

А. А. ВАРДАНЯН, Т. Б. НЕЧАЕВА, ДЖ. О. МИНАСЯН, А. К. КАРАХАНИЯН

ИЗУЧЕНИЕ ПАЛЕОВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ В РАЗРЕЗЕ ЛУСАХПЮР II

При изучении вековых вариаций палеомагнитным методом нас прежде всего интересует вопрос о том, как определить их основные параметры—амплитуды и периоды.

Каждая из этих задач имеет свои специфические трудности. В параметрах, полученных археомагнитным методом по лавам, фиксируются «мгновенные» значения геомагнитного поля. Поэтому амплитуды изменений этих параметров должны соответствовать реальным амплитудам, хотя они и определяются с большой ошибкой.

Палеомагнитные определения дают сглаженные SV (палеовековые вариации), причем это сглаживание заложено в самой природе осадка и зависит от двух причин: 1) от скорости осадконакопления (образец определенного размера накапливается в течение определенного интервала времени, зависящего от этой скорости) и 2) от диапазона времени блокирования или закрепления частиц в осадке (от времени образования PDRM (посториентационная намагниченность), которое приводит к сглаживанию записи SV в осадке. Первый фактор можно учесть и внести соответствующую поправку [4], второй учесть трудно, поэтому оценки амплитуд SV по осадкам остаются приблизительными.

В настоящей работе была сделана попытка определить как периоды, так и амплитуды SV , однако оценки последней носят лишь условный характер. В качестве объекта изучения использован один из разрезов озерно-аллювиальной толщи Ширакской котловины (Лусахпюр II), относящийся к арапийскому комплексу, датированному фауной млекопитающих и являющемуся аналогом хазара Каспийского бассейна [5].

Вдоль всей мощности разреза (около 10 м) был проведен непрерывный отбор образцов. Всего отобрано 600 образцов из 83 урзней, по 3—8 образцов с каждого уровня. Палеомагнитные характеристики оказались достаточно однородными вдоль разреза. Комплекс лабораторных исследований, проведенных для представительной выборки образцов, показал, что основными носителями остаточной намагниченности в изучаемых породах являются магнетит и титаномагнетит аллотигенного происхождения, то есть остаточная намагниченность первична и может служить источником информации об изменениях поля, сопутствующих образованию осадка [3].

До выполнения спектрального анализа были выполнены тесты,

имеющие целью проверки наличия SV в палеомагнитных записях. Результаты их приведены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1

	\bar{D}	J	K	α_{95}
Между пластами	339	56,5	26	12,3
Внутри пласта	349	71,0	232	4,1

Таблица 2

	V_d	V_j	θ_{63}	D	J	\bar{K}	α_{95}
до T 200°C	1,48	2,83	11,4	328	56	51	1,66
после T 200°C	1,95	2,56	18,2	350	60	20	2,73

Значения кучности, вычисленные для нескольких выборок внутри пласта и между пластами, отличаются значимо (K между пластами меньше K внутри пласта) и свидетельствуют о том, что в разрезе записаны вариации. Сравнение статистических параметров V_j и V_d по методу Баженова и Рябушкина [4] до и после чистки T_{200} показывает, что соответствие распределению Фишера в том и другом случае мало (вероятность $\alpha < 20\%$) и примерно одинаково, а средняя по разрезу кучность меньше после чистки. Это означает, что после чистки T_{200} вариации проявляются лучше. Тем не менее спектральный анализ по Блэкмену и Тьюки [8] был выполнен для рядов D, J и I_n как до, так и после чистки T_{200} . Спектры оказались подобными в общих чертах, но после чистки спектры более четкие и их уровень значимости выше шума 85%. Для сравнения на рис. 1(a) приводятся оба спектра склонения для D. На обоих спектрах присутствует максимум в области 24—26 *y. e.* (условная единица примерно 75 лет), но на спектре после T_{200} есть четкий пик на 13 *y. e.*, в то время как на спектре до T_{200} он едва обозначается в виде перегиба. Пик на 6 *y. e.* нельзя считать достоверным: он находится значительно ниже уровня значимости и представлен всего 6 точками (по классическим требованиям спектрального анализа каждый должен быть описан 10—14 точками).

