

где M_{kp} — крутящий момент в системе от вращательного движения основания; θ_f — физический момент инерции системы относительно центра массы.

Чтобы избежать процедуры численного дифференцирования, т. к. для получения углового ускорения φ_z по (4) нужно дифференцировать акселерограммы поступательного движения грунта, произведем интегрирование по частям выражения (5), тогда получим:

$$[\varphi(t) + \varphi_z(t)]' = \frac{2\pi}{T_{kp}} \left\{ \varphi_z'(0) \exp\left[-\alpha_\varphi \frac{\pi}{T_{kp}} t\right] \sin\left(\frac{2\pi}{T_{kp}} t\right) + \right. \\ \left. + A \int_0^t \varphi_z'(\tau) \exp\left[-\alpha_\varphi \frac{\pi}{T_{kp}} (t-\tau)\right] \sin\left[\frac{2\pi}{T_{kp}} (t-\tau) - \delta\right] d\tau \right\}, \quad (6)$$

где $\delta = \arctg(2/\alpha_\varphi)$, $A = [2\pi/T_{kp}]^2 + (\alpha_\varphi \pi/T_{kp})^2)^{0.5}$

при $\alpha_\varphi \ll 1$, можно принять $\delta = \frac{\pi}{2}$ и $A = \frac{2\pi}{T_{kp}}$; $\varphi_z'(0)$ — начальная угловая скорость движения грунта. Таким образом в подынтегральном выражении вместо углового ускорения грунта стоит угловая скорость, определяемая по (3). С помощью (6) вычислены спектры угловых ускорений для землетрясений HersecNOVI и ULcINJ (рис. 2).

Результаты исследований приводят к следующему заключению. При отсутствии инструментальных записей вращательного движения грунта при землетрясениях, эти составляющие можно определить, основываясь на записи поступательного движения грунта, с помощью выражений (2), (3), (4), из которых видно, что кинематические параметры вращательного движения грунта зависят от скорости распространения поперечной сейсмической волны, а при больших значениях скорости поперечной волны вращательные составляющие грунта уменьшаются. Кроме поперечных волн есть еще одна причина поворотов грунта при землетрясении — волны Лява и Рэлея [1]. Амплитуды этих волн меньше, чем амплитуды поперечных волн, однако, их скорости также намного меньше. В данной работе исследованы акселерограммы двух землетрясений, чтобы исключить особенности отдельных акселерограмм и определить неслучайные характеристики вращательной компоненты сейсмического возмущения, необходимо применять статистические методы.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 23.VI.1986.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ньюмарк Н., Розенблюэт Э., Основы сейсмостойкого строительства. М.: Стройиздат, 1980. 344 с.
2. Поляков С. В., Сейсмостойкие конструкции зданий. М.: Высш. школа, 1983. 304 с.
3. Тимошенко С. П., Гудьер Дж. Теория упругости. М.: Наука, 1979. 560 с.
4. Strong-Motion Earthquake Accelerograms, Institute of Earthquake Engineering and Engineering Seismology, Skopje, 1980. 185 p.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 73—75

УДК 551.1:550.36

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Б. БУРЬЯНОВ, К. С. ВАРТАНЯН, В. В. ГОРДИЕНКО

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ПРОФИЛЮ МАРКАРА-ПОЯЛЫ

Значительная отрицательная аномалия гравитационного поля в редукции Буге (Δg), охватывающая большую часть территории М. Кавказа, в течение многих лет привлекает внимание исследователей. Высказывались различные гипотезы о ее происхождении. Предполагалось, что она связана или с увеличением мощности гранитного слоя, или с процессами, приводящими к разуплотнению вещества в зонах

поднятий [10], с увеличением мощности земной коры и ее слоев [12], с аномальными плотностями пород мантии, измененными активными процессами в недрах [3 и др].

Вдоль профиля Маркара-Пойлы проведены геофизические исследования по изучению строения земной коры [1, 2, 11]. Построены плотностные модели земной коры, уточнены местоположения и количественно охарактеризованы зоны разломов.

