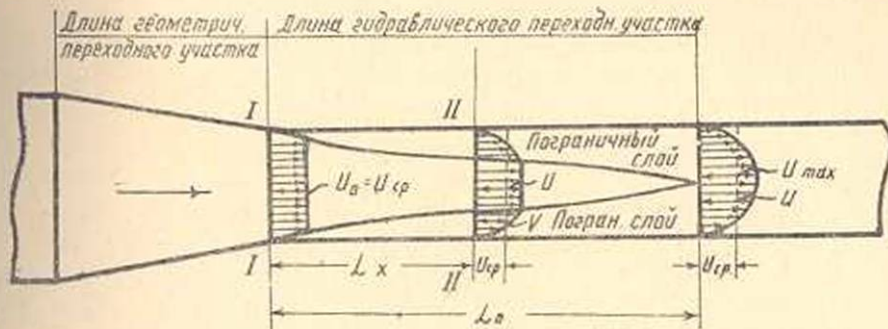


ГИДРАВЛИКА

А. Г. Назарян

Определение потери напора в открытом канале (за конфузуром) на основе теории пограничного слоя и с учетом интерференции пограничных слоев

Многочисленными опытами установлено, что в суживающихся переходах каналов (конфузур) потери напора имеют место не только на том сравнительно коротком участке, на протяжении которого происходит переход от одного сечения к другому (геометрический переходной участок), но и на значительно большем расстоянии (вниз по течению). Это расстояние определяется местом пересечения пограничных слоев, развивающихся по периметру данного поперечного сечения (фиг. 1). В пределах нарастания толщин пограничных слоев



Фиг. 1

имеет место непрерывное видоизменение эпюр скоростей, которое происходит до тех пор, пока эпюра не примет окончательно установившуюся форму. Длину, на протяжении которой происходит окончательное переформирование поля скоростей, в дальнейшем будем называть «гидравлической длиной переходного участка».*

Определение этой длины имеет очень важное значение, так как перераспределение скоростей по длине «гидравлического переходного участка» создает иную работу силы трения, которая должна быть оценена как потеря напора на местные сопротивления.

Определением длины гидравлического участка перехода зани-

* Иногда ее называют длиной начального или входного участка.

мались Шиллер [1], Дементьев [2], Ананян [3], во задача решена ими для простых случаев: для ламинарного течения [1], для турбулентного течения, но для более простого случая (круглое сечение) [3] и для прямоугольного напорного водовода без учета интерференции пограничных слоев [2].

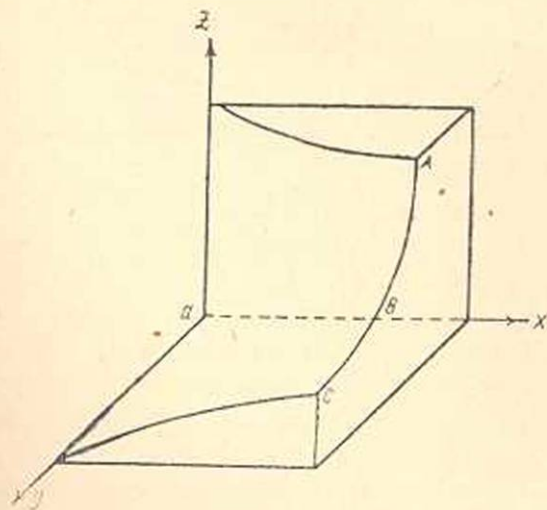
Решение задачи для прямоугольного сечения при турбулентном течении с учетом взаимодействия пограничных слоев имеет не только практическое, но и большое теоретическое значение.

Рассмотрим случай, когда поток, суживаясь, переходит от сечения какой-либо формы к прямоугольному сечению. Работа такого перехода с гидравлической точки зрения очень сходна с работой конфузоров, в которых не наблюдается отрыва вихрей, потому что, благодаря форме конфузора, место наименьшего давления находится в его конечном сечении.

Как известно из гидромеханики, в концевой части конфузора наблюдается постоянство распределения скоростей по глубине потока. Это подтверждают также многочисленные опыты, которые производились в гидроэлектрической лаборатории Водно-энергетического института АН Армянской ССР по изучению переходных участков открытой деривации.*

Исходя из этих соображений, можно считать, что турбулентный пограничный слой в основном начинает развиваться от конца переходного участка (сечение 1-1, фиг. 1).

