

ненного» метода, так как тогда простое среднее из случайно отобранных аномалий Δg_B может заметно отличаться от значения средней $\bar{\Delta g}_B$, соответствующего действительной величине средней из всех региональных высот участка. Итак, при интерполировании или осреднении аномалий Буге недопустимо игнорировать их зависимость от региональных высот.

Формулы (1) и (2), которые по справедливости могут быть названы формулами изостатической редукции Фая—Патнема, а не формулами редукции Грааф Хантера, начинают находить применение в вопросах геологической интерпретации [5]. Но нельзя при этом забывать, что остается неучтенной редукция в отдаленных зонах, лежащих за пределами «радиуса региональности». Величина этих редукций колеблется от нескольких мгл в районе Карпат до —50 мгал на Памире и +20 мгал на побережье Охотского моря [4].

Необоснованным является мнение, что одним из преимуществ редукции Фая—Патнема является ее независимость от характера схемы, выбранной компенсации, ибо последняя не может не зависеть от выбора величины «радиуса региональности», разности плотностей на глубине T и прочих условий.

В общем же виде аномалию Буге следует представлять

$$\Delta g_B = -2\pi f\mu + \sigma, \quad (7)$$

где σ — некоторая функция координат, близкая в пределах области региональности к постоянной величине и зависящая от указанных выше факторов, в особенности от нарушений изостатической компенсации. Поэтому при интерполировании аномалий Буге следует обязательно принимать в расчет и вариации функции σ .

В заключение остановимся на вопросе о возможности представления аномалий «в свободном воздухе» в виде суммы некоторого бесконечного ряда. По аналогии с тем, что параметр a (3) был выявлен пропорциональным величине средней высоты H_{r_1} в пределах радиуса r_1 , можно предположить, что параметр σ (7) может быть пропорционален некоей другой высоте H_{r_2} — средней высоте в пределах вокруг станции другого радиуса, причем радиус r_2 будет больше r_1 . Рассуждая подобным образом, напишем следующий ряд:

$$\Delta g = kh + k_1 h_1 + k_2 h_2 + \dots, \quad (8)$$

где $k = 2\pi f\mu$; $k_2 = -2\pi f\mu \dots r_{i+1} > r_i$.

Этот ряд был получен нами на основании сравнения коэффициентов у гармоник разложения в ряды: аномалий, высот и осредненных высот [2]. Преимущество ряда (8) заключается в том, что он сходится значительно скорее обычных рядов сферических функций, уже первые его члены включают в себя гармоники высокого порядка обычного разложения, которые вообще трудно находить. Достаточно ограничиться первыми членами ряда (8), чтобы получить короткий интерполяционный ряд Δg . Было бы интересно проверить это на конкретных примерах.

Список литературы: 1. Грушинский Н. П. О связи поверхности Мохоровичича с рельефом и аномалиями силы тяжести. — Сообщ. Гос. астрон. ин-та им. Штернберга, 1961, вып. 119. 2. Евсеев С. В. О некоторых закономерностях гравитационного поля Земли и их значений для геодезии и геофизики. — Киев: Изд-во АН УССР, 1967. 3. Евсеев С. В. К вопросу о зависимости аномалий Буге от высоты. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1967, вып. 6. 4. Евсеев С. В. О так называемой редукции Грааф—Хантера. — ДАН УССР. Серия Б. 1972, № 9. 5. Евсеев С. В. О некоторых вопросах проблемы редукции. — Геофизический сб. АН УССР, 1973, вып. 55. 6. Жонголович И. Д. Внешнее гравитационное поле Земли и фундаментальные постоянные. — Тр. Ин-та теоретической астрон., 1952, № 3. 7. Скуин Б. Л. Зависимость аномалий силы тяжести от высот в горной области. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1967, вып. 6. 8. Скуин Б. Л. Зависимость аномалий Буге от средних высот рельефа. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1971, вып. 13. 9. Heiskanen W. The Earth and its gravitg field. — New York; London, 1958. 10. Jeffreys H. The Determination of the Earth's gravitg field, Mountly Notices, R.A.S. — Geophysic Supplem., London, 1941, N 1, N 5. 11. Mabey D. R. Relation between Bonduer gravitg anomalies and regional topography in Nevada at the Eastern Snake River Plain Idaho, U.S. — Geol Survey Research Prof. Paper, p. 550—B, 1966. 12. Putnam G. R. Relative determination of gravitg. — U.S. Coast and Geodetic Surved, App. 1, II pag. 9—50, W 1894.

