

в результате наложенных процессов имели место закупорка трещин, а также частичное замещение магнитных минералов немагнитными, такими как кварц и др., что привело к существенному повышению Σ и V_r и заметному снижению χ . Интересным представляется и второе объяснение, суть которого сводится к тому, что правобережный блок, в котором вулканогенные образования по сравнению с вулканогенно-осадочными несколько преобладают (что характерно для низов разреза юрских образований этого района [1]) и характеризуются относительно высокими значениями Σ и V_r , несколько приподнят, что и обуславливает эффект различия физических свойств.

Резюмируя можно отметить, что эффект различия физических свойств юрских образований правобережья и левобережья р. Ачанан может быть объяснен наложенными процессами, имевшими место в правобережном блоке и, возможно, его приподнятостью. Окончательный ответ на поставленный вопрос, который имеет принципиальное значение для интерпретации материалов гравиразведки, а также для более глубокого понимания процессов рудообразования в правобережном блоке и, следовательно, общей оценки перспектив рудоносности, может быть получен после постановки дополнительных специальных исследований.

Управление геологии Армянской ССР

Поступила 17.X. 1985.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малхасян Э. Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1975, 170 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 62—66, 1986

УДК 550.384.33(479.25)+551.77

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

ДЖ. О. МИНАСЯН, А. К. КАРАХАНЯН

НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР В КАЙНОЗОЕ

Одной из актуальных проблем палеомагнетизма является исследование величины геомагнитного поля в прошлые геологические эпохи. Сведения о величине древнего поля важны как с точки зрения изучения эволюции Земного ядра, так и для разработки теории происхождения геомагнитного поля. Получение надежных данных о величине древнего поля позволит привлечь еще один параметр к решению прикладных задач—корреляции палеомагнитных зон.

Данные о древнем поле для различных геологических эпох далеко не равноценны. Ряд продолжительных интервалов геологического времени не охвачены исследованиями такого рода. Одним из слабо изученных периодов является палеоген [7, 8].

В настоящей статье приводятся результаты определения величины напряженности геомагнитного поля территории Армянской ССР по отдельным эпохам кайнозоя методом Телье [5].

Новые данные об $H_{др}$ неоген-четвертичного периода в дополнение к имеющимся [1], позволят более полно охарактеризовать магнитостратиграфическую шкалу кайнозоя территории Армянской ССР [4]. Отбор образцов был произведен из разрезов, охватывающих широкую разность эффузивных пород (базальты, андезиты, тuffs, порфиры). По образцам из одного разреза был определен абсолютный возраст— $2,2 \pm 0,2$ млн. лет для долеритовых базальтов Степанаванского района.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Известно, что метод Телье [6] требует удовлетворения ряда критериев применимости. Для выявления годности изученной коллекции к определению $H_{др}$ были проведены комплексные лабораторные исследования.

Термомагнитным исследованиям было подвергнуто около 100 образцов, представляющих все ярусы кайнозоя. По данным термомагнитного анализа эффузивы кайнозоя вне зависимости от возраста (эпохи) по составу ферромагнитной фракции подразделены на три группы.

Первая группа включает образцы, кривые $I_{rs}(t)$ которых характерны для магнетитового состава (рис. 1а). Кривые $I_{rs}(t)$ первого и повторного нагрева близки друг к другу. Отношение $\frac{I_{rs1}}{I_{rs2}}$ колеблется в пределах единицы. Кривые I_{rs} сливаются с осью абсцисс в пределах 530—580°C—точка Кюри магнетита.

Кривые терморазмагничивания $I_n(t)$ и термонамагничивания $I_{rt}(t)$ подобны. Направление вектора остаточной намагниченности не меняется при чистке переменным магнитным полем (рис. 1а).

Коэрцитивные спектры нормального намагничивания имеют максимум в пределах 300—400 эрстед. Для эффузивов палеогена насыщение достигает в полях выше 2000 Э, $H'_{cs}=350-450$ Э. Соответственно для неоген-четвертичных образцов, вклю-

ченных в эту группу, эти параметры имеют значения 3000 и 500—700 Э. Эти параметры характерны для однодоменных частиц магнетита. Полученные результаты позволяют утверждать, что магнетит в образцах этой группы является носителем термоостаточной намагниченности, синхронной процессу остывания лав [2, 3].