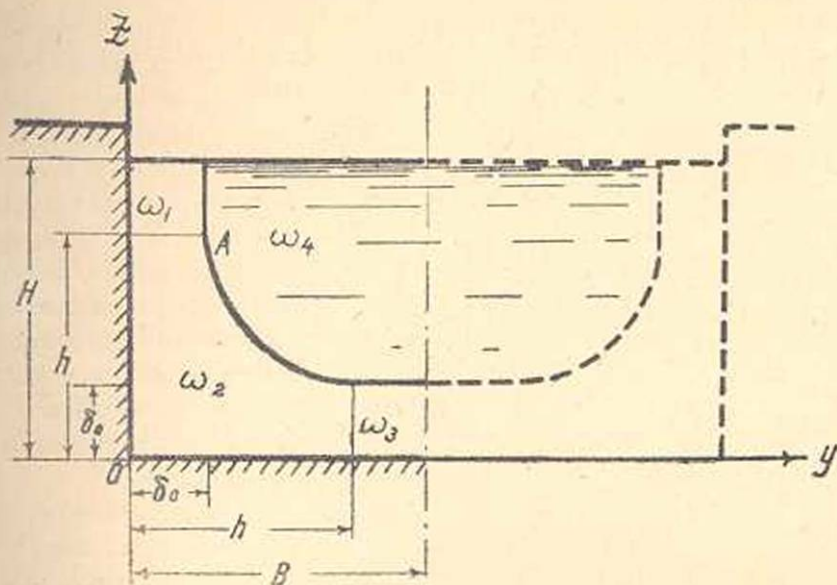
Рассмотрим дно и одну из стенок канала, как две взаимно-перпендикулярные плоские пластины (фиг. 2, 3). На них установится



Фиг. 2

обычный, постепенно нарастающий, пограничный слой. Но вблизи линии пересечения пластин (в углу), вследствие взаимно тормозящего влияния дна и стенки, течение будет тормозиться сильнее, чем на изолированной стенке. Поэтому здесь наблюдается «раздувание» пограничного слоя вследствие взаимовлияния двух пограничных слоев или, другими словами, их интерференция. В результате получается пространственный пограничный слой, толщина которого должна быть функцией уже не од-

* Отчеты ВЭИ 1948—1949 г. по исследованию переходных участков открытой деривации ГюмшГЭС.



Фиг. 3

ной переменной, а двух, т. е. $\delta = \delta(x; y)$ на плоскости xoy и $\delta = \delta(x; z)$ на плоскости xoz .

В дальнейшем рассматриваем только одну половину водовода, так как задача симметричная (фиг. 3).

Существует предположение относительно того, что пересечение пограничных слоев происходит под прямым углом [2]. При этом не учитывается взаимное влияние пограничных слоев, что противоречит фактам. Гораздо логичнее предположение, что пересечение пограничных слоев происходит по некоторой кривой, т. е. так, как это должно быть в действительности.

На этом основании Л. Г. Лойцянский [5] решает задачу, допуская, что сопряжение пограничных слоев происходит по гиперболе.

Это допущение использовано в настоящей работе, причем уравнение гиперболы принимается в том виде, в каком предлагает Л. Г. Лойцянский, а именно:

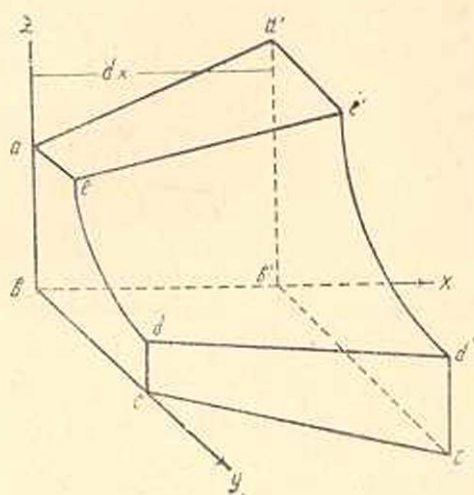
$$y \cdot z = a(x) \quad (1)$$

где $a(x)$ — параметр гиперболы, о котором будет сказано дальше.

Задача определения гидравлической длины переходного участка (L_0) сводится к разысканию функции $\delta_0 = f(x; y; z)$. Для этого составлено интегральное условие, аналогичное интегральному соотношению Кармана. Этот способ основан на теореме об изменении количества движения. Он позволяет, минуя громоздкое и довольно сложное интегрирование дифференциальных уравнений пограничного слоя Прандтля, определить вид функции $\delta_0 = f(x; y; z)$.

В пределах начального участка выделим объем пограничного слоя длиной dx , ограниченный твердой стенкой (дно и боковая стен-

ка водовода), внешней поверхностью пограничного слоя и двумя плоскостями, перпендикулярными к оси ox (фиг. 4). Представим себе, что этот объем неподвижен, а жидкость втекает в него через переднюю и верхнюю грани и вытекает через заднюю. Количество движения для втекающей жидкости примем отрицательным, а для вытекающей — положительным (в соответствии с положительным направлением внешней нормали к выделенным поверхностям объема жидкости).



Фиг. 4

Обозначим через Q и M соответственно расход и количество движения жидкости, протекающей в единицу времени через сечение $\omega = abcd$.

$$Q = \int_{\omega} v dy dz; \quad M = \int_{\omega} \rho v^2 dy dz \quad (2)$$

Тогда расход жидкости и количество движения за единицу времени через сечение $\omega + d\omega = a'b'c'd'e'$ составит:

$$Q + \frac{\partial Q}{\partial x} dx; \quad M + \frac{\partial M}{\partial x} dx \quad (3)$$

Отсюда заключаем, что вследствие неизменности выделенного объема через его боковые (пограничные) поверхности протекает количество жидкости $\frac{\partial Q}{\partial x} dx$, принося в данный объем количество движения, равное

$$\rho \frac{\partial Q}{\partial x} dx \cdot U \quad (4)$$

где U — скорость на границе пограничного слоя.

