

5. Зуев Л. Б., Дорошенко Н. К., Финкель В. М., Каминская Л. Н. Влияние объемного заряда на прочность малоугловых границ в кристаллах LiF // Там же.— 1972.— 14.— Вып. 8.— С. 2435—2436.
6. Зуев Л. Б., Косенко Л. Е. Об электростатическом упрочнении ионных кристаллов // Там же.— 1969.— 11.— Вып. 12.— С. 3629—3630.
7. Финкель В. М., Головин Ю. И., Середа В. Е. и др. Электрические эффекты при разрушении кристаллов LiF в связи с проблемой управления трещиной // Там же.— 1975.— 17.— Вып. 3.— С. 770—775.
8. Финкель В. М. Физические основы торможения разрушения.— М.: Металлургия, 1977.— 358 с.
9. Дерягин Б. В., Кротова Н. А., Карасев В. В. Роль электрических явлений в механизме разрушения некоторых твердых тел // Докл. АН СССР.— 1956.— 109, № 4.— С. 728—730.
10. Balbachan M. Ya. Study of thermostimulated charge relaxation in rock samples — mehanikal elektrets // Physikal properties of the mineral system of the earth's interior.— Prague: CSAS Publ. Geophus. Inst, 1985.— P. 121—125.
11. Балбачан М. Я., Пархоменко Э. И. Электретный эффект при разрушении горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1983.— № 8.— С. 104—108.
12. Пархоменко Э. И., Балбачан М. Я. Исследования трибоэлектретного эффекта горных пород // Там же.— 1981.— № 11.— С. 100—107.
13. Оберт Л. Хрупкое разрушение горных пород // Разрушение. Т. 7, ч. 1.— М.: Мир, 1976.— С. 59—128.
14. Петровский М. А., Панасьян Л. Л. Экспериментальное исследование эффекта Кайзера в горных породах // Вестн. Моск. ун-та. Геология.— 1983.— № 3.— С. 98—101.

Ин-т физики Земли АН СССР, Москва

Поступила 27.06.86

УДК 550.831.015

*К. М. Картвелишвили, Т. А. Гванцеладзе, М. М. Николайшвили,
З. А. Арзиани, М. Р. Метонидзе*

ОБ АНОМАЛИЯХ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ

Достоверность результатов количественной интерпретации гравиметрических данных во многом зависит от точности задания исходного поля аномалий силы тяжести Δg , подлежащего интерпретации. Это особенно важно в условиях горных районов, где на точность вычисления Δg влияет ряд факторов. В решении геолого-геофизической проблемы наиболее рациональным методом редукции силы тяжести является редукция Буге в равнинных областях и местная топографическая (редукция Буге с поправкой за влияние рельефа) — в горных.

Одним из главных факторов, обуславливающих появление фиктивных аномалий в местной топографической аномалии $\Delta g_{м.т.}$, является отклонение принятого постоянного значения плотности промежуточного слоя σ , находящегося между поверхностью наблюдений и уровнем моря, от ее истинного значения. Установлено, что в условиях горных районов (на примере Кавказа) погрешность за счет игнорирования аномальной плотностью может быть достаточно большой [1].

Для достижения необходимой точности вычисления аномалий силы тяжести влияние промежуточного слоя следует определять с переменной плотностью σ_p . Эти же требования содержатся в действующей инструкции по гравиразведке.

Из целого ряда методов определения плотности промежуточного слоя в условиях их естественного залегания необходимо выделить такие, в которых критерием оценки правильности выбора плотности является отсутствие корреляции между аномалией силы тяжести и высотами рельефа местности [2—4].

