

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



Журнал основан в 1943 г., выходит 6 раз в год
на русском и армянском языках

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀեՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀեՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Հ. Փար-
րիելյան, (պատասխանատու խմբագիր), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուլյան,
ՀեՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Վ. Գրիգորյան, ՀեՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Ի. Կառապետ-
յան, ֆիզ.-մատ. գիտ. թեկն. Ն. Կ. Կառապետյան, երկրա-հանք. գիտ.
դոկտ. Բ. Մ. Մելիքսերյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիչանյան, երկրա-
հանք. գիտ. դոկտ. Ս. Ն. Նազարեթյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Մ. Ս. Սարյան,
ՀեՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս.
Ճառամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ա. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АН АрмССР А. Б. Багдасарян, акад. АН АрмССР А. А. Габриелян (ответственный редактор), акад. АН АрмССР С. В. Григорян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян член-корр. АН АрмССР А. И. Карапетян, канд. физ.-мат. наук Н. К. Карапетян, канд. геол.-мин. наук Б. М. Меликсетян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджаниян, канд. геол.-мин. наук С. Н. Назаретян, докт. геол.-мин. наук М. А. Сатянч, член-корр. АН АрмССР Г. И. Тер-Степнян, канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазиян (зам. ответственного редактора).

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող., 24ա.
Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна. 24а

© Издательство АН Арм. ССР
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1990

Թ Ո Վ Ա Ն Կ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան. Երկրագնդի նուտացիոն դինամիկայի և սեյսմիկ ակտիվության միջև կղած որոշ փոխհարաբերություններ	3
Կ. Պ. Բաղդասարյան, Թ. Խ. Ղուկասյան. Համաոտ հանրագումարային տվյալներ Կեղա- րուտի գրանիտոիդային դանդաժի իզոտոպային հասակի մասին, ըստ K—Ar և Rb—Sr իզոթրոնային մեթոդների	11
Ե. Ջ. Տեր-Իսվրյան. Սառած միավորների ապարաֆիզիկական հետազոտությունը	16
Մ. Բ. Հողմրցյան. Հարավսևանյան շրջանի դարավանդների մի քանի ծագումնային տի- պերի մասին	21
Յ. Ս. Կեոզյան. Հեռնային բնատարածքների բարձունքային երկրաձևաբանական տարբե- րակումը (Հայկական ԽՍՀ օրինակով)	29
Հ. Կ. Կարբիլյան. Հայկական ԽՍՀ տարածքում ձմեռային տեղումների աղտոտման մասին	38
Վ. Ի. Խալոուրի, Է. Կ. Կյոզակյան, Լ. Ա. Մխիթարյան, Ն. Մ. Սարգսյան, Ա. Մ. Շամախ- մեղով. Մակրոսեյսմիկ ազդեցության ուժեղացումը Հենինականում	47
Ս. Թ. Մեսչյան. Թեք մակերևույթով գետնահողային սողանքային զանգվածների շարժման արագության կանխագուշակումը	56

Հ Ա Մ Ա Ռ Ո Տ Հ Ա Ղ Ո Ր Դ ՈՒ Մ Ն Ե Ր

Ա. Ս. Ավանեսյան, Է. Յա. Լեվեն, Ե. Ա. Ուսպենսկայա. Որոտանի ավազանում միջին յուրայի առաջացումների հայտնաբերման մասին (Ղափանի անտիկլինորիում, Փո- քրը Կովկաս)	64
Վ. Բ. Կամոյան, Ա. Վ. Կեոզյան. Սուլֆիդային հանքային մարմինների սահմանում գալ- վանական բնական էլեկտրական դաշտի պատենցիալի թռիչքների տեղաբաշխումը	68
Ա. Կ. Յուխանյան. Հայաստանի նորագույն հրաբխային գոտում խորքային ներփակումների և դրանց պարունակող լավանների մի քանի ապարաբերարթմիական յուրահատկու- թյունները	71

СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асламян. Некоторые соотношения между нутационной динамикой и сей- смической активностью Земли	3
Г. П. Багдасарян, Р. Х. Лукасян. Краткие резульативные данные об изотопном датировании Гехаротского гранитоидного массива K—Ar и Rb—Sr изох- ронными методами	11
Н. З. Тер-Давтян. Петрофизическое исследование остывших единиц	16
М. Б. Огмрцян. О некоторых генетических типах террас Южносеванского района	21
Ф. С. Геворкян. Высотная геоморфологическая дифференциация горных терри- торий (на примере Армянской ССР)	29
Г. К. Габриелян. О загрязнении зимних осадков на территории Армянской ССР	38
В. И. Халтурин, Э. Г. Гедакян, Л. А. Мхитарян, Н. М. Саргсян, А. М. Шомах- мадов. Усиление макросейсмического эффекта в Ленинакане	47
С. Р. Месчян. Прогноз скорости движения по наклонной поверхности оползне- вых грунтовых масс	56



КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. С. Аванесян, Э. Я. Левен, Е. А. Успенская. О выявлении среднеюрских отложений в бассейне р. Воротан (Кафанский антиклинорий, Малый Кавказ)	64
В. Б. Гамоян, А. В. Геворкян. Распределение скачка потенциала гальванического естественного электрического поля на границе сульфидных рудных тел	68
А. К. Юханян. Некоторые петрогеохимические особенности глубинных включений и их вмещающих лав в неовулканической зоне Армении	71

CONTENTS

A. T. Aslanian. Some correlations between the nutational dynamics and the Earth's seismic activity	3
G. P. Baghdasarian, R. Kh. Ghukasyan. Brief resultative data on the isotope age determination of the Gegharot granitoid massif by K-Ar and Rb-Sr isochronous methods	11
N. Z. Ter-Davtian. Petrophysical investigation of the cooled units	16
M. B. Hoghmertslan. On the Southern-Sevan region terraces some genetic types	21
F. S. Guevorkian. The altitude geomorphological differentiation of mountainous territories (the Armenian SSR being an example)	29
H. K. Gabriellan. On the winter precipitation pollution in the Armenian SSR territory	38
V. I. Khalturin, E. G. Guedukian, L. A. Mkhitarian, N. M. Sargsian, A. M. Shomakhmadov. Intensification of the macrosismic effect in Leninakan	47
S. R. Meschlan. The prognosis of the landslide ground masses movement velocity on an inclined plane	56

SHORT REPORTS

A. S. Avanesian, E. Ya. Leven, E. A. Uspenskaya. On revealing the middle Jurassic deposits in the Vоротan river basin (Kaphan anticlinorium, Minor Caucasus)	64
V. B. Gamoyan, A. V. Guevorkian. The galvanic natural electrical field potential leap distribution on the boundary of sulphide ore bodies	68
A. K. Yuhhanian. Some petrogeochemical peculiarities of the abyssal inclusions and containing lavas in the neovolcanic zone of Armenia	71

| А. Г. АСЛАНЯН |

НЕКОТОРЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ МУТАЦИОННОЙ ДИНАМИКОЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ ЗЕМЛИ

В одной из ранних работ автора [2] было показано, что внутренне непротиворечивое представление о свободных мутационных колебаниях и сопряженных с ними явлениях динамической активности Земли может быть сформулировано на основе теории гравитационного сжатия Земли и сопровождающих такое сжатие эпизодов замедления и (или) кратковременных актов расширения (экспансии) планеты, следующих из той посылки, что в процессе сжатия (контракции) в кинетическую энергию переходит лишь небольшая часть потенциальной энергии гравитационного поля, а остальная, большая, часть (80%) энергии переходит в потенциальную энергию упругого сжатия толщи планеты, расходуется на различные апериодические (динамические) движения, поддерживает электрические токи, порождает магнитное поле, и др. [4]. Обсуждение рассматриваемой задачи предполагает в первую очередь знание величины динамического сжатия Земли с учетом влияния на него процессов деформаций текучести, величины углового расстояния между полярной осью инерции и мгновенной осью вращения (т. е. расстояния между полюсом инерции и полюсом вращения) и далее скорости сокращения радиуса планеты.

Сейсмическая активность считается одним из проявлений общей космической активности Земли, определяемой взаимодействием сжимающих гравитационных (массовых) сил и расширяющих сил внутреннего газотемпературного давления. Характер и особенности такого взаимодействия сил определяются тем, какая из этих сил преобладает и как быстро та или иная из них растет.

Согласно теореме вириала для медленно вращающихся слабо магнитных массивных небесных тел типа Земли условием преобладания сжимающих массовых сил является неравенство

$$U + \frac{2\pi}{Q} W < 0, \quad (1)$$

в котором U — внутренняя тепловая энергия, W — потенциальная энергия гравитационного поля, а Q — диссипативная функция, связанная с постоянной Грюнайзена γ и индексом политропии n соотношением

$$Q = 6\pi(\gamma - 1) = 6\pi/n = 2\pi \left(1 - \frac{\rho_m}{\rho_0}\right). \quad (2)$$

Входящие в формулы (1, 2) параметры известны: $\gamma = 8/3$ (величина, характерная для Земли, состоящей из вещества типа твердых растворов, изоморфных смесей, эвтектик, тонкослонистых молекулярных кристаллов, $n = 3/5 = (3 - 3\rho_0/\rho_m)$; ρ_0/ρ_m — отношение плотности мантии к средней плотности Земли, равное $(4/5)\rho_m$; $Q = 10\pi$, $W = -3 \text{ СМ}^2(5 - n)R = -2,54 \cdot 10^{39} \text{ эрг}$, и в соответствии с неравенством (1) приходим к простому выражению*:

* Можно отметить, что выход энергии при переходе Земли из однородной модели с $n=0$ к современной расслоенной неоднородной модели с $n=3/5$ (при постоянстве объема) составляет $\Delta W = nW/5 = 3 \cdot 10^{39} \text{ эрг}$. Такая перестройка внутренней структуры произошла, как полагают, в первые миллиарды лет эволюции Земли и привела к полному расплавлению вещества Земли. Согласно формуле $U = M_0 T_0 c_v$ при энергии $U = 3 \cdot 10^{39} \text{ эрг}$, массе Земли $M_0 = 5,974 \cdot 10^{27} \text{ г}$, удельной теплоемкости $c_v = 1,25 \cdot 10^7 \text{ эрг/г, град}$, средняя температура в недрах может достигать $T = 4000^\circ \text{К}$, что в два раза превышает температуру плавления оливина в условиях верхов мантии.

$$U < \frac{1}{5} W, \quad (3)$$

указывающему на неизбежность контракции Земли ($U < 0,51 \cdot 10^{39}$ эрг) и в то же время на прерывистый характер процесса контракции, ввиду того, что неиспользованная большая часть гравитационной энергии не менее $(4/5) W$ в (3) будет накапливаться в толще Земли в виде энергии упругого сжатия и расходоваться также на динамические (аперриодические) движения, вплоть до кратковременных эпизодов увеличения радиуса тела на несколько километров (эпизоды задержки удаления тепла тела из недр по дизельному механизму при $\gamma < 9/7$) [5, 3].

Скорость уменьшения радиуса Земли R на величину ΔR , основанная на данных о чандлеровских колебаниях полюса для одного цикла колебания продолжительностью $\tau \approx 4 \cdot 10^8$ сек ≈ 13 лет (время, в течение которого полюс вращения и полюс инерции Земли сближаются на половину их предельной удаленности $\alpha = 0,3'' = 1,55 \cdot 10^6$ рад/сек, т. е. на $0,5\alpha = 7,75 \cdot 10^{-7}$ рад), определяется формулой

$$\frac{\Delta R}{\tau} = \frac{1}{2} R T_0 \frac{\Delta \alpha}{P},$$

которая при $R = 6,37 \cdot 10^8$ см, $P = 434$ сут — период обращения полюса инерции, T_0 — период суточного вращения Земли дает $\Delta R = 0,58$ см за 13 лет или $4,58$ см за 100 лет (радиальное перемещение литосферы вниз на $0,05$ см/год уменьшает ее потенциальную энергию на $5,64 \cdot 10^{27}$ эрг, если принять плотность литосферы $\rho = 3,13$ г/см³, а мощность — $h = 7,2 \cdot 10^6$ см).

При указанной скорости сжатия ($v_2 = \Delta R/\tau = 1,45 \cdot 10^{-9}$ см/сек) вынос тепла из недр Земли во внешнее пространство осуществляется в основном посредством конвективного механизма, критерием которого является

$$\frac{m_1}{m_2} = \frac{\sqrt{3}}{2} P_N,$$

где m_1 — среднеквадратичное значение* смещения полюса равно с $\Delta \alpha = 7,75 \cdot 10^{-7}$ рад, $m_2 = T_0 \Delta \alpha / P_{ch} = 1,8 \cdot 10^{-9}$ за цикл $\tau = 13$ лет, P_N — период свободной нутации оси.

Согласно теории малые значения P_N указывают на высокую симметрию процессов, вызывающих колебания полюсов и, наоборот, большие значения P_N указывают на хаотичность (конвективность или турбулентность) этих процессов. Малыми для P_N являются величины порядка $1 \div 10$ (период квазисуточной нутации $P_q = 24$ ч), большими — чандлеровские значения $P_{ch} = 434$ сут. Следовательно, движение мозаики тектоносферных блоков и конвективных ячеек в мантии имеет турбулентный характер.

На конвективный характер выноса тепла из недр указывают такие расчеты по оценке для вещества числа Нуссельта N_u , определяющего интенсивность отвода генерируемого в мантии тепла к интенсив-

*) Согласно данным наблюдений за изменением широты среднеквадратичное значение амплитуды колебания полюса $\Delta \alpha = 7,07 \cdot 10^{-7}$ рад, а $\tau = 12,4$ лет. Этим значениям $\Delta \alpha$ и τ соответствует $\Delta R = 4$ см за 100 лет и уменьшение больших кругов литосферы на 500 км за тектонический цикл продолжительностью 200 млн. лет. Такое сокращение реализуется в изгибах и зонах смятий, субдукции и обдукции литосферных плит и др.

ности того потока тепла, который отводится из недр при отсутствии конвекции другим неконвективным механизмом теплопроводности.

Согласно формуле Мура и Вейса

$$N_a^4 = 2^3 R_a / R_c,$$

где R_a — текущее значение числа Релея, равное $5,35 \cdot 10^7$, R_c — пороговое (критическое) число Релея, равное 2000 (с учетом сферичности литосферы и мантии). По этим данным $N_a \approx 23$, что свидетельствует о конвективном механизме теплоотвода, причем выясняется, что температура на верхней поверхности конвективного слоя достигает 1600°K , а разность температур между основанием и кровлей мантии, необходимая для обеспечения конвекции, должна быть не меньше $\Delta T = 1600^\circ$ (согласно экспериментальным данным $\Delta T > 10^9 / c_v$).

При конвективном механизме эквивалентная температуропроводность мантии составляет $h = 4,63 \cdot 10^{-2} \text{ см}^2/\text{сек}$, а время t распространения фронта тепловой волны от подошвы мантии до поверхности Земли (расстояние $z = 2885 \text{ км}$) получается равным

$$t = \frac{z^2}{4\pi h} = 4,6 \cdot 10^9 \text{ лет.}$$

что сопоставимо с возрастом Земли.

Преобладание силы гравитационного давления над силой экспансивного внутреннего (распирающего) давления, определяемое неравенствами (1), (3), приводит к контракции планеты, короблению и субдукции внешних жестких оболочек и слоев ее, особенно литосферы, к рифтованию, срывам и смятию в коре, взаимным перемещениям литосферных блоков, обеспечивает тепловой энергией конвективные течения.

Аналогичные эффекты меньшей интенсивности вызывают замедление вращения Земли вследствие приливного торможения и изменение положения ее в отношении оси вращения.

В стремлении к наиболее устойчивому гидростатическому распределению масс в толще Земли возникают различные необратимые деформации, происходит релаксация напряжений, накопленных в ходе контракции, приливного торможения, деклинации и др.

Землетрясения являются одной из форм движений, отражающих процесс релаксации напряжений. Согласно экспериментальным данным мгновенное высвобождение энергии происходит также при фазовых переходах, которые являются одной из основных причин дальнейшей конденсации вещества Земли и развиваются в направлении от низов мантии к ее поверхности. Земля в целом рассматривается как единая напряженная система, а напряжения считаются динамически уравновешенными как до землетрясения, так и после землетрясения (центр масс Земли остается несмещенным).

В статистике случайных величин Парето сейсмические очаги рассматриваются как области случайных концентраций разномасштабных дислокаций и связанных с ними аномально высоких количеств упругой потенциальной энергии, мгновенно высвобождающейся, когда деформирующие силы превосходят силы сцепления в очаге. В отечественной литературе такое толкование сейсмического процесса было рассмотрено впервые И. Г. Клушиным [6].

В квантово-физическом модельном представлении в качестве носителя такой механической энергии рассматривается фононный газ, концентрация которого достигает аномально высоких значений в сейсмических очагах с относительно высокими значениями сдвиговых напряжений. Лавинообразный сток фононного газа из очаговой области имитирует процесс землетрясения.

Применяя статистику Парето для характеристики распределения

вероятных сейсмоопасных порций энергий (скоплений частиц фононного газа—носителей акустической энергии), можно пользоваться уравнением:

$$N_k = N_0(1 - e^{-\tau})e^{-k\tau} = (1 - e^{-\tau})e^{(m-k)\tau},$$

где N_k —среднее число землетрясений энергетического класса k , ($k = \lg 10^k = \lg E$), происшедших за один сеймотектонический цикл (за единицу времени в смысле естественного этапа), N_0 —общее число землетрясений всех энергетических классов, случившихся за тот же цикл.

$$\gamma = -d \ln N_k / dk = \bar{\gamma} \ln 10$$

($\bar{\gamma}$ —параметр спада повторяемости землетрясения энергии E). Для большинства землетрясений энергетических классов $K \leq 16$ (меньше X—XI баллов) $\bar{\gamma} = \bar{\gamma} \ln 10 \sim 1$.

Б. Гутенберг и Ч. Рихтер показали, что связь между энергией E и магнитудой M землетрясений в глобальном представлении удовлетворительно аппроксимируется уравнением:

$$\lg E = k = A + B.M$$

при значениях $A = 4,8$, $B = 1,5$ (E в джоулях), а связь между повторяемостью и магнитудой землетрясений уравнением:

$$\lg N = a - b(M - M_0)$$

при значениях $a = -0,48$, $b = 0,90$, $M = 8$ (здесь повторяемость имеет смысл средней временной интенсивности землетрясения магнитуды M за определенный период времени τ).

Последнее уравнение является частным случаем обобщенного уравнения Колмогорова

$$\lg N = a - b(M - M_0) - \frac{1}{2} b^2 \theta (M - M_0)^2$$

при ограничении условием $\theta = 0$ (чаще $\theta \approx 1/4$; в общем случае $0 \leq \theta \leq 3$) и исходит из распределения Пуассона (стационарный характер сейсмического процесса и случайный характер времени проявления отдельного землетрясения). Магнитуда M связана с периодом колебания T , согласно уравнению:

$$\lg T = -0,82 + 0,22 M,$$

причем T определяется из выражения для ускорения почвы:

$$\sigma_0 = 4\pi^2 \bar{A} / T^2.$$

Максимальная амплитуда колебания почвы при частоте колебания 30 герц $A = 2 \cdot 10^{-8}$ см. Для $M = 0$ по Гутенбергу и Рихтеру \bar{A} достигает в гипоцентре значения $A_0 = 3,6 \times 10^{-7}$ см.

Для большого диапазона периодов T (исключая самые короткие и самые длинные) $2\pi \bar{A} / T = \text{const}$, $M = \lg C_0 + \lg A_0$. При $M = 0$, $A = 3,6 \times 10^{-7}$ см, $C_0 = \text{const} = 7,836 \cdot 10^3$, $\lg C_0 = 3,894$; при $M = -3,3536$, $A_0 = 3,815 \cdot 10^{-8}$ см (для сравнения можно указать, что в кристалле слюды постоянная решетки равняется $4,84 \cdot 10^{-8}$ см, для гранатов $(10-11) \cdot 10^{-8}$ см).

В литературе высказывались соображения о возможной корреляции между нутационными колебаниями полюса и землетрясениями. В упрощенной теории прецессии Эйлера частота собственных нутационных колебаний для твердой модели Земли определяется (в системе вращающихся вместе с Землей главных осей инерции A и C) из квадратного уравнения

$$(\Omega - f\omega)(\Omega + \omega) = 0,$$

где ω — угловая скорость вращения Земли, f — динамическое сжатие Земли, равное $(C - A)/C = 1/305,51$ ($C = 8,068 \cdot 10^{44}$ г. см² — полярный момент инерции, $A = 8,042 \cdot 10^{44}$ г. см² — экваториальный момент инерции).

Первый корень уравнения $\Omega_1 = f\omega$ определяет период попятной (ретроградной) свободной нутации, который оценивается в $2\pi/\omega = 305,5$ дн для абсолютно твердой эйлеровой модели и 434,16 — для реальной чандлеровской модели деформируемой Земли (время обращения полюса вращения вокруг полюса инерции Земли). Вторым корнем уравнения $\Omega_2 = -\omega$ представляет свободное колебание, соответствующее периоду попутного свободного вращения полюса инерции вокруг полюса вращения, равному около 24 ч. В литературе второй тип нутации получил название резонансной или квазисуточной нутации.

Кинетическая энергия нутационных колебаний Земли определяется как разность между полной энергией вращения (равной сумме энергии вращения относительно трех главных осей, $C, A, B = A, C > A$) и энергией вращения с тем же моментом количества движения вокруг полярной оси C без свободных колебаний полюса. Величина ее выражается формулой

$$(EW)_{ch} = \frac{1}{2} A\omega\Omega\alpha^2 = \frac{1}{2} A\omega^2 \frac{\Omega}{\omega} \alpha^2,$$

причем для малого корня уравнения нутации $\Omega = \Omega_1 = f\omega$, а для второго большого корня $\Omega = \Omega_2 = -2\pi/T = -\omega$

$$(EW)_q = \frac{1}{2} A\omega\Omega_q\alpha^2.$$

Поскольку для колебательных систем кинетическая энергия практически равняется ее потенциальной энергии, то полная энергия системы будет равняться $E_t = 2EW$.

Для чандлеровских колебаний и квазисуточных колебаний будем иметь

$$(E_t)_{ch} = 2(EW)_{ch} = 1,183 \cdot 10^{29} \text{ эрг} \text{ и } (E_t)_q = 2(EW)_q = 5,14 \cdot 10^{24} \text{ эрг} \text{ (при значениях } \omega = 7,292 \cdot 10^{-6} \text{ рад/сек, } \Omega_{ch} = 1,6797 \cdot 10^{-7} \text{ рад/сек, } \Omega_q = \Omega_2 = -\omega, \alpha = 1,551 \cdot 10^{-6} \text{ рад)}.$$

Как уже отмечалось, EW представляет разность между энергией вращения относительно оси C и полной энергией вращения. Она создает эффективный гироскопический момент $N = -dEW/d\alpha = -A\omega\Omega\alpha$,

стремящийся восстановить состояние симметричного вращения. Если этот момент не реализуется и компенсируется электромагнитным вращательным моментом противоположного направления и соответственно энергия $(EW)_q$ равняется энергии магнитного поля Земли $U_\mu = M_0 H^2 / 8\pi\rho$, то получаем:

$$H = \omega R \alpha \sqrt{4\pi k_l \rho \Omega / \omega}$$

При квазисуточной нутации $\Omega_2 = -\omega = -\omega/R$, $\alpha = 1,551 \cdot 10^{-6}$ рад получаем для напряженности магнитного поля на экваторе $H = 0,315$ гс.

Согласно результатам классического опыта Траутона-Нобеля, электромагнитный и нутационный моменты уравниваются ввиду того, что сам нутационный момент обусловлен существованием в теле механических напряжений, вызывающих добавочную плотность импульса.

В этом смысле полную энергию квазисуточной нутации $(E_t)_q = 5,14 \cdot 10^{24}$ эрг можно рассматривать как упругую энергию, равную энер-

гии магнитного поля Земли. Если отнести эту энергию всецело к объему дублета нутационных конусов $2 \cdot \pi (aR)^2 R/3 = 10^{15,04364} \text{ см}^3$, получим плотность энергии в дублете $\varepsilon_d = 1,8364 \cdot 10^9 \text{ эрг/см}^3$ или напряжение $\sigma = 1836 \text{ кг/см}^2$.

Из формулы Гутенберга-Рихтера $k = 4,8 + 1,5 M$ при $k = 24,71 \text{ эрг} = 17,71 \text{ дж}$, получаем предельно высокое значение магнитуды $M = 8,606667$.

Энергетический класс самого слабого землетрясения получим из уравнения для повторяемости землетрясений (при распределении Парето), если предположить, что $N_k = N_0$. Тогда при $\gamma = 1$ будем иметь $k_{\min} = \ln(1 - e^{-1}) = -0,458675$, $M_{\min} = -3,50578$. Этому значению M соответствует амплитуда колебания в эпицентре $A_0 = 3,985 \cdot 10^{-5} \text{ см}$ (порядка постоянной решетки оливина $4,81 \cdot 10^{-5} \text{ см}$).

Таким образом, нижним пределом энергетического класса и магнитуды землетрясений при параметре спада $\gamma = 1$ являются $k = -0,46$ ($E = 10^{0,34} \text{ дж}$) и $M = -3,51$, а верхним пределом $k_{\max} = 17,71 \text{ дж}$ и $M_{\max} = 8,61$. Для чандлеровских колебаний при $\gamma = 1$ получаем $k = 15$, $M = 6,97$ (для параметра спада $\gamma = 4/3$ получаем $k_{\min} = -0,23$, $M_{\min} = -3,35$, $N_0 = 10^8$).

С целью получения расчетной формулы для повторяемости землетрясения предположим, что вся сейсмическая энергия Земли реализуется в одном землетрясении ($N_k = 1$) с магнитудой $M = 8,61$ и классом энергий $k = 17,71$ и положим $\gamma = 1$.

Тогда логарифмируя (1) получим:

$$\ln N_0 = k_{\max} - k_{\min} = 17,71 - (-0,46) = 18,17,$$

чему соответствует $N_0 = 10^8$. Это—число всех землетрясений, случившихся на Земле за весь сейсмический цикл, равный, по данным чандлеровских колебаний, $13 \pm 1,12$ лет ($7,7 \cdot 10^6$ землетрясений в год).

Логарифмы выражения (1) представляются в виде:

$$\ln N_k = \ln N_0 + \ln(1 - e^{-\gamma}) - \gamma k.$$

Сумма первых двух членов при $N_k = 0$, $\gamma = 1$ составляет 17,71 и, таким образом, учитывая, что $k = 4,8 + 1,5 M$ и $\gamma = 1$, получаем для распределения Парето

$$\ln N_k = 12,91 - 1,5M = 17,71 - k$$

или

$$\lg N_k = 5,61 - 0,65 M.$$

Для Земли в целом Гутенберг и Рихтер, основываясь на распределении Пуассона, получили уравнение

$$\lg N_k = 6,72 - 0,90 M,$$

согласно которому все землетрясения Земли ежегодно выделяют около 10^{25} эрг энергии.

Изменение расстояния между полюсом вращения и полюсом инерции Земли, по данным наблюдений за изменением географической широты, носит периодический характер. Как уже указывалось, время затухания колебания τ составляет около 13 лет. Затухание нутационных колебаний отождествляется с затуханием волн землетрясений. Вязкость среды, в которой происходит затухание, согласно формуле $\eta = \mu \tau$ (μ —модуль сдвига, равный для мантии $1,5 \cdot 10^{12} \text{ дин/см}^2$) равняется $6 \cdot 10^{20} \text{ пуаз}$. Энергия нутационных движений является производной от энергии гравитационного поля планеты. Возбуждение колебаний обусловлено гравитационным сжатием планеты и соответственным усилением напряженного состояния Земли, а затухание—релаксацией этих напряжений.

Среднеквадратичное значение амплитуды чандлеровских колебаний полюса $\Delta\alpha=7,75 \cdot 10^{-7}$ рад, число суток в периоде движения полюса $P=434,16$, момент инерции Земли $J=8,1 \cdot 10^{44}$ г·см², радиус инерции $R_I=RV\overline{k_I}=RV\overline{0,33089}$. Изменение момента инерции за время $\tau=13$ лет, $\Delta J=J\Delta\alpha/P=J$. Уменьшение радиуса Земли за это время при гомологическом сжатии планеты ($k_I=\text{const}$) составляет: $\Delta R=\Delta R_I=3,5$ см за 100 лет. Согласно формуле $\lg N_k=6,72-0,90 M$ условие $N_k=1$ равносильно мгновенной разрядке всей сейсмической энергии, накопленной за один сеймотектонический цикл, продолжительностью 13 лет. Если представить Землю разделенной пополам, то при столкновении этих половин мгновенно выделится сейсмическая энергия

$$\Delta E_I = \frac{1}{2} \Delta J \omega \Omega.$$

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 21.XI.1989.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ԵՐԿՐԱԳՆԴԻ ՆՈՒՏԱՑԻՈՆ ԴԻՆԱՄԻԿԱՅԻ ԵՎ ՍԵՅՍՄԻԿ ԱԿՏԻՎՈՒԹՅԱՆ ՄԻՋԵՎ ԵՂԱԾ ՈՐՈՇ ՓՈԽՂԱՐԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ

Ա մ փ ո փ ու մ

Երկրագնդի գրավիտացիոն տեսության հիման վրա ազատ նուտացիոն տատանումների և նրանց զուգակցող դինամիկ ակտիվության երևույթների փոխհարաբերության հարցերը մեր կողմից մշակվել են 1977 թ.: Ներկա աշխատության մեջ փորձ է արված կապ ստեղծելու նուտացիոն դինամիկայի և երկրի սեյսմիկ ակտիվության միջև: Չնայած այն բանին, որ գրավիտացիոն առածգական սեղմման էներգիայի մեծ մասը ծախսվում է՝ երկրի թաղանթի կոնվեկցիայի, տեկտոնոսֆերային սալերի մոզաիկայի դինամիկայի, մոլորակի արտաքին կարծր կեղևի և նրա շերտերի կծկման և սուբդուկցիայի վրա, այդուհանդերձ, հավելյալ էներգիայի զգալի մասը ծախսվում է երկրաշարժերի վրա:

Երկրաշարժերը հանդիսանում են տեկտոնական շարժումների այն ձևերից մեկը, որով արտահայտվում է լարումների ուղարկության երկիրն ամբողջապես վերցված դիտվում է որպես մի միասնական լարված համակարգ, որում լարվածությունը գտնվում է դինամիկ հավասարակշռության պայմաններում ինչպես երկրաշարժից առաջ, այնպես էլ նրանից հետո: էներգետիկ դասի ստորին սահմանը և երկրաշարժի մագնիտուդան, անկման պարամետրի մեկ միավորի պայմաններում, համապատասխանաբար հավասար են՝ $k=-0,46$, $M=-3,51$, իսկ վերին սահմանը՝ $k=17,71$, $M=8,6$: Մեզ հայտնի աշխարհագրական լայնությունների փոփոխման պարբերական բնույթը՝ պայմանավորված երկրի պատման բևեռի և իներցիայի բևեռի հեռավորության փոփոխմամբ, համընկնում է մեկ սեյսմատեկտոնական ցիկլի ընթացքում կուտակված սեյսմիկ էներգիայի մարման հետ և հավասար է 13 տարվա:

SOME CORRELATIONS BETWEEN THE NUTATIONAL DYNAMICS
AND THE EARTH'S SEISMIC ACTIVITY

Abstract

The problems of the relationship of the free nutational oscillations and the phenomena of dynamic activity conjugated with them based on the gravitational theory of the Earth have been discussed by the author in 1977. In the present work an attempt is made to establish a link between the nutational dynamics and the seismic activity of the Earth. Although the main part of the gravitational elastic contraction energy is wasted on the convection in the mantle, on the tectonosphere plates mosaic dynamics, on the planet's external hard crust and the plates contraction and subduction, a significant part of the residual energy is wasted on earthquakes.

Earthquakes are one of those forms of tectonic movements that reveal the stresses relaxation. The Earth as a whole is considered to be an integral system under stress, the stress being in dynamic equilibrium, both before and after the earthquake. The lowest limit of the energetic class and the magnitude of the energetic class and the magnitude of the earthquake, the parameter of fall being equal to one are $k=-0,46$, $M=-3,51$ respectively, and the highest limit and magnitude are $k=17,71$, $M=8,6$. The periodic character of changing of geographical latitudes conditioned by the changing of distance between the Earth's rotation pole and inertia pole coincides with the attenuation of seismic energy accumulated during one seismotectonic cycle being equal to 13 years.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асада Г., Судзүхи Дз., Томада Н. Об энергии и повторяемости землетрясений. В сб. Слабые землетрясения. Под ред. Ю. В. Резниченко. Изд. ИЛ, М., 1961.
2. Асланян А. Т. Возбуждение чандлеровских колебаний полюсов как проявление контракции Земли. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4-5, 1977.
3. Асланян А. Т. Контракция и конвекция. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXXV, № 6, 1982.
4. Бербидж Дж., Бербидж Э. Т. Звездная эволюция. В сб. Происхождение и эволюция звезд. ИЛ, М., 1962.
5. Киплик С. А. Физика звезд. «Наука», М., 1979.
6. Клушин И. Г. Связь повторяемости землетрясения разных классов энергии с распределением Барето. В сб. Программы для ЭЦ. ВМ, БЭСМ-4, вып. 13-24, с. 112, Л., 1976.
7. Aslanian A. T. Excitation of the Po'se Chandler wobble as the stress on the gravitational contraction of the Earth. Problems of planetology, vol. 2, Materials to the simposium of the IAU "Tectonics and Volcanism of the planets". Publ. Acad. Sci. Armenian S R, Yerevan, 1977.

Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Х. ГУКАСЯН

КРАТКИЕ РЕЗУЛЬТАТИВНЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗОТОПНОМ ДАТИРОВАНИИ ГЕХАРОТСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА К—Аг и Rb—Sr ИЗОХРОННЫМ МЕТОДАМИ

В работе приведены краткие данные о геолого-петрографо-геохронологическом исследовании Гехаротского гранитоидного массива, размещенного в юрской («анаранская серия») вулканогенной толще, в северо-западной части Цахкуняцкого блок-антиклинория. По результатам этих работ, в противовес доминирующим ранее у большинства геологов представлениям об эоценовом времени формирования интрузива, авторами по прямым геологическим фактам был установлен доконьяк-сантонский его возраст. Затем путем двукратного отбора образцов пород интрузива К-Аг методом определялся их возраст. Результаты в обоих случаях указали на время внедрения Гехаротского массива в отрезке времени от самой поздней юры до раннего неокома.

В последнее время авторами был тщательно исследован интрузив также Rb-Sr изохронным методом, подтвердившим К-Аг датировки.

Рассматриваемый массив, являющийся одним из относительно крупных на Цахкуняцком хребте интрузивов, по своей геолого-структурной позиции, внутреннему строению, сложному комплексу слагающих его пород, особенно жильной фации, представляет интереснейшее плутоническое образование в Северной Армении. Обнажается в северо-западной части Цахкуняцкого блок-антиклинория—крупного выступа байкальского кристаллического фундамента—на участке его погружения под мезокайнозойские отложения.

Рассматривая в настоящей статье в основном вопросы геохронологии Гехаротского массива, во избежание ненужного повторения, опускаем данные об истории геологической изученности района развития этого массива, сложного комплекса слагающих его пород, структурной позиции, внутреннего строения и т. д. Вопросы эти в той или иной мере охарактеризованы рядом исследователей, но особенно обстоятельно в работе Р. А. Хоренян [10]. Поэтому в дальнейшем изложении ограничимся лишь ссылкой на некоторых авторов, уделявших значительное внимание вопросам геохронологии.