Вторая группа включает образцы, форма кривых $I_{rs}(t)$ которых позволяет считать, что носителями остаточной намагниченности являются магнетит и, по всей вероятности, титаномаггемит (рис. 1б). При повторном нагреве I_{rs} возрастает в 1,2—1,8 раза. Титаномаггемит в пределах 300°C разрушается с образованием магне-

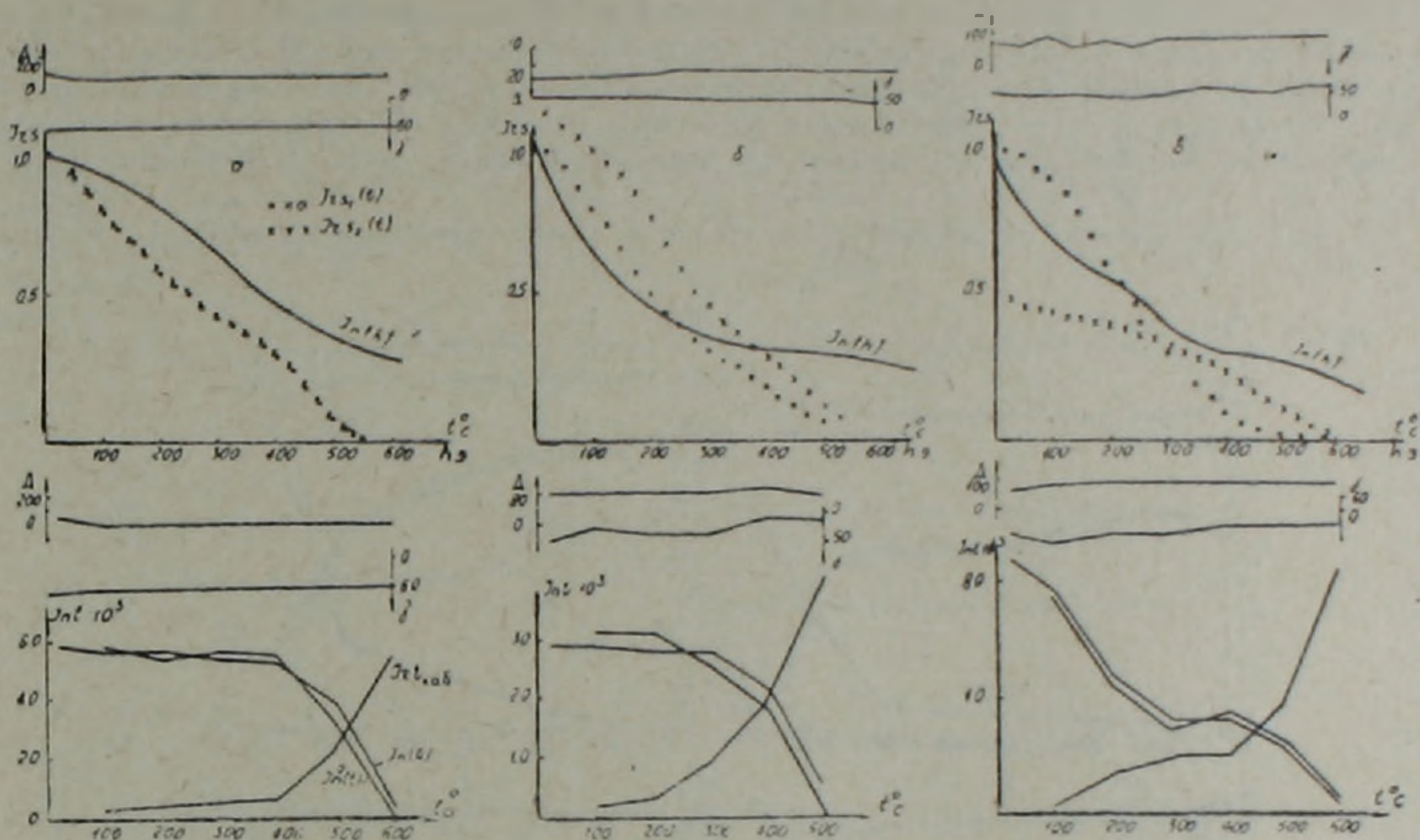


Рис. 1. Характерные кривые $I_{rs}(t)$, $I_n(t)$ и T для пород кайнозоя. а—первая группа, б—вторая группа, в—третья группа.

