

ՀԱՄԱՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Դուլյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Ի. Մաղաբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ս. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Հ. Մ. Վանցյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор), член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадолян, канд. геол.-мин. наук Г. М. Ванцян, член-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР Н. Г. Магакьян, акад. АН Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ
Հիմնված է 1943 թ.

Журнал выходит 6 раз в год
Основан в 1943 г.

Խմբագրության հասցեն՝
375019, Երևան 19, Բարեկամություն 24ա.

Адрес редакции:
375019, Ереван 19, Барекамутян, 24а.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

А. Т. Асланян. Квазисуточная нутация и магнитное поле Земли	3
Г. П. Тамразян. Главнейшие пространственно-временные закономерности сейсмо- тектонического развития Земли в XX веке	17
Р. Т. Джрбашян, А. А. Садоян. Особенности верхнеэоценового вулканогенно-оса- дочного литогенеза Вайоцдзора	32
Л. П. Яшвили. Минеральный состав и генезис марганцевых руд северо-восточного побережья оз. Севан	42
К. И. Карапетян. Условия формирования пещерных отложений нижнепалеолити- ческой стоянки Бреван-1	52
А. А. Халатян, Р. П. Сепоян, Н. Н. Громова, С. В. Мирошникова, Ю. Г. Шопин. Центрально-кольцевые структуры Кафанского рудного поля по данным магнитной съемки	61
Г. М. Мкртчян, М. Я. Мартиросян. Проблема обеспечения правильности и единст- ва аналитических измерений в современной геологии	68
Р. Зейм. К геохимии перимагматических процессов гранитизации в пределах мас- сива Брокен (Гарц—ГДР)	76
Х. А. Аветисян. Взаимосвязь между рельефом и расселением населения (на при- мере Армянской ССР)	82
А. А. Асланян. Французская экспедиция 1952 г. на вершине Большого Арарата	88

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԴԻՐ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 4

Հատոր XXXI

1978

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան. Երկրի համօրյա քվադրի նոտացիան և մագնիսական դաշտը . . .	3
Դ. Պ. Թամրազյան. Երկրագնդի սելսմոտեկտոնիկ զարգացման կարևորագույն տարածա- ժամանակային օրինաչափությունները XX դարում . . .	17
Թ. Տ. Ջրբաշյան. Ա. Հ. Սալոյան. Վայոցձորի վերին էոցենյան հրաբխա-նստվածքային լիթոգենեզի առանձնահատկությունները . . .	32
Լ. Փ. Յաշվիլի. Սևանա լճի հյուսիսարևելյան առափնյա մասերի մանգանային հան- քանյութերի միներալային կազմը ու ծագումը . . .	42
Կ. Ի. Կաբալետյան. Երևան I ստորին պալեոլիթային կայանի բարայրային նստվածք- ների առաջացման պայմանները . . .	52
Ա. Ա. Խալաթյան, Ռ. Պ. Սևյոյան, Ն. Ն. Դրոմովա, Օ. Վ. Միրոշնիկովա, Յու. Գ. Շո- պին. Ղափանի հանքային դաշտի կենտրոնական-ողակային ստրուկտուրաները մագնիսական հանույթի տվյալներով . . .	61
Գ. Մ. Մկրտչյան, Մ. Յա. Մարտիրոսյան. Անալիտիկ չափումների ճշտության և միաս- նականության ապահովման խնդիրը ժամանակակից երկրաբանության մեջ . . .	68

Համառոտ հաղորդումներ

Ռ. Ալյմ. Բրոկեն զանգվածի (Հարց. ԳԴՀ) սահմաններում գրանիտացման պերիմագ- մատիկ պրոցեսների գեոքեմիայի շուրջը . . .	76
Խ. Ա. Ավետիսյան. Բնակչության տարաբնակեցման և ունեիքի միջև եղած փոխադարձ կապը (Հայկական ՍՍՀ օրինակով) . . .	82
Ա. Ա. Ասլանյան. 1952 թվականի ֆրանսիական արշավախումբը Արարատի գագաթին . . .	88

УДК 550.38

А. Т. АСЛАНЯН

КВАЗИСУТОЧНАЯ НУТАЦИЯ И МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Магнитный дипольный момент Земли $Q = 8,13 \cdot 10^{25}$ СГС, отнесенный к сфере радиуса $R = 6,37 \cdot 10^8$ см, соответствует напряженности магнитного поля

$$H = \frac{1}{2} H_p = \frac{Q}{R^3}, \quad (1)$$

равной половине напряженности поля на полюсах $H_p = 0,63$ гс.

Если рассматривать этот момент в непосредственной причинной связи с электрическими токами адекватной ему мощности и принять среднюю площадь токовой петли равной площади экваториального сечения ядра Земли с $r = 3470$ км, то сила тока $i = Q/4\pi r^2$ составит $5,29 \cdot 10^9$ СГС или $5,29 \cdot 10^9$ ампер [см. 12].

Для создания момента Q должна быть совершена работа $A = -\vec{Q} \cdot \vec{H}$, необходимая для упорядоченной ориентации (поляризации) примитивных носителей магнетизма по всей планете. Она равна в то же время работе, которую совершает вихревое электрическое поле при включении магнитного поля H , и эквивалентна энергии

$$U = \frac{\mu H^2}{8\pi} \cdot \frac{4}{3} \pi R^3. \quad (2)$$

По законам электродинамики с магнитным моментом Q связан вращательный момент

$$\vec{D} = \vec{Q} \times \vec{H}, \quad (3)$$

направленный против механического вращательного момента, поскольку магнитное поле имеет тенденцию уменьшать тяготение и увеличивать объем вмещающего его гравитирующего тела [см. 3,5]. Если момент (3) существует, но кинематически не проявляется, то следует полагать, что он компенсирован противоположно направленным механическим моментом, представляющим произведение момента количества прецессионного движения $\vec{L}$ и вектора собственной прецессии (нутаии) $\vec{\Omega}$

$$\vec{N} = \vec{L} \times \vec{\Omega}. \quad (4)$$

При этом, если иметь в виду, что круговые электрические токи, обладающие моментом (1), прецессируют вокруг направления дипольного магнитного поля $\vec{H}$ с частотой $\vec{\Omega}$, то прецессия (нутаия) должна создать момент количества движения $\vec{L}$, и должно соблюдаться векторное равенство

$$\vec{L} \times \vec{\Omega} = \vec{Q} \times \vec{H}. \quad (5)$$

В микроскопической электродинамике с учетом гиромагнитных эффектов Барнетта (намагничение ферромагнетика при вращении) и Эйнштейна-де Хааза (вращение ферромагнетика при намагничении) равенство (5) интерпретируется в том смысле, что в неподвижной системе отсчета магнитное поле сообщает прецессирующим токовым кольцам-гироскопам такой же момент количества движения $\vec{L}$, какой ему сообщает прецессия $\vec{\Omega}$ в системе отсчета, вращающейся вместе с телом [см. 3,5].

С точки зрения релятивистской динамики равенство (5) указывает на то обстоятельство, что *электромагнитные и механические силы, взаимно уравновешиваясь в неподвижной системе отсчета, уравновешиваются также в движущейся системе отсчета, ввиду того, что эти силы при переходе из одной системы в другую преобразуются одинаковым образом.* Это положение, как известно, получило блестящее подтверждение в классическом опыте Траутона-Нобля [см. 3].

Исходя из условия (5), следует искать в движениях Земли возможность прецессии с частотой Ω и связанный с этой прецессией механический момент вращения $\vec{N} = \vec{L} \times \vec{\Omega}$, могущий компенсировать момент $\vec{D} = \vec{Q} \times \vec{H}$.

В упрощенной теории Эйлера частота собственных прецессионных колебаний (свободных нутационных колебаний) для абсолютно твердой модели Земли в системе подвижных осей (осей инерции А, С) определяется из квадратного уравнения

$$(\Omega - h^2 \omega)(\Omega + \omega) = 0, \quad (6)$$

где ω — угловая скорость вращения, а h^2 — динамическое сжатие Земли, равное $(C - A)/C = 1/305,51$.

Первый корень этого уравнения $\Omega_1 = h^2 \omega$ определяет период свободной нутации Эйлера $2\pi/\Omega_1 = 2\pi/h^2 \omega = 305$ дней. Второй корень, как показано в работах Пуанкаре, Ламба, Молоденского и др. [4,7,8,11],

$$-\Omega_2 = \omega = 2\pi/T \quad (7)$$

представляет резонансную частоту, т. е. он характеризует свободную нутацию с суточным периодом $T \approx 24$ ч.

Для абсолютно твердой модели Земли колебания с таким периодом кинематически не выражаются (носят потенциальный характер) и поэтому решение уравнения (6) $\Omega_2 = -\omega$ для этой модели считается тривиальным [подробнее см. 7].

Вещество, заключенное в двух нутационных конусах Земли с углом раствора 2β , радиусом основания $r = R \sin \beta$ и средней плотностью $\rho = 3M/4\pi R^3$ обладает массой

$$m_0 = \frac{1}{2} M \sin^2 \beta, \quad (8)$$

моментом количества движения

$$L = km_0 \omega R^2 \quad (9)$$

и кинетической энергией нутационного движения

$$E_{\omega} = \frac{1}{2} L \omega = \frac{1}{2} km_0 \omega \Omega R^2. \quad (10)$$

Для абсолютно твердого недеформируемого гравитирующего тела единственным видом потенциальной энергии, могущей быть преобразованной в кинетическую энергию, является энергия магнитного поля (2). Согласно теореме вириала в кинетическую энергию переходит половина этой энергии

$$E_k = \frac{\mu H^2}{16 \pi^2} \cdot \frac{4}{3} \pi R^3 = \frac{\mu H^2}{16 \pi^2} \cdot \frac{M}{\rho}. \quad (11)$$

Полагая $\vec{D} = \vec{Q} \times \vec{H}$ из (3) равным $\vec{N} = \vec{L} \times \vec{\Omega}$ из (5) или соответственно приравнивая энергию магнитного поля (2), рассматриваемую в теории Максвелла как потенциальную энергию, к полной энергии нутационного движения (11), получим при единичной магнитной проницаемости среды ($\mu = 1$) и условии $\Omega = \Omega_2 = -\omega$, $\omega R = v$, $\beta \ll 1''$,

$$H = v \sin \beta \sqrt{4\pi k \rho} \cong v \beta \sqrt{4\pi k \rho} \quad (12)$$

или, обозначая $v \sin \beta = v \beta = \Delta v$ и $k \rho = \bar{\rho}$, придем к известной в магнитной гидродинамике формуле (см. 2)

$$H = \Delta v \sqrt{4\pi \bar{\rho}}^*. \quad (13)$$

* Формула, аналогичная (12) в виде $H = \beta_0 v \sqrt{4\pi k \rho}$, была получена автором в 1960 г., однако в ней положено $\beta^0 = \beta = v/c$ (c — скорость света) в предположении, что энергия E_k в (11) равняется разности энергий вращения Земли в неподвижной и движущейся

системах отсчета $\left(E_0 = \frac{1}{4} \beta_0^2 M \omega^2 R^2 \right)$, а механический вращательный момент создается

в результате лоренцова сокращения размеров Земли в направлении мгновенно-поступательного ее движения (со скоростью $v = \omega R$) и равняется произведению силы инерции $F = km \omega^2 R$ на величину сокращения радиуса $d = \frac{1}{2} \beta_0^2 R$, т. е. $N = Fd = \frac{1}{2} km_0 \omega^2 R^2$.

Правомерность этих выкладок может оспариваться в том смысле, что момент сил является здесь постоянным, а система отсчета наземного сопутствующего наблюдателя является не инерциальной, а мгновенно-инерциальной, хотя известно, что ускорение силы тяжести на Земле примерно в 300 раз превосходит центробежное ускорение на экваторе. Принимая во внимание, что в (12) максимум β соответствует экстремальному случаю абсолютно твердой модели Земли, способной накапливать максимум механических напряжений (по теории Ньюкомба), мы склонны думать, что замена в (12) β на $\beta_0 = v/c$ будет правомерной для этого экстремального условия, и в общем случае β находится в тесной зависимости от хода релаксационных процессов в Земле [см. 1].

Укажем также, что формула $H = \beta_0 v \sqrt{4\pi k \rho} = \frac{v^2}{c} \sqrt{4\pi k \rho}$ дает для пульсаров $H = 10^9$ —

— 10^{10} гс, для Солнца $H = 3$ гс.

Для Земли угловая скорость вращения равняется $v = 4,65 \cdot 10^4$ см/сек, безразмерный момент инерции $k = 0,331$, средняя плотность $\rho = 5,517$ г/см³, угол β колеблется обычно в пределах $0,06'' - 0,3''$, $\bar{\beta} = 1,55 \cdot 10^{-6}$ ($R\bar{\beta} = 10$ м) и, следовательно, $H = 0,315$ гс [1, 9, 17]. Соответственно скорость „дрейфа“ поля H , равная линейной скорости прецессии полюса инерции вокруг полюса вращения, будет $\Delta v = 2\pi\bar{\beta}R/T = R\bar{\beta}\omega = 0,072$ см/сек.*

Внешняя часть ядра Земли между глубинами 5070 км и 2880 км является для поперечных волн непроницаемой и считается поэтому жидкой. Поскольку силы сцепления между мантией и ядром по этой причине являются сравнительно небольшими, то представляется достаточно вероятным возможность дифференциального вращения между ними под воздействием нутационно-прецессионных движений и суточных приливов. Эта задача была рассмотрена в прошлом веке Хафом (Hough, 1895) и Слудским (1895), позднее более обстоятельно изучалась Пуанкаре, Ламбом, Джеффрисом, Молоденским [4, 7, 11].

Основные уравнения, характеризующие нутационные колебания системы жидкое ядро—твердая мантия (с эллипсоидальной конфигурацией) по Джеффрису, имеют вид

$$\Omega [F(\Omega + \omega) + (A_1 \Omega + C_1 \omega) b] = 0 \quad (14)$$

$$(\Omega + \omega) \{[A\Omega - (C - A)\omega] + F\Omega b\} = 0, \quad (15)$$

где в дополнение к прежним обозначениям A_1 и C_1 —экваториальный и полярный моменты инерции ядра Земли, $F = (A_1^2 - \epsilon_1^2 A_1^2)^{1/2}$, $(C - A)/A = k^0$, ϵ_1 — полярное сжатие ядра, b — отношение смещения мантии к смещению ядра ($A_1/A = 0,112$, $\epsilon_1 = 1/400$, $A \cong C = 80,6 \cdot 10^{43}$ г. см², $A_1 = C_1 = F = 9,07 \cdot 10^{43}$ г. см²).

* Если равенство (5) не соблюдается ($D \neq N$), формула (13) записывается в виде $H = s\Delta v \sqrt{4\pi\rho}$, причем условие $s \ll 1$ указывает на то, что магнитное поле на движение масс не влияет. Условие $s=1$ характеризует проводящие массы. В магнитной гидродинамике s определяется как мера индукционного торможения проводящей жидкости, движущейся в магнитном поле H . На движение элементарных носителей магнетизма, рассматриваемых в модели как гироскопы, влияют все нутационно-прецессионные движения—как свободные, так и вынужденные. Нутационные колебания ось фигуры Земли совершает вокруг оси вращения под небольшими углами и воображаемая ось магнитного диполя практически совпадает с осью вращения. В этом отношении резко выделяются прецессионные колебания Земли, обусловленные притяжением Луны и Солнца. Прецессия эта выражается движением оси вращения Земли по конической поверхности за время около 26000 лет вокруг оси, перпендикулярной к плоскости эклиптики и образующей угол с осью вращения Земли $23,5^\circ$. Тот факт, что реальный геомагнитный осевой диполь наклонен к оси вращения Земли под углом $11,5^\circ$

$\left[\approx \frac{1}{2} (23,5) \right]$ объясняется, по-видимому, ориентацией осей элементарных носителей магнетизма параллельно промежуточной оси, проходящей между указанными осями нутационного и прецессионного конусов Земли.

Чандлеровский корень уравнения (14) $\Omega = \Omega_1 = h^0 \omega$ указывает на то, что ядро имеет произвольное начальное смещение в отношении мантии и смещение это в дальнейшем сохраняется. В этом случае из (14) следует

$$b \simeq - \frac{F}{C_1} \simeq -1,$$

т. е. практически ядро относительно осей инерции не смещается. Для корня $\Omega_2 = -\omega$, характеризующего квазисуточную нутацию, уравнение (15) дает

$$b = - \frac{C}{F} \simeq \frac{81 \cdot 10^{43}}{9 \cdot 10^{43}} \simeq 9,$$

т. е. мантия имеет в отношении ядра и осей инерции значительное смещение.

Н. Н. Парийский образно представляет указанные колебания мантии как свободное болтание оси инерции мантии около мгновенной оси вращения Земли с периодом около 24 ч, причем эти колебания находятся в резонансе с суточными твердыми приливными колебаниями Земли.

По новейшим наблюдательным данным, вызываемое Солнцем и Луной приливное трение [см. 5,7] меняет скорость вращения Земли на расчетную величину $(\Delta\omega/\omega)_r = -4,8 \cdot 10^{-8}$ за 100 лет; фактическое значение $(\Delta\omega/\omega)_f = -2,8 \cdot 10^{-8}$ за 100 лет. Разность в $(\Delta\omega/\omega)_d = 2,0 \cdot 10^{-8}$ за 100 лет компенсируется уменьшением радиуса Земли на относительную величину

$$\frac{\Delta R}{R} = - \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\omega}{\omega} \right)_d \quad (16)$$

и соответствует сокращению его на $\Delta R = 6,37$ см за 100 лет.

Поскольку изменение объема Земли приходится в основном на ее мантию, а ядро (существенно металлическое и намагниченное со средним составом, вероятно, Fe_3NiSi и репрезентативным атомным номером $Z=24$) является практически несжимаемым, то под влиянием кориолисовых сил, мантия и кора вместе с наземным наблюдателем, приобретают в отношении ядра дифференциальную переносную скорость вращения на восток.

Таким образом, в соответствии с (14, 15) и (16) в сопутствующей системе отсчета, вращающейся с угловой скоростью мантии и коры ω , ядро Земли вращается со скоростью $-\beta\omega$. По законам электродинамики ядро для такого сопутствующего наблюдателя оказывается электрически поляризованным телом, а Земля в целом в условиях контракции работает как униполярная динамомашина, перманентно преобразующая (по закону $HR^3 = \text{const}$) энергию гравитационного поля в энергию близширотных электрических токов, создающих наблюдаемое близмеридиональное магнитное поле. В работе [9] показано, что накопление и релаксация напряжений в толще Земли в ходе перманентной контракции обуславливают чандлеровские колебания полюса согласно зависимости

$2\Delta R/R = h^\circ \sin \beta$ и коррелируют также с изменениями сейсмической активности планеты, причем время затухания колебаний в отношении 1:2 составляет 12,3 лет [см. 6,9]. Такова же величина полупериода (половина двадцатилетнего цикла) малоамплитудных О-В гармонических колебаний главного магнитного поля вокруг оси вращения Земли (проскальзывание всего глобального каркаса силовых линий дипольного поля периодически на запад и на восток по типу колебаний балансира наручного часового механизма). За это время по механизму контракции со-

ласно зависимости $dE_t/dt = \frac{1}{9} Mgv_A g$ — ускорение силы тяжести равно

980 см/сек^2 , $v_r = dR/dt = 2 \cdot 10^{-9} \text{ см/сек}$, $M = 5,98 \cdot 10^{27} \text{ г}$) диссипирует минимум $4 \cdot 10^{28} \text{ эрг}$ энергии (годовой тепловой поток энергии Земли $4 \cdot 10^{28} \text{ эрг}$, годовая энергия землетрясений порядка 10^{26} эрг , энергия магнитного поля $5 \cdot 10^{24} \text{ эрг}$).

Уравнение (13) в рассматриваемой нами задаче может быть интерпретировано в следующем смысле: гироскопические оси элементарных носителей магнетизма вследствие вращения Земли выстраиваются в направлении, параллельном гироскопической оси Земли и образуют главный осевой геомагнитный диполь; вследствие гравитационного сжатия равновесное вращение Земли отклоняется от состояния симметричного вращения и Земля совершает вокруг гироскопической оси нутационные колебания, которые формально сходны с завихренным вращением жидкости, имеющей плотность $\rho = 5,52 \text{ г/см}^3$ и движущейся поперек силовых линий магнитного поля с линейной скоростью $\Delta v = (\omega R) \sin \beta = v_k \sin \beta = (\omega \sin \beta) \cdot R = (R \sin \beta) \omega$ ($R \sin \beta = 10 \mu$ — радиус основания нутационного конуса, $\omega \sin \beta = 10^{-10} \text{ рад/сек}$ — угловая скорость вращения жидкости). Индукционное взаимодействие между магнитным полем и проводящей жидкостью, между электрическим током в движущейся жидкости и самим магнитным полем, по законам магнитной гидродинамики, электронной теории и электродинамики, определяет особенности наблюдаемого магнитного поля Земли. В энергию магнитного поля, электрических токов и нутационного движения переходит перманентно часть энергии гравитационного поля Земли в ходе ее контракции.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 24.V.1978.

A. T. ASLANIAN

THE QUASIDAILY NUTATION AND THE EARTH'S MAGNETIC FIELD

The magnetic dipolar moment of the Earth $Q = 8,13 \cdot 10^{25}$ CGS attributed to the sphere of radius $R = 6,37 \cdot 10^8$ cm corresponds to the magnetic field tension

$$H = \frac{1}{2} H_p = \frac{Q}{R^3}, \quad (1)$$

equal to the half of the field tension on the poles $H_p = 0,63$ gs.

If this moment is considered in the direct casual relationship with an electric current being adequate to its power and if the current loop mean area value is adopted equal to the area of the Earth's core equatorial section with $r = 3470$ km, then the current force $i = Q/4\pi r^2$ will make $5,29 \cdot 10^8$ CGS or $5,29 \cdot 10^9$ amperes [See 12].

For creation of the moment Q the work $A = -\vec{Q} \cdot \vec{H}$ should be carried out which is necessary for regulated orientation (polarization) of primitive magnetic carriers all over the planet. In the same time it is equal to the work which the turbulent electric field carries out when switching on of the magnetic field H , and is equivalent to the energy

$$U = \frac{\mu H^2}{8\pi} \cdot \frac{4}{3} \pi R^3. \quad (2)$$

According to the electrodynamic laws with the magnetic moment Q is connected with the rotating moment

$$\vec{D} = \vec{Q} \times \vec{H}, \quad (3)$$

which is directed against the mechanical rotating moment as the magnetic field has a tendency to decrease the gravitation and to increase the volume of the containing it gravitating body (See 3, 5).

If there exists the moment (3) but it is not kinematically manifested, then it should be assumed that it is compensated by an oppositely directed mechanical moment which represents the product of the precession movement quantity moment $\vec{L}$ and the vector of the free precession (nutation) $\vec{\Omega}$.

$$\vec{N} = \vec{L} \times \vec{\Omega}. \quad (4)$$

Thus, taking into consideration that circular electric currents possessing by the moment (1) precess around the dipole magnetic field direction $\vec{H}$ with frequency $\vec{\Omega}$, then the precession (nutation) should create a moment of the movement quantity $\vec{L}$ and the vector equality

$$\vec{L} \times \vec{\Omega} = \vec{Q} \times \vec{H} \quad (5)$$

should be observed.

In microscopic electrodynamics with consideration of gyromagnetic effects of Barnett (magnetization of a ferromagnetic through rotation) and of Einstein-de Haas (rotation of a ferromagnetic through magnetization) the equation (5) is interpreted in the sense that in the immobile reference system the magnetic field inherits to the precessing current rings-gyroscopes such a movement quantity moment L , as it is inherited itself from the precession Ω in the reference system rotating together with the body [See 3, 5].

From the point of view of relativistic dynamics the equation (5) points out to the fact that electromagnetic and mechanical forces mutually equilibrating each other in the immobile reference system, are also equilibrated in the mobile reference system because while passing from one system into the other these forces are transformed in the same manner. This situation, as it is generally known, had a good confirmation in the Trauton—Noble classical experiment [See 3].

Proceeding from the condition (5) it is necessary to search in the Earth's movements for the possibility of precession with frequency Ω and connected with this precession the mechanical rotation moment $\vec{N} = \vec{L} \times \vec{\Omega}$ which can compensate the moment $\vec{D} = \vec{Q} \times \vec{H}$.

In the symplified Euler theory the frequency of free precessional oscillations (free nutational oscillations) for an absolutely solid model of the Earth in the system of mobile axes (axes of inertia A, C) is determined from the square equation

$$(\Omega - h^0 \omega)(\Omega + \omega) = 0, \quad (6)$$

where ω is the angular rotation speed and h^0 is the Earth's dynamic compression equal to $1/305,51 = (C - A)/C$.

The first root of this equation $\Omega_1 = h^0 \omega$ determines the period of Euler free nutation $2\pi/\Omega_1 = 2\pi/h^0 \omega = 305$ days. The second root, as it is shown in works of Poincare, Lamb, Molodensky and others (See 4, 7, 8, 11)

$$-\Omega_2 = \omega = 2\pi/T \quad (7)$$

represents the resonance frequency, i. e. it characterises the free nutation with the day period $T \approx 24$ h.

For the Earth's absolutely solid model the oscillations with such a period are not kinematically expressed (they are of potential character), and therefore the solution of the equation (6) $\Omega_1 = -\omega$ for this model is considered as trivial (for details, see 7).

The material contained in two nutational cones of the Earth with a vertex 2β , a radius of basis $r = R \sin \beta$ and mean density $\rho = 3M/4\pi R^3$ has the mass

$$m_0 = 1/2 M \sin^2 \beta \quad (8)$$

the moment of quantity movement

$$L = h m_0 \omega R^2 \quad (9)$$

and the kinetic energy of nutational movement

$$E_w = 1/2 L \dot{m} = 1/2 k m_0 \omega \Omega R^2. \quad (10)$$

For an absolutely solid non-deforming gravitating body the only kind of potential energy which can be transformed into kinetic one, is the energy of the magnetic field (2). According to the virial theorem half of this energy will be transformed into kinetic one

$$E_k = - \frac{\mu H^2}{16 \pi^2} \cdot \frac{4}{3} \pi R^3 = \frac{\mu H^3}{16 \pi^2} \cdot \frac{M}{\rho}. \quad (11)$$

Assuming that $\vec{D} = \vec{Q} \times \vec{H}$ from (3) is equal to $\vec{N} = \vec{L} \times \vec{\Omega}$ from (5) or correspondingly equating the magnetic field energy (2), considered in Maxwell theory as a potential energy, to the full energy of nutation movement (11), we can obtain when the medium unit magnetic penetration is ($\mu=1$) and when the condition $\Omega = \Omega_2 = -\omega$, $\omega R = v$, $\beta \ll 1''$, are satisfied.

$$H = v \sin \beta \sqrt{4\pi k \rho} \cong \beta v \sqrt{4\pi k \rho} \quad (12)$$

or, identifying $v \sin \beta = \tilde{v} \tilde{\beta} = \Delta v$ and $k\rho = \tilde{\rho}$, we'll arrive at the well-known in magnetic hydrodynamics formula (See 2)

$$H = \Delta v \sqrt{4\pi \tilde{\rho}}^*. \quad (13)$$

For the Earth the angular rotation speed equal to $v = 4,65 \cdot 10^4$ cm/sec², the dimensionless moment of inertia $k = 0,331$, the mean density $\rho = 5,517$ g/cm³ the angle β is usually varied in the range $0,06'' - 0,3''$, $\tilde{\beta} = 1,55 \cdot 10^{-6}$ ($R\tilde{\beta} = 10$ m) and, consequently, $H = 0,315$ gs (See 1, 9, 17). Correspondingly the "drift" speed of the field H , equal to the precession

* A formula analogous to (12) in the form of $H = \beta_0 v \sqrt{4\pi k \rho}$ was obtained by the author in 1960, however there it was assumed that $\beta = \beta_0 = v/c$ (c is the speed of light) in supposition that the energy E_k in (11) is equal to the difference of energies of the Earth's rotation in the immobile and mobile reference systems ($E_k = 1/2 \beta_0^2 \mu \omega^2 R^2$), and the mechanical rotating moment is created in the result of Lorentz's contraction of the Earth's dimensions in the direction of its instantaneous-translational movement (with the speed $v = \omega R$) and is equal to the product of the inertia force $F = k m \omega^2 R$ and the value of the radius reduction $d = 1/2 \beta_0^2 R$, i. e., $N = Fd = 1/2 k m_0 \omega^2 R^2$. Rightfulness of these calculations can be questioned in the sense that the moment of forces here is constant, but the reference system of the ground attendant observer is not inertial, but instantaneous-inertial, though it is known that the gravity acceleration on the Earth is nearly 300 times more than the centrifugal acceleration on the equator. Taking into attention that in (12) maximum β corresponds to the extremal case of absolutely solid model of the Earth, capable to accumulate maximum mechanical tensions (according to Newcomb theory) we are inclined to think that substitution in (12) of β for $\beta_0 = v/c$ will be rightful for this extremal condition and in the general case β is in close dependence from the rate of relaxation processes in the Earth (See 1). We'll also point out that the formula $H = \beta v \sqrt{4\pi k \rho} = v^2/c \sqrt{4\pi k \rho}$ yields for pulsars $H = 10^9 - 10^{10}$ gs, for the Sun $H = 3$ gs.

linear speed of the inertia pole around the rotation pole, will be $\Delta v = 2\pi \tilde{\beta} R / T = R \tilde{\omega} = 0,072 \text{ cm/sec}^*$.

The outer shell of the Earth's core between the depths of 5070 km and 2880 km is impenetrable for cross waves and therefore is considered to be fluid. As the adhesion forces between the mantle and the core are comparatively small according to this reason, then the possibility of differential rotation between them seems probable enough under the influence of nutational-precessional movements and daily tides. This task was examined last century by Hough (1895) and Sludsky (1895), lately, it was studied more thoroughly by Poincare, Lamb, Jeffreys, Molodensky (See 4, 7, 11).

Principal equations characterising nutational oscillations of the system fluid core—solid mantle (with ellipsoidal configuration according to Jeffreys) are of the kind

$$\Omega(F + \omega) + (A_1 \Omega + C_1 \Omega) b = 0 \quad (14)$$

$$(\Omega + \omega) [A \Omega - (C - A) \omega] + F \Omega b = 0 \quad (15)$$

where in addition to the previous designations A_1 and C_1 are the equatorial and polar moments of inertia of the Earth's core, $F = (A_1^2 - \varepsilon_1^2 A_1^2)^{1/2}$, $(C - A)/A = h^2$, ε is the polar compression of the core, b is the ratio of the mantle shift in relation to the core shift ($A_1/A = 0,112$, $\varepsilon_1 = 1/480$, $A = C = 80,6 \cdot 10^{43} \text{ g/cm}^2$, $A_1 = C_1 = F = 9,07 \cdot 10^{43} \text{ g/cm}^2$).

The Chandler's root of the equation (14) $\Omega = \Omega_1 = h^2 \omega$ shows that the core has an arbitrary initial shift in relation to the mantle, and this shift is preserved furthermore. In this case it follows from (14) that

$$b \approx -\frac{F}{C_1} \approx -1,$$

* If the equality (5) is not observed ($D \neq N$), the formula (13) is recorded in the form $H = s \Delta v \sqrt{4\pi\rho}$, the condition $s \ll 1$ pointing out that magnetic field does not influence on the mass movement. The condition $s = 1$ characterises conductive masses. In magnetic hydrodynamics s is determined as a measure of induction brake of the conductive fluid moving in the magnetic field H .

The movement of elementary magnetism carriers analysed in the model as gyroscopes is influenced by all nutational-precessional movements both free and constrained. The axis of the Earth performs nutational oscillations around the axis of rotation under small angles and the imagined axis of the magnetic dipole practically coincides with the rotation axis. In this consideration there are marked out distinctly the Earth's precessional oscillations stipulated by the gravitation of the Moon and the Sun. This precession is expressed by the movement of the Earth's rotation axis along the conical surface during the period of 2600 years around the axis perpendicular to the ecliptic plane and forming the angle of $23,5^\circ$. The fact that the real geomagnetic dipole is bent to the rotation axis of the Earth under the angle of

$11,5^\circ = \frac{1}{2} (23,5^\circ)$ is obviously explained by the axis orientation of the elementary magnetism carriers parallel to the intermediate axis passing between the pointed, axes of the Earth's nutational and precessional cones.

1. e. practically the core is not shifted as to the axis of inertia. For root $\Omega_2 = -\omega$, characterising the quasidaily nutation, the equation (15) gives

$$b = -\frac{C}{F} \cong \frac{81 \cdot 10^{43}}{9 \cdot 10^{43}} \cong 9$$

1. e. the mantle has a considerable shift in relation to the core and the axis of inertia.

N. N. Parijsky represents the pointed above oscillations of the mantle as a free turbulence of the mantle's inertia axis near the instantaneous axis of the Earth's rotation with the period of 24 h, these oscillations being in resonance with the daily solid tidal oscillations of the Earth.

According to the new observational data the tidal friction (See 5, 7), caused by the Sun and the Moon, changes the speed of the Earth's rotation for the calculated value $(\Delta\omega/\omega)_T = -4,8 \cdot 10^{-8}$ during the period of 100 years, the actual value $(\Delta\omega/\omega)_f = -2,8 \cdot 10^{-8}$ for 100 years. The difference in $(\Delta\omega/\omega)_d = -2,0 \cdot 10^{-8}$ for years is compensated by the contraction of the Earth's radius for the relative value

$$\frac{\Delta R}{R} = -\Delta\omega/\omega_d \quad (16)$$

and corresponds to shortening of it for $\Delta R = 6,37$ cm during 100 years.

As the change of the Earth's volume takes place mainly on its mantle, and the core (essentially metallic and magnetized with the mean composition, probably Fe_3NiSi and with the representative atomic number $Z=24$) is practically non-compressable, then under the influence of Coriolis forces the mantle and the core together with the ground observer acquire in relation to the core a differential portable rotational speed in the direction of the East.

Thus, in accordance with (14), (15) and (16) in the attendant reference system rotating with the angular speed of the mantle and the crust the Earth's core rotates with the speed of $-\beta\omega$. According to the electrodynamic laws the core for such an attendant observer turns out to be an electrically polarised body, and the Earth in conditions of contraction works as a unipolar dynamomachine, permanently transforming the energy of the gravitational field into the energy of sublatitudinal electric currents, creating an observed sub-meridional magnetic field. In the work [9] it is shown that the accumulation and the relaxation of tensions in the Earth's strata stipulate Chandler's pole oscillations in the course of permanent contraction according to dependence $2\Delta R/R = k^0 \sin \beta$ and also correlate with changes of the planet's seismic activity, the time of the oscillation damping in relation of 1:2 being 12,3 years (See 6, 9).

