2. Геомагнитное поле кайнозоя территории Армянской ССР в основном имело величину близкую к современной. Незначительные колебания величины древнего поля по эпохам кайнозоя, по всей вероятности, обусловлены вековыми вариациями.

ИГИС АН АрмССР.

Поступила 21. V. 1984

## ЛИТЕРАТУРА

- 1. Большаков А. С., Солодовников Г. М. Палеэмагнитные данные о напряженности магнитного поля Земли.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980, № 8, с. 87—100.
- 2 Караханян А. К. Термомагнитные исследования эффузивов палеогена Армении.-Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 1, с. 71-76.
- 3. Минасян Дж. О. Ферромагнитные фазы и компоненты естественной остаточной измагниченности некоторых эффузивных пород Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 6, с. 90—95.
- 4 Минасян Дж. О., Сирунян Т. А., Караханян А. К. Палеомагнитно-стратиграфическая шкала мезокайнозоя Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5. 1981, 30—37.
- 5 Телье Е. Телье О. Об интенсивности магнитього поля Земли в историческом и геологическом прошлом.—Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1959, № 9, с. 1296—1331.
- 6 Щиголев Б. М. Математическая обработка наблюдении. М.: Физматгиз, 1962.
- 7. Kono M Intensities of the Earths magnetic field about 60m y. ago determined from the Decan Trap Basalts India g. gcophys.

Rex. V. 79, № 8, 1974, p. 1135-1141.

 Kono M., Ueno N. —Paleointensity determination by a modified theller method physics of the Earth and planetary Interiors. V. 13, № 4, 1977 p. 305-314.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, ХХХІХ, № 4, 66-69, 1986

#### краткие сообщения

УДК 550.348.425+550.384.

#### С. Р. ОГАНЕСЯН

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА СЕЙСМОМАГНИТНОГО ЭФФЕКТА ПРИ ВЗРЫВАХ

Одним из возможных вариантов в отработке методов предсказания землетрясений и пока единственным методом «натурного моделирования» механизма землетрясения (исключая механизм формирования очага землетрясения) являются искусственные взрывы. Во время взрыва можно изучить не только изменения геомагнитного поля, связанные с прохождением упругой волны, но и изменения релаксационного характера с существенно большими постоянными временами. Этот процесс в первом приближении моделирует тектономагнитный эффект и, видимо, медлерное накопление упругих напряжений в очаге землетрясения можно с определенными ограничениями сопоставить с релаксационными изменениями упругих напряжений носле взрыва.

В настоящей статье изложены результаты регистрации изменений локального геомагнитного поля в породах с различными магнитиыми свойствами при взрывах разной интенсивности. С этой целью было проведено 300 взрывов в туфах, туфобрекчиях и базальтах для оценки порога эффекта, т. е. минимальных упругих напряжений, обеспечивающих при прочих равных условиях изменения поля.

Регистрация изменения поля во время взрыеов проводилась двумя квантовыми Т магнитометрами типа БТМ с разрешающей способностью 1 нТл и дискретностью 3 измерения в секунду. Запись изменений поля осуществлялась самописцами со скоростью протяжки 720 мм/час и 2200 мм/час. По результатам экспериментов удалось выделить три типа (обратимый, необратимый, релаксационный) эффектов в измеиениях геомагнитного поля.

Величина обратимых изменений в туфах и туфобрекчиях составляет ±20 нТл. а в базальтах 40 нТл. Типичное обратимое изменсние поля представлено на рис. 1. Величниа необратимых изменений поля (в основном уменьшение) составляет 20 нТл. Типичное изменение поля представлено на рис. 2. Результаты проведенных взрывов показали. что величина изменений поля зависит от многих факторов-количества заряда, расстояния между датчиком и местом взрыва, пьезомагнитного коэффициента пород и т. д. Поэтому в результате одного эксперимента корректно оценить полученный эффект представляется трудным. Для определения роли трещиноватости пород в формировании сейсмомагнитного эффекта представляют большой интерес результаты наземных взрывов в монолнтной. а затем в раздробленной среде (рис. 3). Изменения поля при первом взрыве записаны в виде колебаний значений модуля полного вектора геомагнитного поля. Колебания сохраняются не более 4 секунд, амплитуда достигает 20 нГл, после чего восстанавливается исходный уровень поля. Во время второго взрыва, который происходия на расстоянии 6 м от первого. был зарегистрирован только один «пик» вели-66

чиной 14 нТл, длительность которого тоже в пределах 4 секунд, после чего исходный уровень поля восстанавливается.