тита и гематита. Точка Кюри магнетита лежит в интервале 530—580°C. Кривые Телье этой группы надежны (рис. 1б). До 250—300° наблюдается незначительный спад I_n , связанный с титаномаггемитом. Изменяется и направление. Далее до 500—600° направление I_n стабилизируется.

Отношение I_n/I_{rt} изменяется в пределах от 0,8 до 0,95. При чистке переменным полем направление вектора I_n выше 200—300 Э остается без изменений. Это стабильное направление сравнивалось с направлением I_n одновозрастных образцов первой группы, что показало их хорошее согласие.

Намагниченность эффузивов палеогена второй группы достигает насыщения в полях около 2000 Э, $H_{cs}=250—300$ Э. Коэрцитивный спектр по $I_{rs}(h)$ имеет максимум в пределах 200—300 Э [2]. Неоген-четвертичные образцы этой группы характеризуются следующими значениями этих параметров: $H_{cs}=2500$ Э, $H'_{cs}=500$ Э, а максимум коэрцитивного спектра по $I_{rs}(h)$ лежит в полях 100—500 Э [3].

Таким образом, все эти данные позволяют предполагать, что носителем I_n в этих образцах является магнетит, а намагниченность имеет термоостаточную природу. Титаномаггемит в образцах этой группы вторичного происхождения и обладает скорее всего химической намагниченностью крупных зерен.

Третья группа включает образцы, содержащие магнетит и маггемит. Маггемит в пределах температур 200—250°C окисляется до гематита. Величина I_{rs} при повторном нагреве уменьшается почти в два раза. Точка Кюри магнетита образцов этой группы лежит в пределах 540—580°C (рис. 1а). Кривые Телье для эффузивов палеогена не надежны (рис. 1в). До 250—450° наблюдается спад I_n , связанный с маггемитом. Изменяется и направление вектора I_n . С дальнейшим повышением температуры направление I_n остается неизменным. При h -чистке до 300 Э наблюдается изменение направления I_n и спад ее величины. Для образцов этой группы проведено сопоставление стабильной компоненты I_n с направлением I_n одновозрастных образцов с термоостаточной намагниченностью. Выявлено их хорошее соответствие, т. е. направление стабильной компоненты образцов третьей группы можно считать первичным и использовать для палеомагнитных целей. Намагниченность этих образцов достигает насыщения в полях около 1000 Э, а H'_{cs} равно около 200 Э. Максимум на коэрцитивном спектре по $I_{rs}(h)$ лежит в интервале 100—300 Э. Эти параметры характерны скорее всего для крупных зерен магнетита.

Кривые Телье для образцов неоген-четвертичного возраста, включенных в эту группу, характеризуются более лучшим подобием $I_n(t)$ и $I_{rs}(t)$, чем палеогеновые. Изменения D и J в процессе чистки температурой и переменным магнитным полем также незначительны. Можно предположить, что на долю маггемита падает незначительная часть I_n . Поля насыщения остаточной намагниченности этих образцов достигают величины $H_{cs}=1500$ Э, а разрушающие поля насыщения $H'_{cs}=200$ Э. Коэрцитивный спектр по нормальному намагничиванию имеет максимум в интервале полей 300—400 Э.

Итак, совокупность данных позволяет считать, что естественная остаточная на-

магнитность образцов этой группы двухкомпонентна. Стабильная компонента, носителем которой является магнетит, имеет, по всей видимости, термоостаточную природу. Нестабильная компонента обусловлена маггемитом. Ее нестабильность к нагреванию и переменному полю позволяет предположить, что намагнитенность, обусловленная маггемитом, вязкая или же химическая.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОИНТЕНСИВНОСТИ.

