

МАГНИТНЫЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ДЗКНАГЕТ (АРМЕНИЯ)

© 1997 г. А. А. Варданян, Дж. О. Минасян, А. К. Караханян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА
377515 Гюмри, ул. Ленинградян, 5, Республика Армения
Поступила в редакцию 20.06.95.

Разрез расположен на левом берегу р. Дзкнагет при впадении в оз. Севан. Общая мощность разреза около пяти метров. Разрез по геологическому строению можно подразделить на три части. Самая верхняя часть, мощностью $\sim 0,5$ м, образовалась после спуска воды озера Севан и понижения его уровня. Это гравийно-галечный слой, заполнителем в котором является песок. Эта часть не представляет интереса для палеомагнитных исследований и образцы из нее не отбирались.

Средняя и наиболее интересная часть, мощностью около двух метров, состоит из горизонтальных, согласно залегающих слоев, сложенных суглинками, песками и супесями с раковинами моллюсков и остатками древесины.

На глубине около 2 м, где проходит слой песка с большим количеством раковин моллюсков и древесиной хорошей сохранности, были взяты образцы для датировки. Датировка методом C^{14} дала для этой глубины возраст 940 ± 220 (по раковинам) и 1010 ± 250 лет (по древесине). На глубине 3,0—2,6 м встречается косая и перистая слоистость но песок, как и выше по разрезу, светло-серый, тонкозернистый. Ниже 3,6 м идут слои суглинков и темно-серого мелкозернистого песка; суглинки содержат прослойки и линзы песка, а песок—линзы гравия и гальки [3].

В интервале 3,6—0,5 м были отобраны образцы с 72 уровней, из них 37 уровней в интервале 2,0—0,5 м, т.е. между слоями, для которых было осуществлено абсолютное определение возраста, и границей на глубине 0,5 м, связанной с понижением уровня воды в Севане. Образцы отбирались равномерно и таким образом по временной шкале уровни отбора расположены через интервалы 26 лет. Сохранение этого же возрастного интервала для 35 уровней ниже слоя с абсолютной датировкой нуждается в доказательстве, которое будет приведено ниже. Еще с 25 уровней были отобраны образцы из нижней части разреза на глубине 5,0—3,6 м. Возможность использования образцов из этой части разреза требует специального обсуждения.

Ниже приводится анализ результатов измерений магнитных (χ , I_r) и палеомагнитных (I , D , I_n , G , R_{ns}) параметров вдоль разреза.

Первое, что можно было отметить, это резкое отличие I и D нижней части разреза от их значений и характера изменений в остальном разрезе. I в нижней части разреза $\sim 85^\circ$, но по мировым археомагнитным данным для первого тысячелетия до н.э. наклонение геомагнитного поля на широте $40\text{—}50^\circ\text{N}$ не было таким.

В начале первого тысячелетия до н.э. в ряде районов, в том числе и на Кавказе, зарегистрирован экскурс Этруссия [4], но экскурс этот, судя по всем данным, был кратковременным, порядка 100 лет, и проявляется в резком понижении наклонения вплоть до отрицатель-

ных значений, т. е. никак не может быть причиной наблюдаемых внизу разреза Дзкнагет высоких I . Среднее значение I для остального разреза равно $\sim 50^\circ$, среднее I , по археомагнитным данным на Кавказе, для этого времени $\sim 56^\circ$. Склонение в нижней части разреза имеет большую амплитуду изменений (до 100°), что может быть связано с высокими I . Средние значения D меняются от $\sim 60^\circ W$ до $\sim 40^\circ E$. В верхней части разреза D после чистки колеблется в пределах 30° при среднем значении, монотонно меняющемся от 10 до 0° .

В нижней части разреза отмечены также высокие χ и I_n , примерно в 3 раза превышающие значения этих параметров для остального разреза, при этом Q для всего разреза остается равным $0,4 \pm 0,1$. Такое поведение магнитных параметров позволяет считать, что ферромагнитная фракция в осадках всего разреза не меняется.