Имеющиеся сейсмические данные [5—7] свидетельствуют о небольших колебаниях земной коры по исследуемому профилю. Ее средняя мощность около 40 км. Сведения о плотностях пород вулканогенно-осадочного слоя [9 и др.] в общем обнаруживают значительную изменчивость этого параметра. Однако, для объяснения наблюдаемой аномалии необходимо распространение минимальных плотностей (около $2,3 \text{ г/см}^3$) на очень значительные глубины в центральной и юго-западной частях региона (до 5—6 км).

В то же время геотермическими исследованиями М. Кавказа установлена интенсивная аномалия теплового потока (ТП), совпадающая с возмущением Δg [3, 4]. Логичным кажется проверить прямыми расчетами роль высоких температур недр в формировании аномалии.

С этой целью была построена плотностная модель земной коры вдоль профиля Маркара-Пойлы по методике, описанной в [3]. Перед ее характеристикой необходимо остановиться на исходных сейсмических данных. Они получены при исследованиях по методу обменных волн, возбуждаемых землетрясениями (МОВЗ), при использовании которого выявляются лишь границы раздела в земной коре и верхах мантии, но не определяются пластовые скорости. При этом отождествление тех или иных установленных границ с границами разноскоростных слоев коры зачастую гипотетично. Используя скоростные разрезы по соседним профилям ГСЗ, удалось с некоторой степенью достоверности распределить значения скоростей продольных сейсмических волн в консолидированной коре вдоль изучаемого профиля. На глубинах от 8—11 до 16 км—6,4 км/с, 16—26 км—6,6 км/с, 26—37 км—7,0 км/с, глубже—7,2 км/с. Учитывая ориентировочность полученных значений, мы определяли по ним плотности пород (σ) средние для слоев коры (почти без попыток составления градиентного разреза), без внесения поправок за влияние температуры недр. При перерасчете использовалось выражение: $\sigma = 2,7 + 0,25(V_p - 6)$. Соответственно получены плотности 2,80, 2,85, 2,95, 3,00 г/см^3 .

Плотность верхнего слоя неплохо согласуется с полученной при изучении пород докембрийского фундамента [9]. Осадочная часть разреза построена довольно схематично по данным из работы [9]. Ее нет смысла уточнять, так как значения σ в нижележащей коре ориентировочны. Плотность осадков неоген-палеогенового комплекса принята равной $2,3 \text{ г/см}^3$, более древних осадочных и вулканогенных пород— $2,65 \text{ г/см}^3$.

Очевидно, что точность расчета гравитационного эффекта земной коры невелика, ошибка составляет несколько $0,1 \text{ мм/с}^2$. Расчет проведен для аномальных плотностей, отсчитанных от σ верхов нормальной платформенной мантии— $3,32 \text{ г/см}^3$ [3]. В этом случае при нормальной плотности пород мантии (совпадающей с σ ее пород под докембрийской платформой) нуль аномалии Буге отвечает величине— $8,7 \text{ мм/с}^2$ расчетного поля. Сопоставляя таким образом расчетные и наблюдаемые поля, Δg , обнаруживаем расхождение между ними до $1,7 \text{ мм/с}^2$ (рис. 1), то есть значительную мантийную аномалию. Форма расчетной кривой также заметно отличается от формы наблюдаемой.