Первое, весьма краткое геологическое описание интрузива под наименованием Ворднавского* дано К. Н. Паффенгольцем [9] в связи с проводившими им систематическими геолого-съёмочными работами (М 1:200 000) в северной части АрмССР и сопредельных с нею районах.

В работах последующих исследователей, охвативших геологически-ми, геолого-поисковыми и др. работами также район Гехаротского массива, описаны некоторые аспекты последнего и вмещающих его пород, о чем по мере надобности отмечается в дальнейшем нашем изложении. Надо однако подчеркнуть, что детальное, обстоятельное изучение рассматриваемого массива и пород его обрамления выполнено Р. А. Хоренян. Благодаря ее систематическим полевым исследованиям (1971—1974 гг.), сбору анализа и обобщению весьма значительного фактического материала, разработаны вопросы петрографии, минералогии, геохимии, условий образования, петрогенезиса и т. д. Поэтому читателя, интересующегося Гехаротским массивом и вмещающими его формациями вулканогенных пород, мы отсылаем прежде всего к указанной работе Р. А. Хоренян [10].

В процессе проведенных нами с 1954 г. и последующие годы тематических геолого-петрографических исследований, охвативших ряд раз-

* По факту обнажения интрузива в бассейне правых составляющих р. Ворднав один из авторов настоящей статьи, проводивший в этом районе геолого-петрографо-геохронологические исследования, нашел целесообразным дать ему более благозвучное наименование—Гехаротский (1954 г.) по названию села, расположенного на южной периферии интрузива.

новообразных интрузивных комплексов Севано-Ширакского синклинория и сочлененного с ним с юго-запада Цахкуняцкого антиклинория одно из первоочередных внимания было уделено Гехаротскому гранитоидному массиву. Эти исследования, сопровождавшиеся геолого-петрографической съемкой (в М 1:50000), оказались крайне необходимыми для выяснения вопроса о времени внедрения интрузива. Тщательные наблюдения особенно в зоне его контакта с породами обрамления, привели нас к твердому убеждению о явно доконьяк-сантонском возрасте массива. На всем протяжении зоны контакта интрузива с его боковыми и перекрывающими явно верхнемеловыми отложениями белесоватых известняков нигде не наблюдались даже слабые признаки перекристаллизации в последних явлений мраморизации, не говоря уже о полном отсутствии пирогенных контактов с той или иной минерализацией. Кроме того, на ближайших участках эти отложения явно подстилалась базальными полимиктовыми конгломератами с обилием обломков, характерных для интрузива гранитоидов и жильных дериватов, а также пород вмещающей вулканогенной толщи преимущественно базальт-андезитового состава. Забегая вперед, отметим, что последняя, по данным А. Р. Арутюняна (1964), под наименованием «менсарской свиты» отнесена к юре [2].

Наши же наблюдения контактовых взаимоотношений гранитоидов интрузива с породами указанной вулканогенной толщи показали явное ороговикование последних местами с некоторой минерализацией.

Таким образом, по прямым геологическим взаимоотношениям, на наш взгляд, надежно устанавливалось доверхнемеловое время внедрения Гехаротского гранитоидного массива. И тем не менее отдельные геологи придерживались представлений К. Н. Паффенгольца [9] и более того—на составленных ими картах отражен эоценовый возраст этого массива.

Вместе с тем ряд геологов высказывали убеждение о ранне- или среднепалеозойском возрасте рассматриваемого массива и обрамляющей его вулканогенной толщи (Асланян А. Т. [3], Аракелян Р. А., Саркисян О. А. и др.). В основном эти представления вытекали из убеждения В. Н. Котляра [8] о «докембрий-палеозойском» времени формирования указанной вулканогенной толщи, рассматриваемой ныне как апаранская серия [1]. Детальное многолетнее изучение пород этой серии, трансгрессивно налегающих на различные эрозионные уровни кристаллического фундамента Цахкуняцкого блока, привело исследователей почти к однозначному заключению о среднеюрском времени ее формирования. При этом, по последним работам В. А. Агамаляна [1], апаранская серия расчленяется на 4 свиты и к наиболее поздней относится менсарская (по А. Р. Арутюняну [6]) или миракская (по В. А. Агамаляну, [1]) свита, в которой на современном эрозионном уровне размещен Гехаротский интрузив. Отметим также, что структурная позиция последнего и его взаимосвязь с разыгравшимися тектоническими событиями области представляет большой интерес и заслуживает обстоятельного освещения. Однако более полную информацию по вопросу о становлении этого, так же как и других интрузивов позднеюрско-раннеэоценового тектоно-магматического цикла Северной Армении дало бы ознакомление с работой А. А. Габриеляна с соавторами [7].

Краткие данные по изотопно-геохронологическому исследованию Гехаротского массива

В целях подкрепления геологических аспектов возраста данного массива и корреляции их с радиологическими методами датирования, авторами в качестве первых же экспериментов только что созданной (при отделе петрографии) радиометрической лаборатории были исследованы К-Аг методом первые четыре характерных образца из пегматитово-аплитовой фации интрузива, давшие явно раннемеловые воз-

растные значения [4]. Позже подверглись исследованию уже 14 образцов как из главных фаций (кварцевые диориты, гранодиориты), так и из пегматитов, аплитов и отдельных даек основного состава.

Анализ и обобщение накопленного нами за последние годы значительного фактического материала по К-Аг геохронометрии привели почти к аналогичным с предыдущими датировками возрастным значениям [6]: а) породы главной фации—137—125 млн. л.; б) аплиты-пегматиты—128—122 млн. л.; в) дайки основных пород—124—120 млн. л.

Разумеется, отмеченные даже максимальные К-Аг значения следовало бы рассматривать как незначительно «аргоново омоложенные», учитывая тенденцию частичной утечки радиогенного аргона из пород. С внесением этих поправок возраст Гехаротского массива может быть рассмотрен как позднюрско-раннемеловой [6].

Следует отметить, что одной из главных целей настоящей статьи являлось изложение результатов недавно завершенных нами работ по определению возраста Гехаротского массива более «престижным»—Rb-Sr изохронным методом. Разумеется, представляла большой интерес и корреляция с К-Аг датировками. Не исключался при этом и «ответ» отдельным геологам, которые на наш взгляд, недостаточно углубленно рассматривая возможности и ограничения К-Аг геохронометрии, проявляют, к сожалению, скептический подход к этому весьма важному классическому методу.

Для Rb-Sr изохронного датирования гранитоидов Гехаротского массива использовались крупные пробы (весом 10—15 кг) исключительно свежих пород, отобранных специально для данного исследования. Содержания рубидия и стронция определялись из разных навесок стандартной методикой изотопного разбавления. В качестве индикаторов использовались растворы особо чистых солей RbCl и Sr(NO₃)₂, обогащенных, соответственно, ⁸⁷Rb (~95%) и ⁸⁴Sr (~50%). Разделение стронция производилось на ионообменных колонках с катионитом Dawex—50. Содержания стронция и рубидия в холостых опытах для использованных навесок в 1 и 0,5 г составляли, соответственно, 0,3 и 0,02 мкг.

Изотопные измерения проводились на масс-спектрометре МИ—1309 в однолучевом режиме со ступенчатой разверткой масс по магнитному полю. Для всех образцов были поставлены отдельные опыты без добавления индикаторного стронция для непосредственного измерения изотопного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Измеренное отношение нормализовалось к величине ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0,1194. Все, без исключения, определения дублировались. На основе разброса результатов параллельных определений вычислялись средние значения коэффициентов вариации геохронометрических параметров, которые составляют:

для отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr—около 1,7 %.

для отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr—около 0,08 %.

При вычислении изохронного возраста использовалась константа распада рубидия—87, рекомендованная Международной подкомиссией по геохронологии— $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$.

Rb—Sr изотопно-аналитические данные исследованных образцов приведены в табл. 1. Статистическая обработка полученных экспериментальных данных полиномиальным методом наименьших квадратов, учитывающим существование ошибок по обеим координатным осям, приводит к уравнению регрессии:

$$Y = (0,7052 \pm 0,0009) + (0,00209 \pm 0,00007) \cdot X$$

со средним квадратом взвешенных отклонений—СКВО=0,291. Так как полученное для СКВО значение меньше единицы, то изученный набор образцов полностью соответствует изохронной модели (когенетичность образцов и их геохимическая замкнутость в последующей геологической истории). Вычисления дают следующие значения для возраста и первичного отношения стронция:

$T = 147 \pm 11$ млн. лет для 95%-ной доверительной вероятности (2 σ).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7052 \pm 0,0021$ (2 σ) (см. рис. 1).

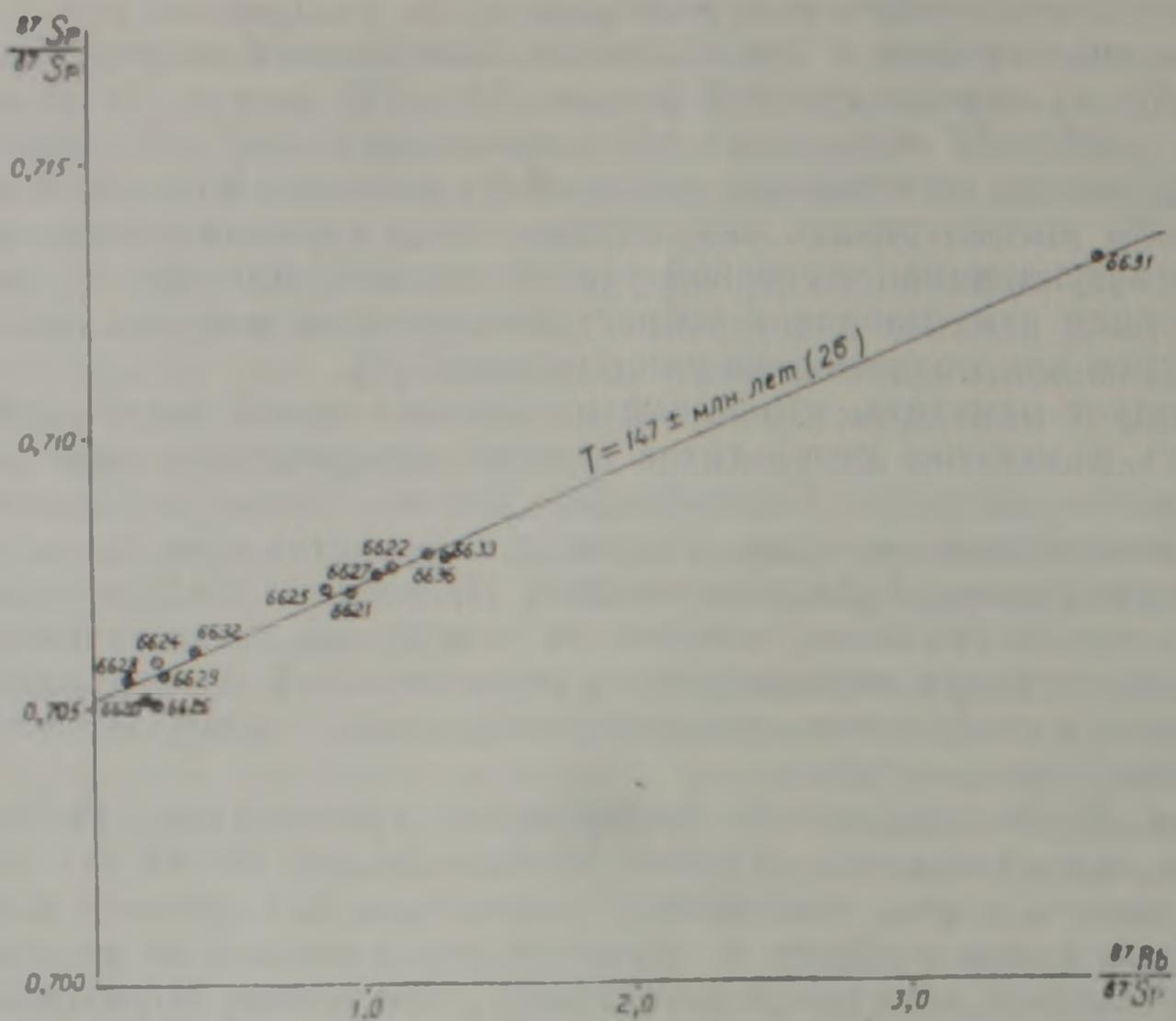


Рис. 1. Rb—Sr изохронная диаграмма гранитоидов Гехаротского массива

Таблица 1
Rb—Sr изотопно-аналитические данные гранитоидов Гехаротского массива

№№ обр.	Название породы	Rb мкг/г	Sr мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ атом. отнош.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ атом. отнош.
6622	Аплит	63,77	168,03	1,104	0,7071
		64,19	167,25		0,7083
					0,7074
6630	Кварцевый диорит	32,73	499,95	0,193	0,7056
		33,90	490,54		0,7043
					0,7057
6623	Кварцевый диорит	38,88	416,35	0,265	0,7049
		38,10	424,41		0,7065
6626	Кварцевый диорит	34,39	490,56	0,207	0,7043
		35,10	481,55		0,7059
6627	Жильный гранит	68,08	188,18	1,051	0,7076
		67,94	186,32		0,7072
6625	Полевошпатовая порода	67,87	233,75	0,851	0,7077
		69,77	234,16		0,7068
6630	Аплит	52,65	122,66	1,243	0,7076
		52,93	123,18		0,7080
6631	Пегматит	69,81	54,46	3,705	0,7131
		67,83	53,01		0,7131
6632	Дайка диорит-порфирита	30,01	231,68	0,372	0,7062
		29,38	230,65		0,7060
6633	Пегматит кварц-полевошпатовый	64,02	142,30	1,293	0,7075
		63,88	143,85		0,7079
6624	Дайка диорит-порфирита	36,97	456,55	0,238	0,7060
		38,10	454,89		0,7056
6621	Кварцевый диорит	35,88	405,53	0,249	0,7058
		34,48	410,25		0,7054
6628	Дайка диорита	9,39	225,90	0,116	0,7055
		9,04	234,07		0,7058
6621	Аплит	62,75	191,38	0,938	0,7070
		61,83	192,83		0,7072

Таким образом, мы располагаем достаточно надежно установленным возрастом Гехаротского гранитоидного массива. Его формирование, по-видимому, имело место на рубеже от самой поздней юры до раннего неокома.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила I.XI. 1989.

Գ. Պ. ԲԱԳԴԱՍԱՐՅԱՆ, Թ. Խ. ՉՈՒԿԱՍՅԱՆ

ՀԱՄԱՌՈՍ ՀԱՆՐԱՊԵՏԱՐԱՅԻՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ԳԵՂԱՐՈՏԻ ԳՐԱՆԻՏՈԻԴԱՅԻՆ,
ԶԱՆԳՎԱՆԻ ԻԶՈՏՈՊԱՅԻՆ ՀԱՍԱԿԻ ՄԱՍԻՆ ԸՍՏ K-Ar և Rb-Sr
ԻԶՈՔՐՈՆԱՅԻՆ ՄԵԹՈԴՆԵՐԻ

Ա մ փ ո Վ ռ լ մ

Հողվածում բերված են Գեղարոտի գրանիտոիդային զանգվածի երկրա-րանա-ապարապրա-երկրածամանակագրական հետազոտությունների արդյունքները: Այդ ինտրուզիվ մարմինը յուր երկրաբանական-կառուցվածքային դիրքով, ներքին կառուցվածքով, այն կազմող ապարների (հատկապես երակային ֆայրայի) բարդ բաղադրությամբ և այլ առանձնահատկություններով հանդիսանում է մեծ հետաքրքրություն ներկայացնող մի խորքային կազմավորում: Տեղադրված է ծաղկունյացի անտիկլինորիումի հյուսիս-արևմտյան մասում, բայկալյան հասակի բյուրեղային հաստվածքի և դրան ծածկող յուրայի («ապարանի սերիա») հրաբխային շերտախմբի մեջ:

Ի տարբերություն տասնյակ տարիներ առաջ երկրաբանների զգալի մասի կողմից ունեցած այն տեսակետին, որի համաձայն ինտրուզիան տեղի է ունեցել էոցենի ժամանակահատվածում, հեղինակները և այլ երկրաբաններ ուղղակի երկրաբանական տվյալներով ապացուցեցին Գեղարոտի զանգվածի ավելի հին՝ մինչկավճի հասակին պատկանելի: Այնուհետև K-Ar մեթոդով կրկնակի անգամ ապարների մանրամասն հետազոտությունները, հաստատելով մինչկավճի հասակի տվյալները ցույց տվեցին, որ գրանիտոիդային զանգվածը կազմավորվել է վերին յուրայի և ստորին նեոկոմի սահմաններում:

Այս հասակային տվյալները լրացուցիչ փաստական նյութերով հաստատելու նպատակով, հեղինակները դիմեցին նաև Rb-Sr իզոքրոնային մեթոդի կիրառմանը: Վերջինս մեկ անգամ ևս հաստատեց K-Ar հասակի տվյալները, ցույց տալով, որ Գեղարոտի զանգվածը տեղադրվել է 147 ± 11 միլիոն տարի առաջ:

G. P. BAGHDASARIAN, R. KH. GHUKASIAN

BRIEF RESULTATIVE DATA ON THE ISOTOPE AGE
DETERMINATION OF THE GUEGHAROT GRANITOID MASSIF
BY K-Ar AND Rb-Sr ISOCHRONOUS METHODS

A b s t r a c t

Brief data on the geological, petrographycal and geochronological investigations of the Guegharot granitoid massif are brought, which is placed in the Jurassic volcanogenous rocks („aparan series“). In the north-western part of the Tsaghkuniats block-anticlinorium. As a result,

to counterbalance dominating earlier ideas on the Eocene age of this intrusion formation, the authors have established its pre-Contaclan-Santonian age. Then twice the intrusive rocks were sampled and their ages were determined by the K-Ar method. In both cases the results have shown an interval between the very Late Jurassic and Early Neocomian.

Lately the authors have investigated the intrusion by the Rb-Sr isochronous method, which has corroborated the K-Ar dating.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Мезозойский аккреационный комплекс (Апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XL1, № 2, 1987, с. 13—24.
2. Арутюнян А. Р. Основные черты тектонического строения и рудоносности южной части Севано-Ширакского синклинория.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1964, № 6, с. 4—22.
3. Аслинян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван; Изд-во «Айпетрат», 1958, 403 с.
4. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. О возрасте «палеозойских интрузий» Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, 1961, № 4.
5. Багдасарян Г. П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. Труды XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. М.: Наука, 1966, с. 10—26.
6. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1985, 291 с.
7. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы неотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1968, № 1—2, с. 6—39.
8. Котляр В. Н. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1958, 228 с.
9. Паффенгольц К. Н. Геология Армении. М.—Л.: Госгеолтехиздат, 1948.
10. Хоренян Р. А. Мезозойский магматизм Цахкуняцкого хребта. Ереван; Изд-во АН АрмССР, 1982, 142 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, XLIII, № 1, 16—21

УДК: 552.1

Н. З. ТЕР-ДАВТЯН

ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОСТЫВШИХ ЕДИНИЦ

В статье описываются закономерности изменения петрофизических параметров (σ , K_p , V_p , ρ , I_p , α) в пределах остывшей единицы арагацкого типа в сравнении с нижележащими потоками игнимбритов, образовавшихся в «нормальных» условиях, то есть излившихся на холодное ложе и имевших длительный контакт с атмосферой. Результатом исследований является вывод об отсутствии петрофизических критериев для выделения остывшей единицы как таковой, которая четко выделяется геологически, а также зон смещения, различное поведение которых может свидетельствовать о длительности промежутков между извержениями отдельных потоков.

Предыдущие петрофизические исследования игнимбритов посвящены отдельным, одиночным потокам, огложившимся в обычных условиях, то есть излившимся на холодное ложе и имевшим во время остывания длительный контакт с атмосферой [1]. Что касается игнимбритов остывших единиц, в составе которых остывание нескольких потоков, извергающихся непосредственно друг за другом, происходит одновременно или почти одновременно [3], то их петрофизическое исследование до сегодняшнего дня не проводилось. В настоящем сообщении приводятся результаты петрофизического изучения и сравнитель-

to counterbalance dominating earlier ideas on the Eocene age of this intrusion formation, the authors have established its pre-Contactan-Santonian age. Then twice the intrusive rocks were sampled and their ages were determined by the K-Ar method. In both cases the results have shown an interval between the very Late Jurassic and Early Neocomian.

Lately the authors have investigated the intrusion by the Rb-Sr isochronous method, which has corroborated the K-Ar dating.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Мезозойский аккреационный комплекс (Апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 2, 1987, с. 13—24.
2. Арутюнян А. Р. Основные черты тектонического строения и рудоносности южной части Севано-Ширакского синклинория.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1964, № 6, с. 4—22.
3. Аслинян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван; Изд-во «Айпетрат», 1958, 403 с.
4. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. О возрасте «палеозойских интрузий» Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, 1961, № 4.
5. Багдасарян Г. П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. Труды XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. М.: Наука, 1966, с. 10—26.
6. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1985, 291 с.
7. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы неотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1968, № 1—2, с. 6—39.
8. Котляр В. Н. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1958, 228 с.
9. Паффенгольц К. Н. Геология Армении. М.—Л.: Госгеолтехиздат, 1948.
10. Хоренян Р. А. Мезозойский магматизм Цахкуняцкого хребта. Ереван; Изд-во АН АрмССР, 1982, 142 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, XLIII, № 1, 16—21

УДК: 552.1

Н. З. ТЕР-ДАВТЯН

ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОСТЫВШИХ ЕДИНИЦ

В статье описываются закономерности изменения петрофизических параметров (σ , K_p , V_p , ρ , I_p , α) в пределах остывшей единицы арагацкого типа в сравнении с нижележащими потоками игнимбритов, образовавшихся в «нормальных» условиях, то есть излившихся на холодное ложе и имевших длительный контакт с атмосферой. Результатом исследований является вывод об отсутствии петрофизических критериев для выделения остывшей единицы как таковой, которая четко выделяется геологически, а также зон смещения, различное поведение которых может свидетельствовать о длительности промежутков между извержениями отдельных потоков.

Предыдущие петрофизические исследования игнимбритов посвящены отдельным, одиночным потокам, огложившимся в обычных условиях, то есть излившимся на холодное ложе и имевшим во время остывания длительный контакт с атмосферой [1]. Что касается игнимбритов остывших единиц, в составе которых остывание нескольких потоков, извергающихся непосредственно друг за другом, происходит одновременно или почти одновременно [3], то их петрофизическое исследование до сегодняшнего дня не проводилось. В настоящем сообщении приводятся результаты петрофизического изучения и сравнитель-

ная характеристика остывшей единицы и потоков, отложившихся в обычных условиях, вскрытых в одном обнажении, представляющем на сегодняшний день наиболее полный, так называемый бюраканский, разрез плейстоценовых игнимбритов Армянской ССР.

Обнажение, обнаруженное Г. М. Солодовниковым, расположено на северной окраине с. Бюракан, у места впадения в ущелье р. Амберд Антарутского ручья; нисходящий разрез (по К. И. Карапетяну и автору) представляется следующим образом (рис. 1).

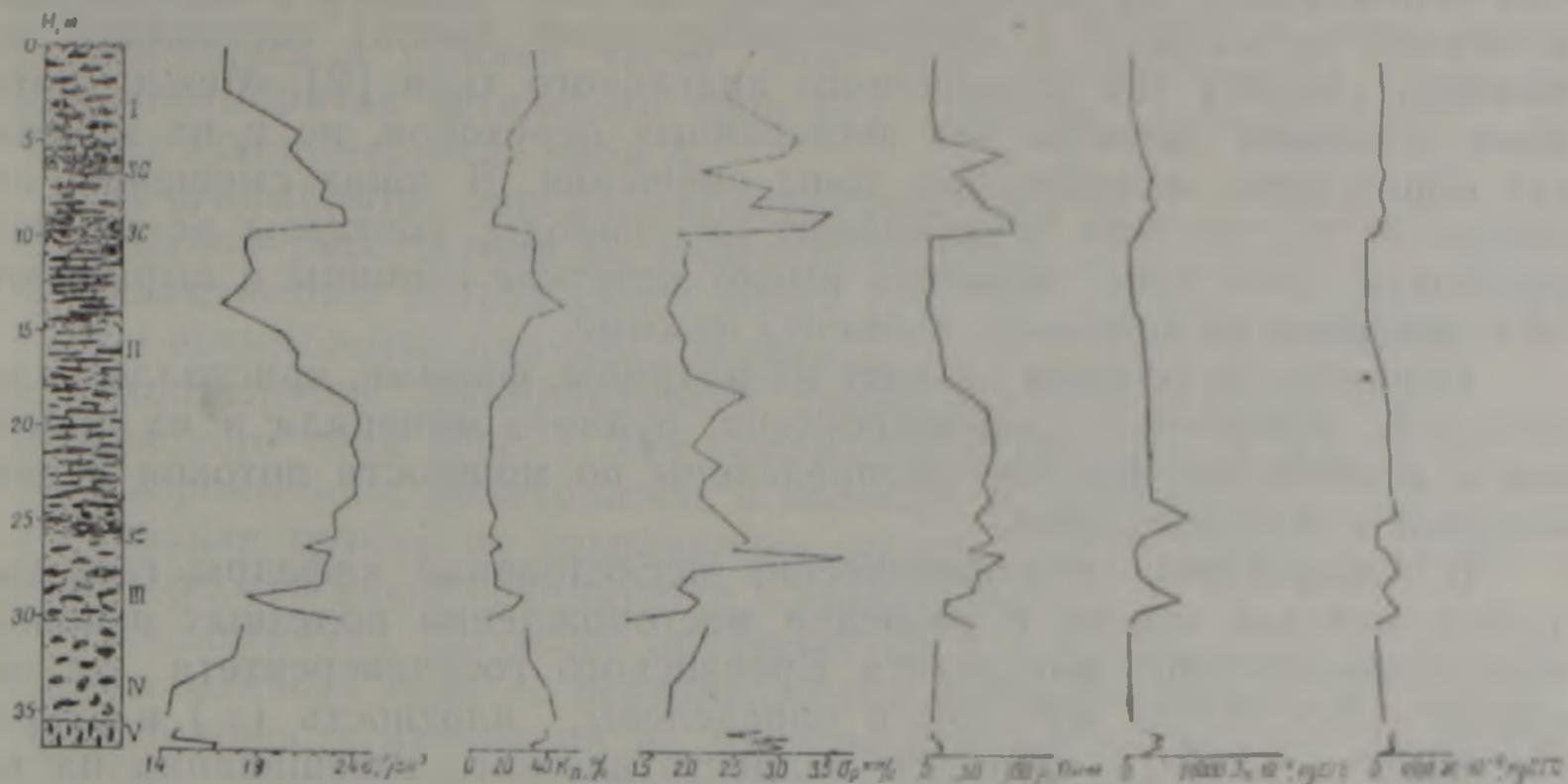


Рис. 1. Кривые изменения плотности (ρ), коэффициента пористости (K_p), скорости распространения продольных волн (v_p), удельного электрического сопротивления (ρ), естественной остаточной намагниченности (I_n) и магнитной восприимчивости (χ) по бюраканскому разрезу плейстоценовых игнимбритов. Условные обозначения: I—игнимбриды шамирам-ацашенского типа, II—игнимбриды арктического типа, III—игнимбриды зарнджа-амбердского типа, (I, II и III вместе составляют остывшую единицу арагацкого типа), IV—игнимбриды кош-агаракского типа, V—игнимбриды «с вертикальными фьямме», 3C—зоны смешения.

I. Игнимбриды шамирам-ацашенского типа, спекшился, местами полуспекшился, розовато-охристые, в низах—черные, участками полосчатые и стекловидные. С находящимися ниже игнимбридами имеют зону смешения (до 40—50 см) до 6,0 м.

II. Игнимбриды арктического типа. Верхняя часть представлена кавернозными серо-фиолетовыми игнимбридами ангарутского петрографического типа, которая через плохо выраженную зону смешения (40—60 см) переходит в основную часть, представленную полосчатыми розовыми, серо-розовыми, у основания тонко-плитчатыми черными игнимбридами, внешне не отличимыми от арктик-туфа. Интересно, что под микроскопом только в средней части ($\sim 2,5-3,0$ м) порода имеет типичную для арктик-туфа лавовидную матрицу, которая кверху и книзу сменяется паратакситовой—характерной для антарутского петрографического типа.

Игнимбриды арктического типа имеют с нижележащими игнимбридами зону смешения толщиной 40—80 см до 20,0 м.

III. Игнимбриды зарнджа-амбердского типа, спекшился, слабо-спекшился, в верхах кавернозные, местами стекловидные черные, переслаивающиеся с розовато-охристыми, с неровной волнистой поверхностью до 4,5 м.

Под каменной полужаросшей «засынкой» высотой до 3,0—3,5 м следуют:

IV. Игнимбриды кош-агаракского типа, полуспекшился, спекшился, до 5,0 м. еся оливково-желтые, в верхах красноватые

Ниже, после задернованной «засыпки» высотой до 5,5 м обнажаются:

V. Игнимбриты «с вертикальными фьямме», спекшиеся темно-коричневые, коричневые, в верхах красноватые, слагающие залежь протяженностью 11—12 м до 1,5 м.

Подстилаются они немзовыми песками, лапилли и гравием, «выравнивающими» неровную, глыбовую поверхность нижележащих лав.

Описанный разрез охватывает пять геолого-петрографических типов игнимбритов, из которых верхние три (игнимбриты шамирам-ацашенского, арктического и зариджа-амбердского типов) составляют остывшую единицу так называемого арагацкого типа [2]. Между потоками остывшей единицы нет постепенных переходов, но в их контактах образуются своеобразные зоны смешения. В зонах смешения, несмотря на то, что они захватывают обе породы, контакты не загущиваются; сами зоны смешения имеют нечеткие границы и выражаются в основном во взаимном «обмене» фьямме.

Игнимбриты разреза состоят из матрицы, фьямме, кристаллов плагиоклаза, гиперстена, клинопироксена, рудного минерала и их обломков и ксенолитов—все они распределены по мощности потоков неравномерно и незакономерно.

В лаборатории петрофизических исследований кафедры геофизических методов поиска и разведки месторождений полезных ископаемых геологического факультета Ереванского госуниверситета на образцах* (25×25×25 мм³) были определены: плотность (ρ) и открытая пористость ($K_{п}$)—методом гидростагического взвешивания на весах ВЛКТ—500 Г—М; скорость распространения продольных волн (v_p)—способом прямого прозвучивания на сейсмокопе ИПА (цена деления 0,5 мкс) с последующим контролем измерений на «тройке» (генератор Г5—54, усилитель высокочастотный широкополосный УЗ—29, осциллограф двухлучевой универсальный С1—74, цена деления 0,01 мкс); удельное электрическое сопротивление (ρ)—мостовым способом переменного тока. Магнитные характеристики определены в ИФЗ. На каждом образце производилось трехкратное определение каждого параметра. Пределы изменений и средние значения петрофизических параметров приведены в табл. 1.

Таблица 1

Пределы изменения и средние значения петрофизических параметров игнимбритов бюраканского разреза

Тип игнимбрита	ρ , г/см ³	$K_{п}$, %	V_p , км/с	ρ , Ом·м	ρ , 10 ⁻⁶ ед. СГС	ρ , 10 ⁻⁶ ед. СГС
I Шамирам-ацашенский (пламенный)	1,74—2,33	9,7—31,9	1,3—3,8	15—179	510—710	3070—9400
	2,08	19,4	2,3	59	582	5808
II. Арктический (гитарутский)	1,70—2,04	22,6—48,5	1,4—2,3	7—26	100—270	1500—6000
	1,85	31,4	1,9	13	135	4025
III. Зариджа-амбердский (пламенный)	1,15—2,34	8,4—33,7	1,3—4,1	11—92	215—770	2750—21300
	2,02	20,4	2,3	49	450	7429
IV. Гаш-агракский (пламенный)	1,4—1,83	28,6—51,2	1,6—2,4	11—18	160—250	800—1000
	1,70	33,2	2,05	14	183	4950
V. Игнимбрит с вертикальными фьямме (пламенный)	1,46—1,71	31,8—40,6	2,4—3,3	10—25	350—450	3600—9300
	1,56	37,6	2,8	15	392	5433

Прежде чем начать сравнение описываемого разреза с уже известными, скажем, что поскольку в работе [1] классификация игнимбритовых потоков проведена на основании закономерностей изменения главным образом $K_{п}$, здесь мы поступим аналогичным образом, при необходимости подчеркивая специфику изменения других параметров.

* Образцы любезно предоставлены сотрудником ИФЗ АН СССР Г. М. Солодовниковым, за что автор выражает благодарность.

Коррелируя изменения петрофизических параметров по бюракапскому разрезу (рис. 1) с известными кривыми [1], отметим, что пламенные игнимбриды шамирам-ацашенского типа (рис. 1, I) проявляют неотмеченную в исследованных прежде разрезах закономерность: K_n сверху вниз уменьшается. Эта же закономерность наблюдается в верхней части игнимбридов антарутского типа (рис. 1, II). В полосчатых игнимбридах арктического типа (рис. 1, средняя часть II) кривая K_n соответствует типу В [1], то есть K_n в средней части потока больше, чем в верхней и нижней. I_n и α практически не меняются, едва заметно увеличиваясь в нижней части. Этот тип закономерности характерен для игнимбридов арктического типа [1]. Нижняя часть II (рис. 1) проявляет закономерность типа А.

В игнимбридах зариджа-амбердского типа (рис. 1, III) наблюдается закономерность типа В, выделенная ранее в игнимбридах еревано-ленинканского и арктического типов [1], но, как видно, встречающаяся и в игнимбридах пламенного типа.

Корреляция закономерности изменения K_n в игнимбридах кош-агаракского типа (рис. 1, IV) осложняется тем, что кровля потока, по всей вероятности, выветрилась, а подошва не обнажается. Если учесть, что кровля потока не сохранилась, можно предположить, что эта закономерность идентифицируется с кривой типа А.

Аналогичная ситуация наблюдается и в нижележащих игнимбридах пламенного типа «с вертикальными фьямме» (рис. 1, V), но здесь закономерность изменения K_n идентифицируется с кривой типа В [1].

При корреляции полученных закономерностей с уже известными «классификационными» кривыми зоны смешения не выделяются. Напротив, как правило, петрофизические параметры зон смешения существенно близки петрофизическим параметрам одного из контактирующих потоков. Так, например, зона смешения потоков игнимбридов шамирам-ацашенского и антарутского типов по физическим свойствам явно тяготеет к первому (рис. 1), а своеобразная зона смешения внутри игнимбридов антарутского типа с полосчатыми игнимбридами арктического типа, скорее,—к последнему.

Здесь важно также отметить, что границы между потоками игнимбридов разных типов внутри зон смешения, выделяемые по петрофизическим параметрам, отличаются степенью резкости, что может свидетельствовать о разных промежутках между их извержениями—чем резче граница, тем больше промежутки.

Подводя итог вышесказанному, можно заключить следующее.

1. Остывшая единица арагацкого типа, которая четко выделяется геологически, по петрофизическим параметрам как единый комплекс не обособляется. При корреляции петрофизических кривых с геолого-петрографическими данными внутри остывшей единицы выделены границы первого и второго порядка: границами первого порядка отделяются друг от друга игнимбриды разного геолого-петрографического типа (шамирам-ацашенский от антарутского, антарутский от зариджа-амбердского); граница второго порядка (более резкая) разделяет игнимбриды разного петрографического типа (арктический от антарутского). Кроме того, нижняя, основная часть игнимбридов антарутского типа представлена полигенным потоком, состоящим как минимум из двух моногенных. Эта особенность выявлена лишь по петрофизическим параметрам, по геолого-петрографическим признакам основная часть игнимбридов антарутского типа представлена единым, монолитным потоком.

