

10. Пашкевич И. К., Соловьев В. Д. О связи статистических характеристик магнитного поля с параметрами источников аномалий. — Геофиз. сб. АН УССР, 1974, вып. 60, с. 53—59.
11. Ширинян К. Г., Бадалян М. С., Гукасян Ю. Г. Некоторые особенности магнитного поля Арагацкого вулканического нагорья. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, т. XXXIV, № 4, с. 59—73.
12. Horton C. W., Hemphins W. B., Hoffman A. A. J. A Statistical Analysis of Some Aeromagnetic Maps from the Northwestern Canadian Shield.—Geophysics, 1964, v, XXIX, № 4, pp. 582—601.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 51—57, 1986

УДК: 552.323:550.838(479.25)

А. К. КАРАХАНЯН

## СТАБИЛЬНОСТЬ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ЭФФУЗИВОВ ПАЛЕОГЕНА АРМЕНИИ

Естественная остаточная намагниченность горных пород есть в основном сумма более чем двух компонент. При образовании горной породы (эффузивная, осадочная) она приобретает стабильную первичную остаточную намагниченность (*TRM* или *DRM*), которая разрушается относительно медленно при магнитной чистке. Вторичная, изотермическая намагниченность, которую приобретают при последующей «жизни» горной породы «мягкие» домены, менее устойчива к размагничивающим факторам. В настоящей статье приводятся результаты исследования природы и магнитной чистки  $I_n$  эффузивов палеогена Армении и на основе их сопоставления с магнитными характеристиками (состав и размер ферромагнитных зерен, коэрцитивные спектры по  $I_{rs}(h)$  степень окисления) анализируется такой важный параметр, как стабильность естественной остаточной намагниченности.

Достоверность палеомагнитных построений зависит от надежного определения природы и стабильности первичной намагниченности. Для эффузивов такой обычно является термоостаточная, которая характеризуется наибольшей устойчивостью к действию размагничивающих факторов по сравнению с другими видами намагниченностей [1].

Опираясь на этот принцип, мы использовали методы магнитной чистки (переменным полем и температурой) для удаления вторичных, нестабильных компонент намагниченности и выделения более стабильной компоненты, в предположении первичной. Но вопрос первичности будет решен только в том случае, если будет установлена природа намагниченности стабильной компоненты. Чистка переменным магнитным полем и температурой была проведена по методике [6], исходя из ферромагнитного состава эффузивов палеогена Армении [2]; переменное магнитное поле выбрано основным для выделения стабильной компоненты  $I_n$  пород, содержащих магнетит и титаномагнетит, а температурная чистка вместе с переменным полем—для маггемитсодержащих пород.

Результаты лабораторных исследований—выделение первичной намагниченности переменным магнитным полем и температурой, определение природы намагниченности позволили подразделить эффузивы палеогена по стабильности их намагниченности на три группы.

**Первая группа.** К этой группе относятся образцы, ферромагнитная фракция которых в основном представлена магнетитом и титаномагнетитом. Результаты чистки переменным магнитным полем приведены в виде графиков (рис. 1а). Образцы этой группы имеют выпуклую (от координатной оси) кривую размагничивания. Незначительное уменьшение величины  $I_n$  в полях до 600—700 э свидетельствует о жесткой ферромагнитной компоненте—носителе намагниченности. Медианное размагничивающее поле лежит в интервале 250—600 э. Плавный ход кривой  $I_n(h)$  и неизменность направления  $I_n$  при чистке свидетельствуют об однокомпонентности  $I_n$ , которая стабильна и может считаться первичной.