Such is also the value of semi-period (half of twenty-year-cycle) weak-amplitude $O = W$ harmonic oscillations of the main magnetic field around the Earth rotation axis (creeping of the whole global frame of dipole field force lines to the east and west periodically according to the

type of the balance-wheel wrist watch mechanism oscillation). During this period to the contraction mechanism according to the dependency $dE_k/dt = \frac{1}{9} Mgv_r$ (g is the gravity acceleration equal to 980 cm/sec^2 ; $v_r = dR/dt = 2 \cdot 10^{-9} \text{ cm/sec}^2$, $M = 5,98 \cdot 10^{27} \text{ g}$) third dissipates minimally $4 \cdot 10^{28} \text{ erg}$ of energy (the annual heat flow of the Earth energy is $4 \cdot 10^{28} \text{ erg}$, the magnetic field energy is $5 \cdot 10^{21} \text{ erg}$).

The equation (13) in the task analysed by us is interpreted in the following sense: gyroscopic axis of the elementary magnetism carriers in the result of the Earth's rotation stand in line with the direction parallel to the gyroscopic axis of the Earth and form the main axial geomagnetic dipole; in the result of gravitational contraction the equilibrium rotation of the Earth is shifted from the state of symmetric rotation and the Earth accomplishes nutational oscillations around the gyroscopic axis formally being similar to the turbulent rotation of the fluid with the density of $\rho = 5,52 \text{ g/cm}^3$ moving across the power lines of the magnetic field with the linear speed $\Delta v = (\omega R) \sin \beta = v_k \sin \beta = (\omega \sin \beta) R = (R \sin \beta) \omega$ ($R \sin \beta = 10 \mu$ is the radius of the nutational cone base, $\omega \sin \beta = 10^{-10} \text{ rad/sec}$ —the angular speed of the fluid rotation). The induction interaction between the magnetic field and the conductive fluid, between the electric currents in the moving fluid and the magnetic field itself according to the laws of magnetic hydrodynamics, electronic theory, and electrodynamics determines the peculiarities of the observed magnetic field of the Earth. In the course of the Earth's contraction the part of the energy of the Earth's gravitational field permanently passes into the energy of the magnetic field, the energy of electric currents and into the energy of the nutational movement.

Institute of Geological Sciences
of the Acad. Sci. of Armenian SSR.

Dated 24.V.1978.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ԵՐԿՐԻ ՀԱՄՈՐՅԱ ՔՎԱԶԻ ՆՈՒՏԱՑԻԱՆ ԵՎ ՄԱԳՆԵՍԱԿԱՆ ԴԱՇՏԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Երկրի սեփական տատանումները բնորոշող $(\Omega - h^\circ \omega)(\Omega + \omega) = 0$ հավասարումից հետևում է, որ այդ տատանումները երկրակից կոորդինատների սիստեմում պետք է կատարվեն $\Omega_1 = h^\circ \omega$ և $\Omega_2 = -\omega$ հաճախականությամբ (այստեղ $\omega = 2\pi/T$ Երկրի առանցքային պտույտի անկյունային արագությունն է, T —պարբերությունը, Ω —նուտացիայի անկյունային արագությունը, h° —Երկրի գինամիկական կծկումը, որ հավասար է $1/305,51$), Առաջին արմատը համապատասխանում է Երկրի էլլերյան նուտացիայի պարբերությանը $T_E = 2\pi/\Omega_1 = 2\pi/h^\circ \omega = 305$ օր, իսկ երկրորդ արմատը՝ Պուանկարեի, Լամբի, Մոլոդեցկու կողմից բացահայտված համօրյա ռեզոնանսային նուտացիային $T = 2\pi/\Omega_2 = 2\pi/\omega = 1$ օր (մոտ 24 ժամ) պարբերությունը:

Երկրի զույգ նուտացիոն կոնհրում ամփոփված նյութի զանգվածը $m_0 = \frac{1}{2} k M \beta^2$ (k — Երկրի շափազիրծ իներցիայի մոմենտն է $0,331$ արժեքով, M — Երկրի զանգվածը՝ $5,98 \cdot 10^{27}$ գ, 2β — նուտացիոն կոնի բացվածքն է ռադիանային արտահայտությամբ և տատանվում է $3 \cdot 10^{-7} - 15,5 \cdot 10^{-7}$ սահմաններում), անկյունային մոմենտը $L = m_0 \Omega R^2$, նուտացիոն շարժման կինետիկական էներգիան $E_w = \frac{1}{4} k \omega \Omega R^2 \beta^2$: Քանի որ Երկրի $Q = \frac{1}{2} H_p R^3 =$

$= 3 H_p M / 8 \pi \rho$ մագնիսական մոմենտին համապատասխանում է $\vec{D} = \vec{Q} \times \vec{H}$ պտուտական մոմենտը և այդ մոմենտը կինեմատիկորեն չի արտահայտված,

ինչպես և կինեմատիկորեն չի արտահայտված $\vec{N} = \vec{L} \times \vec{\Omega}$, մեխանիկական պտուտական մոմենտը, ապա հենվելով էլեկտրոդինամիկայի օրենքների վրա ենթադրվում է, որ այդ հրկու հակառակ ուղղված մոմենտները միմյանց հավասարակշռում են: Քանի որ $\vec{D}$ մոմենտին համապատասխանում է $U = \frac{M H^2}{8 \pi \rho}$

մագնիսական դաշտի էներգիան, իսկ $\vec{N}$ մոմենտին համապատասխանող նուտացիոն շարժման լրիվ էներգիան հավասար է

$$2 E_w = E_0 = \frac{1}{2} k M \Omega^2 R^2 \beta^2 = \frac{1}{2} k M v^2 \beta^2,$$

ապա ընդունելով $E_0 = U$ ստանում ենք Երկրի մագնիսական դաշտի լարվածությունը՝

$$H = \beta v \sqrt{4 \pi k \rho}.$$

Տեղադրելով $\beta = 1,55 \cdot 10^{-6}$ ռադ., $v = 4,65 \cdot 10^{-4}$ սմ/վրկ., $k = 0,331$ և Երկրի միջին խտությունը $\rho = 5,52$ գ/սմ³ ստանում ենք $H = 0,315$ գս: Մագնիսական դաշտի արևմտյան դրեյֆի արագության արժեքն ստացվում է $< v = \beta v = 0,072$ սմ/վրկ.: Այս արդյունքները լիովին համապատասխանում են փաստացի դաշտային տվյալներին: Մագնիսական դաշտի էներգիայի մշտական աղբյուր հանդիսանում է կծկվող Երկրի գրավիտացիոն դաշտի էներգիան: Կծկման ընթացքում Երկիրն ունենալով մետաղյա միջուկ գործում է իբրև ունիպոլար դինամոմեքենա, որն ստեղծում է լայնական կոնվեկցիոն էլեկտրական հոսանքներ և միջօրեական մագնիսական դաշտ: Երկրի շառավղի կրճատման արագությունը կազմում է $6,37$ սմ 100 տարում:

Աշխարհագրական և երկրամագնիսական առանցքների զգալի շեղման ($11,5^\circ$) պատճառ հավանաբար հանդիսանում է այն հանգամանքը, որ Երկրի առանցքը կատարում է պրեցեսիոն շարժում մի դեպքում շանդլերյան տիպի $\beta \approx 1''$ անկյան տակ և մյուս դեպքում $\beta' = 23,5^\circ$ անկյան տակ էկլիպտիկական հարթության ուղղահայաց առանցքի նկատմամբ՝ Արեգակի և Լուսնի ազդեցության տակ: Եթե էլեկտրական կոնվեկցիոն հոսանքները դիտվում են իբրև գիրոսկոպներ և ենթարկվում են պրեցեսիայի, ապա այդ հոսանքների օղակները պետք է հավանաբար հակված լինեն պտտման առանցքի նկատմամբ $\beta'' = 23,5/2 = 11,7^\circ$ շափով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Магнитное поле Земли как релятивистский эффект. Известия АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XII, № 1, 1960.
2. Альвен Х. Космическая электродинамика. М., 1952.
3. Беккер Р. Теория электричества, т. II, М.—Л., 1941.
4. Ламб Г. Гидродинамика. М.—Л., 1947.
5. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Электродинамика сплошных сред. М., 1959.
6. Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М., 1964.
7. Мельхиор П. Физика и динамика планет, т. II, М., 1976.
8. Молоденский М. С. Теория нутации и суточных земных приливов. Сб. «Земные приливы и нутации Земли», Изд. АН СССР, М., 1961.
9. Aslanian A. T. Excitation of the pole Chandler wobble as the stress reaction on the gravitational contraction of the Earth. In "Problems of Planetology", vol. 2. Academy Sc. Armenian SSR, Yerevan, 1977.
10. Newton R. R. Ancient astronomical observations and the accelerations of the Earth and Moon. London, 1970.
11. Poincare H. Sur la précession des corps déformables. Bull. Astronomique, 27 (p.p. 321—356), 1910.
12. Stasey F. D. Physics of the Earth, 1969.

УДК 550.34(100)

Г. П. ТАМРАЗЯН

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ В XX ВЕКЕ

Первые выясненные особенности в распределении землетрясений Земли имели, естественно, географический характер. В этом вопросе существенное значение имели работы Мильна, впервые указавшего, что землетрясения под океанами происходят даже чаще, чем под континентами. Работами Мильна [11], Тамса [22], Зиберга [14], Гутенберга и Рихтера [7] и других, основанными на инструментальных данных¹, были установлены основные особенности географического распределения землетрясений. В сводных работах Б. Гутенберга и Ч. Рихтера [8], Ч. Рихтера [12] и других были освещены основные закономерности сейсмичности Земли. Значительный вклад в выяснение глобальных особенностей сейсмичности Земли внесен Б. Гутенбергом и Ч. Рихтером [7, 8], Ч. Рихтером [12], Г. Бениоффом [5], С. Дуда [6], Д. Роте [13], М. Батом [3, 4], П. Хедервари [9] и многими другими исследователями; некоторый вклад внесен в развитие теории о глобальной сейсмичности Земли и автором данной статьи [1, 2, 15—21].

Основные известные закономерности сейсмического режима Земли

Известные основные особенности сейсмичности Земли сводятся, главным образом, к следующему.

1. Географическое распределение эпицентров землетрясений выявляет в первом приближении четыре основные группы сейсмических районов: а) тихоокеанский пояс с множеством ответвлений, б) трансатлантическая зона, в) узкие сейсмические пояса в Атлантическом, Арктическом и Индийском океанах, г) редкие отдельные рассеянные толчки или группы толчков.

2. Нормальные (неглубокие) очаги (0—60 км) встречаются во всех группах сейсмических районов, очаги с промежуточной глубиной (60—300 км) сосредоточены главным образом в тихоокеанском поясе и в меньшей мере в трансатлантической зоне, глубокофокусные очаги (300—

¹ Особенности сейсмогенеза Земли можно рассматривать на фактическом материале лишь с начала XX века, когда стали проводиться массовые инструментальные наблюдения. Имеющиеся списки землетрясений для Земли в целом охватывают ныне 1897—1977 гг. для нормальных (неглубоких) и 1903—1977 гг. для промежуточных и глубокофокусных землетрясений.

700 км) сосредоточены почти исключительно в тихоокеанском поясе; исключения крайне редки.

3. Около 80% сейсмической энергии всей Земли высвобождается в тихоокеанском поясе и его ответвлениях, свыше 15% — в трансатлантической зоне и меньше 5% в остальных районах планеты.

4. Северное полушарие более сейсмично, чем южное.

5. Сейсмическая энергия в отдельных районах выделяется нерегулярно во времени (в отдельные годы сейсмичность нередко значительно возрастает); для планеты в целом энергия землетрясений имеет выдержанный ежегодный уровень.

6. Большая часть сейсмической энергии Земли (часто резко подавляющее количество ее) выделяется самыми сильными землетрясениями.

7. Для неглубоких сильных землетрясений обнаружено примерно десятикратное возрастание их частоты при снижении магнитуды на единицу.

Новые закономерности сейсмотектонического развития Земли

Хотя уже прошло 80 лет как накапливаются ценнейшие сейсмологические данные, однако состояние знаний об общей картине сейсмотектонического развития Земли все еще неудовлетворительное. До сих пор почти неизвестно что-либо конкретно важное об общем глобальном сейсмотектоническом облике нашей планеты. Неизвестно, например, отличаются ли континентальные и океанические области друг от друга темпом пространственно-временных особенностей высвобождения сейсмической энергии. Все еще неизвестно, отличаются ли отдельные континенты между собой (или они сходны) по темпу высвобождения сейсмической энергии, или же, быть может, они высвобождают эту энергию случайным образом, когда попало. Без знаний же этого рода исследования в важной области прогноза землетрясений не могут быть достаточно успешными, поскольку они не учитывают общие глобальные закономерности сейсмотектонического развития планеты.

В данной статье рассматриваются ранее неизвестные, но уже достаточно четко намечающиеся особенности и закономерности сейсмотектонического развития Земли. Прежде чем перейти к освещению этих закономерностей, коснемся кратко вопроса о том, что главная доля сейсмической энергии планеты приходится на наиболее сильные землетрясения. Так, на долю землетрясений с магнитудой $M \geq 7,9$ приходится 70—85% и более всей вековой сейсмической энергии Земли. Основной сейсмический фон Земли создается именно этими сильнейшими и сильными землетрясениями, анализ коих позволяет наметить глобальные особенности в сейсмоактивности Земли. В связи с этим важно замечание Ч. Ф. Рихтера о том, что использование многочисленных слабых землетрясений «не вносит никакой ясности в определение основных закономерностей сейсмичности Земли, скорее, наоборот, способно затемнить общую картину» [12, стр. 368].

Распределение энергии нормальных землетрясений всей Земли по полугодиям в течение 1900—1977 гг. показано на рис. 1. Для выявления систематической картины распределения сейсмической энергии приведена кривая по дважды скользящим трехполугодиям. Как видно из рисунка, сейсмическая активность Земли все время резко изменяется, выявляя какие-то циклы разной продолжительности, преимущественно 3—6-летние. Эти мелкие циклы имеют тенденцию комбинироваться в циклы большей продолжительности. В целом же в течение 1900—1977 гг. наблюдается снижение сейсмической активности, которая была наибольшей в начале столетия и затем, хотя и в меньшей мере, в 1938—1943 гг. Кстати ранее Ч. Ф. Рихтер [12] отметил, что в начале XX века сильнейшие неглубокие толчки были более частыми. Последовательное ослабление сейсмоактивности выявилось и на составленном Г. Бениоффом [5, 12] графике высвобожденной деформации, на которой последующие вспышки высокой активности (в 1904—1907, 1917—1924, 1931—1935, 1938—1942 гг.) постепенно ослабевали.

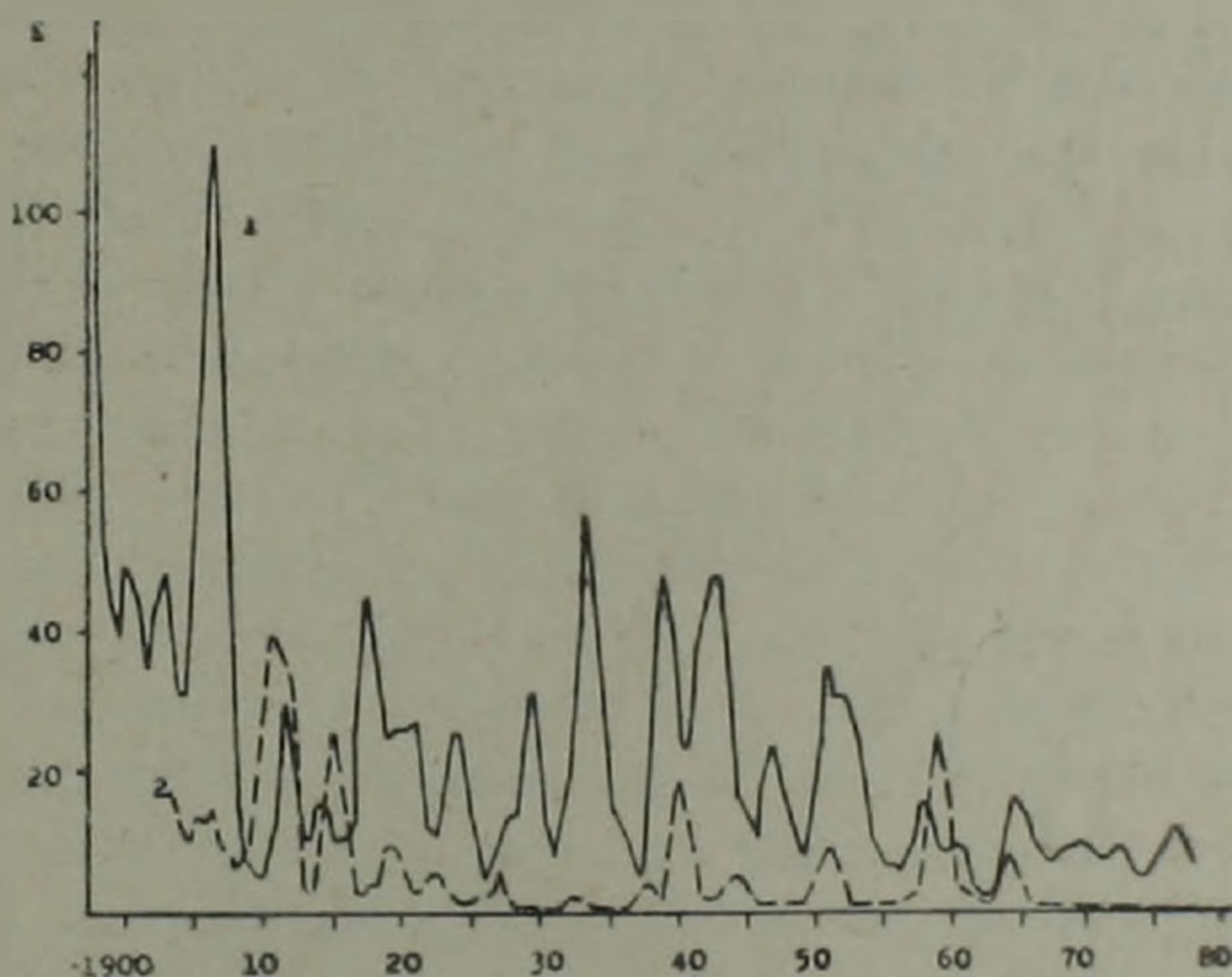


Рис. 1. Распределение всей сейсмической энергии Земли в XX веке (1900—1977 гг.) по полугодовым интервалам времени. Выход энергии землетрясений по дважды скользящим трехполугодиям ($E \times 10^{23}$ эрг): 1 — нормальные (неглубокие) землетрясения, 2 — промежуточные и глубокофокусные землетрясения.

Кривая изменения высвобожденной энергии Земли по полугодиям выявляет еще одну интересную особенность, заключающуюся в том, что хотя интенсивность вспышек выделения сейсмической энергии в активные эпохи постепенно уменьшалась в течение XX века, однако минимумы выделения энергии в начале века были почти такими же значительными, как и в последующее время. Так, например, минимум сейсмического выделения (до $5-12 \times 10^{23}$ эрг в полугодие) в 1908—1909 гг. и в первую половину 1910 г., т. е. в течение 5 полугодий, был примерно таким же, как и впоследствии; экстремальный минимум выделения сейсмической энергии (до $1,5-7 \times 10^{23}$ эрг в полугодие) приходится в 1900—1977 гг.

на эпоху 1961—1962 гг. и первую половину 1963 г., что, возможно, отвечает вековому минимуму сейсмоактивности.

Можно и далее детализировать особенности выделения сейсмической энергии на кривой, обобщенной для всей Земли. Но такая детализация не приводит к каким-либо существенным новым выводам, имеющим характер закономерностей сейсмотектонической активности Земли. Для получения таких выводов необходимо «расщепить» кривую выделения сейсмозенергии на составные части, наподобие разложения луча белого света на составной спектр. При этом выявляются изумительные, ранее неизвестные закономерности хода сейсмотектонической активности Земли и ее отдельных регионов. Эти закономерности сводятся, прежде всего, к следующим.

1) *Континентальные регионы* (Евразия, Северная и Центральная Америка, Южная Америка) *усиливали и ослабляли свою сейсмотектоническую активность обычно почти одновременно*. В отдельные эпохи XX века, условно выделенные на рис. 2, наблюдается обычно синхронность тектонической активности, отраженная в частоте и суммарной энергии сильнейших землетрясений. Это касается главным образом наиболее сейсмоактивных континентальных регионов—Евразии и Южной Америки, на долю коих приходится 80% всей энергии неглубоких землетрясений континентов. В 1903—1907, 1921—1923, 1939—1943 и 1957—1960 гг. сейсмоактивность Евразии и Южной Америки одновременно резко возрастала. Нередко возрастала в это время сейсмоактивность и Северной Америки. Минимумы в сейсмоделировании наблюдались практически в одно и то же время у всех континентов (рис. 2). 1916—1920, 1929—1938, 1944—1949, 1953—1956, 1961—1963 гг. и др. являются эпохами минимальной сейсмической активности в пределах всех континентов, находившихся в это время в состоянии максимального спокойствия.

2) *Океанические сейсмоактивные регионы* (северо-западный и юго-западный борты Тихого океана¹) *усиливали и ослабляли свою сейсмотектоническую активность обычно также одновременно*. В отдельные эпохи XX века наблюдается синхронность их тектонической активности. Сейсмоактивность северо-западного и юго-западного бортов Тихого океана, на долю коих приходится около 50% всей сейсмической энергии неглубоких землетрясений Земли, одновременно возрастала резко в 1916—1920, 1928—1939, 1950—1952 гг. Минимумы в сейсмоделировании

¹ Северо-западный борт Тихого океана охватывает сейсмоактивные территории расположенных здесь островов (Алеутские, Курильские, Сахалин, Японские, Рюкю, Нампо, Тайвань, Филиппинские, Марианские, Каролинские и др.) и соседних морей (Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское, окраинные участки океана). Юго-западный борт Тихого океана охватывает территорию от Малых Зондских островов на северо-западе, через Новую Гвинею, острова Соломоновы, Новые Гебриды, Новая Каледония, до островов Фиджи, Самоа, Тонга, Кермадек, Новая Зеландия на юго-востоке; в него входит и территория расположенных здесь морей и окраин океана. Территория Больших Зондских островов рассматривается здесь как дальнейшее продолжение юго-восточной Азии (Индокитая).

обоих западных бортов Тихого океана наблюдались в 1908—1915, 1920—1928, 1939—1943 и 1953—1963 гг.

3) Максимумы и минимумы сейсмоактивности земной коры, будучи синхронными отдельно для континентальных регионов и отдельно для океанических регионов, между собой, однако, не совпадают, будучи сме-

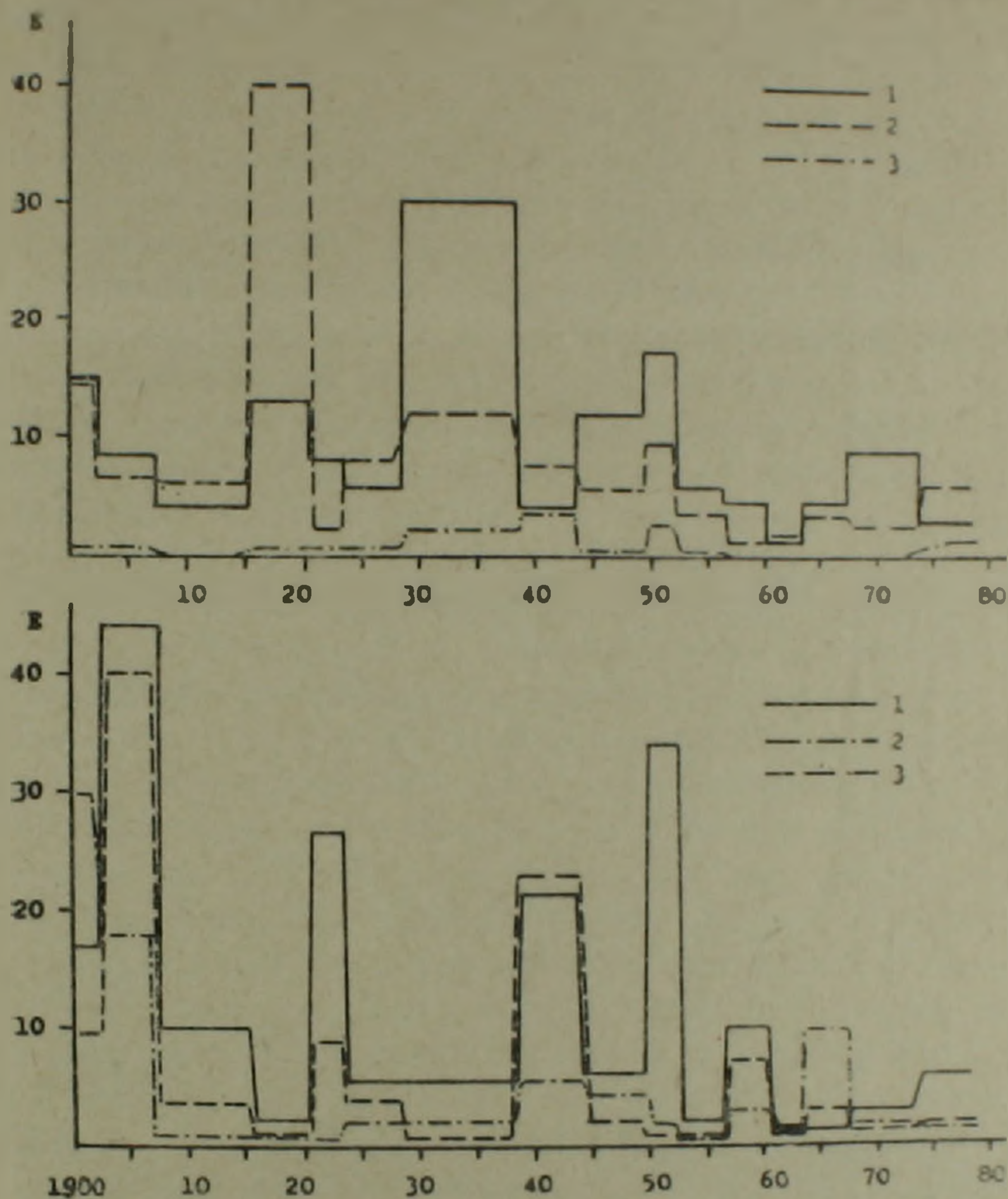


Рис. 2. Распределение по отдельным эпохам энергии нормальных землетрясений основных регионов мира (1900—1977 гг.). Материковые регионы (внизу): 1—Евразия, 2—Северная Америка, 3—Южная Америка; океанические регионы (вверху): 1—северо-западная часть Тихого океана, 2—юго-западная часть Тихого океана, 3—отдельные разрозненные очаги в других областях (преимущественно в пределах обычно Атлантического и Индийского океанов). E —обобщенный за эпоху среднегодовой выход сейсмической энергии (в 10^{23} эрг/год).

щенными во времени друг относительно друга. Эпохи наиболее крупных максимумов сейсмоактивности северо-западного и юго-западного бортов Тихого океана, приходящиеся на 1916—1920 и 1928—1939 гг., являются одновременно эпохами наименьших минимумов сейсмоактивности континентальных регионов. Антиподальность во времени сейсмоактивности континентальных и океанических регионов является примечательной закономерностью сейсмотектонического развития Земли, что

было, кстати, замечено нами ранее на основе анализа других процессов [15, 16, 17].

Возникает вопрос, где начинается интенсивное сейсмовыделение—вначале в океанах и затем на континентах, или же наоборот? Как видно из рис. 2, нормальные землетрясения учащаются и усиливаются вначале в северо-западной и юго-западной частях Тихого океана, а уже затем повышенная сейсмотектоническая активность охватывает континентальные регионы, когда в первых она обычно резко ослабева¹.

4) Землетрясения с очагами в мантии (промежуточные и глубоко-фокусные) в континентальных регионах усиливались обычно в те же эпохи, что и землетрясения земной коры (неглубокие), хотя, однако, не во все эти эпохи и не одновременно на всех континентах (рис. 3). В океанических регионах землетрясения в мантии происходили или в те же эпохи, что и землетрясения неглубокие, или же несколько раньше последних. Учитывая это последнее обстоятельство, а также обнаруженное в предыдущем пункте усиление сейсмоактивности земной коры вначале в океанических и лишь затем в континентальных регионах, можно наметить такую условную последовательность пространственно-временного хода сейсмоактивности Земли в целом: часто опережающее усиление сейсмоактивности в мантии океанических регионов (здесь как бы зарождается очередной сейсмический цикл), несколько позже или в других случаях почти одновременно охват повышенной сейсмичностью и земной коры и впоследствии усиление сейсмоактивности континентальных регионов, уже при спаде (нередко значительном) сейсмоактивности океанических регионов; еще позже наступало относительное сейсмотектоническое затишье земной коры повсюду на Земле, хотя в это же время нередко начинается новый активный цикл в мантии океанических регионов и процесс оказывается замкнутым. Разумеется, это лишь условная схема, ее канва, которая в разных местах нарушается, но все же не настолько основательно, чтобы опровергнуть основу самой схемы.

Среднегодовые величины выделения энергии всеми землетрясениями по главным регионам мира приведены в табл. 1.

¹ Так, например, если в 1908—1915 годы было относительное сейсмотектоническое затишье в пределах как континентов, так и океанических регионов, то в последующую эпоху—в 1916—1920 гг.—резко усилились нормальные землетрясения в пределах западных бортов Тихого океана и продолжалось ослабление сейсмоактивности в пределах всех континентов; в следующую эпоху 1921—1923 гг. сейсмоактивность резко усилилась в пределах континентов и одновременно пошла на резкую убыль в океанических регионах. В 1924—1928 гг. вновь наступило относительное сейсмотектоническое затишье всюду на Земле (в пределах как океанов, так и континентов). Затем, в 1929—1938 гг. нормальные землетрясения резко участились и усиливались в океанах (северо-западный и юго-западный борты Тихого океана) и продолжали быть редкими и слабыми или вообще еще более ослабли в континентальных регионах (Евразия, Южная Америка, Северная Америка). Еще позже, в 1939—1943 гг., сейсмотектоническая активность возросла во всех континентах (Евразия, Южная Америка, Северная Америка) и уменьшилась в океанических регионах. Это типичные примеры усиления сейсмотектонической активности вначале в пределах океанических регионов и уже впоследствии в пределах континентов.

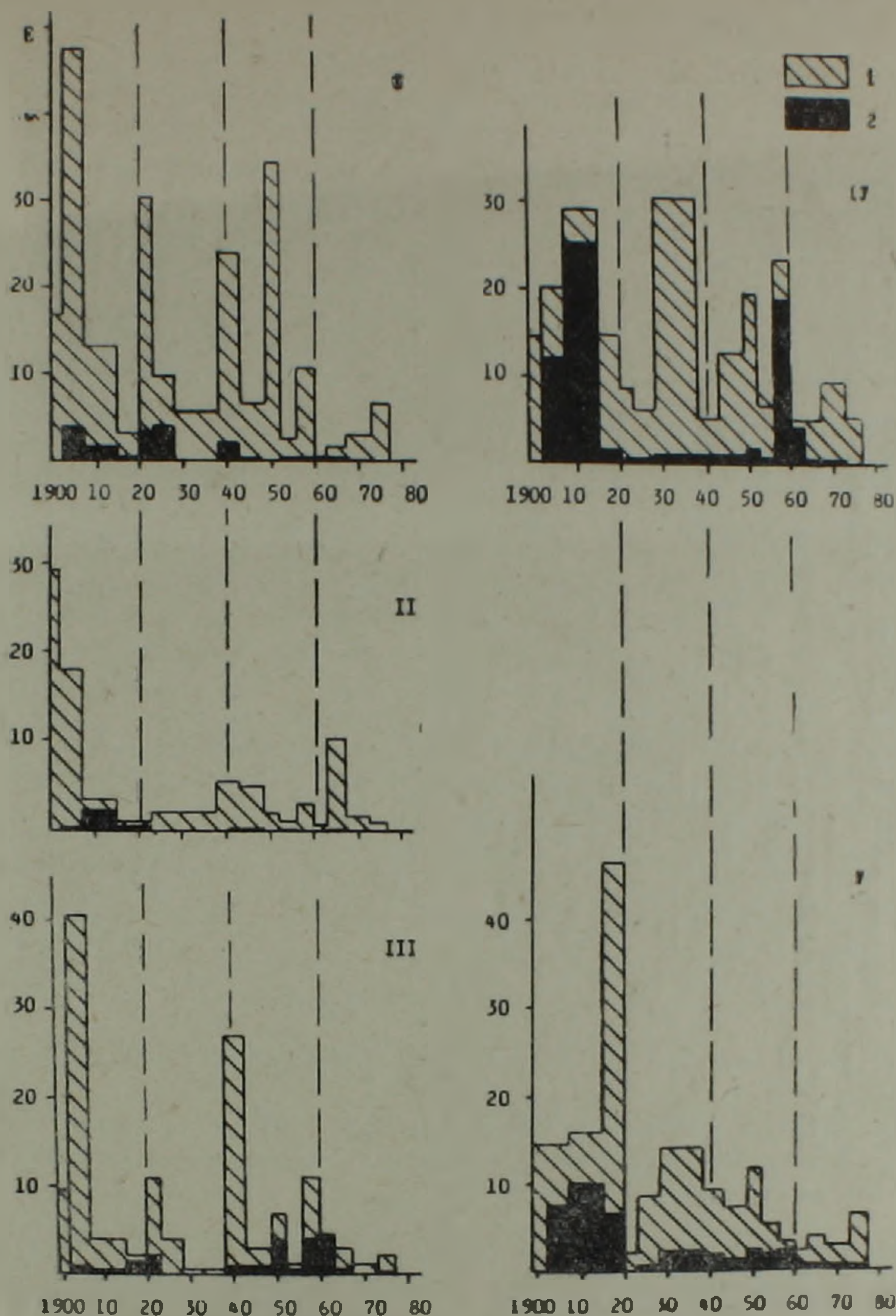


Рис. 3. Распределение по отдельным эпохам всей сейсмической энергии Земли в пределах основных регионов мира (1900—1977 гг.). Материковые регионы: I—Евразия, II—Северная Америка, III—Южная Америка. Океанические регионы: IV—северо-западная часть Тихого океана, V—юго-западная часть Тихого океана. Энергия землетрясений ($E \times 10^{23}$ эрг/год): 1—нормальные, 2—промежуточные и глубоководные.

