

## СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Вычислены математическое ожидание, дисперсия, автокорреляционная функция и энергетический спектр аномального магнитного поля. Результаты вычислений приводят к выводу о сложном частотном составе поля. Выделяются три основных класса аномалий с частотами:  $f < 0,10 \div 0,15 \text{ км}^{-1}$ ;  $f = 0,15 \div 0,40 \text{ км}^{-1}$ ;  $f > 0,40 \div 0,45 \text{ км}^{-1}$ . Отмечаются два характерных радиуса автокорреляции:  $\tau_{0,3} = 2,5 \div 0,3 \text{ км}$  и  $\tau_{0,3} = 6,0 \text{ км}$ . Региональная компонента характеризуется радиусом нулевой корреляции  $\tau_0 = 12 \div 19 \text{ км}$ .

Аномальное магнитное поле территории АрмССР отличается чрезвычайно сложной структурой, что обусловлено наложением разнопериодных аномалий, связанных с различными по размерам, глубине залегания и намагниченности геологическими объектами [1]. В таких условиях выделение и анализ компонент поля—весьма сложная задача, требующая предварительного изучения спектрального состава исходного аномального поля.

Такую возможность предоставляет применение аппарата теории случайных процессов, основанное на предположении о стационарности<sup>1</sup> и эргодичности аномального магнитного поля.

В данной статье приводятся результаты вычисления выборочных автокорреляционной функции, спектра мощности (энергетического спектра), а также математического ожидания и дисперсии аномального магнитного поля. Вычисления производились по профилям (рис. 1), расположенным вдоль (профили I—IV) и вкрест (профили V, VI) простирания основных тектонических структур и соответствующих им магнитных зон [1, 4]. Использовались дискретные значения  $\Delta T_a$ , определенные через равные интервалы  $\Delta x$ . Автокорреляционная функция (АКФ) вычислялась по формуле [9]:

$$R(\tau) = \frac{1}{n - \tau} \sum_{i=1}^{n-\tau} [\Delta T_a(x_i) - M][\Delta T_a(x_i + \tau) - M],$$

где  $\Delta T_a(x_i)$ —наблюдаемые значения поля по профилю ( $x_i = i\Delta x$ );  $n$ —число значений по профилю (объем выборки);  $\tau$ —интервал смещения, принимаемый последовательно  $0; \Delta x; 2\Delta x; \dots$ ;  $M = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta T_a(x_i)$ —математическое ожидание (среднее значение) поля по профилю. При  $\tau = 0$  АКФ совпадает с дисперсией процесса:

$$R(0) = D = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [\Delta T_a(x_i) - M]^2.$$

Энергетический спектр определялся по АКФ при помощи соотношения преобразования Фурье [9]:

$$W(f) = \int_{-\infty}^{\infty} R(\tau) \cos 2\pi f\tau d\tau.$$

Для получения надежных данных  $R(\tau)$  существенное значение имеют качество исходного магнитометрического материала и правильный выбор параметров:  $L$  (длина профиля),  $\Delta x$  (шаг выборки),  $n$ . В зависимости от поставленной задачи и качества исходного мате-

<sup>1</sup> Многочисленными исследованиями установлено, что аномальное магнитное поле имеет кусочно-стационарный характер, т. е. оно является стационарным в пределах регионов, отличающихся преимущественно однотипным глубинным строением [5, 6, 8 и др.].



риала эти параметры могут быть выбраны по-разному, однако, с обязательным соблюдением принципа соразмерности. Протяженность профиля  $L$  должна соответствовать максимальным периодам тех составляющих поля, которые подлежат исследованию. Для изучения обширных региональных аномалий рекомендуются профили протяженностью 1000 и более километров [8]. В работе [12] для исследования тектонических особенностей Канадского щита вычисления АКФ производились по профилям протяженностью 75–300 км. Шаг выборки  $\Delta x$  согласно теореме Котельникова позволяет получить информацию о всех гармониках, период которых  $\geq 2\Delta x$ . Объем выборки  $n$  связан с длиной профиля и шагом выборки соотношением  $L = n \cdot \Delta x$ . Он, как рекомендуется в работе [12], должен быть не менее 200.

В данном случае был использован однородный исходный материал — крупномасштабная аэромагнитная карта, снятая с высоты  $80 \pm 20$  м от поверхности и отражающая фактически весь спектр магнитных аномалий. Длина профилей предопределялась границами аэромагнитной съемки и составляла 130–250 км.