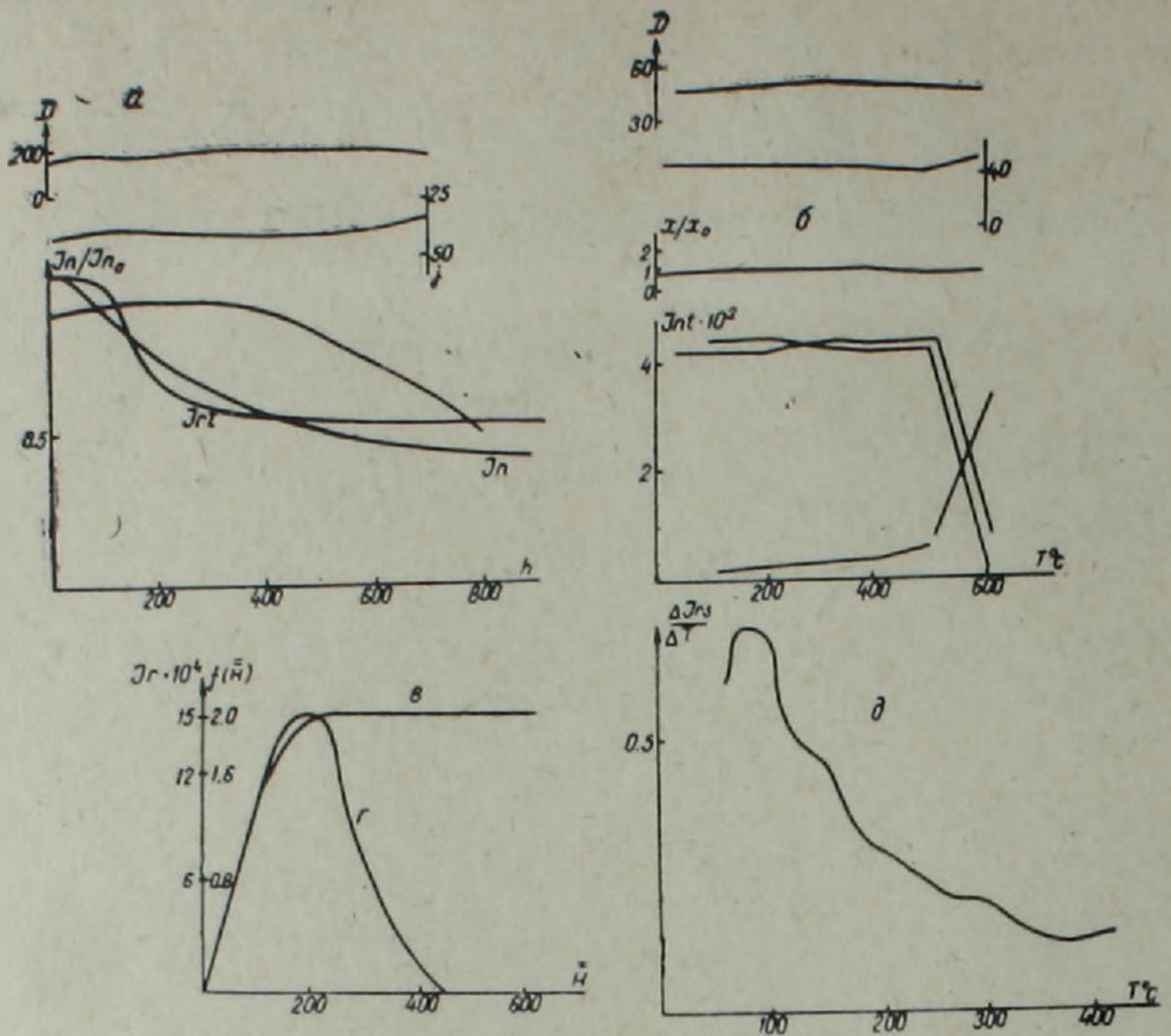


Рис. 1. а—кривые  $I_n(h)$ ,  $I_{rl}(h)$  первой группы; б—кривые Телье; в— $I_r(H)$ ; г—КС по  $I_r(H)$ ; д—кривая зависимости  $\frac{\Delta I_{rs}}{\Delta T}(T)$ .