5) *Континентальные регионы высвобождают большую часть своей сейсмической энергии наиболее сильными землетрясениями (в группе магнитуд $M=8,3-8,9$ высвобождено 70,5% всей сейсмической энергии континентов). В океанических регионах происходит сдвиг максимального количества высвобожденной энергии в сторону землетрясений с несколько меньшими магнитудами (в группе $M=8,3-8,9$ высвободилось только 51,5% всей сейсмической энергии океанических регионов). Континентальные регионы, по сравнению с океаническими, высвобождают*

Таблица 1

Среднегодовое выделение энергии (в 10^{23} эрг/год) всеми землетрясениями в различные эпохи XX века (1900—1977 гг.) по главным регионам Земли

Эпоха и ее продолжи- тельность (Т)	Т	Континенты				Океанические регионы				Всего
		Евразия	Северная Америка	Южная Америка	т	Северо- запад	Юго-за- пад	Очаги вне этих регио- нов	т	
						Тихого океана				
1900—1907	8	36,1	22,5	29,2	87,8	18,4	14,5	0,3	33,2	121,0
1908—1915	8	12,8	3,5	4,1	20,4	28,7	15,7	—	44,4	64,8
1916—1920	5	2,4	1,0	2,0	5,4	14,4	46,5	0,3	61,2	66,6
1921—1923	3	30,0	1,1	11,0	42,1	8,4	1,7	0,3	10,4	52,5
1924—1928	5	9,4	2,1	4,1	15,6	6,1	8,5	0,4	15,0	30,6
1929—1938	10	5,6	2,3	0,5	8,4	30,4	13,7	2,2	46,3	54,7
1939—1943	5	23,4	5,4	27,1	55,9	5,0	8,9	4,2	18,1	74,0
1944—1949	6	6,3	5,0	2,7	14,0	12,5	6,8	0,3	19,6	33,6
1950—1952	3	33,9	1,9	6,8	42,6	19,4	11,5	3,0	33,9	76,5
1953—1956	4	2,2	0,7	1,1	4,0	6,6	4,7	0,3	11,6	15,6
1957—1960	4	10,4	3,1	11,1	24,6	23,5	2,7	—	26,2	50,8
1961—1963	3	0,5	0,5	4,5	5,5	5,1	1,9	1,1	8,1	13,6
1964—1967	4	1,6	10,2	3,1	14,9	4,9	3,6	0,1	8,6	23,5
1968—1973	6	2,7	1,6	1,1	5,4	9,4	2,5	—	11,9	17,3
1974—1977	4	6,3	1,0	1,7	9,0	2,8	6,2	1,3	10,3	19,3
1900—1977	78	11,3	4,6	6,7	22,6	10,3	12,2	0,9	23,4	46,0
Общая энергия за 1900—1977		948,2	378,1	590,7	1917,0	1177,2	1141,7	67,6	2386,5	4303,5

Примечания: 1. Декабрь 1920 г. отнесен к эпохе 1921—1923 гг.

2. Энергия промежуточных и глубоких землетрясений за 1900—1902 гг. не учтена.

(в процентном отношении) в 1,5 раза меньше энергии в группе $M=7,5—8,2$ и почти в 2 раза меньше в группе $M=6,0—7,4$ (табл. 2).

Таблица 2

Среднегодовая сейсмическая энергия континентальных и океанических регионов по основным группам магнитуд в вековом диапазоне (1900—1977 гг.)

Группы магнитуд (М)	8,3—8,9		7,5—8,2		6,0—7,4		6,0—8,9	
	10 ²³ эрг	%	10 ²³ эрг	%	10 ²³ эрг	%	10 ²³ эрг	%
Континентальные (все)	17,02	70,5	4,54	18,8	2,57	10,7	24,12	100
Океанические (все), включая бортовые районы	16,98	51,5	9,64	29,2	6,35	19,3	32,98	100
Земля в целом	34,00	59,5	14,18	24,9	8,92	15,6	57,10	100

6) В вековом диапазоне (1900—1977 гг.) высвобожденная энергия нормальных землетрясений примерно одинакова в континентальных ($21,3 \times 10^{23}$ эрг/год) и океанических ($23,5 \times 10^{23}$ эрг/год) регионах (табл. 3). В то же время энергия промежуточных и глубокофокусных землетрясений в континентальных регионах ($2,9 \times 10^{23}$ эрг/год) примерно в 3,3 раза меньше, чем в океанических регионах ($9,5 \times 10^{23}$ эрг/год)¹.

Таблица 3

Общепланетарная среднегодовая энергия землетрясений по отдельным группам магнитуд в вековом диапазоне (1900—1977 гг.)

Группа магнитуд (М)		8,5—8,9	8,0—8,4	7,5—7,9	7,0—7,4	6,5—6,9	6,0—6,4	Всего 6,0—8,9
Регионы								
Энергия, в 10^{23} эрг								
Нормальные (неглубокие) землетрясения		15,31	16,66	6,69	3,81	1,60	0,72	44,79
Континенты		10,02	6,95	2,51	1,05	0,50	0,22	21,25
Океаны		5,29	9,71	4,18	2,76	1,10	0,50	23,54
Промежуточные землетрясения		4,17	2,80	1,31	1,17	0,72	0,28	10,45
Континенты		—	1,39	0,45	0,39	0,22	0,08	2,53
Океаны		4,17	1,41	0,86	0,78	0,50	0,20	7,92
Глубокофокусные землетрясения		—	0,54	0,70	0,39	0,19	0,04	1,86
Континенты		—	—	0,23	0,07	0,03	0,01	0,34
Океаны		—	0,54	0,47	0,32	0,16	0,03	1,52
Все землетрясения		19,48	20,00	8,70	5,37	2,51	1,04	57,10
Континенты		10,02	8,34	3,19	1,51	0,75	0,31	24,12
Океаны		9,46	11,66	5,51	3,86	1,76	0,73	32,98
Энергия, в %								
Земля в целом		34,1	35,0	15,3	9,4	4,4	1,8	100
Континенты		41,5	34,6	13,2	6,3	3,1	1,3	100
Океаны		28,7	35,3	16,7	11,7	5,4	2,2	100
Нормальные землетрясения		34,2	37,2	15,0	8,5	3,5	1,6	100
Промежуточные землетрясения		39,9	26,8	12,5	11,2	6,9	2,7	100
Глубокофокусные землетрясения		—	28,8	37,7	21,0	10,2	2,3	100

7) Землетрясения планеты группируются в два магнитудных каскада²: высший ($M=8,3—8,9$) и низший ($M=6,0—8,2$ и вообще $M>8,3$).

Энергия нижнего магнитудного каскада землетрясений имеет более или менее выдержанный (или слабо изменяющийся) ежегодный уровень по десятилетиям за вековой период (табл. 4). Это касается как нормальных, так и промежуточных и глубокофокусных (глубоких) зем-

¹ Долготное распределение энергии всех землетрясений Земли показано на рис. 4. Ее распределение по широтным поясам показано ранее [19].

² Большие концентрации сейсмической энергии выделяются Землей часто в виде каскада выплесков на разных уровнях магнитудной шкалы, быстро насыщающейся в своем верхнем диапазоне.

Таблица 4

Общепланетарное выделение по десятилетиям среднегодовой сейсмической энергии Земли по главным группам магнитуд (1897—1976 гг.), в 10^{23} эрг/год

Магнитуды (М)		7,0—8,2					8,3—8,9		
Землетрясения		Нормальные с М			Промежуточные и глубокие М=7—8,2	Σ	Нормальные	Промежуточные и глубокие	Σ
Этап	Годы	7—7,8	7,9—8,2	7—8,2					
1	1897—1906	>7 (?)	13,5	>21	5,7 (?)	>27	111	22 (?)	133
2	1907—1916	>7 (?)	14,1	>21	9,8	>31	11	23	34
3	1917—1926	6,1	3,2	9,3	4,8	14,1	37	4	41
4	1927—1936	7,2	8,1	15,3	2,0	17,3	29	—	29
5	1937—1946	9,8	6,8	16,6	5,3	21,9	44	5	49
6	1947—1956	7,5	6,3	13,8	3,5	17,3	18	2	20
7	1957—1966	5,9	7,0	12,9	4,3	17,2	7	7	14
8	1967—1976	9,5	6,5	16,0	0,8	16,8	—	—	—
В среднем		7,7	8,2	15,9	4,6	20,5	32	8	40

летрясений¹). Суммарный выход энергии всех землетрясений (нормальных, промежуточных, глубоких) с $M=7,0—8,2$ составлял в среднем $14—22 \times 10^{23}$ эрг/год по десятилетиям в течение 1917—1976 гг. С учетом землетрясений с $M < 7$ (около 4×10^{23} эрг/год) общий выход энергии всех землетрясений с $M < 8,3$ составляет около $8—27 \times 10^{23}$ эрг/год (в более коротких эпохах). Это относительное постоянство выделения энергии нижнего магнитудного каскада землетрясений в десятилетних диапазонах примечательно также и в связи с несовпадением во времени максимума выделения энергии всех землетрясений в континентальных и океанических регионах (пункт 3), противодействующим такому постоянству, свидетельствующему о слабом изменении темпов местного развития недр.

Энергия высшего магнитудного каскада землетрясений ($M=8,3—8,9$) выделяется крайне неравномерно во времени, вырисовывая циклы усиления и ослабления: вековое усиление в 1897—1906 гг. (133×10^{23} эрг/год), меньшее усиление в 1937—1946 гг. (44×10^{23} эрг/год) и ослабления в другие эпохи ($14—34 \times 10^{23}$ эрг/год и менее, иногда почти до нуля). Эта неравномерность выступает резче при рассмотрении среднегодовой энергии по более коротким, чем 10-летним, интервалам (табл. 5)². В последние два пятилетия (1968—1972 и 1973—1977 гг.)

¹ Так, для нормальных землетрясений с $M=7,0—8,2$ среднегодовое выделение энергии по десятилетним этапам в течение 1917—1976 гг. колебалось в узких пределах ($9—17 \times 10^{23}$ эрг/год). В это же время и среднегодовая энергия промежуточных и глубоководных землетрясений тех же групп магнитуд ($M=7,0—8,2$) также колебалась в узких пределах (обычно $2—5,5 \times 10^{23}$ эрг/год и только для последнего 8-го этапа выделение энергии было меньше).

² Среднегодовая энергия нормальных землетрясений по 5-летиям выявляет две эпохи резкого ее возрастания: 1903—1907 гг. (101×10^{23} эрг/год) и 1938—1942 гг.

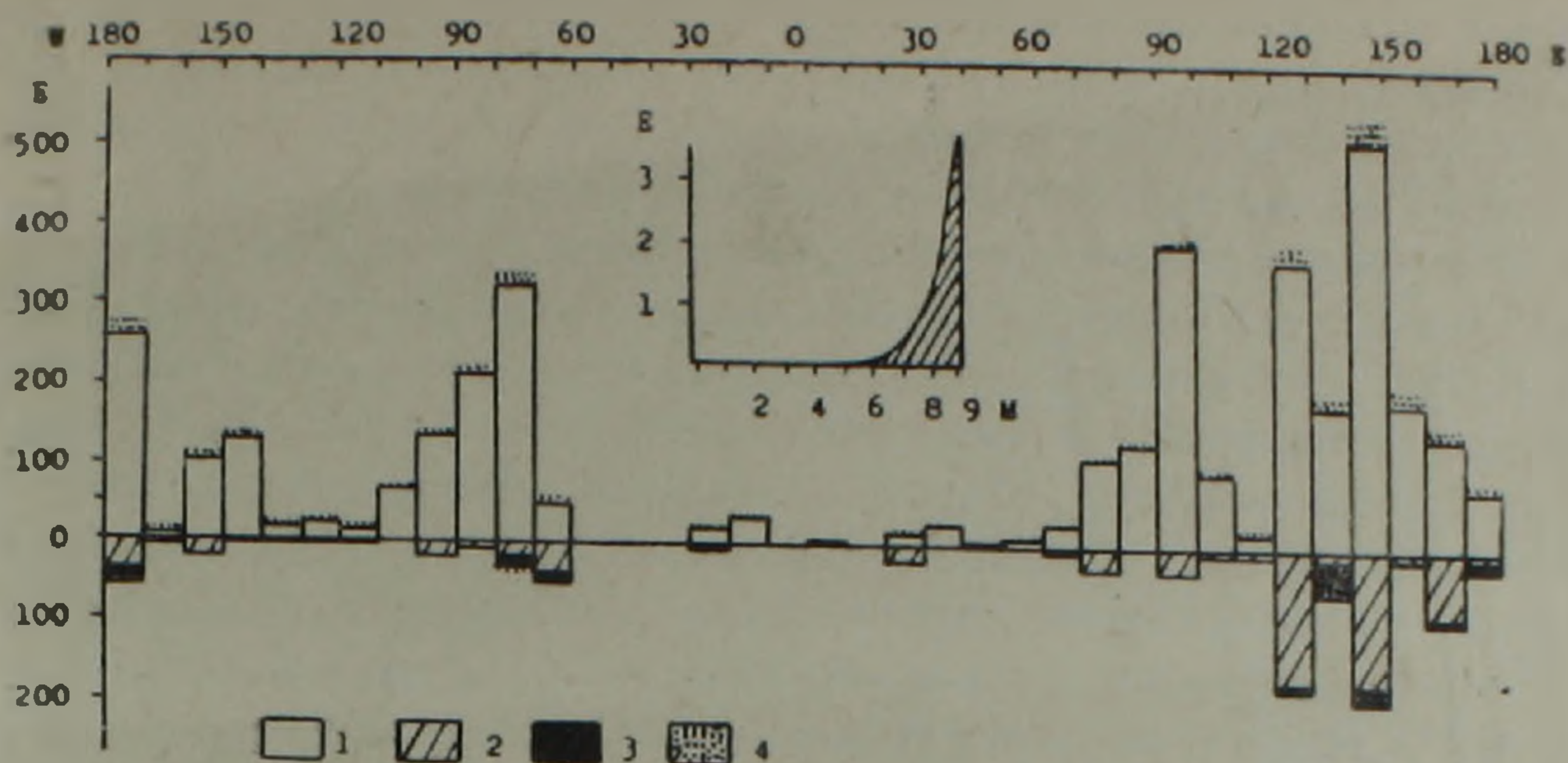


Рис. 4. Распределение всей сейсмической энергии Земли по ее долготным зонам (по сферическим двугольникам с внутренним углом по 10°) в течение 1897—1976 гг. По вертикали отложена энергия землетрясений ($E \times 10^{23}$ эрг); выше горизонтальной линии показана энергия нормальных землетрясений (1), ниже—энергия промежуточных (2) и глубокофокусных (3) землетрясений с магнитудами $M=7.0-8.9$. Точками (4) показана энергия землетрясений с $M=6.0-6.9$. В целом на рисунке показана энергия землетрясений мира с $M=6.0-8.9$, составляющих 98% всей сейсмической энергии мира. Оставшиеся 2% энергии (приходящиеся на землетрясения с $M < 6$) совершенно не изменяют конфигурацию рисунка, где им могут отвечать участки высотой всюду менее 1 мм. На врезке показано среднегодовое количество энергии всех землетрясений планеты по группам магнитуд (через 0,5 M). E —сейсмическая энергия, в 10^{24} эрг/год на каждую группу магнитуд (в интервале 0,5 M). Заштриховано—98% сейсмической энергии Земли, анализируемой на рисунке ($M=6.0-8.9$).

Таблица 5

Общепланетарное выделение по пятилетиям среднегодовой сейсмической энергии в сфере высшего магнитудного каскада землетрясений ($M=8.3-8.9$), в 10^{23} эрг/год

Годы	Землетрясения			Годы	Землетрясения		
	Нормальные	Промежуточные и глубокие	Всего		Нормальные	Промежуточные и глубокие	Всего
1898—1902	65,1	?	>65	1938—1942	72,7	10,0	82,7
1903—1907	101	17,2	118,2	1943—1947	15,7	—	15,7
1908—1912	14,2	31,3	45,5	1948—1952	32,8	3,6	36,4
1913—1917	27,7	14,2	41,9	1953—1957	7,2	—	7,2
1918—1922	34,3	3,6	37,9	1958—1962	3,6	14,2	17,8
1923—1927	19,5	3,6	23,1	1963—1967	7,1	—	7,1
1928—1932	20,7	—	20,7	1968—1972	—	—	—
1933—1937	33,3	—	33,3	1973—1977	—	—	—

высший магнитудный каскад землетрясений вообще не проявлялся и не было ни одного землетрясения с $M \geq 8.3$ (ежегодный выход сейсмической энергии).

(73×10^{23} эрг/год); в остальные пятилетки ежегодный выход сейсмической энергии был меньше в 3—10 раз и более. Выход энергии всех землетрясений (нормальных, промежуточных, глубоких) выявляет те же два максимума (118×10^{23} и 83×10^{23} эрг/год).

ской энергии равнялся нулю). В целом же высший магнитудный каскад землетрясений в течение последних 80 лет указывает на направленное ослабление сейсмотектонической активности Земли, соответствующее, по-видимому, нисходящей ветви какого-то крупного тектонического цикла, осложненного второстепенным усилением в 1938—1942 гг., после чего спад сейсмической активности становится наиболее значительным. В 1965—1977 гг. эта нисходящая ветвь сейсмотектонической активности достигает своего экстремума (выход энергии землетрясений с $M \geq 8,3$ равен нулю или крайне ничтожен). Высший магнитудный каскад землетрясений связан с общепланетарными процессами и его компоненты, вероятно, взаимосвязаны единой сеткой напряжений, находящейся в тесном взаимодействии со многими природными явлениями.

Итак, наличие двух магнитудных каскад землетрясений, существенно и даже принципиально отличающихся друг от друга, представляет природную реальность и оно впервые было выявлено нами еще в 1967 г. [15].

8) Если расположить все нормальные землетрясения мира в группы с M через $M=0,5$, то можно сформулировать такую эмпирическую закономерность: общепланетарная сейсмотектоническая энергия в вековом диапазоне увеличивается примерно в 2 раза по мере перехода на $0,5 M$ к землетрясениям соседней высшей группы магнитуд (табл. 3). Это касается всей сейсмической энергии Земли для групп землетрясений, начиная от $M=6,0-6,4$ и до группы землетрясений с $M=8,0-8,4$. Землетрясения с меньшими M ($M < 6$), на которые, несмотря на их многочисленность, приходится всего 1—2% сейсмической энергии планеты, вероятно, также не выпадают из этой закономерности.

Для наисильнейших землетрясений с $M=8,5-8,9$ эта закономерность, по имеющимся цифровым данным, как будто не подтверждается — выход сейсмической энергии таков (около 20×10^{23} эрг/год), как и для группы землетрясений с $M=8,0-8,4$, хотя ожидалось бы, в соответствии с упомянутой закономерностью, вдвое больше сейсмической энергии (около 40×10^{23} эрг/год). Это является следствием или действительно не подчинения наисильнейших землетрясений ($M=8,5-8,9$) отмеченной закономерности, или же систематического занижения данных о величине, подсчитанных по известным формулам [12]. Последние работы американского исследователя Х. Канамори [10] указывают на то, что энергия землетрясений с наиболее высокими магнитудами и длиннопериодными сейсмическими волнами сильно занижается (в десятки раз), если рассчитывать ее по известной магнитудной шкале (однако оценка по шкале Рихтера энергии землетрясений с меньшими магнитудами считается верной, поскольку для них не характерны длиннопериодные волны). Происходит насыщение общепринятой шкалы магнитуд в области ее максимальных значений. Поэтому действительная энергия землетрясений с высокими магнитудами и длиннопериодными сейсмическими волнами значительно (во много раз) больше, чем ныне исчисляется. Для 4-х таких суперземлетрясений (Камчатское 4/XI—1952 г., Алеутское

9/III—1957 г., Чилийское 22/V—1960 г., Аляскинское 28/III—1964 г.) магнитуда $M > 9$, причем Чилийскому землетрясению приписывается $M = 9,5$ [10]. Учет этих новых величин показывает, что отмеченной выше закономерности отвечает в целом и группа землетрясений с $M = 8,5—8,9$ (полагая, что вышеупомянутые 4 суперземлетрясения с $M > 9$ пополняют баланс энергии землетрясений группы $M = 8,4—8,9$, или же, что их энергетическая характеристика на самом деле намного выше, чем принималось ранее, но все же меньше, чем это следует по [10]).

Таковы основные глобальные особенности и закономерности сейсмотектонического развития Земли, многие из коих, несомненно, являются новыми и впервые выявляемыми, которые, накладываясь на ранее известные закономерности сейсмичности Земли, позволяют более полно понять суть современного пульса планеты. При этом оставляем в стороне интересные аспекты вторжения в сейсмотектоническую жизнь Земли космических воздействий, представления о которых только появляются и для их осознания требуется еще немало времени, а также трудного, но увлекательного и перспективного творческого поиска.

Армянское геологическое общество

Поступила 19.V.1978.

Գ. Պ. ԹԱՄՐԱԶՅԱՆ

ԵՐԿՐԱԿՆԴԻ ՍԵՅՍՄՈՏԵԿՏՈՆԻԿ ԶԱՐԴԱՅՄԱՆ ԿԱՐԵՎՈՐԱԳՈՒՅՆ ՏԱՐԱԾԱ-ԺԱՄԱՆԱԿԱՅԻՆ ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ XX ԴԱՐՈՒՄ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Ի հայտ են բերված երկրազնդի սեյսմոտեկտոնիկ զարգացման նոր օրինաչափություններ՝ երկրակեղևի սեյսմոակտիվության մաքսիմումներն ու մինիմումները սինխրոն են մայրցամաքների սահմաններում և առանձին կերպով՝ օվկիանոսային մարզերի համար, սակայն այդ ուժեղացման և թուլացման ժամանակաշրջանները չեն համընկնում և ըստ ժամանակի միմյանց նկատմամբ տեղաշարժված են. սեյսմիկ ցիկլերը հաճախ սաղմնավորվում են օվկիանոսային մարզերում և ապա անցնում մայրցամաքները, օվկիանոսային մարզերի հետ համեմատած մայրցամաքներն ավելի հաճախ են իրենց սեյսմիկ էներգիայի մեծ մասն անջատում ավելի բարձր ուժգնության երկրաշարժերի միջոցով. մոլորակի $M < 8,3$ ունեցող երկրաշարժերի միասնությունն ունի թույլ փոփոխվող և առավել կայուն միջին տարեկան մակարդակ ըստ տասնամյակների այն դեպքում, երբ $M \geq 8,3$ ունեցող երկրաշարժերի միասնությունն աչքի է ընկնում սեյսմիկ էներգիայի անջատման ծայրահեղ անհավասարաչափությամբ հարյուրամյա ժամանակահատվածում:

G. P. TAMRAZYAN

THE PRINCIPAL SPACE-TIME REGULARITIES OF THE EARTH'S SEISMOTECTONIC DEVELOPMENT IN THE 20th CENTURY

A b s t r a c t

New regularities in the seismotectonic development of the Earth have been revealed: the maxima and minima in the seismic activity of the earth crust are synchronous within the confines of the continents and separately for oceanic regions; however, these intensification and relaxation epochs do not coincide being shifted in time with respect to each other; seismic cycles frequently originate in oceanic regions and later they cover the continents; the continents, as compared to the oceanic regions, release a great part of their seismic energy through earthquakes with higher magnitudes; the total combination of the planetary earthquakes with $M < 8.3$ has a slightly varying and more consistent average annual level in decades, whereas the total combination of earthquakes with $M > 8.3$ is distinguished by an extremely uneven release of seismic energy on a century basis etc.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Тамразян Г. П. Внутрисуточная закономерность глобальной сейсмодинамической активности Земли. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 11, 1973.
2. Тамразян Г. П. Лунные приливы как главный регулятор глобальной сейсмодинамической периодичности Земли. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1978.
3. Bath M. The problem of earthquake magnitude determination. Trav. Scientif. Ser. A, Strassbourg, 1956.
4. Bath M. Erdbebenenergie. Zeits f. Bergbau usw. Freiberg, № 9, 17—21, 1957.
5. Benioff H. Earthquakes and rock creep. Part 1, Bull. Seismol. Soc. Amer., 51, 31—32, 1951.
6. Duda S. J. Secular seismic energy release in the circum-Pacific belt. "Tectonophysics", v. 2, 409—452, 1965.
7. Gutenberg B., Richter C. F. Seismicity of the earth. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 34, 1941.
8. Gutenberg B., Richter C. F. Seismicity of the Earth and associated phenomena, Princeton Univ. Press, 1949; 2nd ed. 1954.
9. Hedervari P. Investigations regarding the Earth's seismicity. Part 1—V, Gerlands Beitrage zur Geophysik: v. 72, Heft 6, 352—370, 1963; v. 73, Heft 4, 219—234, 1964; v. 74, Heft 5, 420—431, 1965; v. 75, Heft 3, 169—178, 1966; v. 76, Heft 5, 393—405, 1967; v. 76, Heft 6, 467—490, 1967.
10. Kanamori H. The energy release in great earthquakes. Jour. Geophys. Res., v. 82, № 20, 2981—2987, 1977.
11. Milne J. Earthquakes and other Earth movements. London, 7 ed, 1939.
12. Richter C. F. Elementary Seismology. San Francisco, 1958.
13. Rothe J. P. The seismicity of the Earth. Paris, UNESCO, 1969.
14. Sieberg A. Erdbebengeographie. Handbuch der Geophysik, Berlin, 1932.
15. Tamrazyan G. P. Principal regularities in the distribution of major earthquakes relative to solar and lunar tides and other cosmic forces. Intern. Jour. Solar System (U. S. A.), v. 9, № 3, 574—592, 1968.

16. *Tamrazyan G. P.* Seismic anomalies and the dynamic evolution of the Earth's crust and upper mantle. Intern. Jour. Solar System (U. S. A.), v. 10, № 1, 164—168, 1969.
17. *Tamrazyan G. P.* Einige der wichtigsten raum- und zeitabhängigen Gesetzmässigkeiten der Freisetzung von seismischer energie der Erde. Geologische Rundschau (Bundesrepublik Deutschland), Band 59, Heft 2, 623—636, 1970.
18. *Tamrazyan G. P.* Papel principal del centro de masas de los continentes unidos en la actual actividad seismica de la Tierra. Bol. Acad. Ciencias Fisicas, Matem., Natur. (Venezuela), t. 30, № 89, 25—31, 1970.
19. *Tamrazyan G. P.* Distribucion de los terremotos y su energia por las zonas de latitud de la Tierra. Bol. Acad. Ciencias Fisicas, Matem., Natur. (Venezuela), t. 31, № 93, 39—45, 1971.
20. *Tamrazyan G. P.* Las constantes de la distribucion intramagnitudinal de la frecuencia y energia de los terremotos. Bol. Acad. Ciencias Fisicas, Matem., Natur. (Venezuela), t. 32, № 96, 103—108, 1972.
21. *Tamrazyan G. P.* Algunas custiones de la distribucion de los terremotos y su energia segun la profundidad de los hogares en las principales regiones sismicas de la Tierra. Bot. Acad. Ciencias Fisicas, Matem., Natur. (Venezuela), t. 33, № 100, 79—84, 1973.
22. *Tams E.* Die seismizitat der Erde. Wien—Harms Handbuch der Experimentalphysik, v. 25, 361—437, 1931.

УДК 552.313.143(479.25)

Р. Т. ДЖРБАШЯН, А. А. САДОЯН

ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЭОЦЕНОВОГО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА ВАЙОЦДЗОРА

Комплекс верхнеэоценовых образований Вайоцдзора заметно отличается от одновозрастных пород других участков Еревано-Ордубадской интрагеосинклинали. Если на западе, в бассейнах рек Раздан и Азат, развиты флишевые карбонатно-терригенные отложения [8], а в бассейне р. Веди—преимущественно флишевые (умеренно-глубоководные) и нефлишевые (мелководные) карбонатно-терригенные осадки [9], то в Вайоцдзоре в основном распространены верхнеэоценовые нефлишевые осадочные и вулканогенно-осадочные образования [2]. От подстилающей пирокласто-осадочной флишевой свиты среднего эоцена, разрез верхнего эоцена Вайоцдзора отличается следующими особенностями:

- 1) большим распространением глинистых и крупнообломочных пород, а также ископаемых органогенных построек (рифов);
- 2) присутствием кремнистых известняков и доломитов;
- 3) локальным развитием прибрежно-континентальных и подводных вулканогенных образований;
- 4) изменением состава и характерных ассоциаций минералов;
- 5) отсутствием в верхней и незначительным распространением в нижней частях разреза верхнего эоцена чередования пород флишевого типа с градационной слоистостью;
- 6) большой частотой встречаемости в разрезах массивных и крупных слоев.

В бассейне среднего течения р. Арпа, в разрезе верхнего эоцена снизу вверх выделяются 3 толщи (рис. 1):

- 1) нижняя, осадочная—известняково-песчано-глинистая;
- 2) вулканогенно-осадочная;
- 3) верхняя, осадочная—рифогенно-карбонатная.

1. Нижняя осадочная толща широко распространена в западном и центральном Вайоцдзоре. Если в разрезе толщи в западном Вайоцдзоре преобладают карбонатно-глинистые отложения, то в центральном и восточном Вайоцдзоре заметно возрастает также доля песчаных и крупнообломочных пород с уменьшением их карбонатности. В данной статье детальная литологическая характеристика нижней осадочной толщи не приводится.

2. Вулканогенно-осадочная толща пользуется большим развитием в центральном и восточном Вайоцдзоре. Она представлена лавами, их туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туффитами разнозерни-

стыми, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогиллитами и кремнисто-карбонатными породами. Вулканогенные образования в разрезе верхнего эоцена Вайоцдзора занимают преимущественно средние и верхние горизонты [4]. Они прорывают отложения ниж-

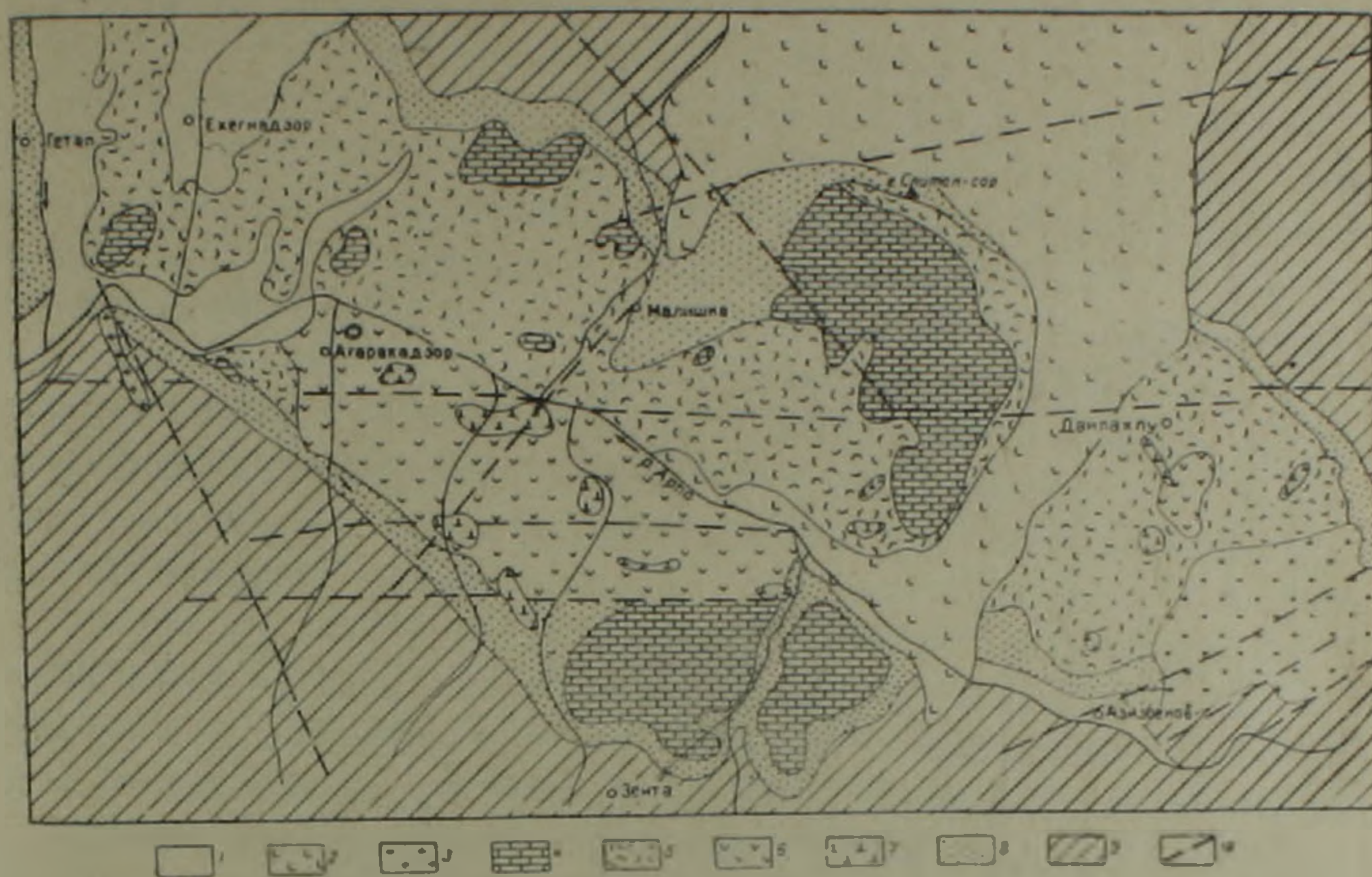


Рис. 1. Схема распространения верхнеэоценовых образований бассейна среднего течения р. Арпа. 1. Современные аллювиальные отложения. 2. Четвертичные лавы вулкана Вайоцасар. 3. Олигоценовые интрузивные образования. 4—8. Верхний эоцен: 4—верхняя осадочная (рифогенно-карбонатная) толща, 5—вулканогенно-осадочная толща, 6—лавы, агломератовые лавы, лавобрекчии, туфобрекчии, туфы трахибазальт-андезитового состава вулканических сооружений, 7—дайки, субвулканические тела, 8—нижняя осадочная (известняково-песчано-глинистая) толща. 9. Образования нижне-го-среднего эоцена. 10. Разломы (приведены по данным В. Ф. Качурина).

ней осадочной толщи верхнего эоцена, но нигде не внедряются в массивные рифовые органогенные постройки¹.

