

где

$$\frac{H_{y2}}{H_0} = -\sqrt{2b\omega} \int_{z/c}^t f_1(u) f_3(t-u) du,$$

$$f_1(x) = \left(\frac{x+z/c}{x-z/c}\right)^{1/4} e^{-\frac{bx}{2}} \left[ \frac{1-b(x-z/c)}{b(x-z/c)} I_{1/2}\left(\frac{b}{2}\sqrt{x^2-z^2/c^2}\right) + \right. \\ \left. + \frac{x}{x+z/c} I_{3/2}\left(\frac{b}{2}\sqrt{x^2-z^2/c^2}\right) \right]; \quad f_2(x) = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{(-1)^k}{k!} \rho^{k+1} \times \\ \times \frac{(\omega x)^{k+\frac{1}{2}}}{2k+1} \sin[\omega x + \varphi(k+1)]; \quad f_3(x) = C(\omega x) \cos \omega x + \\ + S(\omega x) \sin \omega x + \frac{b}{\omega} [C(\omega x) \sin \omega x - S(\omega x) \cos \omega x];$$

$I_{1/2}$ ,  $I_{3/2}$  — модифицированные функции Бесселя;  $\rho = \left[1 + \left(\frac{b}{\omega}\right)^2\right]^{1/2}$ ;  $\varphi = \text{arctg} \frac{\omega}{b}$ . Интегралы Френеля  $C$  и  $S$  определены формулами (12).

1. Ваньян Л. Л. Основы электромагнитных зондирований. — Л.: Недра, 1965. — 109 с.
2. Диткин В. А., Кузнецов П. И. Справочник по операционному исчислению. — М.; Л.: Гостехтеориздат, 1951. — 319 с.
3. Рикитаки Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. — Л.: Недра, 1968. — 331 с.
4. Рикитаки Т. Предсказание землетрясений. — М.: Мир, 1979. — 388 с.
5. Рокитянский И. И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. — Киев: Наук. думка, 1975. — 279 с.
6. Стейси Ф. Физика Земли. — М.: Мир, 1972. — 342 с.
7. Янке Е., Эмде Ф., Леш Ф. Специальные функции. — М.: Наука, 1968. — 344 с.
8. Honkura Y. Electrical conductivity anomalies in the Earth. — Geophys. Surv., 1978, 3, p. 225—253.
9. Rikilake T. Classification of earthquake precursors. — Tectonophysics, 1979, 54, p. 293—309.

Курский педагогический институт

Получила в редколлегию  
08.09.80

УДК 550.383

В. Е. Максимчук

#### ВОЗМОЖНОСТИ МАГНИТОМЕТРИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАКАРПАТЬЯ

Тектонические процессы такие, как современные движения земной коры и землетрясения, неразрывно связаны с изменением напряженного состояния земной коры. Экспериментальные исследования на специальных полигонах в различных районах СССР и за рубежом показали возможности и перспективы использования магнитометрического метода для изучения динамики современных тектонических процессов [1, 2, 4, 8, 10—13]. Постановка таких исследований основана на изменении магнитных свойств горных пород под действием механического сжатия или растяжения — пьезомагнитном эффекте. Вариации магнитного поля, вызванные подготовкой и осуществлением землетрясений, получили название сейсмомагнитного или тектономагнитного эффекта. С целью выяснения возможностей магнитометрии при изучении динамики земной коры в Закарпатье ведутся исследования на Карпатском геодинамическом полигоне. При относительно небольших размерах (100 × 100 км) полигон охватывает разнородные тектонические элементы такие, как часть Складчатых Карпат, Выгорлат-Гутинской вулканической гряды,

Чоп-Мукачевской и Солотвинской впадин, Береговской горстовой зоны, Венгерской впадины. Полигон пересекает главная сейсмоактивная линия региона — Закарпатский глубинный разлом.

Схема сети пунктов, на которых ведутся магнитометрические наблюдения, представлена на рис. 1, где 1 — вулканогенные образования гутинской свиты, 2 — вулканические породы кислого состава и их туфы (доробратовская свита); 3 — горизонты вулканических туфов (нанковские туфы), 4 — границы распространения вулканогенных образований, 5 — Закарпатский глубинный разлом, 6 — пункты геомагнитных наблюдений, 7 — базовые пункты.