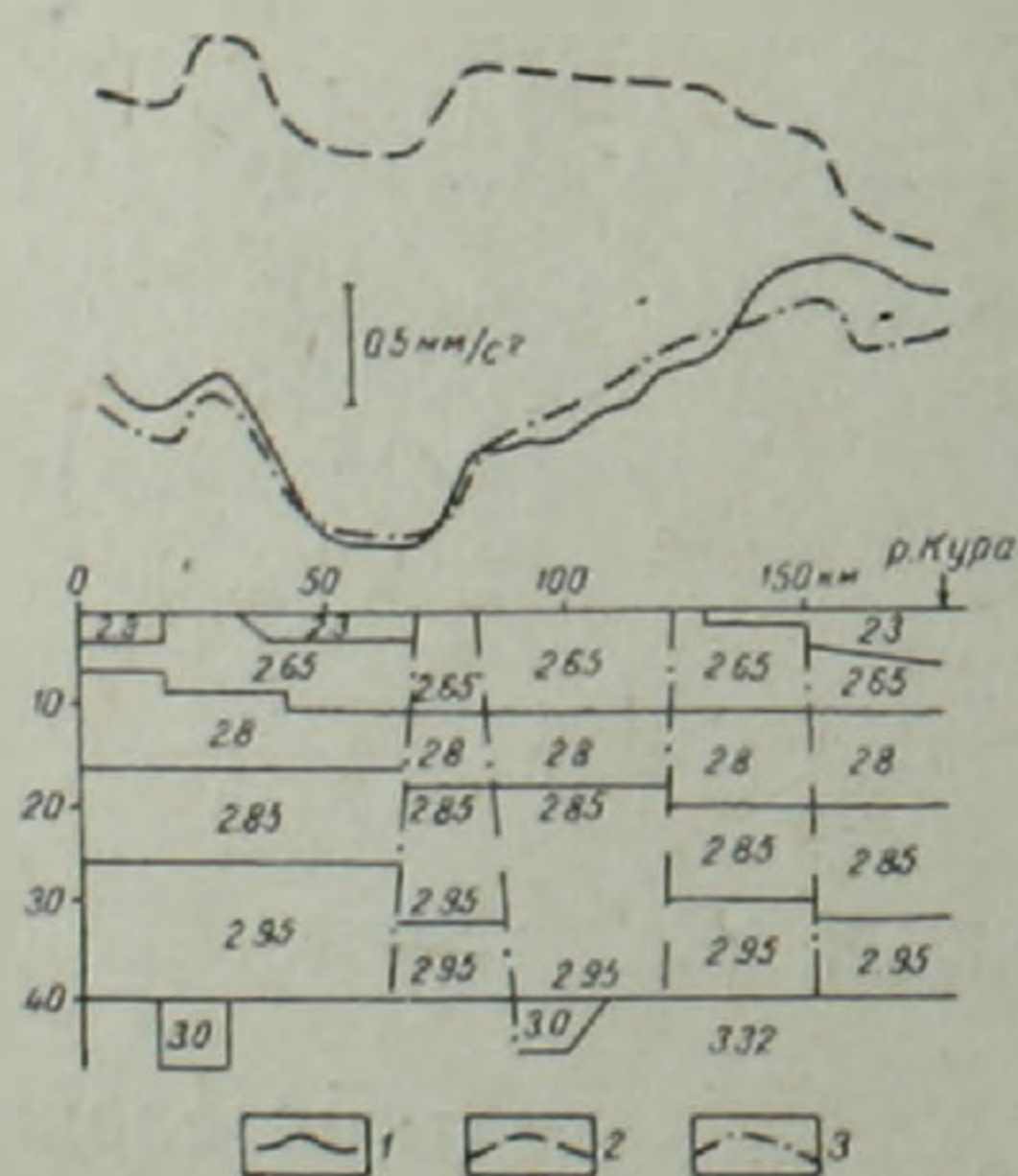


Рис. 1. Плотностная модель земной коры и верхней мантии по профилю Маркара-Пойлы. 1—наблюдаемая кривая Δg ; 2—расчетная кривая Δg , учитывающая плотности пород земной коры и нормальные плотности пород мантии; 3—расчетная кривая Δg , учитывающая аномальные плотности пород мантии, связанные с аномальными температурами.

Как уже предполагалось выше, зафиксированное расхождение между расчетным и наблюдаемым полями Δg можно объяснить повышенными температурами в верхней мантии. Для расчета глубинных температур под М. Кавказом воспользовались тепловой моделью, рассмотренной в работе [4], в которой учитываются следующие источники тепла: 1) радиоактивный фон; 2) тепловой эффект альпийского геосинклинального процесса; 3) тепловой эффект мнотуплюсеновой разломно-магматической активизации. Отметим, что вычисленные для данной модели значения ТП полностью соответствуют региональному распределению этой величины [4]. Теперь необходимо от тепловой модели перейти к соответствующей плотностной модели. Аномаль-

ные плотности (примерно 0.01 г/см^3 на каждые 10°) определены по отличию аномальных температур от температур в недрах платформы.