Вулканогенные образования пользуются ограниченным распространением, локализуясь в пределах отдельных зон и участков. Исследования, проведенные нами в Агаракадзорском и Дайлахлинском участках, позволяют считать их (особенно Агаракадзорский) крупными палеовулканическими сооружениями центрального типа. Агаракадзорское палеовулканическое сооружение расположено преимущественно на левом борту р. Арпа, между сс. Агаракадзор и Зейта. Оно отчетливо вы-

¹ Абсолютный возраст вулканогенных пород района сс. Агаракадзор, Малишка (по определениям лаборатории геохронологии ИГЕМ АН СССР) колеблется от 32 ± 4 млн. лет для лав и экструзий роговообманковых трахибазальтов до 34 ± 4 млн. лет для валунов трахиандезито-базальтов в туфобрекчиях, т. е. относится к позднему эоцену—раннему олигоцену. По устному сообщению Н. С. Бендукидзе, по данным определения кораллов в органогенных рифовых постройках Вайоцдзора, возраст последних также относится к верхнему эоцену-олигоцену.

деляется в полях развития осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. Южная граница довольно четкая, она проходит по близширотному разлому, по которому вулканы прорывают нижнюю толщу верхнего эоцена. В северном направлении переход вулканитов к вулканогенно-осадочным и осадочным фациям происходит постепенно, граница их распространения несколько извилистая и недостаточно четкая.

Собственно вулканические фации представлены лавами, агломератовыми лавами, лавобрекчиями, лавоконгломератами, туфобрекчиями трахибазальтового и трахиандезито-базальтового состава (табл. 1), принадлежащими базальт-трахиандезитовой формации. Пирокластические фации сохранились, по-видимому, в незначительном объеме. Вулканы образуют хаотическое нагромождение материала без индивидуализации отдельных потоков и без следов отсортированности и слоистости. Характерной особенностью пород является их краснокаменное перерождение (в отдельных участках) с развитием отдельных зон аргилизации и прожилков и включений кальцита и цеолита; иногда встречаются конкреции агатоподобного кремня.

Дайлахлинский участок развития верхнеэоценовых вулканитов при идентичности вещественного состава и петрографических особенностей пород, от Агаракадзорского отличается более широким развитием пирокластических фаций, обнаруживающих заметную слоистость.

Петрографический состав вулканических пород довольно постоянен. Породы представлены трахибазальтами, трахиандезито-базальтами и т. д., обнаруживающими порфировую структуру с крупными вкрапленниками базальтической роговой обманки, плагиноклаза и меньше клинопироксена. Характерной особенностью надо считать появление во вкрапленниках базальтической роговой обманки, размером до 10—12 мм, с отчетливым плеохронизмом и опацитовой оторочкой. Плагиноклаз образует призматические идиоморфные кристаллы размером до 2—3 мм, часто зонален, состав соответствует лабрадор-битовниту—65—80% Ап. Основная масса в породах состоит из лейст и микролитов плагиноклаза, мелких зерен клинопироксена, бурого стекла, рудного минерала. Структура основной массы гналопилитовая, интерсертальная. В виде аксессуаров отмечается апатит.

По-видимому, извержения Агаракадзорского палеовулкана носили эффузивно-эксплозивный характер в подводных и эпизодический—в континентальных условиях. Снос материала происходил в основном в северном направлении в верхнеэоценовый морской бассейн. Размытый, преимущественно пирокластический материал участвует в составе вышележащей туфогенной пачки верхнего эоцена.

Здесь же следует заметить, что как в пределах палеовулканических сооружений, так и вне полей развития вулканитов, среди пород вулканогенно-осадочной толщи верхнего эоцена широким развитием пользуются дайки, экструзивы и силловые залежи, сложенные андезитами, габбро- и диорит-порфиритами [7], реже трахиандезитами и андезито-дацитами. Характерной особенностью их является отсутствие вкраплен-

ников базальтической роговой обманки при широком развитии вкрапленников клинопироксена и обыкновенной роговой обманки и значительные вариации в размерах от первых десятков метров до 0,8—1,0 км. Породы эти тяготеют преимущественно к близширотным, северо-восточным и северо-западным структурам и объединяются в самостоятельный комплекс субвулканических интрузивных пород.

Значительная часть разреза вулканогенно-осадочной толщи сложена туфобрекчиями, туфоконгломератами, туффитами и т. д. Характерно, что по линии сс. Агаракадзор-Малишка-Дайлахлу в северо-восточном, и по линии сс. Агаракадзор-Зейта-Азатек в юго-восточном направлениях в разрезе постепенно возрастает роль осадочного материала. Наблюдается переход от туфобрекчий к туфоконгломератам, разнотернистым туффитам, туфопесчанкам и туфоалевролитам. В цементе указанных пород (девитрифицированный, слабо хлоритизированный туфовый материал) отмечается частичное увеличение содержания карбонатного вещества.

Гравийно-валунные обломки в породах описываемой толщи преимущественно состоят из тех же вулканитов и туфов, которыми сложены области сноса. Одновременно среди обломков почти полностью отсутствует материал известняков из рифогенных построек, что еще раз доказывает более молодой возраст последних.

В минеральном составе тяжелой фракции туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов иммерсионным методом определены: магнетит, авгит (преобладающие компоненты тяжелой фракции), лимонит, гематит, обыкновенная роговая обманка, базальтическая роговая обманка, барит-целестин (в туфопесчаниках), гиперстен (в туффитах), биотит, ильменит, лейкоксен.

Характерной особенностью верхнеэоценового литогенеза Вайоцдзора является также заметное распространение кремнистых известняков. Как правило, они встречаются в верхней половине разреза верхнего эоцена, часто чередуясь со слоями туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов (район с. Дайлахлу, вершина г. Спитаксар) и нередко залегают в основании многих (Спитаксар—Шрештикарской, Зейтинской, Азатекской и др.) массивных карбонатных построек.

Мощность слоев кремнистых известняков от 0,5 до 6 м, часто 1—1,5 м. Наблюдающиеся в них кремнистые стяжения матово-белые, голубые, бурые, серые и черные. Размер и форма кремнистых образований непостоянны: мелкие (0,01—10 см включения, замещенные халцедоном участки); крупные (до 80 см стяжения) и пластообразные (длиною до 2 м и максимальной мощностью до 40 см) линзы. Обычно они имеют угловатую, причудливую и очень редко—округлую форму. Кремнистое вещество представлено преимущественно халцедоном. Иногда встречаются мелкие (до 1 мм) участки, где халцедон переходит в кварц. В кремнистых известняках почти не наблюдается известковых раковин, а обломочные зерна алевро-гравийной размерности—единичны. Содержание карбонатного вещества в них сравнительно низкое—от 47 до 66%.

Иммерсионным анализом в минеральном составе кремнистых известняков, кроме кальцита, обнаружены: халцедон, кварц, лимонит, гематит, плагиоклазы, магнетит, пирит, барит-целестин, авгит, обыкновенная роговая обманка, лейкоксен, ильменит.

Парагенез кремнистых известняков с туффитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками показывает, что существует генетическая связь между кремнями указанных известняков и верхнеэоценовым вулканизмом. Кремнезем в основном образовался при подводных извержениях вулканов центральной части Вайоцзора, при гальмиролитическом взаимодействии морской воды с лавой и пирокластами, а также из вулканических гидротерм [5, 12]. Стяжения кремней в известняках формировались в стадию позднего диагенеза [3].

Характерно присутствие известковых, кремнистых доломитов на юго-восточном склоне г. Спитаксар. Здесь пачка окремненных, карбонатизированных, лимонитизированных туфогенных пород, кремнистых известняков и кремнисто-известковых доломитов, общей мощностью 25 м и протяженностью около 1 км, залегают в основании Спитаксар—Шрештикарского рифового массива. Макроскопически доломиты розового, буровато-желтого цвета, плотные породы со слоистой текстурой и преимущественно с зернистым изломом. Мощность слоев колеблется от 0,5 до 2 м. Структура доломитов мелко-микрозернистая и мелко-среднезернистая, кристаллическая, причем ромбоэдрические кристаллы встречаются редко, в отдельных участках. Часто отмечаются овоиды, пеллеты округлой формы (диаметром 0,2—0,5 мм), представленные более темным, микрозернистым карбонатным веществом. Редко наблюдаются мелкие участки разнообразной формы, замещенные кремнями. Карбонатные раковины в породе не сохранились.

По данным химического анализа (табл. 1) доломиты района г. Спитаксар известковые, кремнистые, переходящие в доломитизированные известняки. Наличие овоидов, пеллетов указывает на то, что описанные доломиты вторичные, диагенетические, образовавшиеся путем замещения отложений углекислого кальция [10].

Добавим, что встречаются также окремненные туффиты, туфоконгломераты, расположенные, как правило, в контактовой зоне прорывающих вулканитов, а на западной окраине с. Малишка обнажается крупная пластообразная линза кремня.

3. Большой научный и практический интерес представляют карбонатные органогенные постройки [6]—рифогенные известняки верхнего эоцена Вайоцзора. Отметим, что среди палеогеновых отложений территории Армянской ССР наибольшее развитие рифогенных массивных известняков наблюдается именно в разрезах верхнего эоцена Вайоцзора. Эти обособленные мелкие и крупные карбонатные массивы расположены в полосе сс. Агавнадзор, Гетап, Ехегнадзор, Агаракадзор, Малишка, г. Спитаксар, сс. Зейта и Азатек.

Верхнеэоценовые ископаемые органогенные постройки Вайоцзора представлены в основном биогермами, реже биостромами и биостеллой.

Таблица 1

№ п.п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O	п. п. п.	P_2O_5	CO_2	SrO	BaO	SO_3	Сумма
1	47,42	0,85	17,11	8,90	0,85	0,20	10,44	5,18	2,70	2,40	1,14	0,27	0,32	2,30				100,08
2	49,79	0,92	17,96	6,33	2,84	0,28	10,79	5,11	3,00	1,70	0,25	0,53	0,29	н/о				100,49
3	47,91	0,98	18,56	6,75	1,98	0,18	8,50	1,46	4,80	0,40	1,44	4,02	0,33	2,30				99,62
4	52,86	0,39	16,33	9,52	0,84	0,14	8,40	3,17	3,10	2,00	1,10	2,30	0,29	н/о				100,44
5	49,00	0,50	10,91	7,46	—	—	10,00	1,64	0,47	0,47		17,56			сл.	сл.	1,20	98,76
6	8,44	—	2,54	1,42	0,84	0,55	29,57	15,78	—	—	0,08		0,16	40,00				99,48
7	0,84	сл.	0,64	0,18			54,30	сл.	0,32	0,32				43,59	0,45	сл.	1,25	100,26
8	4,03	—	—	2,12	0,86	—	50,33	0,62	0,12	0,05	0,06	0,14	0,34	40,64			0,05	99,38

О п и с ь а н а л и з о в

1. Трахибазальт (6214) Агаракадзорский палеовулкан, севернее с. Зейта на 2,0 км (лаб. ИГН АН АрмССР). 2. Трахибазальт (6221) Агаракадзорский палеовулкан, южнее с. Малишка на 1,5 км по левому борту р. Арпа (лаб. ИГН АН АрмССР). 3. Базальт (6252) Дайлахлинский палеовулкан, юго-восточнее с. Дайлахлу на 1 км (лаб. ИГН АН АрмССР). 4. Туф трахиандезито-базальта (3732), левый берег р. Арпа, напротив с. Малишка (лаб. ИГН АН АрмССР). 5. Туфопесчаник (12241), район с. Малишка (лаб. УГ СМ АрмССР). 6. Доломит известковый, кремнистый (3046), к юго-востоку от г. Спитаксар на 500 м (лаб. ИГН АН АрмССР). 7. Известняк рифовый (12240) г. Шрештикар (лаб. УГ СМ АрмССР). 8. Известняк биогермный (3529) к северу от с. Зейта на 1,5 км (лаб. ИГН АН АрмССР).

Как правило, они хорошо обнажены и не перекрыты более молодыми отложениями. Самой крупной, сложной органогенной постройкой является Шрештикар-Спитаксарский массив. Сохранившаяся от эрозии площадь этого карбонатного тела около 9,5 кв. км. Высота Шрештикарского купола около 80 м. Мощность рифогенных образований к югу постепенно уменьшается. В строении этого массива ядро и склоновые фации рифа четко не выделяются. К юго-востоку от г. Спитаксар, на расстоянии 2 км, в верхней половине разреза органогенной постройки наблюдается пятиметровый слой (крупная линза) брекчия-конгломератовидного известняка. Известняковые обломки диаметром 2—8 см имеют угловатую, реже слабоокатанную форму и почти однородный состав. В них встречаются нуммулиты, кораллы, и что более характерно для этого слоя,—редкие, но крупные гастроподы (*Cerithium parisense* Lamk, *C. clujensis mesz*, определения П. М. Асланяна). Если эти брекчия-конгломератовидные известняки (с большой условностью) считать склоновыми фациями, то район горы Шрештикар можно рассматривать как ядро рифа, где известняки более перекристаллизованы, со скудной, плохо сохранившейся фауной. Сравнительно крупными карбонатными массивами являются также Зейтинская пологозалегающая органогенная постройка и Гаджималский биогерм.

В бассейне р. Арпа встречаются также многочисленные средние и мелкие массивные органогенные постройки с размерами: длиной от 5 до 30 м; шириной от 3 до 10 м и максимальной высотой от 1,5 до 8 м. Обычно они залегают на туфоконгломератах, а в западном Вайоцдзоре—на известковых песчано-глинистых породах. Вероятно, крупные органогенные постройки (Гаджималская, Спитаксарская, Зейтинская), расположенные на северо-восточной дуге, образуют внешний вал—барьерные рифы.

Сравнительно мелкие органогенные постройки, слагающие юго-западную дугу, по-видимому, являются береговыми рифами (внутренний вал). Макроскопически рифогенные известняки—плотные породы светло-желтого, желтого, буровато-желтого, реже белого цвета с кристаллически-зернистым и раковистым изломами. Текстура их массивная, реже, в верхних частях разреза крупных органогенных построек—массивно-слоистая. Структура кристаллически-зернистая, органогенная, цельно-раковинно-детритовая. Во многих участках, особенно в ядрах рифовых сооружений карбонатная порода заметно перекристаллизована. Но в них встречаются также участки более пористые, кавернозные. Иногда эти поры, трещины, особенно трубочки кораллов, заполнены целестином.

Биогермные известняки ядра, внешнего вала рифовых органогенных построек характеризуются незначительным содержанием или отсутствием терригенного материала и высокими значениями карбонатности (от 83,5 в районе г. Гаджимал до 98,9% на вершине г. Шрештикар). В известняках склоновой фации содержание карбонатного вещества снижается, часто составляя 61—69%.

Во всех ископаемых органогенных постройках основными породообразующими биогенными компонентами—рифостроителями, являются водоросли, кораллы и фораминиферы, а в Зейтинской—также и мшанки. В густо заселенных рифовых зарослях обитали также пелециподы, гастроподы, морские ежи, устрицы и другие рифоллюбы. В рифовых известняках с. Зейта даже сохранились единичные зубы акул. Основные биогенные компоненты, слагающие каркас органогенной постройки, сцементированы мелким детритом и микрозернистым карбонатом кальция. Обычно внутренняя часть органогенных построек заметно перекристаллизована; наиболее интенсивно перекристаллизованы коралловые образования, меньше—водоросли.

Иммерсионным методом в минеральном составе рифогенных известняков установлены (кроме породообразующего кальцита): кварц, плагиоклазы, пирит, лимонит, магнетит, авгит, барит-целестин, биотит, эпидот, обыкновенная и базальтическая роговые обманки. Отметим, что содержание авгита, биотита и амфиболов в мелких и средних органогенных постройках внутреннего вала больше, а пирита меньше, чем в известняках внешнего вала.

Установленные спектральными анализами элементы в известняках органогенных построек распределяются в следующем порядке: $\text{Ca} > 10\%$, $\text{Mg}—5,6—1\%$, Si , Al , $\text{Fe}—5,6—0,1\%$, $\text{Sr}—3,2—0,01\%$, $\text{Ba}—1—0,003\%$, Na , K , Ti , $\text{Mn}—0,56—0,01\%$, Ni , Cr , Zr , Cu , $\text{Li}—0,0024—0,0001\%$.

По данным химического анализа (табл. 1), известняки органогенных построек Вайоцдзора низкомагнезальные, с незначительным содержанием кремнезема, окислов железа, алюминия, фосфора и щелочей. В некоторых пробах обнаружены окислы стронция.

Крупные карбонатные массивы внешнего вала расположены на южном склоне Гексарской антиклинали (Гаджималский, Спитаксарский), на северном склоне Вайоцдорской антиклинали (Зейтинский), а мелкие органогенные постройки—преимущественно в приосевой части Арпинской синклинали.

Некоторые органогенные постройки непосредственно находятся в зонах разломов (Гаджималская, Агаракадзорская, Спитаксарская и др.). Как уже было отмечено, в районе распространения многих органогенных построек расположены выходы вулканических образований, которые, как правило, не прорывают массивные известняки.

Таким образом, в исследованном районе вырисовывается связь между разломами, составляющими Ехегнадзор-Азизбековский отрезок крупной Ани-Ордубадской зоны разломов и флексур [1], вулканическими образованиями и рифогенными органогенными постройками [11].

В верхнем эоцене в Вайоцдзоре происходит активизация подводного вулканизма, который изменяет карбонатно-терригенное осадкообразование, превращая его в вулканогенно-осадочное. Наряду с палеовулканическими сооружениями формируются туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туффиты, которые во многих участках создали тот сравнительно приподнятый субстрат, где в дальнейшем происходило рифооб-

разование. В Вайоцдзоре зоны рифообразования с севера, вероятно, граничат с областями некомпенсированного погружения. Область, расположенная севернее Гаджималского и Спитаксарского рифогенных массивов, вероятно, в конце верхнего эоцена не получала в достаточном количестве ни растворенного карбонатного вещества (их поглощают рифо-строители), ни обломочного материала (преграждают рифовые постройки). По-видимому, этот барьер органогенных построек и явился причиной образования в указанной области синхронных маломощных некарбонатных осадков, которые в дальнейшем вымывались и сейчас полностью отсутствуют.

В заключение следует добавить несколько слов о Малишкинском целестиновом месторождении, генезис которого пока полностью не ясен. Месторождение приурочено к глинисто-известняковым породам верхней части разреза осадочной толщи верхнего эоцена. Жеоды, округлые скопления крупнокристаллического целестина, сформированные в слоистых органогенных известняках, вероятно, образовались в стадиях позднего диагенеза и эпигенеза, а инфильтрационные жилы, расположенные в нижележащих известняковых глинах и алевролитах—в стадии гипергенеза.

Таким образом, рассмотренные особенности литогенеза указывают на заметную роль базальтоидного вулканизма в формировании верхне-эоценовых и возможно олигоценовых вулканогенно-осадочной и карбонатной толщи Вайоцдзора. При этом устанавливается довольно тесная взаимосвязь между тектоникой, вулканизмом и процессами кремнеобразования и карбонатного рифообразования.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.IV.1978.

Ռ. Տ. ԶԻՔԱՇՅԱՆ, Հ. Ա. ՍԱԴՅԱՆ

ՎԱՅՈՑԶՈՐԻ ՎԵՐԻՆԷՆՈՑԵՆՅԱՆ ՀՐԱՔԵԱ-ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԼԻԹՈԳԵՆԵԶԻ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Վայոցձորի արևելյան և կենտրոնական մասերում վերին էոցենի հասակի հրաբխա-նստվածքային հաստվածքը մեծ տարածում ունի: Հրաբխային գոյացումները հարում են առանձին, համեմատաբար փոքր ստրուկտուրաների, որոնցից հատուկ ուսումնասիրության է ենթարկված Լեզարակաձորի սլալեո-հրաբխային կառույցը: Հրաբխածին ապարները ներկայացված են տրախի-րազալտային և տրախիանդեդիտա-բազալտային կազմի լավաներով, բեկո-րային լավաներով, տուֆաբեկորային առաջացումներով: Հրաբխային գործու-նեությունն ընթացել է ծանծաղ ծովային և ցամաքամերձ պայմաններում: Հյուսիսարևելյան ուղղությամբ՝ Լեզարակաձորից դեպի Մալիշկա, հրաբխ-ածին նյութն աստիճանաբար տեղակալվում է նստվածքայինով. ապարները

ներկայացված են տուֆիտներով, տուֆալերիտներով, ավազաքարերով և լայն տարածում ունեցող կալծքարային դոլոմիտներով ու կրաքարերով:

Մեծ դիտական ու գործնական հետաքրքրություն են ներկայացնում խուժային կրաքարերը, որոնք այստեղ ունեն ամենալայն տարածումը. դրանց առաջացման, հրաբխականության և տեկտոնիկայի մեջ նկատվում է բազմա-կանին սերտ կապ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Тектоника. В кн. «Геология СССР», том 43, «Недра», 1970.
2. Вегуни А. Т., Птухян А. Е. Опыт расчленения верхнеэоценовых отложений р. Арпа по нуммулитам. Тр. Арм. ГУ, № 2, 1959.
3. Денпес Э. К. Кремнезем, как фактор диагенеза. В кн. «Диагенез и катагенез осадочных образований». «Мир», 1971.
4. Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Мнацаканян А. Х., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. «Наука», 1968.
5. Дзоценидзе Г. С.—Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. «Недра», 1969.
6. Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. «Наука», 1975.
7. Казарян Г. А., Куюмджян А. Г., Саркисян Г. А. О «добатолитовых» субвулканических интрузиях габбро-диорит-гранитной серии Вайка и сопредельных районов. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 7, 1974.
8. Садоян А. А. О литологическом подразделении средневерхнеэоценовых отложений бассейна среднего течения р. Азат. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1965.
9. Садоян А. А. Карбонатно-терригенная флишевая субформация верхнего эоцена (подзона Шагапской синклинали). В кн. «Геология Армянской ССР». т. 5., Изд. АН Арм. ССР, 1974.
10. Фридман Дж. М., Сендерс Дж. И. Генезис и распространение доломитов. В кн. «Карбонатные породы», «Мир», 1970.
11. Хайн В. Е. Рифы и тектоника. В кн. «Значение биосферы в геологических процессах». Тр. V и VI сессии В. П. О. Госгеолтехиздат, 1962.
12. Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. 1, Тр. ГИН вып. 195. «Наука», 1968.

УДК 553.324 (479.25)

Л. П. ЯШВИЛИ

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС МАРГАНЦЕВЫХ РУД
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗ. СЕВАН

В верховье бассейна р. Саринар (Севанский хребет) в разрезе кремнисто-вулканогенной формации офиолитовой серии обнаружено проявление марганцевых руд [5].

Для рудовмещающей толщи характерно чередование горизонта кремнистых пород (преимущественно радиоляритов) и пород вулканогенных—спилитов, диабазов и в кровле иногда дацитов. Соотношение кремнистых и вулканогенных пород изменчиво вверх по разрезу. В целом мощности вулканитов наращиваются к верхней части разреза, с которой и связаны концентрации марганца. Литологически они тяготеют к радиоляритовым горизонтам и размещены вблизи зоны тектонического контакта толщи с сенонскими терригенными и карбонатными отложениями. Суммарная мощность разреза формации достигает 800 м.

Вопросы возраста рудовмещающих пород являются спорными. Палеонтологически охарактеризованные верхнеконьякские отложения не согласны налегают на породы кремнисто-вулканогенной формации [4], тем самым доказывается ее досенонский возраст. В верхней части разреза формации вместе с тем обнаружены известняки с глоботрунканами, переслаивающиеся с радиоляритами, содержащими сеноман-туронский комплекс радиолярий. Основание формации не вскрыто. В приводораздельной части хребта контакт наиболее нижних ее горизонтов с гипербазами Джил-Сатанахачского массива имеет тектонический характер.

Перед тем, как охарактеризовать проявление марганца, необходимо отметить заметную зараженность пород марганцем почти по всему разрезу формации, что проявляется в виде довольно выдержанных горизонтов марганцевистых радиоляритов. В обнажениях они резко обозначаются среди красных радиоляритов черным цветом и металлическим блеском на выветрелой поверхности. Радиоляриты обычно обнаруживают ритмичное строение: основание нередко слагают пачки мелкозернистых известняков и известковых радиоляритов (радиолярии в карбонатном цементе), выше их сменяют тонкослоистые глинистые радиоляриты, ритмично чередующиеся с кремнистыми радиоляритами, далее следуют кремнисто-железистые и, наконец,—кремнисто-железо-марганцевистые радиоляриты. Их суммарная мощность достигает 20—40 м. Мощность марганцевистых радиоляритов (содержание MnO —3—10%) колеблется от 3-х до 10—15 м. Марганец пигментирует микрокристаллическую кварцевую массу породы. Там же на поверхности трещин от-

мечаются пленки и корки, сложенные окисными и гидроокисными соединениями марганца.

Саринарское проявление марганцевых руд обнаружено в 300 м севернее надвига, по которому вулканиты и радиоляриты приведены в тектонический контакт с сенонской граувакковой и известковой толщами.

Марганцевое рудопроявление морфологически представлено:

а) линзообразным рудным телом мощностью от 30—40 см, в раздуге до 2,5—3 м, которое прослеживается на 60 м и б) зоной брекчированных радиоляритов, сцементированных марганцевой рудой. Зона брекчиевидных руд прослеживается на 10—15 м, при мощности 1,2—1,5 м. Азимут падения рудных тел согласен с азимутом падения вмещающих их пород и составляет СВ $25^\circ \angle 70-85^\circ$.

Рудовмещающие породы представляют собой сургучно-красные высококремнистые тонкослоистые радиоляриты и кремнистые туффиты, содержащие поток (60 см) спилитового порфирита.

Мелкие прерывистые скопления марганцевых руд прослеживаются на северо-запад, по левому борту левого притока р. Саринар на протяжении до 1 км, а также обнаружены в 150—500 м выше по главному ущелью р. Саринар. Обломки богатых марганцевых руд довольно часто встречаются среди делювиальных отложений.

Марганцевые руды макроскопически представляют собой темно-серый, до черного цвета тонкозернистый агрегат с полуметаллическим блеском. Руды главным образом довольно плотные, массивные. Местами образуют прожилково-вкрапленный тип среди радиоляритов.

Марганцевое оруденение представлено первично-окисными соединениями марганца. Руды сложены преимущественно браунитом и гаусманитом. Подчиненную роль играют якобит, криптомелан, гематит. В небольшом количестве совместно с браунитом присутствует биксбит (ситтапарит).

Нерудные минералы представлены кварцем и в очень незначительном количестве марганцевыми силикатами. Рудные скопления часто приобретают форму полос и линз, переслаивающихся с радиоляритами.

Браунит—главный и наиболее распространенный рудообразующий минерал. Он образует вкрапленники, гнезда, прожилки среди сургучно-красных кремней (радиоляритов). Макроскопически браунит представляет собой плотный скрытокристаллический агрегат темно-серого цвета с полуметаллическим блеском. Во внутренних частях оруденелых участков размер зерен не превышает сотых долей миллиметра. По мере приближения к периферии размер зерен браунита увеличивается, а на границе с нерудными минеральными агрегатами приобретает правильные кристаллографические формы.

Под микроскопом браунит обнаруживает как колломорфные (рис. 1-а), так и кристаллически зернистые текстуры. Последние представлены характерными для браунита полигональными и клиновидными образованиями. Клиновидный браунит слагает веерообразные и ради-

ально-лучистые агрегаты (рис. 1-б). Кроме того, среди нерудной массы часто образует дендриты изометрических выделений (рис. 1-в). Браунит в радиоляритах часто замещает скелеты радиолярий (рис. 1-г). Агрегаты, сложенные браунитом, часто катаклазированы, причем в непосредственной близости от тектонических нарушений признаки катаклаза проявляются сильнее.

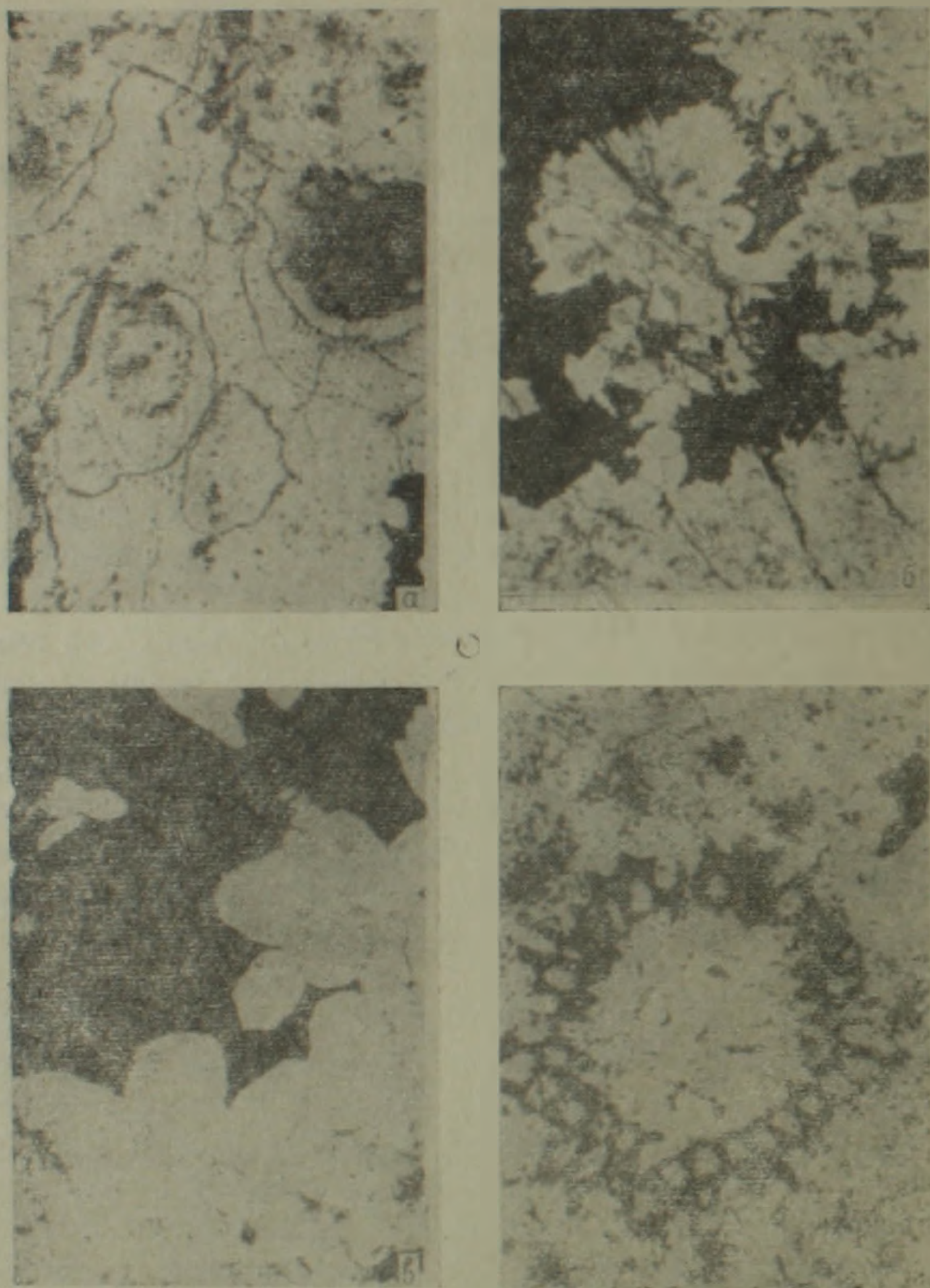


Рис. 1. а) Колломорфные выделения браунита. Полир. шлиф, увел. 100×; б) радиально-лучистые скопления клиновидных образований браунита. Полиров. шлиф, увел. 150×; в) дендриты изометричных кристаллов браунита. Полиров. шлиф, увел. 500×; г) скелет радиолярии, замещенной браунитом. Полиров. шлиф, увел. 150×.

На Саринарском проявлении можно выделить браунит двух генераций: браунит первичный и браунит, образованный за счет ранее существующих окисных и гидроокисных соединений марганца. В первом

случае он выпадает в виде колломорфных и различных кристаллически-зернистых образований, а во втором случае дает псевдоморфозы по манганиту. Кристаллически-зернистый браунит часто обнаруживает зональное строение.

Под микроскопом, в отраженном свете браунит обнаруживает серый цвет со слабым желтоватым оттенком. Отражательная способность чуть ниже, чем у магнетита. Двуотражение очень слабое, но при больших увеличениях заметно отчетливо. Эффекты анизотропии также отчетливые. В иммерсии цвет значительно темнеет, двуотражение и эффекты анизотропии проявляются отчетливее.

Шестоватые агрегаты браунита, с которыми связано несколько повышенное содержание Са (исследования проводились на микрозонде), обнаруживают обильные внутренние рефлексы бело-желтого цвета, количество которых в иммерсии значительно увеличивается.

Данные рентгеноструктурного анализа приведены в табл. 1. Рентгенограмма браунита из Саринара вполне соответствует брауниту из месторождения Тифернаин [9].

Таблица 1

Межплоскостные расстояния и интенсивность
дифракционных линий браунита*

№№ п/п	<i>J</i>	$\frac{d}{n}$
1	1	3,28
2	10	2,710
3	2	2,54
4	4	2,348
5	4	2,156
6	1	2,043
7	9	1,655
8	5 дв.	1,418
9	4	1,35

* Рентгеноструктурные анализы проводились в рентгеноструктурной лаборатории ИГН АН Арм. ССР.

Г а у с м а н и т на Саринарском проявлении встречается гораздо в меньших количествах, чем браунит. Он образуется среди кремней и марганцевых силикатов в виде вкрапленников и гнезд очень мелкозернистых агрегатов. Обладает главным образом аллотриноморфнозернистой структурой. Развивается в тесной ассоциации с якобитом и гематитом.

Под микроскопом в отраженном свете обнаруживает все характерные для гаусманита оптические свойства: низкую отражательную способность, высокое двуотражение, яркие эффекты анизотропии, густо-красные внутренние рефлексy. Отдельные зерна обнаруживают характерные для гаусманита полисинтетические двойники (рис. 2-а). Скрытокристаллический гаусманит часто развивается в трещинах среди кремней, образуя решетчатые текстуры (рис. 2-б). Встречаются также колломорфные выделения среди общей кремнистой массы (рис. 2-в). Часто

образует псевдоморфозы по манганиту, где основная масса выполнена субмикроскопическим агрегатом, а вокруг зерен развивается реакционная кайма более крупнозернистого гаусманита (рис. 2-г).

Гаусманит встречается также как продукт распада высокотемпературного «вреденбургита», образуя пластинки в полях якобсита.