2. Зоны смешения, внутри которых четко просматриваются границы между игнимбридами разных типов, по петрофизическим параметрам как единое целое не выделяются, но при этом ведут себя по-разному, что может свидетельствовать о разной длительности промежутков между извержениями отдельных потоков.

3. Игнимбриды кош-агаракского типа и «с вертикальными фьям-

ме», составляющие основание бюраканского разреза (рис. 1, IV и V), разделены значительным перерывом, что отражается и на изменении петрофизических параметров, и в принципе не отличаются от потоков, отложившихся в обычных условиях. Кроме того, важно отметить, что по характеру изменения некоторых параметров (ε , V_p , K_n) поток игнимбритов кош-агаракского типа можно рассматривать как полигенный.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 30.I. 1989.

Ն. Չ. ՏԵՐ-ԴԱՎԻՅԱՆ

ՍԱՌԱՍ ԽԻԱՎՈՐՆԵՐԻ ԱՊԱՐԱՅԻՉԻԱԿԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մեր նախորդ նմանատիպ ուսումնասիրությունները նվիրված էին առանձին, միայնակ հոսքերին, որոնք ձևավորվել են սովորական պայմաններում, այսինքն արտահոսել են սառը հիմքի վրա և սառեցման ընթացքում երկարատև շփում են ունեցել մթնոլորտի հետ: Ի տարբերություն դրանց, սառած միավորներն ընդգրկում են մի քանի այդպիսի հոսքեր, որոնք ժայթքում են անմիջապես հաջորդելով միմյանց և սառում են միաժամանակ:

Ուսումնասիրված է Գ. Մ. Սուլդոզնիկովի կողմից հայտնաբերված մերկացումը, որը գտնվում է Բյուրական գյուղից քիչ հյուսիս: Հողվածում բերվում է մերկացման մանրակրկիտ երկրաբանական նկարագրությունը: Այնուհետև շարադրվում են կատարված դասակարգման և Բյուրականի կտրվածքի ապարաֆիզիկական կորերի համահարաբերակցման արդյունքները: Այս ամենը ընդհանրացվում է հետևյալ եզրահանգումներով:

1. Երկրաբանական տվյալներով անջատված սառած միավորը ապարաֆիզիկական բնութագրերի հիման վրա որպես միասնական համալիր չի առանձնանում: Սակայն անտառուտի տիպի իգնիմբրիտները, որոնք երկրաբանական և ապարագրական տվյալներով ներկայացված են հոծ, միասնական հոսքով, ապարաֆիզիկական տվյալներով ներկայացված են բազմաձին մի հոսքով, որն առնվազն բաղկացած է երկու միաձին հոսքերից:

2. Խառնման զոնաներն ապարաֆիզիկական տվյալներով չեն անջատվում, սակայն իրենց ունեցած որոշ տարբերությունների շնորհիվ կարող են վկայել առանձին հոսքերի առաջացման միջև ընկած ժամանակահատվածի երկարատևության մասին:

N. Z. TER DAVTIAN

PETROPHYSICAL INVESTIGATION OF THE COOLED UNITS

A b s t r a c t

The petrophysical parameters (ε , K_n , V_p , ρ , I_n , x) changes regularities are brought in the limits of an aragatz-type cooled unit in comparison with the underlying ignimbrites flows, which have been formed in „normal“ conditions, i. e. have been effused on a cold bed and have had a continuous contact with the atmosphere. A conclusion is drawn on

the absence of petrophysical criteria for distinguishing a cooled unit as such, which can be distinguished by geological data, as well as for distinguishing mixed zones, different behaviour of which can testify to the duration of intervals between the eruption of separate flows.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авчян Г. М., Тер-Дивтян Н. З. Возможность классификации игнимбритовых потоков по пористости и условия их образования.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 6, с. 49—56.
2. Карапетян К. И. Остывшие единицы арагацкого типа.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, № 4, с. 43—49.
3. Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла.—В кн.: Проблемы палеовулканизма.—М.: Изд. ИЛ, 1963, с. 307—370.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, XLIII, № 1, 21—28

УДК: 551.435.4/5(479.25)

М. Б. ОГМРЦЯН

О НЕКОТОРЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ТЕРРАС ЮЖНОСЕВАНСКОГО РАЙОНА

В статье дается краткое описание некоторых генетических типов террас Южносеванского района. Приводится классификация террас; их высота и уровни расположения относительно оз. Севан. Высказываются соображения относительно возраста и генезиса террас. Затрагиваются вопросы, связанные с историей развития рельефа данного региона.

Одним из наиболее широко распространенных генетических типов континентальных отложений являются террасовые, по которым возможно судить о физико-географической обстановке той или другой территории в прошлом.

Важность изучения террасовых отложений состоит еще и в том, что они являются основными реперами в деле восстановления погребенного, промежуточного и исчезнувшего рельефа, что на современном этапе развития палеогеоморфологии приобретает практическое значение.

Весьма интересные данные о террасовых отложениях содержатся в работах Н. В. Думитрашко, Н. М. Казаковой, С. П. Бальяна, Л. Н. Зограбяна, Е. Е. Милановского, А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна и др. Но имеющиеся данные недостаточны для достоверного обобщения истории геоморфологического развития рельефа Армянского нагорья и восстановления его палеорельефа в целом.

Здесь мы, с учетом новых материалов, попытаемся привести наши представления о террасах Южносеванского района и внести некоторые коррективы в историю их образования. Это, разумеется, заключается не во внешнем описании террас, а скорее в глубине анализа петрографо-литологического состава террасовых отложений.

Следует заметить, что своими параметрами происхождения террасы разных районов не одинаковы. Это, в первую очередь, подчеркивает своеобразие геоморфологического развития рельефа каждого конкретного района, следовательно, и террасообразования.

В долине одной и той же реки Арпинского бассейна, например, насчитывается до двух-трех надпойменных террас, относящихся к одному и тому же фактору и этапу формирования. Это, видимо, объяс-

the absence of petrophysical criteria for distinguishing a cooled unit as such, which can be distinguished by geological data, as well as for distinguishing mixed zones, different behaviour of which can testify to the duration of intervals between the eruption of separate flows.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авчян Г. М., Тер-Дивтян Н. З. Возможность классификации игнимбритовых потоков по пористости и условия их образования.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 6, с. 49—56.
2. Карапетян К. И. Остывшие единицы арагацкого типа.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, № 4, с. 43—49.
3. Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла.—В кн.: Проблемы палеовулканизма.—М.: Изд. ИЛ, 1963, с. 307—370.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, XLIII, № 1, 21—28

УДК: 551.435.4/5(479.25)

М. Б. ОГМРЦЯН

О НЕКОТОРЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ТЕРРАС ЮЖНОСЕВАНСКОГО РАЙОНА

В статье дается краткое описание некоторых генетических типов террас Южносеванского района. Приводится классификация террас; их высота и уровни расположения относительно оз. Севан. Высказываются соображения относительно возраста и генезиса террас. Затрагиваются вопросы, связанные с историей развития рельефа данного региона.

Одним из наиболее широко распространенных генетических типов континентальных отложений являются террасовые, по которым возможно судить о физико-географической обстановке той или другой территории в прошлом.

Важность изучения террасовых отложений состоит еще и в том, что они являются основными реперами в деле восстановления погребенного, промежуточного и исчезнувшего рельефа, что на современном этапе развития палеогеоморфологии приобретает практическое значение.

Весьма интересные данные о террасовых отложениях содержатся в работах Н. В. Думитрашко, Н. М. Казаковой, С. П. Бальяна, Л. Н. Зограбяна, Е. Е. Милановского, А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна и др. Но имеющиеся данные недостаточны для достоверного обобщения истории геоморфологического развития рельефа Армянского нагорья и восстановления его палеорельефа в целом.

Здесь мы, с учетом новых материалов, попытаемся привести наши представления о террасах Южносеванского района и внести некоторые коррективы в историю их образования. Это, разумеется, заключается не во внешнем описании террас, а скорее в глубине анализа петрографо-литологического состава террасовых отложений.

Следует заметить, что своими параметрами происхождения террасы разных районов не одинаковы. Это, в первую очередь, подчеркивает своеобразие геоморфологического развития рельефа каждого конкретного района, следовательно, и террасообразования.

В долине одной и той же реки Арпинского бассейна, например, насчитывается до двух-трех надпойменных террас, относящихся к одному и тому же фактору и этапу формирования. Это, видимо, объяс-

няется тем, что гидросеть этого района очень длительное время не изменялась, то есть рельеф, а следовательно, и террасообразование здесь развивались сравнительно стабильно.

Этого нельзя сказать в отношении террас Южносеванского района, где речная сеть, в связи с неоднократным плиоцен-четвертичным вулканизмом, очень часто перестраивалась. Происходил прерывистый процесс осадконакопления. Для рек этого района в основном характерны поочередные и эрозионные террасы. Расположены они на разных высотных отметках и имеют разное время происхождения.

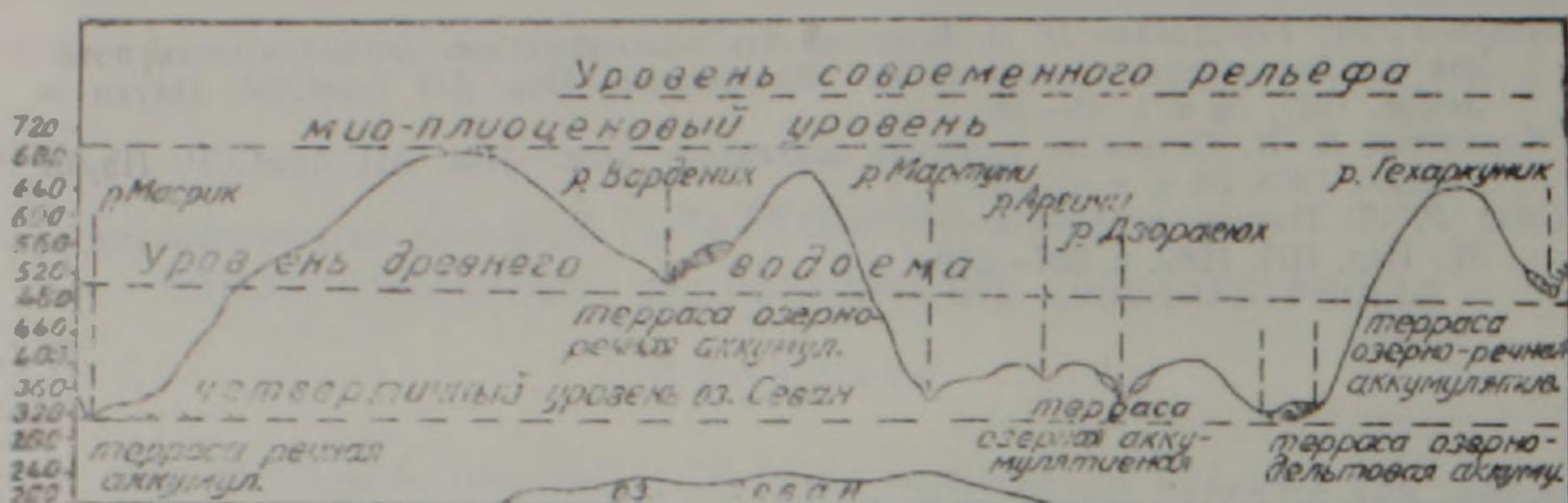


Рис. 1. Гипсометрический профиль с выделением террас и других уровней рельефа Южносеванского района.

Нами составлен гипсометрический профиль расположения террас и других уровней рельефа Южносеванского района (рис. 1). На этом профиле высота миоплиоценового рельефа относительно оз. Севан составляла 700 м, а береговая линия древнего (прасеванского) водоема находилась на 500 м выше современного уровня Севана. Нижнеплейстоценовый уровень самого Севана был на 300—320 м выше его нынешнего уровня. На этой относительной высоте ныне, в виде висячих террас, сохранились озерно-дельтовые отложения.

В результате изучения морфологических особенностей террас и петрографо-литологического анализа террасовых отложений, в условиях развития тектоно-вулканических процессов, террасы Южносеванского района нами подразделены на следующие генетические типы: 1) четвертичные и плиоцен-четвертичные речные террасы; 2) плиоцен-четвертичные озерные и озерно-речные террасы; 3) миоцен-плиоценовые озерные и озерно-дельтовые террасы; 4) миоцен-плиоценовые речные террасы.

В основу нашей классификации положен петрографо-литологический состав террасовых отложений и их приуроченность к разным генетическим категориям рельефа, благодаря чему она, несмотря на кажущееся сходство с классификацией Н. М. Казаковой, существенно от нее отличается. Кроме того, в отличие от ее схемы, наша схема включает и возрастное понятие террас.

Особенность террас Южносеванского района состоит в том, что каждая терраса или группа террас в пространстве имеет определенный уровень расположения. И каждый уровень террас несет в себе сведения не только о развитии рельефа в той или другой эпохе и в периоде, но и о террасообразующих факторах и связанных с ними процессах.

Первые два уровня террас с относительными высотами от 3—20 и до 20—300 м, например, принадлежат озеру Севан и показывают места стояния его берегов в прошлом, и затем последовательный спад его уровня в современное время. Они в основном аккумулятивные террасы. Здесь же и материал современных рек, выраженный в виде конусов выноса.

Более высоких два уровня погребенных или частично обнаженных террас расположены на относительных высотах от 300—400 и до 400—500 м, которые принадлежат древнему (прасеванскому) водоему и рекам того же периода.

Анализ всего этого террасового материала позволяет сказать, что, начиная с миоценовца, на территории Варденисского и Гегамского вулканических массивов устанавливается горно-равнинный рельеф. То есть с этого периода начали параллельно развиваться две порой противоположные, геоморфологические области: 1) область относительного поднятия и денудации и 2) область относительного опускания и аккумуляции. Приподнятый рельеф, в основном вулканического происхождения, был средневысотным. И особенно уже в верхнем плиоцене на данной территории устанавливается высокогорный рельеф. Площадь водоема, при этом, значительно сокращается. Исключением были районы с. с. Гехаркуник, Дзорагюх, Сариягуб, где древний водоем сохранился в виде узких заливов.

После сложных тектоно-вулканических процессов рельеф постепенно приобрел современное строение. Древний же водоем за это время сокращался и, как следствие, сохранился в виде современного Севана. Нужно отметить, что каждый элемент рельефа и в особенности каждая терраса отражает, так или иначе, историю развития рельефа данного района.

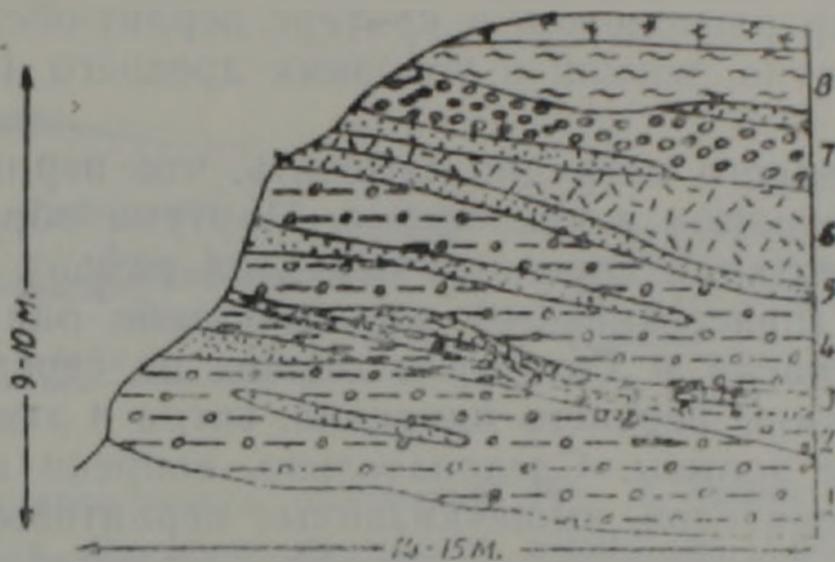


Рис. 2. Обнажение перлит-обсидиановых отложений у сел. Гехаркуник. Цифры справа—номера слоев.

В основании разреза песков у с. Гехаркуник залегает среднезернистый перлит-обсидиановый песок мощностью до 5 м. (рис. 2, слой 1). На нем залегает грубозернистый перлитовый песок (слой 2) мощностью 40—45 см. Еще выше залегает мелкозернистый суглинистый песок (слой 3) мощностью 25 см, со слабо волнистой слоистостью, отложившийся, вероятно, в спокойно гидродинамической обстановке. На нем залегает среднезернистый перлитовый песок (слой 4) мощностью 90 см, в котором выделяются вытянутые линзы мелкозернистого перлитового песка мощностью 10—15 см. Выше следуют тонкослоистые, смешанные пески слоя 5, мощностью 20—23 см.

Шестой слой разреза состоит из белесоватого мелкозернистого перлитового песка мощностью более 1 м. Выше залегает крупнозернистый серый вулканический песок слоя 7, мощностью до 1 м. Еще выше залегают мелкозернистые суглинистые пески слоя 8. Разрез венчается почвенно-растительным покровом.

С. П. Бальян вышеописанные пески относит к среднему плейстоцену, а Н. В. Думитрашко—к верхнему плейстоцену, и считают их флювиогляциальными отложениями четвертичного оледенения этого региона.

Мы не согласны с этим и в то же время разделяем мнение Н. М. Казаковой, высказанное ею об озерном генезисе данных песков и об их аккумуляции еще до четвертичного оледенения Гегамских гор.

Ниже излагаем некоторые наши доводы относительно переноса и аккумуляции гехаркуникских перлитовых песков. Во-первых, нужно отметить, что пути доступа вышеуказанных перлитовых песков из предполагаемых склонов г.г. Спитакасар и Гехасар к месту их фактической аккумуляции уже с начала четвертичного периода были закрыты. Во-вторых, коренные перлиты, как мы убедились, расположены между андезито-дацитовыми лавами олигоцена (?) снизу и плиоцен-четвертичными андезитовыми, андезито-базальтовыми лавами сверху. Этот разрез хорошо прослеживается на северо-западном склоне вулкана Гехасар—в долине р. Ухтуакунк. Из этого следует полагать, что перенос и аккумуляция вышеописанных перлитовых песков происходили до четвертичного вулканизма Гегамского щитовидного массива.

Вполне реально полагать и другое, что до этого вулканизма возникли и перлитовые вулканы Спитакасар и Гехасар. А отходящий от вулк. Гехасар отрог—типично откопанный рельеф и он не вложен в современную долину р. Ухтуакунк, как это представляют другие [7]. И, наконец, эти пески озерно-дельтового происхождения. А подобные условия здесь были в среднем-верхнем плиоцене. В четвертичное время на этом месте, на такой высоте, при таком уклоне и при отсутствии природного экрана аккумуляция здесь не могла происходить.

В 400 м к северо-западу от с. Дзорагюх видно, что перлитовые пески расположены ниже манычарских ($N_2^3—Q_1$) лав. Здесь же обнажаются и коренные перлиты. А на юго-востоке с. Дзорагюх ныне разрабатываемый карьер расположен в кратере перлит-обсидианового вулкана, который, вероятно, возник в условиях древнего (прасеванского) водоема.

Из вышесказанного нетрудно заметить, что перлитовые пески у с.с. Гехаркуник, Дзорагюх и южнее пос. Мартуни образовались либо в результате седиментации коренных перлитов района с. Дзорагюх, в условиях древнего (прасеванского) водоема, либо они перенесены из районов гор Спитакасар и Гехасар в период от середины среднего плиоцена и до середины верхнего плиоцена, когда в этих участках еще были узкие озерные заливы. Следовательно, вопреки представлениям предыдущих исследователей, вышеуказанные перлитовые пески не могут быть ни флювиогляциальными и тем более ни четвертичными.

Большой научный интерес представляют и озерно-дельтовые пески, расположенные в долине р. Варденик на высоте 500—520 м относительно оз. Севан, что свидетельствует о миоплиоценовом равнинном, равнинно-возвышенном рельефе Варденисского щитовидного массива, куда также дотягивались берега древнего (прасеванского) водоема. Здесь они представлены в виде надпойменной террасы и сложены на левом борту долины р. Варденик.

В основании разреза этих отложений залегают светло-серые, тонкозернистые, часто сыпучие пески озерной фации (рис. 3, слой 1). Здесь же выделяются линзы уплотненного, крупнозернистого песка и гравий слоя 2 с рябистой поверхностью. Выше этого слоя залегают мелкозернистый, массивованный песок слоя 3, где выделяется тонкая (8—10 см) карбонатная прослойка 4 белесоватого цвета.

Пятый слой сложен из грубозернистого песка и гравия, который и является переходным от мелкозернистых, древних озерных песков к грубозернистым современным речным отложениям, которые представлены андезитовыми и андезито-базальтовыми галечниками слоя 6. Выше этого слоя расположен смешанный (песчано-шлаковый) слой 7. Разрез завершается сухой суглинкой слоя 8.

При анализе этих отложений нетрудно представить, что нижняя часть разреза, т. е. мелкозернистые, в основном, известковые пески отлагались в бассейне древнего (прасеванского) водоема и имеют озерно-дельтовый генезис. А отложение верхней части разреза, т. е. андезитовый, андезито-базальтовый материал перенесен и несогласно нало-

жен на них р. Варденик уже в условиях развития современного рельефа.

Аккумуляция озерных песков, вероятно, происходила в среднем-верхнем плиоцене, когда древний (прасеванский) водоем местами приближался к подножию Палео-Варденинского водораздельного хребта, который уже в миоплиоцене достигал 1600—1800 м абсолютной высоты [10] и к которому приурочивались истоки малых и больших рек. Но отложения рек того периода здесь сохранились лишь фрагментарно. Одна из речных террас миоплиоцена (?), например, сохранилась на северо-востоке от с. Сариягуб на отметке 2181 м. Галечный материал террасы представлен темно-серыми, мелкопористыми андезитами. Заполняющий субстрат сухой, суглинистый, рыхловатый.

Коренные аналоги этих окатанных андезитов из-под лав верхнего и среднего плиоцена обнажаются в верховьях р. р. Масрик, Мартуни, Ухтуакунк. Полагаем, что аккумуляция материала данной террасы происходила еще до и в начале среднего плиоцена, когда реки в то время имели другое направление. Уместно сделать еще один вывод о том, что уже установленный средневысотный миоплиоценовый рельеф долго продолжал находиться в стадии затишья. Следовательно, он деградировался и пенепленизировался. Шел интенсивный процесс осадконакопления, который в дальнейшем прерывался среднеплиоценовым вулканизмом, следовательно, и горообразованием.

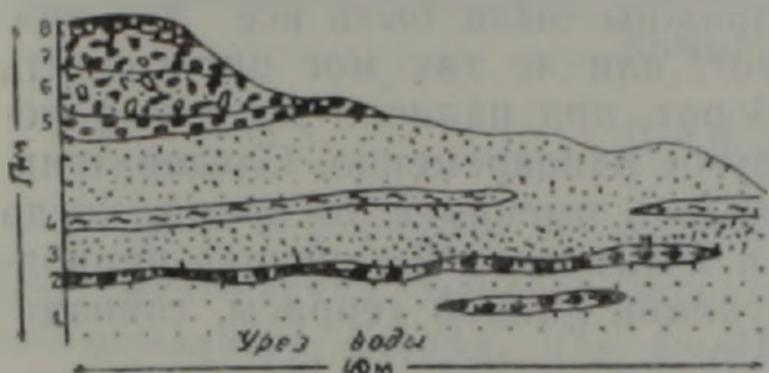


Рис. 3. Разрез озерно-речных отложений на левом берегу р. Варденик на высоте 500—520 м относительно оз. Севан. Цифры слева—номера слоев.

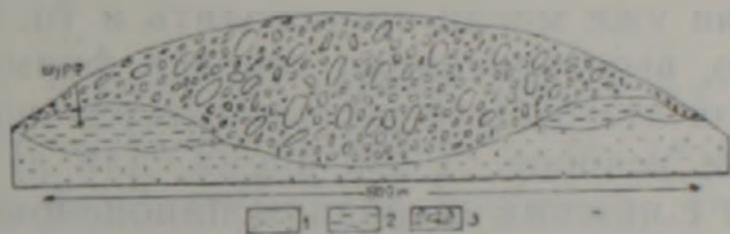


Рис. 4. Разрез озерно-речной террасы севернее сел. Еранос. 1—прирусловая часть, сложенная средне- и мелкозернистыми озерными песками; 2—сухой, тонкопуччатый белесоватый суглинок; 3—валунно-галечный речной материал.

Аккумулятивный материал периода пенепленизации Палео-Варденинского горного массива встречается и у южного края с. Сариягуб, который ошибочно считается отложениями р. Масрик, забывая при этом то, что в районе с. Сариягуб свою долину р. Масрик заложила начиная с нижнего плейстоцена [10], т. е. после излияния Дашкентского лавового потока, которым погребена ее палеодолина. Перейдя на новое направление р. Масрик у с. Сариягуб врезалась в древние отложения и террасировала их.

К классу озерно-речных террас, полагаем, относится терраса, которая находится в 3 км севернее с. Еранос, у шоссе на дороге, на 30—40 м выше уровня оз. Севан.

Материал этой террасы Е. Е. Милановский представляет как конус выноса древних рек. Действительно, в пространстве терраса имеет форму конуса выноса (рис. 4). Но не известно конус выноса каких рек, какого периода. На эти и другие вопросы здесь, видимо, нужно обратить внимание. Но мы не претендуем на исчерпывающие ответы, поскольку они могут оказаться сугубо субъективными, порой и спорными.

Во-первых, весьма интересно то, что в составе материала террасы галечники маньчарских [10] андезитовых, андезито-базальтовых лав

отсутствуют, хотя терраса окружена их покровами и потоками, а местами даже перекрыта ими. Во-вторых, в террасе не констатируется наличие перлит-обсидианового материала, присутствие которого в ней должен был быть при условии, если терраса образовалась после перлитового вулканизма данного региона. В-третьих, весь петрографический состав галечников террасы представлен андезитами, андезито-дацитами, коренные аналоги которых встречаются на Варденинском хребте, притом стратиграфически ниже лав верхнего плиоцена.

При наличии этих и других противоречащих друг другу вопросов невозможно достоверно определить возраст этой террасы. Все же мы склонны полагать, что аккумуляция материала данной террасы происходила до середины (?) среднего плиоцена, т. е. до перлитового вулканизма этого региона, когда еще были широко развиты как лагунно-озерные равнины, так и средневвысотные, эрозионно-денудационные горы и их отроги [10]. Притом данная терраса расположена в зоне древней подводной дельты. Это выражено тем, что, во-первых, обломочно-галечный материал, в основном, сконцентрирован в середине террасы (рис. 4), но как бы врезан в среду озерных песков. Во-вторых, на восточной окраине террасы, на глубине 1,5—2 м шурф вышел в белесоватый суглинок озерного генезиса. И, наконец, на поверхности террасы встречаются обломки травертина, который бесспорно образовался в мелководной среде.

Вышеприведенные факты говорят о том, что для образования того или другого элемента в рельефе должны были быть все условия. При отсутствии одного условия не мог, или не так мог происходить перенос и затем аккумуляция и, наоборот, при наличии другого условия уже могли происходить и то, и другое одновременно. Следовательно, вышеописанная терраса формировалась именно в то время, когда для этого были все взаимосвязанные и взаимодействующие природные условия. А это время, для аккумуляции данной террасы, совпадает с нижним и средним плиоценом.

Большой интерес представляет исследование плиоцен-четвертичных озерных и речных террас района. Но некоторые, более высокие из них частично размывы или погребены под конусами выноса современных рек. Наиболее четко выражена самая низкая аккумулятивная, озерная терраса высотой около 2,5 м., которая прослеживается от с. Еранос до с. Цовагюх, а дальше она уже размыва и деградирована.

Как аккумулятивные, так и абразионные озерные террасы здесь выражены в виде береговых валов, которые расположены на 200—250, 250—300 м друг от друга. Это как бы характеризует уровни стояния берегов оз. Севан и затем их постепенное перемещение в течение четвертичного периода, то есть спад уровня оз. Севан, нужно полагать, происходил последовательно.

Современные реки Южносеванского района, за некоторыми исключениями, представляют собой бурные потоки. В связи с этим реки района обладают огромной транспортирующей способностью. Живая сила бурных потоков во много раз больше обычных. Поэтому в руслах рек, в основном, накапливаются галечниковые и валунные отложения. При выходе рек на Присеванскую равнину сила потока заметно слабеет. В этом отрезке долин реки в основном откладывают свой материал в виде конусов выноса.

Несмотря на глубину познания террасовых отложений Южносеванского района, к настоящему времени закономерность формирования террас выявлена далеко неполно. Внимательное изучение петрографо-минерального состава, слоистости, с учетом гидрогеологических данных позволит дать подробную фациальную характеристику аккумулятивных отложений, и, как следствие этого, выявить основные закономерности формирования террас в условиях развития рельефа в том или другом геологическом периоде.

Некоторые вопросы строения и формирования террасовых отложе-

ний района затрагивают интересы геологии россыпей, условия их формирования и зависимости от гидрогеологических и геолого-геоморфологических факторов. Другая не менее важная задача—это определение роли фацциального анализа террасовых отложений при изучении новейшей тектоники при инженерно-геологических и структурно-геоморфологических исследованиях.

В заключение следует подчеркнуть, что террасовые отложения Южносеванского района, несмотря на их монофацциальность, представляют собой закономерно построенный комплекс отложений с разнообразными фацциями, отражающими вполне определенные условия формирования.

Фацциальный анализ рыхлых отложений дал основание представить, что современному горному рельефу Варденисского и Гегамского щитовидных массивов предшествовал равнинно-холмистый рельеф, который в свою очередь развивался в озерно-континентальных и тектоно-вулканических условиях.

ИО «Армгеология»

Поступила 18.III.1989.

Մ. Ռ. ՀՈՂՄՐՅՅԱՆ

ՀԱՐԱՎՍԵՎԱՆՅԱՆ ՇՐՋԱՆԻ ԴԱՐԱՎԱՆԳՆԵՐԻ ՄԻ ՔԱՆԻ ԾԱԳՈՒՄՆԱՅԻՆ ՏԻՊԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Չնայած այն բանին, որ Սևանա լճի հարավային շրջանի դարավանդներին վերաբերվող հարցերն այսպես թե այնպես լուսաբանվել են շատ հետազոտողների կողմից, մեր կարծիքով, հղած տվյալները բավական չեն ստառիչ կերպով ամփոփելու Հայկական բարձրավանդակի երկրաձևաբանության զարգացման փուլերը: Հողվածում անդրադարձել ենք դարավանդներին վերաբերվող որոշ հարցերի, բանի որ դրանց պարզաբանումը հույժ կարևոր է հին ռելիեֆի վերականգնման գործում:

Հարկ է նշել, որ յուրաքանչյուր երկրաձևաբանական շրջանի դարավանդները բնորոշվում են առաջացման ուրույն պայմաններով: Դա առաջին հերթին պայմանավորված է տվյալ տեղանքի երկրաձևաբանական զարգացման ինքնատիպությամբ:

Սևանա լճի հարավային շրջանի գետերի համար հիմնականում բնորոշ են պատվանդանային և էրոզիոն դարավանդները, որոնք տեղադրված են տարբեր բարձրությունների վրա և առաջացել են տարբեր ժամանակներում:

Կազմված է տվյալ շրջանի դարավանդների և այլ ռելիեֆների մակարդակների բարձրաշափական կիսաուպսուկերը: Պարզվում է, որ միոպլիոցենի ռելիեֆի մակարդակը Սևանա լճի այժմյան մակարդակից 700 մ բարձր է հղել: Հին (նախասևանյան) ջրավազանի առափնյա գիծը գտնվել է Սևանի նույն մակարդակից 500 մ բարձր, իսկ Սևանա լճի մակարդակը ստորին շորրորդականում հղել է այժմյանից 300—320 մ ավելի բարձր:

Հեռնակագմական երևույթների հետևանքով այս շրջանի միոպլիոցենի հասակի բարձր հարթավայրային ռելիեֆը միջին և, հատկապես, վերին պլիոցենում վերափոխվում է բարձր լեռնային ռելիեֆի, իսկ շորրորդականի դարաշրջանի ընթացքում ստանում է ներկայիս կառուցվածքը: Մնացորդային ջրավազանը պահպանվել է ժամանակակից Սևանա լճի տեսքով:

Ռելիեֆի զարգացման այս առանձնահատկությունները թույլ են տալիս ասելու, որ Գեղարքունիքի, Չորագյուղի շրջանի պիրիտային ավազները

կուտակվել են միջին պլիոցենի կեսերից մինչև վերին պլիոցենի կեսերն ընկած ժամանակահատվածում:

Սևանի այժմյան մակարդակից 500—520 մ բարձրության վրա, վարդենիկ գետի ձախ ափի միուպլիոցենի հասակի լճա-գետային նստվածքների առկայությունը վկայում է այն մասին, որ այդ ժամանակաշրջանում Պալեովարդենիսի զանգվածն ունեցել է լեռնահարթավայրային դարգացման պայմաններ, երբ նախասևանյան ջրավազանը ողողել է Պալեովարդենիսի լեռնահարթավայրային զանգվածի լանջերը:

Սևանա լճի հարավային շրջանի ժամանակակից գետերը, որոշ բացառությամբ, ունեն արագ հոսք: Իրանով իսկ նրանք իրենց մեջ պարունակում են նյութատեղափոխման մեծ ուժ: Հոսքի կենդանի ուժը մի քանի անգամով մեծ է սովորականից: Այդ պատճառով էլ գետերի հուներում հիմնականում կուտակվում են կոպիտ-գլաբրային նստվածքներ:

Իուրս գալով Մերձսևանյան հարթավայր, գետերի հոսքի ուժը նկատելիորեն թուլանում է: Հովտի այս հատվածում գետերն իրենց բերած նյութը կուտակում են արտաբերման կսների նստվածքների ձևով:

Հարկ է նշել, որ Սևանա լճի հարավային շրջանի դարավանդային նրստվածքները, շնայած իրենց միաֆազիալ բնույթին, ներկայացնում են օրինաչափ կառուցվածք ունեցող նստվածքներ՝ իրենց լրիվ ձևավորումներով:

M. B. HOGHMERTSIAN

ON THE SOUTHERN-SEVAN REGION TERRACES SOME GENETIC TYPES

Abstract

A brief description of the Southern-Sevan region terraces some genetic types is given in this paper. There are brought the terraces classification, their height and displacement levels relative to the Sevan lake. Some considerations are brought on the age and origin of terraces. Subjects are breached connected with this region relief development history.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. К вопросу о происхождении оз. Севан. Изв. АН АрмССР, естеств. науки, 1947, № 8, 75 с.
2. Бальян С. П. Гегамское нагорье. Геология АрмССР, т. 1. Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, 586 с.
3. Габриелян А. А. Новые данные по колебаниям уровня оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, естеств. науки, № 5—6, 1944, 141 с.
4. Думитрашко Н. Д. Основные черты рельефа и геоморфологическое районирование Армении.—Тр. ин-та географии, т. 18. (матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 74). М.: Изд. АН СССР, 1958, 139 с.
5. Зограбян Л. Н. Орография Армянского нагорья, Ереван, Изд. АН АрмССР, 1979, 117 с.
6. Казакова Н. М. Геоморфологическое районирование бассейна оз. Севан. Тр. Ин-та геогр., т. 18 (Матер. по геоморфол. и палеогеогр., вып. 74). М.: Изд. АН СССР, 1958, 139 с.
7. Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1972.
8. Карапетян Ж. М., Мурадян П. Л. Об опыте картографирования геодинамических процессов с использованием материалов дистанционных съемок (на примере Гегамского щитовидного массива и прилегающих территорий); 43. Ер. ГУ, № 33, Ереван 1979, 91 с.
9. Милаковский Е. Е. Севанская котловина. Геология АрмССР, т. 1 Геоморфология. Ереван; Изд. АН АрмССР, 1962, 585 с.
10. Омарцян М. Б. О реставрации палеорельефа восточного склона Гегамского щитовидного массива. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, т. LXII, № 1, с. 11—19.