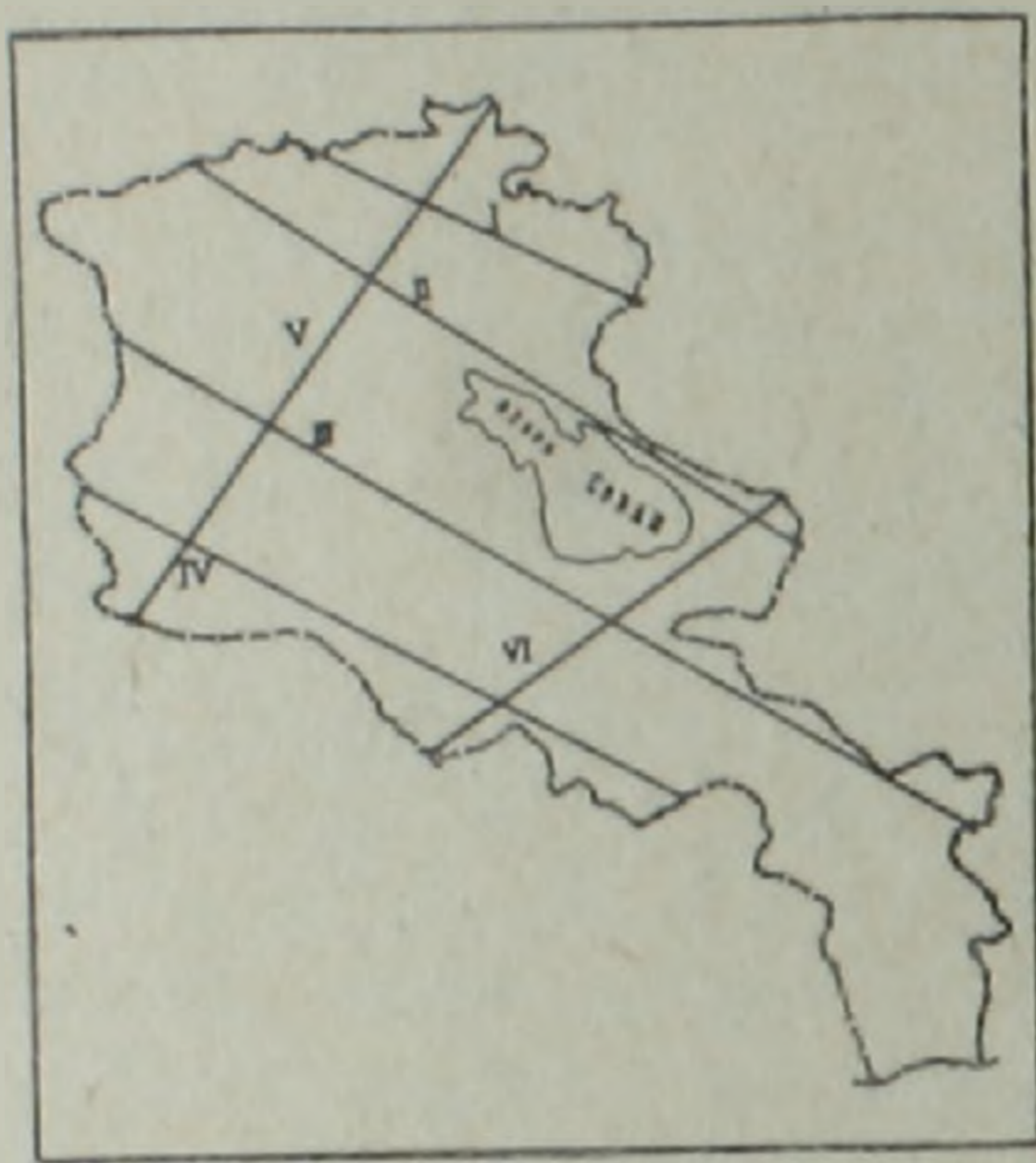


Рис. 1. Схема расположения профилей, по которым рассчитаны АКФ.