Основными при определении $\Delta g_{м.т.}$ с переменной плотностью для Кавказского региона являются вычисленные по методике, предложенной в работе [2], плотностные данные. Схема латерального распределения переменной плотности промежуточного слоя с учетом всех имею-

щихся априорных геолого-геофизических сведений представлена на рис. 1. На ней хорошо видны кристаллическое ядро Большого Кавказа ($\sigma = 2,60 \div 2,65 \text{ г/см}^3$), Ставропольский свод с молодыми четвертичными

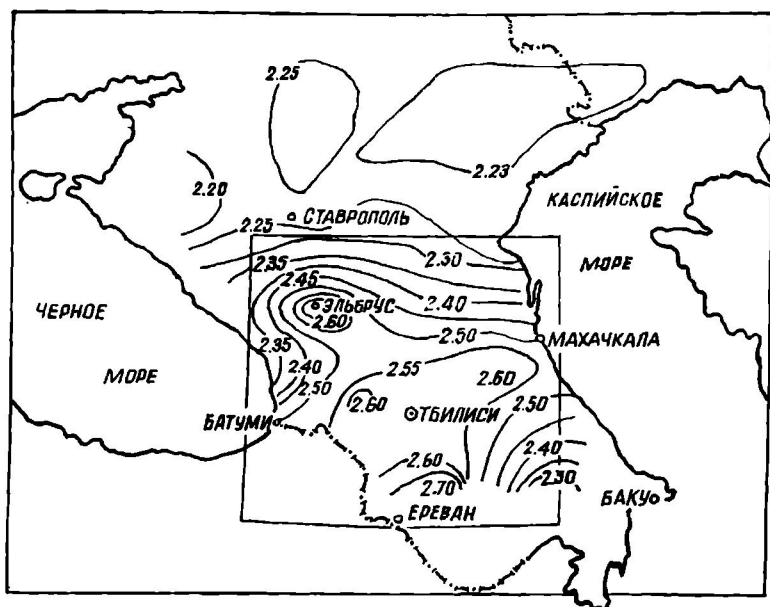


Рис. 1. Схема латерального распределения переменной плотности промежуточного слоя.

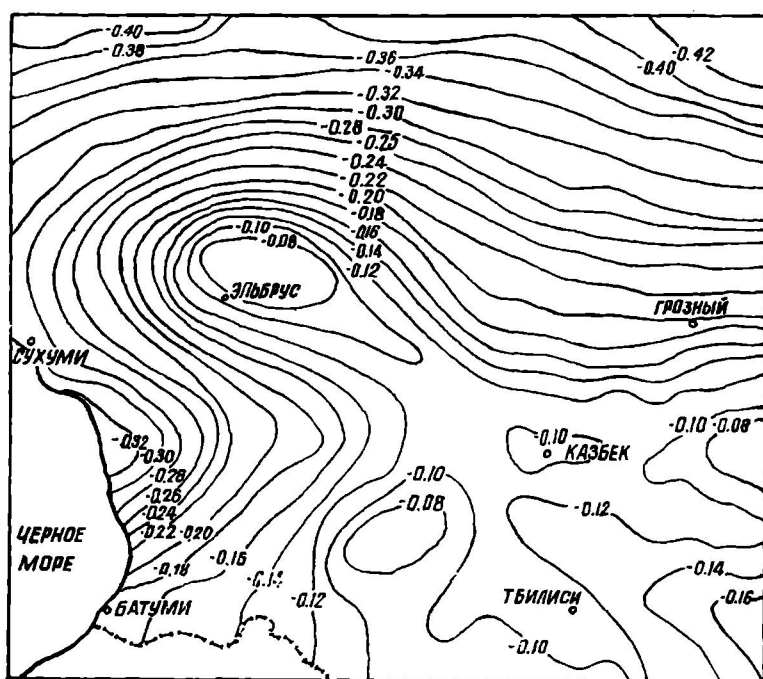


Рис. 2. Схема латерального распределения избыточной плотности промежуточного слоя.

отложениями (2,20—2,25), Рионская (2,35—2,50) и Куринская (2,25—2,50) впадины, Севанская зона (2,60—2,65) и другие геологические зоны.