Таким образом, терромагнитные исследования показали, что во всех трех группах образцов сохраняется первичный магнетит—носитель термоостаточной намагнитенности, синхронный процессу остывания лав. Исследованиям методом Телье было подвергнуто свыше 250 образцов. Для определения величины древнего геомагнитного поля было выбрано около 90 образцов, в основном из первой и второй групп по ферромагнитному составу.

На рис. 2,3 приведены характерные кривые Телье образцов палеогена и неоген-

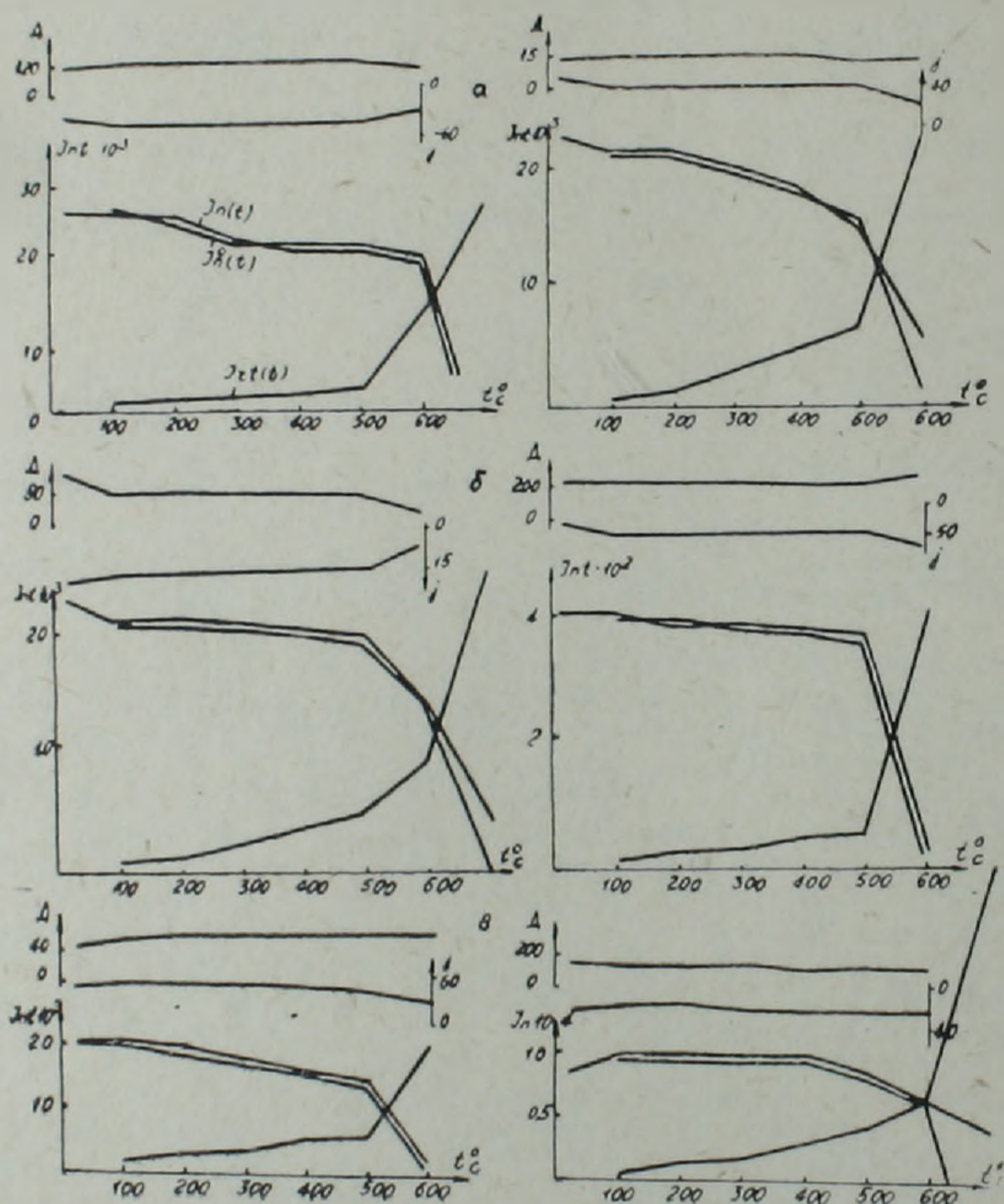


Рис. 2. Характерные кривые Телье для пород олигоцена (а), среднего эоцена (б) и верхнего эоцена (в).