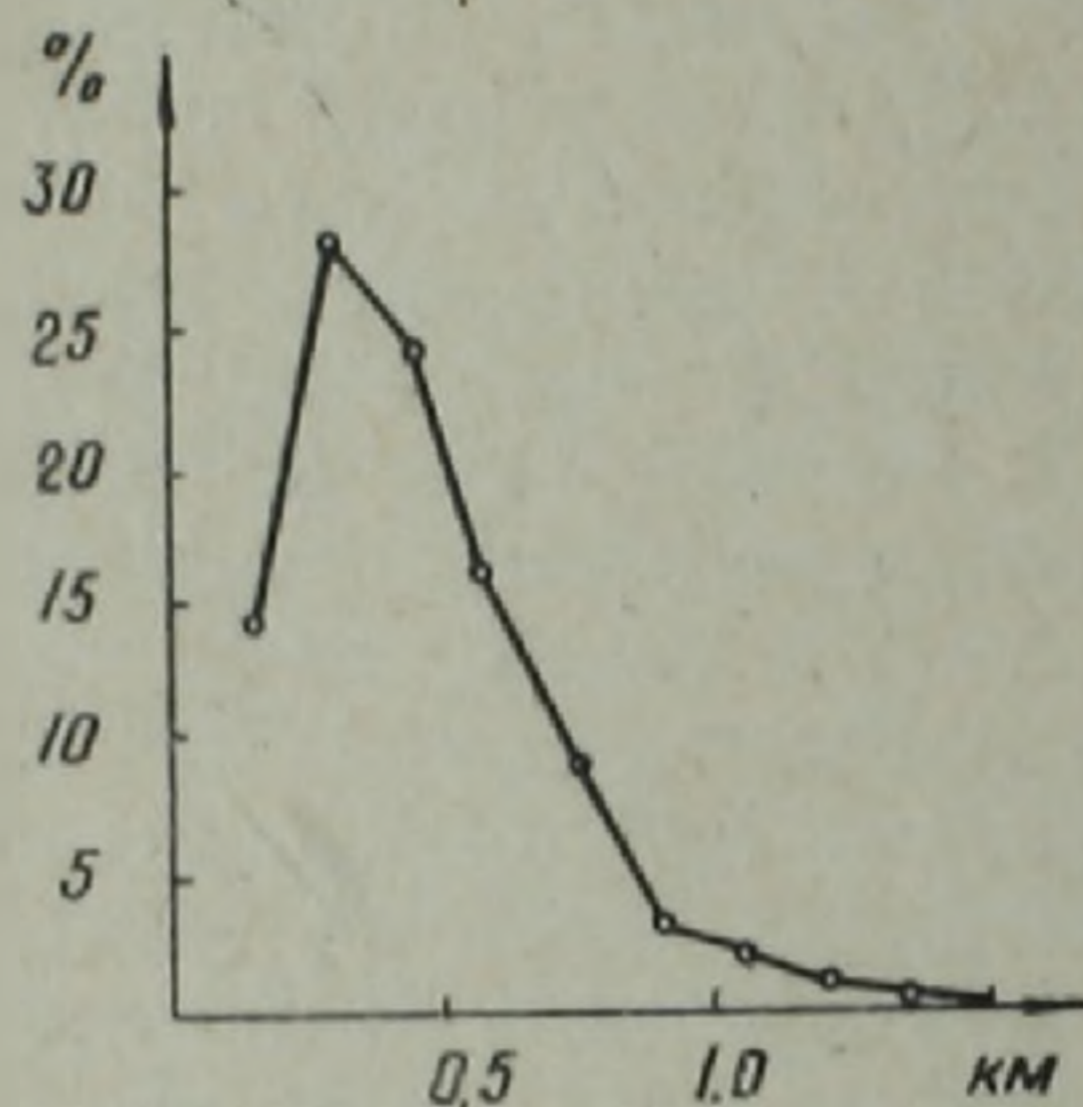


Рис. 2. Вариационная кривая поперечных размеров локальных магнитных аномалий.

Для выбора параметра  $\Delta x$  был проведен предварительный анализ размеров локальных аномалий, визуально выделяемых на исходной аэромагнитной карте. Как видно из рис. 2, изображающего вариационную кривую поперечников 1450 локальных аномалий, более чем 65% из них имеют размеры, не превышающие 0,5 км. Природа этих аномалий более или менее известна — они наблюдаются, в основном, в неовулканическом поясе Армении и связываются с различными субвулканическими телами и другими приповерхностными неоднородностями [3, 11]. Несравненно мало данных о более длинноволновых составляющих поля. Поэтому был выбран допустимый для данного масштаба съемки минимальный шаг выборки  $\Delta x = 0,25$  км, который позволяет включить в корреляционный анализ аномалии с поперечником  $\geq 0,5$  км и исключает более мелкие аномалии. Объем выборок при этом составлял от 445 до 1000. Величина смещения по профилям не превышала 20% длины реализации.