Для установления природы намагниченности стабильной компоненты  $I_n$  использовался метод последовательных нагревов Телье [5]. Образцы этой группы характеризуются вполне надежными кривыми Телье (рис. 1б). Кривые показывают, что образцы характеризуются высокой стабильностью  $I_n$  к нагревам до 500—600°C. Неизменность направления  $I_n$  в интервале 200—500°C, а иногда и до 600°C свидетельствует о высокой стабильности намагниченности. Направление  $I_n$  не меняется и при переходе через точку Кюри титаномагнетита ( $T_n = 250—300^\circ\text{C}$ ). Это свидетельствует о том, что  $I_n$  магнетита и титаномагнетита, выявленные термомагнитным анализом этих пород [2], образовались одновременно. Форма кривых Телье, а также близость значений коэффициента  $K = I_{rl}/I_{rl\text{лаб}}$  (табл. 1) для различных температурных интервалов свидетельствуют о термоостаточном происхождении  $I_n$  и ее синхронности процессу остывания лав. Термоостаточная природа  $I_n$  эффузивов этой группы подтверждается и кривыми разрушения переменным магнитным полем  $I_n$  и искусственно созданной  $I_{rl}$  на дубликатах тех же образцов.

Таблица 1

| № образца, возраст  | Полярность | 100° | 200° | 300° | 400° | 500° | $K_{\text{ср}}$ |
|---------------------|------------|------|------|------|------|------|-----------------|
| 83—Pg <sub>3</sub>  | N          | 0,97 | 0,08 | 1,00 | 1,02 | 1,02 | 0,99            |
| 125—Pg <sub>3</sub> | R          | 0,78 | 0,74 | 0,77 | 0,75 | 0,76 | 0,76            |
| 28—Pg <sub>3</sub>  | N          | 0,81 | 0,85 | 0,87 | 0,87 | 0,76 | 0,79            |
| 292—Pg <sub>3</sub> | R          | 0,92 | 0,89 | 0,93 | 0,98 | 0,98 | 0,95            |

Отношение  $I_n/I_{rl}$  изменяется в пределах 0,8—1,2, т. е. близко к единице (рис. 1а), значение постоянного поля, в котором создавалась  $I_{rl}$ , равно  $I_n$  ( $H_e = 0,4—1,0$  э). На рис. 1в,г даны кривая нормаль-

ного намагничивания и коэрцитивный спектр по начальной части кривой  $I_r(H)$ . Величина насыщающего поля находится в пределах 2500 э, а  $H'_c$  лежит в пределах 300—450 э. На коэрцитивных спектрах по  $I_r(H)$  наблюдается максимум в пределах 200 э. Эти параметры, а также выполнение законов Телье и палеомагнитная стабильность пород скорее всего говорят об однодоменности носителей  $I_n$ .

Микроскопические исследования показали, что основными рудными минералами являются магнетит и титаномагнетит, с размерами зерен 0,01 мм.

Под влиянием гипергенеза магнитные параметры (в частности, направление  $I_n$ , состав) магнетитсодержащих горных пород могут претерпевать изменения. Это может привести к получению ложной, не характерной для времени образования пород картины геомагнитного поля.

Нагрев образца до 150—200°C рекомендуется для выявления изменений магнетитсодержащих горных пород. Охлажденный образец, измененный под влиянием физико-химических процессов, будет иметь большее значение магнитной восприимчивости и меньшее  $I_{rs}$  чем до нагрева. Более удобным способом выявления изменений магнетитсодержащих пород является переход от кривых  $I_{rs}(t)$  к кривым  $\Delta I_{rs}/\Delta T$  [1].