Можно предположить, что резкое отличие средних значений I и D для нижней части разреза связано с тектонической историей района. В конце первого тысячелетия до н. э. в районах, прилегающих к озеру Севан, происходили вертикальные перемещения, вызванные изменениями оледенения и достигающие по амплитуде 1000 м [4]. При этом могли иметь место оползни или резкие сбросы, изменяющие рельеф достаточно обширных участков поверхности. Четкая линия средних значений I для низа разреза и небольшая амплитуда вариаций ($\sim 5^\circ$) позволяет предположить, что эта часть разреза сместилась как единое целое и, соответственно, при приведении уровня средних значений в соответствие с остальным разрезом, может быть использована для изучения вековых вариаций. На глаз вариации в этой части разреза имеют амплитуды и периоды подобные (или похожие) вариациям в верхней части разреза—выше $2,5$ м, этот вопрос будет специально обсуждаться при анализе спектральных характеристик разреза. Большие амплитуды вариаций D для нижней части разреза, по всей видимости, связаны с высокими I (как уже говорилось выше), т. е. не противоречат высказанному выше соображению о возможности использовать нижнюю часть разреза для изучения вековых вариаций.

На основании как палеомагнитных, так и литологических данных основную часть разреза следует подразделить на две части. Выше $2,6$ м и те, и другие данные свидетельствуют об однородном и спокойном процессе осадконакопления. Для глубин $3,0$ — $2,6$ м такое утверждение сделать нельзя.

Поведение литологических и палеомагнитных параметров на участке $3,0$ — $2,6$ м ничем не отличается от картины в верхних слоях, но этот участок имеет особенности, неблагоприятные для палеомагнитных исследований: в нем встречаются косорасположенные перистые слои, а также линзы.

Участок $3,6$ — $3,0$ м, наоборот, характеризуется согласно залегающими горизонтальными слоями, но магнитные и палеомагнитные характеристики несколько отличаются от тех, которые наблюдаются выше этого участка. I на этом участке имеет промежуточные значения, понижаясь от $\sim 70^\circ$ до 56° ; вариации D (после чистки) достигают по амплитуде 60° . Кроме того, χ и I_n ниже, чем в верхних по отношению к этому участку слоях.

На рис. 16 даны кривые I_{rs} (T°) из верхней и нижней части разреза. Ось абсцисс кривой первого нагрева образца из верхней части разреза сдвинута, чтобы лучше видны были особенности кривых первого нагрева, которые при совмещении координат накладываются друг на друга, что затрудняет их выявление и сравнение.

Дифференциальные кривые (рис. 1а) резко выделяют особенности кривых I_{rs} . Максимумы на дифференциальных кривых соответствуют резкому спаду намагниченности перед достижением T_c . Положение T_c в двухфазных системах определяется по концу максимума, минимуму или началу участка, параллельно оси абсцисс. Эти переходы на реальных кривых часто размыты (такая картина и в рассма-