Изменение поля релаксационного характера зарегистрировано в базальтах четвертичного возраста, залегающих на территорич полигона водохранилища «Азат» (рис. 4). Изменение такого рода объясняется, видимо, визкостью остаточной и магниченности базальтов и медленным затуханием упругих напряжений (пункты 1-9 и 1-1).

Такие изменения зарегистрированы только при мощных взрывах [1]-количеством ВВ в несколько десятков тони.

Анализ результатов обратимых и необратимых эффектов показал, что знак сейсмомагнитного эффекта зависит от таких факторов, нак энак остаточной намагниченности, расстановка шлуров, направление ударной волны и т. д.



Рис. І. Типичные обратимые изменения геомагнитного поля при взрыва:. Одновременные записи двух магнитеметров. а) 9-ый взрыв, 35 шлур. 22 кг, R=6 м; б) 9-ый взрыв, R=9 м.



Рис. 2. Типичные необратимые изменения геомагнитного поля при взрывах. Одновременные записи двух магнитометров. вод Скорость записи бо <u>изм</u> 720 м.ч.ч.е. а) 8-ой взрыв, 17 шпур. 1 кг, R = 7,5 ч;

б) 8-ой взрыв, b=10,5 м.

Па записях положительные и отрицательные изменения (рис. 1) часто разделяются по группам. Это обстоятельство объясняется тем, что первыми взрывались нижине ряды шпуров, а затем верхине, что приводило к изменению угла между вектором намагниченности и направлением ударной волны (предполагается, что фронт волны близок к сферическому).

Давление ударной волны можно вычислить по формуле [2]

$$P = a_1 \cdot \frac{\sqrt{C}}{R} = a_2 \cdot \frac{\sqrt{C^2}}{R^2} + a_3 \cdot \frac{C}{R^3}$$

где коэффициенты а1, а2, а3 зависят от того, на каком расстоянии от центра взрыва мы определяем давление. Здесь С-масса взрывного вещества (ВВ) в кг. R-рас-

67



Рис. 4 Релаксационное изменение геома"нитного поля на пунктах 1—9 и 1—1 полигона водохранилища «Азат».

стеяние датчика от центра взрыва. Значения коэффициентов даются в таблицах отдельно для каждого ВБ.

Характерное время (в секундах) действия импульса давления определяется формулой:

его амплитуда определяется выражением:

$$l = \int Pdt = A \cdot \frac{C}{R^2} \kappa z c / M,$$

где А коэффициент, зависящий от свойств ВВ. Расчеты показали, что в горных породах с I<sub>n</sub> 10-<sup>3</sup>-10-<sup>4</sup> СГС (базальты, андезито-базальты, туфобрекчии вохачбердской толщи Гегамского хребта) можно получить эффект величиной до 5 нГл, когда импульс ударной волны I 10кг · с м до 30 нГл. и I=70кг · с м на расстоянии 6-8 м от места взрыва.

Можно констатировать, что в тех случаях, когда среда была максимально монолитна—глыбы базальтов, сцементированные туфами,—были наблюдены максимальцые изменения поля.

Регистрация обратимых -эффектов может объясняться только наличием упругих деформаций во время прохождения упругих воли, а регистрация необратимых эффектов объясняется как разрушением остаточной намагниченности, так и пластическими деформациями среды, скольжением и обвалом больших глыб. С этой точки зрения деформациями среды, скольжением и обвалом больших глыб. С этой точки зрения деформациями среды, скольжением и обвалом больших глыб. С этой точки зрения деформациями среды, скольжением и обвалом больших глыб. С этой точки зрения деформациями среды, скольжением и обвалом больших глыб. С этой точки зрения деформациями среды, скольжением и обвалом больших глыб. С этой точки зрения деформациями среды, скольжением и обвалом больших глыб. С этой точки зрения деформациями, упругую природу всех необратимых эффектов. Можно предполагать, что в тех случаях, когда изменения поля во время взрыва отсутствовали, упругие напряжения не достигали той критической величины, с которой начинаются изменения намагниченности в туфобрекчиях. Причиной этого может быть и поглошение упругой воляы глинами, и отсутствие монолитной среды.