Наличие максимума на термомагнитных кривых в районе 150°C

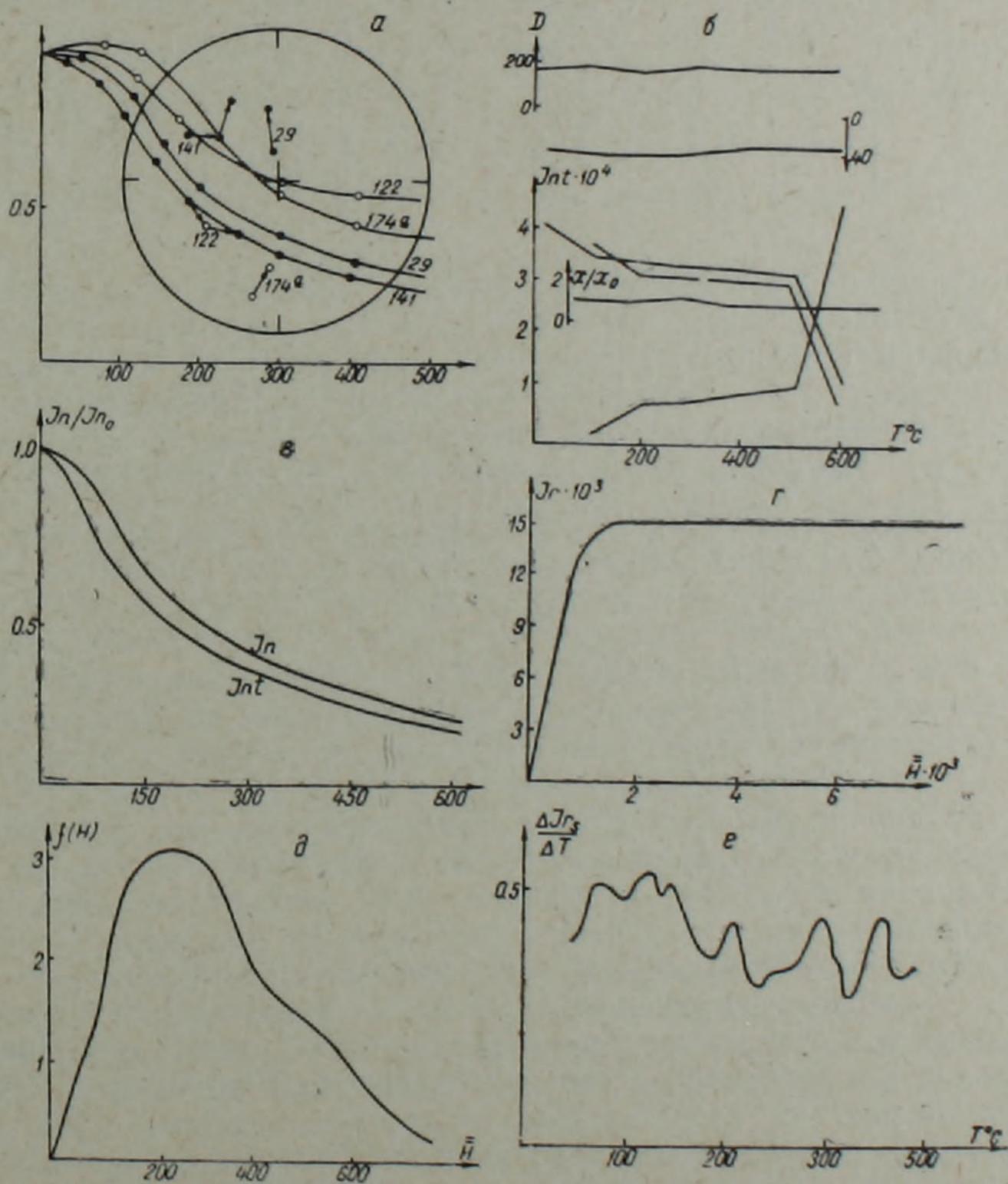


Рис. 2. а—кривые  $I_n(H)$  в одной группе; б—Телье; в— $I_n(H)$  и  $I_{rs}(H)$ ; г, д— $I_r(H)$  и КС по  $I_r(H)$ ; е— $\frac{\Delta I_{rs}}{\Delta T}$  (Т).

будет свидетельствовать об окисленности образца. На рис. 1 д приводится характерная кривая  $\Delta I_{rs}/\Delta T$  образцов этой группы. Отсутствие пика в районе  $150^\circ$  позволяет нам считать образцы этой группы «чистыми» в смысле окисления и палеомагнитно стабильными.