На рис. 3 представлены нормированные АКФ, определенные как  $R_{ii}(\tau) = R(\tau)/R(0)$ . Те из них, которые рассчитаны для продольных профилей (I–IV), отличаются общей особенностью, выражающейся в резком спаде величины  $R_{ii}(\tau)$  при смещении  $\tau = 1 \div 2$  км. Радиус автокорреляции  $\tau_{0,3}$  при котором практически теряется статистическая связь аномалий ( $R_{ii}(\tau_{0,3}) = 0,3$ ), не превышает 3 км. Такое поведение АКФ объясняется быстро осциллирующим характером аномального магнитного поля, хотя при рассмотрении энергетических спектров (рис. 4), рассчитанных для тех же профилей, становится очевидным, что большая часть мощности сосредоточена на низких частотах.



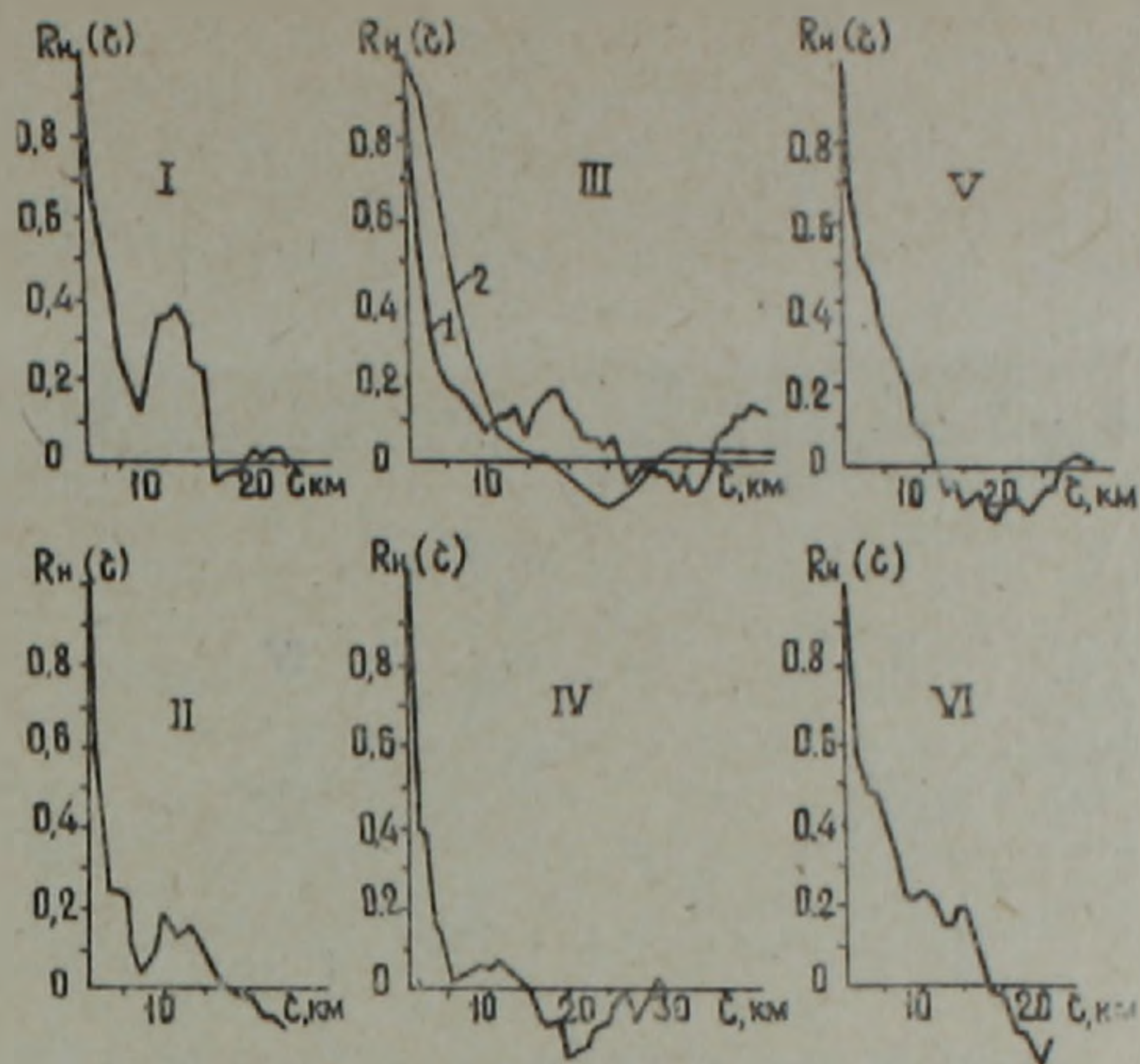


Рис. 3. АКФ по продольным (I—IV) и поперечным (V—VI) профилям.

Кроме того, кривые  $R_n(\tau)$  по продольным профилям отличаются одинаковой формой: все они имеют минимумы на интервалах смещения 5—10 км, соответствующие локальной компоненте поля, и вторичные максимумы на интервалах смещения 10—15 км, отражающие скрытую периодичность в поведении исходного магнитного поля.

В то же время статистические характеристики аномального магнитного поля от профиля к профилю заметно меняются, что связывается с зональной гетерогенностью изучаемой территории.

Так, профиль I является представительным для Сомхето-Карабахской тектонической зоны<sup>1</sup>. Магнитное поле по этому профилю отличается сравнительно спокойным характером:  $M=10$  нТл,  $D=3,4 \cdot 10^4$  нТл<sup>2</sup>. АКФ характеризуется резко выраженным