Схема распределения избыточной плотности ($\sigma_{изб} = \sigma_p - \sigma$) показана на рис. 2. Оказалось, что для Кавказского региона переменная плотность всегда занижена по сравнению с принятой стандартной ($\sigma =$

$= 2,67 \text{ г/см}^3$). Избыточная плотность варьирует в значительных пределах — от 0,07 до 0,40 г/см^3 . Следовательно, общепринятая плотность промежуточного слоя $\sigma_n = 2,67 \text{ г/см}^3$ для Кавказского региона заведомо неверна, что приводит к появлению ложных (фиктивных) аномалий.

Все имеющиеся сведения о плотностях вошли в информационно-поисковую систему гравиметрических данных Кавказа. Для этого территория Кавказа (участок, окомуренный в форме прямоугольника на рис. 1) разбита на квадратную сетку с шагом 10 км, в узлах которой заданы следующие основные осредненные значения (помимо других

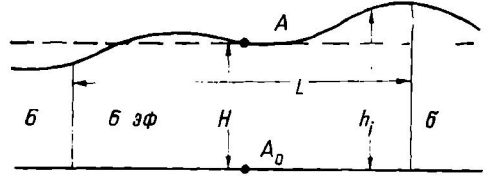


Рис. 3. Два варианта получения местной топографической аномалии.

данных, используемых в зависимости от решаемой задачи): высоты рельефа дневной поверхности, глубины Черного и Каспийского морей, переменные и избыточные плотности промежуточного слоя и аномалий Буге с поправкой за влияние рельефа в радиусе 200 км при $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$. Причем аномалии относятся к уровню моря.

Несмотря на ряд указаний и требований отнесения аномалий к точкам наблюдения, зачастую они не выполняются, и вычисленные аномалии приписывают к точкам уровня моря.

Покажем неправомочность такого положения. Для этого рассмотрим два варианта получения $\Delta g_{м.т}$ (рис. 3).

В а р и а н т 1. Аномалия вычисляется в точке A_0 на уровне моря. Для этого измеренное в точке A дневной поверхности значение силы тяжести g с помощью нормального вертикального градиента $\partial\gamma/\partial n = 0,3086 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ редуцируется в точку A_0 и получается аномалия Фая:

$$\Delta g_{\Phi}(A_0) = \left(g + \frac{\partial\gamma}{\partial n} H \right) - \gamma_0, \quad (1)$$

где H — высота точки наблюдения, γ_0 — нормальное значение силы тяжести в точке A_0 . Затем, учитывая влияния промежуточного слоя (п. с) за плоскопараллельный слой и рельефа с постоянной плотностью σ , вычисляем местную топографическую аномалию в точке A_0 по формуле

$$\Delta g_{м.т}(\sigma, A_0) = \left(g + \frac{\partial\gamma}{\partial n} H - \delta g_{п.с} \right) - \gamma_0. \quad (2)$$

В а р и а н т 2. Аномалия вычисляется в точке A поверхности наблюдения. Для этого нормальное значение γ_0 из точки A_0 редуцируется в точку A с помощью нормального градиента $\partial\gamma/\partial n$ либо вычисляется непосредственно в точке наблюдения [5]. Аномалия Фая в точке поверхности наблюдения имеет следующий вид:

$$\Delta g_{\Phi}(A) = g - \left(\gamma_0 - \frac{\partial\gamma}{\partial n} H \right), \quad (3)$$

а наблюдаемое значение силы тяжести в точке A с поправкой за промежуточный слой —

$$g - \delta g_{п.с}.$$

С учетом последнего

$$\Delta g_{м.т}(\sigma, A) = (g - \delta g_{п.с}) - \left(\gamma_0 - \frac{\partial\gamma}{\partial n} H \right). \quad (4)$$

Как видно, аналитические выражения формул (2) и (4) вполне идентичны, но между ними есть принципиальное различие. Дело в том,

что формула (2) в принципе неправильна: измеренное значение g редуцируется на уровень моря с помощью нормального вертикального градиента, а не реального, изменяющегося в горных областях в довольно широких пределах [1, 6].