**Вторая группа.** Соответствует образцам, ферромагнитная фракция которых состоит из магнетита и титаномаггемита. Первичная намагниченность выделена переменным магнитным полем (рис. 2 а). До полей  $150\text{—}250$  э происходит спад величины  $I_n$ , меняется и направление намагниченности, связанное с титаномаггемитом. Медианное размагничивающее поле варьирует в пределах  $200\text{—}350$  э. Стабильность зависит от содержания минералов, неустойчивых к переменному полю. При дальнейшем увеличении размагничивающего поля направление  $I_n$  не меняется. Это значит, что нестабильные минералы вторичны и обладают скорее всего вязкой намагниченностью. Кривые Телье этой группы можно считать надежными (рис. 2 б). До  $200\text{—}250^\circ\text{C}$  наблюдается незначительный спад  $I_n$ , связанный с титаномаггемитом, изменяется и направление. Далее оно стабилизируется до  $500\text{—}600^\circ\text{C}$ , коэффициент  $K$  претерпевает незначительные изменения (табл. 2). Вид кривых Телье, близость коэффициента  $K$  свидетельствуют о TRM образцов этой группы и ее синхронности процессу остывания лав. Отношение  $I_n/I_{rt}$  колеблется в пределах от

Таблица 2

| № образца, возраст               | Полярность | $100^\circ$ | $200^\circ$ | $300^\circ$ | $400^\circ$ | $500^\circ$ | $K_{\text{ср}}$ |
|----------------------------------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------------|
| 77—Pg <sub>22</sub> <sup>3</sup> | N          | 0,93        | 1,02        | 1,00        | 1,00        | 0,97        | 0,98            |
| 81—Pg <sub>22</sub> <sup>3</sup> | N          | 0,90        | 0,96        | 1,00        | 1,00        | 0,98        | 0,97            |
| 29—Pg <sub>22</sub> <sup>2</sup> | R          | 0,94        | 1,00        | 0,96        | 0,85        | 0,90        | 0,93            |
| 32—Pg <sub>22</sub> <sup>1</sup> | N          | 0,83        | 0,93        | 0,86        | 0,87        | 0,89        | 0,89            |

0,83 до 0,94 (рис. 2 в). Некоторый разброс величины  $K$  и отношения  $I_n/I_{rt}$  объясняется наличием в этих образцах нестабильных к нагревам минералов (титаномаггемит), что может привести к образованию CRM, которая может нарушить закон пропорциональности TRM намагничивающему полю. Следствием этого может быть разброс значений  $K$ . Величина  $H_{\text{нас}}$   $2000$  э, а  $H_{\text{CS}}$   $250\text{—}300$  э (рис. 2 г). Коэрцитивный спектр по  $I_r(H)$  имеет максимум в пределах  $100\text{—}300$  э (рис. 2 д). По оптической микроскопии выделены зерна титаномагнетита размерами от  $0,01$  до  $0,05$  мм. На рис. 2 е дана характерная кривая  $\Delta I_{rs}/\Delta T$  образцов этой группы. Эти кривые (незначительный пик в пределах  $150^\circ\text{C}$ ) свидетельствуют о «чистоте» или о незначительной степени окисления образцов этой группы. Применение термомагнитных исследований (Телье) на образцах этой группы сделало их вполне пригодными для палеомагнитных целей.

