

Характеристика рудых минералов осадков разреза
Лусахпюр—1

№ образца	Содержание %	Размер зерен, м.м	Форма зерен	Предполагаемые рудные минералы	Распределение
162 Лус.—1	1%	0.01—0.05	Встречаются сферические выделения	Титаномагнетит, гидрогетит или гидрогематит, собранный в грозди	Равномерное
167	1%	0.01—0.05	Неправильная	Мелкозернистый магнетит и титаномагнетит, есть гидрогематит	Равномерное
178	1—2%	0.02—0.05	Изометричная или неправильная	Мелкозернистый магнетит и титаномагнетит, есть гидрогематит	Равномерное

Можно считать, что $T=200^{\circ}\text{C}$ достаточна для выхода на первичное направление. Воздействие переменного поля не изменяет сколько-нибудь заметно направления I_p .

По-видимому, вязкая намагниченность, которая снимается при нагреве до 200°C , образовалась в естественных, а не в лабораторных условиях, и переменное поле $H=300$ Э недостаточно для того, чтобы ее снять.

Чистка нагревом до 200°C является оптимальной.

Итак, результаты оптических и лабораторных исследований приводят к выводу о том, что естественная остаточная намагниченность осадков разреза Лусахпюр—1 первична, то есть синхронна процессу осадкообразования. Это обстоятельство делает изученный объект подходящим для исследования закономерностей временных изменений геомагнитного поля.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР

Поступила 24.VI.1986.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буров Б. В., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Изд. Каз. гос. ун-та, 1979.
2. Саядян Ю. В. К литологии и истории развития антропогенных озерных и озерно-речных отложений Ширакской котловины.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1967, т. 20, № 1—2, с. 127—135.
3. Ozima M. Low temperature characteristics of remanent magnetite self-reversal and recovery phenomena of remanent magnetization. J. Geomagn and Geoelectr., 1964, v. 6, No. 3p. 165—177.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 5, 73—76, 1987

УДК: 550.343.4:550.838

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Т. А. СИРУНЯН, Е. П. ТЮНОЯН, Г. М. ОГАНЕСЯН

ПРИМЕНЕНИЕ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ПОИСКЕ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЙОНАХ АРМЕНИИ

Прогноз землетрясений в настоящее время является одной из актуальных задач наук о Земле и самой геофизики. Под прогнозом подразумевается предсказание места, времени и интенсивности проявления подземного толчка. Для решения этой проблемы необходимым является выявление признаков накопления упругих напряжений в области будущего очага землетрясения. В комплексе прогностических исследований одним из методов слежения за физическими процессами, происходящими в недрах Земли, является магнитометрия. Основой тому является существование «тектономагнитного» эффекта, т. е. изменение локального геомагнитного поля при изменении

напряженного состояния горных масс, обнаруженного лабораторными экспериментами на образцах горных пород. Данные лабораторных экспериментов, а также многолетние полевые наблюдения показали, что величина тектономагнитного эффекта в среднем составляет несколько или первые десятки нТл [1, 3, 4].

Для выделения этого сигнала необходимо учитывать возможные изменения геомагнитного поля (ГМП) от различных источников не сейсмотектонической природы [5]. Вариации локального геомагнитного поля могут быть вызваны изменениями температуры, физико-химическими процессами, электрокинетическими явлениями и др. Заметим, что периоды и величины всех перечисленных вариаций сопоставимы с периодами и величинами тектономагнитных вариаций.

С целью поисков предвестников землетрясения и понимания физических основ их возникновения с 1981 г. при ОМСЭ ИГИС АН АрмССР были организованы стационарные режимные и повторные профильные наблюдения. Расположение сейсмических станций, пунктов стационарных и маршруты повторных профильных геомагнитных наблюдений показаны на карте-схеме (рис. 1).

Пункты геомагнитных наблюдений «Гюлакарак» и «Джермук» оснащены протонными прецизионными магнитометрами МПП—1 чувствительностью в 0,1 нТл, на станции «Джрагзор» запись компонентов H, Z, D геомагнитного поля производится с помощью магнитовариационной станции МВС—3, чувствительностью 0,5—0,8 нТл/мм. Маршрутные профильные наблюдения выполнялись с помощью полевых протонных магнитометров РМР—2А (чувствительностью 0,5 нТл) польского производства и ММП—203 (чувствительностью 1 нТл).

