

Ю. А. ТАРАКАНОВ, Л. П. ВИННИК

НОВАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ УНДУЛЯЦИЙ ГЕОИДА НА МОРЕ

(Представлено академиком М. А. Садовским 4 VII 1974)

Наблюдения возмущений искусственных спутников Земли, измерения аномалий силы тяжести на море и суше позволили получить отклонения геоида от земного эллипсоида, соответствующие сферическим гармоникам до 16 степени и порядка ⁽¹⁾, а также построить карты геоида с сечением 5 м ⁽²⁾ и даже 2 м ^(3, 4). Проблема геофизической интерпретации ундуляций геоида рассматривалась неоднократно, но до сих пор далека от удовлетворительного решения.

Предполагалось, что низшие гармоники разложения геопотенциала связаны с рельефом границы ядро — мантия ⁽⁵⁾, с конвекцией в мантии ⁽⁶⁾: предпринимались попытки корреляции ундуляций геоида с глобальными аномалиями магнитного поля ^(7, 8), вариациями времени пробега сейсмических волн ⁽⁹⁾; рассматривалась корреляция аномалий силы тяжести с крупномасштабными элементами тектоники ⁽¹⁰⁾. Общей особенностью всех известных попыток интерпретации ундуляций геоида является отсутствие конструктивного метода определения глубины центров масс источников.

При современном состоянии вопроса источники ундуляций можно расположить по всей глубине мантии, начиная от 100—200 км до ядра, причем в последнем случае максимальные вариации поверхности ядро — мантия составляют ± 12 км ⁽¹¹⁾.

Согласно теории потенциала, избыточная масса и положение ее центра определяется однозначно по внешнему полю, а перераспределение аномальной массы относительно ее центра может быть произвольным ⁽¹²⁾. Величину избыточной массы глобальных аномалий геоида авторы не определяли, так как крупнейшие аномалии нельзя считать изолированными и применение известной теоремы Гаусса трудно обосновать. По этой же причине авторам пришлось отказаться от интегральных методов определения координат центра масс; примененный дифференциальный метод основан на рассмотрении аномалий силы тяжести как векторной величины.

За оценку глубины расположения центра масс принимается точка пересечения вектора Δg в двух пунктах. Вертикальная составляющая приравнивается измеренному значению аномалии в редукции Фая ^(2, 4), а горизонтальная — произведению отклонения отвеса на нормальное значение силы тяжести.

Упомянутая выше теорема Лауричелла ⁽¹²⁾ указывает на возможность однозначного определения центра масс и аномальной массы по внешнему полю, но не дает конкретного решения для источника произвольной формы. Поэтому примененный метод однозначно определяет эти величины лишь в случае точечной или сферической массы с постоянной плотностью. Если тело плоское, то получаемые значения глубины центра масс представляют оценку снизу.

Для интерпретации были выбраны аномалии, выраженные на карте высот геоида ξ замкнутыми изолиниями. Тем самым источники гравитационного поля считались изолированными, но дифференциальный метод позволил обойти вопрос определения границ аномальных зон.

Вычисление координат источников выполняется следующим образом. Через эпицентры аномалий $\zeta = \text{const}$ проводится профиль и по обе стороны эпицентра на одной изолинии выбираются две точки, которые лучше расположить в области максимального изменения ζ . В окрестности выбранных точек вычисляется горизонтальная компонента аномалии силы тяжести ⁽¹³⁾

$$\Delta g_r = -\frac{\gamma}{10\Delta s}[-2\zeta(s-2\Delta s) - \zeta(s-\Delta s) + \zeta(s+\Delta s) + 2\zeta(s+2\Delta s)], \quad (1)$$

где γ — нормальное значение силы тяжести, s — дуга на сфере, Δs — интервал считывания высот геоида.

Координаты центра масс источника для сферической Земли равны

$$s_0 = \frac{\Delta g_r^1}{\Delta g_b^1} z_0, \quad z_0 = R \frac{\sin \alpha + (\cos \alpha - 1) \text{ctg } \beta}{\Delta g_r^1 / \Delta g_b^1 - \text{ctg } \beta}, \quad (2)$$

где R — радиус Земли, Δg_b — вертикальная компонента Δg , $\beta = \alpha + \text{arc ctg } \Delta g_r^2 / \Delta g_b^2$, α — угловое расстояние между точками 1 и 2, номера которых проставлены вверху составляющих аномалий силы тяжести. Величины s_0 , z_0 определялись по нескольким парам точек при интервалах осреднения аномалий порядка 100—300 км.

Количественные расчеты были выполнены для четырех крупнейших аномалий геоида. Индийская аномалия является самой крупной. Минимум ее находится к югу от полуострова Индостан на широте экватора и характеризуется изолинией $\zeta = -130$ м ⁽²⁾. Австралийская аномалия имеет эпицентр вблизи северо-восточного края материка. Максимум аномалии очерчивается изолинией $\zeta = +78$ м ^(2, 3). Карибская аномалия с эпицентром, расположенном на широте 20° с.ш. и долготе 64° з.д., имеет минимум, соответствующий изолинии $\zeta = -54$ м ⁽³⁾. Североатлантическая аномалия характеризуется изолинией $\zeta = +54$ м с эпицентром с координатами 45° с.ш. и 28° з.д. ⁽³⁾.