Итак, практически для определения $\Delta g_{м.т}$ необходимо пользоваться формулой (4) при условии, что поправка за промежуточный слой вычисляется с переменной плотностью. Для этого достаточно притяжение промежуточного слоя разбить на две части: притяжение прямоугольной призмы $\Delta g_{пр}(h, \sigma_n)$ со стороной L , высотой h и плотностью σ_n с нижним горизонтальным основанием, совпадающим с уровнем моря, и верхним, совпадающим с формой осредненного рельефа; притяжение бесконечного плоскопараллельного слоя вне призмы с постоянной плотностью σ и мощностью, равной высоте точки наблюдения H . В таком случае притяжение промежуточного слоя можно представить в виде

$$\delta g_{п.с}(\sigma_n) = \Delta g_{пр}(h, \sigma_n) + [2\pi f \sigma H - \Delta g_{пр}(H, \sigma)] \quad (5)$$

или

$$\delta g_{п.с}(\sigma_n) = 2\pi f \sigma H + \Delta g_{пр}(H, \sigma_{изб}) + \Delta g_{пр}[(h - H), \sigma_n], \quad (6)$$

где $\sigma_{изб} = (\sigma_n - \sigma)$ — избыточная плотность элементарной призмы, в центре которой находится точка наблюдения.

С учетом (6) местная топографическая аномалия в точке наблюдения с переменной плотностью должна вычисляться по формуле

$$\Delta g_{м.т}(\sigma_n) = [g - \delta g_{п.с}(\sigma_n)] - \left(\gamma_0 - \frac{\partial \gamma}{\partial n} H \right). \quad (7)$$

Горизонтальные размеры призмы, эффект которой вычисляется с переменной плотностью, зависят от мощности промежуточного слоя и величины избыточной плотности. Установлено, что для Кавказского региона за пределами призмы со стороной $L = 300$ км при $\sigma_{изб} = 0,2$ г/см³ остаточное влияние за аномальную плотность всего промежуточного слоя не превышает $0,5 \cdot 10^{-5}$ м/с² [1]. Эта величина для региональной съемки высокогорной области — вполне допустимая погрешность вычисления местной топографической аномалии. Поэтому за пределами выделяемой призмы ($L = 300$ км) плотность промежуточного слоя может быть взята постоянной и равной 2,67 г/см³.

При практических расчетах по формуле (7) для вычисления $\delta g_{п.с}(\sigma_n)$ необходимо поступить следующим образом. Выделенная призма, в центре которой находится точка наблюдения, разбивается на n элементарных призм со стороной $l = L/h$, равной шагу задания параметров, которые подлежат обработке. Причем каждой i -й элементарной призме приписывается собственное значение высоты h_i и избыточной плотности $\sigma_{изб}^i$. Окончательно вместо (6) получим

$$\delta g_{п.с}(\sigma_n) = 2\pi f \sigma H + \sum_{i=1}^n \Delta g_{пр}^i(H, \sigma_{изб}^i) + \sum_{i=1}^n \Delta g_{пр}^i[(h_i - H), \sigma_n^i]. \quad (8)$$

При условии, что плотность промежуточного слоя постоянна ($\sigma_{изб} = 0$, $\sigma_n = \sigma$),

$$\delta g_{п.с}(\sigma) = 2\pi f \sigma H + \sum_{i=1}^n \Delta g_{пр}^i[(h_i - H), \sigma]. \quad (9)$$

Так как разности $(h_i - H)$ — превышения высот дневной поверхности (осредненные по квадратам со стороной l) относительно точки наблюдения, то последние вносимые в формулах (8) и (9) представляют собой поправку за влияние рельефа при переменной и постоянной плотностях масс промежуточного слоя соответственно.

Итак, вычисляя местную топографическую аномалию по формуле (7) с учетом (8) или (9), необходимо знать помимо измеренных значений g характеристики массы промежуточного слоя (h_i , σ_n , H). Если

последние заданы в таком же виде, как в информационно-поисковой системе гравиметрических данных Кавказа, то вычисление $\Delta g_{м.т}(\sigma_n)$ производится на ЭВМ в автоматизированном режиме с данными информационно-поисковой системы.