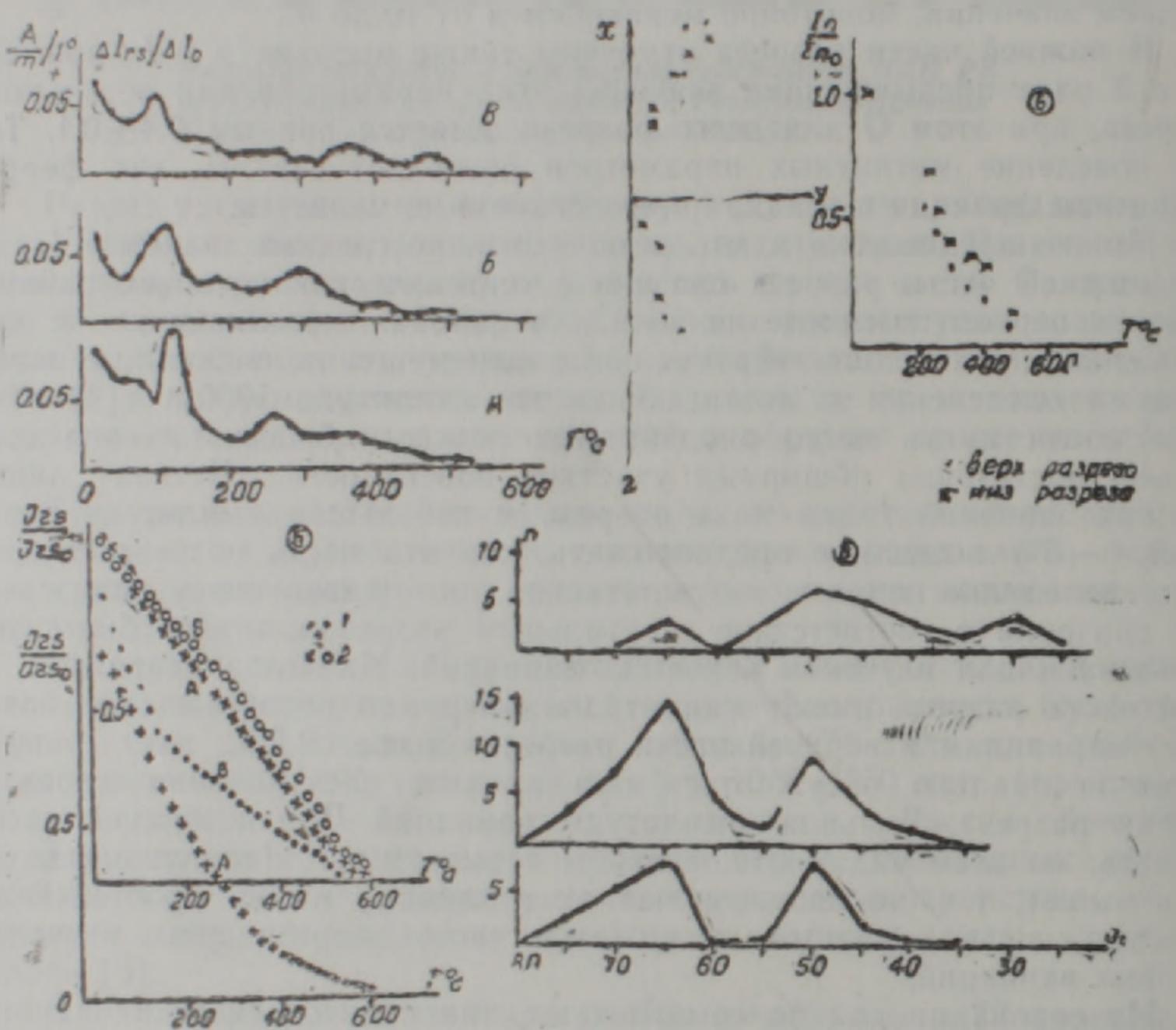


Рис. 1. Кривые термодифференциального анализа (а), $I_{rs}(T^\circ)$ (б), Зийдервельда (в) и гистограммы I_{rs} для разреза р. Дзкнагет. 1—первый нагрев, 2—второй нагрев. А—верхняя часть разреза, Б—средняя часть разреза, В—нижняя часть разреза.

триваемом случае). Однако можно сказать, что имеется компонента с T_c 150—220°C. О реальности такой компоненты свидетельствуют четкие максимумы на дифференциальных кривых. То, что эта компонента присутствует во всем разрезе, видно по совпадению положения максимумов для верхней (А), средней (Б) и нижней (В) частей разреза. Что касается T_c , то она может быть определена как $180 \pm 30^\circ\text{C}$. Кроме этой компоненты (судя по наблюдению под микроскопом и сравнению с другими разрезами [12] этого же района, она является титаномагнетитом), имеются еще две: магнетит и компонента, максимум $\Delta I_{rs}/\Delta T^\circ$ которой от верха к низу разреза сдвигается в сторону высоких температур. Можно предположить, что это титаномагнетит, продукт однофазного окисления. Кривые повторного нагрева, как и следовало ожидать, выделяют только магнетит. Такие же ферромагнетики были обнаружены в разрезе Норашен, в бассейне оз. Севан с подобными геологическими характеристиками [12].

На рис. 1в приведены графики Зийдервельда для образцов из из верхней и средней частей разреза. Это не лучшие примеры полученных графиков, а наиболее распространенные. По ним видно, что направление второй компоненты (температурный интервал 250—400°) выделяется довольно четко, тогда как направление магнетитовых компонент на графиках, подобных представленным на рис. 1в, выделяется с большой ошибкой.

Кривые Зийдервельда, снятые с 2/3 образцов коллекции, показали присутствие трех компонент, которые выделяются при температурах 250, 350 и 500°С. По всей видимости, первая компонента связана с титаномагнетитом, вторая—с титаномаггемитом, а третья—с магнетитом (рис. 1б).

Компонентный анализ существенно затрудняется тем, что при температурах порядка 200°С снимается не только намагниченность первой компоненты, I , которой (если приведенные выше соображения справедливы) близка к 200°С, но и вязкая намагниченность. Судя по большому разбросу результатов при выделении этой компоненты, большая доля вязкой намагниченности не природного, а лабораторного происхождения. Встречаются образцы, у которых эта компонента имеет $D=85-120^\circ$ и I до 24°, причем положение таких образцов в разрезе незакономерно. Естественно, что эта компонента не может быть использована при изучении вековых вариаций.

Вторая—титаномаггемитовая компонента имеет среднее направление $D=340\pm 20^\circ$, $I=60\pm 10^\circ$, у третьей—магнетитовой $D=360\pm 40^\circ$, $I=50\pm 10^\circ$. Среднее направление этих двух компонент совпадает в пределах ошибок определения.