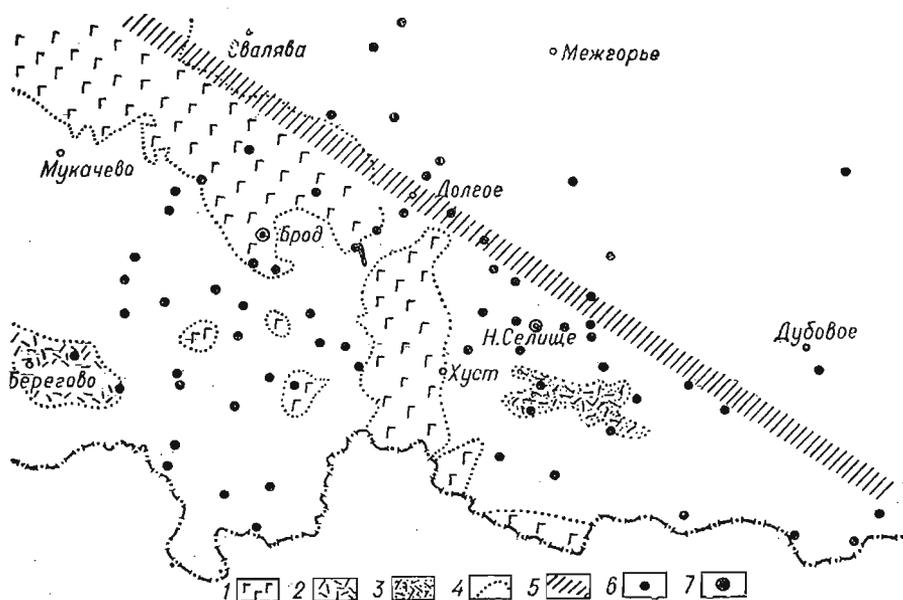


Рис. 1

Для Закарпатья характерны мелкофокусные землетрясения с интенсивностью 5—6 баллов по шкале MSK-64 [7]. Изучение аномальных изменений геомагнитного поля в связи с землетрясениями возможно при наличии в разрезе земной коры пород, содержащих ферромагнитные минералы. Выходящие на дневную поверхность андезиты, андезито-базальты, туфы Выгорлат-Гутинской вулканической гряды, липариты, дациты, туфы Береговского холмогорья обладают магнитной восприимчивостью  $\chi = (50 \div 5000) \cdot 10^{-6}$  и остаточной намагниченностью  $I_n = (50 \div 5000) \cdot 10^{-3}$  CGSM [6]. Для них характерный состав: ферриильменит  $0,52 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \cdot 0,48 \text{ FeTiO}_3$ , титаномагнетит  $(0,7 \div 0,75) \text{ Fe}_3\text{O}_4 \cdot (0,25 \div 0,3) \text{ TiFe}_2\text{O}_4$ .

Все эти магнитные разности хорошо отражаются в статистическом магнитном поле, создавая аномалии полного вектора  $T$  до 100—1000 гамм. Одним из этапов в общем цикле работ по изучению тектономагнитного эффекта является также оценка интенсивности и размеров аномальных эффектов для упрощенных моделей, которые в какой-то степени отражают особенности геологического строения района исследований. Подробные количественные расчеты величины и формы сейсмамагнитных аномалий выполнил Стэси [14]. В качестве модели для расчета напряжений в этой работе используется простой горизонтальный сдвиг в горных породах с однородным распределением магнитных свойств во всем полупространстве. Рассчитанная им максимальная амплитуда сейсмамагнитного эффекта  $\Delta T$  колеблется от 4 до 40 гамм при изменении намагниченности от  $10^{-3}$  до  $10^{-2}$  CGSM. Аналогичные расчеты были проделаны для конкретных условий Средней Азии [1] и Армении [3]. Модель Стэси не учитывает аномальности магнитного поля

Земли, которое отражает распределение магнитных неоднородностей в земной коре.