Статья поступила в редколлегия 09.03.82

УДК 550.312

Э. М. ЕВСЕЕВА, М. Л. ГЛАГОЛЕВ

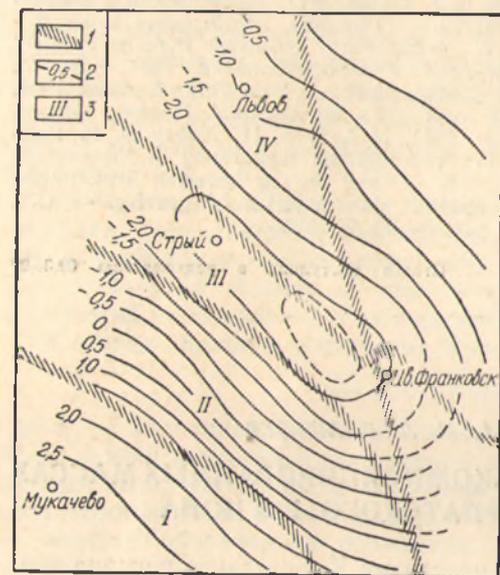
ОБ ИЗОСТАТИЧЕСКИ НЕСКОМПЕНСИРОВАННЫХ МАССАХ ЛИТОСФЕРЫ КАРПАТСКОГО РЕГИОНА

В последние годы изучение изостазии Карпатского региона значительно продвинулось вперед. Определенные результаты получены при детальном изучении геоида Карпат [3, 5]. В указанных исследованиях на основании отклонений реального геоида от изостатического (остаточных локальных ондуляций геоида), вычисленных в пределах некоторого ограниченного радиуса, сделаны оценки степени изостатической неуравновешенности различных по геологическому строению частей региона (блоков). Выявлен наиболее неуравновешенный блок, соответствующий Предкарпатскому передовому прогибу (рис. 1, блок III), где отмечается максимальное отрицательное значение —3 м остаточной локальной ондуляции, четко ограничивающей мощный гравитационный минимум, связанный с большим погружением подошвы коры [2]. Максимальное положительное значение +2,5 м указанных ондуляций приурочено к Закарпатскому внутреннему прогибу, хотя здесь и не удалось по причине недостаточных данных для прилегающих территорий выявить четкую аномалию геоида.

Одновременно была начата работа по составлению карты изостатических аномалий силы тяжести для Карпат и прилегающих территорий [4]. В настоящее время эта карта составлена в редукции Эри с параметрами: $T_0 = 30$ км, $\delta_T = 2,67$ г/см³, $\delta_C = -0,6$ г/см³ (T_0 — нормальная толщина земной коры, соответ-

ствующая нулевому рельефу, δ_T — средняя плотность коры, δ_c — разность плотностей подкорового вещества и вещества коры).

Топографо-изостатические поправки в отмеченные значения силы тяжести для близких зон (на изучаемой территории — это зоны в пределах радиуса 58,8 км) вычислялись с применением методики, использованной в работе [1], а в дальних зонах учитывались по методу, описанному в работе [4]. Изменение интенсивности изостатических аномалий показано на рис. 2. Минимальное



значение аномалий (—50 мгал) так же, как и остаточных локальных ондуляций геоида соответствует Предкарпатскому прогибу, а максимальные (до +80 мгал) — Закарпатскому прогибу.

Известно, что изостатические аномалии силы тяжести создаются нескомпенсиро-

Рис. 1. Схематическая карта остаточных локальных ондуляций геоида Карпатского региона:

1 — границы тектонических зон (разломы); 2 — изолинии остаточных локальных ондуляций геоида; 3 — тектонические зоны (блоки): I — Закарпатский внутренний прогиб; II — Складчатые Карпаты; III — Предкарпатский передовой прогиб; IV — Львовский палеозойский прогиб.

ванными массами литосферы, плотностными неоднородностями в литосфере, не учтенными при вычислении поправок даже в случае их компенсации, а также плотностными неоднородностями, расположенными в глубинах мантии [1].

В этой работе по полю изостатических аномалий, а также по данным об аномалиях геоида выполнены оценки глубин залегания нескомпенсированных масс литосферы Карпатского региона. Для этого из аномального поля по возможности следовало исключить ту часть, которая обусловлена влиянием глубинных мантийных масс, а также тех неоднородностей литосферы, которые не учитываются при вычислении топографо-изостатических поправок. На изучаемой территории такими неучтенными при изостатическом редуцировании неоднородностями литосферы, компенсация которых вполне вероятна, являются осадочные отложения. Плотность их по последним геофизическим данным [2] изменяется от 2,2 до 2,7 г/см³, а мощность — от 1 до 16 км. Так как плотность осадочных отложений существенно отличается от принятой при изостатическом редуцировании средней плотности коры, а мощность достигает значительных величин, в гравитационном поле такие массы будут создавать ощутимый эффект. Для учета