Ф. С. ГЕВОРКЯН

ВЫСОТНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ АРМЯНСКОЙ ССР)

В статье определяются принципы и критерии выделения высотных геоморфологических поясов, подпоясов и участков подпоясов. Основным критерием выделения является величина годового рационального баланса, количество годовых осадков и их соотношение, которое выражается величиной радиационного индекса сухости. Учеными также коэффициент увлажнения, морфогенетические типы рельефа, их качественные и количественные показатели. Выявляются геоморфологические особенности высотных поясов. В виде таблицы даются высотные пределы распространения и занимаемые площади поясов и подпоясов. В пределах республики нами выделены 4 геоморфологических высотных пояса и 13 подпояса, картограмма которых приведена в статье.

Одной из важнейших характеристик горных стран является закономерное изменение климата и связанных с ним интенсивности и характера экзогенных рельефообразующих процессов, в общем, всего геоморфологического облика местности по высоте, т. е. морфодинамическое состояние и морфоскульптура рельефа гор подчинены высотной поясности. Основным критерием высотных геоморфологических природно-территориальных комплексов, помимо относительных и абсолютных высот местности, может служить, по нашему мнению, периодический закон географической зональности, установленный А. А. Григорьевым и М. И. Будыко [5].

Сущность этого закона состоит в том, что широтные географические зоны соответствуют определенным грациям количества тепла, как основного энергетического фактора, количества влаги и соотношения количества тепла с количеством влаги. Из этого следует, что в строении, динамике и развитии рельефа, наряду с величиной годового радиационного баланса и количеством годовых осадков, огромную роль играет и их соотношение, а именно, степень их соразмерности, показателем которого является радиационный индекс сухости $i = \frac{R}{Lr}$ (где i —

индекс сухости, R — годовой радиационный баланс, L — скрытая теплота испарения, r — годовые осадки). Установлено также, что одно и то же значение индекса сухости повторяется в разных географических зонах, при этом величина i определяет тип зоны, а величина R — его конкретный характер и облик, точнее, дифференциацию зоны.

В горах широтная зональность осложняется вертикальной. Последняя является функцией рельефа и обусловлена изменением температуры и количества осадков с высотой над уровнем моря. Несмотря на общую закономерность широтной зональности и высотной поясности, между ними имеются существенные различия. Структура высотной поясности в горах складывается не просто под влиянием изменения высоты, но и под влиянием конкретных форм рельефа, экспозиции, уклонов, местных циркуляционных особенностей воздуха и т. д. С другой стороны, несмотря на то, что гилсометрически наиболее высоко расположенные участки рельефа средних широт получают такое же количество тепла и влаги, как и географические зоны высоких широт, они характеризуются более интенсивной инсоляцией и отсутствием смены темного и светлого периодов, вследствие чего характер и интенсивность экзогенных процессов в высотном поясе протекают несколько иначе. Каждый высотный пояс имеет определенный коэффициент увлажнения. Индекс сухости и коэффициент увлажнения, имеющие обратную пропорциональную зависимость, дают представление о количестве и движении вещества и энергии в высотных поясах, т. е. во многом определяют их динамическое состояние. Количественные изменения водно-тепловых характеристик между высотными поясами и внутри них сопровождаются изменением интенсивности экзогенных рельефооб-

разрушающих процессов, способствуют изменению внешнего облика гор и определяют их динамику.

Итак, в основе выделения высотных геоморфологических поясов лежат климатические особенности, точнее—определенные типы и комплексы типов климата. Первая попытка классификации климата, отражающей его роль в процессе рельефообразования, была сделана В. Пенком. Он различает три основных типа климата: нивальный (снежный), гумидный (влажный) и аридный (сухой и жаркий). В дальнейшем, более детальная классификация климатов с развернутыми характеристиками протекающих в них экзогенных процессов, была разработана И. С. Щукиным [7]. В Армянской ССР, как и в любой другой горной стране, четко выражены высотные климатические пояса. Детальная классификация высотных климатических поясов и климатическое районирование Армянской ССР разработаны А. Б. Багдасаряном [12]. Он в пределах республики выделяет снизу вверх 10 высотных климатических поясов [2]. Классификационные схемы климата, разработанные И. С. Щукиным и А. Б. Багдасаряном, легли в основу выделения высотных геоморфологических территориальных систем.

Для установления закономерностей высотного распространения величины годового радиационного баланса, годового количества осадков и их соотношения, нами были рассчитаны средние величины этих показателей по Армянской ССР и картирована величина радиационного

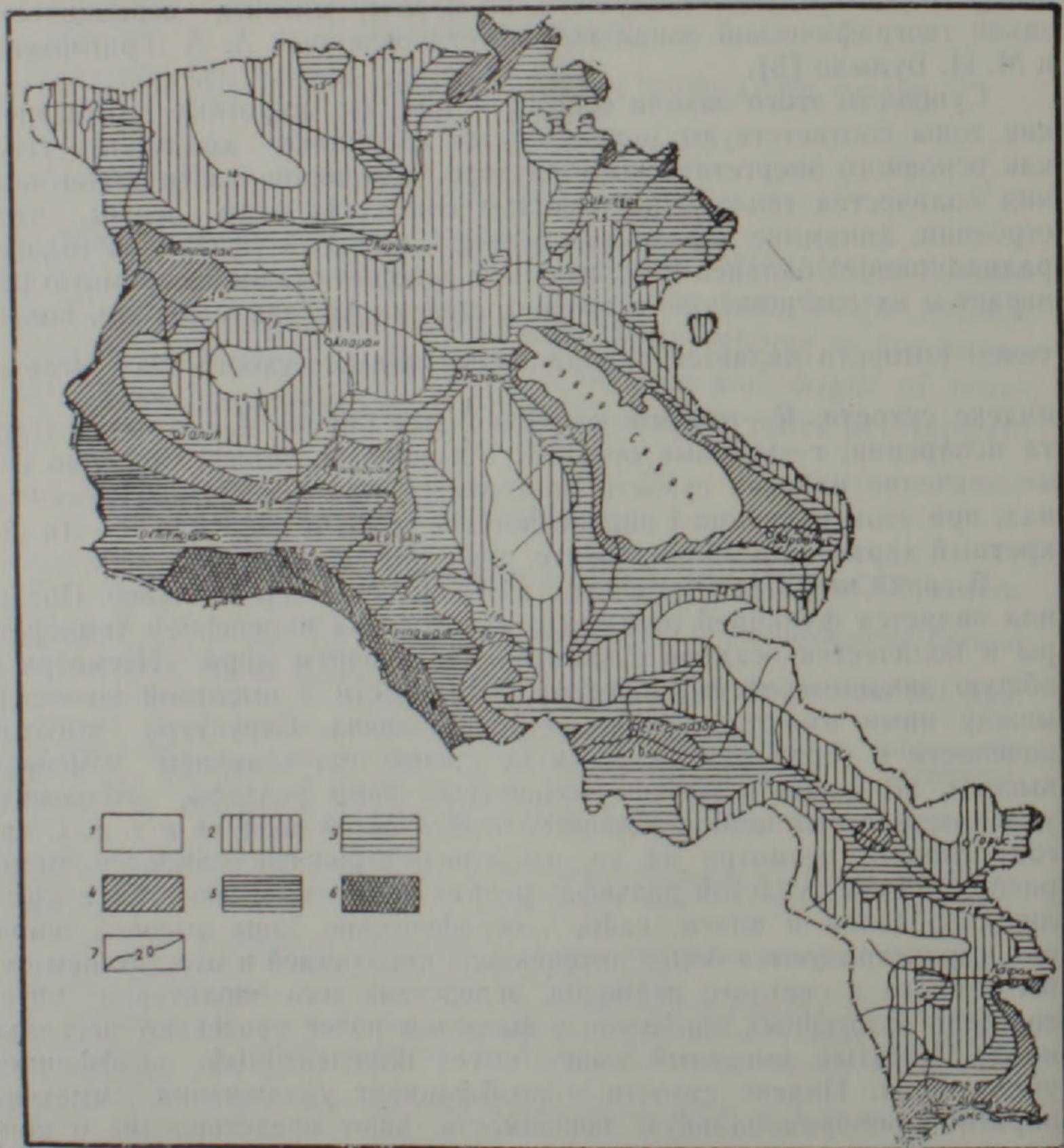


Рис. 1. Картограмма радиационного индекса сухости Армянской ССР, 1. до 1,0; 2. 1,0—1,5; 3. 1,5—2,0; 4. 2,0—3,0; 5. 3,0—5,0. 6. более 5,0; 7. изолинии радиационного индекса сухости.

индекса сухости (рис. 1). Методика картирования радиационного индекса сухости приведена в статье [4]. На картографической территории величина i колеблется от 6 (в самых низких отметках) до 0,8 (в самых высоких отметках). Анализ этой карты показал совпадение между определенными градациями радиационного индекса сухости, условиями увлажнения и высотными горными поясами.

Территория Армянской ССР является одной из классических примеров с наиболее четко выраженной высотной поясностью природно-территориальных комплексов. Здесь, и особенно в Араратской котловине, на очень коротких расстояниях представлен почти весь разрез высотных горных поясов, встречающихся в горных сооружениях средних и низких географических широт земного шара: низкогорный, среднегорный, высокогорный и высочайший [3]. Высотные границы указанных поясов, в зависимости от местной циркуляции атмосферы, экспозиции и уклонов склона и других особенностей рельефа могут дать значительные отклонения—порядка $\pm 100—300$ м. Так, верхний предел низкогорного пояса Малого Кавказа достигает 1200—1300 м, а в внутригорном плоскогорье он может подниматься до 1600—1700 м. Верхний предел среднегорного пояса, который в основном совпадает с нижней границей субальпийского природно-ландшафтного пояса, расположен на высоте 2200—2300 м, а во внутренних районах он поднимается до 2700—2800 м.

В пределах геоморфологического пояса характер и интенсивность экзогенных рельефообразующих процессов и морфоскульптуры неодинаковы. Эти различия зависят как от абсолютных и относительных высот местности, обуславливающих более глубокую дифференциацию климата и почвенно-растительного покрова, так и особенностей рельефа. Указанные природные условия лежат в основе выделения внутри пояса более типологических единиц—подпоясов.

Следующим рангом ниже иерархическим уровнем по нашей схеме территориальной дифференциации является участок подпояса. Данная единица внутри подпояса строго не подчинена высотной поясности. Она в основном отличается своей морфоскульптурой и преобладанием определенного типа или комплекса типов экзогенных процессов. Основным фактором их выделения служат не столько гипсометрическое положение, сколько морфолитологические особенности, морфометрические и морфографические показатели рельефа.

На рис. 2 приведена картосхема высотного расчленения территории Армянской ССР с учетом их регионального различия. Всего выделены 3 геоморфологических пояса и 13 подпояса. В таблице приведены высотные пределы распространения этих территорий и их занимающие площади. Указанные высотные природно-территориальные комплексы не являются чисто орогипсометрическими или климато-ландшафтными понятиями, они представляют собой определенные геоморфологические целостные системы с специфическими водно-тепловыми показателями, характеризующимися своеобразной геоморфологической обстановкой. Геоморфологическая обстановка—это обобщающее понятие, охватывающее и условия рельефообразования, и совокупность современных внутренних и внешних факторов и сил морфогенеза, и комплекс рельефообразующих процессов, и, наконец, сам сложившийся на данный момент рельеф. Геоморфологическая обстановка—это понятие и территориальное, и типологическое, и временное (историческое) [6]. При этом хотим отметить, что указанные высотные иерархические уровни рельефа входят в различные физико-географические районы и горные котловины, где они в силу ряда особенностей климатических и гидрологических условий, морфологии рельефа и геологического строения в значительной степени дифференцируются и трансформируются.

На территории Армянской ССР стыкуются два крупных геоморфологических образования: внутреннее вулканическое плоскогорье и горная система Малого Кавказа, входящие в состав Армянского нагорья.



Рис. 2. Картограмма высотных геоморфологических поясов и подпоясов Армянской ССР. 1—13. Высотные подпояса (наименования высотных поясов и подпоясов приведены в таблице). Границы: 14 Подпоясов; 15. Поясов; 16. Природно-климатических областей.

Первый из них по сравнению с соседними Анатолийским и Иранским плоскогорьями отличается более высоким положением (средняя высота 1500—1800 м) и огромным проявлением неоген-четвертичного вулканизма, который образовал обширные лавовые плато и равнины, среди которых поднимаются высокие хребты, массивы, крупные вулканы, что дает плоскогорью вид высоко приподнятой горной страны. Масивность, изолированность и значительная приподнятость плоскогорья делают его климат крайне континентальным и суровым. Для плоскогорья характерно мозаичное расположение котловин вулканотектонического происхождения, отличающихся замкнутостью и связанной с этим повышенной сухостью. В пределах республики находятся части Карской, Среднеараксинской и Севанской (целиком) котловин.

С севера, северо-востока и востока внутреннее плоскогорье окаймляет горная система Малого Кавказа. Главный водораздел Малого Кавказа, который одновременно является границей между внутренним плоскогорьем и Куринской межгорной котловиной, довольно глубоко отодвинут на юг, юго-запад и запад, вследствие чего макросклоны Малого Кавказа, обращенные к Куринской котловине, длинные, имеют большие относительные высоты (порядка 2500—3000 и более метров),

а макросклоны, обращенные в сторону внутреннего плоскогорья, короткие, с небольшими относительными высотами. Малый Кавказ является преградой на пути вторжения западных, северо-западных и восточных более влажных воздушных потоков во внутренние районы республики. Значительная часть влаги, переносимая этими потоками, задерживается на их склонах, вследствие чего эти склоны отличаются сравнительно влажным (в год выпадает 500—800 мм и более осадков) климатом с мягкой зимой и умеренно-теплым летом. В контактовой зоне между Малым Кавказом и внутренним плоскогорьем существуют переходные зоны (Памбакская, Красносельская, Средневоротанская котловины), которые по многим климатическим показателям занимают некоторое промежуточное положение между влажными и засушливыми провинциями.

В пределах Армянской ССР Малый Кавказ делится на две части: северо-восточный (Центральный Малокавказ, или собственно Малый Кавказ) и юго-восточный (Зангезур). Указанные индивидуальные регионы в основном совпадают с природно-историческими и социально-экономическими районами Армении и отличаются друг от друга как по природным условиям, так и различной степенью освоенности, антропогенной нагрузкой, агропроизводственными и промышленными показателями. Вследствие этого, внутри этих регионов имеется антропогенное воздействие, различна также интенсивность негативных экзогенных процессов и явлений. Эти изменения носят как локальный, так и поясной характер, и во всех случаях способствуют нарушению существующих связей между поясами, подпоясами и участками подпоясов, а также отдельными элементами и компонентами геоморфологической системы.

Экзогенные рельефообразующие процессы, протекающие в высотных геоморфологических поясах, взаимосвязаны. Изменение геоморфологической ситуации в одном поясе приводит к изменению естественного хода развития процессов в другой. Между этими таксонами всегда существует обмен веществ и энергии. Однако этот обмен имеет нисходящее направление, обусловленное главным образом наличием градиента гипсометрического поля поверхности. Существует также противоположный восходящему обмен (пульверизационные движения вещества, капиллярность и т. д.). Но такие движения в деле рельефообразования играют незначительную роль.

Высотная дифференциация горных территорий помимо научного значения (выявление особенностей высотно-поясного различия распространения экзогенных рельефообразующих процессов и морфоскульптуры), имеет важное практическое значение. Предлагаемая схема высотного расчленения территории республики является таким уровнем геоморфологического районирования, при котором на основе детального геоморфологического картирования, научного анализа и обобщения большого фактического материала становится возможным дать инженерно-геоморфологическую оценку местности для нужд строительства, мелнорации, агропроизводства, градостроительства и т. д., выделить неблагоприятствующие, благоприятствующие и перспективные участки с точки зрения их хозяйственного освоения. Учет высотных геоморфологических поясов, подпоясов и участков подпоясов необходим при разработке региональных и районных схем размещения производства, охраны и рационального использования территории.

Выделение высотных геоморфологических поясов как целостных морфодинамических систем необходимо для выявления степени сложности рельефа данного региона или района, что дает возможность правильно планировать и размещать различные виды производства, строительства и природоохраняемые мероприятия. С выделением подпоясов становится возможным более конкретизировать инженерно-геоморфологические условия данной территории, выявлять характер и интенсивность экзогенных процессов, степень пригодности рельефа для крупных капитальных застроек.

Таблица 1

Высотные пределы (М) и занимаемые площади (км²) высотных геоморфологических поясов и подпоясов Армянской ССР

№№	Названия высотных геоморфологических поясов и подпоясов	Малый Кавказ		Внутренние плоскогорья			Всего по Армянской ССР	
		Центральный	Зангезур	Ширак	Бассейн оз. Севан	Среднериксинская котловина	км ²	%
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1.	Низкогорный, с аридным типом экзоморфогенеза	375—1300 1837.0	375—1700 1001.0	—	—	600—1700 4375.5	7213.5	24.2
1.	Равнинный, пустынно-полупустынный (Араратская озерно-речная равнина) с аллювиальной и пролювиальной аккумуляцией и хемогенными процессами	—	—	—	—	800—950 1462.5	1462.5	4.9
2.	Предгорный, пустынно-полупустынный, хлмисто-увалистые мелкогорья и наклонные денудационно-аккумулятивные плато с активной овражной эрозией, селевым смывом, оползневыми и суффозионными явлениями.	—	—	—	—	900—1500 345.0	345.0	1.2
3.	Вулкано-аккумулятивный, полупустынный и сухостепной. Каменные лавовые и туфовые плато с активным термическим выветриванием, инфильтрационной денудацией и селевым смывом, местами на «белоземах» суффозионные явления.	400—1300 74.0	1200—1500 181.0	—	—	900—1700 1582.5	1837.5	6.2
4.	Горно-долинный и горно-котловинный, полупустынный фригановидный. Аридно-денудационные, сильно расчлененные горы с интенсивным термическим выветриванием, селевым смывом и скально-осыпными процессами.	—	375—1600—1700 200.0	—	—	900—1700 985.5	900—1700 1185.5	4.0

1	2	3
5.	Горно-долинный, лесной, в Закавказье с преобладанием ксерофильных редколесных комплексов. Эрозионные складчато-глыбовые и массивные горы с активной глубинной речной и частично овражной эрозией и оползевыми явлениями.	500 - 1200 1200 943.0
6.	Предгорный, сухостепной (Предгорья Малого Кавказа) с речной и овражной эрозией и аккумуляцией, оползевыми и просадочными явлениями.	375 - 700 - 800 820.0
II.	Средневысотный, с семиаридным, переходящим с увеличением высоты к субгумидному, типу экзотермогенеза.	4490.0
7.	Нагорно-равнинный, степной и лугостепной. Аккумулятивные равнины (днища котловин) с аллювиальной и пролювиальной аккумуляцией, линейной эрозией в руслах транзитных рек и овражной эрозией в подгорных шлейфах.	1200 - 1800 450.5
8.	Вулкано-аккумулятивный и вулкано-тектонический, степной и лугостепной. Вулканические плато и массивы с инфильтрационной денудацией, линейной глубинной эрозией в долинах крупных рек и слабой плоскостной эрозией и селевым сливом.	1300 - 2300 - 2400 180.5
9.	Горно-долинный, степной и лугостепной. Складчато-глыбовые и массивные эрозионно-денудационные хребты, с активной глубинной речной эрозией, плоскостным и селевым сливом, локальным проявлением гравитационных процессов.	1300 - 2300 - 2400 2403.0

Продолжение таблицы

4	5	6	7	8	9
100—700— 1600—1700	—	—	—	—	—
620.0	—	—	—	1563.0	5.2
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	820.0	2.7
2162.5	2172.5	3483.0	4050.5	1690.5	57.1
1400—2100	1400—2200	1900—2300	1500—2200	—	—
72.5	642.0	1835.5	307.5	—	—
1500—2500	1500—2500	1900—2500	1700—2700— 2800	3343.0	11.3
632.5	1070.0	1152.5	2107.5	5195.0	—
1500—2500	1700—2500	1900—2500	1700—2700— 2800	5143.0	17.3
930.0	450.5	457.5	1734.5	5985.5	20.1

1	2	3
10.	Горно-долинный, лесной, складчато-глыбовые эрозионные и вулканические горы с активной речной глубинной эрозией и частично в устьях и обрывах осыпно-скальными процессами.	1300 – 2100 2200 1416.5
III.	Высокогорный с субнивальным, на павших отметках переходящим к нивальному, и гляциальному, типом экзоморфогенеза.	804.0
11.	Горно-долинный альпийский и субальпийский луговой. Вершинная зона и верхние склоны складчато-глыбовых, массивных, структурных и денудационно-эрозионных хребтов с гравитационно-нивацисными процессами и слабой флювиальной денудацией.	2300 – 3100 576.0
12.	Вулкано-тектонический и вулкано-аккумулятивный, альпийский и субальпийский луговой. Верхние и средние склоны щитовидных массивов, привершинные и высокогорные плато с нивально-криосолифлюкционными процессами и инфильтрационной денудацией.	2300 – 2400 3000 225.0
13.	Нивально-гляциальные альпийские горы с интенсивным морозным выветриванием, снежной и ледниковой экзарацией и скально-осыпными процессами.	3000 – 3200 5.0
Всего:		7131.0

Продолжение таблицы

4	5	6	7	8	9
1700—2200 2300	—	2000—2300	1600—2300		
527.5	—	37.5	510.0	2491.5	8.4
1342.5	467.5	1267.5	1678.0	5559.5	18.7
2500—3300	2500—3400	2500—3300	2700—3400		
675.0	31.5	305.0	410.0	1997.5	6.7
2500—3200	2500—3400	2500—3300	2700—3400		
567.5	415.0	937.5	1202.5	3245.5	11.3
3300—3904	3400—4090	3300—3597	3400—4090		
100.0	21.0	25.0	65.5	216.5	0.7
4506.0	2640.0	4750.0	10713.0	29740.0	100%

Участок подпояса является наиболее компактным и однородным геоморфологическим образованием, учет которого очень важен на стадии составления технико-экономической оценки (техническую возможность и экономическую целесообразность) данной территории. Исходя из морфологии и динамики рельефа, следует изыскать возможные варианты размещения проектируемых сооружений внутри участка подпояса, уточнить и сопоставить ранее намеченные варианты и выявить наиболее оптимальные по инженеро-геологическим и физико-географическим условиям территории.

Институт геологических наук АН Армянской ССР

Поступила 18.V. 1989.

Ճ. Ս. ԳԵՎՈՐԳՅԱՆ

ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔՆԵՐԻ ԲԱՐՁՈՒՆՔԱՅԻՆ ԵՐԿՐԱԾԵՎԱԲԱՆԱԿԱՆ ՏԱՐԲԵՐԱԿՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում արծարծված են բարձունքային երկրաձևաբանական գոտիներ, ենթագոտիներ և ենթագոտիների բնատեղամասեր անջատելու սկզբունքները և շափանիշները: Հիմնական շափանիշը հանդիսանում է ջերմության տարեկան քանակությունը (ճառագայթման հաշվեկշիռը)՝ որպես էներգիայի հիմնական գործոն, տեղումների տարեկան քանակը և դրանց փոխհարաբերությունը, որն արտահայտվում է շորության ճառագայթման գործակցի մեծությամբ: Հաշվի է առնվում նաև խոնավության գործակցի մեծությունը, ռելիեֆի ձևաձագումնային տիպերը, որակական և քանակական ցուցանիշները: Բացահայտված են բարձունքային տիպերը, որակական և քանակական ցուցանիշները: Բացահայտված են բարձունքային գոտիների երկրաձևաբանական առանձնահատկությունները: Լեզյուսակի ձևով տրված է գոտիների և ենթագոտիների ըստ բարձրության տարածման սահմանները և դրանց զբաղեցրած մակերեսները: Հանրապետության սահմաններում մեր կողմից անջատված են 3 երկրաձևաբանական գոտիներ և 13 ենթագոտիներ, որոնց ուրվագծային քարտեզը բերված է հողվածում:

Առանձնացված բարձունքային բնատարածքային համալիրները շեն հանդիսանում զուտ լեռնային հիպսոմետրիկ կամ կլիմայական և լանդշաֆտային հասկացողություններ: Դրանք իրենցից ներկայացնում են որոշակի երկրաձևաբանական ամբողջական համալիրներ, ինքնատիպ ջրաջերմային ցուցանիշներով և առանձնահատուկ երկրաձևաբանական իրադրությամբ: Վերջինս ընդհանրացված հասկացողություն է, որն ընդգրկում է ռելիեֆ առաջացնող էներգետիկ աղբյուրները, սյրոցեսները, գործոնները և պայմանները:

Երկրաձևաբանական բարձունքային գոտիները տարածքային տեսակետից գտնվում են տարրեր ֆիզիկա-աշխարհագրական շրջաններում, գետային ավազաններում և լեռնային գոգավորություններում, որտեղ նրանց կլիմայական, ջրագրական պայմանների, ռելիեֆի ձևակառուցվածքային տարրությունների պատճառով ենթարկվում են նշանակալից տարբերակման և փոխակերպման:

Բարձունքային երկրաձևաբանական գոտիների, ենթագոտիների, բնատեղամասերի անջատումով հնարավոր է դառնում տալու տեղանքի ինժեներա-երկրաբանական գնահատականը շինարարության, հողաբարելավման, գյուղատնտեսության, քաղաքաշինության կարիքների համար, առանձնացնելու նպաստավոր, աննպաստ և հեռանկարային տեղամասեր՝ դրանց յուրացման և օգտագործման տեսանկյունից:

THE ALTITUDE GEOMORPHOLOGICAL DIFFERENTIATION OF MOUNTAINOUS TERRITORIES (THE ARMENIAN SSR BEING AN EXAMPLE)

A b s t r a c t

Principles and criteria of altitude geomorphological zones, subzones and subzones areas distinguishing are determined in this paper. The distinguishing general criterion is the value of annual rational balance, the quantity of annual precipitation and their ratio, the latter being expressed by the value of aridity radiation index. There are taken into consideration the humidification coefficient, the relief morphogenetic types, their quantitative and qualitative indices. The geomorphological peculiarities of altitude zones are revealed. The spreading altitude limits and the zones and subzones occupying areas are given in a table. There are distinguished 4 geomorphological altitude zones and 13 subzones in the republic territory, the schematic map of which is brought in this paper.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасарян А. Б. Климат Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958. 150 с.
2. Багдасарян А. Б. Карта типов климата.—Атлас Армянской ССР. Ереван-Москва, 1961, с. 32.
3. Геворкян Ф. С. Особенности проявления экзогенных процессов во внутренних котловинах (на примере Араратской котловины Армянской ССР).—В кн.: Географические аспекты рационального природопользования АрмССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, с. 70—73.
4. Геворкян Ф. С., Хачатрян Г. С. Критерии выявления высокогорного пояса Армянской ССР и особенности его рельефа.—Учен. зап. Ер. гос. ун-та, естеств. науки, 1978, № 3(139), с. 109—115.
5. Григорьев А. А., Будыко М. И. О периодическом законе географической зональности.—ДАН СССР, 1956, т. 110, № 1, с. 129—132.
6. Тимофеев Д. А. Терминология флювиальной геоморфологии. М.: Наука, 1981, 267 с.
7. Шуклин И. С. Общая геоморфология. Том I. М.: Изд. МГУ, 1960, 616 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, XLIII, № 1, 38—46

УДК: 551.577:551.510.42 (479.25)

Г. К. ГАБРИЕЛЯН

О ЗАГРЯЗНЕНИИ ЗИМНИХ ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Рассматривается минерализация снеговых вод как регионально, так и по высотной поясности, их химический состав. Выявлены пять основных очагов загрязнения воздуха.

Атмосферные осадки являются хорошим индикатором загрязнения воздуха. В Армянской ССР изучение химического состава атмосферных осадков началось после 1950-х годов, причем оно производилось не систематически, а эпизодично, по инициативе отдельных специалистов (Г. С. Давтян, Т. Т. Варданян, Г. К. Габриелян, А. О. Бозоян, В. Л. Ананян, Л. А. Араратян, Г. А. Саркисян, Г. Б. Бабаян и др.). На территории республики до сих пор нет мониторинга в этой области. Значительно хуже исследован химизм твердых осадков.

THE ALTITUDE GEOMORPHOLOGICAL DIFFERENTIATION OF MOUNTAINOUS TERRITORIES (THE ARMENIAN SSR BEING AN EXAMPLE)

A b s t r a c t

Principles and criteria of altitude geomorphological zones, subzones and subzones areas distinguishing are determined in this paper. The distinguishing general criterion is the value of annual rational balance, the quantity of annual precipitation and their ratio, the latter being expressed by the value of aridity radiation index. There are taken into consideration the humidification coefficient, the relief morphogenetic types, their quantitative and qualitative indices. The geomorphological peculiarities of altitude zones are revealed. The spreading altitude limits and the zones and subzones occupying areas are given in a table. There are distinguished 4 geomorphological altitude zones and 13 subzones in the republic territory, the schematic map of which is brought in this paper.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасарян А. Б. Климат Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958. 150 с.
2. Багдасарян А. Б. Карта типов климата.—Атлас Армянской ССР. Ереван-Москва, 1961, с. 32.
3. Геворкян Ф. С. Особенности проявления экзогенных процессов во внутренних котловинах (на примере Араратской котловины Армянской ССР).—В кн.: Географические аспекты рационального природопользования АрмССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, с. 70—73.
4. Геворкян Ф. С., Хачатрян Г. С. Критерии выявления высокогорного пояса Армянской ССР и особенности его рельефа.—Учен. зап. Ер. гос. ун-та, естеств. науки, 1978, № 3(139), с. 109—115.
5. Григорьев А. А., Будыко М. И. О периодическом законе географической зональности.—ДАН СССР, 1956, т. 110, № 1, с. 129—132.
6. Тимофеев Д. А. Терминология флювиальной геоморфологии. М.: Наука, 1981, 267 с.
7. Шуклин И. С. Общая геоморфология. Том I. М.: Изд. МГУ, 1960, 616 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, XLIII, № 1, 38—46

УДК: 551.577:551.510.42 (479.25)

Г. К. ГАБРИЕЛЯН

О ЗАГРЯЗНЕНИИ ЗИМНИХ ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Рассматривается минерализация снеговых вод как регионально, так и по высотной поясности, их химический состав. Выявлены пять основных очагов загрязнения воздуха.

Атмосферные осадки являются хорошим индикатором загрязнения воздуха. В Армянской ССР изучение химического состава атмосферных осадков началось после 1950-х годов, причем оно производилось не систематически, а эпизодично, по инициативе отдельных специалистов (Г. С. Давтян, Т. Т. Варданян, Г. К. Габриелян, А. О. Бозоян, В. Л. Ананян, Л. А. Араратян, Г. А. Саркисян, Г. Б. Бабаян и др.). На территории республики до сих пор нет мониторинга в этой области. Значительно хуже исследован химизм твердых осадков.

В 1988 году Государственным гидрологическим институтом издан каталог «Зоны загрязнения снежного покрова вокруг городов на территории СССР» [7], где опубликованы материалы спутниковой информации. Однако из армянских городов нашли место в каталоге только Ереван и Ленинакан. Одновременно следует отметить, что космические снимки и их дешифрирование не дают полной информации о химическом составе осадков и даже ореолы загрязнения вокруг городов зачастую не отражают истинной картины, т. к. после каждого снегопада старый ореол исчезает на снимках. Таким образом, до сих пор нет количественных характеристик загрязнения атмосферных осадков зимнего периода.

В два зимних сезона 1987—88 и 1988—89 гг. нами собраны пробы снега, они анализированы в гидрохимических лабораториях Ереванского университета и Института геологических наук АН Арм.ССР.

Сбор проб производился двумя способами: как керны снега по всей толще снежного покрова, интегрирующие мокрые и сухие осадки за всю зиму, и единичные пробы снега, взятые непосредственно после снегопада, или пробы из толщи снежного покрова выборочные из наиболее «чистых» слоев. Нам представляется, что наиболее белые и довольно толстые слои представляют собой осадки одного снегопада, без сухих осадков.

В два вышеуказанных зимних сезона в Араратской долине и на Араратской равнине, в Дебедском, Агстевском, Мегринском и др. ущельях сплошной и устойчивый снежный покров не образовался, этот покров был эфемерным.

В Армянской ССР сплошной покров с продолжительностью 90 дней и больше, и мощностью более 20—30 см устанавливается в высотной пояности выше 1500—1600 м. Исходя из этого, до указанной высоты пробы снега были отобраны единичные, после снегопада, или через несколько дней, причем тогда верхний, загрязненный слой с сухими осадками удалялся и брался «чистый слой». Выше 1500 м керны брались в начале снеготаяния. При обильном снегопаде пробы местами брались также послойно. Все пробы растапливались в теплом помещении в эмалированных кастрюлях с крышкой, при комнатной температуре.

Пробы снега собраны по всей республике, включая высокогорный пояс. За два зимних сезона собрано 140 проб, из них керны по всей толще снежного покрова—23, единичные пробы свежего или «чистого» снега—117.

Для сравнения мы использовали также данные химических анализов вод атмосферных осадков 1960-х годов [5].

Прежде, чем приступить к анализу имеющихся материалов, нам необходимо установить фоновое значение минерализации на территории Армянской ССР. Как пишет Е. С. Селезнева [10, 11], фон—это макромасштабный устойчивый уровень состояния атмосферы, на который накладываются региональные и локальные (импактные) колебания. Фон является как бы начальным уровнем отсчета. Превышение над ним указывает на загрязнение среды. Вполне логично за фон принять абсолютно-минимальное значение минерализации.

Для северных районов СССР фоновое значение минерализации снеговых вод принято 3—4 мг/л, для средних широт—5—6 мг/л, для южных районов 7—8 мг/л. Минимальная минерализация снеговых вод Армянской ССР во много раз превышает указанные выше данные. У нас самая минимальная минерализация снеговых вод—в высокогорном поясе зарегистрирована 30 мг/л.

Следует отметить, что фоновое содержание растворенных в снеговой воде веществ с каждым годом возрастает в связи с увеличением антропогенной нагрузки на ландшафты. Наши материалы показывают, что в 1960-х годах минимальная минерализация дождевой воды была

10 мг/л, а ныне—30 мг/л (снеговая вода). Если учесть то обстоятельство, что снеговая вода обычно содержит больше растворенных веществ, чем дождевая, то надо полагать, что все же фоновое значение минерализации всех типов атмосферных осадков на территории Армянской ССР не ниже 20 мг/л, т. е. вдвое больше, чем в 1960-х годах.

1. Минерализация снеговых вод. Сумма ионов снеговых вод (без сухих выпадений) на территории республики варьирует в больших пределах—от 30 до 300 мг/л, причем максимальная минерализация наблюдается вблизи промышленных объектов и тепловых электростанций, минимальная—в высокогорьях.

Следует отметить, что минерализация снеговых вод обычно больше, чем дождевых. Такая закономерность констатирована многими исследователями. Наши исследования подтверждают такое положение. Сущность заключается в том, что снежинки и хлопья падают медленно, занимают во много раз больше площади соприкосновения с воздухом, чем капли дождевой воды; они имеют шероховатую поверхность, и пылинки воздуха легко захватываются снежинками. Далее, зимой воздух значительно больше загрязнен. Дождевые же капли занимают минимальную площадь соприкосновения с воздухом, падают быстрее и при падении отгоняют пылинки. При снегопаде воздух быстро вымывается и к концу снегопада он становится чище.

Однако бывают случаи, когда летом выпадают ливневые дожди, и минерализация дождевых вод оказывается больше снеговых.

