В.В. Редуцирование аномалий силы тяжести в горных выработках Абаканского месторождения // *Геология и геофизика*, 1975. № 1. С. 128–130.
13. Юзефович А.П., Огородникова Л.В. Гравиметрия: учебник для вузов. М.: Недра, 1980. 320 с.
14. Артемьев М.Е., Бабаева Т.М., Войдецкий И.Е., Гордин В.М., Михайлов В.О. Изостазия и гравитационное поле Северной Атлантики. М.: ПИК ВИНТИ, 1986. 148 с.
15. Страхов В.Н. Три парадигмы в теории и практике интерпретации потенциальных по-

лей (анализ прошлого и прогноз будущего). М: ОИФЗ РАН, 1999. 78 с.

References

1. *Gravirazvedka (spravochnik geofizika)* [Gravimetric (Geophysics handbook)]. Moscow, Nedra Publ., 1990, 607 p. (In Russian)
2. Stognij V.V., Stognij G.A. *Gravirazvedka: ucheb. posobie* [Gravimetric: Tutorial]. Krasnodar, KubGU Publ., 2013, 367 p. (In Russian)
3. *Instrukcija po gravirazvedke* [Guide of gravity]. Moscow, Nedra Publ., 1980, 79 p. (In Russian)
4. Bychkov S.G. *Metody obrabotki i interpretacii gravimetricheskikh nabljudenij pri reshenii zadach neftegazovoj geologii* [Methods of processing and interpretation of gravity observations in solving problems of petroleum geology]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 2010, 187 p. (In Russian)
5. Hinze W.J., Aiken C., Brozena J., Coakley B., Dater D., Flanagan G., Forsberg R., Hildenbrand T., Keller G.R., Kellogg J.N., Kucks R., Li Xiong, Mainville A., Morin R., Pilkington M., Plouff D., Ravat D., Roman D., Urrutia-Fucugauchi J., Veronneau M., Webring M., Winester D. New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, 2005, vol. 70, no. 4, pp. J25–J32.
6. *Metodicheskie rekomendacii po uchjotu vlijanija rel'efa mestnosti v gravirazvedke* [Methodical recommendations on accounting for the influence of gravity terrain]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1981, 97 p. (In Russian)
7. Strahov V.N., Kerimov I.A., Strahov A.V. Linejnye analiticheskie approksimacii rel'efa poverhnosti Zemli [Linear analytical approximations of the surface topography of the Earth]. *Geofizika i matematika: mater. 1-j Vseros. konf.* [Materials of the 1st all-Russian proc. "Geophysics and mathematics"] Moscow, OIFZ RAN Publ., 1999, pp. 118–123. (In Russian)
8. *Gravimetrija i geodezija* [Gravimetry and geodesy]. Moscow, Nauchnyj mir Publ., 2010, 572 p. (In Russian)
9. Stognij V.V., Stognij G.A. *Fizika Zemli: ucheb. posobie* [Physics of the Earth: Tutorial]. Jakutsk, JaGU Publ., 2000, 190 p. (In Russian)
10. Dmitrenko A.P. Zavisimost' sily tjazhesti normal'nogo polja ot vysoty [The dependence of the normal gravity field of the height]. *Visnik KTU* [Bulletin of KTU], 2011, iss. 27, pp. 3–6. (In Russian)
11. *Department of Defense World Geodetic System 1984*. Nima TR 8350.2, 3rd Edition.
12. Stognij V.V. Reducirovanie anomalij sily tjazhesti v gornyh vyrabotkah Abakanskogo mestorozhdenija [The reduction of the gravity anomalies in mines Abakan field]. *Geologija i geofizika* [Geology and Geophysics], 1975, no. 1, pp. 128–130. (In Russian)
13. Juzefovich A.P., Ogorodnikova L.V. *Gravimetrija: uchebnyj dlja vuzov* [Gravimetry: a textbook for high schools]. Moscow, Nedra Publ., 1980, 320 p. (In Russian)
14. Artem'ev M.E., Babaeva T.M., Vojdeckij I.E., Gordin V.M., Mihajlov V.O. *Izostazija i gravitacionnoe pole Severnoj Atlantiki* [Isostasy and gravity field of the North Atlantic]. Moscow, PIK VINITI Publ., 1986, 148 p. (In Russian)
15. Strahov V.N. *Tri paradigmy v teorii i praktike interpretacii potencial'nyh polej (analiz proshlogo i prognoz budushhego)* [Three paradigms in the theory and practice of interpretation of potential fields (analysis of past and future forecast)]. Moscow, OIFZ RAN Publ., 1999, 78 p. (In Russian)

Статья поступила 31 марта 2014 г.

Кубанский государственный университет, г. Краснодар

© Стогний В. В., 2014