Глубина центра масс каждой аномалии определяется со случайной ошибкой 100—200 км, но средние значения z_0 всех четырех источников лежат в узком диапазоне от 710 до 830 км. Горизонтальные координаты центра масс определяются с точностью первых сотен километров.

Известно ⁽⁴⁾, что зона фазовых переходов верхней мантии охватывает область от 400 км до 900 км. Эта зона характеризуется быстрым ростом плотности с глубиной (около 1 г/см³ на 500 км), причем весьма вероятно, что изменение плотности происходит на двух границах — 400 и 700 км ⁽¹⁵⁾. Поэтому приуроченность источников глобальных аномалий геоида к зоне фазовых переходов представляет определенный интерес.

Выше отмечалось, что по интегральной формуле Гаусса вычисление аномальной массы неопределенно из-за трудности определения области интегрирования. Однако для проверки внутренней непротиворечивости результатов интерпретации необходимо ориентировочно оценить массу источников m . Это можно сделать по экстремальным значениям высот геоида с помощью формулы Брунса ⁽¹²⁾

$$\zeta = \frac{T}{\gamma} = \frac{fm}{\gamma z_0}, \quad (3)$$

где T — возмущающий потенциал, f — гравитационная постоянная.

Принимая $z_0 = 700$ км, получим для Индийской аномалии $m = -1,4 \cdot 10^{22}$ г; для Австралийской аномалии $m = +0,8 \cdot 10^{22}$ г; а для Карибской и Североатлантической аномалий $m = \mp 0,6 \cdot 10^{22}$ г. Избыточная плотность источников на глубине 700 км вряд ли превысит 10% полной величины плотности. Тогда минимальный радиус сферического источника составит величину порядка 200 км.

Приравняем вес источника силе вязкого сопротивления по формуле Стокса. Получим формулу времени смещения шара радиуса r на расстояние l

$$t = \frac{6\pi\eta r l}{mg}, \quad (4)$$

где η — вязкость мантии, g — ускорение силы тяжести на глубине 700 км.

Примем $\eta=10^{26}$ пуаз, $l=1000$ км, $r=200$ км, $g=1000$ см/сек². Тогда для самой большой массы время ее продвижения на тысячу километров составит $8,5 \cdot 10^9$ лет. При вязкости мантии 10^{24} пуаз это время сократится до $85 \cdot 10^8$ лет, но все еще останется достаточным для существования неоднородностей в интересующей нас области.

Таким образом, есть основания считать, что источники крупнейших ундуляций геоида находятся в зоне фазовых переходов, характеризующейся повышенным градиентом плотности. Изложенные результаты не дают указаний на существование конвекции в нижней мантии.

Авторы выражают благодарность О. М. Остачу и Л. П. Пеллинену за предоставление гравиметрических карт и советы по их анализу. Авторы благодарны В. Н. Жаркову, В. Н. Страхову и В. П. Трубицыну за обсуждение работы и ценные советы.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта
Академии наук СССР
Москва

Поступило
19 VI 1974

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ E. M. Gaposchkin, K. Lambek, J. Geophys. Res., v. 76, № 20 (1971). ² H. G. Kahle, M. Talwani, Zs. Geophys., v. 39, № 1 (1973). ³ S. Vincent, W. E. Strange, J. G. Marsch, Rep. Presented at the Intern. Symp. on Earth Gravity Models and Related Problems, Saint Louis, 1972. ⁴ W. E. Strange, Rep. Presented at the Intern. Symp. on Earth Models and Related Problems, Saint Louis, 1972. ⁵ A. H. Cook, Nature, v. 198, № 4886 (1963). ⁶ S. K. Runcorn, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., v. 14, № 1-4 (1967). ⁷ R. M. Hide, S. R. C. Malin, Nature, v. 225, № 5233 (1970). ⁸ M. A. Khan, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., v. 23, № 1 (1971). ⁹ M. N. Toksöz, J. Arkani-Hamed, Science, v. 158, № 783 (1967). ¹⁰ W. M. Kaula, J. Geophys. Res., v. 74, № 20 (1969). ¹¹ M. N. Toksöz, M. A. Chinnery, D. L. Anderson, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., v. 13, № 1-3 (1967). ¹² В. В. Бровар, В. А. Магницкий, Б. П. Шимбурев, Теория фигуры Земли, М., 1961. ¹³ К. Ланцш, Практические методы прикладного анализа, М., 1961. ¹⁴ Ф. Стрейси, Физика Земли, М., 1972. ¹⁵ F. Press, Science, v. 160, № 3883 (1968).