Часто при высокой температуре воздуха пока капли достигают земной поверхности происходит испарительная концентрация ингредиентов.

Обработка данных химических анализов проб снеговых вод показала, что минерализация у них самая различная в различных метеорологических условиях. Например, в Ереване минимальная минерализация была 35 мг/л, максимальная—290 мг/л, в г. Раздане соответственно 33 и 250 мг/л. Такие большие различия наблюдаются и в других пунктах.

В пространственном распределении минерализации снеговых вод мы можем констатировать следующее: максимальная минерализация приурочивается к промышленным центрам. Самыми загрязненными являются Ереван, Раздан, Кировакан, Алаверди, Арарат, Шинуайр, после землетрясения и Ленинакан. В этих городах отмечена минерализация в пределах 150—250 мг/л. В лесистых районах северо-востока республики воздух сравнительно чист и минерализация минимальна.

Изменение минерализации весьма четко наблюдается в высотной поясности. Максимальная минерализация—в Араратской долине, в частности Ереванской котловине, минимальная—в высокогорьях. По профилю Ереван-Арагац минерализация меняется следующим образом: Ереван—217 мг/л; Аштарак—180 мг/л, Бюракан—48 мг/л; Арагац (на высоте 2600 м)—33 мг/л.

Интересный профиль описывает Ереван-Севанский перевал. В Ереване минерализация была 217; в Абовяне—76; Бжни—100; у Разданского цементного завода—206; в Севане—126; на Севанском перевале 56 мг/л. Общая тенденция—уменьшение минерализации по высоте местности, однако в Разданском районе выбросы Разданской ГРЭС и цементного завода резко меняют положение, возрастает общая минерализация снеговых вод. Уменьшение минерализации четко прослеживается по профилям Октемберян-Талин-Арагац; Горис-Сисиан-Воротанский перевал и др.

Следует отметить, что если в низкогорьях минерализация снеговых вод в региональном аспекте четко различается, то выше 2000—2200 м она сглаживается, что связано с более интенсивной циркуляцией атмосферы. Везде и всюду в высокогорьях минерализация близка к фоновой—30—40 мг/л.

2. Значение рельефа. Расчлененный рельеф территории Армян-

ской ССР сказывается в распределении загрязнения воздуха, следовательно и в минерализации атмосферных осадков. В зимний период сильно ослабевает и почти прекращается горно-долинная циркуляция атмосферы, в котловинах устанавливается инверсия температуры—застой воздуха.

Наши наблюдения показывают, что на перевалах высотой порядка 2200±100 м (Карахачский, Джаджурский, Спитакский, Севанский, Зодский Айоцзорский и др.) снеговые воды зимой имеют намного меньшую минерализацию, чем на дне долины. Например, на Спитакском перевале свежавыпавший снег имеет минерализацию не более 50—60 мг/л, между тем у Кировакана—не менее 120—150 мг/л. Аналогичная картина наблюдается и в бассейне верхнего течения р. Раздан—на дне котловины загрязнение достигает максимума (200—250 мг/л), между тем на Севанском перевале—40—60 мг/л. Во всех котловинах и долинах республики (Ширакская, Сисианская, Горисская, Мегринская, Кафанская, Дебедская и др.) загрязненный воздух охватывает нижний, приземный слой и до водоразделов окружающих гор не распространяется (относительно). Это наиболее ярко выражено зимой, при инверсионных явлениях.

При инверсии температуры нет восходящих токов, и загрязнение распространяется вдоль долины, в основном диффузией и слабым перемещением воздуха. Таким образом, долины и котловины являются локальными ловушками загрязнения.

Некоторые части г. Еревана (Нор Норк, Норк, Зейтун и др.) расположены на лавовом плато, выше над центральной частью города на 300—400 м, и они часто оказываются выше инверсионного слоя. Минерализация снеговых вод этих частей значительно меньше таковой южной части города. Имеющиеся данные показывают, что выше 1400 м (выше с. Джрвеж) происходит резкий переход в сторону уменьшения минерализации.

На многих перевалах зимой ветер дует с одной долины в другую, но ветром охвачен верхний слой воздуха, на дне нет перемещения и инверсионная шапка неподвижна.

3. *Изменение минерализации в различные фазы снегопада.* Снегопад является мощным процессом вымывания загрязнения, что полностью подтверждают наши наблюдения. При продолжительном снегопаде, когда выпадает слой снега более 15—20 см, минерализация верхнего слоя значительно меньше таковой нижнего слоя (табл. 1).

Таблица 1

Минерализация снеговой воды в различные фазы снегопада

Место взятия пробы	Минерализация, мг/л	
	Нижний слой	Верхний слой
Ереван-центр	89.31	64.81
Ленинакан	87.06	60.9
Раздан ГРЭС	143.47	114.36

Следует отметить, что такая закономерность наблюдается и в теплый период года, когда к концу дождя (в частности обложного дождя) минерализация резко уменьшается. Например, в верхнем течении р. Мармарик в начальной фазе дождя минерализация была 55 мг/л, через 30 минут—40 мг/л.

Минерализация снеговых и дождевых вод зависит также от величины слоя осадков, т. е. от количества осадков за один снегопад или дождь. Чем больше осадков, тем меньше общая минерализация. Отметим также, что чем продолжительнее промежуток между двумя выпадениями, тем воздух больше загрязнен и, следовательно, минерализация больше.

4. *Перемещение воздуха и загрязнение.* Ветер имеет решающее значение в рассеивании загрязнения. К сожалению, в зимний период в долинах и котловинах ветра мало, часто из дымовых труб дым поднимается строго перпендикулярно от земной поверхности. В такой ситуации загрязнение усиливается вокруг загрязняющих очагов и на поверхности снежного покрова осаждаемые сухие осадки образуют локальные ореолы.

Наши наблюдения показывают, что даже при самом незначительном перемещении воздуха минерализация снеговых вод значительно меняется.

В гор. Раздане на двух станциях мы организовали сбор проб снега и дождя. Они располагались на западе и востоке от цементного завода и ГРЭС. Здесь перемещение воздуха происходит вдоль долины рр. Мармарик и Раздан, и это весьма четко фиксируется в минерализации. Когда ветер западный, то на наветренной станции минерализация минимальна, близка к фоновой, между тем на подветренной станции минерализация достигает 200 мг/л и больше. В этой ситуации даже в гор. Севане она большая, загрязнение достигает Арегунийского берега оз. Севан. Когда воздух перемещается с востока картина обратная: в г. Севане минерализация близка к фоновой, максимальная минерализация наблюдается на западной станции.

В ущелье р. Раздан у с. Бжни при безветрии минерализация разовых проб близка к фоновой, но при наличии слабого ветра она достигает 100 мг/л и больше.

Зимой в Араратской долине ветры слабые, однако они имеют большое значение для рассеивания загрязнения, и в Эчмиадзине, Арташате часто осадки имеют минерализацию 100—150 мг/л.

5. *Очаги загрязнения.* Воздушный бассейн Армянской ССР имеет несколько очагов загрязнения. Такими очагами являются предприятия химической промышленности и цветной металлургии, тепловые электростанции, заводы строительных материалов, автотранспорт. Исходя из минерализации снеговых и дождевых вод, мы можем отметить шесть таких очагов (табл. 2).

Таблица 2

Максимальная минерализация снеговых и дождевых вод в
очагах загрязнения

Очаги загрязнения	Макс. Σ в мг/л
Ереван (снег)	290
Раздан (снег)	277
Кировакан (снег)	195
Алаверди-Айроч (дождь)	237
Арарат (дождь)	180
Шинуайр (Горисский район, снег)	150

В 1989 г. произошли важные изменения в промышленности Армянской ССР. После закрытия горно-металлургического комбината в Алаверди и репрофилирования Кироваканского химического завода эти два очага фактически перестали существовать. Дождевые осадки в этих двух городах стали довольно «чистыми» с минерализацией 60—80 мг/л.

Среди указанных очагов наиболее мощным является Ереванский. Выбросы химических заводов, ТЭЦ, предприятий строительных материалов и автотранспорта загрязняют воздушный бассейн не только города, но и всей Араратской долины. Вместе с Араратским очагом (цементный завод) составляют единый очаг. Расположенный между ними г. Арташат получает осадки, минерализация которых превышает 160 мг/л.

Шинуайрский очаг возник недавно, где загрязняющим предприятием является Шинуайрский завод резиновой обуви (ШЗРО). Зимой

здесь образуется ореол загрязнения, в центре которого минерализация снеговой воды достигает 190 мг/л и больше. Следует отметить, что от центра загрязнения к периферии минерализация резко падает.

Временный очаг появился в Ленинакане с максимальной минерализацией снеговой воды до 200 мг/л. Мы называем его временным, т. к. до землетрясения снеговые воды этого города не отличались высокой минерализацией. После землетрясения над городом возникла шапка пыли и в химическом составе вод резко преобладают ионы гидрокарбоната и кальция, что связано с разрушениями строений. Полагаем, что после завершения восстановительных работ минерализация вод осадков придет в норму.

6. *О кислотности осадков.* Как утверждают Фолкер А. Монен [13], В. Н. Василенко, И. М. Назаров, Ш. Д. Фридман [4], В. М. Дроздова, О. П. Петренчук, Е. С. Селезнева, П. Ф. Свистов [6], Л. Е. Черняева, А. М. Черняев, А. К. Могиленских [14], Ю. А. Израэль, И. М. Назаров, А. Я. Прессман, Ф. Я. Ровинский, А. Г. Рябошенко, Л. М. Филипова [8] и мн. другие, в США, Западной Европе, Европейской части СССР, на Урале и др. концентрация водородных ионов в воде атмосферных осадков довольно высокая. рН обычно колеблется в пределах 5—6, часто опускается до 3—4, по утверждению Г. Д. Супаташвили [12], в Грузинской ССР даже отмечено рН=3,1.

Учитывая наличие химической промышленности, трех тепловых электростанций и численность автомобильного парка Армянской ССР, надо было ожидать выпадение кислых осадков. Однако ничего подобного не зарегистрировано (за исключением Алаверди).

Кислотность наших проб колеблется в пределах рН=5,2—6,2; в большинстве случаев—6—7. При первом приближении это кажется странным. Наши соображения по этому поводу таковы: в поясе сухих субтропиков ландшафты насыщены карбонатами кальция и, частично, магния. В Араратской котловине и других вулканических районах типоморфным элементом является кальций, везде и всюду мы наблюдаем наличие карбонатной коры выветривания, что сказывается и в запыленности воздуха. Спектральные анализы пыли Араратской котловины также показывают обилие кальция в составе их. Цементные заводы Раздана и Арарата и ряд других заводов стройматериалов выбрасывают пыль, вследствие чего атмосферные осадки обогащаются ионами кальция, гидрокарбоната, магния, которые, взаимодействуя с серными и азотными соединениями воздуха, нейтрализуют их. Выпадающие на землю осадки, содержащие все же серную и азотную кислоты, нейтрализуются карбонатом кальция почвогрунтов. Таким образом, на территории Армянской ССР нет кислотных осадков.

Что касается кислотных осадков в г. Алаверди, то в мае 1989 г. горно-металлургический комбинат закрыт и больше нет вероятности выпадения кислотных осадков. В прошлом, при залповых выбросах сернистого газа рН в воде осадков понижался до 4 и ниже. Горожане жаловались, что одежда быстро разлагается. Теперь это уже пройденный этап.

7. *Химический состав снеговых вод.* Снеговые воды Армянской ССР в общей сложности гидрокарбонатно-кальциевые, в Ереване, Раздана иногда выпадают сульфатно-кальциевые. До 1989 г. в Кировакане и Алаверди выпадали сульфатно-кальциевые, теперь же сульфаты резко уменьшились в связи с закрытием указанных промышленных объектов.

Среди анионов $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$; среди катионов $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$. Иногда встречаются осадки, в которых $\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- > \text{Cl}^-$ и $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$.

Концентрация сульфатного иона (SO_4^{2-}) в пробах снеговых вод колеблется в пределах от 2 до 83 мг/л. В пространственном распределении сульфатный ион повторяет закономерности распределения об-

шей минерализации. Воздух наиболее насыщен сульфатным ионом в очагах загрязнения. Максимальное содержание в снеговой воде в Ереване 73,7 мг/л.; Раздане—66,2; Севане—40,0; Кировакане (до закрытия химического завода)—83,5; Алаверди—65,02 мг/л.

Концентрация сульфатного иона в снеговой воде уменьшается с высотой местности, в высокогорном поясе—всего лишь 2 мг/л.

Концентрация гидрокарбонатного иона колеблется от 12 до 110 мг/л. Максимальное содержание его отмечено в Раздане—у цементного завода—110 мг/л.; Ереване—73 мг/л.; Ленинкане (после землетрясения)—109 мг/л.; Арарате—103 мг/л., минимальная—в высокогорьях.

Значительную концентрацию среди анионов имеет ион хлора—от 2 до 28 мг/л. Максимальное содержание отмечено в Ереване. В среднегорьях его концентрация в пределах 5—10 мг/л.

Ионы NO_3^- и NH_4^+ присутствуют в пробах снеговых вод. NO_3^- колеблется в пределах от следов до 30 мг/л. (Ереван), причем в высокогорьях концентрация минимальна.

NO_2^- колеблется в пределах от следов до 6 мг/л. (Ереван). Четко заметно, что NO_2^- концентрируется в трех очагах загрязнения—Ереване, Раздане, Кировакане (до закрытия химического завода), что мы связываем с выбросами тепловых электростанций.

Аммоний (NH_4^+) присутствует в снеговой воде, однако не во всех пробах он обнаружен. Его концентрация колеблется в пределах от следов до 6,8 мг/л. Наибольшая концентрация отмечена в Ереване.

Среди катионов на первом месте стоит кальций (Ca^{2+}). Концентрация этого иона колеблется в пределах от 2 до 49 мг/л. Наибольшая концентрация приурочивается к цементным заводам и к районам, где развито производство стройматериалов.

Концентрация $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ варьирует в пределах от 0,37 до 40 мг/л, причем с высотой местности их содержание уменьшается. Отдельно калий в 2—5 раз меньше натрия.

Концентрация магния колеблется в пределах от следов до 11 мг/л.

Ортокремневая кислота (H_4SiO_4) присутствует во всех пробах снега от следов до 36 мг/л. Максимальная концентрация в Раздане—36 мг/л. в низкогорьях—6—10 мг/л.; среднегорьях—2—4 мг/л.; в высокогорьях до 2 мг/л.

Ортокремневая кислота очень слабая кислота, она быстро нейтрализуется, полимеризуется, выпадает на землю, образует коллоидный раствор—золь и гель.

Ереванский госуниверситет

Поступила 29.XI.1989.

Հ. Կ. ԳԱՔՐԻԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԽՍՀ ՏԱՐԱԾՔՈՒՄ ՉՄԵՌԱՅԻՆ ՏԵՂՈՒՄՆԵՐԻ ԱՂՏՈՏՄԱՆ ՄԱՍԻՆ,

Ո Վ Փ Ո Փ Ո Վ

Հայկական ԽՍՀ տարածքում երկու ձմեռային սեզոնների ընթացքում (1987—1988 և 1988—1989 թթ.) հավաքել ենք ձյան նմուշներ՝ կենսի ձևով, ձնհալքից առաջ՝ ձյան ողջ շերտից, որտեղ կան նաև չոր նստվածքների փոշու ձևով (27 նմուշ) և ձնաթափից անմիջապես հետո՝ թարմ ձյունից (117 նմուշ), որոնք քիմիական անալիզի են ենթարկվել Երևանի պետական համալսարանի և ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի ջրաքիմիական լաբորատորիա-

ներում: նշված երկու սեզոններում էլ կայուն ձնածածկ ստեղծվեց միայն 1500—1600 մետրից բարձր տարածքներում:

Չնաչրերի նվազագույն միներալացումը 30 մգ/լ է եղել, որը և համարում ենք ֆոնային: Հաշվի առնելով այն հանգամանքը, որ ձմեռային տեղումներն ամենից աղտոտվածն են, հնարավոր է, որ անձրևային տեղումների նվազագույն միներալացումը կարող է իջնել մինչև 20 մգ/լ:

Հանրապետության տարածքում ձնաչրերի միներալացումը տատանվում է 30—300 մգ/լ, ընդ որում առավելագույնը դիտվում է արդյունաբերական կենտրոնների և ջերմակայանների շրջակայքում, նվազագույնը՝ բարձր լեռներում: Ամենից բարձր միներալացումը նկատվել է Երևան, Հրազդան, Կիրովական, Ալավերդի, Արարատ և Շինուհայր արդյունաբերական կենտրոններում, իսկ 1988 թ. դեկտեմբերյան երկրաշարժից հետո նաև Լենինականում՝ կապված մթնոլորտում փոշու առատության հետ:

Չնաչրերի միներալացումը պարզորոշ արտահայտված բարձրադիր գոտիականություն ունի՝ Երևանում՝ 217, Աշտարակում՝ 180, Բյուրականում՝ 48, Արագածի լանջին, 2600 մ բարձրության վրա՝ 33 մգ/լ:

ՀԽՍՀ տարածքի մասնատված ռելիեֆի պայմաններում աղտոտման օջախները տեղական բնույթ ունեն: Չմուսնր գոգավորությունների և հովիտների հատակին հաստատվում է ջերմաստիճանային ինվերսիա՝ օդի կանգ և աղտոտման համակենտրոնացում: Օդի շրջանառական պրոցեսները ընդգրկում են օդի տարրեր շերտերը՝ լեռնանցքների և ավելի բարձր տեղամասերը: հովիտների հատակին օդի շարժումը շատ թույլ է:

Արարատյան գոգավորության մեջ ըստ բարձրության ձնաչրերի միներալացումը կտրուկ նվազում է 1400 մետրից վեր:

Չնաչրերի միներալացումն աստիճանաբար նվազում է ձնաթափի պրոցեսում: Առաջին ռուպեններին վերջված ձյան նմուշում (Երևան) միներալացումն եղել է 89 մգ/լ, վերջին ռուպեններին (ձյան ամենավերին շերտում)՝ 65 մգ/լ: Չյան տեսքով տեղումների քանակն ինչքան մեծ լինի, այնքան մթնոլորտի լվացման պրոցեսը կատարյալ կլինի:

Չնաչրերի միներալացման բաշխման գործում մեծ է օդի շրջանառության ինտենսիվությունը՝ քամիները: Դա ակնառու կերպով դիտվում է Հրազդանում, Երևանում, Արարատում, Կիրովականում և այլուր: Աղտոտող օրյեկտի հողմահար հատվածում միներալացումը մոտենում է ֆոնայինին, մինչդեռ հողմատակ հատվածում հասնում է առավելագույնի: Հրազդանի ՊՇԷԿ-ի և ցեմենտի գործարանի տարածքից արևելք, մինչև Սևան քաղաքը և Սևանա լճի Արեգունիի ափն այնքան է աղտոտվում, որ ձնաչրերի միներալացումը հասնում է 200 մգ/լ: դա տեղի է ունենում արևմտյան քամու առկայության դեպքում:

Արարատյան գոգավորության մեջ երևանյան օջախից աղտոտումը տարածվում է մինչև Արարատ ու Հոկտեմբերյան, Կիրովական, Սպիտակ և այլն: Սակայն նշենք, որ Ալավերդու լեռնաքիմիական կոմբինատի և Կիրովականի քիմիական գործարանի որոշ արտադրամասերի փակումից հետո ձնաչրերի միներալացումը կտրուկ կերպով իջավ և օդը մաքրվեց:

Հայկական ԽՍՀ տարածքում հայտնաբերվել են օդի աղտոտման վեց օջախներ, հետևյալ առավելագույն միներալացմամբ՝ Երևան՝ 290, Հրազդան՝ 277, Կիրովական՝ 195, Ալավերդի՝ 237, Արարատ՝ 180, Շինուհայր՝ 190 մգ/լ: Ամենից հզորը Երևանյան հանգույցն է, որը միանում է Արարատյան օջախի հետ:

Չնաչրերի թթվայնությունը մոտ է շեղորին, рН-ը ստատանվում է 5,2—8,2 միջև. օդում եղած կարբոնատային փոշին զգալի չափով շեղորացնում է թթվայնությունը:

Չնաչրերը հիմնականում ունեն հիդրոկարբոնատային-կալցիումական կազմ, երբևէն հանդիպում են սուլֆատային-կալցիումական նմուշներ՝ դրանք հանդիպում են ջերմային էլեկտրակայանների շրջապատում: Որոշ նմուշներում սուլֆատային իոնի պարունակությունը հասնում է 70 մգ/լ:

Չնաչրերի համեմատաբար թույլ ազտոտվածությամբ աչքի են ընկնում հանրապետության հյուսիս-արևելյան անտառային շրջանները:

H. K. GABRIELIAN

ON THE WINTER PRECIPITATIONS POLLUTION IN THE ARMENIAN SSR TERRITORY

Abstract

The melted snow waters mineralization and chemical composition are considered on the one hand regionally and on the other hand by altitude zoning. Five main atmospheric pollution foci are revealed.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анамян В. Л. К вопросу изучения атмосферных выпадений—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 1, с. 50—56.
2. Анамян В. Л., Араратян Л. А., Саркисян Г. А. О содержании некоторых химических элементов в атмосферных выпадениях (отложениях) в условиях Армянской ССР—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, № 3, с. 36—46.
3. Берлянд М. Е. Проблема мониторинга загрязнения атмосферы—Тр. Международн. симпозиума. Л.: Гидрометиздат, с. 52—67.
4. Василенко В. Н., Назаров И. М., Фридман Ш. Д. Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометиздат, 1985, 162 с.
5. Габриелян Г. К., Бозоян О. А. О химическом составе атмосферных вод вулканического нагорья Армянской ССР.—Вестник Московского ун-та, серия V-география, 1964, № 5, с. 72—75.
6. Дроздова В. М., Петренчук О. П., Селезнева Е. С., Свицков П. Ф. Химический состав атмосферных осадков на Европейской территории СССР. Л.: Гидрометеониздат, 1964, 212 с.
7. Зоны загрязнения снежного покрова вокруг городов на территории СССР. ГГИ, Л.: 1988, 125 с.
8. Израэль Ю. А., Назаров И. М., Прессман А. Я., Родинский Ф. Я., Рябошапка А. Г., Филиппова Л. М. Кислые дожди. Л.: Гидрометеониздат, 1983, 208 с.
9. Осокин И. М. Химический состав снежного покрова на территории СССР.—Изв. АН СССР, серия географич. 1963, № 3, с. 26—34.
10. Селезнева Е. С. О постановке исследований фоновых характеристик загрязнения атмосферы.—Метеорология, гидрология, 1978, № 1, с. 40—48.
11. Селезнева Е. С. Фоновые характеристики химического состава атмосферных осадков как критерий для размещения станций глобального мониторинга.—Тр. междунар. симпозиума. Л.: Гидрометиздат, 1980, с. 205—208.
12. Супаташвили Г. Д. Гидрохимическая характеристика атмосферных осадков на территории Грузинской ССР.—Тр. Тбилисского ун-та, т. 126. Тбилиси: 1968, с. 171—181.
13. Фолкер А. Мокен. Кислые дожди. В мире науки, 1988, № 10, с. 6—15.
14. Черняева Л. Е., Черняев А. М., Могилевских А. К. Химический состав атмосферных осадков (Урал и Предуралье). Л.: Гидрометеониздат, 1978, 180 с.

В. И. ХАЛТУРИН, Э. Г. ГЕДАКЯН, Л. А. МХИТАРЯН,
Н. М. САРГСЯН, А. М. ШОМАХМАДОВ

УСИЛЕНИЕ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА В ЛЕНИНАКАНЕ

В эпицентральной зоне Спитакского землетрясения 1988 г. и особенно в районе Ленинакана сейсмические колебания имели некоторые динамические особенности, которыми, по-видимому, объясняются неожиданно большой объем разрушений и их своеобразный характер. Мы попытались выявить эти особенности на основе анализа инструментальных и макросейсмических данных, полученных по более слабым землетрясениям.

Полученные данные необходимо также учитывать и при микросейсмораионировании Ленинакана и других территорий со сложим типом строения верхней части разреза.

1. По данным обследования [4] при Спитакском землетрясении в Ленинакане на расстоянии 35 км сотрясения достигали 9 баллов, тогда как в Кировакане (25 км)—менее 8. Резко различен и характер повреждений. Из числа многоэтажных каркасно-панельных зданий в Ленинакане разрушено 95%, тогда как в Кировакане устояли все. Процент полностью или частично разрушенных каркасно-каменных домов в Ленинакане составляет 62, а в Кировакане 24. В то же время для домов каменной кладки (до 4 этажей) доля разрушенных домов примерно одинакова в обоих городах.

Примечательное разрушение в Ленинакане многоэтажных зданий с относительно большим периодом собственных колебаний при равенстве разрушений зданий с меньшим периодом свидетельствует о проявлении резонансных явлений в Ленинакане и связанных с ними спектральных особенностях колебаний в этом городе по сравнению с Кироваканом и другими пунктами.

2. Масштаб разрушений в Ленинакане явно выше, чем можно было ожидать, исходя из магнитуды M_{LN} этого землетрясения и из его макросейсмической магнитуды M_{MC} [2]. M_{MC} определяется из совокупности макросейсмических данных землетрясения во всех пунктах, приведенных к гипорасстоянию 30 км с помощью региональной кривой затухания. Известно, что затухание макросейсмической интенсивности в Закавказье происходит сильнее, чем в Средней Азии и на Балканах (рис. 1).

Данные о зависимости $I(R)$ для Спитакского землетрясения (рис. 2) хорошо соответствуют региональной кривой. Из этих данных следует, что $M_{MC}=7,8$, и на расстоянии 35 км ожидается $I=7,6$ балла.

Значения M_{MC} землетрясений Кавказа корреляционно связаны с их магнитудой соотношением:

$$M_{MC}=1,12 M_{LN}+0,20, \quad (1)$$

что примерно на единицу выше, чем дают аналогичные соотношения в Средней Азии:

$$M_{MC}=1,19 M_{LN}-1,10 \quad (2)$$

и на Балканах:

$$M_{MC}=1,20 M_{LN}-0,76. \quad (3)$$

Согласно соотношению (1) для Спитакского землетрясения M_{MC} должно быть 8,0 и ожидаемая интенсивность для Ленинакана 7,8 балла.

Реальная интенсивность в Ленинакане была около 9 баллов. Повышенная интенсивность в Ленинакане и севернее него отмеча-

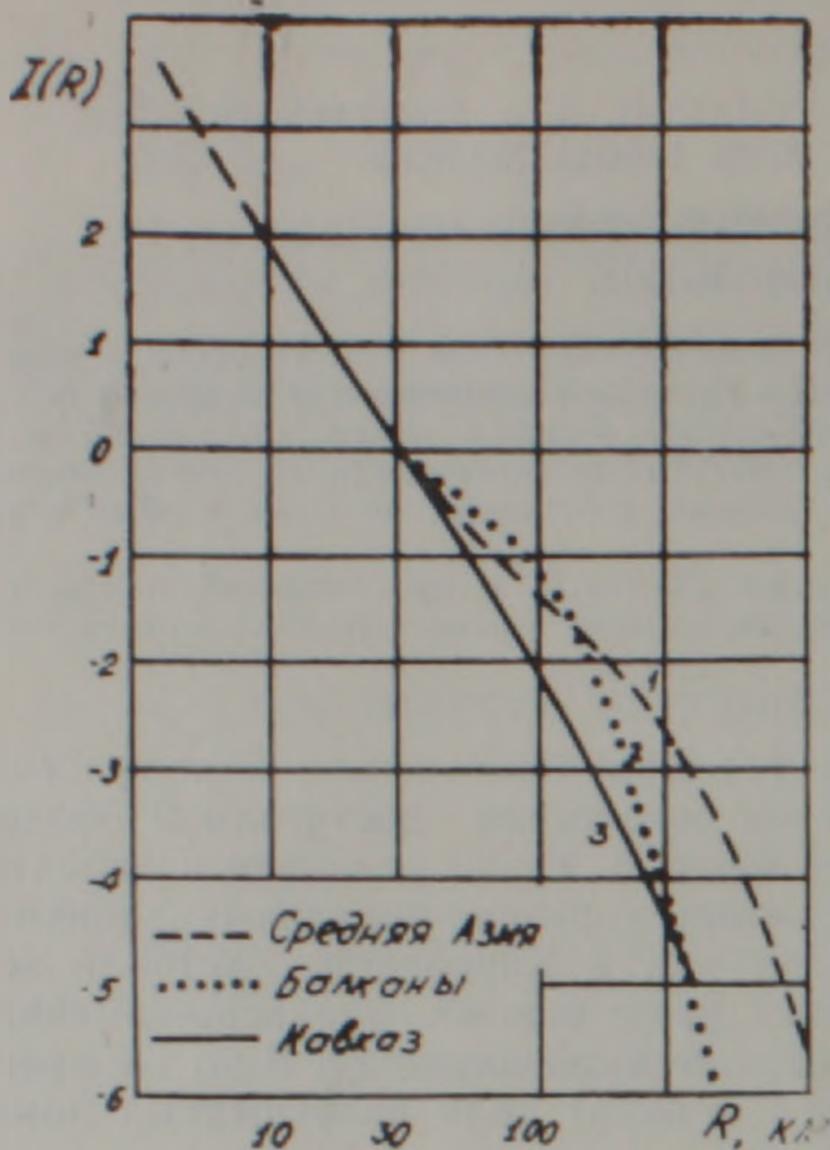


Рис. 1. Калибровочные кривые затухания балльности с расстоянием для трех регионов: Средней Азии, Балкан и Кавказа.

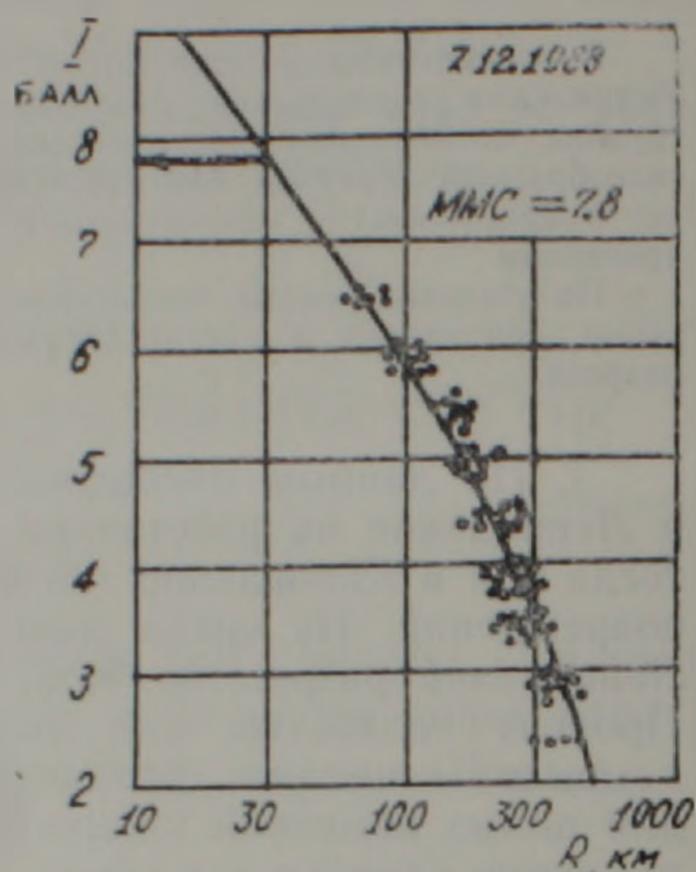


Рис. 2. Зависимость балльности от расстояния при Спитакском землетрясении декабря 1988 г. для восточного и юго-восточного направлений по данным Р. Шафадияева. График аппроксимирован калибровочной кривой, полученной для Кавказа (рис. 1). Горизонтальной стрелкой указано значение макросейсмической магнитуды ММС.

лась и при других сильных землетрясениях прошлого. Так, при землетрясении 30 января 1967 г., очаг которого практически совпадал с очагом Спитакского, в Ленинакане и северо-западнее него, по данным А. Х. Баграмяна, четко выделяется область повышенной интенсивности. На детальной макросейсмической карте Спитакского землетрясения (рис. 3) девятибалльная зона лежит в пределах Ленинакана и севернее него. Южнее, примерно на таких же расстояниях, сотрясения были 7,5 баллов, что соответствует ожидаемым величинам. Балльность уменьшается и в направлении эпицентра и лишь с расстояния 25 км и менее начинает возрастать.

По данным многих землетрясений прошлого, интенсивность в Ленинакане в среднем оказывается завышенной на один балл по сравнению с ожидаемой из уравнения (1) и кривой затухания балльности:

$$\Delta I = I_{\text{лен}} - I_{\text{ср}} = 1.$$

По инструментальным данным, станция Ленинакан завышает значения энергетических классов K на единицу класса:

$$\Delta K = K_{\text{лен}} - K_{\text{ср}} = 1 = 0,56 \lg A.$$

3. Сравним записи афтершоков в Ленинакане и в Степанаване, находящихся примерно на одинаковых расстояниях от эпицентра. На записях афтершоков в Степанаване видны четкие вступления P и S волн со сравнительно быстро убывающим «шлейфом». В Ленинакане вступления нечетки, после волны S амплитуды колебаний резко нарастают

и образуется продолжительный, до 30–40 с, интерференционный цуг с амплитудами в 3–6 раз большими, чем у S волны. В то же время в Степанаване длительность группы максимальных амплитуд не превышает 1–2 с (рис. 4).

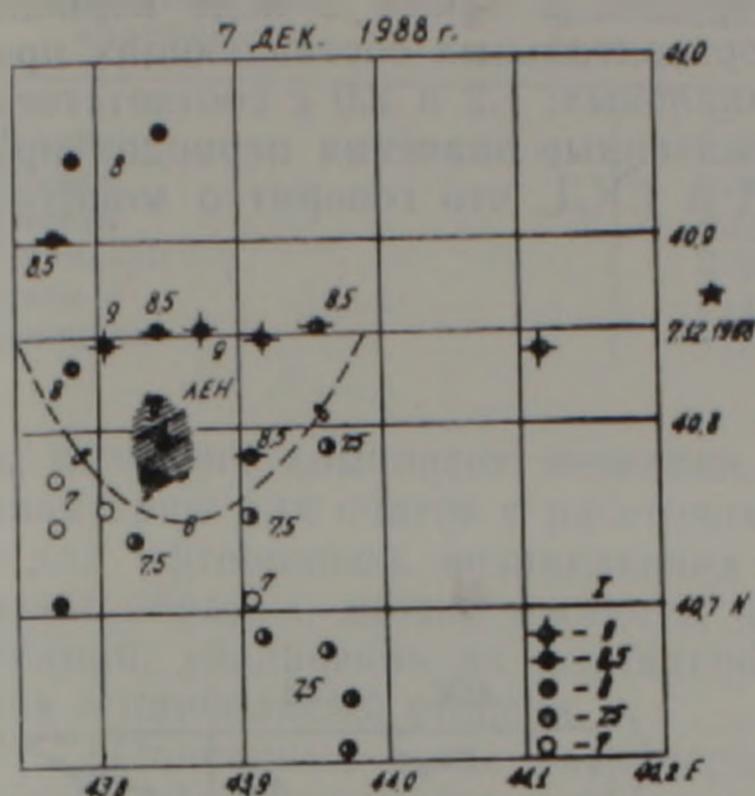


Рис. 3. Карта макросейсмических проявлений при Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 г. для района Ширакской котловины и ее окрестностей.