Их распределение оказалось примерно тем же, что и в недрах других альпийских геосинклиналей с близким возрастом складчатости. Лишь в центральных частях широких геосинклинальных регионов (например, системы Карпаты-Динариды) аномальные T и ε больше.

Так как точность определения мантийной аномалии Δg невелика, нет смысла создавать детальную модель аномальных плотностей в мантии М. Кавказа. Можно воспользоваться уже вычисленным мантийным эффектом альпийской геосинклинали Карпат в их окраинной части [3]. Мантийная аномалия изменялась в соответствии с расстоянием от края теплового источника геосинклинали и достигала в центре М. Кавказа— $1,60 \text{ мм/с}^2$, на краю источника тепла (в 50 км от центра)— $1,00 \text{ мм/с}^2$, в 50 км за краем источника тепла— $0,30 \text{ мм/с}^2$. В расчете необходимо учесть и влияние мантийной аномалии альпийской складчатой зоны южнее Араксинской впадины. На южном окончании профиля оно составляет— $0,7 \text{ мм/с}^2$, в 50 км севернее— $0,3 \text{ мм/с}^2$ и практически исчезает в 75 км от южного окончания профиля.

Введя указанные мантийные эффекты, удастся сблизить расчетную и наблюдаемую кривые Δg на всем протяжении профиля до $0,1\text{--}0,3 \text{ мм/с}^2$. Вероятно, большего совпадения трудно ожидать при проведенных неточных расчетах. Отметим все же, что сохранившееся расхождение (пк 40—130) может быть связано с уменьшением плотности пород верхов мантии, происшедшим вследствие изменения их состава при интенсивном магматизме. Расхождение на.pk 140-170 связано, скорее всего, с повышенной плотностью пород консолидированной коры Куринской впадины и прилегающих к ней с юга регионов. Соответствующие скоростные аномалии выделены на некоторых профилях ГСЗ за пределами Армении.

Проведенные расчеты позволяют утверждать, что связь гравитационного минимума в пределах М. Кавказа с аномальными плотностями пород верхней мантии весьма вероятна.

По аналогичной методике можно выполнить расчеты для других сейсмологических профилей. Было бы целесообразнее как для этой, так и для других исследований построить картину волнового поля земной коры и верхней мантии М. Кавказа.

Институт геофизики АН УССР,
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР

Поступила 13.V. 1985.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаджанян А. Г., Оганесян С. М. Гравитационная модель верхней части земной коры по профилю Маркара-Пойлы.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1980, № 6, с. 60—68.
2. Бабаджанян А. Г., Оганесян С. М., Оганесян Л. Б. Возможности гравиметрии при изучении строения земной коры на территории Армянской ССР.—В кн.: Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наукова думка, 1983, с. 10—16.
3. Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н. и др. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов. Киев: Наукова думка, 1983, 178 с.
4. Вартамян К. С., Якоби Н. М. Источники аномального теплового потока на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1985, т. 38, № 2, с. 48—53.
5. Вольвовский И. С., Попова О. Г., Бакман М. П. и др. Строение земной коры Джавахетской сейсмогенной зоны Малого Кавказа.—Геофизический журнал, 1984, т. 6, № 5, с. 83—95.
6. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Глубинное строение Ультрабазитовых поясов Армении.—Сов. геология, 1976, № 3, с. 127—134.
7. Егоркина Г. В. Структура земной коры и верхней мантии Малого Кавказа (Армения) по данным объемных волн. В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральный и Восточной Европы. Киев, Наукова думка, 1978, с. 199—305.
8. Краснопевцева Г. В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984, 109 с.
9. Никольский Ю. И., Милай Т. А., Коган Л. З. Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. Л.: Недра, 1975, 216 с.
10. Оганесян Ш. С. О причинах, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на территории Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1966, т. 19, № 1—2, с. 132—138.
11. Оганесян Ш. С. Строение земной коры территории Армянской ССР. В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1979, с. 158—161.
12. Шенгелая Г. Ш. Метод построения трехмерной гравитационной модели земной коры. Тбилиси: Мецниереба, 1978, 262 с.