В период наблюдений с 1981 по 1986 гг. были выявлены некоторые аномальные изменения локального ГМП, превышающие фоновый уровень, которые по времени хорошо коррелируются с местными землетрясениями слабой и средней силы ($9 \leq K \leq 12$), а также с удаленным сильным землетрясением с $M=6,7$, эпицентральные расстояния (Δ) (рис. 2) которого до ближайшего пункта наблюдения составляют 220 км.

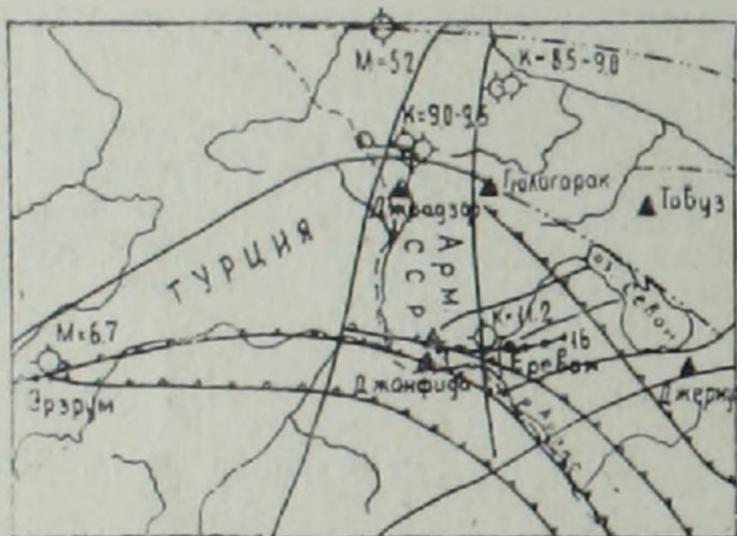


Рис. 1. Тектоническая схема района наблюдений. Сплошными линиями обозначены тектонические нарушения (по А. А. Габриеляну); треугольниками — пункты геофизических наблюдений; кружочками — эпицентры землетрясений.

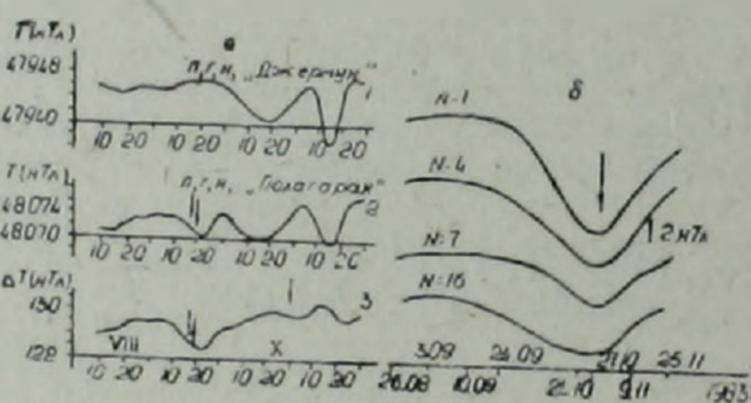


Рис. 2. а — Временные вариации геомагнитного поля на геофизических пунктах «Джермук» (1), «Гюлакарак» (2) и разностное поле между ними (3); б — относительные изменения значений ΔT между Душетской обсерваторией и точками 1, 4, 7, 16 профиля Джанфида—Гегард. Стрелками обозначены моменты землетрясений.

На рис. 2а представлены среднесуточные значения T на пунктах «Джермук» и «Гюлакарак». На графике ΔT между этими пунктами с начала сентября месяца 1983 г. наблюдается аномальное уменьшение (4—5 нТл) значений ΔT , по времени совпадающее с местными землетрясениями ($\Delta=40$ км) с классностью $K=9$ и $K=9,5$, происходящими в течение двух суток. В конце октября минимум ΔT (2 нТл) по времени совпадает с Эрзурумским ($\Delta=220$ км) землетрясением с $M=6,7$. По-видимому, с этим землетрясением связана также выявленная аномалия во время профильных наблюдений по профилю «Джанфида—Гегард» (рис. 2б). Особенностью пространственного распределения ГМП в данном случае является «затухание» амплитуды δT_a от 13 до 4 нТл по мере удаления от очага землетрясения.

Минимум разностных значений ΔT до 14 нТл между пунктами «Джанфида» и «Гюлакарак» (а), «Джанфида» и «Джермук» (б) по времени соответствует Ереванскому землетрясению с $K=11,2$ (рис. 3).