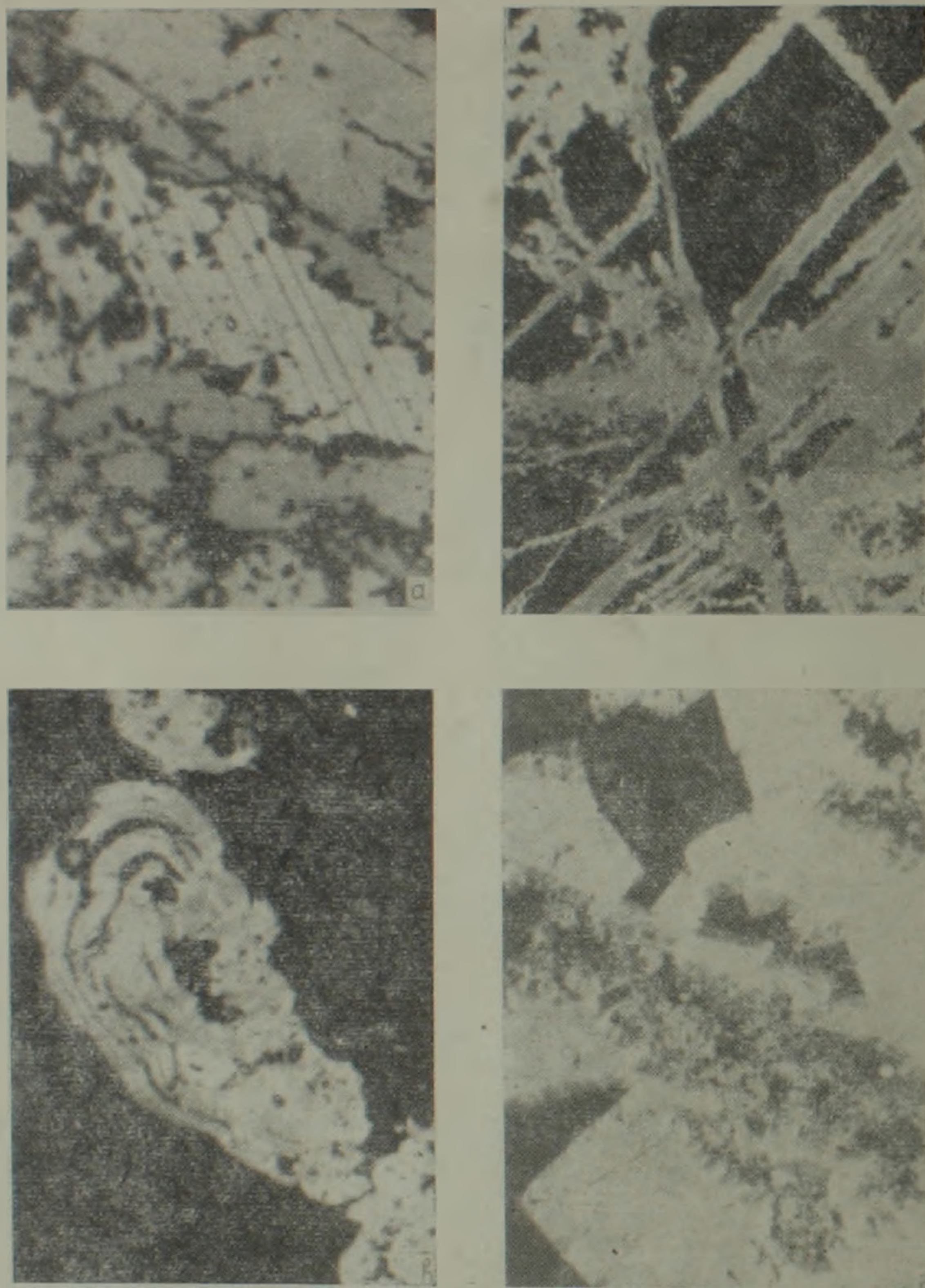


Рис. 2. а) Гаусманит в общей массе «вреденбургита», отчетливо видны полисинтетические двойники. Полир. шлиф, увел. 500×; б) скрытокристаллический гаусманит, выполняющий трещинки среди кремней. Полир. шлиф, увел. 500×; в) колломорфные выделения гаусманита в общей кремнистой массе. Полир. шлиф, увел. 500×; г) псевдоморфоза гаусманита по манганиту. Полир. шлиф, увел. 500×.

Якобсит встречается в очень незначительном количестве в тесной ассоциации с гаусманитом. Помимо срастаний с последними (как уже было отмечено выше—продукт распада «вреденбургита») образует

самостоятельные микрозернистые агрегаты, развивается также в виде вкрапленников идиоморфных и гипидиоморфных зерен среди основной кремнистой массы.

Под микроскопом в отраженном свете якобит обнаруживает отражательную способность порядка 20%, цвет белый, с заметным желтоватым оттенком, который обнаруживается рядом с гаусманитом. Слагает изотропные агрегаты. Сильно магнитен. Наиболее характерные межплоскостные расстояния якобита (правда несколько ослабленные) приведены в табл. 2.

Таблица 2

Наиболее характерные межплоскостные расстояния и интенсивность дифракционных линий якобита

№№ п/п	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
1	4	2,74
2	5	2,51
3	10	2,03
4	1	1,61
5	4	1,46

Как видно из таблицы, имеющиеся на нашей рентгенограмме линии вполне соответствуют линиям эталонного образца. Разница заключается в линиях 2,74 (средняя) и 2,03 (сильная), которые принадлежат гаусманиту.

Криптомелан образуется позже вышеописанных минералов. Развивается в трещинках и пустотах, образуя прожилки, гнезда и вкрапленники метаколлоидного строения с характерным «ледовым» узором.

Под микроскопом криптомелан обнаруживает низкую отражательную способность, отчетливое двуотражение, эффекты анизотропии без цветовых эффектов. Для метаколлоидных образований весьма характерно волнистое и пламевидное угасание.

На Саринарском проявлении криптомелан имеет ограниченное распространение. Чаше встречается в районе села Шишкая среди марганцевистых радиоляритов, в виде прожилков и корок.

Гематит на Саринарском проявлении среди рудных минералов выделяется последним. Он образуется в прожилках, сложенных скрытокристаллическим агрегатом гаусманита в виде чешуйчатых и пластинчатых агрегатов. Макроскопически гематит представляет собой тонкопластинчатый агрегат черного цвета с сильным металлическим блеском. Размер пластинок часто достигает 2—3 мм в поперечнике. Пластинки и чешуйки почти всегда просвечивают кроваво-красным цветом. От всех марганцевистых минералов гематит отличается сильным металлическим блеском.

Под микроскопом в отраженном свете гематит белый (в полях гаусманита). Отражательная способность средняя. Двуотражение отчетливое. Эффекты анизотропии довольно сильные. Как в воздухе, так и в

иммерсии довольно часто наблюдаются яркие кроваво-красные внутренние рефлексy.

Данные рентгеноструктурного анализа гематита приведены в табл. 3.

Таблица 3
Межплоскостные расстояния и интенсивность
дифракционных линий гематита

№№ п/п	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	№№ п/п	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
1	3	3,68	7	5	1,840
2	4	3,35	8	7	1,695
3	10	2,697	9	4	1,599
4	5	2,518	10	3	1,485
5	3	2,291	11	3	1,454
6	4	2,204	12	5	1,309

Результаты химического анализа марганцевой руды Саринарского проявления, отобранной из массивных и брекчиевидных участков, приведены в табл. 4.

Таблица 4
Химический состав марганцевых руд

Хим. элем.	№ пробы		Хим. элем.	№ пробы	
	<i>P'</i> —1/4	<i>P</i> —1/4		<i>P'</i> —1/4	<i>P</i> —1/4
<i>SiO</i> ₂	22,26	42,90	<i>MnO</i>	31,60	20,66
<i>TiO</i> ₂	не обн.	не обн.	<i>CaO</i>	не обн.	не обн.
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	0,57	0,94	<i>MgO</i>	не обн.	не обн.
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	0,48	0,56	<i>H</i> ₂ <i>O</i> —	1,25	3,27
<i>MnO</i> ₂	40,03	29,60	п.п.п.	5,02	3,27
				101,21	99,16

Анализ выполнялся в хим. лаборатории ИГН АН Арм. ССР, аналитик Т. Т. Авакян.

По данным приближенно-количественных спектральных анализов, руды Саринарского проявления содержат (в %): *Mn* ≫ 10; *Si*—5,6—0,75; *Ba* ~ 3,2; *Al*—1,3—0,75; *Ca*—1,00—0,56; *Mg* и *Ni*—0,56—0,32; *Cu*—0,42—0,1; *Fe*—0,32—0,24; *Na*—0,32—0,1; *K*—0,18—0,42; *Ti*—0,13—0,1; *Zn* ~ 0,32; *Jt*—0,042; *V*—0,018; *Jb*—0,01; *Cr*—0,0075—0,0024; *Li* и *Be*—0,0018—0,0001 (анализ выполнялся в спектральной лаборатории ИГН АН Арм. ССР). Заслуживает внимания несколько повышенное содержание *Cu*, что, очевидно, связано с медно-марганцевыми минералами.

В заключение можно отметить, что тесная парагенетическая связь руд Саринарского проявления с кремнисто-вулканогенными образованиями офиолитового комплекса не вызывает сомнений. Судя по условиям залегания, вещественному составу и текстурно-структурным особенно-

стям, формирование руд носило эксгальационно-осадочный характер с последующим диагенетическим перераспределением рудного вещества и наложенными гидротермальными процессами.

Поступление и осаждение соединений марганца, давшее начало эксгальационно-осадочным рудам, происходило на фоне кремненакопления. Опыты Листовой Л. П. [1] показали, что при рН в пределах от 6,7 до 8,9 в среде морской воды происходит совместное осаждение окисных и гидроокисных соединений марганца и железа, без следов их дифференциации. При рН менее 6,7 происходит дифференциация этих соединений—гидроокислы железа совместно с кремнеземом выпадают в осадок, тогда как гидроокислы марганца остаются во взвешенном состоянии. Таким образом, первоначально выпадают железистые осадки характерного красновато-бурого цвета. Через определенный промежуток времени начинается осаждение марганца в виде темно-коричневых осадков.

Марганцевые концентрации на Саринарском рудопроявлении оказываются обедненными окислами железа (табл. 3). По-видимому, на фоне ритмичных накоплений железистых и марганцевистых кремней наступает момент, когда в морской бассейн поступают сильно обогащенные марганцем и рядом малых элементов рудоносные растворы. В этих случаях марганец опять-таки обособляется и выпадает в виде окисных и гидроокисных соединений, образуя богатые концентрации марганцевых руд, и конседиментационно брекчированные железо-кремнистые породы, сцементированные окисными соединениями марганца.

Судя по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям, процессы рудообразования протекали на относительно больших глубинах при некотором недостатке кислорода. В таких условиях марганец первоначально выпадал в виде манганита (для образования высших окислов не доставало кислорода). В условиях умеренного регионального метаморфизма, за счет манганита в последующем мог образоваться браунит (2)—основной рудообразующий минерал и гаусманит, образующие на Саринарском проявлении псевдоморфозы по манганиту.

Не исключено, что местами на минеральном составе руд сказались процессы пирометаморфизма. В непосредственной близости от рудных тел нередко ископаемые потоки эффузивов. Скопления среди руд таких минералов, как вреденбургит, якобит, гаусманит и марганцевые силикаты, говорят об аномально высокотемпературных условиях формирования руд.

Как уже было отмечено, на рудопроявлении наблюдаются наложенные гидротермальные процессы, в результате чего здесь широко развиты кварцевые жилы и прожилки с гематитом и минералами группы псиломелана.

Мелкие примазки и гнезда марганцевых минералов среди кремнистых пород на западном продолжении севанских офиолитов, на Базумском хребте и в бассейне р. Ахурян свидетельствуют о региональной зараженности пород кремнисто-вулканогенной формации Амасийско-Севанского офиолитового пояса марганцем.

Саринарское проявление марганцевых руд по геологическому строению и минеральному составу несколько напоминает ранее известное Сваранцское проявление, которое парагенетически тесно связано с кремнисто-вулканогенными отложениями верхнего мела и представлено высокотемпературными браунит-биксбит-родонитовыми рудами [6, 7].

Аналогичные Саринарскому проявлению скопления марганцевых руд, парагенетически тесно связанных с офиолитовым комплексом, известны также и за пределами Арм. ССР—в Иране в Загросе месторождение Аб-Банд [8] и ряд проявлений марганца в Турции [10].

Таким образом, исходя из вышензложенного, можно заключить, что:

1) Руды Саринарского проявления парагенетически тесно связаны с кремнисто-вулканогенными образованиями офиолитового комплекса.

2) Поступление соединений марганца происходило на фоне накопления кремнистых осадков и, судя по условиям залегания и вещественному составу, носило эксгальационно-осадочный характер, с последующим диагенетическим перераспределением рудного вещества.

3) Как зачаточные рудные, так и наиболее значительные концентрации марганца размещены главным образом согласно с вмещающими породами: радиоляритами и другими кремнистыми породами. Проявление марганцевых руд тяготеет к конседиментационно брекчированным кремням, в верхней части разреза кремнисто-вулканогенной формации, наиболее насыщенной вулканитами.

4) Мелкие примазки и гнезда марганца, обнаруженные в кремнистых породах на западном продолжении севанских офиолитов, на Базумском хребте и в бассейне р. Ахурян, позволяют говорить о региональной зараженности марганцем пород кремнисто-вулканогенной формации Амасийско-Севанского офиолитового пояса.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.IV.1978.

Լ. Փ. ՅԱՇՎԻԼԻ

ՍԵՎԱՆԱ ԼՃԻ ՀՅՈՒՍԻՍԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ԱՌԱՓՆՅԱ ՄԱՍԵՐԻ
ՄԱՆԳԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼԱՅԻՆ
ԿԱԶՄԵՆ ՈՒ ԾԱԳՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում բերված են Սևանի օֆիոլիտային կոմպլեքսի կայծքարա-հրաբխածին ֆորմացիային հարող մանգանային հանքանյութերի միներալային կազմի և առաջացման երկրաբանական պայմանների ուսումնասիրման արդյունքները:

Մանրամասնորեն տրված է Սարինարի մանգանային հանքօրևակման միներալոգիական բնութագրումը, որի հանքանյութերը հիմնականում կազմված են բրաունիտից՝ հաուսմանիտի, հեմատիտի, կրիպտոմելանի և այլոց երկրորդական մասնակցությամբ:

Ի հայտ է բերված հանքանյութան էքսհալացիոն-նստվածքային բնույթը՝ հանքային նյութի հետագա դիագենետիկ վերաբաշխմամբ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Листова Л. П. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. Изд-во АН СССР, М., 1961.
2. Минералы. Справочник, т. II, вып. 2, «Наука», М., 1967.
3. Рамдор П. Рудные минералы и срастания. Изд-во ИЛ., № 1, 1961.
4. Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. В кн.: «Региональная стратиграфия СССР», т. 6, М., Изд. АН СССР, 1959.
5. Сатян М. А., Яшвили Л. П. О проявлении марганцевых руд в породах кремнисто-вулканогенной формации Севанского хребта. ДАН Арм. ССР, т. LXII, № 2, 1976.
6. Яшвили Л. П. О генезисе и перспективах марганцевого оруденения Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XLI, № 4, 1965.
7. Яшвили Л. П. Об условиях формирования Севкар-Саригюхского месторождения марганца. ДАН Арм. ССР, т. L III, № 3, 1971.
8. Brinkmann R. Geology of Turkey, Stuttgart, 1976.
9. Ramdor P. Simposium sobre acimiltos de mahgaheso T. 1, Mexiko, 1956.
10. Watters N. A., Etminan N. Manganese in Iran, Geological survei of Iran, Report № 21, 1973.

УДК 551.89(479.25)

К. И. КАРАПЕТЯН

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕЩЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
НИЖНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ ЕРЕВАН—1

Мустьерская стоянка Ереван-1, первая из пещерных стоянок, открытых в Армении, представляет интерес не только с археологической точки зрения. На основании материалов, добытых при раскопках, проводимых Б. Г. Ерицяном, уже опубликован ряд статей, в которых освещаются вопросы археологии, техники выделки и обработки каменных изделий, условий образования пещеры и т. п. [1—4, 6]. Данное сообщение посвящено, пожалуй, геологически наиболее интересному вопросу — пещерным отложениям, отложениям оригинальным и в значительной мере отличным от таковых широко распространенных обитаемых карстовых пещер.

Стоянка находится в г. Ереване, на правом берегу р. Раздан, у развалин старой городской бойни. Пещера, выраженная небольшой ($9 \times 7,5$ м) и невысокой (немного более 3 м) полого-сводчатой нишей, обращенной на восток, к реке, расположена в основании среднечетвертичных доашельских [6] столбчатых андезито-базальтов, мощность которых здесь достигает 10—12 м. В окрестностях видно как андезито-базальтовый поток налегает на плохой сохранности террасу (+14—15 м, отметка около 900 м), врезанную в долеритовые базальты верхнего плиоцена. Этими же базальтами сложены борты древнего ущелья, в которое вложен поток. К северу от пещеры андезито-базальты эрозивно прерываются, и здесь закраина террасы замаскирована осыпями. По выступающей из-под андезито-базальтов поверхности террасы, к которой ныне подступают воды искусственного «Ереванского моря», проложено шоссе; только местами здесь сохранился галечник, мощность которого, судя по всему, непосредственно под пещерой круто возрастает.

В результате прокладки дороги прямо перед входом в пещеру, была растаскана, «выровнена» периферийная часть верхних слоев отложений, полого опускающихся от ниши; в дальнейшем асфальтовое же покрытие не позволило вскрыть раскопками всю площадку перед пещерой. Тем не менее проведение двух главных, продольного (ССВ) и поперечного (ЗСЗ) раскопов, а также канав и шурфов позволило обнажить отложения почти на всей площади развития и наметить следующую схему стратиграфии¹ (сверху вниз).

¹ По указанным раскопкам отложения были изучены гранулометрически и минералогически. Анализы произведены в соответствующих лабораториях Северо-Западного геологического управления ГПГК РСФСР аналитиками В. Еленко, А. Кардон и Л. Юдиной. Результаты гранулометрических определений были обработаны математически. По каждому образцу была определена кумулятивная кривая состава, определен

1) Субалевриты светло-коричневые, иногда с палевым оттенком, рыхлые, ячеисто-ноздреватые, с неравномерно распределенной щебенкой, мощностью до 60 см.

2) Субалевриты и супеси, светло-коричневые, желтовато-коричневые, коричневые, более плотные, мощностью до 65 см. Отломы и крупная щебенка тяготеют, главным образом, к середине слоя, образуя подобие горизонта, параллельного нижнему контакту; в этом контакте есть единичные мелкие линзочки отмученной глины.

3) Субалевриты коричневые, местами темно-коричневые, плотные, почти лишенные щебенки и отломов, мощностью 5—70 см. Верхняя граница слоя плавная, участками условная, опускается в северные румбы; нижняя, сохраняя в общем тот же уклон, имеет сложные очертания.

4) Субалевриты и супеси светло- и темно-коричневые, плотные, с редкой щебенкой и небольшими отломами, в пещерной полости местами прерывистые, мощностью до 35 см. По всему слою рассеяны мелкие кусочки древесного угля.

5) Супеси, субалевриты и хлидолиты, бурые, буро-коричневые, черно-бурые, рыхлые, мощностью 5—65 см. Слой отличается неоднородным строением, сильно извилистыми, сложной конфигурации контактами; насыщен кусочками древесного угля, местами образующими «очажные пятна», характерен высоким содержанием гумуса и щебенки. Распределение отломов и щебенки крайне неравномерное; в южном углу, около выступающей большой глыбы, а также в осевой части пещеры, в низах слоя щебенка и крупный хрящ имеют пластинчато-плитчатый облик. К верхам слоя приурочены прерывисто залегающие пески, конусовидным шлейфом отходящие от середины пещеры в сторону предполостной площадки; в этом же направлении они постепенно теряют слоистость, возрастает до 10—15 см их мощность и количество темноокрашенных «фрагментов» слоя 5. К верхам слоя в приходовой зоне приурочена также линза слоистого песка и хряща, «нарушенная» крупными отломами.

6) Супеси и субалевриты темно-серые, буроватые, мощностью 5—55 см, содержащие много хряща и, особенно, щебня и отломов. В самой пещере обломков немного, но начиная с приходовой полосы и дальше к реке их содержание резко возрастает и местами отломы и щебенка занимают более 60—70% объема слоя. Иногда, в основном в верхах слоя, щебенка и хрящ имеют форму пластинок и плиточек.

7) Супеси и субалевриты желтоватые, светло-серые, вскрытые на глубину до 80 см. Контакт со слоем 6 четкий, бухтообразный, в общем опускающийся к востоку. По содержанию и распределению обломков (особенно отломов и щебня) слой схож с вышележащими отложениями слоя 6. Здесь даже встречаются участки, почти нацело сложенные отломами, щебнем и хрящем.

медианный диаметр (Md) по П. Траску [9], вычислены коэффициенты асимметрии (Sk) и сортировки (So). При определении пород автор пользовался классификацией Л. В. Пустовалова и др. [8].

В слоях 2—5 встречено множество одиночных и спаренных кротовин, выполнение которых хлидолитом происходило своеобразным перетолжением, «гравитационной» засыпкой материала вышележащих слоев. Кротовины, имеющие глубину от 3 до 85 см, имеют сложные плавные очертания и иногда секут границы слоев.

Из изложенного следует, что преобладающая часть отложений пещеры представлена супесями, субалевритами и хлидолитами—материалом, гранулометрически в общем не выдержанным ни по мощности, ни по простираию слоев (рис. 1, табл. 1); относительно однороден только

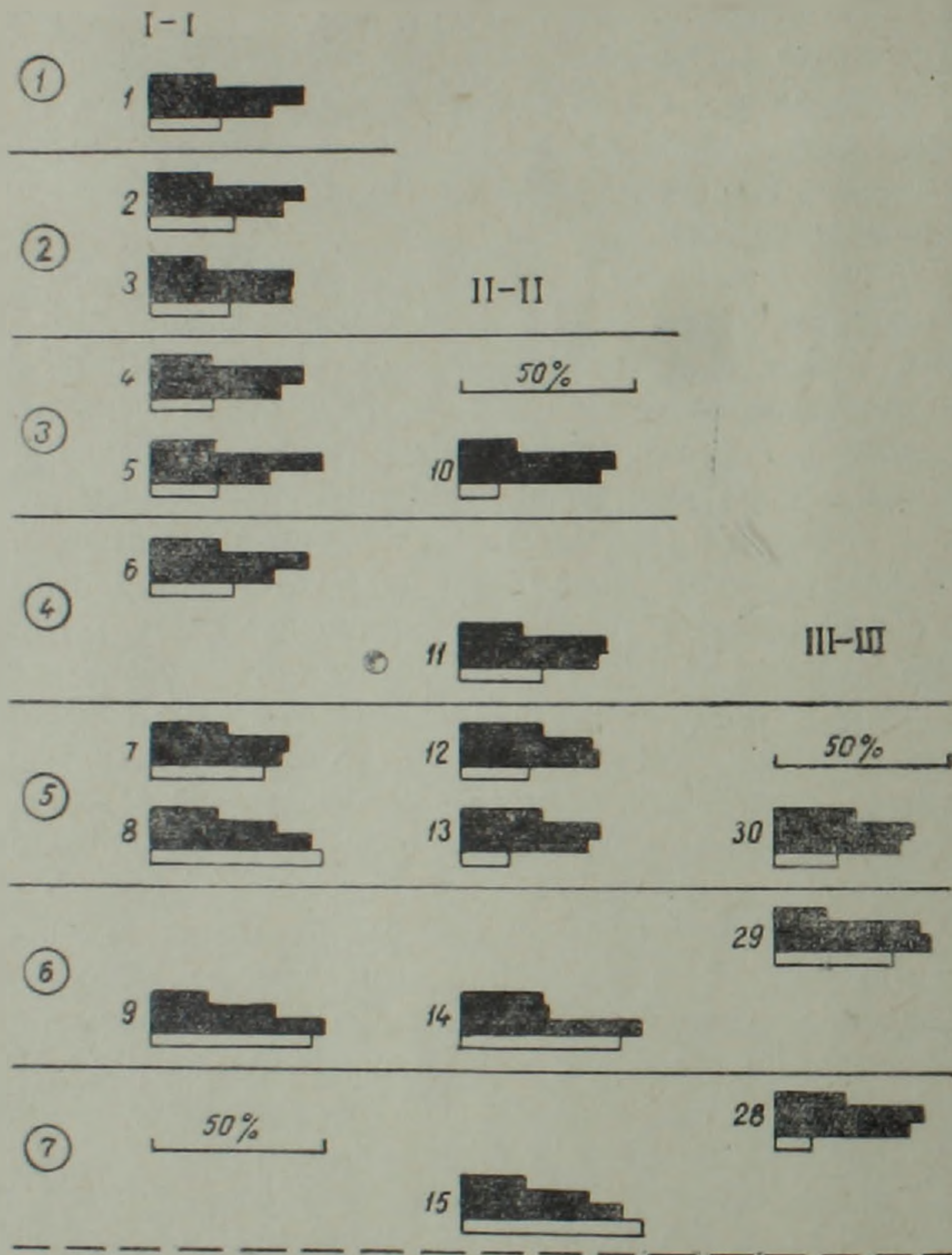


Рис. 1. Механический состав отложений стоянки Ереван-1. А. В гистограммах по каждому образцу (номера образцов указаны слева: 1—15; 28—30) даны процентные содержания фракций глинопесчаного спектра (из 100%), а также хряща («полые» графы). Размерность фракций сверху вниз: 1) <0,01 мм, 2) 0,01—0,1 мм, 3) 0,1—1,0 мм, и 4) 1,0—10,0 мм (хрящ). Б. Цифры, взятые в кружки,—номера слоев (см. текст). В. Линии опробования: I—I—продольная расчистка, южный угол пещеры; II—II—в той же плоскости, в 2 м к ССВ от предыдущей; III—III—поперечная, по оси пещеры, расчистка, в 3,5 м к ВЮВ от продольной плоскости, за пределами ниши.

Таблица 1

Гранулометрические коэффициенты отложений
стоянки Ереван-1

Слой	№№ обр.	<i>М_d</i>	<i>Sk</i>	<i>So</i>	Слой	№№ обр.	<i>М_d</i>	<i>Sk</i>	<i>So</i>
1	1	0,055	0,8	10,3	5	7	0,030	1,8	15,5
2	2	0,065	0,7	8,5		3	0,065	0,6	27,5
	3	0,080	0,8	7,4		12	0,055	0,3	44,0
3	4	0,055	0,8	8,8		13	0,040	1,1	17,5
	5	0,050	0,8	14,5		30	0,060	0,8	12,0
	10	0,055	0,8	10,7	6	9	0,090	1,1	12,8
4	6	0,045	0,3	30,0		14	0,115	0,45	20,7
	11	0,060	0,8	11,3		29	0,060	1,1	10,5
					7	15	0,075	0,9	11,8
						28	0,055	0,8	9,7

слой 3. Значительны и колебания в содержаниях хряща (рис. 1), не говоря уже о щебне и отломах. Кроме того, в распределении обломков в общем намечаются следующие закономерности, характерные для всего комплекса отложений: а) от нижних слоев к верхним количество их (особенно отломов и щебня) уменьшается, особенно резко по границе слоев 6 и 5, б) содержание обломков за пределами ниши возрастает: очень много их в привходовой зоне. Важно отметить, что хрящ, щебень и отломы имеют исключительно андезито-базальтовый состав, т. е. состав пород, слагающих перекрытие пещеры. Форма их близизометричная или удлиненная, обломочно-остроугольная, с негладкими, порою субраковистыми поверхностями ограничения. Пластинчатые обломки имеют гладкие, «выдержанные» поверхности.

Пещерные отложения карбонатизированы, причем весьма неравномерно. Карбонат, имеющий криптокристаллическое строение, образует бесформенные сгустки, стяжения, достигающие в поперечнике 3—4 мм. Содержание таких сгустков местами доходит до 20%; высокие концентрации более характерны за пределами пещерной полости. Кроме того обычны известковые корочки, развитые на андезито-базальтовых обломках, особенно же в отложениях, находящихся вне пещеры. Характеризуемый комплекс отложений отличается высокой насыщенностью культурными остатками—изделиями из обсидиана и раздробленными, обычно обожженными костями животных; меньше остатков в слоях 6 и 7.

Уже первое знакомство со строением пещеры, условиями ее нахождения и характером залегания выполняющих ее пород наводит на мысль о том, что основная масса отложений имеет эоловое происхождение. На правоту такого допущения, основанного на геолого-геоморфологических соображениях, указывают и другие немаловажные обстоятельства.

Минеральный состав пещерных отложений, несмотря на заметные колебания в содержаниях по слоям и внутри слоев, в общем остается

близким и совершенно определенным (табл. 2). В состав долеритовых базальтов и андезито-базальтов, в которые заключена пещера и которые широко развиты в окрестностях на большой площади, входят: совершенно свежий плагиоклаз, оливин, клинопироксен, магнетит, очень немного апатита; кроме того в основной массе андезито-базальтов есть и стекло.

Таблица 2

Средний минеральный состав отложений стоянки
Ереван-1 (в % от фракции 0.1—0.01 мм)*

Минералы	С л о н						
	1	2	3	4	5	6	7
Тяжелая (уд. вес > 2,9) фракция							
Гранат	0,2	—	0,3	0,2	0,5	0,9	0,4
Циркон	0,5	0,1	0,4	1,2	1,5	1,9	1,2
Рутил	0,3	0,3	0,4	0,2	0,6	0,3	0,3
Сфен	—	—	0,1	0,4	0,7	0,5	0,3
Обыкновенная роговая обманка	2,9	1,7	1,1	0,9	1,6	1,3	2,2
Пироксены	63,0	53,1	50,2	30,3	28,5	22,8	41,0
Эгирин	0,2	—	0,1	0,1	—	—	—
Гр. эпидот-доизита	1,8	1,1	2,4	1,2	0,8	0,5	0,3
Шпинель	—	0,1	0,3	—	0,6	0,5	0,2
Турмалин	0,2	—	0,1	—	—	—	—
Ставролит	—	—	0,1	0,2	—	—	—
Апатит	—	—	—	—	0,2	0,1	—
Магнетит	24,0	37,3	37,9	58,6	54,9	63,8	49,0
Лейкоксен	—	0,4	0,3	0,1	0,4	0,4	0,1
Гидроокислы железа	6,7	5,7	6,3	6,0	9,4	7,8	5,0

Легкая фракция

Кварц	18,1	22,4	15,0	11,1	11,0	9,1	13,7
Полевые шпаты	20,8	17,7	21,2	23,8	30,9	11,9	14,9
Бесцветные слюды	2,8	0,8	1,2	0,7	1,7	1,2	3,4
Цветные слюды	7,4	6,1	2,0	2,4	2,0	1,5	2,4
Разл. слюды и гидрослюды	32,6	36,4	35,7	35,6	38,1	64,8	48,7
Опаловый кремнезем	18,3	16,5	24,4	26,5	16,2	11,5	19,9

* 1) Средние значения по 18 образцам; 2) полевые шпаты пелитизированы, с абсолютным преобладанием калинатровых; 3) среди пироксенов больше ромбических.

Сравнение приведенных двух списков не оставляет сомнения в том, что это совершенно независимые минеральные комплексы и минеральный комплекс пещерных отложений никак не мог образоваться за счет базальтов и андезито-базальтов. Минералы отложений, главная часть которых характерна для интрузивных и метаморфических пород, без

сомнения привнесены, транспортированы издалека². О транспортировке говорит и тот факт, что минералы (исключая слюды) представлены в кристаллах и их обломках, имеющих округло-угловатую и угловато-округлую формы, причем при общем пределе окатываемости, составляющем 0,05—0,04 мм, максимальная «округлость» характерна для зерен минералов в слоях 3,4 и, частично, 5. Бесспорно транспортирован и опаловый кремнезем, имеющий органическое происхождение; слагает он «окатанные» и залощенные фрагменты спикул и геммул пресноводных губок (вид бодяг).

Помимо этого, факт отсутствия гравия, гальки и валунов, как составных элементов пещерных отложений, и вообще каких-либо следов флювиальных фаций, снимает возможность предположения об аллювиальном или пролювиальном происхождении хотя бы части отложений. Не может быть и речи о гляциальности отложений: этому противоречат все данные по геоморфологии и геологии района и окрестностей стоянки, а также характеристики пород пещерных отложений.

Всего сказанного вполне достаточно, чтобы говорить об эоловом происхождении главной массы комплекса отложений. К этому можно добавить и такие косвенные доказательства, как плохая сортировка (S_o доходит до 44), не очень большие смещения медианных диаметров и предел окатываемости, достигающий 0,04 мм [5]. Учитывая данные по геологии этой части Армении и минералогии пещерных отложений, можно считать, что основное направление ветров за все время формирования комплекса оставалось постоянным и совпадало с таковым нынешних дней—вдоль ущелья р. Раздан, в сторону Араратской долины.

На ветровую седиментацию должна влиять и своеобразная, закрут-ковая форма пещерной полости, при которой сильно возрастает роль завихрений, предопределяющих характер сортировки и неравномерность мощностей, постоянное смешение, пересортировку и т. д. Этим и, возможно, объясняется некоторое своеобразие слоев (мощности, характер контактов), различия литологических характеристик в слоях и отдельные их отличия от таковых классических эоловых отложений.

В составе пещерных отложений существенна роль и материала местного происхождения. В первую очередь это относится к хрящу, щебню и отломам; состав и полное отсутствие следов переноса указывают на то, что образовались они в результате отделения от кровли, стенок и портала пещеры и, частично, от глыб, происходящего вследствие механического выветривания. Конечно же не могут иметь эоловый или аллювиальный генезис пески, тяготеющие к верхам слоя 5; образовались они, скорее всего, в результате перемыва и переотложения нижезалегающих отложений восходящими родниками или родником, возникшими в средней, осевой части пещеры. Интересно, что такие роднички, отлагающие песчаный материал, возникли в пещере и в 1968 г. в свя-

² «Поставщиками» этих минералов могли быть интрузивные и метаморфические образования района Цахкуняцкого хребта.

зи с поднятием уровня грунтовых вод; повышение уровня явилось следствием заполнения ущелья р. Раздан, в этом месте, водами «Ереванского моря».

Формирование пещерных отложений, естественно, во многом зависело от климатических условий, расшифровка которых производится по комплексу данных. В этом смысле ценность данных только геолого-литологического характера, уже хотя бы из-за эолового генезиса части отложений, значительно снижается. Все же эти данные, независимо от материалов иного рода (палинологических и др.), позволили, в первом приближении, выявить климатическую обстановку в отдельные отрезки времени образования пещерных отложений.