Однако следует заметить, что часто интерпретатор не располагает первичным материалом и ему приходится оперировать уже вычисленными на уровне моря по формуле (2) значениями $\Delta g_{м.т}(\sigma, A_0)$ с постоянной плотностью.

В связи с этим в зависимости от решаемой задачи может возникнуть необходимость пересчета $\Delta g_{м.т}(\sigma, A_0)$ в значение аномалий силы тяжести либо с постоянной, либо же переменной плотностью как в самой точке A_0 на уровне моря, так и в точке A на поверхности наблюдения.

В такой постановке задача пересчета $\Delta g_{м.т}(\sigma, A_0)$ сводится к четырем случаям, которые разрешимы на основании формул (2), (7), (8) и (9). Выпишем конечные формулы пересчета.

Случай 1. Значение $\Delta g_{м.т}(\sigma, A_0)$ пересчитывается в аномалию $\bar{\Delta}g_{м.т}(\sigma, A_0)$ с той же постоянной плотностью и в той же точке:

$$\bar{\Delta}g_{м.т}(\sigma, A_0) = \Delta g_{м.т}(\sigma, A_0) + \left(\frac{\partial g}{\partial z} - \frac{\partial \gamma}{\partial n} \right) H. \quad (10)$$

Случай 2. То же, что и в случае 1, но в точке A :

$$\bar{\Delta}g_{м.т}(\sigma, A) = \Delta g_{м.т}(\sigma, A_0) - \left(\frac{\partial g}{\partial z} - \frac{\partial \gamma}{\partial n} \right) H. \quad (11)$$

Случай 3. Значение $\Delta g_{м.т}(\sigma, A_0)$ пересчитывается в истинное значение аномалии $\bar{\Delta}g_{м.т}(\sigma_n, A_0)$ с плотностью σ_n в той же точке:

$$\bar{\Delta}g_{м.т}(\sigma_n, A_0) = \Delta g_{м.т}(\sigma, A_0) + \left(\frac{\partial g}{\partial z} - \frac{\partial \gamma}{\partial n} \right) H - \sum_{i=1}^n \Delta g_{пр}^i(h_i, \sigma_{изб}^i). \quad (12)$$

Случай 4. То же, что в случае 3, но в точке A :

$$\bar{\Delta}g_{м.т}(\sigma_n, A) = \Delta g_{м.т}(\sigma, A_0) - \left(\frac{\partial g}{\partial z} - \frac{\partial \gamma}{\partial n} \right) H - \sum_{i=1}^n \Delta g_{пр}^i(h_i, \sigma_{изб}^i). \quad (13)$$

Анализ формул (10)–(13) показывает, что на основе имеющихся данных $\Delta g_{м.т}(\sigma, A_0)$ без знания аномального вертикального градиента силы тяжести $\partial g/\partial z$ невозможно получить истинные значения аномалий силы тяжести в точках, находящихся на уровне моря и на поверхности наблюдения. И так как к настоящему времени мы не располагаем данными $\partial g/\partial z$, то даже при учете переменной плотности вычисленные значения аномалий всегда будут содержать фиктивные аномалии, равные в каждой точке величине $(\partial g_i/\partial z - \partial \gamma/\partial n) H_i$.

Следовательно, истинная аномалия силы тяжести может быть вычислена лишь в точке наблюдения по формуле (7) с учетом (8) или (9). Если же надо определить распределение аномалий на уровне моря, то для этого необходимо полученные на поверхности наблюдения аномалии силы тяжести пересчитать на уровень моря методами аналитического продолжения.

Дадим оценку погрешности вычисления местной топографической аномалии за счет игнорирования аномальной плотности промежуточного слоя на примере материалов по территории Кавказа. Согласно формулам (12) и (13) величина этой погрешности оценивается как

$$\delta g = \sum_{i=1}^n \Delta g_{пр}^i(h_i, \sigma_{изб}^i).$$

Переменная плотность учитывается для призмы ($L=300$ км), которая разбивается на элементарные призмы ($l=10$ км). Последним приписываются собственные значения осредненной плотности $\sigma_{изб}$ и высоты h_i . В каждой точке для вычисления δg рассчитывается эффект от 900 элементарных призм.