Во всех случаях вид вариаций примерно одинаковый: первоначально наблюдается увеличение ΔT , далее происходит уменьшение, которое предшествует сейсмическому событию, после чего значение ΔT возрастает до прежнего уровня.

Такой характер изменений сохраняется и при длиннопериодных геомагнитных вариациях. На рис. 4 представлены долговременные (5 лет) ряды значений полного вектора T геомагнитного поля для ст. «Гюлакарак» и «Джермук» (б, в), осредненные за три месяца, и разностные значения (а) между ними. После исключения веко-

вых вариаций обнаруживается четкая корреляция ($r=0.9$) между разностными значениями ΔT и ходом поля на ст. «Гюлакарак», т. е. наблюдаемые изменения в основном обусловлены локальными процессами, происходящими в районе ст. «Гюлакарак». Сопоставление этих рядов с уровнем сейсмической активности показало, что периодам минимумов изменений ГМП разностных и абсолютных для ст. «Гюлакарак» значений по времени соответствует повышенная сейсмическая активность этого района. Для расчета количества высвобожденной сейсмической энергии использованы землетрясения с $K \geq 9$, эпицентральное расстояние которых до пункта «Гюлакарак» не превышало 50 км.

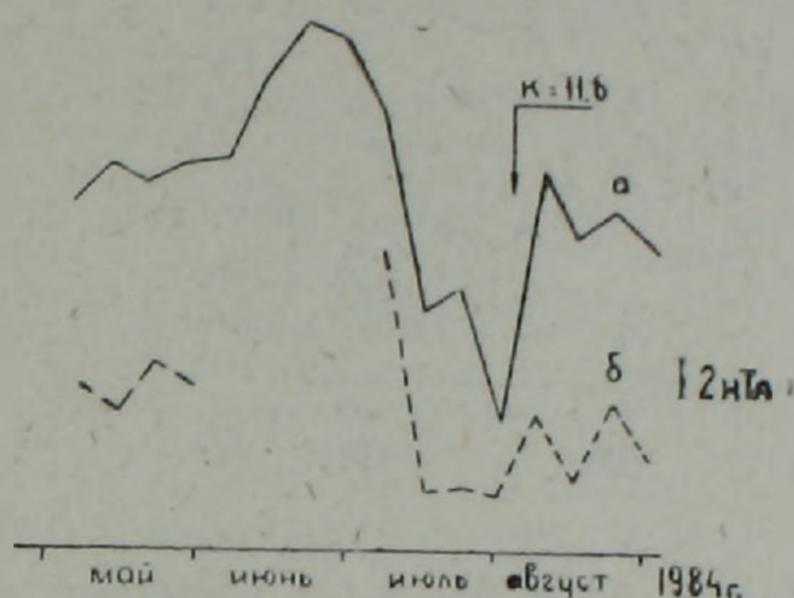


Рис. 3. График значений ΔT между пунктами: а—Джермук—Джанфида, б—Гюлакарак—Джанфида.

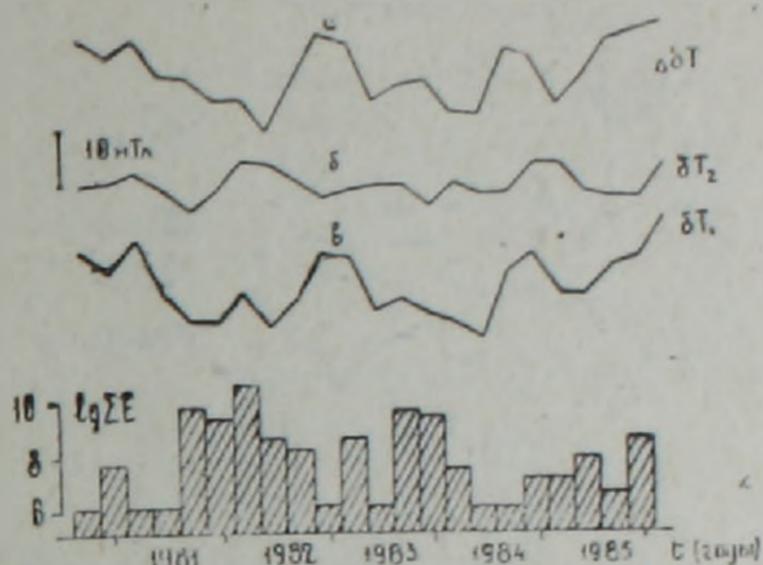


Рис. 4. Длиннопериодные изменения геомагнитного поля за период наблюдений в пунктах Гюлакарак (в), Джермук (б) и разности между ними (а).