Для условий Закарпатья более реальной будет модель, когда на фоне немагнитной толщи осадочных пород выделяются неоднородности различной формы с повышенными значениями  $\kappa$  и  $I_n$ . Если таким телом будет шар радиуса  $r$  с однородной вертикальной намагниченностью, то над центром шара аномальное магнитное поле будет таким [8]:

$$T_a = \frac{2M}{R^3}$$

где  $M = \frac{4}{3} \pi r^3 I$  — магнитный момент шара;  $R$  — расстояние от точки наблюдения до центра шара.

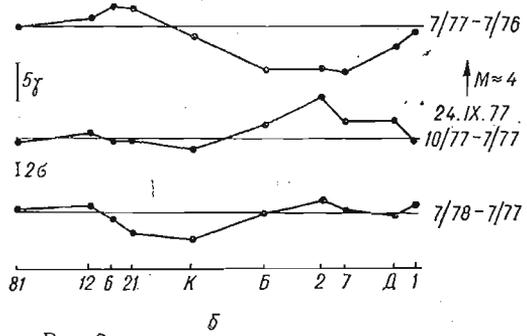
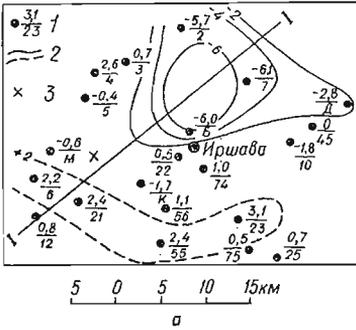


Рис. 2

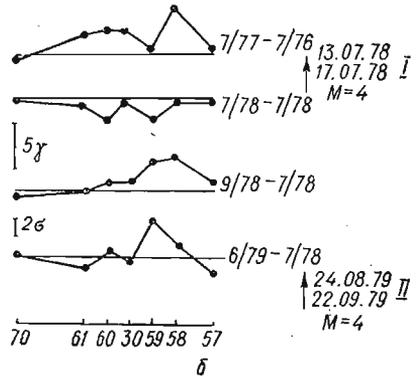
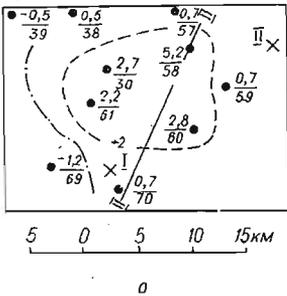


Рис. 3

Изменение намагниченности под действием упругих напряжений  $\sigma$  при  $\sigma \parallel I$  [13] имеет вид

$$\Delta I = \Delta I_n + \Delta I_i = I_n^0 (1 - \gamma\sigma) + \kappa^0 (1 - \beta\sigma) T.$$

Изменение аномального магнитного поля над центром шара, когда напряжения в шаре распределены однородно при  $r = R$ , будет

$$\Delta T_a = \frac{2\Delta M}{r^3} = \frac{8}{3} \pi \Delta I = \frac{8}{3} \pi [I_n^0 (1 - \gamma\sigma) + \kappa^0 (1 - \beta\sigma) T].$$

Здесь  $I_n^0$  — начальная, для нашего случая термоостаточная намагниченность;  $I_i$  — индуктивная намагниченность;  $\kappa^0$  — начальная магнитная восприимчивость;  $\gamma$ ,  $\beta$  — коэффициенты, показывающие степень изменения  $I_n$  и  $\kappa$  под действием напряжений:

$$\gamma = \frac{1}{I_n^0} \frac{dI}{d\sigma}, \quad \beta = \frac{1}{\kappa^0} \frac{d\kappa}{d\sigma}$$

При землетрясениях, когда избыточное напряжение достигает 100 кг/см<sup>2</sup>,

при средних значениях  $I_n^0 = 500 \cdot 10^{-6}$  CGSM,  $\kappa^0 = 500 \cdot 10^{-6}$  CGSM величина пьезомагнитного эффекта составит  $-16$  гамм. Значения коэффициентов  $\gamma$  и  $\beta$  приняты равными  $3 \cdot 10^{-4}$  см<sup>2</sup>/кг для титаномагнетитов указанного выше состава. Необходимо отметить, что величина эффекта может изменяться в довольно широких пределах в зависимости от формы магнитных тел, вещественного состава, магнитных свойств, соотношений между напряжениями  $\sigma$  и  $I_n$ . Так, для приведенных выше условий, но при  $I_n \perp \sigma$ , величина эффекта будет  $+8$  гамм. Таким образом, для условий Закарпатья величина тектономагнитного эффекта может быть вполне ощутимой и зарегистрирована современной магнитометрической аппаратурой.