Для J, \times и Q приводятся лишь спектры после чистки T_{200} . Рис. 1(б) демонстрирует кривую спектральной плотности для J(1') на которой выделяются пики 9 и 15 *y. e.* на фоне значительного шума. Пик 15 *y. e.* лежит выше уровня значимости 85%. Спектр $\times(2')$ (рис. 1б) имеет 3 пика: 10—11, 15 и 25—26 *y. e.*, из которых значим только последний (85%). Спектр параметра Q(3') на рис. (1б) имеет пики 11 и 21 *y. e.*

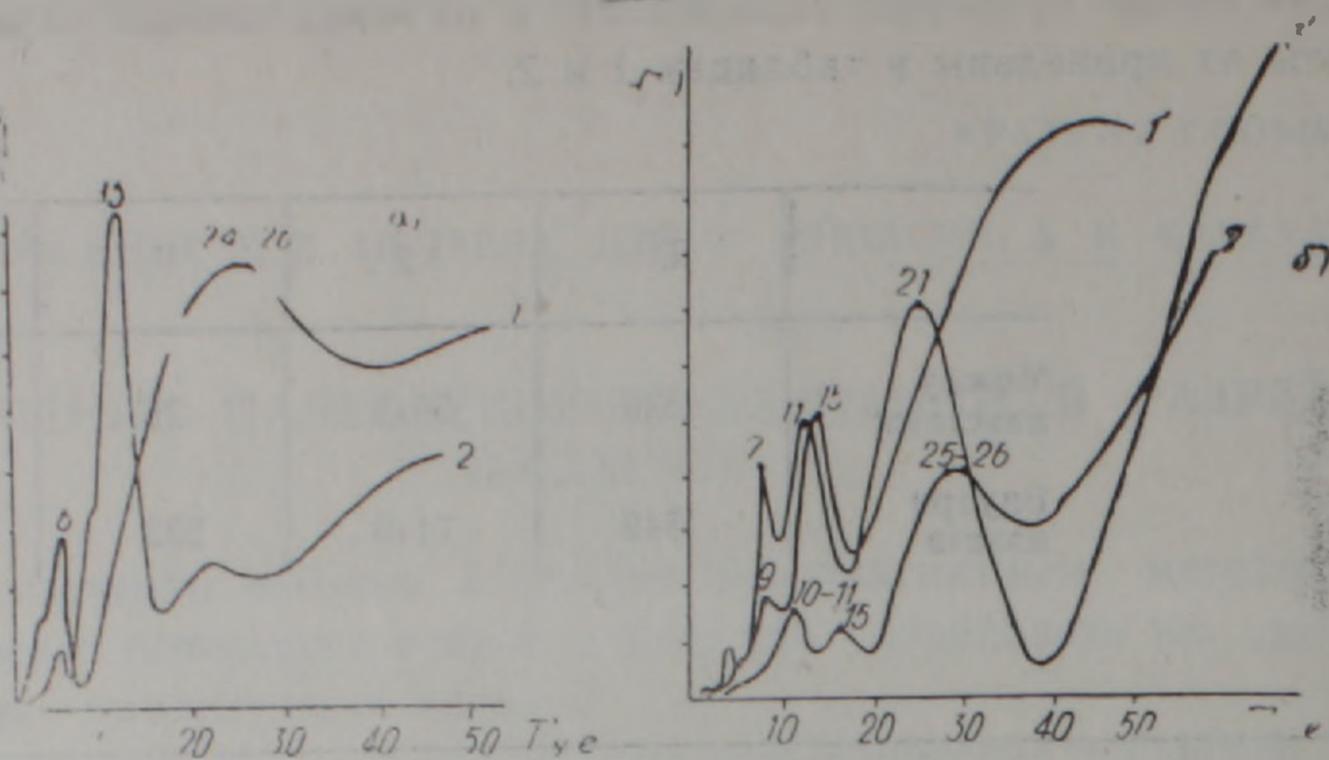


Рис. 1. Кривые спектральной плотности для ряда Д, $T=200^{\circ}\text{C}$. (разрез Лусахпюр—II). а) до чистки; б) после чистки. 1'—J; 2'—x; 3'—Q.

т. е. по характеру близок к спектру x, хотя и несколько смещен, поскольку помимо литологических условий он контролируется также и полем. Величины амплитуд, определенные по периодограмме, варьируют в следующих пределах: от $5,5^{\circ}$ до $13,5^{\circ}$ для D и от $1,5^{\circ}$ до $3,5^{\circ}$ —для J.