На рис. 1г приведены гистограммы, которые построены с целью проверки, записаны ли в изучаемом разрезе вариации ГМП [1]. Как видно, гистограмма компоненты, выделяемой в интервале 250—400°С, имеет два четких максимума, свидетельствующих о записи вариаций с амплитудой 15° (50—65°). Гистограмма магнетитовой компоненты имеет три максимума: основной, размытый, с вершиной на 500°, и два боковых с вершинами на 65 и 30°. Максимум с вершиной на 65° получен всего по трем графикам, но именно на этих графиках направление магнетитовой компоненты выделялось четко, так что этот максимум может быть принят во внимание при сравнении вариаций компоненты, выделяемой в интервале 250—400°С, и магнетитовой. Их вариации оказываются одинаковыми.

Максимум с вершиной при 30° (4 случая), видимо, обусловлен разбросом точек на графиках Зийдервельда, низкие значения I не укладываются в зависимость, наблюдаемую при сопоставлении полученных данных с археомагнитными.

На основании компонентного анализа был сделан вывод, что коллекция пригодна для палеомагнитных исследований и может быть использована для изучения вековых вариаций ГМП и что это изучение может быть проведено после предварительной температурной чистки нагревом до 200°С.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Варданын А. А., Нечаева Т. Б., Фишман В. М. О возможности оценки палеовариаций методом гистограмм.—Геомагн. и аэрономия. 1985, т. 25, № 4, с. 697—699.
- 2 Петрова Г. Н., Нечаева Т. Б., Поспелова Г. А. Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. М.: Наука, 1992, т. 183, с. 41—45.
- 3 Саядян Ю. В., Алешинская З. В., Ханзадян Э. В. Последледниковые отложения и

- археология побережья озера Севан.—В кн.: Геология четвертичного периода (плейстоцен). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1977, с. 91—109.
4. Pospelova G. A. Excursions of the geomagnetic field during Brunhes epoch Aktuelle problem der geomagnetischen Forschung Potsdam, 1961, Bd 1, p. 245—261.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, Л. №1—2, 126—128

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

О ДВУХПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ ЗЕМЛИ

© 1997 г. А. М. Давтян

*ИГИС, Гарнийская геофизическая обсерватория НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 10.09.96.*

Зависимость плотности вещества земного шара от расстояния до центра в настоящее время достаточно хорошо известна. Наиболее характерной чертой этой зависимости является резкое изменение плотности на границе между мантией и ядром [1, 2, 3]. Рассмотрим простое модельное приближение такого распределения, согласно которому ядро и мантия обладают постоянными, отличающимися друг от друга значениями плотности, и приведем три полезных расчета на несложном математическом уровне: ускорения силы тяжести в зависимости от расстояния до центра Земли, момент инерции Земли и давление в ее центре. Свои результаты мы сравним с результатами стандартных расчетов, в которых геофизическая структура планеты полностью игнорируется и плотность везде внутри Земли считается неизменной.

Будем считать земное ядро шаром радиуса $r_c = 3490$ км (0,548 радиуса Земли) с постоянной плотностью $\rho_c = 11$ г/см³. Ядро окружено мантией—сферической оболочкой с внешним радиусом $R = 6371$ км и постоянной плотностью $\rho_m = 4,437$ г/см³. Здесь используются значения плотности, усредненные по объему [3]. Плотности ρ_c и ρ_m слабо зависят от модели. Величины ρ_c и ρ_m связаны очевидным соотношением

$$\rho R^3 = \rho_m (R^3 - r_c^3) + \rho_c r_c^3 \quad (1)$$

со средней плотностью Земли $\rho = 5,517$ г/см³, которая, в отличие от ρ_c и ρ_m в отдельности, давно известна с высокой точностью.

В рамках описанной модели легко рассчитать функцию $g(r)$ —зависимость ускорения силы тяжести от расстояния до центра Земли. Для этого достаточно использовать тот факт, что гравитационное поле сферически—симметричной массивной оболочки равно нулю внутри оболочки, а вне ее совпадает с полем точечной массы, расположенной в центре. Результат имеет вид:

$$g(r) = \frac{4}{3} \pi G \cdot \rho_c \cdot r - 1958 \frac{r}{R} \text{ [см/с}^2\text{]} \text{ при } r < r_c \quad (2a)$$

$$g(r) = \frac{4}{3} \pi G \left[\rho_c \frac{r_c^3}{r^2} + \rho_m \left(r - \frac{r_c^3}{r^2} \right) \right] = 192 \left(\frac{R}{r} \right)^2 +$$