**Третья группа.** К этой группе относятся образцы, ферромагнитный состав которых содержит магнетит и маггемит. На рис. 3 а представлена кривая  $\Delta I_{rs}/\Delta T$ , в области  $150^\circ\text{C}$  наблюдается пик, свидетельствующий о том, что образцы этой группы окислены и, по всей вероятности, не стабильны и не пригодны для палеомагнитных исследований. С целью установления несут ли эти породы палеомагнитную информацию мы провели ряд исследований, основное внимание при этом уделив температурным методам выделения первичной намагниченности. На рис. 3 б представлена характерная кривая  $I_n(t)$ . Часть  $I_n$ , связанная с маггемитом, разрушается в температурном интервале от  $200$  до  $300^\circ\text{C}$ . Изменяется и направление  $I_n$  до этих температур. Далее скорость уменьшения  $I_n$  замедляется, а выше  $300\text{—}350^\circ\text{C}$  направление  $I_n$  стабилизируется. На рис. 3 в дана кривая  $I_n(h)$  этой группы. До  $200\text{—}300$  э происходит изменение направления  $I_n$  и спад ее величины. Это изменение связано с намагниченностью, носи-

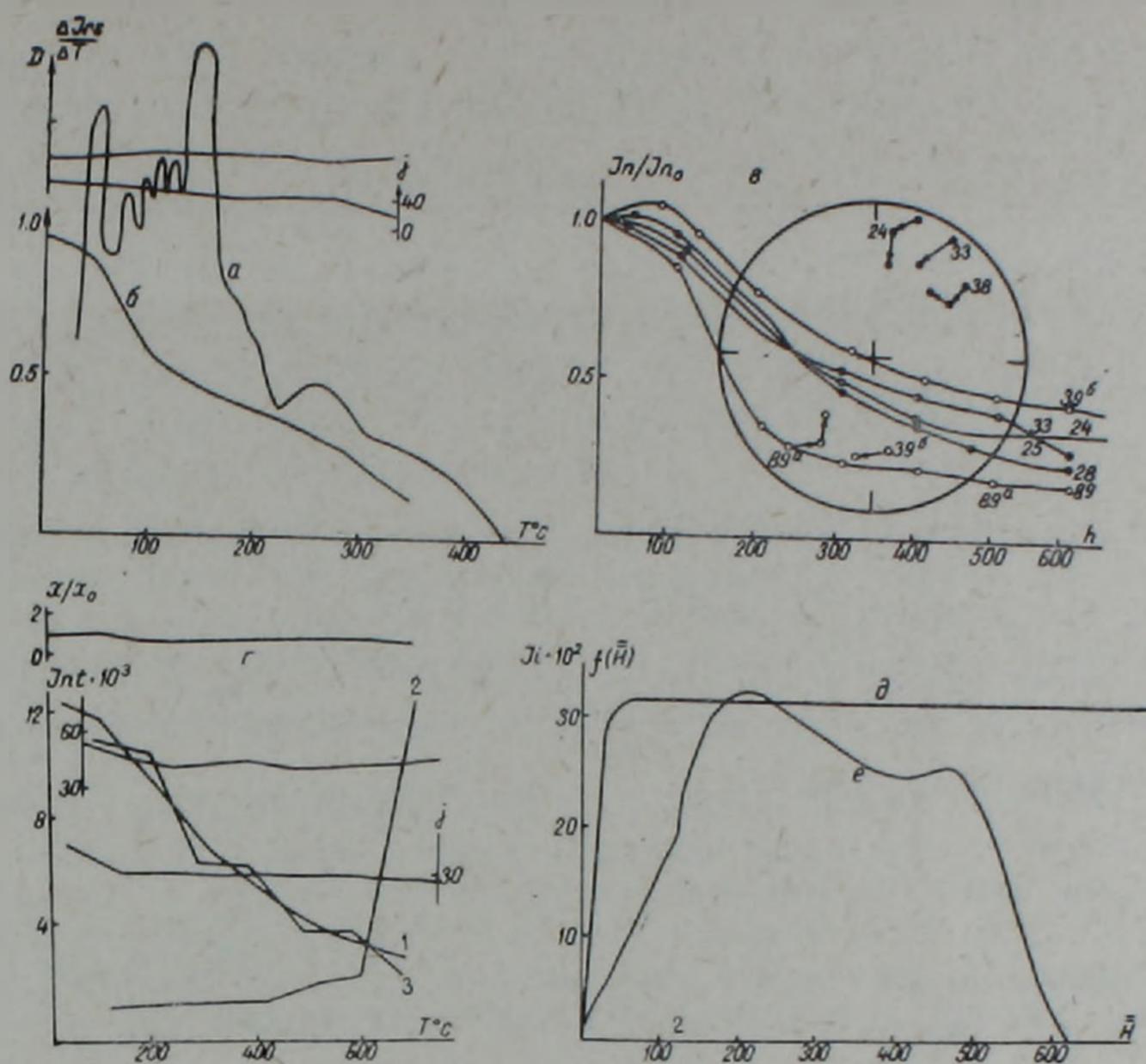


Рис. 3. а—кривые  $\frac{\Delta I_{rs}}{\Delta T}$  (Т) третьей группы; б— $I_n(t)$ ; в— $I_n(h)$ ; г—Телье; д, е— $I_r(H)$  и КС по  $I_r(H)$ .

телем которой является маггемит. С повышением амплитуды переменного поля направление  $I_n$  стабилизируется.

Кривые Телье этой группы не надежны (рис. 3г). В пределах 250—400°C наблюдается резкий спад  $I_n$ , связанный с маггемитом. В интервале 250—400° четко наблюдается фазовый переход маггемита в гематит. Изменяется и направление. Коэффициент  $K$  варьирует (табл. 3).

Таблица 3

| № образца, возраст  | Полярность | 100° | 200° | 300° | 400° | 500° | $K_{ср}$ |
|---------------------|------------|------|------|------|------|------|----------|
| 379—Pg <sub>2</sub> | N          | 0.75 | 0.69 | 0.57 | 0.61 | 0.63 | 0.65     |
| 90—Pg <sub>2</sub>  | R          | 1.03 | 1.03 | 1.03 | 0.77 | 0.44 | 0.85     |
| 334—Pg <sub>2</sub> | N          | 0.83 | 0.84 | 0.71 | 0.65 | 0.68 | 0.74     |