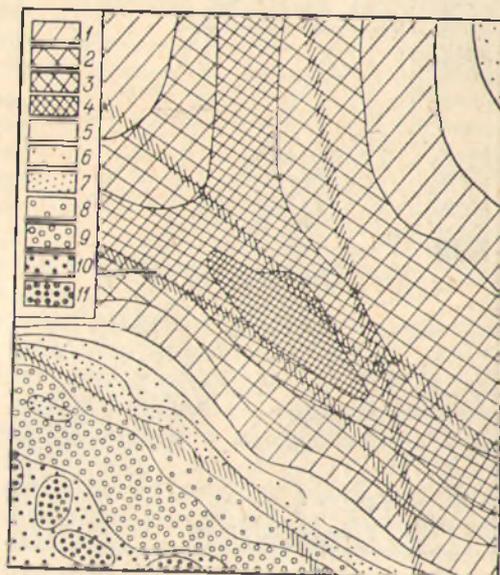
гравитационного влияния этих масс и их компенсаций были вычислены средние значения мощности и плотности осадочных отложений для центров площадок, где определялись топографо-изостатические поправки. Опыт вычисления последних показывает, что наибольшее влияние создают массы, ближайшие к точке, в которой учитываются гравитационные эффекты окружающих масс. Поэтому вычисления выполнялись только для ближайших зон (самых площадок, аппроксимированных равновеликими им цилиндрами). Гравитационное влияние осадочных отложений и компенсационный эффект вычислялись соответственно по выражениям (1) и (2):

$$Z_T = 2\pi f \delta_{oc}^T (h' - \sqrt{h'^2 + r^2 + r}), \quad (1)$$

$$Z_c = -2\pi f \delta_c (t' - \sqrt{r^2 + T_0^2} + \sqrt{r^2 + (T_0 - t')^2}). \quad (2)$$

Рис. 2. Схематическая карта изостатических аномалий Карпатского региона в редукции Эри ($T_0 = 30$ км).

Интенсивность аномалий (в мГал): 1 — от 0 до —15; 2 — от —15 до —30; 3 — от —30 до —45; 4 — меньше —45; 5 — от 0 до +15; 6 — от +15 до +30; 7 — от +30 до +45; 8 — от +45 до +60; 9 — от +60 до +75; 10 — от +75 до +90; 11 — больше +90.



Здесь, кроме известных уже обозначений, r — радиус равновеликого цилиндра, h' — мощность осадков, $t' = \frac{\delta_T - \delta_{oc}}{\delta_c} \cdot h'$ — мощность компенсирующего слоя, $\delta_{oc}^T = \delta_T - \delta_{oc}$ — аномальная плотность, δ_{oc} — плотность осадков. Полученные таким образом поправки были введены в изостатические аномалии силы тяжести и определены остаточные аномалии, схема которых представлена на рис. 3.

Что касается учета влияний глубинных мантийных неоднородностей, то мы придерживаемся мнения, что значительная их часть, во всяком случае в интервале глубин между корой и астеносферой, исключается изостатической редуциацией [6], а более глубокие неоднородности, учитываемые методикой, описанной в [1], в таком небольшом по территории аномальном поле, как поле Карпатского региона, вряд ли будут ощутимы в значительной степени.

Таким образом, для дальнейшего анализа принято аномальное поле, показанное на рис. 3, в котором в основном сохранилось влияние неоднородностей верхней части литосферы (коры). В ос-

таточном поле выделяются три аномалии: две — отрицательные значительно меньшей интенсивности, чем на рис. 2, и одна — положительная, интенсивность которой несколько увеличилась после введения поправок за влияние осадочного слоя.

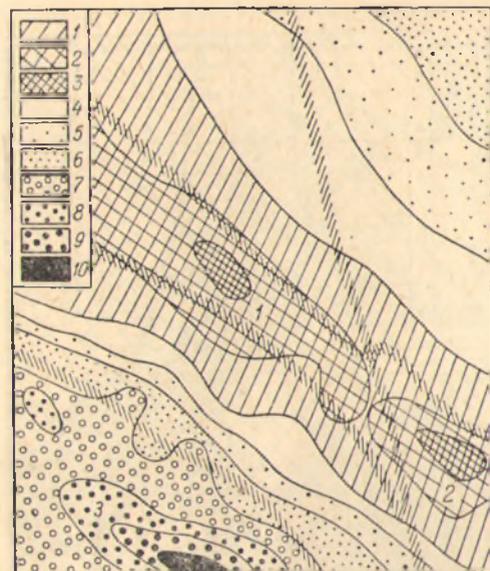
Для определения глубин залегания аномальных масс, вызывающих указанные аномалии, мы воспользовались решением обратной задачи гравиметрической разведки для однородного шара. Так как шар выражает основную часть гравитационного поля лю-