Как видим, эксперимент утверждает существование сейсмомагнитного эффекта в горных породах изучаемых районов и возможность регистрации ожидаемых изменений. Но полученные результаты полностью не характеризуют явлений, возникающих при медленных накоплениях механических напряжений. При взрыве возникают большие по величине давления, которые создают изменения геомагнитного поля, превыш ющие истниные значения сейсмомагнитного эффекта в натурных условиях. И, наконец, взрыв полностью не моделирует процесса образования очага землетрясения. Моделирование такого рода станет вполне возможным при заполнении больших

68

Исходя из вышеизложенного, можно сделать выводы:

а) эффект зависит как от давления при прохождении ударной волны, так и от монолитности массива горной породы;

б) существует прямо пропорциональная связь между амплитудой изменения поля, величиной и направлением намагниченности горных пород.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

#### Поступила 20.VI, 1983.

#### ЛИТЕРАТУРА

 Барсукса О. М., Сковородкин Ю. П. Магнигные наблюдения в районе взрыва в Медео.—Физика Земли. 1969, с. 68—69.
Эпов Б. А. Основы взрывного дела. М.: Изд. 1974, стр.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 69-74, 1986

#### краткие сообщения

УДК 551.576:551.558.21

## Г. Р. ТОРОЯН

# О ВЛИЯНИИ РАЗМЕРА ПРЕПЯТСТВИЯ, ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ НА МЕЗО- И МИКРОСТРУКТУРУ ОРОГРАФИЧЕСКИХ ОБЛАКОВ

Исследование орографических облаков, образующихся при обтекании горного преиятствия воздушным потоком, необходимо для решения многих проблем горной метеорологии, в частности, для оценки облачных ресурсов, совершенствования методов прогноза погоды, для обеспечения безопасности полетов в горных районах и др. Наземные методы исследования орографических облаков дают неполную информацию, а самолетные методы — ограничены правилами техники безопасности полета в горных районах. При этом возрастает роль методов математического моделирования при исследовании динамики обтекания и мезо- и микроструктуры облаков. В работах [4, 5, 7, 8], в которых рассчитывались динамические характеристики обтекания, показано, что картина обтекания имеет волновую структуру. В работе [5], кроме динамических характеристик обтекания, была исследована также структура границ орографических облаков, но их микроструктура не учитывалась. В работах Янга [15], Коттона, Никерсо-

на. [1, 3, 6] более детально рассчитывалась микроструктура облаков, но часто динамика рассматривалась в приближении квазистатики, не учитывалась волновая структура обтекания и турбулентный перенос субстанций.

В работах [10, 13] разработана двумерная нестационарная микрофизическая численная модель образования и эволюции орографических облаков с учетом микроструктуры облаков, их фазового состояния и волнового характера обтекания хребта. Ситуация, аналогичная моделирусмой, возникает, например, в зимних условиях при обтекании юго-западным потоком Гегамского хребта, когда с наветренной стороны, а также за хребтом над Севаном образуются стабильные валы орографических облаков, которые согласно исследованиям [2, 9] являются переохлажденно-капельными.

Динамика обтекания (поля вертикальной (W) и горизонтальной (U) скоростей ветра) рассчитывалась путем решения линейного неоднородного волнового уравнения Гельмгольца для функции тока [5, 7]:

$$\Delta \psi + K^2 \psi = - K^2 U_0 Z.$$

При решении (1) профиль рельефа аппроксимировался полуцилиндром раднуса $R_0$ . Скорости U, W находились из соотношения  $U = \frac{1}{\partial Z}$ ,  $W = -\frac{1}{\partial X}$  [5, 7, 10, 12].

Эволюцию полей температуры (i), плажности (q), функций распределения по размерам капель ( $i_1$ ) и кристаллов ( $f_2$ ) удобно рассчитывать к криволинейной системе координат (X' = X, Z' = Z - h(x) После преобразования к ней уравнения переноса тепла, влаги, кинетические уравнения для  $f_1$  и  $f_3$  в матричном виде примут следующий вид:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \widetilde{U}\frac{\partial \varphi}{\partial x'} + \widetilde{W}'\frac{\partial \varphi}{\partial Z'} = \frac{\partial}{\partial x'}\dot{K}x\frac{\partial \varphi}{\partial x'} + \frac{\partial}{\partial Z'}Kz\frac{\partial \varphi}{\partial Z'} + 1, \qquad (2)$$

$$\varphi = \begin{pmatrix} T \\ q \\ f_i \end{pmatrix}, \quad \widetilde{U}' = \begin{pmatrix} U' \\ U' \\ U' \end{pmatrix}, \quad W' = \begin{pmatrix} W' \\ W' \\ W' = V i(r_i) \end{pmatrix}, \quad I = \begin{pmatrix} \frac{\mathcal{L}_i}{c_p} \varepsilon_{cl} - \left( W' + U \frac{d}{dx} \right) \gamma a \\ -\varepsilon_{cl} \\ -\frac{\partial}{\partial r_i} (r_i f_i) + \left( \frac{\partial f_i}{\partial t} \right)_{col} + I_i \end{pmatrix}$$
(3)

Здесь U' := U,  $W' = W - U \frac{dh}{dx}$ , h(X)-профиль рельефа; ссі —скорости конденсации и сублимации:  $r_1$  —скорости конденсационного и сублимационного роста капель и 69