максимумом на интервале смещения около 10 км. По энергетическому спектру выявляются три класса аномалий, разделенных минимумами на частотах  $0,10—0,15$  км<sup>-1</sup> и  $0,45—0,50$  км<sup>-1</sup>. Региональная компонента характеризуется радиусом нулевой корреляции  $\tau_0=16$  км. Локальная компонента ( $f > 0,5$ ) связывается с высокомагнитными вулканогенными образованиями юры, мела и эоцена, залегающими на поверхности. Промежуточная компонента, характеризующаяся широким диапазоном частот ( $0,15—0,45$  км<sup>-1</sup>), возможно связана с различными по размерам и глубине залегания интрузиями, широко распространенными в этой зоне. Значительная часть мощности промежуточного класса аномалий сосредоточена на частотах  $0,15—0,25$  км<sup>-1</sup>.

Профиль II является представительным для Присеванской тектонической зоны. По этому профилю  $M=200$  нТл,  $D=1 \cdot 10^5$  нТл<sup>2</sup>. Частотный состав поля достаточно сложный. Радиус автокорреляции составляет 2,5 км. Региональная компонента характеризуется радиусом нулевой корреляции  $\tau_0=17$  км. Отмечаются два вторичных максимума  $R_n(\tau)$  при интервалах смещения 3—4 и 10—12 км. На энергетическом спектре выделяются промежуточные между локальной и региональной компонентами частоты:  $0,15 < f < 0,40$  км<sup>-1</sup>. Судя по исходному полю, они соответствуют интенсивным аномалиям с поперечником до

<sup>1</sup> Здесь и далее тектонические зоны рассматриваются согласно схеме А. Т. Асланяна [2], с которой магнитные зоны коррелируются наиболее близко [4].