Полевые измерения на Карпатском геодинамическом полигоне с целью обнаружения тектономагнитных эффектов проводились по методике синхронных наблюдений модуля вектора  $T$  [5]. Суть этой методики состоит в том, что на рядовом и на базовом пунктах синхронно измеряется величина модуля  $T$  и вычисляется градиент поля  $\Delta T = T_n - T_b$  между рядовым и базовым пунктами. Изменение этой величины во времени свидетельствует о протекании в земной коре процессов, приводящих к локальным изменениям геомагнитного поля. В качестве базового пункта использовался  $T$ -вариометр с разверткой 600 мм/ч, чувствительностью 0,5 гамм/мм, установленный в термостатированном помещении. Определение базисной линии проводилось через каждые 15 мин протонным магнитометром G-816. Измерения на пунктах велись протонным магнитометром ТМП. Среднеквадратичная погрешность определения  $\Delta T$  по повторным измерениям составила  $\pm (0,7 - 0,9)$  гамм.

За период с 1976 по 1979 гг. на исследуемой площади было выявлено несколько участков с аномальным изменением геомагнитного поля, два из которых имеют, видимо, пространственно-временную связь с прошедшими землетрясениями.

Первая (Иршавская) аномалия приурочена к вулканогенным образованиям гутинской свиты. Аномалия  $\Delta T = \Delta T_{7.77} - \Delta T_{7.76}$  (приращение величины  $\Delta T$  за период между измерениями в июне 1976 г. по июль 1977 г.) состоит из отрицательной и положительной частей (рис. 2, а, где 1 — пункты наблюдений: в числителе — значение поля  $\Delta T$ , в знаменателе — номер пункта, 2 — изолинии  $\Delta T$ , 3 — эпицентр землетрясения). Отрицательная часть аномалии имеет изометрическую форму с поперечником 20 км и интенсивность  $-6$  гамм, положительная — более вытянутой формы с поперечником 6 км и интенсивностью  $+3$  гаммы. Через 2 мес после последнего цикла измерений в этом районе произошло довольно сильное для Закарпатья землетрясение с магнитудой  $M = 4$  (25.09.77 г.). Эпицентр его располагался между отрицательной и положительной зонами в районе пунктов К и М. Проведенная через две недели после землетрясения съемка показала, что аномалия поменяла знак, т. е. поле  $\Delta T$  вернулось в почти исходное состояние.

На рис. 2, б показано изменение поля  $\Delta T$  от цикла к циклу вдоль профиля I — I. Стрелкой обозначен момент землетрясения.

Вторая тектономагнитная аномалия выявлена в районе с. Данилово (пп. 30, 59, 60) по результатам первых двух циклов измерений ( $\Delta T_{7.77} - \Delta T_{7.76}$ ) (рис. 3, а). Эта изометричная аномалия с диаметром около 12 км,