Как было отмечено, в строении отложений определенную роль играют обломки, образовавшиеся вследствие механического выветривания. Известно, что выветривание такого рода в принципе происходит при любом климате, но интенсивность его несравненно возрастает в связи с общим похолоданием. Образование обломков, в нашем случае, практически происходило в течение всего времени формирования отложений, но апогея достигало в период отложения слоев 7 и 6. О похолодании говорит также факт образования обломков плитчато-пластинчатых форм. Аналогичное явление наблюдалось автором на глыбовых развалах лав в водораздельных частях Варденисского и Гегамского нагорий, на высоте свыше 2900—2950 м. Здесь, в зонах, характеризующихся климатом нагорных тундр, образованию такой отдельности способствуют и резкие колебания суточных температур, особенно в летнее время. В близких условиях, очевидно, происходило образование плитчато-пластинчатых щебенки и хряща отложений пещеры. Если и суточные колебания, частично, можно объяснить микроклиматом пещеры, то в общем холодный климат этого времени не может вызывать сомнений³.

Определенные сведения о климате предоставляют известковые корки андезито-базальтовых обломков. Такое эпигенетическое обизвесткование происходит в условиях аридного, сухого, резко континентального климата с жарким летом и холодной зимой [7]. В аналогичной климатической обстановке ныне находится Араратская равнина, и в ее пределах на вулканитах образуются известковые корочки. В пещерных отложениях, к сожалению, временной увязки обизвесткования как-будто нет; латеральная зональность же, определяемая несколько более влажным микроклиматом пещерной ниши, ничего не говорит о времени прохождения этого процесса. Может быть обизвесткование очень позднего времени и, не исключено, продолжается и в наши дни.

Особый интерес представляют пески, приуроченные к слою 5, которые могли образоваться только в результате подъема уровня грунтовых

³ Похолодание это, вероятно, связано с вюрмским оледенением. Измерение возраста угля, собранного из слоя 4, выполненное доктором В. Г. Муком (Гронинген) радиоуглеродным методом, определило дату (обр. GrN—7665) > 47800 тыс. лет (данные Б. Г. Ерицяна).

вод, предопределенного возрастом общего речного полноводья. Наличие одного, тонкого песчаного прослоя говорит о важном факте не периодического, а единственного, причем кратковременного, подъема уровня за все время образования пещерных отложений. О причинах столь внезапного и кратковременного полноводья можно только догадываться. Не может оно объясняться резким увлажнением климата или образованием подпруды; никаких следов подпруживания реки ниже этого места не обнаружено, да и возможность образования подпруды (например, обвальной) в таких геолого-геоморфологических условиях почти сводится к нулю. Вероятнее всего, полноводье связано с таянием мощных снежных покровов, как следствия извержения одного из моногенных вулканов верховьев р. Раздан. Таким вулканом может быть один из центров Лчасарской группы вулканов (окрестности с. Лчашен), лавы которых покрывают в истоках р. Раздан площадь свыше 85 кв. км. В пользу этого говорит факт нахождения автором в самых низах песчано-пепловых отложений вулкана Восточный Лчасар двух мустьерских пластин и одного скребла; по нашим же данным все остальные извержения в бассейне р. Раздан и на Гегамском нагорье происходили в доашельское, а затем уже в поствюрмское, голоценовое время.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15.V.1978.

Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԵՐԵՎԱՆԻ I ՍՏՈՐԻՆ ՊԱԼԵՈԼԻԹԱՅԻՆ ԿԱՅԱՆԻ ՔԱՐԱՅՐԱՅԻՆ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՅԻՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ՝ մ

Հողվածում բերվում են մուսթյերյան ժամանակաշրջանում բնակելի Երեւան I քարայրի նստվածքների լիթոլոգիայի, միներալոգիայի բնութագրումը և ստրատիգրաֆիան: Այս, ինչպես նաև ընդհանուր երկրաբանական ու գեոմորֆոլոգիական կարգի, տվյալների վերլուծման հիման վրա հեղինակը գալիս է այն եզրակացության, որ նստվածքների հիմնական մասի ծագումն էլային է: Նստվածքների փոքր մասը (բեկորները) առաջացել են քարայրի առաստաղի և պատերի մեխանիկական հողմնահարման հաշվին: Հողմնահարման առավել ուժգին է եղել քարայրի բնակեցման սկզբին, վերումի սառցապատման ժամանակաշրջանում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ерицян Б. Г. Предварительное сообщение о раскопках Ереванской пещеры в 1968 г. «Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода», № 37. 1970.
2. Ерицян Б. Г., Семенов С. А. Новая нижнепалеолитическая пещера «Ереван». «Кр. сообщ. Инст. археологии АН СССР», № 126. 1971.

3. Ерицян Б. Г. К вопросу о выделении нижнепалеолитических культур на Армянском нагорье. В сб. «Каменный век Средней Азии и Казахстана». Изд. «ФАН», Ташкент, 1972.
4. Ерицян Б. Г., Карапетян К. И., Межлумян С. К. Нижнепалеолитическая стоянка Ереван-1. В сб. «Доклады IV Всесоюзн. совещ. по изуч. четв. периода», Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1973.
5. Калинин М. К. Песчаные породы. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. II, Госгеолтехиздат, Л., 1958.
6. Карапетян К. И. Условия образования палеолитических пещер ущелья р. Раздан (Армянская ССР). В сб. «Геология четвертичного периода». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1977.
7. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. «Недра», 1965.
8. Пустовалов Л. В., Мир-Али Кашкай, Азизбеков Ш. А., Алиев А. Г., Саркисян С. Г., Султанов А. Д., Фукс-Романова Г. Ю. О методике лабораторного исследования и о классификации и номенклатуре осадочных пород. Известия Азерб. филиала АН СССР, № 11, 1944.
9. Trask P. D. Origin and environment of source sediments of petroleum. London, 1932.

УДК 550.382

А. А. ХАЛАТЯН, Р. П. СЕПОЯН, Н. Н. ГРОМОВА,
О. В. МИРОШНИКОВА, Ю. Г. ШОПИНЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ КАФАНСКОГО
РУДНОГО ПОЛЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ

Сложный характер магнитного поля, наблюдаемого в условиях развития неоднородных по физическим свойствам вулканогенно-осадочных и интрузивных пород и резкопересеченного высокогорного рельефа Малого Кавказа, существенно затрудняет интерпретацию поля в целом и отдельных его фрагментов [1]. Четко выделяемые в наблюдаемом поле локальные аномалии, отличающиеся небольшими размерами и высокими значениями градиента, оказываются, как правило, связанными с поверхностными неоднородностями разреза. Более сложной задачей интерпретации магнитных полей является установление взаимосвязи между локальными составляющими поля и выделение относительно крупных аномалий, которые соответствовали бы глубинным структурам.

В настоящей статье рассмотрены некоторые результаты решения этой задачи на основе использования ряда трансформаций магнитного поля наземных наблюдений в Кафанском рудном районе.

Вулканогенно-осадочные породы района отличаются широким диапазоном изменения магнитных свойств: от почти немагнитных осадочных и кислых вулканогенных разностей пород до сильно магнитных вулканогенных разностей основного и среднего состава, а также пород, интенсивно измененных вторичными процессами. Магнитное поле можно разделить на две области, граница между которыми проходит по реке Халадж. Северо-восточная область характеризуется сложным (мозаичным) строением магнитного поля с резкой сменой положительных и отрицательных значений (от -200 до $+3500$ гамм). Юго-западная область отличается меньшей дифференцированностью, слабо отрицательным (-100 — 250 гамм) полем, на фоне которого выделяются отдельные положительные аномалии (500 — 1000 гамм) изометричной формы.

Методика интерпретации магнитного поля заключалась в выделении линеаментов наблюдаемого поля масштаба $1:25000$ (линейный анализ) и вычислении по определенной сети точек значений следующих параметров: медианы, энтропии, анизотропии, дифференцированности и контрастности [3, 4, 9]. Линейный анализ оказался весьма эффективным для северо-восточной области, где наблюдаемое поле обладает повышенной дифференцированностью и анизотропией. По хорошо выраженным осям простирааний и границам прерывистости аномалий линейной и дуговой корреляцией намечены главные линеаменты поля. По характеру расположения и взаимной ориентировке линеаментов выделяются несколько радиально-концентрических структур. Наиболее об-

ширной и хорошо проявляющейся в поле линеаментов является структура диаметром около 10 км с центром, приуроченным к выходу Нора-шеникской экстружии (рис. 1). К северо-западу и востоку от нее выде-

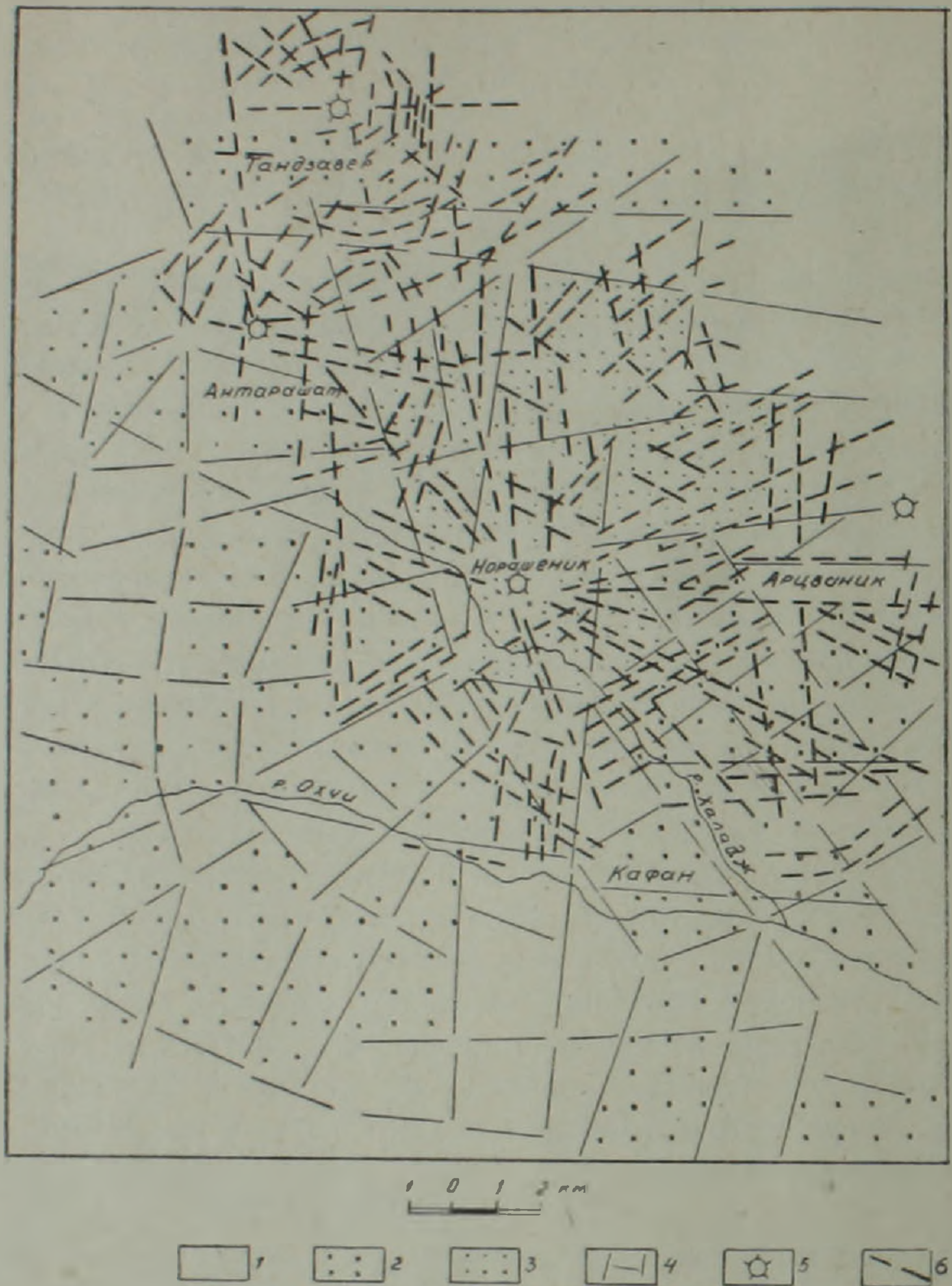


Рис. 1. Структура вулканогенно-осадочных пород Кафанского рудного района по данным трансформаций магнитных наблюдений масштаба 1:25000. 1—блоки однородного магнитного поля, 2—блоки с относительно однородным магнитным полем, 3—блоки, характеризующиеся сложным строением магнитного поля, 4—границы блоков магнитного поля, 5—центры радиально-концентрических структур, 6—линеаменты магнитного поля.

ляются меньшие по размерам (диаметром около 5 км) и слабо выраженные в поле линеаментов еще три такого же типа структуры в районе Антарашата, Тандзавера и Арцваника.

Выявленные в магнитном поле радиально-концентрические структуры, вероятно, соответствуют вулканическим постройкам центрально-

го типа, претерпевшим различный по длительности процесс развития. Наиболее продолжительным и многоэтапным был период формирования современного строения крупной Норашеникской структуры. Радиально-концентрические линеаменты, по-видимому, являются отражением трещиноватости вулканических построек, подчеркнутой проявлением метасоматоза, магматизма и поверхностного выветривания. Как известно, радиальная трещиноватость проявляется по субвертикальным плоскостям, а концентрическая, дугообразная трещиноватость в пространстве имеет конические и цилиндрические поверхности [10, 11]. Естественно, что различные виды деформаций, затрагивающие толщи вулканогенно-осадочных пород, оказывают существенное влияние на форму дугообразных линеаментов. Асимметрия радиально-концентрических структур указывает на неравномерное распределение поствулканических деформаций по объему этих построек.

По данным энтропии, характеризующей неоднородность (неустойчивость) магнитного поля, Норашеникская радиально-концентрическая структура была распространена на запад и на юг за пределы площади структуры, выделенной только по линейному анализу, а также получены сведения о глубинных частях ее (около 1 км). В поле энтропии хорошо выражена концентрическая зональность этой структуры, к внутренней (центральной) зоне эллипсоидальной формы приурочены максимальные значения энтропии. Следующая за ней зона, расчлененная дугообразными и секториальными границами, в целом, характеризуется относительно пониженными значениями энтропии.

Уровень значений энтропии и ее распределение по площади непосредственно не зависит от возрастной дифференциации вулканогенных образований и в значительной степени подчиняется структурно-тектоническому контролю. Высокие значения энтропии центральной (внутренней) зоны Норашеникской структуры предопределены, по-видимому, развитием здесь пород жерловой фации—андезито-базальтового состава, отличающихся высокой магнитностью и, с другой стороны, интенсивным развитием процессов метасоматоза.

Разница по уровню энтропии между различными участками структуры объясняется фациальной зональностью, присущей вулканическим постройкам такого типа [10, 11]. В периферийных частях этих структур наблюдается преимущественное развитие лавовых фаций, обуславливающих повышенные значения энтропии. Сводовые части структур, являющиеся, как правило, зоной туфогенных фаций, отличаются пониженными значениями энтропии. Совпадение границ между зонами с различным уровнем энтропии со сменой литолого-стратиграфических горизонтов в срезе дневной поверхности указывает на тектонический характер границы, отделяющей центральную часть структуры. Протяженные аномалии повышенных значений энтропии, контролируемые прямолинейными границами, выделялись как зоны разломов с приуроченными к ним проявлениями дайкового и экструзивного магматизма. Такая меридиональная зона максимальных значений прослежена, нап-

пример, в западной части рассматриваемой площади.

Поле медианных значений, обусловленное распределением магнитных масс на некоторой глубине от дневной поверхности (0,5—1 км), в меньшей степени, чем вышеуказанные трансформации магнитного поля отражает системы радиально-концентрических структур. В то же время намечается явная тенденция ориентировки аномальных значений в меньшей степени, чем вышеуказанные трансформации магнитного поля, которые в рассматриваемом районе соответствуют основным региональным разрывным структурам, независимым по своей природе от вулканических построек.

Заслуживают внимания минимумы медианы в западном и юго-западном секторах Норашенинской структуры, по которым устанавливается подъем среднебайосских отложений в сводовой части структуры, покрытой на значительной площади верхнеюрскими породами. Выделенная по контуру минимума южная граница поднятия приблизительно совпадает с внешним контуром зоны пониженных значений энтропии, характерных для сводовой части структуры.

В восточной части площади, охарактеризованной по данным линейного анализа и энтропии как участок повышенной неоднородности, наблюдается общий подъем уровня абсолютных значений медианы, что связано с развитием в разрезе отложений верхней юры и накоплением здесь эффузивных фаций. Аномалии пониженных значений медианы относятся к участкам выходов экстрuzивных пород и погружения юрских отложений под осадки мелового возраста. Границы участков с аномальными значениями медианы можно рассматривать как некоторые уступы на поверхности литолого-стратиграфических горизонтов, отличающихся магнитными свойствами. Наиболее четкая граница может быть установлена для нижнебайосских пород (плагиоклазовые порфириды), обладающих повышенной магнитностью, и верхнебайосских пород (кварцевые порфириды и их туфы), которые выделяются аномалиями пониженного магнитного поля.

Аномальные зоны анизотропии магнитного поля имеют, как правило, вытянутую форму с ярко выраженной меридиональной и широтной ориентировкой и менее заметными признаками аномалий других направлений. Субмеридиональные зоны максимумов анизотропии приурочены к участкам наименьшего проявления радиально-концентрических структур и линеаментов наблюденного поля, которые совпадают с зонами тектонических нарушений и с прямолинейными участками геологических границ.

Показательно соответствие морфологии поля анизотропии и локальных гравитационных аномалий на участке Норашенинской структуры. Чаще всего здесь зоны максимумов анизотропии сопровождаются положительными локальными гравитационными аномалиями. Такое совпадение наблюдается вдоль центральной зоны аномалий анизотропии меридионального направления и, отчасти, для широтных зон, замыкающих всю область распространения повышенных значений анизотропии север-

нее уровня центра Норашеникской структуры. Восточная меридиональная зона максимумов гравитационного поля соответствует линейной аномалии пониженных значений анизотропии, разделяющей две зоны максимумов меридионального направления [7].

При совместном рассмотрении данных сейсморазведки и гравиразведки устанавливается связь положительных аномалий гравитационного поля с приповерхностными блоками вулканогенно-осадочных пород повышенной плотности [6, 7, 8]. Видимо, они являются зонами развития жерловой фации экстррузивного магматизма, контролируемых разрывными нарушениями. Эти зоны по своему положению вписываются в радиально-концентрические структуры и, в то же время, подчиняются ортогональной (широтно-меридиональной) системе, по которой намечается связь между центрами различных радиально-концентрических структур [8].

Оценивая, в целом, результаты анализа наблюдаемого и трансформированных полей, можно сделать вывод о больших возможностях метода при изучении районов развития вулканических структур центрального типа. По данным магниторазведки выделяются не только центры этих построек, но устанавливается целый ряд особенностей их внутреннего строения. Так, наиболее полно оказалась изученной крупная Норашеникская структура. В южной части ее установлены и прослежены характерные элементы: контур куполовидного поднятия, который ограничивает площадь преимущественного распространения туфогенных пород, дугообразную зону развития жерловой фации, отличающуюся повышенными значениями физических параметров, и, наконец, поднятые и опущенные блоки с радиальными и меридиональными границами. В строении этой структуры принимают участие все горизонты юрской вулканогенно-осадочной толщи, кроме нижнебайосского, который в большей степени проявляется без признаков центрально-кольцевой структуры. Причем, по данным магниторазведки подъем этого горизонта продолжается южнее его выходов на дневную поверхность под верхнеюрскими отложениями.

Весьма упорядоченно выглядит расположение выявленных структур по отношению к общим контурам литолого-стратиграфических границ. Центры всех основных центрально-кольцевых структур сопровождаются, с некоторым смещением на юг, широтными антиклинальными перегибами. На периферии Норашеникской и Арцваникской структур указанные поднятия ограничены широтными разломами [8, 9]. С учетом общей меридиональной вытянутости всей Кафанской антиклинали можно предположить, что центры структур «закладывались» вдоль шарнира антиклинали на пересечении с широтными зонами разломов.

Вдоль простирания Кафанской антиклинали наблюдается определенная тенденция в изменении особенностей вулканогенных структур. Соответственно погружению шарнира антиклинали от наиболее южной Норашеникской структуры к самой северной—Тандзаверской, отмечается последовательное уменьшение размеров вулканических построек,

снижение сложности их внутреннего строения, сокращение возможного диапазона отложений, слагающих эти структуры.

В общем характере распределения неоднородностей магнитного поля и, соответственно, в строении центрально-кольцевых структур обнаруживается некоторая асимметрия в тектоническом развитии Кафанской антиклинали. Восточная часть отличается интенсивным развитием трещинной тектоники и процессов метасоматоза. В западной части слабее проявлена радиально-концентрическая синвулканическая трещиноватость, четко выражены меридиональные и, фрагментарно, широтные разрывные структуры, которые хорошо выделяются материалами других геофизических методов [7, 8, 9]. Принимая во внимание полученные данные, можно представить восточный борт Кафанской антиклинали как область последовательного погружения, а западный—как ступенчато-блоковую структуру, где смещения проявляются на фоне общей тенденции к поднятию вулканогенно-осадочных горизонтов.

Управление геологии СМ
Армянской ССР, ЛГИ

Поступила 31.VIII.1977.

Ա. Ա. ԽԱԼԱԹՅԱՆ, Ռ. Պ. ՍԵՊՈՅԱՆ, Ն. Ն. ԳՐՈՄՈՎԱ,
Օ. Վ. ՄԻՐՈՇՆԻԿՈՎԱ, Յու. Գ. ՇՈՊԻՆ

ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ-ՕՂԱԿԱՅԻՆ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆԵՐԸ ՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ՀԱՆՈՒՅԹԻ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Դիտարկված և փոխարկված մագնիսական դաշտերի վերլուծության հիման վրա Ղափանի հանքադաշտի սահմաններում առանձնացված են անցյալում անհայտ շառավղա-համակենտրոն ստրուկտուրաներ նորաշենիկ, Տանձավեր, Անտառաշատ և Արծվանիկ գյուղերի շրջակայքում: Դրանցից ամենախոշորը նորաշենիկի ստրուկտուրան է, որի տրամագիծը կազմում է 10 կմ: Գծային անալիզի տվյալներով, միջին գծի և էնտրոպիայի դաշտերի որոշման միջոցով գտնված է այդ ստրուկտուրաների կենտրոնների պլանային դիրքը: Ետադականորեն ուրվագծված է նրանց տեղադրումը և ստացված են ճեղքավորվածության ու ապարների երկրորդական փոփոխությունների դաշտերի մանրամասն պլանները: Նշված է այդ ստրուկտուրաների կառուցվածքում պարզորոշ արտահայտված ասիմետրիկությունը, որոնք ուղեկցվում են (դեպի հարավ ունեցած որոշ տեղաշարժով) շերտերի լայնակի ուղղություն ունեցող անտիկլինալային ծալքավորմամբ և սահմանափակվում են նույն ուղղության խզումնային դոնաներով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алексеев В. В., Хесин Б. Э. Особенности интерпретации магнитных наблюдений в горноскладчатых областях юга СССР. ОНТИ ВИЭМС, 1971.
2. Акопян В. Т., Казарян А. Г., Шехян Г. Г. Особенности геологии и структуры Кафанского месторождения. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1965.

3. Боровко Н. Н. Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. «Недра», Л., 1971.
4. Боровко Н. Н., Мишин Л. Т., Латикайнен В. И. Количественные методы прогнозирования оловорудных месторождений Дальнего Востока. ОНТИ ВИЭМС, М., 1973.
5. Габриелян А. А. Тектоническая карта Армянской ССР. «Геотектоника», № 4, 1965.
6. Мирошникова О. В. Сейсмические исследования глубинного строения Кафанского поднятия Армении. Записки ЛГИ, том 69, вып. 2, Л., 1976.
7. Мирошникова О. В., Шопин Ю. Г., Сепоян Р. П., Халатян А. А., Акрамовский И. И. Комплексирование сейсморазведки и гравиразведки при изучении рудоконтролирующих структур Кафанского района Армении. Сб. «Геофизические исследования при крупномасштабном картировании и прогнозировании месторождений», Л., 1976.
8. Мирошникова О. А., Сепоян Р. П., Халатян А. А., Шопин Ю. Г. Основные элементы тектоники Кафанского рудного района по геофизическим данным. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1976.
9. Миков Д. С. Методы интерпретации магнитных аномалий. Изв. Томского университета, 1963.
10. Рустамов М. И. Кальдеры с конфокальными гранитоидами—новый тип проявления магматизма на Малом Кавказе. Доклады АН СССР, том 228, № 6, 1976.
11. Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. «Недра», М., 1973.

УДК 543.06 : 550.8

Г. М. МКРТЧЯН, М. Я. МАРТИРОСЯН

ПРОБЛЕМА ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПРАВИЛЬНОСТИ И ЕДИНСТВА
АНАЛИТИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ В
СОВРЕМЕННОЙ ГЕОЛОГИИ

Статистические межлабораторные исследования последних лет [2, 8, 12, 13, 16—20] показали, что точность результатов анализа, характеризующая их воспроизводимостью за короткий промежуток времени (σ_B), не является представительной метрологической характеристикой метода. Ее вклад в суммарную погрешность ($\sigma_z^2 = \sigma_B^2 + \sigma_C^2 + \sigma_T^2 + \sigma_A^2$) незначим по сравнению с ошибками, связанными с составом проб (σ_C), временным фактором (σ_T) и межлабораторными расхождениями (σ_A) (рис. 1).

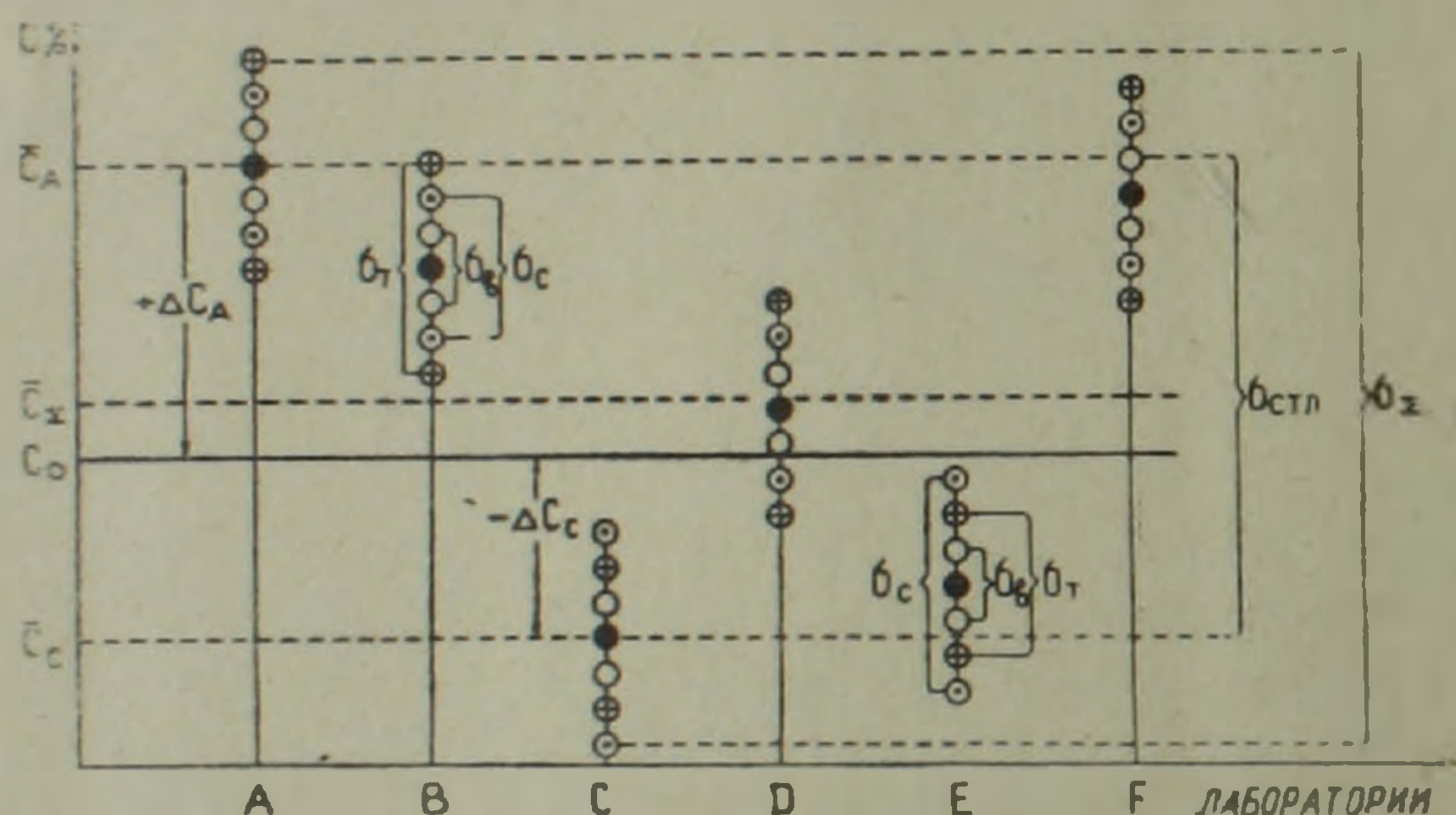


Рис. 1. Основные метрологические категории современного представления точности анализа. $C\%$ — концентрация элемента, A, B, C, D, E, F — отдельные лаборатории σ — среднеквадратичное стандартное отклонение результатов, σ_B — воспроизводимость результатов за короткий промежуток времени, σ_T — воспроизводимость за длительный промежуток времени, σ_C — ошибки, обусловленные составом проб, $\sigma_{стл}$ — межлабораторная воспроизводимость, включающая σ_C и σ_T , σ_z — суммарная погрешность. C_0 — истинное содержание элемента, $\bar{C}_A$ и $\bar{C}_C$ — средние результаты лабораторий „А“ и „С“, $+\Delta C_A = \bar{C}_A - C_0$ и $-\Delta C_C = \bar{C}_C - C_0$ — систематические ошибки („смещение“ результатов) лабораторий „А“ и „С“. $\bar{C}_z$ — установленное межлабораторное среднее содержание,

Большая величина σ_C , σ_T и σ_A и неучет их создают реальную опасность изучения геологом не природных закономерностей распределения элементов, а неучтенных погрешностей их определения.

Таким образом на современном этапе развития геологической науки снижение уровня $\sigma_{стл} = \sqrt{\sigma_C^2 + \sigma_T^2 + \sigma_A^2}$ является первоочередной за-

дачей, так как большая величина этой погрешности накладывает серьезные ограничения на возможности проведения региональных и глобальных геолого-геохимических исследований с привлечением аналитических данных разных лабораторий и одной лаборатории за длительный промежуток времени.

Обобщая существующие направления в решении проблемы правильности и единства аналитических измерений, нами выделены и рассматриваются три основных аспекта:

1. Стандартизация и унификация методов анализа и аналитической терминологии.

2. Обеспечение лабораторной службы единой, согласованной системой эталонных мер—стандартных образцов состава пород, руд и минералов.

3. Межведомственная научно-методическая координация однопрофильных аналитических лабораторий¹.

Вопросами стандартизации и унификации методов анализа минерального сырья занимаются многие ведущие лаборатории.

Большая работа у нас в Союзе в этом направлении проводится Научным советом по аналитическим методам (НСАМ) Мингео СССР [9], в составе которого работают секции спектральных, химических, рентгено-спектральных и ядерно-физических методов анализа. На НСАМе рассматриваются, апробируются, утверждаются и рекомендуются к использованию наиболее эффективные методы анализа минерального сырья.

Исследования по стандартизации ведутся также в лаборатории спектрального анализа ИГН АН Арм. ССР. Изучены возможности повышения сопоставимости спектрально-аналитических данных, полученных разными интерпретаторами, в разное время и в разных лабораториях, путем стандартизации основных приемов проведения полного спектрального анализа по методу «ступенчатого ослабления». Составлены стандартизированные аналитические зависимости для спектральных линий 40 элементов на спектрографах ДФС-13 и ИСП-30 (28) и разработана методика их корректировки и адаптации при изменении условий анализа [4,5].

Второй аспект проблемы обеспечения правильности и единства аналитических измерений (единая система геохимических стандартных образцов) заслуживает более подробного рассмотрения.

Почти все современные аналитические методы (за исключением разве «весовых» и «объемных» химических) при определении концентраций элементов используют зависимость различных свойств вещества, именуемых «аналитическим сигналом» (интенсивность излучения или поглощения электромагнитных колебаний определенной длины волны, электропроводность, окраска или мутность раствора и т. д.) от его состава.

¹ Вопросы координации работ лабораторий рассмотрены отдельно [7].

Аналитический сигнал (I) связан с концентрацией (C) неоднозначно. На его величину влияют также внутренние (X) и внешние (Y) помехи («шумы»):

$$I = f(C, X, Y).$$

Законы воздействия X и Y в силу сложности и многообразия факторов до конца не изучены и для их исключения необходима обязательная, предварительная, экспериментальная градуировка анализирующей аппаратуры с помощью эталонов с известным содержанием определяемых элементов. При этом для обеспечения правильности анализа необходимо полное соответствие (идентичность) валового состава анализируемых проб и эталонов, а также формы соединения определяемых элементов в них.

Широко практиковавшееся до последнего времени применение искусственных, синтетических эталонов не обеспечивает этого соответствия и служит источником систематических погрешностей.

Для достижения идентичности состава проб и эталонов необходимо использовать природные эталонные образцы, аналогичные анализируемому, в которых точно установлено содержание определяемого элемента, так называемые «стандартные образцы» (СО).

В общем случае под «стандартом» подразумевают [10] результат конкретной работы по стандартизации, выполненной на основе достижений науки, техники и практического опыта и принятой (утвержденной) компетентной организацией. Это может быть:

1. Документ, содержащий ряд требований (норм), подлежащих выполнению.
2. Основная единица или физическая константа (*ампер, «абс. ноль»*).
3. Предмет для физического сравнения (*кг, метр*).

Геохимические стандартные образцы относятся к 3-ей категории.

«Стандартный образец геологических материалов представляет собой природный образец определенного состава, тщательно измельченный и усредненный, в котором путем многократных анализов, выполненных в нескольких лабораториях, определяется и аттестуется содержание ряда компонентов» [1].

С точки зрения уровня или области применения различают СО: предприятий, республиканские, отраслевые, государственные и международные.

Работа по созданию стандартных образцов связана с преодолением больших теоретических и практических трудностей и объединением усилий многих аналитических лабораторий.

В общем случае она включает в себя отбор и подготовку материала образца, петрографическое и минералогическое описание его, дробление, истирание, усреднение и проверку на гранулометрическую и химическую однородность, расфасовку на небольшие порции, рассылку проб лабораториям-участникам аттестационных анализов, статистическую обработку полученных результатов и расчеты межлабораторных

средних содержаний элементов в образце, оформление свидетельства (сертификата) на СО, прохождение метрологической экспертизы во Всесоюзном центре государственной службы СО и включение их в Государственный реестр.