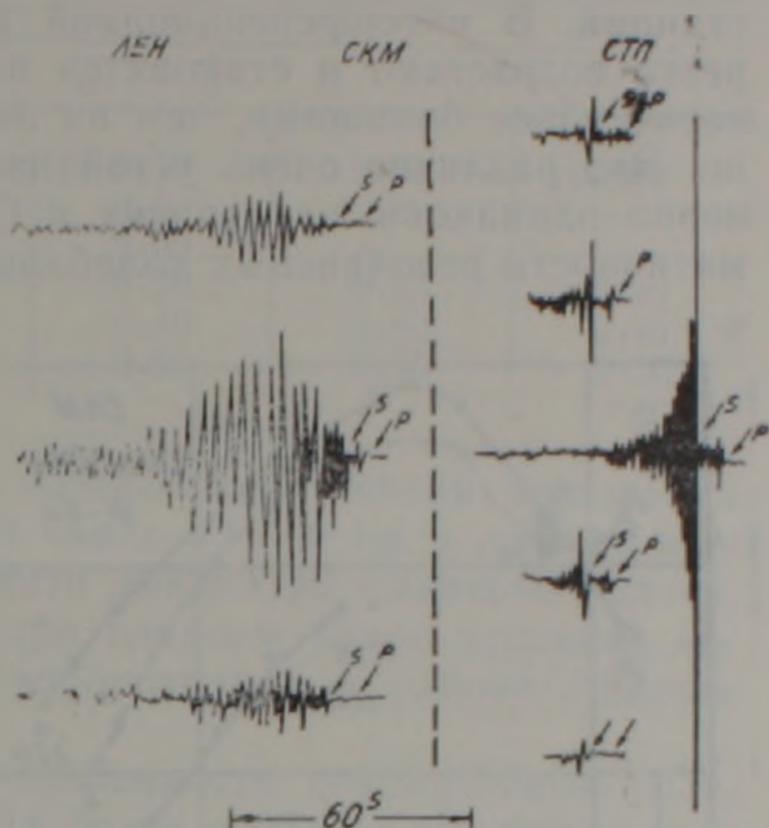


Рис. 4. Образцы записей афтершоков Спитакского землетрясения приборами СКМ станций Степанаван (справа) и Ленинанкан (слева).

Абсолютный уровень амплитуд в интерференционной группе и в последующих участках коды на станции Ленинанкан в 10–15 раз больше, чем в Степанаване. Это видно на примерах записей как короткопериодной аппаратуры СКМ, так и длиннопериодной СКД (рис. 5).

Интерференционные группы отчетливо видны на записях взрывов, производящихся на территории города для разрушения зданий, непригодных для эксплуатации. На записях взрывов длительность интерференционных групп достигает 20 с.

4. Абсолютный уровень амплитуд коды на станции Ленинанкан намного, в 10–15 раз, превышает коду в Степанаване (рис. 5). При этом амплитуды на вертикальной компоненте коды убывают во времени быстрее, чем на горизонтальной (рис. 5 и 6).

Резкое завышение амплитуд коды в Ленинанкане проявляется в сравнении не только со Степанаваном, но и с другими сейсмическими станциями Армении. В табл. 1 приведены результаты оценки этого завышения по величинам станционных отклонений C_1 уровня коды от того, который соответствует средним корреляционным соотношениям между магнитудой M_{LN} и уровнем коды при некотором фиксированном времени $t=100$ с (для записей СКМ) и $t=1000$ с (для записей СКД):

$$C_1 = \lg(2A_{100}) - 4.0 - M_{LN} \text{ для СКМ}$$

и

$$C_{01} = \lg(2A_{1000}) - 4.75 - M_{LN} \text{ для СКД.}$$

Как видно из таблицы 1, отклонения уровня коды в Ленинанкане очень большие, особенно для СКМ и для горизонтальных компонент. Несколько меньшие, но значительные отклонения наблюдаются и на станции Ереван.

5. Важно отметить, что на записях станции Ленинанкан уровень коды на горизонтальных составляющих в ряде случаев в 2–2.5 раза больше, чем на вертикальных (рис. 5 и 6).

Другой характерной особенностью записей станции Ленинакан является различие в частотном составе интерференционной группы, а также коды на вертикальной и горизонтальной компонентах (рис. 6). Для объемных волн периоды на записях всех составляющих примерно одинаковы и не отличаются сколь-нибудь заметно от других станций. В интерференционной же группе, а также в коде периоды резко возрастают и становятся на горизонтальных составляющих примерно вдвое большими, чем на вертикальных: 1.2 и 2.0 с соответственно. Это различие очень устойчиво, указанные значения периодов примерно одинаковы на записях и СКМ и СКД, что говорит о монохроматичности резонансных колебаний.

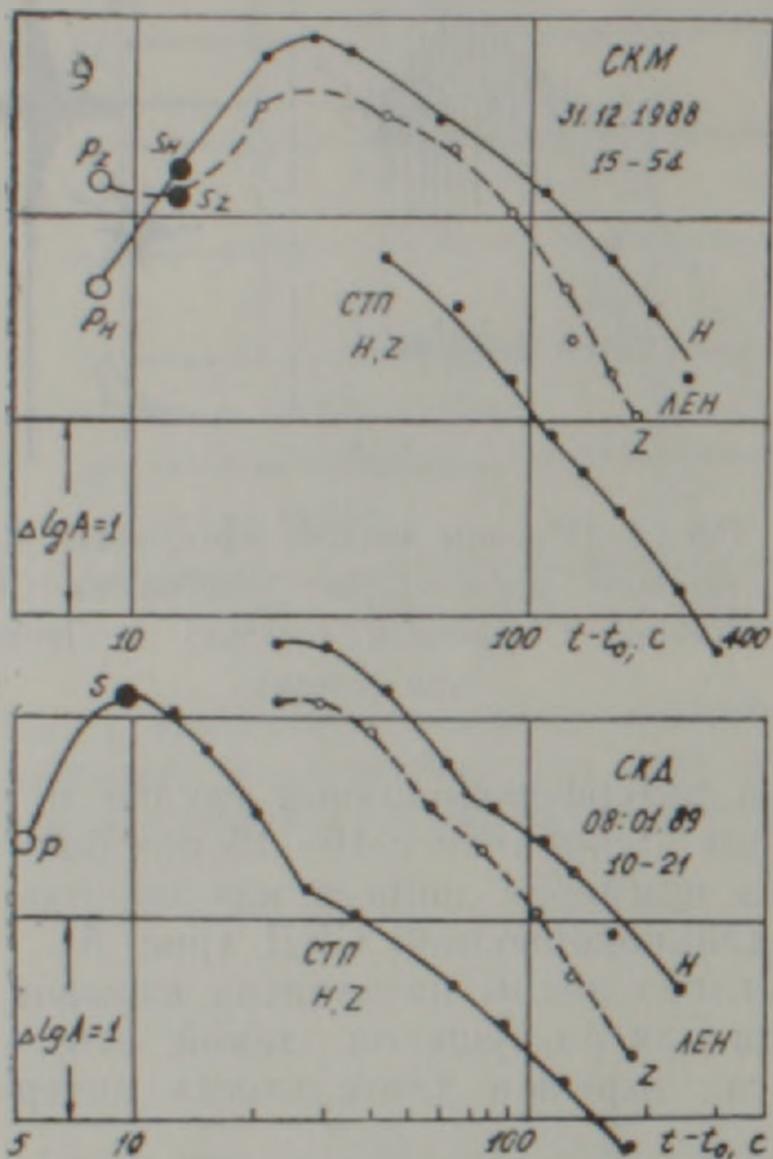


Рис. 5 Сравнение огибающих записей афтершоков на станциях Ленинакан и Степанаван приборами СКМ (вверху) и СКД (внизу). Крупными значками показаны вступления объемных P и S волн. Для огибающей станции Ленинакан отдельно даны огибающие коды вертикальной Z (пунктир, не залитые точки) и горизонтальной H (сплошная линия, залитые точки) составляющей. На записях станции Степанаван уровень и форма огибающих коды всех трех компонент в среднем одинакова.

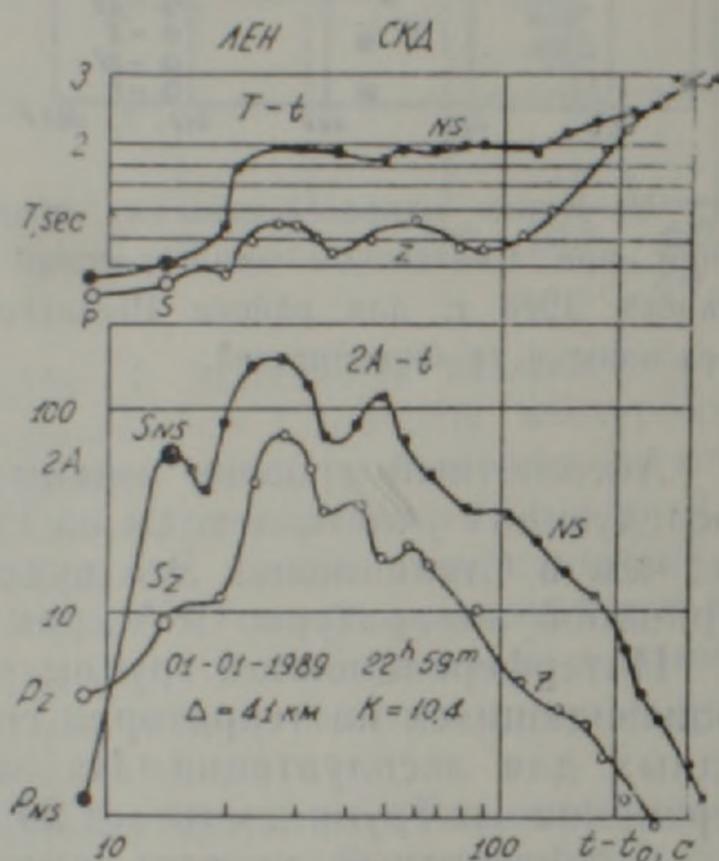


Рис. 6 Сравнение периодов (вверху) и амплитуд объемных волн и коды (внизу) вертикальной и горизонтальной компонент. Запись афтершока 1 января 1989 г. приборами СКД станции Ленинакан.

6. Искажения структуры сейсмических колебаний, интенсивность интерференционной группы существенно зависят от азимута и угла подхода сейсмического луча, т. е. от того, где относительно Ленинакана расположен очаг.

Местные землетрясения, возникающие вблизи Ленинакана, эпицентральные расстояния которых порядка их глубины, искажаются в значительно меньшей степени, интерференционная группа у них слаба, не превышает по уровню волну S и сравнительно короткопериод-

Таблица 1
 Стационарные отклонения уровня воды (дог. ед.) для приборов СКМ и СКТ некоторых сеймостанций Армении для горизонтальной (H) и вертикальной (Z) компонент

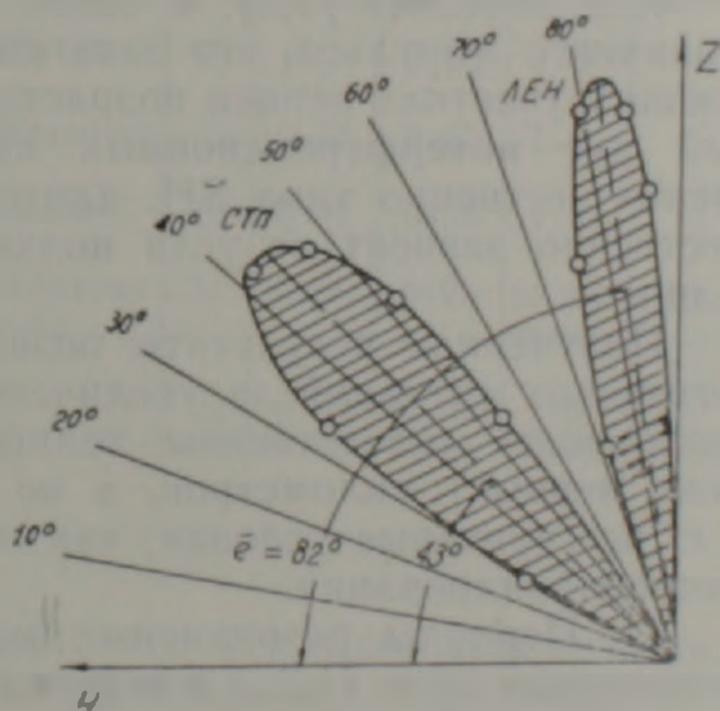
Тип прибора компонента	СКМ		С	
	H	Z	H	Z
Каджарин	0.15	-0.30	-0.10	0.000
Мецамор	0.10	0.00	—	—
Иджеван	0.05	0.00	—	—
Степанаван	0.25	0.20	0.25	0.00
Ереван	0.45	0.40	0.60	0.40
Ленинакан	1.20	0.95	0.90	0.50

на, различия компонент невелики. В наибольшей степени искажения характерны для очагов с расстояниями около 40—60 км и прежде всего для афтершоков, возникающих вблизи эпицентра главного толчка. Таким образом, можно ожидать, что при главном ударе усиление колебаний, увеличение их длительности происходило в районе Ленинакана в наибольшей степени.

7. Описанные выше характерные особенности сейсмических колебаний в Ленинакане сохраняются и для более сильных землетрясений.

Для примера сравним параметры записей механических сейсмографов в двух пунктах—Ленинакане и Бакуриани при сильном Параванском землетрясении 13 мая 1986 г. ($M_{LN}=5,7$ и $M_{PVA}=6,1$), которое ощущалось в Ленинакане с силой 5—6 баллов. Хотя Ленинакан находится почти вдвое дальше от эпицентра (75 км), чем Бакуриани (40 км), тем не менее амплитуды волн S в Ленинакане в 3,5 раза, а максимальные—почти в 6 раз больше (6000 МКМ и 1100 МКМ) в Бакуриани. Длительность участка больших амплитуд в Бакуриани менее 10 с, а в Ленинакане достигает почти минуты. Периоды колебаний в Ленинакане в 1,5—2,2 раза больше.

Рис. 7. Гистограмма распределения углов выхода сейсмического луча на станциях Степанаван и Ленинакан для группы афтершоков Спитакского землетрясения.



8. Устойчивой особенностью ленинаканских записей являются очень крутые углы подхода сейсмической радиации к поверхности. Это бросается в глаза при рассмотрении отдельных записей. Первоче вступления воли P на горизонтальных компонентах в 10—15 раз меньше, чем на вертикальной, тогда как в Степанаване их соотношение близко к единице. Гистограммы распределения углов выхода этих станций полностью разделяются, средние значения углов равны 82° и 43° соответственно (рис. 7)

9. Уровень микросейсм на станции Ленинакан в 10—15 раз выше, чем в Степанаване (табл. 2). Это различие не может быть объяснено интенсивностью источников техногенных помех, так как обе станции

находятся в черте города. Оно сохраняется как в дневное, так и в ночное время и проявляется как на горизонтальных, так и на вертикальных компонентах.

Таблица 2

Амплитуды и периоды микросейсм на записях приборов СКМ станций Ленинанкан и Степанаван

Время суток	Компонента	Станции				Отношение амплитуд Лен Стп
		Ленинанкан		Степанаван		
		T, с	2A, мк.м	T, с	2A, мк.м	
Днем	H	0.4	0.4	0.8	0.021	16
Днем	H	0.6	0.5	1.0	0.040	12
Днем	Z	0.4	0.6	0.8	0.030	20
Днем	Z	0.4	0.8	1.0	0.040	20
Ночью	H	0.6	0.2	1.0	0.020	10
Ночью	Z	0.5	0.3	1.0	0.020	15

10. Все перечисленные выше особенности сейсмических колебаний в районе Ленинанкана хорошо объясняются влиянием местных геологических условий. Как известно, Ленинанкан расположен в Ширакской котловине, в основании которой лежат туфы и базальты и которая заполнена озерными отложениями, песком, гравием, суглинками и вулканическим пеплом, а также тонкими прослойками туфа и базальта. В пределах города мощность этой резко стратифицированной толщи составляет 300—500 м. Эта толща вытянута в северном и северо-западном направлении на 20—30 км и выклинивается в южном и юго-восточном направлении. По существу эта котловина есть долина р. Ахурян, которую в четвертичное время неоднократно перекрывали вулканические излияния Арагаца, в результате чего периодически возникали озера с накоплением осадков.

Представляется, что именно эта стратифицированная толща ответственна за усиление макросейсмического эффекта.

Как известно [1,3], в таких условиях происходит трансформация первичного импульса, его затягивание. Амплитуды колебаний в последующих участках записи возрастают в несколько раз, образуется мощный дуг интерференционных квази-монохроматических колебаний, преимущественно типа SH, длительность и интенсивность которых существенно зависят от угла подхода сейсмических лучей к основанию толщи.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что в ряде геологических ситуаций за увеличение амплитуд колебаний и их продолжительность ответственны толщи мощностью порядка первого (или даже первых) километров, а не свойства двух-трех десятков метров, т. е. не грунтовые условия, как это принято в традиционных подходах микрорайонирования.

11. Периоды резонансных колебаний, доминирующие в интерференционном дуге (1,2 с в вертикальной и 2 с в горизонтальной компонентах) значительно превышают периоды колебаний многоэтажных зданий, которыми был застроен Ленинанкан. Так, период свободных колебаний девятиэтажных каркасно-панельных зданий обычно находился в интервале 0,5—0,6 с. Для более высоких зданий (в 12 и 16 этажей) периоды были несколько больше (0,85—1,0 с). Эти значения заметно меньше тех периодов, которые доминируют в интерференционных группах колебаний, описанных выше. Однако, мы полагаем, что в процессе колебаний здания постепенно теряли свою несущую способность, прочность их падала, а значения собственных периодов зданий возрастали. В результате периоды колебаний почвы и собственные периоды зданий сближались, вклад резонансных явлений в течение сейсмического процесса возрастал, происходило как бы подстраи-

ние периода зданий к периоду почвы. В конце концов возникали сильные разрушения и даже коллапс зданий.

Длительность колебаний с большой амплитудой (смещения не менее 50—100 мм) была в Ленинакане никак не меньше 60 с и, возможно, достигла 80 с. Об этом говорят не только приведенные выше оценки длительности записей слабых (30—40 с) и умеренных толчков (до 60 с), но и анализ немногочисленных записей сильных движений, полученных в Ленинакане, и рассказы многочисленных свидетелей.

Близвертикальный выход сейсмического луча привел к тому, что в первой группе колебаний, где доминировали волны Р, колебания были чисто вертикальными с периодом 1—2 с. Затем они сменились горизонтальными колебаниями большей амплитуды с периодами 2—3 с. Первая группа колебаний привела к развитию существенных повреждений и ослаблению связей, в течение второй стадии в полной мере проявились резонансные явления и произошли разрушения.

Правдоподобность такой реконструкции подтверждается существенным (в 2—3 раза) увеличением периодов некоторых зданий, получивших сильные повреждения, но все же устоявших во время землетрясения. Впоследствии эти здания (кроме гостиницы «Ширак») были снесены, как потерявшие несущую способность.

После землетрясения методом оттяжки нами были измерены периоды свободных колебаний ряда поврежденных зданий. Для тех зданий, периоды которых измерялись также и до землетрясения, сравнительные данные приводятся в таблице 3.

Таблица 3

Периоды свободных колебаний в направлении вдоль здания (Х) и поперек (У), измеренные до и после Спитакского землетрясения

№	Тип здания	Кол-во этажей	Периоды свободных колебаний			
			до		после	
			T _x	T _y	T _x	T _y
1	Гостиница «Ширак» Монолитный железобетонный каркас	13	1.0	0.95	1.6	—
2	Сборный железобетонный каркас из И-образных конструкций, серия III	9	0.55	0.55	1.8	—
3	Железобетонное с рамно связанным каркасом, построенное методом подъема этажей	16	0.97	0.95	1.34	—
4	Гостиница «Куманри» Монолитный железобетонный каркас трех этажей, вышесборные из И-образных конструкций.	11	0.90	0.95	разрушено	—
5	Крупно-панельное	9	0.55	0.55	1.6	—
6	Крупно-панельное	9	0.60	0.55	0.90	0.95*

* Измерения японских специалистов.

а) Приведенные данные показывают, что усиление сейсмических колебаний в Ленинакане, увеличение их длительности обусловлено в первую очередь геологическим строением мощной полуклометровой, сильно расчлененной осадочной толщи, а не свойствами грунтов первых 15—20 метров или уровнем грунтовых вод, как это принято считать в традиционном методе микрорайонирования. В данном случае грунтовые условия имеют подчиненное значение.

б) Резонансные колебания сыграли значительную роль в повреждении и разрушении многоэтажных зданий Ленинакана. Здесь по существу повторился урок Мехико-сити (1985). Колебания были весьма длительными (более 60 с), и это позволило зданиям в процессе развития повреждений «перестроиться» на большие периоды. Возможность такого хода событий необходимо учитывать в теории сейсмостойкости зданий.

в) В практике детального сейсморайонирования в ряде геологических ситуаций совершенно необходимо применять геофизические и в первую очередь сейсморазведочные исследования строения верхних этажей земной коры. Наиболее информативным в таких случаях будет метод вертикального сейсмического профилирования с последующим моделированием интерференционных колебаний, формирующихся в такой среде.

г) Привлечение записей слабых землетрясений позволяет в полной мере предсказать эффекты усиления и затягивания колебаний в группе максимальных амплитуд при сильных землетрясениях. Поэтому в практике микрорайонирования таких территорий предпочтительна прямая регистрация слабых событий (местных землетрясений или взрывов). Неизбежным элементом таких наблюдений должно быть наличие эталонной (опорной) станции, расположенной вне осадочной зоны, на выходах кристаллических пород.

д) При микрорайонировании в качестве индикатора усиления колебаний могут быть дополнительно использованы следующие параметры записей:

—угол выхода сейсмического луча,

—различия спектрального состава и уровня вертикальной и горизонтальной компонент движения почвы,

—различия уровня и спектрального состава коды местных землетрясений относительно опорного пункта наблюдения.

е) Применительно к проблеме восстановления и застройки Ленинакана основной результат, вытекающий из сделанной работы, состоит в том, что выбранное ныне северо-западное направление строительства города на мощной толще развитых здесь осадочных отложений является ошибочным и опасным. На наш взгляд, для развития города предпочтительнее южное и юго-западное направление. Однако решение должно приниматься на основе результатов детального исследования строения верхних этажей коры на территории города и его окрестностей, а также наблюдений сейсмических колебаний в различных частях города. Следует также провести глошадные расчеты формирования волновой картины и, в частности, цуга интерференционных колебаний в разных пунктах территории при различных расположениях очагов.

ж) Из предварительных данных об углах выхода и завышения уровня коды следует, что и в Ереване можно ожидать возникновение резонансных явлений, хотя и в меньшей степени, чем в Ленинакане. Следует и на территории столицы республики выполнить детальные сейсморазведочные работы, а также провести в разных частях города наблюдения местных землетрясений и карьерных взрывов (которые систематически проводятся в окрестностях города).

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 29.IX.1969

Վ. Ի. ԽԱՆՈՒՐԻՆ, Է. Գ. ԴՅՈՂԱԿՅԱՆ, Լ. Ա. ՄԽԻԹԱՐՅԱՆ, Ն. Մ. ՍԱՐԴՍՅԱՆ,

ՄԱԿՐՈՍԵՅՍՄԻԿ ԱԶԿԵՑՈՒԹՅԱՆ ՈՒԺԵՂԱՑՈՒՄԸ ԼԵՆԻՆԱԿԱՆՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

1988 թ. Սպիտակի երկրաշարժի կալիկենոտրոնային գոտում և հատկապես Լենինականի տարածքում, սեյսմիկ տատանումներն ունեցել են մի քանի դինամիկ առանձնահատկություններ, որոնցով և, ըստ երևույթին, բացատրվում են մեծ ծավալի սվերածությունները և դրանց յուրօրինակ բնույթը:

Մենք փորձել ենք բացահայտել այդ առանձնահատկությունները, հիմնվե-

յով ավելի թույլ երկրաշարժերից ստացված մակրոսեյսմիկ և գործիքային տվյալների վերլուծության վրա:

Ստացված տվյալներն, անշուշտ, անհրաժեշտ կլինեն հաշվի առնվելու Հենինական քաղաքի և այն տարածքների միկրոշրջանացման աշխատանքների ընթացքում, որոնք կտրվածքի վերին մասում ունեն նույնատիպ կառուցվածք:

V. I. KHALTURIN, E. G. GUEODAKIAN, L. A. MKHITARIAN, N. M. SARGSIAN,
A. M. SHOMAKHMADOV

INTENSIFICATION OF THE MACROSEISMIC EFFECT IN LENINAKAN

A b s t r a c t

On the basis of weak earthquakes instrumental and macroseismic data analysis the characteristic peculiarities of vibrations in the Leninakan region are revealed, which explain the unexpectedly great volume and the resonance character of buildings destruction in Leninakan during the Spitak earthquake of December 7, 1988. The intensification of the macroseismic effect is stipulated by the thick sedimentary series influence, on which the town is placed in which a prolonged wave train of intensive interference vibrations has formed.

There are given recommendations on the macroseismic zoning methods and on the Leninakan development more safe directions choice.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ратникова Л. И. Поляризация сейсмических волн слоистыми упругими средами. Вычисленная сейсмология. № 19, М.: Наука, 1986, с. 155—167.
2. Раутян Т. Г., Доцев Н. Т., Саргсян Н. М. Макросейсмическая магнитуда. Вопросы инж. сейсмологии, вып. 30, 1989.
3. Borchardt R. D., Gibbs J. F. Effect of local geological conditions in the San Francisco bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake, Bull. Seism. Soc., Am. 66, 1976, p. 467—500.
4. Results and data from seismologic and geologic studies of the earthquake of December 7, 1988, near Spitak, Armenia, USSR. US Geol. Surv., Open-file report 89-16, vol. 1—5 1988 pp.

С. Р. МЕСЧЯН

ПРОГНОЗ СКОРОСТИ ДВИЖЕНИЯ ПО НАКЛОННОЙ ПОВЕРХНОСТИ ОПОЛЗНЕВЫХ ГРУНТОВЫХ МАСС

В статье приведены результаты решения задач по определению скоростей движения слоя грунта по наклонной поверхности при линейной и нелинейной ползучести с тем же, что и раньше, как по времени, так и по глубине толща.

Задачи о прогнозе скорости движения по склону оползневых масс (рис. 1) с привлечением аппарата реологии грунтов впервые рассмотрены Н. Н. Масловым [3,5] в 1952 г. Затем этот вопрос стал предметом исследования многих специалистов [1,2, 6—8].

Н. Н. Масловым указанные задачи решены для случаев сдвиговой деформации глинистого грунта с постоянной скоростью в соответствии с законами вязкого течения ньютоновской жидкости (1) и вязкопластического течения Бингама (2):

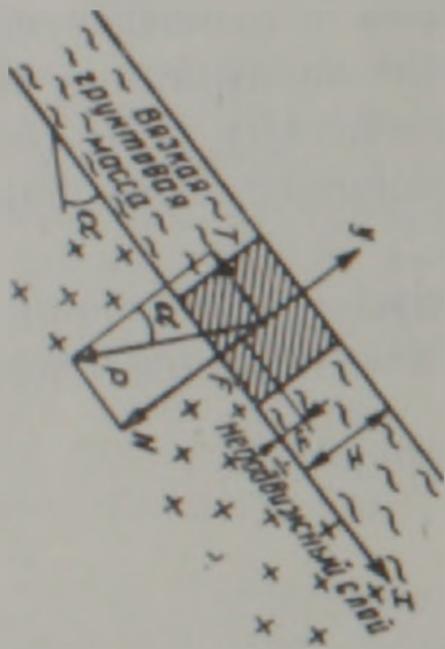


Рис. 1. Схема к решению задач о скорости движения слоя вязкой грунтовой массы, расположенного на наклонной поверхности

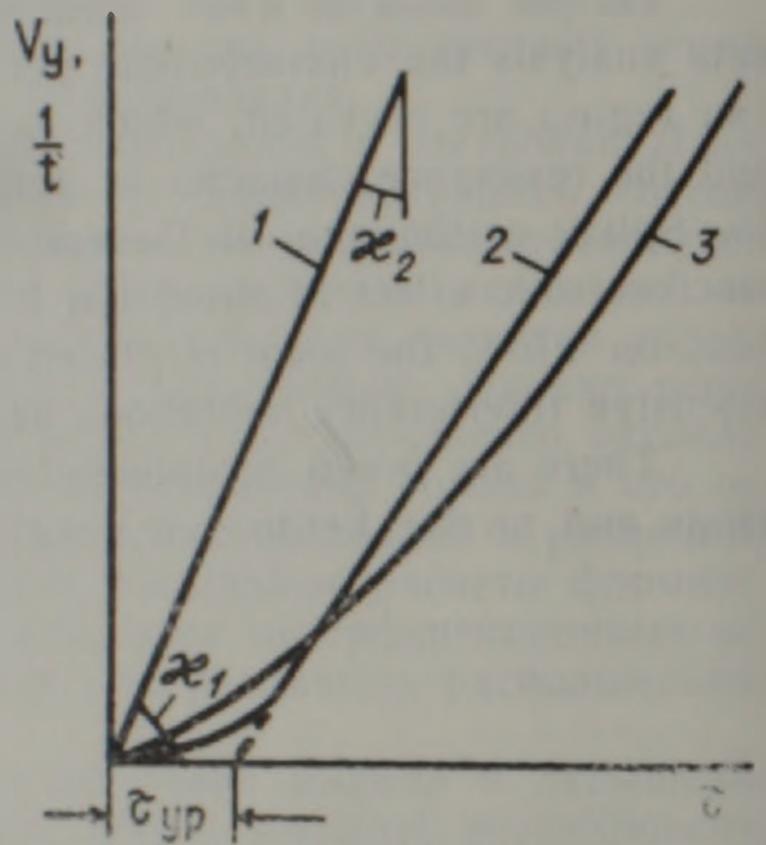


Рис. 2. Реологические кривые вязкой жидкости Ньютона (1), Бингама-Шведова (2) и тела, обладающего свойством нелинейной скорости деформирования (3)

$$\tau = \eta \frac{d\gamma_t}{dt} = \eta \frac{dv_v}{dy}, \quad (1)$$

$$\tau - \tau_{yp} = \eta \frac{dv_v}{dy}, \quad (2)$$

где τ — касательное напряжение; τ_{yp} — предельно допустимое напряжение сдвига; η — коэффициент вязкости ($\eta = \text{tg} \alpha_1$) (рис. 2); γ_t — деформация сдвига; v_v — скорость течения; y — координата.

Учитывая, что касательное τ_y и нормальное σ_y напряжения, действующие в элементе грунта оползневой массы, соответственно равны,

$$\tau_y = \gamma(H-y)\sin\alpha; \quad \sigma_y = \gamma(H-y)\cos\alpha, \quad (3)$$

а

$$\tau_{yp} = \sigma_y \text{tg} \varphi = \tau_y \text{ctg} \alpha + c_c = \gamma(H-y)\cos\alpha \cdot \text{tg} \varphi + c_c. \quad (4)$$

Н. Н. Масловым из (2) получено следующее выражение для скорости течения грунтовой толщи по наклонной поверхности:

$$v_y = \frac{\gamma}{\tau_0} \left| Hy - \frac{y^2}{2} \right| \left| \sin \alpha - \cos \alpha \cdot \operatorname{tg} \varphi_w \right| - \frac{c_c}{\tau_0} y, \quad (5)$$

из которого следует, что при $\tau_{yp} = 0$ ($\operatorname{tg} \varphi_w = 0$, $c_c = 0$):

$$v_y = \frac{\gamma}{\tau_0} \left| Hy - \frac{y^2}{2} \right| \sin \alpha. \quad (6)$$

В (4) φ_w — угол внутреннего трения грунта при влажности w ; c_c — структурное сцепление. φ_w и c_c определяют из опыта по разработанной Н. Н. Масловым методике. γ — удельный вес грунта.

В рассмотренной выше задаче Н. Н. Масловым учтено влияние собственного веса грунта на изменимость предельного напряжения сдвига τ_{yp} . Очевидно, что этого недостаточно для учета изменчивости реологических свойств грунта по глубине грунтовой толщи под действием его собственного веса вообще.

Для решения этой задачи автором [5] выражения (1) и (2) соответственно представлены в следующем виде:

$$\frac{\tau}{\tau_f} = \tau_{10} \frac{dv_y}{dy}, \quad (7)$$

$$\frac{\tau - \tau_{yp}}{\tau_f} = \tau_{10} \frac{dv_y}{dy}, \quad (8)$$

где

$$\tau_f = \sigma_y \operatorname{tg} \varphi + c = f \sigma_y + c \quad (9)$$

сопротивление грунта сдвигу; τ_{10} — параметр, определяемый из опыта.

По аналогии с решением Н. Н. Маслова из (8), с учетом (3), получено следующее выражение для скорости течения слоя грунта по наклонной поверхности:

$$v_y = \frac{\operatorname{tg} \alpha}{\tau_{10} \operatorname{tg} \varphi} \left[y + \left(\frac{\tau_{yp}}{\gamma \sin \alpha} + \frac{c}{\gamma \cos \alpha \cdot \sin \alpha} \right) \ln \frac{H - y + \frac{c}{\gamma \cos \alpha \cdot \operatorname{tg} \varphi}}{H + \frac{c}{\gamma \cos \alpha \cdot \operatorname{tg} \varphi}} \right], \quad (10)$$

из которого при $\tau_{yp} = 0$ следует:

$$v_y = \frac{\operatorname{tg} \alpha}{\tau_{10} \operatorname{tg} \varphi} \left[y + \frac{c}{\gamma \cos \alpha \cdot \operatorname{tg} \varphi} \ln \frac{H - y + \frac{c}{\gamma \cos \alpha \cdot \operatorname{tg} \varphi}}{H + \frac{c}{\gamma \cos \alpha \cdot \operatorname{tg} \varphi}} \right]. \quad (11)$$

Сопоставлением (6) с (11) установлено, что учет изменчивости реологических свойств грунта под действием собственного веса (по глубине толщи) приводит к существенному снижению расчетных скоростей деформирования слоя.

Рассмотренные выше задачи относились к случаю определения скорости течения по наклонной плоскости оползневой массы в некоторый фиксированный момент времени t . Очевидно, что поскольку деформация сдвиговой ползучести глинистого грунта в пределах $\dot{\epsilon} < \dot{\epsilon}_l$ протекает в двух стадиях — в стадиях затухающей ползучести и течения (с постоянной скоростью), то указанные задачи относятся к частному случаю оползневой массы. Отметим также, что кривые меры ползучести при сдвиге $\sigma_t - t$ под действием единичного касательного

напряжения $\tau = 1$ или единичного уровня касательного напряжения $\tau/\tau_f = 1$ описываются как при раздельном рассмотрении указанных выше стадий деформирования по выражению

$$\omega_t = C_0(1 - e^{-\Delta_0 t}) + K \cdot t, \quad (12)$$

так и без такого разделения, например, степенной зависимостью

$$\omega_t = A \cdot t^m, \quad (13)$$

где C_0 , Δ_0 , K , A и m — параметры, e — основание натуральных логарифмов.

Для определения v_y при линейной сдвиговой ползучести с учетом ее изменяемости во времени соотношение (1) можно записать в следующем виде:

$$\frac{d\gamma_t}{dt} = \frac{dv_y}{ay} K(t) \cdot \tau, \quad (14)$$

где $K(t)$ — изменяемость скорости относительной деформации во времени при единичном касательном напряжении $\tau = 1$.

$K(t)$ представляет собой обратную величину переменной во времени вязкости $\eta(t)$ и определяется из выражения:

$$K(t) = \frac{d\gamma_t}{dt} \tau = \frac{d\omega_t(t)}{dt}. \quad (15)$$

Из решения (14), с учетом (3), (12) и (15), для v_y получаем следующее выражение:

$$v_y = (C_2 e^{-\Delta_0 t} + C_3) \left(Hy - \frac{y^2}{2} \right), \quad (16)$$

где $C_2 = \gamma \cdot C_1 \cdot \sin \alpha$, $C_1 = C_0 \cdot \Delta_0$, $C_3 = \gamma \cdot \sin \alpha \cdot K_0$.