Обсудим возможность использования электромагнитной индукции в Земле от внешнего источника с целью обнаружения изменения проводимости в различных слоях земной коры при перераспределении тектонических напряжений. Многими авторами использовались отношения $\Delta Z/\Delta H$ (а иначе передаточные функции) компонент ГМП для бухтообразных возмущений поля, внезапного начала магнитных бурь и других геомагнитных вариаций [5]. Были обнаружены аномальные изменения отношения $\Delta Z/\Delta H$ величиной примерно в 0,2—0,3, которые предвещали сильным землетрясениям. Длительность этих аномальных изменений составляла от нескольких лет до первых месяцев.

При постоянстве геометрических параметров внешних токовых систем такие изменения могут происходить из-за пространственно-временных изменений проводимостей. Поэтому, чтобы обнаружить изменения электропроводности внутри Земли, требуется проанализировать вариации геомагнитного поля, индуцированные от внешних источников.

Наиболее общие характеристики индукционных эффектов можно выразить через векторы Визе: $C = \sqrt{A^2 + B^2}$, где $A = \Delta Z/\Delta H$, $B = \Delta Z/\Delta D$ и угол наклона этого вектора $\Phi = \arctg A/B$ связаны с электрическими параметрами внутренней среды (в частности с электропроводностью), а потому их изменчивость во времени указывает на изменения проводимости [6].

С этой целью для геофизического пункта «Джрадзор» (см. рис. 1) с помощью передаточных функций были рассчитаны амплитуды C и углы Φ вектора Визе по бухтообразным возмущениям. Периоды выбранных вариаций составляли от 10 до 120 минут. За период наблюдений с 1985 по 1986 гг. на фоне нерегулярных колебаний параметров C и Φ было обнаружено несколько случаев короткопериодных аномальных изменений этих параметров (рис. 5а,б), причем эти изменения для амплитуды C составляли 0,15—0,25 и более, что в два-три раза превышает уровень среднеквадратичных ошибок; для угла Φ величины аномальных изменений составляли 20° и больше. Простое сопоставление этих рядов с сейсмическими событиями с $K \geq 9$, эпицентральное расстояние которых составляло 15÷20 км, показало, что экстремумы аномальных изменений параметров C и Φ соответствуют моментам указанных землетрясений. Как видно из рисунка, наиболее резкие изменения приурочены к периодам 10, 40, 50 минут, что, видимо, обусловлено глубиной очага готовящегося землетрясения. Заметим, что более динамичный характер изменений угла Φ по сравнению с изменениями амплитуды C , дает право предполагать о преимущественной информативности угла Φ вектора Визе.

В заключение можно сказать:

1. В сейсмоактивных зонах АрмССР, в частности в Джавахетском нагорье, установлено существование локальных изменений геомагнитного поля, проявляющих пространственно-временную связь с сейсмическими событиями. Выявлено, что характерное время проявления вариаций ГМП сейсмотектонической природы составляет от нескольких до первых десятков суток. Амплитуда этих вариаций зависит от интенсивности сейсмического события и от эпицентрального расстояния.