бого тела более сложной формы, то результаты, полученные при количественных расчетах в этом случае, можно считать первым приближением. Вертикальную составляющую притяжения аномальной массы в виде однородного шара можно определить по формуле

$$V_z = fM \frac{t_0}{(\rho^2 + t_0^2)^{3/2}}, \quad (3)$$

Рис. 3. Схематическая карта остаточных изостатических аномалий. Интенсивность (в МГал):

1 — от 0 до -15; 2 — от -15 до -30; 3 — меньше -30; 4 — от 0 до +15; 5 — от +15 до +30; 6 — от +30 до +45; 7 — от +45 до +60; 8 — от +60 до +75; 9 — от +75 до +90; 10 — больше +90.



где t_0 — глубина, на которой находится центр шара, ρ — расстояние от эпицентра аномалии, где вычисляется V_z , M — аномальная масса. Очевидно, что V_z принимает максимальное значение при $\rho=0$. Обозначая его E , получим

$$E = \frac{fM}{t_0^2}. \quad (4)$$

Зная количество аномальной массы M , из выражения (4) можно получить глубину ее залегания t_0 . Расчет количества аномальных масс в гравиметрической разведке выполняют методом интегрирования аномалий с использованием известной формулы Грина [7]. Конечное выражение, полученное путем преобразований указанной формулы, имеет вид

$$M = \frac{M_s}{1 - \frac{1}{\sqrt{1+e^2}}}. \quad (5)$$

Здесь $e = \frac{a}{t_0}$, где a — радиус изолированной аномалии, $M_s = \frac{1}{2\pi f} \sum V_z \cdot \Delta S$, где ΔS — площади, в которых вычислены значе-

ния V_z , измеряются по карте. Результаты вычислений по формулам (4) и (5) для трех аномалий, отмеченных на рис. 3, приведены в таблице.

Кроме описанного метода определения глубин залегания аномальных (нескомпенсированных) масс, для аномалии Предкарпатского прогиба (рис. 1) была вычислена глубина ее источника с использованием так называемого метода засечек, идея которого описана в работе [8]. Этот метод на основании аномалии урессированной поверхности (геоида), а также известных вертикальной и тангенциальной составляющих вектора силы тяжести дает нижнюю оценку глубины. В результате вычислений по этому методу была получена глубина источника указанной аномалии, равная 50 ± 4 км. Этот результат практически совпадает с первым результатом в таблице, пространственно соответствующим изучаемой аномалии.

Следует отметить, что введение поправок за компенсацию осадочных отложений существенно не меняет аномалии геоида (рис. 1). Поправки изменяют остаточные локальные ондуляции геоида на первые доли метра, что при принятом радиусе осреднения не сказывается на радиусе аномалии, а следовательно, и на расчетах глубины ее источника.

Анализируя результаты, можно заключить, что полученное описанием методом поле остаточных аномалий (рис. 3) действительно отражает нескомпенсированные неоднородности верхней части литосферы.

Глубины источников изучаемых аномалий приурочены в каждом случае к основному сейсмическому разделу в коре — границе Мохоровичича. Причем полученные глубины источников аномалий Предкарпатского прогиба близки к верхнему разделу M , являющемуся по данным геофизиков [2] кровлей «коромантийного» комплекса коры.

Список литературы: 1. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. — М.: Наука, 1975. 2. Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. П. и др. Комплексная геофизическая модель литосферы Восточных Карпат — Геофизический сборник АН УССР, 1978, вып. 83. 3. Евсеева Э. М. О значении детального изучения геоида для характеристики состояния земной коры. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1977, вып. 26. 4. Евсеева Э. М. Топографо-изостатическое гравитационное влияние дальних зон (58,8 км) на территории Карпатского региона. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1978, вып. 28. 5. Евсеева Э. М. Некоторые результаты изучения изостазии Карпатского региона. — Материалы XI Конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. Геофизика. — Киев: Наукова думка, 1980. 6. Ладынин А. В. К методике изучения плотностной неоднородности верхней мантии. — Геология и геофизика / Сиб. отд. АН СССР, 1973, вып. 6. 7. Маловичко А. К. Основной курс гравиметрической разведки, ч. 1. — Пермь, 1966. 8. Тараканов Ю. А., Винник Л. П. Новая интерпретация ундуляций геоида на море. — ДАН СССР, 1975, т. 220, № 2.

Статья поступила в редколлегию 10.05.82