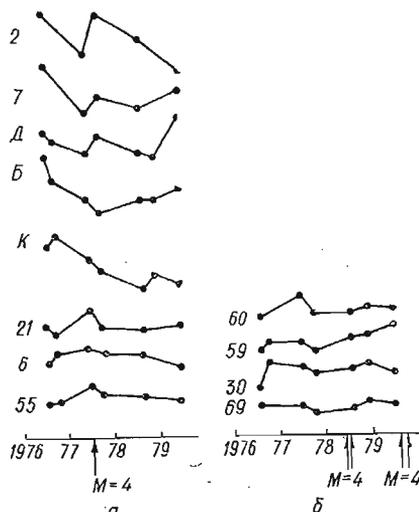


Рис. 4

интенсивностью  $+4$  гамм приурочена к зоне распространения пластовых интрузий Солотвинской впадины. После происшедших здесь 13.07.78 г. и 17.07.78 г. землетрясений ( $M = 4$ ) с эпицентром в районе с. Буштыно (п. 20) наблюдалась смена знака аномалии. На рис. 3, б приведено изменение поля  $\Delta T$  от цикла к циклу вдоль профиля II — II. Рост поля  $\Delta T$  по данным измерений 1979 г. на пп. 59, 58 можно, по-видимому, связать с подготовкой и осуществлением вблизи этих пунктов землетрясений с  $M = 4$  (24.08.79 г. и 22.09.79 г.). Временной ход поля  $\Delta T$  для ряда пунктов приведен на рис. 4 для Иршавского (а) и Даниловского (б) участков. Как видно, разрядка напряжений происходит в момент, когда поле достигает максимальных изменений. Большие временные интервалы между соседними циклами измерений не позволили более детально проследить изменения поля в связи с этими землетрясениями.

Необходимо отметить, что выделенные участки характеризуются аномальными изменениями поля на протяжении всего периода наблюдений на полигоне. Этот факт подтверждает роль коровых магнитных образований как индикаторов напряженного состояния земной коры.

Таким образом, на Карпатском полигоне намечается пространственно-временная связь выявленных аномальных временных геомагнитных изменений с сейсмическим режимом региона, что, очевидно, свидетельствует об их тектономагнитной природе. По результатам исследований намечается возможность на основе непрерывных геомагнитных наблюдений на стационарных пунктах и дискретных измерений на всей оси использовать магнитометрические исследования для выявления предвестников землетрясений.

1. Абдуллабеков К. Н., Максудов С. Х. Вариации геомагнитного поля сейсмоактивных районов.— Ташкент: Фан, 1975.— 128 с.
2. Акоюн Ц. Г., Ахвердян А. А. Наблюдение сейсмомагнитного эффекта на эпицентре Зангезурского землетрясения 1968 г. (Армения).— В кн.: Материалы VIII конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Ч. 2.— Киев: Наук. думка, 1970, с. 160—164.
3. Акоюн Ц. Г., Нагапетян В. В., Рассанова Г. В., Сквородкин Ю. П. Сейсмомагнитный эффект на Зангезурском полигоне.— Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1973, № 4, с. 38—47.
4. Головкин В. П. Локальные изменения магнитного поля в сейсмоактивном районе Средней Азии.— Геомагнетизм и аэрономия, 1971, 11, № 6, с. 1126—1127.
5. Кузнецова В. Г., Мельничук М. И., Максимчук В. Е. Некоторые вопросы методики изучения аномалий векового хода геомагнитного поля.— Геофиз. сб., 1977, вып. 75, с. 39—44.
6. Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цыкора В. Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена.— Киев: Наук. думка, 1974.— 250 с.
7. Прэцишин Р. С., Костюк О. П. Сейсмичность Карпатского региона.— В кн.: Карпатский геодинамический полигон. М.: Сов. радио, 1978, с. 32—37.
8. Шапиро В. А. Локальные аномалии векового хода геомагнитного поля и проблема предсказаний землетрясений.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 200—208.
9. Яновский Б. М. Земной магнетизм.— Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1978.— 591 с.
10. Breiner S. Piezomagnetic effect at the time of local earthquakes.— Nature, 1964, 202, N 4934, p. 790—791.
11. Ispir Y., Uyar O., Güngörmüş Y., Orboy K., Gaglayn B. Some results from studies on tectonomagnetic effect in NW turkey.— J. Geomagn. and Geoelec., 1976, 28, N 2, p. 123—135.
12. Jonston M. J. S. Tectonomagnetic experiments in western U.S.A., EOS.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1974, 56, N 1113, p. 956—960.
13. Jonston M. J. S., Smith B. E., Mueller. Tectonomagnetic experiments and observations in western U.S.A.— J. Geomagn. and Geoelec., 1976, 28, N 2, p. 85—97.
14. Stacey F. D. The seismomagnetic effect.— Pure and Appl. Geophys., 1964/11, 58, p. 60—65.
15. Stacey F. D., Jonston M. J. S. Theory of the piezomagnetic effect in titanomagnetite bearing rocks.— Pure and Appl. Geophys., 1972 / 6, 97, p. 146—155.