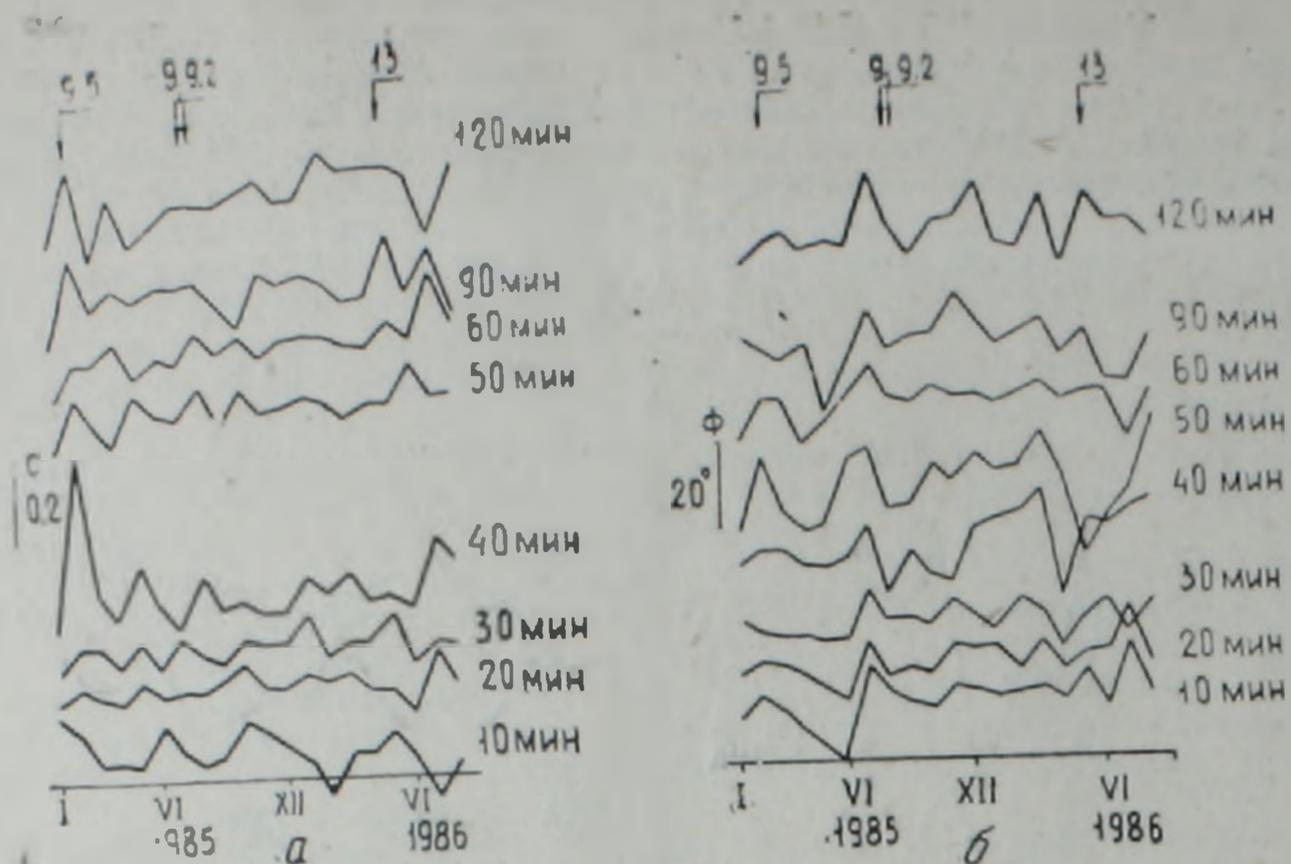


Рис. 5. Временные вариации параметра C (а) и угла Φ (б). Стрелками обозначены моменты землетрясений.

2. В периоды сейсмической активизации в районе пункта наблюдений «Гюлакар» наблюдается уменьшение абсолютного уровня геомагнитного поля величиной ~ 15 нТл, что, по мнению авторов, вызвано интенсивными сейсмотектоническими процессами в районе пункта наблюдений в указанные периоды.

3. Результаты впервые использованной методики по расчету векторов Визе для геофизического пункта «Джрадзор» показали, что изменения проводимости из-за перераспределений тектонических напряжений, в основном, происходят в двух слоях земной коры, по глубине соответствующих периодам 10—15 и 40—50 минут. Отметим, что более динамичные изменения претерпевают направление вектора Визе.

Институт геофизики
и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 12.III. 1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Оганесян Г. М., Тоноян Е. П. и др. Исследования локальных вариаций ГМП в сейсмоактивных районах Армянской ССР.—Киев: Материалы III Всесоюзного съезда по геомагнетизму, 1986, 86 с.
2. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979, 388 с.
3. Сирунян Т. А., Григорян Р. А. Результаты сейсмопрогностических исследований на полигонах Армении.—Материалы Всесоюзного совещания и III научной сессии Дальневосточного научного центра АН СССР. Владивосток, 1982, с. 47.
4. Сковородкин Ю. П. Изучение тектонических процессов методами магнитометрии. М.: Наука, 1985, 196 с.
5. Сковородкин Ю. П., Тоноян Е. П. и др. Некоторые вопросы повышения эффективности магнитометрических наблюдений в системе прогноза землетрясений.—В кн.: Прогноз землетрясений, № 6, Душанбе—Москва: Дониш, 1986, с. 65—71.
6. Wiese H. Geomagnetic Tiefentellurik-Geomagn. Inst. Potsdam: Abh. № 36. Akademie-Verlag, 1965, p. 71.