четвертичного периода, по которым проводилось определение величины древнего поля. Для образцов, по которым были вычислены $H_{др}$ минералогические изменения были незначительными. Критериями пригодности исследуемых образцов для вычисления $H_{др}$ принимались изменения повторных парциальных термонамагниченностей I_{r1}^{300} и в среднем в пределах $\pm 10\%$ от величины первоначальной I_{r1}^{300} . Только в высокотемпературном интервале $500-600^\circ$ эти изменения становились заметными. Те образцы, для которых минералогические изменения были значительны в интервале $300-400^\circ\text{C}$ не использовались для вычисления $H_{др}$. Подобие экспериментального распределения K нормальному оценивалось с помощью критерия согласия $P(\lambda)$ А. Н. Колмогорова [6]. Напряженность древнего магнитного поля Земли определялась по формуле:

$$H_{др} = (K_{ср} \pm \sigma_{Kср}) \cdot H_{лаб} ,$$

где σ_K —средняя квадратическая ошибка определения $K_{ср}$ для каждого возрастного подразделения. Величина лабораторного магнитного поля $H_{лаб} = 0,48$ Э.

В таблице 1 приводятся величины древнего геомагнитного поля по отдельным эпохам кайнозоя территории Армянской ССР.

Таблица 1

Возраст	Полярность	n - число образцов	$K_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{ср}}$	$H_{\text{др.}}$
1	2	3	4	5	6
Ср. эоцен	N R	10	0,945	$\pm 0,047$	0,452
В эоцен	N R	10	1,019	$\pm 0,06$	0,480
Олигоцен	N R	8	0,926	$\pm 0,012$	0,455
Н.-ср. плиоцен	N R	6	0,922	$\pm 0,07$	0,443
В. плиоцен	N R	31	0,861	$\pm 0,04$	0,413
С. четвертичный	N R	15	0,869	$\pm 0,05$	0,417
В. четвертичный	N R	7	0,884	$\pm 0,07$	0,424