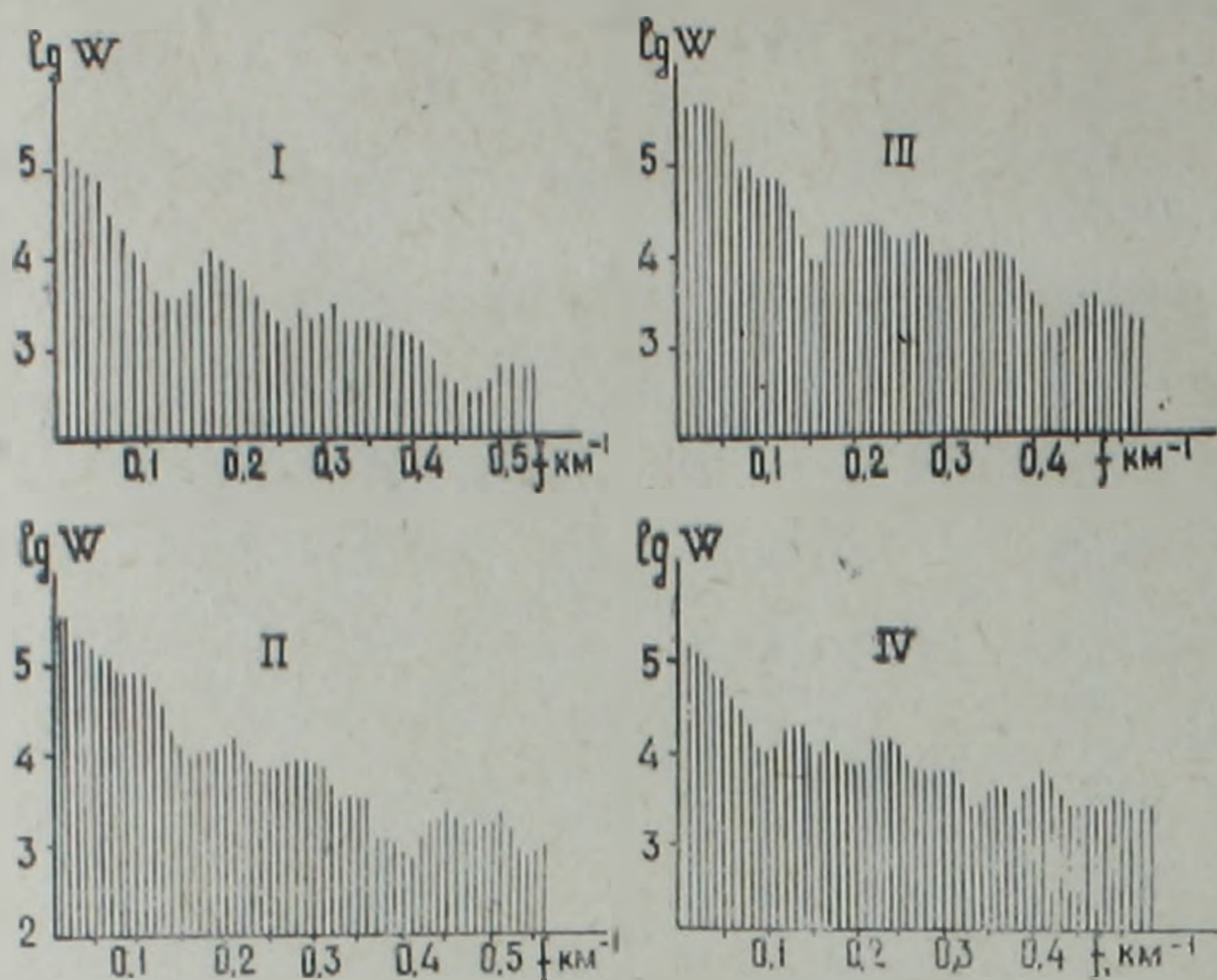


Рис. 4. Энергетические спектры по профилям I—IV.

5—7 км, наблюдаемым вдоль северо-западного побережья оз. Севан. Эти аномалии связываются с высокомагнитными интрузиями габбро-перидотитовой формации.

Профиль III был выбран таким образом, чтобы охарактеризовать неовулканическую зону Армении, отличающуюся наиболее сложным аномальным полем. В тектоническом отношении профиль представляет преимущественно для Мисхано-Зангезурской зоны. Магнитное поле по этому профилю характеризуется высокой аномальностью ( $D = 2 \cdot 10^5 \text{ нТл}^2$ ), что обусловлено насыщенностью верхней части разреза магнитными телами [4], а также широким развитием нормально и обратно намагниченных эффузивов, создающих «магнитный рельеф». Математическое ожидание имеет положительный знак и достигает максимального значения (220 нТл) для изучаемой территории. АКФ характеризуется резким затуханием на первых километрах смещения ( $\tau_{0,3} = 3 \text{ км}$ ) и относительно слабым затуханием при интервале смещения 4—10 км. На интервалах  $\tau = 13 \text{ км}$  и  $\tau = 18 \text{ км}$  отмечаются слабо выраженные периодичности. По энергетическому спектру выделяются, как и на предыдущих профилях, три основные компоненты поля, отделенные узкими ( $f = 0,14—0,17$  и  $f = 0,42—0,43$ ) и слабыми, по изменению интенсивности спектральной мощности, минимумами. На рис. 3 для профиля III представлена также АКФ, рассчитанная<sup>1</sup> по данным высотной аэромагнитной съемки (высота полета 4200 м), при которой локальная компонента поля практически исчезает. Как видно из рисунка, графики АКФ суммарного аномального поля (кривая 1) и его длинноволновой компоненты (кривая 2) существенно отличаются между собой не только на малых, но и на больших интервалах смещения, соответствующих низкочастотной части спектра. При этом интересно, что радиусы нулевой корреляции получаются разные: в одном случае  $\tau_0 = 27 \text{ км}$ , в другом —  $\tau_0 = 19 \text{ км}$ .