| 194—Pg <sub>2</sub> | R          | 0.97 | 0.97 | 0.91 | 1.09 | 1.00 | 0.99     |

Для уверенного выделения  $I_n^0$  образцов этой группы использован геофизический критерий палеомагнитной надежности [4]: направление стабильной компоненты  $I_n$  образцов этой группы сравнено с направлением  $I_n$  одновозрастных пород из первой группы с TRM (табл. 4).

Их хорошее соответствие дало нам право считать компоненту  $I_n$ , связанную с магнетитом образцов третьей группы, первичной и синхронной процессу остывания лав. Таким образом, намагниченность образцов третьей группы двухкомпонентна. Нестабильная компонента связана с маггемитом, а носителем стабильной компоненты  $I_n$  является магнетит.

| Район, возраст                  | Тип пород            | К-во образцов | I группа |    | 3 группа |    |
|---------------------------------|----------------------|---------------|----------|----|----------|----|
|                                 |                      |               | D        | J  | D        | J  |
| Бзовдал Pg <sub>2</sub>         | Порифириты, туфогены | 14            | 330      | 43 | 351      | 49 |
| Сариар                          | —                    | 10            | 352      | 53 | 2        | 44 |
| с. Байбурт-Гохт Pg <sub>2</sub> | Туфопесчаники        | —             | —        | —  | 340      | 42 |

Исследования по методу Телье и термочистка выделили намагниченность, связанную с первичным магнетитом. Это позволяет предположить, что магнетит в этих образцах не затронут окислением. Окислены скорее всего вторичные минералы—маггемит, титаномаггемит, что и подтверждается кривыми  $\frac{\Delta I_s}{\Delta T}$  ( $T$ ). Величина  $H_{НАС} = 1000$  э а  $H_{CS} = 250$  э. Коэрцитивный спектр характеризуется размытым максимумом в пределах 200—400 э (рис. 3д, е). Эти параметры характерны для крупных зерен магнетита. Размытость и дополнительный перегиб на коэрцитивных спектрах свидетельствуют об измененности пород. По оптической микроскопии выделены магнетит магматический (размер зерен 0,01 мм) и титаномаггемиты (?).