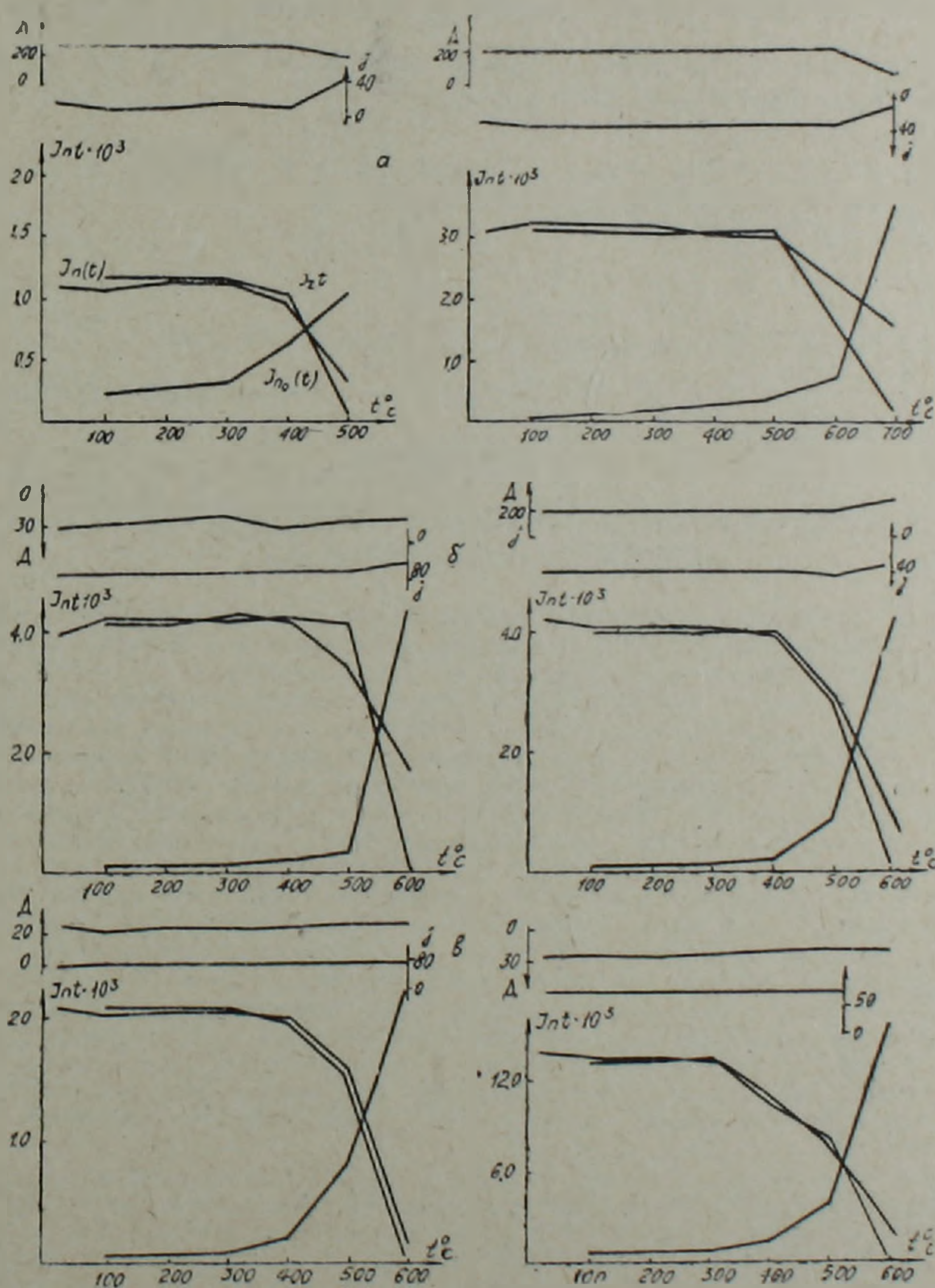


Рис. 3. Характерные кривые Телье для пород н.-ср. плиоцена (а), в. плиоцена (б) и четвертичного возраста (в).

ВЫВОДЫ

1. Терромагнитные исследования показали, что в эффузивах кайнозоя Армянской ССР сохраняется первичный магнетит, носитель термоостаточной намагниченности. Эти образцы можно использовать для определения величины древнего поля.

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. Палеомагнитные 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 намагниченности 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, с. 30—37.
5. Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, № 9, с. 1296—1331.
6. ШигOLEB Б. М. Математическая обработка наблюдений. М.: Физматгиз, 1962. 344 с.
7. Kono M. - Intensities of the Earth's magnetic field about 60m y. ago determined from the Deccan Trap Basalts India g. geophys. Rex. V. 79, № 8, 1974, p. 1135—1141.
8. Kono M., Ueno N. —Paleointensity determination by a modified theller method physies of the Earth and planetary Interiors. V. 13, № 4, 1977 p. 305—314.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 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, медленное накопление упругих напряжений в очаге землетрясения можно с определенными ограничениями сопоставить с релаксационными изменениями упругих напряжений после взрыва.

В настоящей статье изложены результаты регистрации изменений локального геомагнитного поля в породах с различными магнитными 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 взрывов 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 изменениях геомагнитного поля.

Величина обратимых изменений в туфах и туфобрекчиях составляет ± 20 нТл, а в базальтах 40 нТл. Типичное обратимое изменение поля представлено на рис. 1.

Величина 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 сейсмоммагнитного эффекта представляют большой интерес результаты наземных взрывов в монолитной, 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 нТл, после чего восстанавливается исходный уровень поля. Во время второго взрыва, который происходил на расстоянии 6 м от первого, был зарегистрирован только один «пик» вели-