Причина такой «несогласованности», по всей вероятности, заключается в «магнитном рельефе», созданном относительно маломощными, однако сильно намагниченными лавами. Аномальное магнитное поле, наблюдаемое с небольших высот, отражает суммарный эффект всего разреза и при определенном сочетании направления намагниченности и взаимного расположения поверхностных и глубинных магнитных масс может создать ложное представление о существовании длин-

<sup>1</sup> Шаг выборки составлял 1 км, объем выборки— $n = 279$ .



нопериодных составляющих поля. Учитывая это обстоятельство, наиболее вероятным значением радиуса нулевой корреляции региональной компоненты поля по профилю III следует считать  $\tau_0 = 19$  км, полученное по данным высотной аэромагнитной съемки.

Профиль IV представителен для Араксинского оротектонического пояса. Дисперсия поля здесь не высока ( $D = 5 \cdot 10^4$  нТл<sup>2</sup>). Математическое ожидание  $M = 70$  нТл. Четко выделяются лишь две составляющие поля с радиусами корреляции 5 км и около 15 км.

Поперечные профили V—VI пересекают основные тектонические структуры и соответствующие им магнитные зоны, вкrest их простирания. Последние выделяются в виде чередующихся широких максимумов и минимумов [4] и, по сути дела, представляют собой аномалии первого порядка для исследуемой территории. Таким образом, поперечные профили характеризуют аномальное магнитное поле в региональном плане. В соответствии с этим АКФ по этим профилям фиксируют, в основном, лишь региональную компоненту поля с радиусами корреляции  $\tau_{0,3} = 6$  км и  $\tau_0 = 12 \div 18$  км (рис. 4), отражающими горизонтальную мощность и глубину залегания источников региональных аномалий.

Таким образом, статистический анализ аномального магнитного поля территории АрмССР приводит к выводу о сложном его частотном составе. На этом фоне выделяются три основных класса аномалий с частотами:  $f < 0,10 - 0,15$  км<sup>-1</sup>;  $f = 0,15 \div 0,40$  км<sup>-1</sup>;  $f > 0,40 - 0,45$  км<sup>-1</sup>. Отмечаются два характерных радиуса автокорреляции:  $\tau_{0,3} = 2,5 \div 3$  км и  $\tau_{0,3} = 6$  км. Региональная компонента характеризуется радиусом нулевой корреляции  $12 \div 19$  км. О наличии более длинноволновых аномалий в связи с ограниченностью исследуемой территории трудно судить.

Одинаковая форма АКФ и близкие значения ее параметров ( $\tau_{0,3}, \tau_0$ , периодичности) по профилям I—IV в общем указывают на стационарность аномального магнитного поля по генеральным простираниям структур.

Вышеприведенные результаты статистического анализа будут использованы в дальнейшем для расчета весовой функции и частотной характеристики фильтра при разделении указанных компонент магнитного поля. А пока, пользуясь тем, что АКФ дает возможность оценить интервал, за пределами которого характер аномального магнитного поля становится практически случайным, можно получить некоторые сведения о мощности магнитоактивного слоя земной коры и, таким образом, оценить глубину изотермы Кюри. Так, если предположить, что полученные значения  $\tau_0$  соответствуют длинноволновой компоненте поля для данного региона, а функция  $R(\tau)$  отражает среднее статистическое распределение горизонтальных цилиндров<sup>1</sup> вдоль поперечных профилей, то по зависимости  $H = 0,637 \tau_0$ , заимствованной из работы [7], получим следующие значения ориентировочной глубины<sup>2</sup> этого среднего статистического цилиндра:  $H = 11$  км для профиля VI и  $H = 8$  км для профиля V. Отсюда следует, что осредненная, по этим профилям, глубина изотермы Кюри не должна превышать соответственно 22 и 16 км.