### В ы в о д ы

Эффузивы палеогенового возраста территории Армянской ССР по стабильности их естественной остаточной намагниченности делятся на три группы. Стабильность зависит как от ферромагнитного состава, так и от степени окисления пород. Естественная остаточная намагниченность эффузивов в основном двухкомпонентна. Первичная намагниченность имеет термоостаточное происхождение и синхронна процессу остывания лав. Носителем  $TRM$  являются магнетит и титаномагнетит. Вторичная нестабильная компонента связана с маггемитом и титаномаггемитом.

Для выделения направления первичной намагниченности окисленных образцов необходимо использовать температурный метод магнитной чистки.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии  
АН АрмССР

Поступила 19. I. 1984.

Ա. Կ. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՊԱԼԵՈԳԵՆԻ ԷՖՈՒԶԻՎ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԲՆԱԿԱՆ ՄՆԱՅՈՐԴԱՅԻՆ ՄԱԳՆԻՏԱՅՎԱԾՈՒԹՅԱՆ ԿԱՅՈՒՆՈՒԹՅՈՒՆՆ ՈՒ ԾԱԿՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի բնատարածքի պալեոգենի էֆուզիվ ապարների հնէամագնիսական հատկությունների ուսումնասիրությունը թույլ է տալիս դրանց բնական մնացորդային մագնիսացվածությունն՝ ըստ իր կայունության և այն առաջացնող ֆերրոմագնիսական միներալների, բաժանել երեք խմբի: Պարզվել է, որ ուսումնասիրված ապարների առաջային /n-ը ունի ջերմամնացորդային ծագում, որի կրողներն են մալենտիտն ու տիտանոմագնետիտը:

STABILITY AND ORIGIN OF PALEOGENE EFFUSIVE ROCKS  
NATURAL RESIDUAL MAGNETIZATION IN ARMENIA

A b s t r a c t

The Paleogene effusive rocks paleomagnetic investigations have allowed to divide their natural residual magnetization into three groups according to the magnetization stability and ferromagnetic minerals. The investigated rocks initial  $I_n$  has a thermoresidual origin, carriers of which are magnetite and titanomagnetite.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багин В. И., Бураков К. С. Особенности кристаллизации ферромагнетиков в подводных океанических базальтах. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 12, с. 84—87.
2. Караханян А. К. Терромагнитные исследования палеогеновых эффузивов Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 1, с. 71—76.
3. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965, 346 с.
4. Нгуень Тхи Ким Тхое. Обоснование надежности палеомагнитных данных при решении палеотектонических задач. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. физ.-мат. наук, М.: 1978, 24 с.
5. Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 9, с. 1296—1331.
6. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967, с. 251.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 57—60, 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.4/479.25/(084.3)

А. Л. ПАНОСЯН

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ЭРОЗИОННОЙ РАСЧЛЕНЕННОСТИ  
ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ЗАНГЕЗУРА)

Балльная оценка геоморфологических и других природных статических, динамических показателей и характеристик в последнее время часто применяется в географических и геоморфологических исследованиях при решении как научных, так и конкретных практических задач. Для получения объективной картины эрозионной расчлененности и степени интенсивности флювиальной денудации целесообразно установить суммарный показатель, включающий в себе те основные количественные показатели, которые являются результатом воздействия на земную поверхность эрозионных и других рельефообразующих процессов и в свою очередь определяют характер и интенсивность этих процессов.

Для всесторонней характеристики эрозионной расчлененности горного рельефа нами применена балльная система оценки ряда морфометрических показателей рельефа, разработанная рядом исследователей [1, 2, 3 и др.]. Методика определения и картографирования морфометрических показателей по сумме баллов состоит в следующем: крупномасштабная топокарта изучаемой территории покрывается сетью квадратов, величина которых составляет 4 км<sup>2</sup> в натуре. В каждом квадрате определяют коэффициенты густоты и глубины расчлене-