Большое разнообразие состава горных пород и полезных ископаемых, увеличивающееся природной изменчивостью и вмешательством человека, выдвигает перед лабораториями геологической службы крайне актуальную задачу по созданию необходимого набора СО состава минерального сырья.

Изготовление СО поглощает значительные средства и время, поэтому номенклатура СО, будучи достаточной, не должна быть избыточной.

Рациональная система СО—это наиболее экономичная, позволяющая анализировать максимальное число типов минерального сырья с помощью наименьшего количества образцов.

В настоящее время имеется ограниченное число СО минерального сырья, с полной характеристикой состава, аттестованных на уровне государственных и международных (см. таблицу).

Специальной межведомственной организации по выпуску СО у нас в Союзе нет. Имеется лишь Научно-методический центр ВНИЦ ГССО, который приветствует любую инициативу в этом направлении и проводит метрологическую экспертизу готовых СО.

Большое разнообразие типов минеральных образований (пород, руд и минералов), для которых необходимы СО, расходование их, подобно реактивам, в процессе анализа, ограниченный срок годности, а также непрерывное совершенствование аналитических методов и, соответственно, повышение метрологических требований к точности аттестации, делают проблему обеспеченности геологических исследований СО-ми в международном, союзном и региональном масштабе практически неисчерпаемой и постоянно актуальной.

Специфика металлогенической специализации геологических комплексов территории Армянской ССР, сложность процессов петрогенезиса и рудообразования, а также многообразие полезных ископаемых, усиливают актуальность проблемы стандартизации для минерального сырья республики.

Правомерность постановки такой проблемы в Институте геологических наук АН Арм. ССР в настоящее время обусловлена: накопившимся опытом участия лаборатории спектрального анализа института в проведении аттестационных анализов СО, наличием в лаборатории уникального набора союзных и международных СО (см. таблицу), а также нормативных материалов (ГОСТов) на основные этапы их изготовления.

Постановке и решению проблемы благоприятствует также создание в институте в последнее время объединенного аналитического отдела (ЦОАЛ), способного взять на себя основную нагрузку по изготовлению СО.

При оценке научной и экономической перспективности разработки проблемы СО, в первую очередь следует иметь в виду их аналитико-метрологическое значение. Так, в настоящее время точность работы лабораторий определяется внешним и внутренним контролем [3]. Однако исследования показали, что внутренний контроль выявляет лишь малую часть (σ_0) (рис. 1) общей погрешности (σ_y) и поэтому не имеет смысла, а дорогостоящий внешний контроль в одной лаборатории неэффективен в силу больших межлабораторных расхождений (например, $|\Delta C_A| + |\Delta C_C|$ для лабораторий А и С, рис. 1).

Выход из положения заключается в организации *кругового* контроля, при котором одновременно централизованно контролируются многие однопрофильные лаборатории [6, 11]. Создание такого межведомственного метрологического контролирующего центра является актуальной, однако практически трудновыполнимой задачей.

В настоящее время такую контролирующую роль в известной мере выполняет организация, готовящая СО, при условии привлечения к аттестационным анализам большого числа лабораторий, с последующей публикацией результатов анализа в виде сводных таблиц [14, 15, 17—20].

Правильное использование в процессе анализа (в качестве эталонов) уже аттестованных СО, в которых фактически аккумулирована метрологическая информация по большому числу лабораторий, является значительно более эффективным средством, чем внешний контроль в одной лаборатории.

И, наконец, наличие СО позволит реализовать систему *синхронного* контроля качества работы лабораторий, при котором геолог одновременно с очередной партией проб в зашифрованном виде сдает на анализ СО и статистической обработкой их результатов объективно оценивает аналитическую дисперсию для изучаемой им совокупности проб.

Однако, как нам представляется, необходимость СО далеко не исчерпывается изложенным аналитико-метрологическим их значением. При правильном планировании и осуществлении работ по изготовлению СО геологическая служба республики помимо прямой отдачи по совершенствованию метрологических характеристик аналитических данных будет иметь не менее важную косвенную—*методическую*.

Изготовление СО можно успешно сочетать с решением целого ряда минералого-геохимических и петрохимических задач.

Так, в процессе изготовления СО будут совершенствоваться методы изучения, обеспечения и контроля однородности минерального сырья. Получат количественную характеристику: явление расслоения (сегрегации) измельченных проб при их переброске транспортом, степень временной неустойчивости, в частности, сульфидных проб, минимальная величина представительной аналитической навески для различных видов минерального сырья, зависящая, как известно, от природной неоднородности материала и т. д.

Таблица

Основные государственные и международные полнкомпонентные геохимические стандартные образцы пород, руд, минералов и почв

Магматические породы		Стандартный образец (страна-изготовитель)	Стандартизованная разновидность		Стандартный образец (страна-изготовитель)
Класс (основность)	Название		Класс (тип)	Название	
КИСЛЫЕ	Гранит	СГ-1А, СГ-2 (СССР), ОМ (ГДР), ОВ* (Карпато-Балканская геол. ассоц.), О-1, О-2 (США), ОА, ОН, ОР*, ОС-N (Франция), 1-1* (Англия), NIM-O* (ЮАР)	Метаморфизованные породы	Глинистый сланец	ТВ (ГДР)
	Гранодиорит	„Рыжик“ (СССР), OSP-1, OTM-1* (США), JC-1 (Япония)		Углистый сланец	TS (ГДР)
	Тоналит	T-1* (Танзания)	Осадочные породы	Песчаник	СА-1 (СССР)
СРЕДНИЕ	Андезит	AOV-1 (США)		Известняк	СИ-1 (СССР)
	Диорит	DR-N (Франция)		Ангидрит	АН (ГДР)
	Нефелиновый сиенит	МИВ-1, „Хибинь-генеральная“* (СССР), SCR-1*, BTM-2* (США)		Магнезит	ЧССР
	Сиенит	SY-1*, SY-2, SY-3 (Канада), NIM-S* (ЮАР)		Стекольный песок	ЧССР
ОСНОВНЫЕ	Луварит	NIM-L* (ЮАР)		Искусственное стекло	VS-N (Франция)
	Базальт	BCR-1 (США), BR (Франция), BM (ГДР), JB-1 (Япония)	Почвы	Боксит	BX-N (Франция)
	Долерит	I-3* (Англия)		Чернозем	СП-1 (СССР)
	Габбро	СГД-1А (СССР), MRG-1* (Канада)	Алюмосиликатные минералы	Дерново-подзолистая	СП-2 (СССР)
УЛЬТРА-ОСНОВНЫЕ	Диабаз	ДИМ-1 (СССР), W-1 (США)		Светло-каштановая	СП-3 (СССР)
	„Трапп“	СТ-1А (СССР)		Альбит	АВ-1* (США)
	Норит	NIM-N* (ЮАР)		Адуар	Ог-1* (США)
УЛЬТРА-ОСНОВНЫЕ	Дунит	DTS-1* (США), NIM-D* (ЮАР)	Сульфидные руды и минералы	Полевой шпат	Рк-N (Франция)
	Перидотит	ПИМ-1 (СССР), PSS-1 (США)		Мусковит	P-207* (США), 4М* (Швейцария)
	Пироксенит	NIM-P* (ЮАР)		Биотит	Mica-Fe (Франция), 4В* (Швейцария)
				Дистен	DT-N (Франция)
УЛЬТРА-ОСНОВНЫЕ			Сульфидные руды и минералы	Глаукофанит	OL-O (Франция)
				Пироксен	Px-1* (США)
				Серпентин	UB-N (Франция)
				Флогопит	Mica-Mg (Франция)
УЛЬТРА-ОСНОВНЫЕ			Сульфидные руды и минералы	Руда	РУС-1, РУС-2, РУС-3, РУС-4 (СССР), SU-1 (Канада)
				Галенит	ОР-1 (ГДР)
				Сфалерит	SF-1 (ГДР)
				Пирит	PS-1 (ГДР)

Примечание: отмеченные (*) стандартные образцы отсутствуют в лаборатории спектрального анализа ИГН АН АрмССР.

В номенклатуре СО можно наглядно отразить специфику геологии республики. Параллельно с изготовлением СО целесообразно составить коллекцию пород и минералов в виде штучных образцов, шлифов и аншлифов с твердо установленным химическим и минералогическим составом, с балансовыми подсчетами распределения элементов-примесей по породообразующим минералам.

Такая коллекция внесет определенную ясность в петрологическую и минералогическую терминологию и будет служить надежным аргументом при научных дискуссиях.

Изготовление СО можно будет провести в три этапа:

Программа минимум. Готовятся стандартные образцы наиболее распространенных в республике или вмещающих оруденение интрузивных и эффузивных пород: дунит, перидотит, пироксенит, габбро, диорит, монцонит, гранодиорит, гранит, кварцевый альбитофир, сиенит, нефелиновый сиенит, базальт, андезито-базальт, андезит, дацит, липарит и основных рудных минералов—сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, молибденит.

Программа оптимум. СО тех пород и минералов, вещественный состав которых будет изучаться в ближайшие 10—15 лет. Их перечень целесообразно определить путем анкетного опроса ведущих специалистов республики—геохимиков, рудников, петрографов, минералогов, обогатителей.

Программа максимум. Стандартизируются по возможности все типичные представители пород и минералов Армянской ССР, независимо от их площадной распространенности.

При отборе материала для изготовления СО можно идти двумя путями: а) образец отбирается в одном месте (одним куском) и имеет конкретную «привязку». б) образец составляется из «микропроб», отобранных по определенной «сетке», пропорционально площадной распространенности и имитирует местный кларк.

Обобщая изложенное, можно прийти к заключению, что реализация комплексной программы по изготовлению СО местных пород, руд и минералов позволит эффективно решить многие актуальные проблемы аналитических, геохимических и технологических исследований, как в геологических организациях республики, так и за ее пределами (Грузия, Азербайджан и т. д.), и тем самым повысить точность, надежность и результативность геологических работ.

Осуществление этой программы явится также одной из эффективных форм усиления влияния Академии наук на научно-технический прогресс в народном хозяйстве республики.

ԱՆԱԼԻՏԻԿ ՉԱՓՈՒՄՆԵՐԻ ՃՇՏՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՄԻԱՍՆԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ԱՊԱՀՈՎՄԱՆ ԽՆԴԻՐԸ ԺԱՄԱՆԱԿԱԿԻՑ ԵՐԿՐԱՐԱՆՈՒԹՅԱՆ ՄԵՋ

Ա մ փ ո փ ու մ

Գիտա-տեխնիկական առաջընթացն ու ժամանակակից մոմենտի յուրահատկությունը միներալոգա-գեոքիմիական ուսումնասիրությունների առջև սուր կերպով դնում են անալիտիկ շափումների ճշտության և միասնականության ապահովման հարցը:

Այդ կապակցությամբ վերջին տարիներս միջլաբորատորային վիճակագրական ուսումնասիրությունների տվյալների համաձայն կազմված է անալիզի ճշտության ժամանակակից պատկերացման հիմնական չափաբանական կատեգորիաների սխեման:

Վերոհիշյալ խնդրի լուծման համար, որպես զլխավորներ, առանձնացված են հետևյալ երեք ասպեկտները՝ 1) անալիզի մեթոդների և անալիտիկ տերմինաբանության ստանդարտացումը և միասնականացումը, 2) ապարների, հանքանյութերի և միներալների էտալոնային ստանդարտային նմուշների (ՍՆ) միասնական համաձայնեցված համակարգի ստեղծումը և 3) միանման անալիտիկ լաբորատորիաների միջգերատեսչային գիտա-մեթոդական կոորդինացումը և ինտեգրացումը:

Հիմնավորված է հանրապետության միներալային հումքի համար ՍՆ պատրաստելու խնդրի այժմեականությունը և դրա տնտեսական հեռանկարայնությունը, անալիտիկ, գեոքիմիական և տեխնոլոգիական տեսանկյուններից:

Ցույց է տրված լաբորատորիաների աշխատանքի որակի «ներքին» և «արտաքին» պարտադիր ստուգման այժմ ընդունված սխտեմի չափաբանական ոչ-լիարժեքությունը և հանձնարարվող «շրջանային» կենտրոնացված ստուգման էֆեկտիվությունը՝ ՍՆ ատեստացիոն անալիզների կատարման գործում լաբորատորիաների պարտադիր մասնակցությամբ:

Հանրագումարի են բերված միներալային հումքի գոյություն ունեցող համապետական և միջազգային բազմակոմպոնենտ գեոքիմիական ՍՆ:

Հանձնարարվում է հանրապետությունում միներալոգա-գեոքիմիական ուսումնասիրությունները անալիտիկա-գեոքիմիական ստանդարտային նմուշներով ապահովելու էտապային սխեման:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аносов В. В., Беренштейн Л. Е., Осико Е. П., Остроумов Г. В., Сочеванов В. Г. Стандартные образцы состава минерального сырья—средство повышения качества результатов аналитических исследований. «Зав. лаб.», № 1, 1972.
2. Беренштейн Л. Е., Налимов В. В., Фалькова О. Б. Планирование эксперимента и представление его результатов при оценке точности и правильности спектральных методов анализа геологических проб. «Зав. лаб.», № 10, 1961.
3. Методы лабораторного контроля качества аналитических работ. Методические указания № 6, НСАМ, М., 1973.

4. Мкртчян Г. М., Мартиросян М. Я. К вопросу о точном воспроизведении условий и повышении правильности полного спектрального анализа геологических материалов. В сб. «Тезисы докладов Первой научно-техн. конференции по эталонированию, унификации и стандартизации методов спектрального анализа». Тбилиси, 1966.
5. Мкртчян Г. М., Мартиросян М. Я. Некоторые пути и способы повышения точности и правильности полуколичественного спектрального анализа. В сб. «Спектральный анализ в геологии», М., 1971.
6. Мкртчян Г. М., Мартиросян М. Я. Некоторые аспекты изготовления стандартных образцов химического состава минерального сырья и их использования в спектро-аналитических исследованиях. В сб. «Тезисы докладов II-го симпозиума по стандартным образцам». Свердловск, 1974.
7. Мкртчян Г. М., Мартиросян М. Я. Аналитической службе—высокую эффективность. «Промышленность Армении», № 1, 1978.
8. Налимов В. В. Применение дисперсионного анализа для оценки результатов определений. ЖАХ, т. 12, вып. 2, 1957.
9. Об утверждении «Положения о Научном совете по аналитическим методам...» Приказы по Мингео СССР, № 229 от 18.05.64 г. и № 496 от 29.10.76 г.
10. Основы стандартизации и контроля качества. Под редакцией В. В. Ткаченко. Изд. Стандартов, М., 1973.
11. Райский С. М., Налимов В. В. К метрологии стандартных образцов для спектрального анализа. ЖПС, т. 26, вып. 5, 1977.
12. Фалькова О. Б., Лифшиц Д. М., Славный В. А., Большакова Н. А. Точность полуколичественного спектрального анализа и группировка его результатов. «Зав. лаб.», № 11, 1972.
13. Хитров В. Г., Кортман Р. В. Основные итоги межлабораторных исследований стандартных магматических пород. В сб. «Вопросы петрохимии», Л., 1969.
14. Хитров В. Г., Кортман Р. В. Результаты межлабораторной оценки качества определений порообразующих элементов. ВИНМС, серия 1 лаб. и техн. исслед., М., 1971.
15. Хитров В. Г., Кортман Р. В. Результаты межлабораторной оценки качества определений микроэлементов в горных породах. ВИНМС, серия X, М., 1974.
16. Шейнина Г. А. Статистическое исследование пооперационных вкладов в случайную ошибку полуколичественного спектрального анализа. «Зав. лаб.», № 1, 1969.
17. Fleischer M. Summary of new data on rock samples G—1 and W—1 1962—1965. Geochim. et Cosm. Acta, 29, 1965.
18. Grassman H. Die Standard gesteinsproben des ZGI. Z. angew. Geol., 10, 1964.
19. Roubault M., de la Roche H. et. Govindaraju K. Rapport sur quatre roches étalons géochimiques: granites GR, GA, GH et basalte BR. Sci. de la Terre, 11, 1966.
20. Webber G. R. Second report of analytical data for CAAS Syenite and sulphide standards. Geochim. et Cosm. Acta, 29, 1965.

УДК 551.14

Р. ЗЕЙМ

К ГЕОХИМИИ ПЕРИМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ГРАНИТИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ МАССИВА БРОКЕН (ГАРЦ—ГДР)

ВМЕСТО ВВЕДЕНИЯ

Многофазный плутон Брокен (165 кв. км) расположен в центральной части ГДР и дискордантно прорывает герцинские (варисцийские) структуры Гарца, сложенные породами среднего-верхнего девона и нижнего карбона (кульма).

Согласно современным воззрениям и нашим наблюдениям (1967—68), слагающие плутон интрузивные массивы внедрились в течение сжатого отрезка времени в следующей последовательности: I—гарцбургиты-габброиды (Гарцбург); II—кварц-биотитовые-амфиболовые габбро; кварцевые диориты и гранодиориты (Брокен); III—порфировидные и пегматитовые граниты (Брокен, Окер, Ильзенбург); IV—кварц-биотитовые, двуслюдяные лейкограниты (Рамберг, Боде).

Массив Брокен обладает широким полем приконтактового метасоматоза (район ст. Дрей Аннен Хоне), детально изученным проф. Р. Зеймом (Грейфсвальдский Университет). Некоторые результаты этих исследований изложены в приводимой ниже статье.

Сопоставление изученных петролого-геохимических эффектов с палингенно-метасоматическими процессами, известными в пределах Мисхано-Зангезурской интрагеосинклинали Армении (Памбакский, Гамзачиманский, Гехаротский и Мегринский интрузивы) будет способствовать реальной оценке и пониманию роли этих процессов.

ГЕВОРКЯН Р. Г.

При тщательных петрологических исследованиях различных типов гранитов и их вмещающих пород, удалось показать, что в контактовом ореоле массива Брокен (Гарц) в разных местах произошли аллохимические преобразования пород. Из пелитовых пород (глинистых сланцев нижнего-среднего девона) и из габбро-диоритовых интрузивных пород развились при контаминации метасоматиты, которые характеризуются гранитным химизмом.

Установленные при этом вещественно-генетические соотношения между процессами застывания гранитов и метасоматоза в пределах интрузивного тела показаны на следующей схеме:

Метасоматические процессы в массиве Брокен
и его контактовый ореол

Эндометасоматоз (дейтерическая фаза)	Контактовый метасоматоз
а) дейтеробластическое преобразование гранитов Брокена: $K(Na)$ — полевошпат частично вытесняет плагиоклаз; сростание кварца и кали-полевого шпата как «реакционные выделения в пределах одного зерна» (по Дрешер—Кадену); остаточные выделения альбита и подобные явления	а) метасоматические преобразования нижне-среднедевонских глинистых сланцев у Дрей-Аннен-хоне в порфиробластические контактовые породы с многочисленными макрокристаллами из кварца и кали-полевого шпата б) метасоматическое преобразование габбро-диоритов в гранодиоритовые породы в пределах гранито-диоритовой зоны массива Брокен
Очень распространен	Ограничен
Воздействие гранитно-магматических, богатых SiO_2 и K_2O остаточных растворов, которые возникли в ходе застывания гранита Брокена («интрузив гранит» по Эрдманнсдёрферу) и лишь частично смогли переместиться	Воздействие изменяющегося направления градиента давления (или «диффундирующего в направлении градиента концентрации»), богатыми SiO_2 и K_2O гранито-магматическими остаточными растворами. Содержание K_2O в этих растворах быть может повышалось из-за преобразований гранофировых вкрапленников гранита
Кремнекислотно-калиевый метасоматоз	

Отсюда видно, что как дейтеробластические процессы в граните, так и явления гранитизации вмещающих пород сводятся к воздействию гранитно-магматических остаточных растворов, которые производили кремнекислотный-калиевый метасоматоз.

Сравнительно ясно выглядит гранитизация габбро-диоритовых типов пород. Из габбро-диоритов возникает ряд пород гранодиоритов до гранитов, пути развития которых изображены в треугольнике кварц-калиевый полевошпат—плагиоклаз (рис. 1).

Гранитизация иногда связана с протектоническими трещинами диорита. В этом случае возникают «трещины отдельности», как они были описаны еще Гудспидом [3] для других областей. При сравнении с модальным составом гранита Брокена оказывается, что путем скачкообразного повышения содержание кварца и непрерывного прироста кали-полевого шпата достигается гранитный состав (рис. 2). В диорите образуется темная узкая зона с повышенным содержанием Ca , Mg и Fe ,

однако всего лишь ничтожная часть мобилизованных элементов могла быть зафиксирована в этой зоне.

Изменения в химизме пород при объемном преобразовании можно принять, исходя из результатов химических анализов пород и их перс-

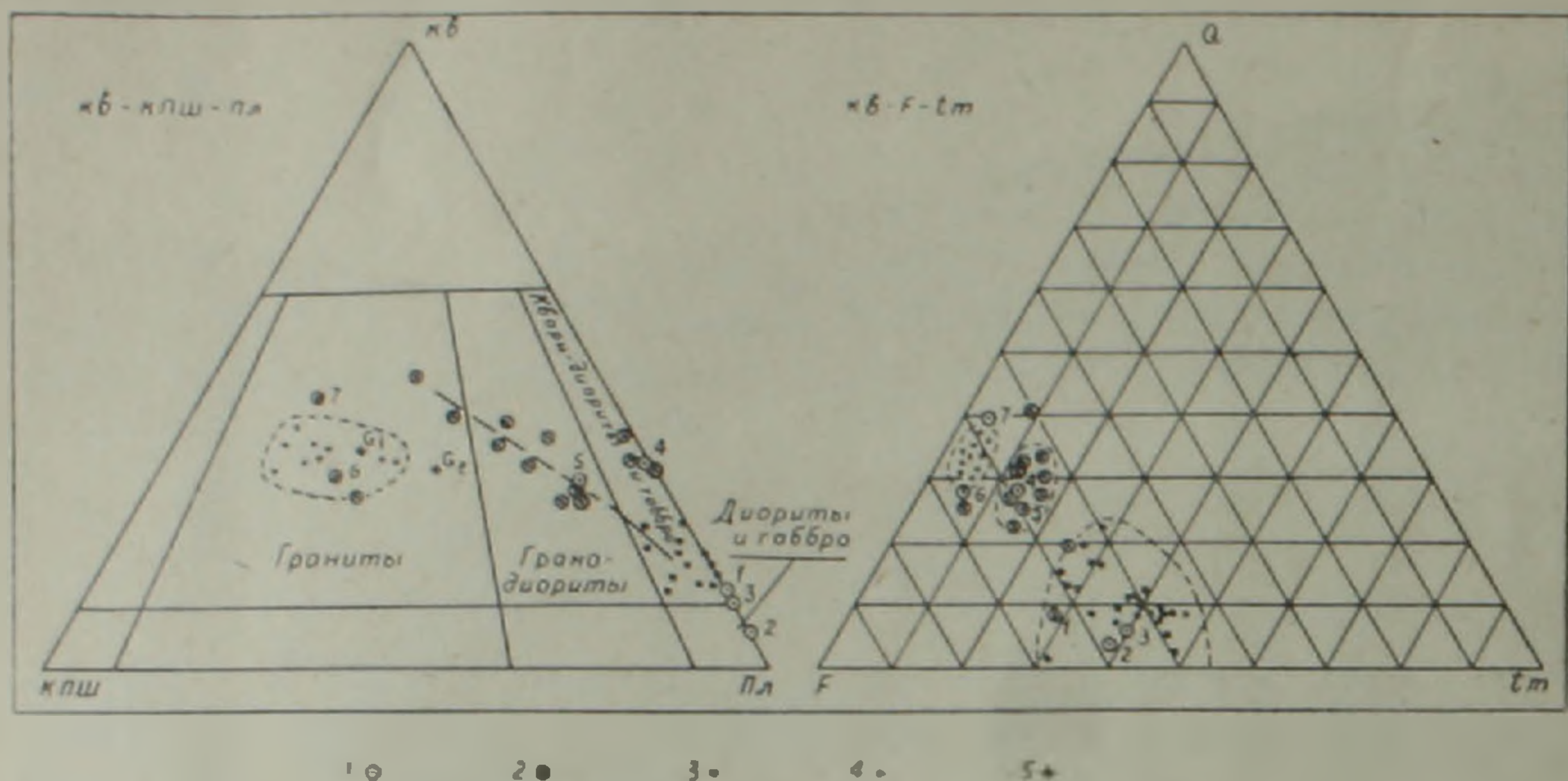


Рис. 1. Модальный состав различных типов пород включительно и кристаллических диоритов из зоны контакта гранит-диорит в системе треугольников Кв-КПШ-Пл и Кв—F-tm; 1—дайки прорывания; 2—кристаллобластический диорит; 3—кварцевый диорит; 4—граниты; 5—точки эвтектондность— (Gr_e) идеального гранита (Gr_i).

счета на стандартную ячейку Барта [1] (табл. 1). Если пренебречь небольшими отклонениями, то имеется существенная разница между химизмом гранита Брокена и химизмом гранитизированных диоритов лишь для значений содержаний Na, Ca и Fe. Из расчета баланса вещества можно сделать вывод, что метасоматическое преобразование габбро-диоритовых пород производилось растворами, особенно богатыми кальцием и кремниевой кислотой. Перед фронтом вытеснения обогащались или выносились в основном такие элементы, как кальций, магний и железо.

Контактово-метасоматическое преобразование глинистых сланцев у восточного контакта гранитного массива Брокен представляет собой существенно более сложный случай. На месте можно наблюдать переходы от слабо измененных глинистых сланцев к кварцевым и калиево-полевошпатовым порфиробластическим контактными образованиям, в которых иногда еще содержатся реликты глинистых сланцев. Метасоматический характер подтверждается тем, что преобразование в начальной стадии протекает по S-поверхностям глинистых сланцев, как по поверхностям наилучшей проницаемости.

В показанном образце хорошо видно метасоматическое преобразование вдоль S-поверхностей в виде вкрапленников полевого шпата в глинисто-сланцевом роговике. На конечной стадии образовались светло-серые приконтактные породы, которые состоят от grano—до лепидобластических кварц-мусковит-ортоклазовых ассоциаций, содержащих средне-крупнозернистые выделения кварца и кали-полевого шпата.

Таблица 1

Химический состав диоритов и прорывающих граниты жил

Окислы	2	3	4	7
SiO_2	52,9	53,30	66,80	76,40
TiO_2	0,92	0,80	0,88	0,27
Al_2O_3	16,3	16,00	14,80	12,90
$Fe_2O_3^*$	9,19	9,20	4,74	1,01
MnO	0,16	0,16	0,07	0,025
MgO	5,71	5,59	1,80	0,28
CaO	8,87	8,86	4,58	0,49
Na_2O	2,67	2,96	2,92	1,67
K_2O	0,91	0,72	1,88	5,70
P_2O_5	0,13	0,09	0,20	0,05
н.п.п.	1,94	2,47	1,55	0,98
H_2O	0,22	0,26	0,10	0,06
Сумма	99,9	100,4	100,3	99,8

* Суммарное железо.

Стандартные числа Барта

Катион	K^+	Na^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Fe^{+3}	Al^{+3}	Si^{+4}	Ti^{+4}	P^{+5}	O^{+2}	OH^-
Порода Д	1,3	4,8	7,8	6,3	6,7	15,6	52,7	0,2	0,2	149,7	10,3
2	1,2	5,2	8,9	7,9	6,4	17,8	49,4	0,6	0,1	154,0	6,0
4	2,0	5,0	4,3	2,4	3,1	15,1	58,1	0,6	0,2	150,7	9,3
7	6,2	3,0	0,5	0,4	0,7	13,0	65,3	0,2	0,1	154,2	5,8
G	6,1	5,2	1,2	0,4	1,7	13,8	63,4	0,1	0,1	155,6	4,4

Примечание: Д — диорит восточной контактовой зоны массива Брокен.

G — гранит Брокена; 2, 4, 7 — номера на рис. 2.

Баланс вещества

Привнос: 4,9 K^+ 12,7 Si^{+4}

17,6 металл-атомов

Вынос: 1,8 Na^+ 7,3 Ca^{+2} 5,9 Mg^{+2} 6,0 Fe^{+3} 2,6 Al^{+3} 0,1 P^{+5} 4,5 $(OH)^-$

23,7 металл-атомов и

4,5 OH^- ионов

Комбинация фаз мусковит-кали-полевошпатового состава для пелитовых исходных пород рассматривается для случая калиевого метасоматоза по Тернеру и Ферхугену [4] в качестве переходной для амфиболитовой фации.

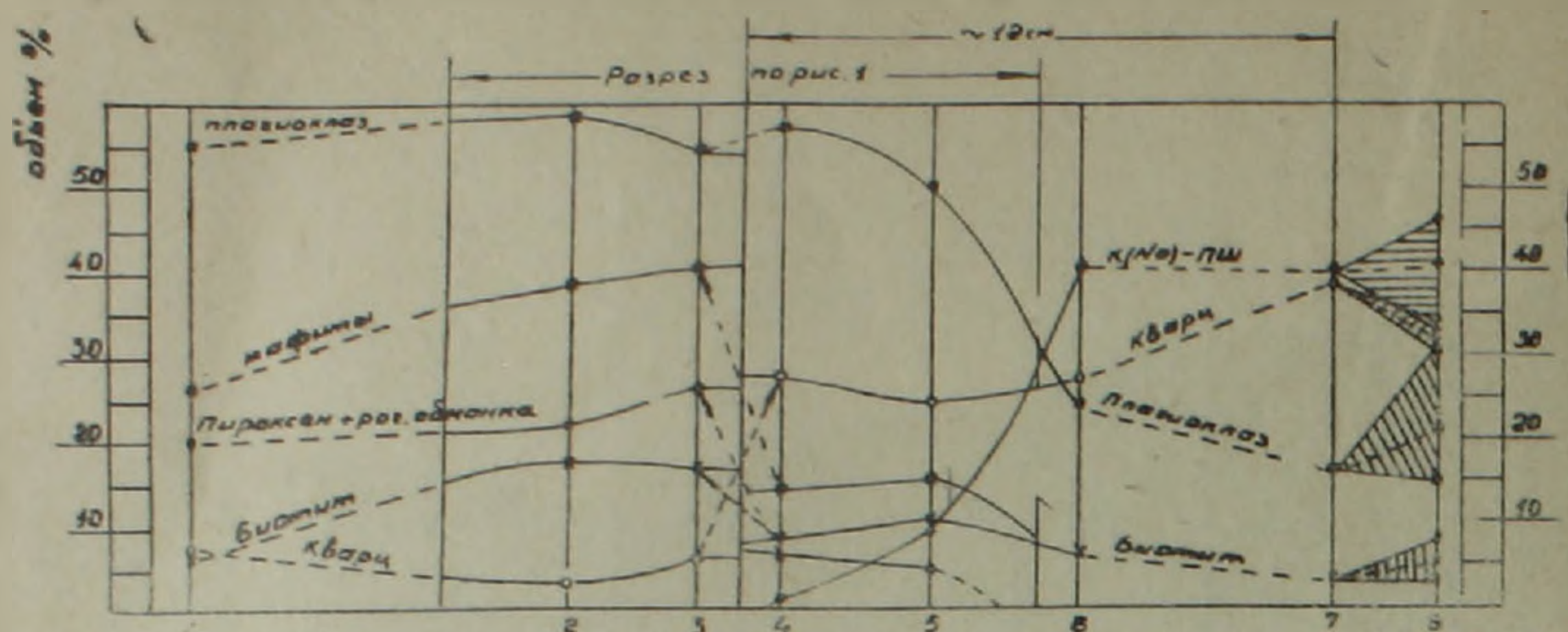


Рис. 2. Вариационная диаграмма минерального состава отдельных зон и сравнение с модальным составом разновидностей диоритов и гранитов массива Брокен.

Из изучения распределения главных элементов внутри контактной зоны вытекает, что произошло приближение к гранитному химизму. Вынос калия и кремнекислоты из гранита в приконтактную зону можно успешно сопоставить с переносом вещества в термическом градиенте между 620°C и 780°C (при $P \text{ H}_2\text{O} = 2000 \text{ бар}$), экспериментально установленным Винклером (1965). Этот автор наблюдал, используя в качестве исходного материала гранитную минеральную смесь с соотношением кварца к плагиоклазу и щелочному полевому шпату равным $1:1:1$ при добавке 10% биотита, преобладающее перемещение кварца в термическом градиенте и менее значительное перемещение полевого шпата. Он пишет: «Эти эксперименты показали, что надкритическая вода, которая находится в контакте со смесью из кварца и полевых шпатов при 2000 барах и 600°C растворяет все минералы, причем этот надкритический раствор, который контактирует со смесью из кварца и полевых шпатов, более существенно обогащается кремнекислотой, чем компонентами калий- и натриевых полевых шпатов, так как растворяется значительно большее количество кварца нежели полевого шпата».

Из мобилизованных главных элементов Ca, Mg и Fe внешняя контактная зона обогащалась лишь кальцием. В шлифе эта аккумуляция кальция дает о себе знать в качестве основного минерального компонента в виде известково-силикатных агрегатов с диопсидом, гематитом, эпидотом и гроссуляром.

И здесь можно, следовательно, заметить различия между «внутренним» и «внешним» метасоматозами, как это описал Флойд [6] для Ленда и Ауреола (Корнуолл). В большинстве из проб глинисто-сланцевых метасоматитов было исследовано распределение редких элементов в пределах контактной зоны. При сравнении с содержанием редких элементов в гранитах Брокена оказалось, что содержащиеся в глинистом сланце в значительном количестве элементы Cr, V, Ni, B, Cu, I и Co в ходе метасоматоза мобилизуются и происходит приравнивание содер-

жаний этих редких элементов к их уровням в граните. При таких Р-Т условиях в эндоконтактной зоне лишь бор большей частью зафиксировался в экзоконтактной зоне в форме боратных минералов аксинита и пренита. О распределении остальных редких элементов какие-либо суждения невозможны. Однако нельзя исключить возможность, что эти элементы скоплялись в рудных жилах с Со, Ni и Cu минерализациями на восточном фланге массива Брокен (палингенное гидротермальное оруденение в понимании Белетсева [2]). Внутри приконтактного дворика в гранитизированных глинистых сланцах олово и бериллий проявили слабую обогащенность.

Миграция главных и редких элементов, очевидно, связана с растворами, которые, в зависимости от меняющихся в пространстве и во времени уровней давлений, уходили из магмы в боковые породы или обратно из боковых пород в магму (инфильтрация или соответственно трансвопоризация). Представления о миграционных процессах в пределах интрузивов автором будут освещены подробнее в другой работе.