Институт геофизики и  
инженерной сейсмологии  
АН Армянской ССР

Поступила 23. VIII. 1985.

<sup>1</sup> Исходя из линейных форм региональных аномалий, можно полагать, что они вызваны телами, близкими по форме к горизонтальному цилиндру.

<sup>2</sup> Точность оценки глубины зависит от степени изолированности аномалий [10].



## ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԱՆՈՄԱԼ ՄԱԳՆԵՏԱԿԱՆ ԴԱՇՏԻ ՎԻՃԱԿԱԳՐԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳՐԵՐԸ

## Ա մ փ ո փ ու մ

Գնահատված են անոմալ մագնիսական դաշտի մաթեմատիկական սպասումը, դիսպերսիան, ինքնահամահարաբերակցական ֆունկցիան և էներգետիկ սպեկտրը: Հաշվումների արդյունքները վկայում են անոմալ մագնիսական դաշտի բարդ հաճախականական կազմի մասին: Առանձնացվում են անոմալիաների երեք հիմնական դասեր՝ հետևյալ հաճախականություններով.  $f < 0,10 \div 0,15$  կմ<sup>-1</sup>,  $f = 0,15 \div 0,40$  կմ<sup>-1</sup>,  $f > 0,40 \div 0,45$  կմ<sup>-1</sup>: Դիտվում են ինքնահամահարաբերակցության երկու բնորոշ շառավիղներ՝  $\tau_{0,3} = 2,5 \div 3,0$  կմ և  $\tau_{0,3} = 6$  կմ: Դաշտի ռեգիոնալ բաղադրիչը բնութագրվում է  $\tau_0 = 12 \div 19$  կմ զրոյական համահարաբերակցության շառավիղով:

M. S. BADALIAN, H. M. KHURSHUDIAN

## THE ANOMALOUS MAGNETIC FIELD STATISTICAL CHARACTERISTICS OF ARMEINA

## A b s t r a c t

Mathematical expectation, dispersion, autocorrelation function and power spectrum of the anomalous magnetic field have been calculated. The calculation results show a complex field frequency composition. Three main classes of anomalies with frequencies  $f < 0,10 \div 0,15$  km<sup>-1</sup>;  $f = 0,15 \div 0,40$  km<sup>-1</sup>;  $f > 0,40 \div 0,45$  km<sup>-1</sup> are marked out. Two characteristic autocorrelation radii are distinguished:  $\tau_{0,3} = 2,5 \div 3,0$  km and  $\tau_{0,3} = 6,0$  km. The regional component is characterized with a zero correlation radius  $\tau_0 = 12 \div 19$  km.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян Ц. Г. Аномальное магнитное поле и его геологическое истолкование. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. X, Геофизика. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972, с. 84—124.
2. Асланян А. Т. Тектоника. — В кн.: Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, М.: Недра, 1970, с. 368—395.
3. Бадалян М. С. Особенности глубинного строения вулканов Гегамского нагорья по геофизическим данным. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, т. XXX, № 2, с. 59—67.
4. Бадалян М. С., Оганесян Ш. С., Пирюзян С. А. О некоторых соотношениях между геофизическими полями и новейшим вулканизмом Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, т. XXXI, № 1, с. 47—57.
5. Берлянд Н. Г., Розе Е. Н. Применение корреляционного анализа для районирования потенциальных геофизических полей. — Геомагнетизм и аэрономия, 1971, т. XI, № 2, с. 313—319.
6. Крутиховская З. А., Пашкевич И. К., Силина И. М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1982, 215 с.
7. Луговенко В. Н. Исследование морфологии геомагнитного поля с помощью автокорреляционного анализа. — Геомагнетизм и аэрономия, 1966, т. VI, № 5, с. 949—951.
8. Луговенко В. Н. Стационарность случайного процесса, аппроксимирующего аномальное магнитное поле. — Геомагнетизм и аэрономия, 1967, т. VII, № 2, с. 386—387.
9. Никитин А. А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М.: Недра, 1978, 280 с.



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.