Всего число рассчитываемых точек, в силу ограниченности схемы распределения переменной плотности, составило 1680. Схема распреде-

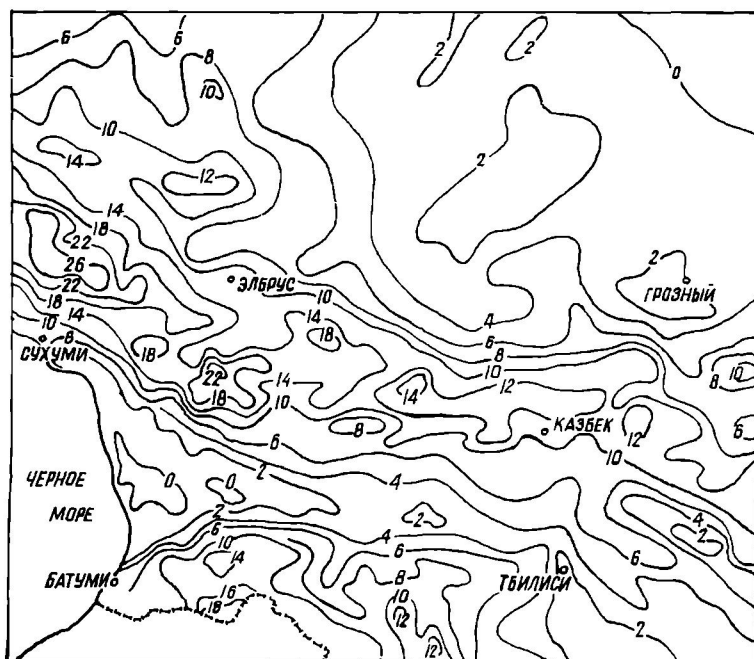


Рис. 4. Схема распределения поправки за избыточную плотность промежуточного слоя.

ления поправки за избыточную плотность промежуточного слоя на основании вычисленных значений δg показана на рис. 4.

Анализ данных δg показывает, что поправка за избыточную плотность всегда одного и того же знака и может достигать $30 \cdot 10^{-5}$ м/с². Сравнение схем на рис. 2 и 4 показывает их определенную качественную взаимосвязь: зоны высоких горизонтальных градиентов δg соответствуют зонам высоких градиентов латерального изменения $\sigma_{изб}$. Это привело к тому, что на схеме $\Delta g_{м.т}(\sigma_p)$, по сравнению с $\Delta g_{м.т}(\sigma)$, резко уменьшились значения горизонтальных градиентов аномалий силы тяжести.

$H, \text{ м}$	$\sigma_p, \text{ г/см}^3$	$\Delta g_{м.т}(\sigma),$ 10^{-5} м/с^2	$\Delta g_{м.т}(\sigma_p),$ 10^{-5} м/с^2	$\delta g,$ 10^{-5} м/с^2	$\sigma_{изб}, \text{ г/см}^3$
162	2,44	-71	-69	2,0	-0,23
169	2,35	-44	-42	2,0	-0,32
695	2,34	-28	-18	10,0	-0,33
1575	2,46	-44	-30,1	13,9	-0,21
1895	2,43	-48	-28,3	19,7	-0,24
1920	2,52	-37	-23,5	13,5	-0,15
2190	2,44	-54	-32,3	21,7	-0,23
2345	2,40	-30	-3	27	-0,27
2460	2,39	-35	-5,6	29,4	-0,28
2480	2,50	-94	-76,6	17,4	-0,17
2515	2,41	-35	-6,5	28,5	-0,26
2920	2,46	-80	-53,9	27,1	-0,21
3260	2,56	-57	-42,0	15,0	-0,11
3470	2,56	-90	-74,0	16,0	-0,11
4150	2,60	-150	-136,0	14,0	-0,07

Данные таблицы позволяют судить о зависимости величины погрешности вычисления местной топографической аномалии δg от величины избыточной плотности $\sigma_{изб}$ и высоты точки наблюдения H .