Перевод с немецкого
Р. Г. ГЕВОРКЯНА

Поступила 15.III.1978.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Барт Т. Теоретическая петрология. М., 1956.
2. Beletsew J. N. The origin of ore-forming solutions (russ). Bull. IXth Congress, Carpato—Balkan Geological Association, Budapest, 115—123, 1970.
3. Goodspeed G. E. Dilation and replacement dikes. J. geol. vol. 48, 1940.
4. Turner F. J., Verhoogen J. Igneous and metamorphic petrology. 1, New—York, 1—602, 1951.
5. Winkler J. G. F. Die Genese der metamorphen Gesteine. Berlin, 1965.
6. Floyd P. A. The role of hydration in the Spatial distribution of metasomatic cations in the Land's Aureole Cornwall. Chem. Geology, S. 147—156, 1967.

УДК 911.3:312(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Х. А. АВЕТИСЯН

ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ РЕЛЬЕФОМ И РАССЕЛЕНИЕМ
НАСЕЛЕНИЯ

(на примере Армянской ССР)

Горный характер территории влияет на производственную деятельность населения, следовательно и на его размещение в силу двух особенностей: изменения высоты и изрезанности поверхности. При этом надо иметь в виду, что влияние высоты сказывается через изменение всего природного комплекса, совокупности естественных условий обитания и производственной деятельности людей, в то время, как изрезанность поверхности сама предопределяет многие черты размещения населения и поселений.

Например, с изменением высотных поясов изменяются почвенно-растительные и климатические условия, а через них и расселение и хозяйственная деятельность человека. Каждый высотный пояс представляет собой однородную территориальную единицу, отличающуюся природными условиями. Они по-своему влияют на структуру и использование земельных угодий, специализацию хозяйства, виды занятия населения, формы расселения, людность поселений. Выявление влияния особенностей рельефа и гипсометрии на расселение имеет не только научно-теоретическое значение, но и может способствовать решению ряда вопросов для более эффективного использования территории и совершенствования системы расселения.

Влияние гипсометрии местности на весь комплекс общественного производства можно исследовать через расселение населения—главной производительной силы общества.

Территория Армении, как горная страна отличается большими амплитудами между низшей и высшей точками (390 м и 4090 м н. у. м.). Для нее характерна и большая дробность, наличие мелких земельных участков. Больше половины (54,8%) пахотных земель составляют участки площадью менее 5 кв. км, а в отдельных районах (Ехегнадзор, Мегри, Кафан) эта цифра достигает 70%. Это сильно осложняет ведение сельскохозяйственного производства и применение сельскохозяйственных машин.

Больше половины (57,4%) территории находится в пределах до 2000 м высоты, где природные условия для расселения и хозяйственной деятельности человека все еще остаются благоприятными, 42,6% территории находится выше 2000 м; из них 28% (7936 кв. км)—выше 2300 м, где нет постоянных населенных пунктов. Здесь живет временное население—животноводы и работники геологических партий и гидрометстанций.

Таким образом, фактически заселенных пространств, то есть обитаемых территорий, где происходит длительная хозяйственная деятельность человека, очень мало—всего 1385884 га или около половины (46,6%) всей территории республики.

Если в начале прошлого столетия в 1830 году на современной территории Армении на одном кв. км в среднем жили 5,4 человек, то в 1897 г. эта цифра достигла 26,8 человек, к 1913 году—33,6 человек, а в 1976 г. —97 человек или в 9 раз больше, чем средняя плотность СССР (11 человек на один кв. км). А если взять только территории с постоянным населением или активно используемые земельные угодья, то показатель плотности будет еще выше. Так, например, в Араратской котловине (до 1000 м над уровнем моря), которая занимает 5,7% всей территории республики, в 1975 г. плотность населения составила 775 чел. на кв.км, а сельского населения—180 человек. Это один из густозаселенных районов Советского Союза. Малозаселенные территории расположены в верхних долинах рр. Арпы и Воротан, а также на юге Зангезура и крайнем северо-западе республики, где на каждый кв. км приходится 9—18 человек сельского населения. Но и этот показатель выше, чем в среднем по СССР, в 1,5—2 раза превосходит среднюю плотность населения Норвегии.

Распределение населения в Армянской ССР начинается примерно с высоты 400 м над уровнем моря (село Айгедзор—430 м в Мегринском районе и село Ахтанак—450 м в Ноемберянском р-не) и достигает высоты 2360 м (село Верхняя и Нижняя Шоржа в Варденисском районе). Однако между этими высотами плотность населения далеко неравномерна: на одной высотной ступени она выше, а на другой значительно ниже. Известно, что 90% населения земного шара сосредоточено в основном на территориях, расположенных до 400 м высоты над уровнем моря, притом, с высотой местности показатель плотности неуклонно падает. Однако в ряде случаев наблюдаются исключения из этого правила. В этом отношении любопытно сопоставление данных Армении и Грузии: обе эти республики, как известно, типичные горные страны, имеющие весьма сходные рельефные условия. Но распределение населения по высотам разное.

В Грузии 88,9% население сосредоточено на высотных ступенях до 1000 м, которые занимают около половины (46,1%) площади всей территории республики, более того, если в Грузии до 400 м живут 43,5% населения, то в Армении на этих высотах только начинается заселение.

Большие различия в размещении населения по высотным поясам в двух соседних республиках можно объяснить следующими обстоятельствами: на территории Западной Грузии расселение начинается от уровня моря до 400—500 м, тоже горные и расчлененные территории, но благодаря хорошим природно-климатическим условиям для возделывания сельскохозяйственных и особенно субтропических культур и развития обрабатываемой промышленности. Помимо этого, Западная Грузия с древних времен славилась своими курортами, здесь же находятся

портовые города—Батуми, Сухуми (центры автономных республик), Гагра и другие города. Поэтому на высотах до 600 м в Грузии проживает больше населения, чем в Армении.

Анализ влияния географической среды на расселение и территориальное размещение населения Армянской ССР проведен по высотным поясам населения, выделенным через 200 м. Каждый пояс охарактеризован и оценен по показателю плотности населения и поселений. Выяснилось, что распределение территорий, поселений, населения и их плотностей по высотам в разных частях республики разное. На одних и тех же высотных ступенях в одном административном районе плотность поселений и населения выше, а в другом—ниже.

Так, например, на высотах от 1000 до 1200 м плотность населения на 1 кв. км следующая: в Арташатском районе 4 человека, в Ноемберянском—6, в Шамшадинском—16, в Араратском—17, в Мегринском—18; и, наоборот, на этих же высотах в Аштаракском районе на 1 кв. км приходится 141 человек, в Туманянском—116, Гугаркском—101 человек (подробно см. таблицу по административным районам). Такая же неравномерность замечается и в республике в целом. Плотность поселений и населения по высотам снижается по ступенчатой кривой, то есть в Армении нет последовательного уменьшения или повышения численности населения с увеличением высоты местности, что характерно для большинства горных стран мира.

До 1000 м высоты плотность сельского населения достигает 101 человек на один кв. км, в следующем поясе (1000—1200 м) снижается до самых низких показателей (26,9 человек на кв. км), потом снова повышается и снижается. 2000—2250 м достигает до 31,7 человек на один кв. км. Это подтверждает ту истину, что население заселяется там, где благоприятные природно-естественные предпосылки для расселения и внедрения человеческого труда.

Территория Армении условно разделена на пять высотных поясов. Каждый из них кроме особенностей расселения, характеризуется также с точки зрения некоторых свойств рельефа, климата и использования земель.

Предгорный пояс (от 400 до 1000 м н. у. м.) занимает 3372,34 кв. км, или одну десятую часть территории республики, и отличается относительно ровной поверхностью с рыхлыми (аллювиально-пролювиальными и озерными) отложениями (в пределах Араратской котловины). Он является самым плотным поясом с экономической точки зрения. Большая часть территории (63,4%) удобна для возделывания сельскохозяйственных культур и особенно многолетних насаждений, развита и искусственная оросительная сеть. Здесь же находится больше половины городского, одна треть сельского населения республики, 17 городов, 234 сельских поселений. В каждом сельском поселении в среднем живет 1497 человек или на 1,2 раза больше, чем в среднем по республике (1086 человек), на 100 кв. км приходится 7,2 поселений, в том числе

Таблица 2

Распределение территорий, поселений и населения Армянской ССР по высотным поясам и их природно-климатические и сельскохозяйственные возможности (в 1975 г.)¹

Высотные пояса (высота н. у. м. в м.)	Занимаемые территории (%)	Число городских и сельских поселений (%)	Население (%) ²			На 1 км ² в среднем живет (чел.)		Местные сельскохозяйственные возможности в связи с увеличением уклона (уклоны в градусах, а их уд. вес в процентах по поясам) ³						Типы климатов ⁴	Распределение земельных угодий ⁵ Армянской ССР по вертикальным поясам в процентах (1975 г.)			
			городское	сельское	всего городского и сельское	всего	только сельское	уклоны в градусах							пашни	многолет-ные насаж-дения	сенокосы	выгоны и пастбища
								0—3	3—8	8—12	12—20	20 и выше	всего					
I. 390—1000	11,9	25,7	63,7	33,3	51,3	431,5	110,5	53,5	13,4	8,6	14,5	10,0	100	а) Сухой субтропический (се-веро-восток и Зангезур) б) Сухой резко континенталь-ный (Арагатская долина)	13,2	51,3	2,3	8,8
II. 1000—1500	17,5	23,9	25,8	20,9	23,8	81,1	43,4	22,9	25,8	14,7	21,2	15,4	100	а) Умеренно-жаркий с мягкой зимой (Зангезур и СВ—В) б) Сухой-континентальный, с холодной зимой (Арагатская долина и Вайк)	17,9	41,7	11,2	15,3
III. 1500—2000	28,2	38,3	10,2	32,9	19,6	82,4	42,6	18,3	27,2	14,0	23,7	16,8	100	Умеренно-теплый сравнитель-но влажный	42,2	7,0	45,8	21,5
IV. 2000—2500	25,2	12,1	0,3	12,9	5,3	14,8	18,1	10,8	29,2	12,8	25,0	22,2	100	Умеренный с холодной зимой	26,1	—	36,1	28,1
V. 2500 и вы-ше	17,2							3,3	28,2	18,7	24,6	25,2	100	Холодный горный	0,1	—	4,6	26,3
Итого	100	100	100	100	100	87,7	36,5	18,4	26,2	14,0	22,8	18,6	100		100	100	100	100

1. Без озера Севан (132626 га), Арпа (2200 га).

2. Итоги Всесоюзной переписи населения 1970 года по Армянской ССР, 1972 г.

3. Оценка пригодности условий местности по уклонам для целей сельского хозяйства: 0—3° наиболее благоприятны для всех отраслей сельского хозяйства, 3—8° несколько ухудшаются для полеводства, 8—12° возможности и эффективность полеводства сильно ограничены, 12—20° возможности сельскохозяйственного использования ограничены. Для полеводства требуется применение комплексных мероприятий, выше 20° возможность для сельского хозяйства постепенно ухудшается, а начиная с 30°—резко. Л. А. Валесян, «Производственно-территориальный комплекс Армянской ССР», Ер., 1971 г., стр. 176—181.

4. Հայկական ՍՍՀ ֆիզիկական աշխարհագրություն, Երևան, 1971 թ., էջ 190—197.

5. Расчетные данные распределения земельных угодий по поясам (приблизительно).

Таблица 1

Распределение территории, поселений, населения Армянской ССР за 1970 г. по высотам (в м) и средняя людность поселений и плотность населения на 1 кв. км. (чел.)

Высота над уровнем моря (в м)	Площадь в %/°-х	Поселения, %			Населения, %			Средняя людность поселен. (чел.)			На 1 кв. км приходит- ся (чел.)	
		всего	в том числе		всего	в том числе		городского	сельского	всего	в том числе	
			городское	сельское		городское	сельское				городское	сельское
до 600	0,9	0,9	—	1,0	0,3	0,1	0,5	—	614	27,6	—	20,5
600— 800	1,9	4,4	11,8	4,0	2,9	1,6	4,5	4030	1197	127,4	756	87,6
800—1000	9,0	20,2	21,6	20,2	48,1	62,0	28,3	83368	1511	468,3	3467	123,6
1000—1200	6,2	5,9	7,8	5,8	2,9	1,2	5,2	5509	881	39,2	3390	26,9
1200—1400	6,8	10,0	19,6	9,6	10,9	11,5	10,2	16736	1232	143,4	4404	57,9
1400—1600	9,4	14,3	13,7	14,8	13,5	14,1	12,4	29445	911	124,0	4561	47,6
1600—1800	10,4	14,7	9,8	14,7	8,2	4,7	13,0	13942	957	63,3	2213	45,2
1800—2000	12,8	15,9	13,7	16,1	7,9	4,6	13,0	9644	873	54,3	2813	36,7
2000—2250	14,6	12,6	2,0	13,2	5,2	0,2	12,5	4253	1040	31,9	4253	30,9
2250—2500	10,7	0,5	—	0,6	0,1	—	0,4	—	431	0,7	—	0,7
2500 и выше	17,3	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Итого:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	29050	1086	87,6	3344	36,6

1) Без озера Севан.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ
территорий, поселений и населения Армянской ССР по экономическим районам за 1970 год по высотам (в метрах)

Экономи- ческий район		До 600		600—800		800—1000		1000—1200		1200—1400		1400—1600		1600—1800		1800—2000		2000—2250		2250—2500		2500 и выше		Всего	
		число	%	число	%	число	%	число	%	число	%	число	%	число	%	число	%	число	%	число	%	число	%	число	%
Арагатский	Площадь (кв. км)			30,0	0,5	1742,66	29,2	711,29	11,8	462,34	7,8	325,0	5,4	432,5	7,3	528,68	8,9	564,5	9,4	384,0	6,4	794,20	13,3	5975,17	100
	Поселение					171	59,2	18	6,2	24	8,3	14	4,8	19	6,6	24	8,3	19	6,6					289	100
	Население					1112524	87,2	39345	3,1	47446	3,7	33301	2,7	13756	1,0	19682	1,5	9597	0,8					1275651	100
	Ср. людность поселений (чел.)					6469		2186		1977		2379		724		820		505						4414	100
	На 1 кв. км приходится (чел.)					638,2		55		103		102		32		37		17						213,5	100
	На 100 кв. км приходится (поселен.)					10		3		5		4		5		5		4						88,5	100
Ширакский	Площадь (кв. км)					90,0	2,2	262,5	6,4	280,0	6,8	670,0	16,3	522,5	12,7	535,02	12,9	872,5	21,2	299,3	7,3	586,46	14,2	4118,28	100
	Поселение							7	3,9	46	3,9	46	25,5	43	23,9	39	21,7	45	25,0					180	100
	Население							11694	3,6	205280	62,5	59161	18,0	26151	7,9	26424	8,0							328710	100
	Ср. людность поселений (чел.)							7670		898		1376		670		587								1826	100
	На 1 кв. км приходится (чел.)							42		306		113		49		30								73	100
	На 100 кв. км приходится (поселен.)							2		7		8		8—		5								40,1	100
Придебед- ский	Площадь (кв. км)	117,5	2,7	212,5	4,9	212,5	4,9	283,01	6,5	452,5	10,3	706,0	16,1	862,5	19,7	507,95	11,6	448,62	10,2	292,5	6,7	277,90	6,4	4373,68	100
	Поселение	8	5,2	13	8,5	9	5,9	14	9,2	27	17,6	41	26,8	27	17,6	11	7,2	3	2,0					153	100
	Население	7432	2,3	20942	6,4	32447	9,9	19195	5,8	143604	43,7	56883	17,3	40121	12,2	6541	1,9	1807	0,5					328972	100
	Ср. людность поселений (чел.)	929		1611		3605		1371		5319		1387		1486		595		602						2150,1	100
	На 1 кв. км приходится (чел.)	63		98		153		68		318		81		47		13		4						1463,0	100
	На 100 кв. км приходится (поселен.)	7		6		4		5		100,1		6		3		2		0,7						75,2	100
Севан- Агстевский	Площадь (кв. км)	77,5	1,7	217,5	3,0	302,5	4,1	217,5	3,0	285,0	3,9	395,0	5,4	470,97	6,5	1375,50	19,1	1294,09	18,0	1205,58	16,7	1342,80	18,6	7183,94	100
	Поселение			20	12,2	8	4,8	4	2,4	8	4,8	11	6,7	17	10,4	47	28,7	46	28,1	2	1,2	1	0,7	164	100
	Население			36488	10,0	19549	5,0	3553	1,0	34068	9,2	15294	4,2	58308	15,6	115861	31,4	84725	23,0	1561	0,4	592	0,2	369999	100
	Ср. людность поселений (чел.)			1824		2444		888		4258		1390		3429		2465		1842		780		592		2256	100
	На 1 кв. км приходится (чел.)			167		65		16		119		39		124		84		66		1		0,5		51	100
	На 100 кв. км приходится (поселен.)			9		3		2		3		3		4		3		3		2		0,1		2	100
Сюникский	Площадь (кв. км)	75,0	1,1	77,34	1,1	217,34	3,2	300,34	4,4	451,08	6,6	591,08	8,7	672,63	9,9	706,07	10,4	969,07	14,2	853,57	12,5	1899,73	27,9	6813,25	100
	Поселение	1	0,5	6	4,2	9	4,7	24	11,6	31	16,3	34	17,9	35	18,4	37	19,5	13	6,9					190	100
	Население	25	—	10949	6,6	33328	17,6	10918	4,9	40253	21,2	30201	15,9	23886	12,6	30116	15,8	10248	5,4					189924	100
	Ср. людность поселений (чел.)	25		1825		3703		455		1298		888		682		814		789						999	100
	На 1 кв. км приходится (чел.)	0,3		142,5		153,6		36,4		89,2		51,1		35,5		43		11						28	100
	На 100 кв. км приходится (поселен.)	1,3		10		4		7		7		6		5		5		2						3	100
В Армян- ской ССР	Площадь (кв. км)	270,0	0,9	537,34	1,9	2565,0	9,0	1774,64	6,2	1930,92	6,8	2687,08	9,5	2961,10	10,4	3653,22	12,9	4148,98	14,6	3034,95	10,6	4901,09	17,2	28464,32*	100
	Поселение	9	0,9	39	4,0	197	20,2	60	6,2	97	10,0	146	14,9	141	14,4	158	16,2	126	12,9	2	0,2	1	0,1	976	100
	Население	7432	0,3	68466	2,8	1201133	48,2	69602	2,5	276971	11,1	333251	13,5	202198	8,1	198432	7,9	133795	5,5	1561	0,1	592	0,0	2492761	100
	Ср. людность поселений (чел.)	929		1670		6066		1180		3948,6		2282		1424		1264		1062		780		592		2550	100
	На 1 кв. км приходится (чел.)	28		128		468,2		40		144,0		123,3		68		57		32		0,5		0,1		87,6	100
	На 100 кв. км приходится (поселен.)	3		8		8		3		89,0		63,4		5		4		3		0		0		3	100

*) Без озера Севан (1287,29 кв. км).

Числитель: 25 — все население

Знаменатель: 57 — население без гг. Ереван, Ленинакан и Кировакан.

тесным кольцом окаймляют западные и южные берега озера Севан. В Шираке мелкие и средние поселения тянутся вдоль железных и шоссейных дорог или разбросаны по всему плато у водных источников и промышленных объектов. В этом поясе в каждом сельском поселении в среднем живут 976 человек, а на 100 кв. км приходится 7 поселений, в том числе 0,32 городских, 6,8 сельских. Большинство поселений в основном расположено на ровном месте и свободно от каких либо природных препятствий.

Горный пояс (2000—2500 м) занимает четверть (7183,93 км—25,3%) территории республики. Климат суровый, вегетационный период довольно короткий, обрабатываемых земель мало, величины уклонов большие, показатель расчлененности высокий, сельскохозяйственные возможности пояса ограничены, населенные пункты редкие и относительно крупные. Средняя людность—1062 чел. Они в основном размещены в небольших горных котловинах, где местность защищена от ветров. В этом поясе находится 128 сельских поселений и город Джермук.

Высокогорный пояс (выше 2500 м) занимает 4901,09 км или 17,3% территории. Здесь отсутствуют поселения с постоянным населением. В течение летнего периода здесь находятся животноводческие фермы, геологические партии и постоянные метеорологические станции.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15.XII.1977.

УДК 91 (091)

А. А. АСЛАНЯН

ФРАНЦУЗСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ 1952 г. НА ВЕРШИНЕ БОЛЬШОГО АРАРАТА

9-го июня 1952 г. парижские газеты сообщили сенсационное известие об отправлении экспедиции на гору Большой Арарат (Масис), для восхождения на его вершину.

После неудачной попытки восхождения на Б. Арарат, предпринятой французским ботаником П. де Турнефором в 1701 г. [7], и опять же безуспешной попытки супругов Э. и Б. Шантр в 1890 г. [4, 5], в половине двадцатого века группа молодых специалистов из города Бордо поставила перед собою задачу—водрузить, наконец, через 250 лет после Турнефора, французский флаг на вершине библейской горы и, если удастся, разрешить загадку древней легенды о пребывании на ней Ноева Ковчега.

В группу входило шесть человек: руководители Жан Рике и Фернан Наварра, помощники Раймон Зубири и Мишель Вейхан, кинооператоры Роджер Киршнер и Жан Клод Се. До подножий Арарата и обратно им предстояло проделать на автомашине «Джип» путь в 23000 км по различным дорогам, имея груз снаряжения, продовольствий, бензина, смазочных масел. Отчет об этом восхождении был опубликован через год [6].

Отправившись из Парижа, через Северную Италию, Югославию и территорию Греции, группа прибыла в Стамбул, затем в Анкару и Кайсери. В районе Кайсери 19-го июня путешественники совершили тренировочное восхождение на вершину горы Эрджиас (Аргеос), на высоту 3916 м. Дальнейший путь проходил через Эрзинджан и Эрзерум. Здесь, получив разрешение военных властей, они, вместе с приставленными двумя турецкими офицерами, 6-го августа прибыли в Пасинлер (Басен) и далее—в Каракесе. С этого пункта им впервые открылся вид на Арарат— «...растворенный в светлом океане прозрачного воздуха, переливающийся нежными оттенками соцветий сирени, как само небо, в котором маячила огромная ледяная шапка гиганта» [6, стр. 101—102].

Было решено гору исследовать с разных сторон: с юга, северо-запада, севера и востока. Рике и Наварра сочли нецелесообразным совершить восхождение с юго-востока, так как многочисленными наблюдателями прежних экспедиций следов Ковчега там замечено не было.

Прибыв в Баязид экспедиция приступила к последним приготовлениям.

В тот же день, совершив экскурсию к востоку от Баязида до иранской границы, путешественники с близкого расстояния наблюдали величественный массив, охватив всю последовательность природных поясов,

начиная от раскаленной пустынной равнины у подножья, где в это время температура воздуха доходила до 50°C , до самой вершины, с полярными морозами и ледяными громадами, затерянными в разреженной атмосфере, где, как писали прежние исследователи, зимою ртуть термометра опускалась до -50°C [1, 2], а летом наивысшая температура едва достигала $+10,2^{\circ}$ [3].

Утром 8-го августа, выступая из Баязида, группа направилась к северу, через перевал Ченгел-чедег (Хараба-базар), на высоте 2100 м. Спустившись к долине Аракса, с наступлением темноты пришли в Игдыр, где стоял теплый, душный, неподвижный воздух, насыщенный пылью от песчаной почвы и вулканического пепла. 9-го августа Игдыр остался позади и экспедиция прибыла в Басков или Башкей, как теперь называется бывший русский пограничный пост Аралых. Здесь проселочная дорога кончилась и до следующего пункта—села Ахора (Аһога) пришлось продвигаться по тропинке, среди камней и неровностей подошвы Арарата. Ахора—это Новый Акор и по армянским источникам, который после катастрофы 1840 г., разрушившей старое село, был построен на 800 м ниже него, на южном краю равнины правобережья р. Аракс. Это почти безводная пустынная местность. На высоте 1500 м со склона горы стекал мутный поток. В Ахоре начальство турецкого жандармского поста выделило экспедиции еще одного проводника. Отсюда были совершены экскурсии к ущелью св. Якова и далее,—к роднику св. Якова, который уцелел от Акорийской катастрофы. Подъем становился все труднее. Не раз слышались громовые раскаты горных обвалов. Со склона, нависающего над ущельем, низвергались груды камней и земли, которые по пути застревали между скалами и в их трещинах. Наиболее крупные обвалы достигали дна ущелья, засыпая покоящийся там ледник.

Из Ахоры экспедиция вернулась в Баязид, откуда должна была предприниматься попытка восхождения на вершину Б. Арарата с южного склона. Неудачно сложился день 12 августа. С утра стояла невыносимая жара. Из-за волокиты военных властей отправление задерживалось: никак не могли найти лошадей или мулов. Животных было настолько мало, что можно было навьючить лишь самые необходимые вещи; исследователи, как и взвод аскеров, должны были двигаться пешком. Во второй половине дня небо покрылось серыми облаками и разразилась гроза. Над равниной повис мрак. Засверкали молнии, проливной дождь шел небольшими перерывами, вершина горы метала огненные заряды.

13-ое августа для экспедиции стал решающим днем. С раннего утра началось продвижение к Арарату,—сначала по равнине, покрытой галечником и валунами, потом по предгорным холмам и увалам. Первые тысячи метров подъема прошли без особых затруднений. На высотах выше 3000 м встречались палатки курдов-пастухов, у которых путешественники нашли убежище от начавшегося дождя. Вождь этого племени Хазам Калатен сообщил, что в 4-х километрах к западу от кочевья есть скали-

стый гребень, поднимающийся до самой вершины. Хазам сам же взялся проводить экспедицию до цели.



Рис. 1. Хаотические нагромождения андезитовых глыб в поясе каменистой пустыни Б. Арарата (4300 м).

В полдень погода снова испортилась. На высоте 3900 м тучи быстро покрыли небо, поливая людей ливневым дождем и градом, что продолжалось до высоты 4100 м. Путь шел вверх по скалистому отрогу, подножье которого было покрыто непроходимой грязью, глыбами камней и льда. Попадались снежные и фирновые поля. На высоте 4000—4100 м гребень кончился. Выше путь проходил по вечному снегу и, далее, упирался в край привершинного ледника, который представляет основную преграду перед решительным штурмом купола горы. Вечером на высоте 4100 м. экспедиция расположилась на ночлег. Вокруг поднимались скопления валунов и трещиноватых скал синеватого базальта. Мороз усиливался, бушевала полярная стихия. Люди в палатках, в теплой одежде, укутанные одеялами, дрожали от холода. Темнота наступила внезапно и повсеместно, хотя не было и 7 часов вечера.

14-го августа, утром начался обильный снегопад. Начался штурм вершины. Путь шел по узкому отрогу, тянущемуся вверх среди снеговых полей. Он состоял из черных, блестящих скал и камней, с ребрами, острыми как лезвия.

На высоте 4950 м из большой группы осталось всего 15 человек. Многим овладевал неодолимый страх: даже самым сильным казалось, что впервые в жизни легкие и сердце им изменяют, движения рук и ног причиняли нестерпимую боль. К счастью рюкзаки и даже многие необходимые вещи были оставлены внизу. Путь становился все труднее: па-

дение склона, которое до тех пор не превышало $25-30^\circ$, теперь на подступах к 5-километровым отметкам увеличилось до $35-40^\circ$. Для подъема на 300 м (от выс. 4700 до 5000 м) было потрачено более четырех часов. Еще целый час ушел на преодоление следующих 50 метров вы-



Рис. 2. Фернан Наварра и проводник Алаедин Секер на подступах к вершине Б. Арарата (4000 м).

соты. Несмотря на пургу и сильный мороз у всех появилось желание бросить все и уснуть. Турецкий капитан даже проявлял симптомы помешательства, а его аскеры, выбившись из сил, пустились в обратный путь. Но французы неустойчиво продолжали восхождение. Ф. Наварра отмечает, что больше всего участников его группы вдохновляло сознание того факта, что они являются первыми французами, так высоко забравшимися на Арарат. Они были полны решимости первыми ступить на его вершину.

На высоте 4950 м перед исследователями встала крутая ледяная стена, рассеченная глубокими трещинами. Используя веревки, они преодолели ее и поднялись на пологий холм, скованный массивным льдом. За ним последовала другая высота, потом третья, четвертая.

Наконец, в 15 ч. 30 мин. группа оказалась на более обширном куполе, где сразу же людей окружил молочно-белый туман, такой же непроницаемый, как ночной мрак. Под ногами все тот-же компактный лед. Высотомер показывал 5165 м. Это и была вершина Масиса.

Ж. Рике и Ф. Наварра, впервые в истории, водрузили над нею трехцветное знамя французской республики.

Несмотря на суровую пургу и снег, сыпавшийся с непроглядных туч, путешественники в полной мере вкушали радость победы. «И мы,—

пишет Наварра.—сосредоточивали мысли, стараясь как можно глубже воспринимать свершившееся, чтобы оно сохранилось в памяти, одновременно сожалея, что никогда больше в жизни нам не доведется переживать такие исключительные минуты» [6. стр. 190].

Затем начался обратный путь. Спуск облегчался скольжением по снежным полям в сидячем положении. Туман остался наверху, но внизу, обнимая склоны горы, простиралось свинцовое море облаков, за которым скрывалось подножье Арарата. Лишь через небольшое «окно» можно было увидеть Баязид. С наступлением ночи пришли в лагерь на выс. 4100 м. Утром 15-го августа спуск продолжался, и через восемь часов экспедиция прибыла на базу у подножья горы, севернее Баязида, где сразу же попала в раскаленное пекло равнины.



Рис. 3. Ф. Наварра и Ж. Рике устанавливают флаг французской республики на вершине Б. Арарата (5165 м).

16-го августа экспедиция вновь переправилась в Игдыр, откуда начала исследовать западный склон Масиса, где, как предполагали, должен находиться Ноев Ковчег, или хотя бы его остатки...

Сначала, издали, за библейский корабль был принят высокий скалистый мыс, возвышающийся на этом склоне, на высоте около 3450 м. Однако, после долгих поисков, экспедиция должна была признать, что никаких признаков или остатков Ковчега на Масисе нет. Но все-таки, Наварра склонен думать, что Ковчег, вероятно, лежит на дне какого-то озера, расположенного на уровне около 4200 м, выше озера Кип-гел, под мощным—30—40-метровым слоем льда!, «в чем можно окончательно удостовериться лишь после радиоразведочных поисков», пишет Наварра.

Спустившись с западного склона, экспедиция еще раз пересекла перевал и, через Каракесе, Эрзерум и Анкару вернулась во Францию.

Французская экспедиция 1952 г. по своему характеру была скорее альпинистической и больших научных результатов дать не могла. Она состояла из молодых энтузиастов—любителей природы, стремившихся на некоторое время вырваться из душной атмосферы городов, двигаться, общаться с природой, испытывать радость исследований и поисков, «пусть даже ценою риска и опасностей». Участники группы вели самые общие наблюдения над растительным покровом, метеорологическими явлениями, рельефом и т. д., причем, поскольку в отчете нет никаких упоминаний, сбор образцов, видимо, не производился. Сделанные ими фотоснимки и заснятый кинофильм по своей тематике очень ограничены.

Тем не менее, из описаний Ф. Наварры можно составить приблизительную картину природы Б. Арарата, особенно его южного склона.

Так, у самой подошвы простирается равнинный пояс, сложенный из белесоватых песков и вулканического пепла, покрытый пустынной растительностью. Выше—от 1000 до 3600 м вырисовывается пояс мезофильной травянистой растительности—от сухостепных формаций до альпийских лугов. Местами альпийские луга поднимаются еще выше—до 3750 м, в отличие от северного склона, где на этих высотах затененные места покрыты скоплениями снега и фирна. В этом различии сказывается большая обеспеченность южного склона солнечным теплом. В этом поясе разгружаются первые облака, которые поднимаются по склону, образуясь за счет воздушных масс, восходящих с сильно нагревающейся равнины. Предпоследний этаж,—выше 4300—4400 м, составляет высокогорная каменистая пустыня, где господствуют черные вулканические скалы и отроги, между которыми, в котловинах и ущельях лежат скопления вечного снега и льда. Из материалов разрушения этих скал образуются обломочные и щебнисто-мелкоземнистые массы нижележащих поясов. И, наконец, выше 4950—5000 м идет замечательная вершинная «шапка», покрытая панцирем льда, из-под которого, по краям, выступают черные пятна корпуса горы [6, стр. 181]. Восходящие токи воздуха в дневное время поднимаются до вершины: каждый вечер тучи покрывают купол Б. Арарата, дают осадки и за ночь постепенно исчезают.

Однако, оставаясь на вершине несколько часов, экспедиция не смогла исследовать ее природу и дать достоверную картину ее морфологии, что, несомненно, снижает значение достигнутого успеха. Этот недостаток отмечен и самими участниками: «Несмотря на нашу победу, мы прониклись глубоким сожалением, что не смогли создать лагерь на высоте 5000 м и организовать исследование величественного ледяного купола Б. Арарата» [6, стр. 191—192].

Но некоторых результатов экспедиция все-же добилась. Ее опыт подтвердил возможность и указал наиболее удобный путь подъема на вершину Масиса с южного склона, считавшегося почти непреодолимым. Одновременно опыт показал, что даже в условиях хорошей оснащено-

сти группы, важнейшими предпосылками успеха являются физическая подготовка и морально-волевые качества участников. Одним из важных результатов явилось также новое измерение высоты Б. Арарата: после работы французской экспедиции ее отметка принята 5165 м, вместо прежней цифры 5156 м.

В остальном массив Араратских гор все еще нуждается в более детальном изучении. При современном уровне развития наук, исследования в этом районе пока, к сожалению, остаются в рамках достижений 19-го века, между тем как комплексные стационарные исследования могли бы дать очень ценный материал.

Совет по истории естествознания и техники
АН Армянской ССР

Поступила 6.II.1978.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ковалевский Е. П. Гора Арарат. СПб, 1903.
2. Рафалович А. Ф. Восхождение на Арарат в 1889 г., Тифлис, 1890.
3. Розенталь Э. Восхождение на Большой Арарат. Варшава, 1911.
4. Chantre B. Mme. A travers l'Arménie Russe. Paris, 1893.
5. Chantre E. L'Ararat. Paris, Colln co. 16 p., extrait des Annales de Géographie, № 9, du 15 oct., 1893.
6. Navarra F. L'expédition au mont Ararat. Bordeaux—Paris, 1953.
7. Tournefort J. P. de, Relation d'un voyage du Levant. t. 1—2. Amsterdam, 1718.