При использовании в качестве меры ползучести выражения (13), вместо (16) будем иметь:

$$v_y = \frac{A_1 \cdot \gamma}{t^{m_1}} \sin \alpha \left(Hy - \frac{y^2}{2} \right), \quad (17)$$

где $A_1 = Am$, $m_1 = m - 1$.

При необходимости определения v_x при линейной сдвиговой ползучести с учетом ее изменяемости во времени соотношение (7) записывается в следующем виде:

$$\frac{d\gamma_t}{dt} = \frac{dv_y}{ay} = K_0(t) \frac{\tau}{\tau_f}, \quad (18)$$

где $K_0(t) = \text{tg} \alpha_2(t)$ — переменная во времени относительная скорость сдвиговой ползучести грунта при единичном уровне касательного напряжения $\tau/\tau_f = 1$.

Выражение (18), с учетом (3), записывается следующим образом:

$$dv_y = \frac{(H-y)\sin \alpha}{\gamma(H-y)\cos \alpha_2 t + c} K_0(t) dy, \quad (19)$$

где, например, из (13) будем иметь

$$K_0(t) = \frac{d\omega_t}{dt} = A_1 \cdot t^{-m_1}, \quad (20)$$

Тогда вместо (19) будем иметь:

$$dv_y = \frac{\gamma(H-y) \cdot \sin \alpha}{\gamma(H-y) \cos \alpha \cdot f + c} A_1 \cdot t^{-m_1} dy. \quad (21)$$

Из решения (19), с учетом соответствующих граничных условий, получим следующее выражение для v_y

$$v_y = \frac{A_1 g z}{f \cdot t^{m_1}} \left[y + \frac{c}{\gamma \cdot f \cdot \cos \alpha} \ln \frac{H-y + c/\gamma \cdot f \cdot \cos \alpha}{H + c/\gamma \cdot f \cdot \cos \alpha} \right] \quad (22)$$

Выражения (11) и (22) отличаются друг от друга тем, что в (22) коэффициент вязкости заменен выражением $K_0(t) = A_1/t^{m_1}$. Следовательно, если для аппроксимации кривой меры ползучести использовать соотношение (12), то в (22) вместо $K_0(t)$ следует записать

$$K_0(t) = C_1 e^{-\lambda t} + K. \quad (23)$$

В наиболее общем случае зависимости $\tau - \gamma_t$ и $\tau - d\gamma_t/dt$ являются нелинейными (рис. 2). В связи с этим представляет большой интерес определение скорости деформирования грунтовой толщи по наклонной поверхности с учетом нелинейного деформирования грунта при сдвиге. Для решения этой задачи зависимость $\tau - d\gamma_t/dt$ можно записать в следующей форме:

$$\frac{d\gamma_t}{dt} = \frac{dv_y}{dy} = K(t) \cdot \tau^n, \quad (24)$$

где, как и ранее, $K(t)$ скорость деформации во времени t сдвиговой ползучести при единичном касательном напряжении $\tau = 1$ видов (20) или (23).

Соотношение (24), с учетом (3) и (20), принимает вид

$$\frac{dv_y}{dy} = A_1 \cdot t^{-m_1} |\gamma(H-y) \sin \alpha|^n, \quad (25)$$

откуда

$$v_y = A_1 \cdot t^{-m_1} (\gamma \sin \alpha)^n \int (H-y)^n dy = A_2 \cdot t^{-m_1} |-(H-y)^{n+1}| + C, \quad (26)$$

где

$$A_2 = \frac{A_1 (\gamma \sin \alpha)^n}{n+1}. \quad (27)$$

Постоянная интегрирования C определяется из условия $v_y = 0$ при $y=0$:

$$C = A_2 t^{-m_1} H^{n+1}, \quad (28)$$

тогда

$$v_y = A_2 \cdot t^{-m_1} |H^{n+1} - (H-y)^{n+1}|. \quad (29)$$

Нетрудно видеть, что выражение (6) является частным случаем соотношения (29). Действительно, если учесть, что $A_1 = 1/\gamma$, то при $n=1$ и $t=1$ из (29) получим (6).

Если при решении рассмотренной задачи вместо (20) использовать соотношение (23), то для определения v_y получим следующее выражение:

$$v_y = \frac{C_1 e^{-\lambda t} + K}{n+1} (\gamma \sin \alpha)^n |H^{n+1} - (H-y)^{n+1}|. \quad (30)$$

Теперь рассмотрим решение этой же задачи с учетом изменчивости свойств грунта по глубине толщи под действием его собственного веса. Для этого соотношение (24) запишем в следующем виде:

$$\frac{dv_y}{dy} = K_0(t) \left(\frac{\tau}{\tau_f} \right)^n. \quad (31)$$

Учитывая (3), (20) и (9) выражение (31) примет следующий вид:

$$\frac{dv_y}{dy} = A_1 t^{-m_1} \left| \frac{\gamma(H-y) \sin \alpha}{\gamma(H-y) \cos \alpha + c} \right|^n = A_1 t^{-m_1} A_3^n \left| \frac{H-y}{A_4(H-y) + c} \right|^n, \quad (32)$$

где

$$\begin{aligned} A_3 &= \gamma \cdot \sin \alpha, \\ A_4 &= \gamma \cdot \cos \alpha. \end{aligned} \quad (33)$$

Выражение (32) можно записать в следующем виде:

$$\int_0^{y_{max}} a v_y = A_1 t^{-m_1} A_3^n \int_0^{y_{max}} \left| \frac{H-y}{A_4(H-y) + c} \right|^n dy, \quad (34)$$

откуда

$$v_y = A_1 A_3^n t^{-m_1} \int_0^y \left| \frac{H-x}{A_4(H-x) + c} \right|^n dx, \quad (35)$$

где: $0 \leq x \leq y$, $0 \leq y \leq y_{max}$.

В случае, когда $c=0$, что имеет место при вибрационном воздействии на глинистые грунты [4], из (34) получим следующее простое выражение для скорости течения грунтового слоя по наклонной поверхности:

$$v_y = \frac{A_1 A_3^n t^{-m_1}}{A_4^n} y. \quad (35)$$

Если в отличие от (20) в качестве меры скорости ползучести грунта при сдвиге использовать выражение (23), вместо (35) будем иметь:

$$v_y = [C_1 \cdot e^{-\beta t} + K] A_3^n \int_0^y \left| \frac{H-x}{A_4(H-x) + c} \right|^n dx. \quad (37)$$

В (37) обозначения прежние.

Входящие в приведенные выше выражения параметры сдвиговой ползучести и скоростей деформирования слоя глинистого грунта по наклонной поверхности определяют из семейства кривых ползучести. Ниже, в качестве примера, приведены результаты определения параметров ползучести, входящие в выражения (29) и (35) из семейства экспериментальных кривых сдвиговой ползучести глины за лабораторным номером 4-74 ($\rho_s = 2610 \text{ кг/м}^3$; $\rho = 1650 \text{ кг/м}^3$; $\gamma = 0,0174 \text{ МН/м}^3$; $\omega = 0,34\%$; $c = 0,011 \text{ МПа}$, $\alpha = 15^\circ 30'$, $\text{tg} \alpha = 0,268$).

Указанное семейство кривых (рис. 3) получено от испытания образцов-близнецов при $\sigma_3 = 0,3 \text{ МПа}$ под действием трех постоянных значений касательного напряжения $\tau = 0,051$; $0,083$ и $0,117 \text{ МПа}$, соответственно равным трем постоянным уровням касательного напряжения:

$$\tau/\tau_{f, \sigma} = 0,40; 0,65 \text{ и } 0,92.$$

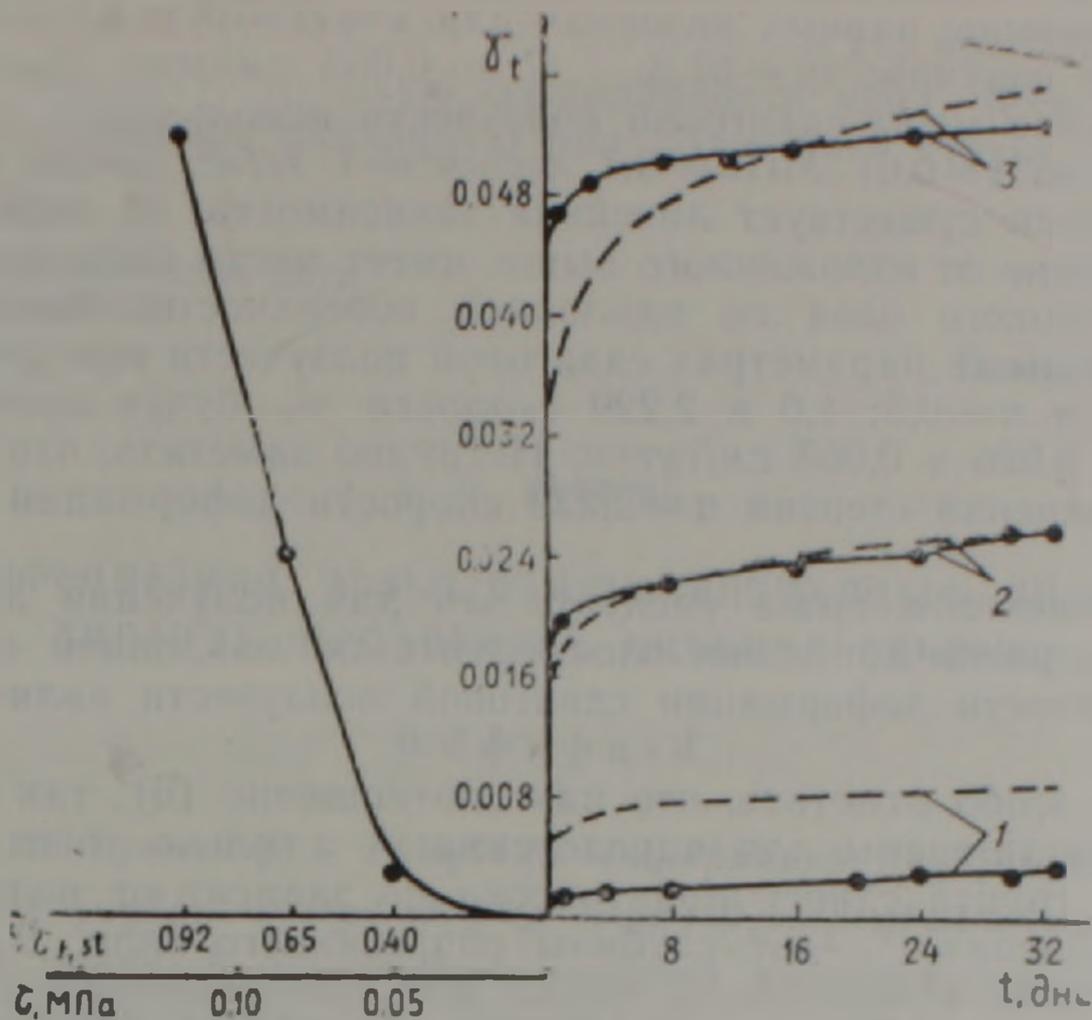


Рис. 3. Семейство экспериментальных кривых сдвиговой ползучести глины (сплошные линии в правой части рисунка), их аппроксимация (штриховые линии) и кривая зависимости $\gamma_t - \tau$ ($\gamma_t - \tau / \tau_{f,sl}$), определенные при $\tau_s = 0,3 \text{ МПа}$.
 1 — $\tau = 0,051 \text{ МПа}$, $\tau / \tau_{f,sl} = 0,4$; 2 — $\tau = 0,083 \text{ МПа}$, $\tau / \tau_{f,sl} = 0,65$;
 3 — $\tau = 0,117 \text{ МПа}$, $\tau / \tau_{f,sl} = 0,92$.

Для определения параметров сдвиговой ползучести, входящие в (29), аппроксимирована кривая зависимости $\gamma_t - \tau$ ($t = 16$ суток) и получено следующее выражение функции касательного напряжения:

$$f(\tau) = \tau^n = \tau^{2,229}, \quad (38)$$

а кривая ползучести, определенная при $\tau = 0,083 \text{ МПа}$, описана степенной зависимостью

$$\gamma_t(\tau = 0,083 \text{ МПа}, \tau / \tau_{f,sl} = 0,65) = At^m = 0,01761 \cdot t^{0,11}. \quad (39)$$

Уравнение меры сдвиговой ползучести (при $\tau = 1 \text{ МПа}$) определено из следующего соотношения [5]:

$$\omega(t) = \frac{At^m}{\tau^n} = \frac{0,01761 \cdot t^{0,11}}{0,083^{2,229}} = 4,25 t^{0,11}, \quad (40)$$

а для $K(t)$ получено выражение:

$$K(t) = \frac{d\omega(t)}{dt} = A_1 t^{-m_1} = 0,49522 \cdot t^{-0,89}. \quad (41)$$

Таким образом, установлено, что в (29) $A_1 = 0,49522$; $n = 2,229$ и $m_1 = -0,89$.

Мера ползучести (40) и скорость меры ползучести (41) определены для единичного касательного напряжения $\tau = 1 \text{ МПа}$. Поскольку $\tau = 1 \text{ МПа} \gg \tau_{f,sl}$, то (41) является фиктивным соотношением, используемым для определения скоростей сдвиговой ползучести при любых значениях $\tau < \tau_{f,sl}$ [5].

Анализ выражения (29) показывает, что нелинейность деформации сдвиговой ползучести оказывает весьма существенное влияние на величину скорости движения слоя грунта по наклонной поверхности.

Например, если принять, что в (29) $n=0,5; 1,0$ и $2,229$, то при всех приведенных выше равных условиях для $y=H=10$ м и $t=1$ сутки соответственно получим: $v_y=57,3; 7,17$ и $0,063$ см/день. Вместе с тем, если в качестве меры сдвиговой ползучести использовать кривую, соответствующую $\tau=0,01$ МПа $=0,1$ кгс/см² $=1$ тс/м², когда между τ и $\dot{\gamma}_y$ практически существует линейная зависимость, по мере уменьшения n , в отличие от изложенного выше, имеет место снижение скорости течения грунтового слоя по наклонной поверхности. Например, для приведенных выше параметрах сдвиговой ползучести при $y=H=10$ м, $t=1$ сутки и $n=0,5; 1,0$ и $2,229$ скорости v_y будут соответственно равны: $0,02; 0,026$ и $0,063$ см/сутки. Нетрудно заметить, что при одном и том же значении степени $n=2,229$ скорости деформации v_y равны друг другу.

Из изложенного выше следует, что для получения достоверных данных о скорости движения слоя грунта по наклонной поверхности учет нелинейности деформации сдвиговой ползучести является обязательным.

Следует особо отметить, что как соотношение (6), так и (29) могут быть использованы для определения v_y только тогда, когда сопротивление грунта сдвигу практически не зависит от величины нормального давления σ_z — от глубины сползающего слоя. В противном случае их можно использовать только для приближенных расчетов v_y при условии определения τ и $\dot{\gamma}_y(t)$ из семейства кривых сдвиговой ползучести, полученного под действием σ_z равного бытовому давлению грунта в середине мощности сползающего пласта ($\sigma_z = H \gamma$).

Нетрудно видеть, что указанного выше весьма существенного недостатка лишены выражения v_y , полученные на основании (7), (8), (18) и (31), в которых коэффициенты вязкости $\tau_0(t)$ и скорости деформирования $K_n(t)$ не зависят от величины нормального напряжения σ_z , являются константами данного грунта. Выражения (10), (11), (22) и (35), полученные при использовании указанных соотношений, учитывают изменчивость реологических свойств грунта не только во времени, но и по глубине сползающей толщи под действием собственного веса через изменчивость сопротивляемости сдвигу τ_f .

Ниже приведен пример определения выражением (35) скоростей движения пласта сползающего грунта по наклонной поверхности при $\alpha=10^\circ$.

Используя (39), соответствующее $\tau/\tau_{f,sl}=0,65$ для $\tau/\tau_{f,sl}=1$, получено следующее уравнение меры сдвиговой ползучести:

$$\omega(t) = \frac{0,01761 \cdot t^{0,11}}{0,65^{2,229}} = 0,046 \cdot t^{0,11}, \quad (42)$$

а для скорости относительной деформации сдвига $K_0(t)$:

$$K_0(t) = 0,00505 \cdot t^{-0,89}. \quad (43)$$

Из (43) следует, что в (35) $A_1 = 0,00505$ $m_1 = -0,89$.

Используя приведенные выше данные, а также имея в виду, что $f = \operatorname{tg} \alpha = 0,2773$; $c = 0,041$ МПа; $\cos \alpha = 0,985$; $\sin \alpha = 0,1736$; $\gamma = 0,0174$ МН/м³; $n = 2,229$, составлен алгоритм и на ЭВМ вычислены по соотношению (35) значения v_y для различных y и t (см. табл. 1)

Таблица 1

Скорости v_y движения грунтового слоя по наклонной поверхности в м/сутки

$y, \text{ м}$	$t=1$ сутки	$t=100$ суток	$t=1000$ суток
0,0	0,00	0,00	0,00
2,5	$0,9 \cdot 10^{-3}$	$0,10 \cdot 10^{-4}$	$0,2 \cdot 10^{-5}$
5,0	$1,65 \cdot 10^{-3}$	$0,27 \cdot 10^{-4}$	$0,4 \cdot 10^{-5}$
7,5	$1,98 \cdot 10^{-3}$	$0,33 \cdot 10^{-4}$	$0,4 \cdot 10^{-5}$
10,0	$2,04 \cdot 10^{-3}$	$0,34 \cdot 10^{-4}$	$0,4 \cdot 10^{-5}$

В заключение отметим, что выражение (43), как и (41), является фиктивным и используется для определения $K_1(t)$ при $\tau = t \leq 1$.

Автор выражает глубокую благодарность канд. техн. наук Г. Т. Хачатряню за помощь, оказанную при подготовке статьи к опубликованию.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 4. V. 1989.

Ա. Ի. ՄՆՍՉԱՆ

ԹԵՔ ՄԱԿՆԵՐԻՎՈՒՅԹՈՎ ԳԵՏՆԱՀՈՂԱՅԻՆ ՍՈՂԱՆՔԱՅԻՆ ԶԱՆԳՎԱԾՆԵՐԻ
ՇԱՐԺՄԱՆ ԱՐԱԳՈՒԹՅԱՆ ԿԱՆԽԱԳՈՒՇԱԿՈՒՄԸ

Ա. մ փ ո փ ո մ

Ինքնատիպ են նյութաբանական և Բինգհեմի մարմինների մոդելների հիման վրա ն. ն. Մասլովի կողմից ստացված թեք հարթությամբ գետնահողային սողանքային շերտի շարժման արագության որոշման բանաձևերը և, հետագայում, հողվածի հեղինակի կողմից այդ խնդիրների լուծումներից ստացված առնչությունները, որոնք հաշվի են առնում գետնահողի սեփական կշռի ազդեցությունը նրա ռելիեֆական հատկությունների վրա: Ի զարգացումն նշվածի, շարադրված են այն խնդիրների լուծումները, որոնցում հաշվի են առնված գետնահողերի ռելիեֆական հատկությունների փոփոխությունը նաև ժամանակի ընթացքում, օպտագործելով հեղինակի կողմից բացահայտված սողքի ընդհանրացված օրենքը սահքի դեպքում:

Շարադրված են թեք հարթությամբ շարժվող սողանքային շերտի արագության որոշման խնդրի լուծման արդյունքները, երբ հաշվի չի առնվում գետնահողի հատկությունների փոփոխությունը նրա սեփական կշռի ազդեցության տակ, բայց հաշվի է առնված սահքի արագության և շոշափող լարվածության ուղղային առնչությունը: Ցույց է տրված, որ ն. ն. Մասլովի բանաձևը հեղինակի կողմից ստացված առնչության մասնավոր դեպքն է հանդիսանում: Փորձից ստացված սողքի կորերի ընտանիքից այդ բանաձևի գործակիցների հաշվարկման մի օրինակ է բերված: Պարզված է, որ ստացված արդյունքները կարող են օգտագործվել միայն թեք հարթությամբ շարժվող սողանքային մարմնի արագությունների մոտավոր հաշվարկների համար:

Սահքի դեպքում գետնահողի սողքի հատկությունների վրա նրա սեփական կշռի ազդեցությունը հաշվի առնելու համար լուծված է թեք հարթությամբ շարժվող սողանքային շերտի արագության որոշման խնդիրը, երբ ժամանակի ընթացքում փոփոխվում են նյութի ռելիեֆական հատկությունները և սահքի արագությունների և շոշափող լարվածությունների միջև գոյություն ունեցող կապը չի ենթարկվում գծային օրենքին: Խնդրի լուծման համար հիմք է հանդիսացել հեղինակի կողմից բացահայտված սողքի ընդհանրացված օրենքը:

Փորձից ստացված սողքի կորերի ընտանիքից ստացվել են գետնահողի ռելիեֆական հատկությունների հաստատունները և էՉՄ-ի օգնությամբ հատուկ մշակված ծրագրով հաշվարկվել են սողանքային շերտի արագությունները և դրանց փոփոխությունն ինչպես ըստ ժամանակի, այնպես էլ ըստ շերտի խորության:

THE PROGNOSIS OF THE LANDSLIDE GROUND MASSES
MOVEMENT VELOCITY IN AN INCLINED PLANE

Abstract

The results of the problems solution concerning the ground layer movement velocity determination on an inclined plane are brought under the conditions of linear and non-linear creep and taking into consideration its variability in time, as well as in the depth of the layer.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будин А. Я. Прогноз времени оползневого смещения на основе учета реологических свойств горных пород—В кн.: Современные методы прогноза оползневого процесса. М.: Наука, 1981 с. 85—95.
2. Дидух Б. И. Упругопластическое деформирование грунтов. М.: Изд-во Университета дружбы народов (УДН), 1987, 166 с.
3. Лисов И. И. Некоторые новые принципы оценки степени устойчивости откосов и склонов—Тезисы докладов X научной конференции ЛИСИ, Л.; ЛИСИ, 1952, с. 40—42.
4. Месчян С. Р. Начальная и длительная прочность глинистых грунтов. М.: Недра, 1978, 207 с.
5. Месчян С. Р. Экспериментальная реология глинистых грунтов. М.: Недра, 1985, 342 с.
6. Строганов А. С. Вязко-пластическое течение грунтов. Доклады к V международному конгрессу по механике грунтов и фундаментостроению. М.: Госстройиздат, 1961, с. 194—202.
7. Тер-Мартirosян Э. Г. Вязко-пластическое течение наклонного весомого пласта при действии на его границах переменных во времени нагрузки и напора.—Тр. Первого Всес. симпоз. по реологии грунтов. Дилижан, 1972. Ереван: Изд-во Ереванского университета, 1973, с. 262—172.
8. Тер-Стпанян Г. И. О длительной устойчивости склонов. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1961, 42 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, XI:III, № 1, 64—68

УДК: 551.762.2 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. С. АВАНЕСЯН, Э. Я. ЛЕВЕН, Е. А. УСПЕНСКАЯ

О ВЫЯВЛЕНИИ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В
БАССЕЙНЕ Р. ВОРОТАН (КАФАНСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ,
МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Геология Кафанского антиклинория издавна привлекает к себе пристальное внимание широкого круга геологов. Наиболее детально вопросы стратиграфии описываемого района отражены в работах В. Т. Акопяна [2], А. Т. Асланяна [3], Н. Р. Азряна [1].

Согласно материалам отмеченных исследователей Кафанский антиклинорий представлялся пологой брахиструктурой северо-западного простирания, сложенной вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями среднеюрского, верхнеюрского, нижнемелового и отчасти верхнемелового возраста. Среднеюрские толщи, представленные вулканогенно-осадочными образованиями байоса-нижнего бата [1, 2, 3], описывались исключительно лишь в ядре Кафанской брахиклинональной структуры, к которой приурочен ряд медноколчеданных и колчеданно-золото-полиметаллических рудопроявлений и месторождений.

THE PROGNOSIS OF THE LANDSLIDE GROUND MASSES
MOVEMENT VELOCITY IN AN INCLINED PLANE

Abstract

The results of the problems solution concerning the ground layer movement velocity determination on an inclined plane are brought under the conditions of linear and non-linear creep and taking into consideration its variability in time, as well as in the depth of the layer.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будин А. Я. Прогноз времени оползневого смещения на основе учета реологических свойств горных пород—В кн.: Современные методы прогноза оползневого процесса. М.: Наука, 1981 с. 85—95.
2. Дидух Б. И. Упругопластическое деформирование грунтов. М.: Изд-во Университета дружбы народов (УДН), 1987, 166 с.
3. Лисов И. И. Некоторые новые принципы оценки степени устойчивости откосов и склонов—Тезисы докладов X научной конференции ЛИСИ, Л.; ЛИСИ, 1952, с. 40—42.
4. Месчян С. Р. Начальная и длительная прочность глинистых грунтов. М.: Недра, 1978, 207 с.
5. Месчян С. Р. Экспериментальная реология глинистых грунтов. М.: Недра, 1985, 342 с.
6. Строганов А. С. Вязко-пластическое течение грунтов. Доклады к V международному конгрессу по механике грунтов и фундаментостроению. М.: Госстройиздат, 1961, с. 194—202.
7. Тер-Мартirosян Э. Г. Вязко-пластическое течение наклонного весомого пласта при действии на его границах переменных во времени нагрузки и напора.—Тр. Первого Всес. симпоз. по реологии грунтов. Дилижан, 1972. Ереван: Изд-во Ереванского университета, 1973, с. 262—172.
8. Тер-Стпанян Г. И. О длительной устойчивости склонов. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1961, 42 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, XI:III, № 1, 64—68

УДК: 551.762.2 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. С. АВАНЕСЯН, Э. Я. ЛЕВЕН, Е. А. УСПЕНСКАЯ

О ВЫЯВЛЕНИИ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В
БАССЕЙНЕ Р. ВОРОТАН (КАФАНСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ,
МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Геология Кафанского антиклинория издавна привлекает к себе пристальное внимание широкого круга геологов. Наиболее детально вопросы стратиграфии описываемого района отражены в работах В. Т. Акопяна [2], А. Т. Асланяна [3], Н. Р. Азряна [1].

Согласно материалам отмеченных исследователей Кафанский антиклинорий представлялся пологой брахиструктурой северо-западного простирания, сложенной вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями среднеюрского, верхнеюрского, нижнемелового и отчасти верхнемелового возраста. Среднеюрские толщи, представленные вулканогенно-осадочными образованиями байоса-нижнего бата [1, 2, 3], описывались исключительно лишь в ядре Кафанской брахиантиклинальной структуры, к которой приурочен ряд медноколчеданных и колчеданно-золото-полиметаллических рудопроявлений и месторождений.

Вся остальная площадь представлялась как крылья брахиантиклинория, сложенные более молодыми комплексами вулканогенно-осадочных отложений верхнего оксфорда—нижнего титона, верхнего титона—среднего валанжина, верхнего валанжина—баррема, апта и верхнего турона—коньяка. В свою очередь эти образования смяты в более мелкие частные складки и прорваны диоритами, кварцевыми диоритами, габбро-диоритами, гранодиоритами, розовыми гранитами раннемелового возраста [2, 3].

Следует отметить, что А. Т. Асланяном [3] на геологической карте, представленной в монографии, поле развития среднеюрских пород показано значительно шире, включая и бассейн р. Воротан. Однако, как среднеюрские они в тексте не описывались и включали в себя поля развития заведомо более молодых отложений, поэтому, к сожалению, в дальнейшем эта точка зрения была оставлена без внимания.

В последние годы в результате детального картирования получен ряд новых данных по геологическому строению региона и, в частности, по району Барцраванского рудопоявления, которые имеют важное значение для выявления новых скоплений колчеданных руд.

На севере Кафанского антиклинория в бассейне р. Воротан предыдущими исследователями [2] среди фациальных разновидностей нижней части верхнеюрских отложений описывались кварцевые порфириды. Однако, известно, что нигде на других участках как Кафанского антиклинория, так и Сомхето-Кафанской зоны в целом в разрезе верхней юры кварцевых порфиритов не отмечается, в то время как в средней юре подобные образования широко распространены. Таким образом, возникла мысль, что либо эти образования представляют собой рвущие субвулканические или интрузивные тела, либо они относятся к разрезу средней юры. Поэтому при картировании этого района описанным образованиям нами было уделено особое внимание.

В бассейне р. Воротан была выделена антиклинальная структура, ядро которой расположено в районе с. Галидзор и Барцраванского рудопоявления и сложено кислой вулканогенно-осадочной толщей дацитового и риолит-дацитового составов (рис. 1). Эта толща имеет двухчленное строение.

Нижняя часть толщи обнажается в левобережье р. Воротан у с. Галидзор и представлена переслаивающимися кварцсодержащими туфобрекчиями с редкими прослоями маломощных лав кварцевых порфиритов (риолитов). Породы имеют характерный зеленоватый, местами бирюзовый оттенок. Мощность этой части разреза около 400 м.

На западе эти отложения срезаны крупным северо-западным разрывным нарушением, по которому они граничат с верхнеюрскими известняками и туфобрекчиями, падающими в западных румбах.

На востоке они вверх по разрезу постепенно переходят в пачку слоистых зеленовато-серых и светло-кремовых туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов с прослоями дацитов. Падение слоев на север-северо-восток под углами 30—35°. Мощность пачки около 150 м.

Описанные образования прорываются многочисленными маломощными пластообразными и дайкообразными телами диоритов и кварцевых диоритов.

В разрезе северо-восточного крыла антиклинальной складки в местечке Элонц-дзор по левобережью р. Воротан (рис. 2) на размывной, выветрелой и карманообразной поверхности вышеописанных отложений залегает толща грубообломочных туфоконгломератобрекчий с маломощными прослоями и пачками известняков и песчаников. В основании этой толщи залегает невыдержанный горизонт базальных конгломератов, переходящих по латерали в комковатые буровато-серые и бурые изветрочистые песчаники, глинистые криноидные красные известняки. В этих породах А. С. Аванесяном и Е. А. Успенской собраны многочисленные аммониты хорошей сохранности. Из этих сборов, а также из фауны, любезно представленной А. Л. Портным (собранный

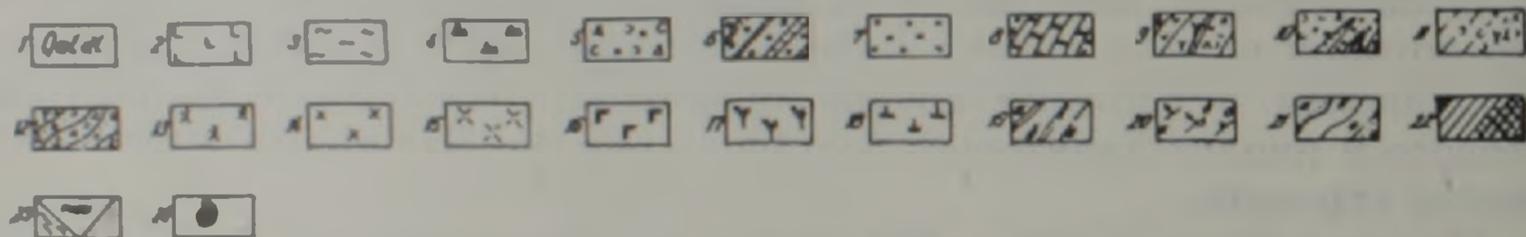


Рис. 1. Геологическая карта Галидзор-Барцраванского рудного поля. 1. Современные аллювиально-делювиальные отложения. 2. Нижне четвертичные андезиты, базальты. 3. Четвертичные травертины. 4. Мноплюцен, горисская толща, агломератовые и фангломератовые брекчии, туфобрекчии смешанного состава. 5—8. Нижний мел: 5. Средний-верхний апт. туфоконгломераты, туфопесчаники, песчанистые и органогенные известняки. 6. Средний апт, туфопесчаники, туфоконгломераты, андезиты. 7. Нижний апт, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфоаргиллиты, глинистые и органогенные известняки. 8. Баррем—нижний апт, органогенные, псевдооолитовые известняки. 9. Верхняя юра-нижний мел, верхний титон-средний валанжин; базальты, андезито-базальты, туфопесчаники, туфоконгломераты, брекчии, известняки, трахиандезито-дациты; трахидациты. 10. Верхняя юра (нерасчлененная), средний келловей—нижний титон, базальные конгломераты и гравелиты, органогенные известняки, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты и туфобрекчии-андезитобазальтового состава. 11—12. Средняя юра: 11. Нижний бат, толща только переслаивающихся туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, риолит-дацитового состава с прослоями риолитов и риолит-дацитов. 12. Верхний байос-нижний бат, туфы, игнимбриды, туфобрекчии, туфопесчаники, туфогравелиты, лавы кварцевых андезитов, дацитов и риолит-дацитов. 13—17. Субвулканические и интрузивные образования нижнемелового возраста: 13. Кварцевые диориты. 14. Диориты. 15. Крупнокварцевые, роговообманковые диорит-порфириды. 16. Микродиориты. 17. Дациты. 18. Силлы и дайки кварцевых порфиров среднеюрского возраста. 19. Разрывные нарушения: а) крупные разломы; б) второстепенные разломы; в) предполагаемые. 20. Элементы залегания. 21. Границы пород и толщ: а) несогласные; б) нормальные; в) предполагаемое направление пластов; г) границы развития метасоматитов. 22. Гидротермально измененные породы: а) слабоизмененные осветленные с ясно видимой первичной структурой; б) нацело измененные, обожженные, выщелоченные породы. 23. Рудная минерализация: а) кварц-карбонат-халькопиритовые жилы и прожилки с золотом; б) зоны с медно-полиметаллическим оруденением; в) зоны и участки с медно-вкрапленным оруденением. 24. Место находки фауны.