Как правило, при вычислениях $\Delta g_{м.т}(\sigma_n)$ наиболее трудоемким является отсчет средних высот дневного рельефа h_i вокруг точки наблюдения. И так как при региональных построениях требования к точности вычисления аномалий силы тяжести, по сравнению с требованиями гравиразведки, занижены, то с целью сокращения вычислений возникает задача нахождения поправки δg для известных значений избыточной плотности.

С этой целью построены номограммы (рис. 5), позволяющие по значениям высоты точки наблюдения H для фиксированных значений

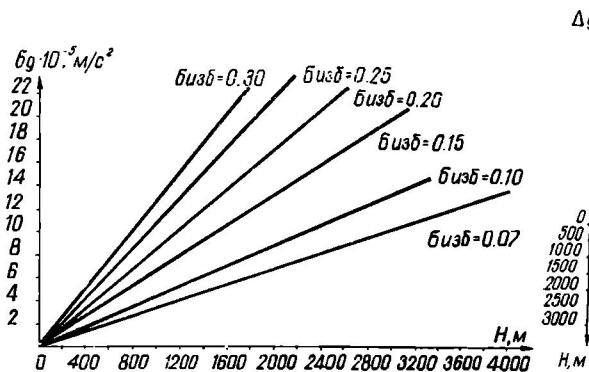


Рис. 5. Номограммы поправок за избыточную плотность промежуточного слоя.

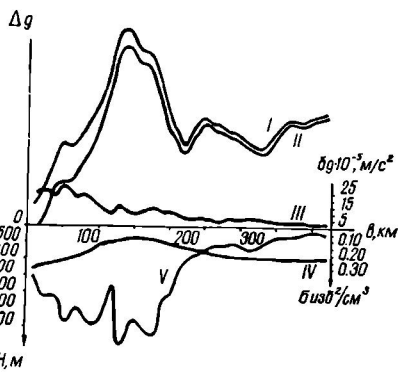


Рис. 6. Пример вычисления местной топографической аномалии силы тяжести: I— $\Delta g_{м.т}(\sigma_n)$, II— $\Delta g_{м.т}(\sigma)$, III— δg , IV— $\sigma_{изб}$, V— H .

σ_n находить поправку δg за избыточную плотность промежуточного слоя внутри призмы со стороной $L=300$ км. При построении использованы точки, по возможности равномерно распределенные по всей площади исследуемого региона. Затем были определены значения δg для точек, не принимавших участие при их построении. Точность определения величины δg составляет $0,1-0,6 \cdot 10^{-5}$ м/с². Подобный подход определения поправки δg практически исключает проведение дополнительных трудоемких и громоздких вычислений, связанных с отсчетом средних высот дневного рельефа по топографическим картам и обеспечивает довольно высокую точность введения поправки за избыточную плотность в аномалию силы тяжести.

Пример вычисления местной топографической аномалии силы тяжести с постоянной и переменной плотностью вдоль профиля, совпадающего с общекавказским направлением, показан на рис. 6. Наряду со значениями $\Delta g_{м.т}(\sigma)$, $\Delta g_{м.т}(\sigma_n)$ и δg приведены и $\sigma_{изб}$ и H . Как видно, величина поправки за избыточную плотность промежуточного слоя вдоль указанного профиля варьирует в пределах $2-27 \cdot 10^{-5}$ м/с², а общая картина поведения аномалий силы тяжести, вычисленных с переменной и постоянной плотностями, остается почти без изменения. Необходимо заметить, что в значениях $\Delta g_{м.т}(\sigma)$ и $\Delta g_{м.т}(\sigma_n)$ не учтена аномальность вертикального градиента силы тяжести.