Для всех параметров после чистки T_{200} был выполнен также, спектральный анализ по методу ММЭ (метод максимальной энтропии) [9]. На рис. 2 представлен ММЭ-спектр для D при разных фильтрах и для сравнения—спектр по Блэкмену—Тьюки (схематически). Как и в случае разреза Арапи разные спектральные методы дают сопоставимые результаты, что служит подтверждением реальности полученных результатов. Это дает основание считать, что и другие гармоники в низкочастотной части спектра ММЭ также реальны. Это относится прежде всего к гармонике в области 62—64 *у. е.* В результате можно считать достоверно выраженными следующие гармоники (во временном масштабе): 900, 1800 и 4700—4900 лет, слабо выражена (только спектр ММЭ) гармоника 1200 лет. На примере спектрального анализа ММЭ для D была использована методика оценки реальности периодов С. В. Филиппова [6]. При этом амплитуды ложных гармоник должны получиться нулевыми. Для нашего случая получились следующие значения:

<i>T_{у.е.}</i>	63	23.5	12
<i>A, град.</i>	10.8	14	11.5

Таким образом, все полученные результаты оказались значимыми. Учитывая все полученные результаты, спектр SV для разреза Лусахпюр можно представить следующим образом: жирной чертой в

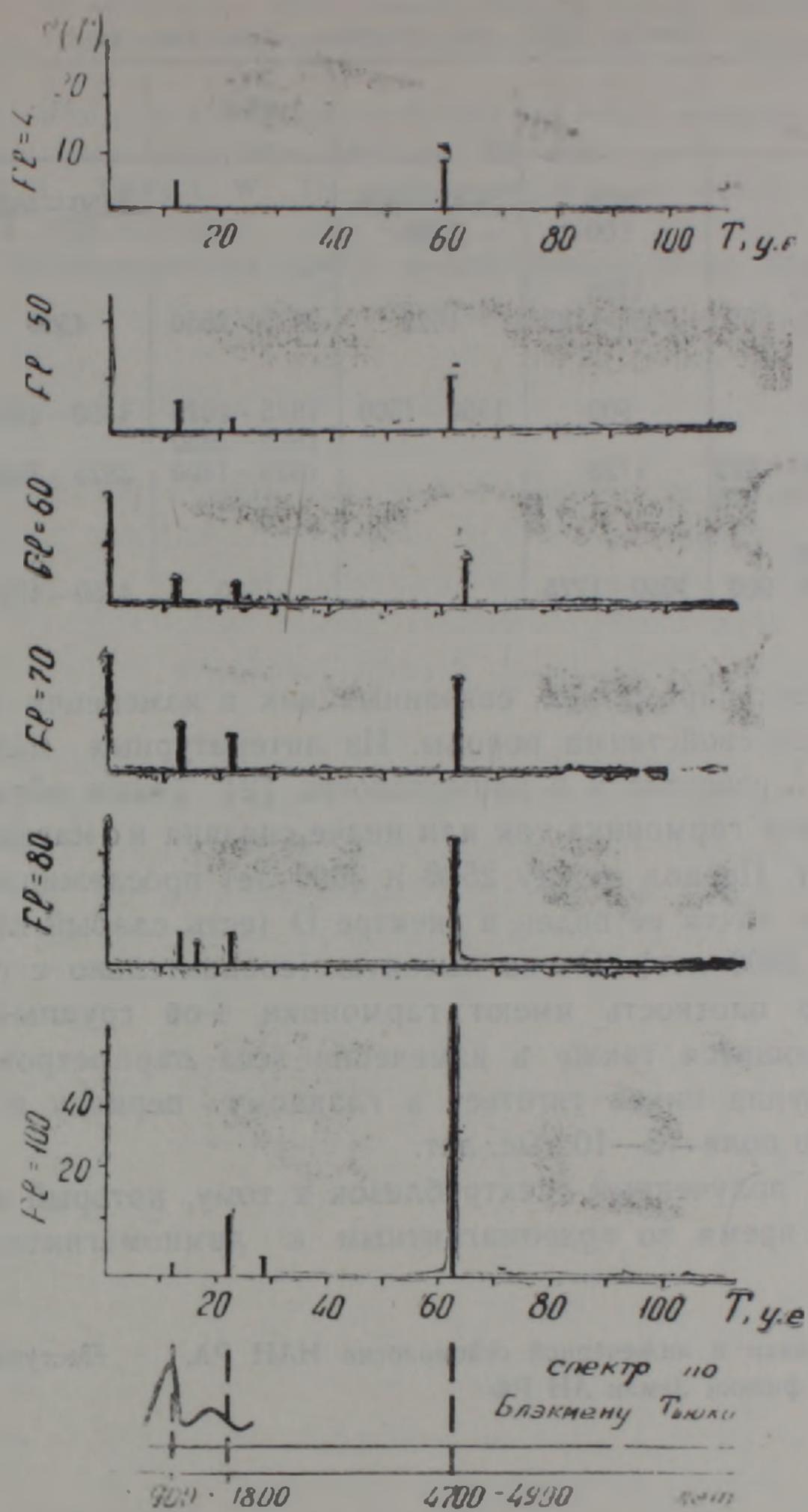


Рис. 2. Спектральная плотность ряда Д после чистки, $T=200^{\circ}\text{C}$ (разрез Лусахпюр-II) по методу ММЭ и Блэкмену-Тюки.

таблице 3 отмечены наиболее значительные гармоники в спектре ММЭ (для которых спектральная плотность более 10 условных единиц). Анализ таблицы позволяет прийти к следующим заключениям.

Спектр SV разделяется на следующие временные группы.

Первая — 600—1200 лет, к сожалению, широкие временные рамки не дают возможности для более детального разделения (т. е. разделить более четко гармоники 600, 900 и 1200 лет, если пользоваться установившимся на нынешнем этапе взглядом на спектр SV), вторая — группа SV сосредоточена в области 1800 лет и прослеживается прак-

Спектр PSV для разреза Лусахпюр II

		I	II	III	IV	V
D	Бл-Т ММЭ	975 500	1800—1950 1800		4650—4800	
J	Бл-Т 675 ММЭ 525—675	1125 975—1125	1625	2475—2550	4500	
J _{II}	Бл-Т ММЭ 675	900	1350—1500	1875—2025 1875—1950	4350—4950	9750
к	Бл-Т 750—825 ММЭ 675—825	1125		1625—1800 1575	3825—3900	9300—9450
Q	Бл-Т 825 ММЭ 750—900	1050—1275		1500	4350—4725	6685—6825