Рис. 2. Зарисовка левого борта р. Воротан (условные обозначения см. рис. 1)

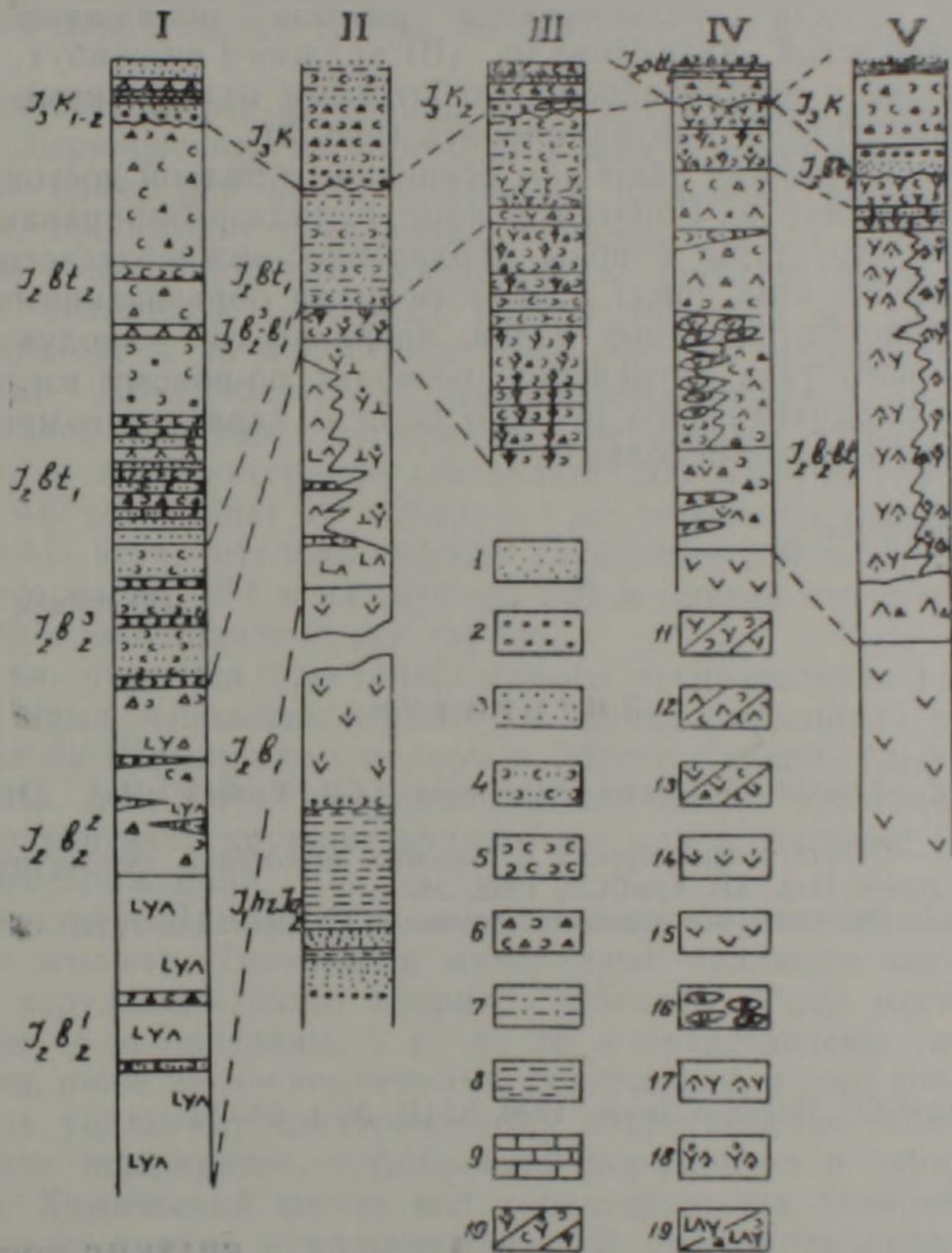


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов среднеюрских отложений Сомхето-Кафанской зоны. I, II—разрезы средней юры Алавердского и Шамшадинского антиклинориев (по Н. Р. Азаряну). III—бассейн р. Воротан. IV—район с. Шгарджик—г. Гянджибут, V—район г. Кафан-Каварт. 1) Песчаники; 2) конгломераты; 3) гравелиты; 4) туфопесчаники; 5) туфы; 6) туфобрекчии; 7) туффиты, туфоалевролиты; 8) глинистые сланцы; 9) известняки; 10) кварцевые порфиры, риолиты, дациты (а), туфы (б), туфобрекчии (а); 11) базокварцевые дациты, риолит-дациты (а), туфы (б), туфобрекчии (а); 12) андезиты, андезито-дациты (а), их туфы (б) и туфобрекчии (а); 13) мндалекаменные базальты, андезито-базальты (а), их туфы (б) и туфобрекчии (а); 14) «порфиритовая серия» Шамшадинского антиклинория—крупноплагиоклазовые базальты, андезито-базальты, андезиты; 15) эндотизированные базальты, андезито-базальты (Кафанский антиклинорий); 16) шаровые и подушечные лавы андезито-базальтов; 17) «плагиоклазовые порфириты», андезиты и андезито-дациты; 18) крупно-кварцевые андезито-дациты (барабатумские); 19) чередующиеся анабазы, андезиты-дациты (дебетская свита) (а), их туфы и туфобрекчии (кошабердская свита) (б).

ной в совместном маршруте с А. С. Аванесяном), Е. А. Успенская описала: *Kosmoceras (Lygokosmoceras) jason* (Rein), *K. (Spinokosmos) castor* (Rein), *Keplerites* sp., *Platikosmoceras* cf. *jacoby* corr., *Perisphinctes* cf. *altiplicatus* Waag., *Sowerbycerus tictsei* (Till.), *Ptychophylloceras* cf. *flabellotolles* (Djan.), *P. hommaire* (Orb.), *Nannolytoceras* cf. *ilanense* (Strem), *Nautilus* sp.

Этот комплекс аммонитов указывает на средний, возможно, верхний келловей.

Таким образом, возраст подстилающей вулканогенно-осадочной толщи заведомо доверхнеюрский.

По своему стратиграфическому положению, фациально-петрографическому составу, рассматриваемая толща сопоставима с образованиями верхов среднеюрского разреза обнажающегося на флангах Кафанской антиклинали (Шгарджик-Гянджибут, Каварт и др.), а также с верхнебайос-нижнебатскими отложениями Шамшадинского и Алавердского антиклинорий (рис. 3).

Приведенные данные дают нам основание с полной достоверностью выделить в бассейне р. Воротан в ядре Галидзор-Барцраванского антиклинальной структуры породы верхнебайос-нижнебатского возраста. Сопоставление этих пород с аналогичными образованиями Кафанского и Алавердского рудных узлов, являющихся «продуктивными» для колчеданного типа оруденения, позволит по-новому взглянуть на перспективы Барцраванского рудного поля и характер самого оруденения, развитого в его пределах.

ПО «Армгеология»,
МГРИ

Поступила 2 VI. 1989

ЛИТЕРАТУРА

1. Азарян Н. Р.—Юрские аммониты Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 191 с.
2. Акопян В. Т.—Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Закавказья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, 287 с.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 404 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, 1990, XLIII, № 1, 68—71.

УДК: 550.837.2

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Б. ГАМОЯН, А. В. ГЕВОРКЯН

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКАЧКА ПОТЕНЦИАЛА ГАЛЬВАНИЧЕСКОГО ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ГРАНИЦЕ СУЛЬФИДНЫХ РУДНЫХ ТЕЛ

Из геофизической литературы известно [4], что при рассмотрении распределения естественных электрических полей (ЕЭП) сульфидных рудных тел принимают следующие модели: 1) для столбообразного рудного тела—точечный отрицательный источник на верхней кромке и линейно-однородный положительный источник по всей длине его; 2) для пластообразного рудного тела—линейно-однородный отрицательный источник, расположенный в верхней кромке, и плоский однородно-заряженный положительный источник, расположенный по всей плоскости его.

При рассмотрении распределения ЕЭП сферического сульфидного

ной в совместном маршруте с А. С. Аванесяном), Е. А. Успенская описала: *Kosmoceras (Lygokosmoceras) jason* (Rein), *K. (Spinokosmos) castor* (Rein), *Keplerites* sp., *Platikosmoceras* cf. *jacoby* corr., *Perisphinctes* cf. *altiplicatus* Waag., *Sowerbycerus tictsei* (Till.), *Ptychophylloceras* cf. *flabellotolles* (Djan.), *P. hommaire* (Orb.), *Nannolytoceras* cf. *ilanense* (Strem), *Nautilus* sp.

Этот комплекс аммонитов указывает на средний, возможно, верхний келловей.

Таким образом, возраст подстилающей вулканогенно-осадочной толщи заведомо доверхнеюрский.

По своему стратиграфическому положению, фациально-петрографическому составу, рассматриваемая толща сопоставима с образованиями верхов среднеюрского разреза обнажающегося на флангах Кафанской антиклинали (Шгарджик-Гянджибут, Каварг и др.), а также с верхнебайос-нижнебатскими отложениями Шамшадинского и Алавердского антиклинорий (рис. 3).

Приведенные данные дают нам основание с полной достоверностью выделить в бассейне р. Воротан в ядре Галидзор-Барцраванского антиклинальной структуры породы верхнебайос-нижнебатского возраста. Сопоставление этих пород с аналогичными образованиями Кафанского и Алавердского рудных узлов, являющихся «продуктивными» для колчеданного типа оруденения, позволит по-новому взглянуть на перспективы Барцраванского рудного поля и характер самого оруденения, развитого в его пределах.

ПО «Армгеология»,
МГРИ

Поступила 2 VI. 1989

ЛИТЕРАТУРА

1. Азарян Н. Р.—Юрские аммониты Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 191 с.
2. Акопян В. Т.—Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Закавказья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, 287 с.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 404 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, 1990, XLIII, № 1, 68—71.

УДК: 550.837.2

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Б. ГАМОЯН, А. В. ГЕВОРКЯН

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКАЧКА ПОТЕНЦИАЛА ГАЛЬВАНИЧЕСКОГО ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ГРАНИЦЕ СУЛЬФИДНЫХ РУДНЫХ ТЕЛ

Из геофизической литературы известно [4], что при рассмотрении распределения естественных электрических полей (ЕЭП) сульфидных рудных тел принимают следующие модели: 1) для столбообразного рудного тела—точечный отрицательный источник на верхней кромке и линейно-однородный положительный источник по всей длине его; 2) для пластообразного рудного тела—линейно-однородный отрицательный источник, расположенный в верхней кромке, и плоский однородно-заряженный положительный источник, расположенный по всей плоскости его.

При рассмотрении распределения ЕЭП сферического сульфидного

тела принимается, что изменение скачка потенциала (ΔU) по вертикальной оси (ось поляризации) меняется линейно. Согласно с этим распределение скачка потенциала на границе сферического тела определяется формулой [4]

$$\Delta U = \Delta U_0 \cdot \cos \Theta,$$

где ΔU_0 — максимальный скачок потенциала, равный разности потенциалов внешней среды и сферы на границе их соприкосновения по оси поляризации; Θ — угол между осью поляризации и направлением из центра сферы на точку наблюдения (r).

Однако, как показывают результаты натурно-экспериментальных исследований, выполненных в подземных горных выработках и скважинах рудных месторождений Рудного Алтая, Центрального Казахстана и Армении [1, 2, 3, 4], изменение скачка потенциала на границе рудного тела с окружающей средой по вертикали далеко не прямолинейно.

Скачок потенциала на границе крупного полиметаллического рудного тела Зыряновского месторождения между глубинами 120 и 220 м, по данным измерений на 6 горизонтах подземных выработок Е. А. Сергеевым, происходит следующим образом [4]: от глубины 120 до 140 м, где руды полностью окислены, ΔU почти не меняется; в зоне вторичных сульфидов (интервал глубин 140—150 м) скачок потенциала меняется на 15 мВ; резкое изменение ΔU происходит в интервале глубин 150—190 м, где наблюдается переход минерального состава руд от вторичных сульфидов к первичным. Изменение скачка потенциала в этом интервале составляет 200 мВ (на глубине 160 м градиент ΔU составляет 12 мВ/м); в зоне первичных сульфидных руд изменение ΔU незначительно (между глубинами 190 и 220 м ΔU изменяется всего на 30 мВ) и на глубине 220 м кривая его становится параллельной к координатной оси глубин.

С целью изучения пространственного распределения гальванического ЕЭП нами выполнены изменения скачка потенциала сульфидных рудных тел на Шамлугском медном и Зодском кварц-сульфидном месторождениях АрмССР. Измерения выполняли по восстающим, пройденным по контакту крупных рудных тел при подготовке блоков разработки месторождений.

Рудные тела Шамлугского месторождения представлены штоками, линзами и жилами. Типичными минералами являются пирит, халькопирит, из нерудных — кварц, хлорит, карбонаты. Руды месторождения до глубины 15 м окислены, с 15 до 28 м представлены вторичными сульфидами, ниже 28 м — первичными сульфидами, имеют сплошное сложение и по удельному электрическому сопротивлению отличаются от окружающих порфиритов, туфобрекчий порфиритов и кератофиров на 2 порядка. Химический состав вод характеризуется влиянием продуктов окисления пирита и халькопирита. В результате окисления этих минералов воды обогащены сульфатами закисного и окисного железа, меди, ионами серы различной валентности (высокой — в зоне окисления и низкой — в зоне вторичных сульфидов).

Измерения скачка потенциала здесь выполняли на глубинах 5 м (1÷8), 50 и 60 м. Измеряли потенциалы руды относительно к неполяризуемому медно-купоросному электроду, заземленному в окружающих породах поблизости от границы рудного тела. Заземление в руде производилось с помощью стального сверла. На каждой глубине выполнялись 5 замеров. Результаты наблюдений представлены на рис. 1, а в виде кривой осредненных значений ΔU вдоль геологической колонки. Из рисунка следует, что кривая скачка потенциала характеризуется резким градиентом в пределах зоны вторичных сульфидов (интервал глубин 15÷25 м) и плавным ходом в пределах зон окисленных и первичных сульфидных руд: на глубине 5 м градиент скачка потенциала по вертикальной оси составляет 2,1 мВ/м, на глубине 20 м — 21 мВ/м, на глубине 60 м — 0,2 мВ/м.

Рудные тела Зодского месторождения сложены, в основном, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, кварцем, карбонатами. По физико-химическим условиям, вещественному составу и различной степени окисления в рудных телах месторождения выделяются три зоны: 1) зона окисленных руд, сложенная бурыми железняками с реликтами выщелачиваемых сульфидов; 2) зона частичного выщелачивания, представленная вторичными сульфидами; 3) зона первичных сульфидных руд. Первая зона распространяется до глубины 120 м, вторая—от 120 до 220 м.

Измерения скачка потенциала здесь выполняли на глубинах $20 \times (2 \div 14)$ м. Результаты измерений представлены на рис. 1, б. Кривая ΔU здесь также характеризуется резким градиентом в пределах зоны вторичных сульфидов (интервал глубин 120—210 м) и плавным ходом в пределах окисленных и первичных сульфидных руд (интервалы глубин 40—120 и 210—280 м): в пределах окисленных руд изменение ΔU составляет 7 мВ в пределах вторичных сульфидов—55 мВ, первичных сульфидных руд—5 мВ.

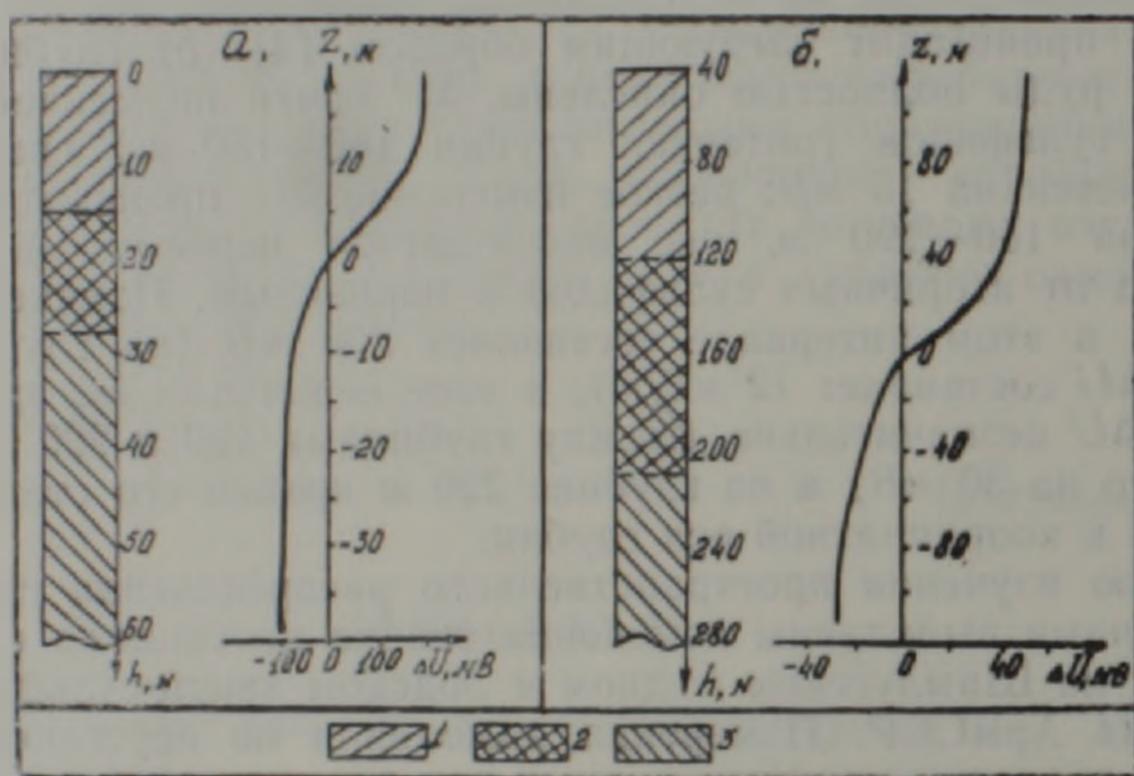


Рис. 1. Схематические колонки и графики скачка потенциала рудных тел Шамлугского медного и Зодского кварц-сульфидного месторождений: 1—зона окисленных руд; 2—зона вторичных сульфидов; 3—зона первичных сульфидных руд.

Исходя из представленных на рис. 1 результатов натуральных наблюдений, можно предполагать следующее: 1) значительное изменение скачка потенциала на контакте рудного тела наблюдается лишь в зоне вторичных сульфидов, где происходят окислительно-восстановительные электрохимические процессы; следовательно, в образовании гальванического ЭЭП основная роль принадлежит зоне вторичных сульфидов; 2) изменение скачка потенциала по оси поляризации (Z) подчиняется гиперболическому закону.

С помощью статистической обработки данных натуральных наблюдений для вертикально падающих столбообразных и пластообразных рудных тел получены математические формулы распределения параметра ΔU по оси Z .

1. Для Шамлугского месторождения

$$\Delta U(z) = 20,8 \times \text{arsh}z \quad \text{при } z < 0$$

$$\Delta U(z) = 10,3 \times \text{arsh}z \quad \text{при } z > 0$$

2. Для Зодского месторождения

$$\Delta U'(z) = 5,66 \times \text{arsh}z \quad \text{при } z < 0$$

$$\Delta U(z) = 3,11 \times \text{arsh}z \quad \text{при } z > 0$$

Общие формулы изменения $\Delta U(z)$ для столбообразных и пластообразных рудных тел можно записать следующим образом:

$$\Delta U(z) = b_1 \times \operatorname{arsh} z \quad \text{при } z < 0$$

$$\Delta U(z) = b_2 \times \operatorname{arsh} z \quad \text{при } z > 0$$

Распределение скачка потенциала на границе сферического рудного тела будет выражаться следующими формулами:

$$\Delta U(z) = d_1 \times \operatorname{arsh} z \times \cos \theta \quad \text{при } z < 0$$

$$\Delta U(z) = d_2 \times \operatorname{arsh} z \times \cos \theta \quad \text{при } z > 0$$

Материалы, представленные в статье, могут служить основой для совершенствования теории распределения ЕЭП сульфидных месторождений.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР

Поступила 22.IX.1989.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б. Подземная электроразведка на рудных месторождениях Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980, 222 с.
2. Гамоян В. Б. О результатах применения метода естественного электрического поля в подземных горных выработках и в горизонтальных скважинах некоторых месторождений Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1971, № 1, с. 71—74.
3. Рысс Ю. С., Тясто А. С. Структура естественных электрических полей на рудных месторождениях и ее использование при поисках и разведке полезных ископаемых. Обзорная серия: Региональная, разведочная и промысловая геофизика, вып. 2, М.: ОНТИ ВИЭМСа, 1966, 68 с.
4. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л.: Недра, 1968, 380 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, 1990, XLIII, № 1, 71—75

УДК: 552.313 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. К. ЮХАНЯН

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ИХ ВМЕЩАЮЩИХ ЛАВ В НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЕ АРМЕНИИ

Полевые исследования, проведенные автором в пределах неовулканической зоны Армении, выявили широкое распространение включений глубинных пород в лавах и шлаках верхнеплиоцен-четвертичного возраста. В вулканических областях*, особенно в восточной, проявляются глубинные включения примерно одного и того же состава, но в различных количественных соотношениях для каждой фации вмещающих лав.

Помимо различных вулканогенно-осадочных и метаморфических пород фундамента (переплавленные пемзы, гранитоиды, сланцы и др.), отобранные включения по своим петрогенетическим особенностям

* Названия вулканических зон и подзон заимствованы из работы [2].

Общие формулы изменения $\Delta U(z)$ для столбообразных и пластообразных рудных тел можно записать следующим образом:

$$\Delta U(z) = b_1 \times \operatorname{arsh} z \quad \text{при } z < 0$$

$$\Delta U(z) = b_2 \times \operatorname{arsh} z \quad \text{при } z > 0$$

Распределение скачка потенциала на границе сферического рудного тела будет выражаться следующими формулами:

$$\Delta U(z) = d_1 \times \operatorname{arsh} z \times \cos \theta \quad \text{при } z < 0$$

$$\Delta U(z) = d_2 \times \operatorname{arsh} z \times \cos \theta \quad \text{при } z > 0$$

Материалы, представленные в статье, могут служить основой для совершенствования теории распределения ЕЭП сульфидных месторождений.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР

Поступила 22.IX.1989.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б. Подземная электроразведка на рудных месторождениях Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980, 222 с.
2. Гамоян В. Б. О результатах применения метода естественного электрического поля в подземных горных выработках и в горизонтальных скважинах некоторых месторождений Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1971, № 1, с. 71—74.
3. Рысс Ю. С., Тясто А. С. Структура естественных электрических полей на рудных месторождениях и ее использование при поисках и разведке полезных ископаемых. Обзорная серия: Региональная, разведочная и промысловая геофизика, вып. 2, М.: ОНТИ ВИЭМСа, 1966, 68 с.
4. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л.: Недра, 1968, 380 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, 1990, XLIII, № 1, 71—75

УДК: 552.313 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. К. ЮХАНЯН

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ИХ ВМЕЩАЮЩИХ ЛАВ В НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЕ АРМЕНИИ

Полевые исследования, проведенные автором в пределах неовулканической зоны Армении, выявили широкое распространение включений глубинных пород в лавах и шлаках верхнеплиоцен-четвертичного возраста. В вулканических областях*, особенно в восточной, проявляются глубинные включения примерно одного и того же состава, но в различных количественных соотношениях для каждой фации вмещающих лав.

Помимо различных вулканогенно-осадочных и метаморфических пород фундамента (переплавленные пемзы, гранитоиды, сланцы и др.), отобранные включения по своим петрогенетическим особенностям

* Названия вулканических зон и подзон заимствованы из работы [2].

группируются в три минерало-петрографические группы—пироксениты (табл. 1), габброиды и амфиболиты. В каждой группе наблюдается широкая вариация минералогического состава, структуры, а также различная степень измененности, возможно обусловленная процессами в коре до захвата магмой или под действием вмещающих магм.

Таблица 1

Структуры и отличительные особенности глубинных включений

Глубинные включения	Вмещающие лавы	Структуры глубинных включений	Отличительные особенности глубинных включений
Пироксениты	Базальт Дацит	Бластовый, гетеробластовый, гранобласт	Следы плавления с появлением интерстициального стекла Амфиболизация пироксенитов с появлением единичных чешуек биотита
Габброиды	Базальт Андезитобазальт Андезит Дацит	Габбровый, габбродиабазовый, гранобластовый, бластопорфировый	Интерстициальное плавление ортопироксена и плагиоклаза. Следы плавления ортопироксена и плагиоклаза. Амфиболизация пироксенов и плагиоклаза с появлением единичных чешуек биотита.
Амфиболиты	Базальт Андезитобазальт Андезит Дацит	Гломерогранобластовый, гетеробластовый	Некоторые амфиболиты находятся в предликвидусном состоянии. Интенсивная биогитизация Диссоциация и коррозия амфибола и плагиоклаза.

Анализ петрографических исследований, приведенный в табл. 1, показывает, что глубинные включения в ассоциации с вмещающими лавами разной кислотности в подзонах Армении в целом обладают одинаковым составом, структурой и степенью измененности. Отметим, что существенные термические изменения наблюдаются во включениях глубинных пород, ассоциирующих с лавами базальт—андезитобазальт—андезитового состава и слабая измененность—во включениях, ассоциирующих с лавами более кислого состава.

Исследования ряда включений, выполненные с помощью метода рентгеноспектрального микроанализа, позволили сопоставить составы однотипных минеральных фаз во включениях и вмещающих лавах, а также установить некоторые структурные особенности взаимоотношений минералов.

Пример состава минералов, слагающих одно из габброидных включений в базальтовой лаве Сюникского нагорья, приведен в таблице 2. Прежде всего отмечается отличие в составе и наборе минералов-включений от состава и типа минералов-вкрапленников во вмещающей лаве. Следует обратить внимание на различия в составах титаномагнетитов из лавы и из включения, а также на состав интерстициального стекла во включении. Отмечаются низкие содержания TiO_2 в твердом растворе титаномагнетитов (как правило, не более 7—10 вес. %). При этом во включениях рудные несколько обогащены титаном относительно титаномагнетитов лав. Титаномагнетит во включениях и в лавах часто представлен сильно неоднородными по составу зонами, с резкими границами между ними. Создается впечатление, что подобная структура минерала—вторичная, обусловленная диффузионным перераспределением компонентов. При высокотемпературном окислении исходных гомогенных титаномагнетитов структурный рисунок имеет совершенно другой вид: субпараллельная или пересекающаяся под углом 60° система различных фаз (магнетит—ильменит или магнетит—ульвошпинель).

То, что в разных по составу вмещающих вулканитах встречаются однотипные петрографические разновидности включений, а также то, что в одной вмещающей породе мы находим разнообразный набор

включений с различным характером термических изменений, свидетельствует о ксеногенной природе включений. Действительно, трудно представить себе, что и в базальтах, и в дацитах кристаллизация в глубинном магматическом очаге привела к образованию всей рассмотренной гаммы включений. С другой стороны, для гомогенных включений (т. е. образованных относительно тугоплавкими близкижидусными минералами) трудно представить себе механизм термического воздействия, приведший к вторичному проплавлению их.

Таблица 2
Характерные составы минералов габброидного включения и вмещающей базальтовой лавы из сюнникской вулканической подзоны

Минералы	Л а в а			В к л ю ч е н и я			
	Т—Мт	Кп	Ол	Оп	Т—Мт	Слюда	Стекло
Оксиды							
SiO ₂	0.2—0.5	49.6	39.0	47.4—51.8	0.1—0.2	37.1	61.4
TiO ₂	4.8—5.0	1.2	0.04	0.3—0.8	7.8—8.8	4.5	0.4
Al ₂ O ₃	2.3—2.5	5.8±1.1	н. об.	0.9—5.1	1.0—4.9	15.7	20.2±4.5
FeO	78.2—78.3	8.2±0.6	18.4	17.3—20.8	69.0—77.8	9.3	2.1—4.8
MnO	0.5—0.6	0.2	0.3	0.7—1.5	1.0—1.4	0.1	0.7
MgO	5.1—5.4	13.7	40.0	22.0—27.0	3.4—8.4	17.1	0.7—1.1
CaO	0.1—1.0	20.8	0.2	0.5—1.7	0.01—1.2	0.02	3.8—5.2
K ₂ O	н. об.	н. об.	н. об.	н. об.	н. об.	8.5	3.8
Cr ₂ O ₃	0.2	н. об.	н. об.	0.0—0.2	0.1—0.2	н. об.	н. об.
n	2	1	1	6	5	1	1

Примечание: n—количество проанализированных зерен; Т—Мт—титаномагнетит; Кп—клинопироксен; Ол—оливин; Оп—ортопироксен.

Особенности состава титаномагнетитов указывают на то, что формирование магм происходило в более окислительных условиях (или высокотемпературных), чем образование пород включений. Это также указывает на определенную независимость включений от вмещающих магм. Скорее наоборот, можно допустить образование магм широкого спектра составов (от андезито-базальтов до риолитов) в условиях земной коры при переплавлении субстрата, близкого по составу хотя бы к ряду пород включений.

Петрохимические данные, полученные для большого количества образцов, позволили выявить особенности пространственных вариаций петрохимических характеристик вулканических пород и включений. В основу обработки петрохимических данных положено разделение пород на известково-щелочной и щелочной тип по дискриминантной функции, полученной эмпирическим путем Ле Метрем [5]:

$$D = -0.316 \text{SiO}_2 + 0.511 \text{TiO}_2 - 0.273 \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.213 \text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.155(\text{FeO} + \text{MnO}) + 0.001 \text{MgO} - 0.356 \text{CaO} + 0.386 \text{Na}_2\text{O} - 0.445 \text{K}_2\text{O}$$

Таблица 3
Соотношение известково-щелочных и щелочных эффузивов и глубинных включений в подзонах Армянского вулканического нагорья

Зоны	Подзоны	Общее к-во анализов, шт.	Вулканыты		Общее к-во анализов, шт.	Ксенолиты	
			щелочные, %	известково-щелочные, %		щелочные, %	известково-щелочные, %
Западная	Кечутская Арагацкая	6	33	67	0	—	—
		23	—	100	0	—	—
Восточная	Гегамская	21	38	62	53	19	81
	Айодзор-Варденисская	25	8	92	11	—	100
	Сюнникская	28	43	57	16	74	56
	Кафанская	27	100	—	13	48	52

* Имеются литературные данные о глубинных включениях в этой вулканической подзоне [3].

Для щелочных пород значения $D > -24,6$, тогда как для известково-щелочных $D < -24,6$. Необходимо отметить, что все химические анализы, включенные в обработку, были получены в одной и той же химлаборатории Управления «Укрчерметгеологии». Это позволяет надеяться на достоверность результатов относительного сопоставления всей изученной группы пород.

Основные результаты приведены в табл. 3, где показаны соотношения долей пород вмещающих вулканитов и включений из разных вулканических пород, принадлежащих к щелочной и известково-щелочной сериям. Подтвержден принципиальный вывод, полученный ранее авторами работы [2], об увеличении щелочности верхнеплиоцен-четвертичных лав (доли щелочных разностей) в восточных подзонах по сравнению с западными. Однако обнаруживается выпадение из этой закономерности пород Айоцзор-Варденинской подзоны. Причина этого не совсем понятна. Можно отметить корреляцию данной особенности лав указанной подзоны с тенденцией к понижению общей щелочности и относительной доли Na_2O с развитием вулканизма в четвертичное время, которое приведено на рис. 1. По-видимому, самым интересным оказывается параллельное с вмещающими лавами изменение щелочности включений. Выполненные исследования показали, что в Восточной, Сюникской и Кафанской подзонах доля включений, принадлежащих к щелочной серии пород, выше чем в Гегамской подзоне, расположенной западнее Сюникской.

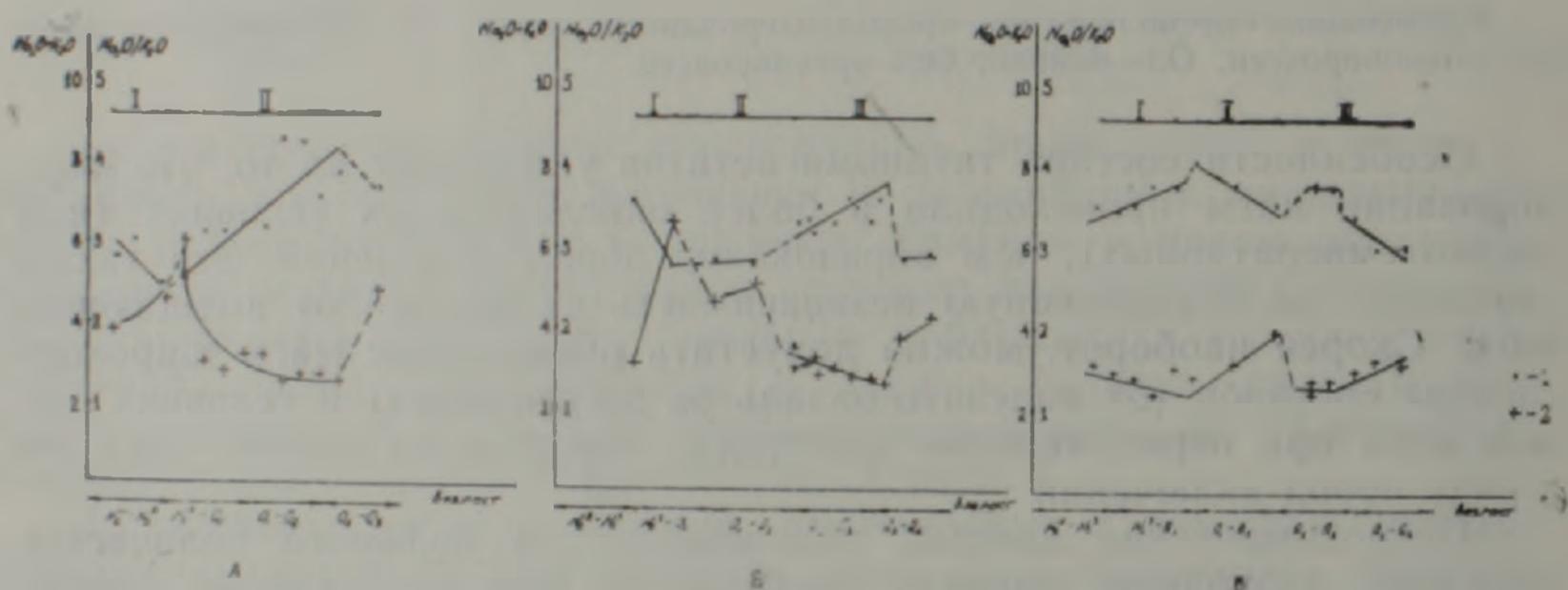


Рис. 1. Временная вариация щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и соотношения в вулканитах Кечутской (А), Гегамской (Б) и Айоцзор-Варденинской (В) вулканических подзон. 1—среднее значение $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. 2—среднее значение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. I, II, III—эруптивные этапы.

В рассматриваемом регионе, по данным работы [2], в верхнеплиоцен-четвертичное время выделяются несколько этапов наиболее интенсивного проявления вулканизма. Сопоставляя параметры щелочности вулканитов в пределах каждой из вулканических подзон, наблюдается изменение во времени общей щелочности лав и соотношения в них $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 1).

Видно, что для одного и того же периода времени в разных вулканических подзонах наблюдаются различные тренды изменения щелочности и относительного содержания K_2O в лавах. Так, например, для I эруптивного цикла ($\text{N}_2^2 - \text{Q}_1$) в лавах Кечутской и Гегамской подзон характерно уменьшение общей щелочности при преобладании содержания Na_2O . В то же время для Айоцзор-Варденинской подзоны отмечается увеличение общей щелочности лав с понижением относительной доли Na_2O .

Увеличение щелочности и повышение относительного содержания в магме связаны, по-видимому, с переносом различных компонентов на глубину Земли флюидным потоком в верхние структурные этажи коры. Отмеченная биотитизация глубинных включений подтверждает вероятность такого процесса.

Приведенные результаты скоррелированных изменений щелочности вулканитов и включений из указанных вулканических подзон отражают общность процессов, формирующих оба типа пород. Отметим, что если справедлива модель последовательного преобразования субстрата земной коры неовулканической зоны Армении, включающая стадию метасоматического ощелачивания (обогащение калием) с последующим плавлением, рассмотренная автором в работах [1, 4], то ясно, что устанавливаемые генетические соотношения между магматическими породами (вулканитами) и включениями (исходное магматическое вещество и респит) объясняют общность их петрогеохимических характеристик.

ЕрПИ, г. Ереван

Поступила 3.V. 1989

ЛИТЕРАТУРА

1. Геншафт Ю. С., Юханян А. К., Везуни А. Т., Салтыковский А. Я., Геворкян Р. Г. Об особенностях эндогенного режима Армянского вулканического нагорья в кайнозое. Геотектоника, № 2, 1985, с. 67—75.
2. Состав, физические свойства и вопросы петрогенезиса новейших вулканических образований Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980, 322 с.
3. Ширинян К. Г., Абовян С. Б. О находке обломков пироксенита в лавах ущелья р. Ахурян и его геологическом значении. ДАН АрмССР, т. 26, 1958, № 1, с. 47—51.
4. Юханян А. К., Геншафт Ю. С. Экспериментальное изучение плавления ксенолитов из лав Гегамского нагорья в условиях базальтового слоя земной коры. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1985, с. 39—44.
5. Le Maitre R. W. Chemical variation within and between volcanic rock series—a statistical approach.—J. Petrol, v. 9, 1968.