Таким образом, на примере исследований горных районов Кавказа можно прийти к заключению: аномалия силы тяжести должна вычисляться в точке наблюдения с учетом переменной плотности; величина избыточной плотности промежуточного слоя может меняться даже в пределах малых площадей; на основе имеющихся данных $\Delta g_{м.т}(\sigma, A_0)$ без знания аномального вертикального градиента невозможно получить истинное значение аномалий силы тяжести в точках, находящихся на уровне моря и поверхности наблюдения.

It is shown that in the mountain regions a local topographic anomaly should be calculated in the point of observation with regard for the variable density of the intermediate layer masses and anomaly of the vertical gravity gradient. Under conditions of the Caucasus region the error caused by neglect of the anomalous density may attain $30 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

1. *Картвелишвили К. М.* О точности вычисления аномалий и редукции силы тяжести в горной области // Тр. ин-та геофизики АН ГССР.— 1963.— 21.— С. 221—236.
2. *Алексидзе М. А., Лекишвили Н. Л., Николайшвили М. М.* Определение плотности близлежащих зон // Докл. АН СССР.— 1981.— 257, № 2.— С. 313—315.
3. *Березкин В. М.* Учет влияния рельефа местности и промежуточного слоя в гравиметрической разведке.— М.: Недра, 1967.— 115 с.
4. *Nettton L. L.* Determination of density for the reduction of gravimeter observations // Geophysics.— 1939.— 4.— Р. 176—183.
5. *Картвелишвили К. М.* Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли.— М.: Наука, 1982.— 92 с.
6. *Балавадзе Б. К.* Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии.— Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1957.— 126 с.

Ин-т геофизики АН ГССР, Тбилиси

Поступила 25.07.85

УДК 550.831.017

Я. Б. Левенков

О РЕШЕНИИ ПОЛНОЙ ЗАДАЧИ КОШИ ДЛЯ УРАВНЕНИЯ ЛАПЛАСА В ПРОИЗВОЛЬНОЙ ДВУХМЕРНОЙ ОБЛАСТИ

При интерпретации наблюдаемых потенциальных полей важное место занимают задачи обнаружения и локализации аномалеобразующих источников. В различные периоды времени при их решении приоритет отдавался то высшим производным, то интегральным характеристикам, то аналитическому продолжению, а также другим подобного рода трансформантам [1, 2]. Не вызывает сомнения, что такие колебания «моды» были вызваны, с одной стороны, несовершенством алгоритмов, а с другой — использованием их в неблагоприятных для конкретного метода ситуациях. Это приводило к неоправданной дискредитации указанных средств.

По мнению автора, выходом из сложившегося положения является максимальное теоретическое и технологическое совершенствование методов обнаружения и локализации аномальных объектов с четким указанием границ их эффективности и оценками ожидаемой точности.

Актуальность и важность постановки таких исследований обусловлена тем, что на сегодняшний день имеется большой и весьма совершенный арсенал методов решения прямых, а также линейных и нелинейных обратных задач грави- и магниторазведки, в то время как развитие средств обнаружения и локализации на этом фоне выглядит явно недостаточным. А ведь именно эти методы должны обеспечивать надежную основу для постановки и решения обратных задач.

В настоящей статье предпринимается попытка изучения возможностей аналитического (гармонического) продолжения при решении указанных проблем.

Широкое применение в грави- и магниторазведке аналитического продолжения вызвало глубокое и всестороннее изучение его в случае нормальной постановки, т. е. когда $U(x, 0) \rightarrow U(x, z)$, где $a \leq x \leq b$, $z \leq H$ [1]. К числу наиболее совершенных методов этого направления следует отнести недавно появившиеся методы решения специальной задачи Коши [3], базирующиеся на идее продолжения симметризованного поля U_s , т. е. $U_s(x, 0) \rightarrow U_s(x, z)$. Эта плодотворная идея нашла свое воплощение в виде регуляризованных конечно-разностного и аппроксимационного алгоритмов [4, 5], обладающих неоспоримы-