тически во всех параметрах, связанных как в изменении направления поля, так и со свойствами породы. Из литературных данных такая периодичность известна и в климатологии [2]. Таким образом, можно считать, что эта гармоника так или иначе связана и с магнитным полем, и с климатом. Период между 2500 и 3000 лет прослеживается лишь в изменении J и почти не виден в спектре D (есть слабый пик в спектре ММЭ около 3000 лет). Очень высокую (сравнительно с остальными) спектральную плотность имеют гармоники 4-ой группы—5000—6000 лет, проявляющиеся также в изменении всех параметров. Наконец, последняя группа пиков тяготеет к главному периоду в изменении геомагнитного поля—8—10 тыс. лет.

В целом, полученный спектр близок к тому, который наблюдается в настоящее время по археомагнитным и лимномагнитным данным [2, 7].

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, Поступила 18.IV.1990.
Институт физики Земли АН РФ

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженов М. Л., Рябушкин П. К. Применение статистических критериев согласия в палеомагнитных исследованиях.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1978 с. 100—104.
2. Бурлацкая С. П. Об особенностях спектра вековых вариаций геомагнитного поля для последних 8500.—Геомаг. и аэрон., том XVII, № 5, 1978, с. 916—919.
3. Варданян А. А., Нечаева Т. Б., Петрова Г. Н. Магнитные свойства осадков разреза Лусахпюр.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1983, с. 79—85.
4. Писаревский С. А., Водень Т. А. Изучение палео вековых вариаций геомагнитного поля.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1981, № 9, с. 81—84.
5. Саядян Ю. В. К вопросу стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Армении.— В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1977, с. 86—90.

6. Филиппов С. В.—Модельное исследование свойств метода максимальной энтропии.—В кн.: Проблемы космической электродинамики. М., Наука, 1981, с. 155—167.
7. Barton C. E. At al geomagnetist of baked clays and recent sediments. Elsevier Amsterdam—Oxford—New York—Tokio, 1983, pp. 265—266.
8. Blackman R. B., Tukey L. W. The measurement of power spectra. New York, Dover Puble. Inc., 1959, p. 250.
9. Bury I. P.. Maximum entropy spectral analysis Doctoral disser., Stanford university, 1975.