Таким образом, количество движения жидкости, входящей в выделенный объем, составляет $M + \rho \frac{\partial Q}{\partial x} dx \cdot U$, а количество движения жидкости, выходящей из этого объема, как было сказано, равно $M + \frac{\partial M}{\partial x} dx$.

Следовательно, проекция приращения количества движения за единицу времени на ось ox равна

$$M + \frac{\partial M}{\partial x} dx - \left(M + \rho \frac{\partial Q}{\partial x} dx \cdot U \right),$$

$$\text{или:} \quad \frac{\partial M}{\partial x} dx - \rho \cdot U \frac{\partial Q}{\partial x} dx \quad (5)$$

Проекция на ось ox равнодействующих поверхностных сил, действующих на выделенный элементарный объем (объемными силами пренебрегаем ввиду незначительности продольного уклона дна водовода), равна:

а) для сил давления

$$-\frac{\partial P}{\partial x} dx (\omega + d\omega) \quad (6)$$

б) для сил трения

$$w = - \left[\int_0^h \tau dy + \int_0^h \tau dz \right] dx \quad (7)$$

Благодаря симметричному нарастанию пограничных слоев у дна и стенки, можно принять, что

$$w = -2 \left[\int_0^h \tau dy \right] dx \quad (8)$$

Здесь τ — зависящее от y касательное напряжение на стенках водовода, приближенно определяемое по формуле:

$$\tau = 0,045 \rho \frac{U^2}{2} \left(\frac{y}{\bar{U} \delta} \right)^{1/4} \quad (9)$$

где согласно (1) принято $\delta = \frac{a(x)}{y}$.

Подставляя значение τ в уравнение (8) и производя интегрирование в пределах от нуля до h , получим:

$$w = -0,036 \rho \frac{U^2}{a^{1/4}(x)} h^{3/4} \left(\frac{y}{\bar{U}} \right)^{1/4} dx \quad (10)$$

Согласно теореме о количестве движения имеем:

$$\frac{\partial M}{\partial x} dx - \rho U \frac{\partial Q}{\partial x} dx = -(\omega + d\omega) \frac{\partial P}{\partial x} dx - 0,036 \rho \frac{U^2}{a^{1/4}(x)} \left(\frac{y}{\bar{U}} \right)^{1/4} dx \quad (11)$$

Подставляя значение Q и M из (2) в (11) и производя деление всех членов уравнения (11) на dx , получим, пренебрегая бесконечно малыми величинами второго порядка:

$$\frac{d}{dx} \left[\int_0^h \int_0^h \rho v^2 dy dz \right] - \rho U \frac{d}{dx} \left[\int_0^h \int_0^h v dy dz \right] = - \frac{\partial P}{\partial x} \omega - 0,036 \rho \frac{U^2}{a^{1/4}(x)} \left(\frac{y}{\bar{U}} \right)^{1/4} \quad (12)$$

Заменяя в уравнении (12) площадь ω через $\omega = \iint_{\omega} dydz$ и определяя из уравнения Бернулли

$$\frac{dP}{dx} = -\rho U \frac{dU}{dx} \quad (13)$$

получим:

$$\frac{d}{dx} \left[\iint_{\omega} v^2 dydz \right] - U \frac{d}{dx} \left[\iint_{\omega} v dydz \right] - U \frac{dU}{dx} \iint_{\omega} dydz = -0,036 \frac{U^2 h^3}{a^3(x)} \left(\frac{v}{U} \right)^{1/4} \quad (14)$$

Л. Г. Лойцянский указывает, что если сделать допущение о существовании подобия эпюр распределения скоростей в пограничном слое, то можно выбрать такую функцию $\varphi(\eta)$, чтобы соотношение $\frac{v}{U} = \varphi \left[\frac{\eta(y,z)}{a(x)} \right]$ удовлетворяло условиям $\varphi(0) = 0$, $\varphi(1) = 1$ (14а)

Для нашего случая $\eta(y,z) = y \cdot z$ и при $\varphi \left[\frac{\eta(y,z)}{a(x)} \right] = \left[\frac{y \cdot z}{a(x)} \right]^{1/4}$ полностью выполняются условия (14а). Поэтому, принимая в основу нашего исследования „закон одной седьмой“ для распределения продольных скоростей, получим:

$$v = U \left[\frac{y \cdot z}{a(x)} \right]^{1/4} \quad (15)$$

где v — скорость в пограничном слое (фиг. 1).

U — максимальная скорость (скорость на границе пограничного слоя), постоянная для данного сечения.

Эта скорость достигает своего наибольшего значения $U = U_{\max}$ в конце гидравлического переходного участка, т. е. у места пересечения пограничных слоев.

Определим значение параметра $a(x)$ гиперболы. Как видно из уравнения (1), величина $a(x)$ является произведением двух величин, каждая из которых имеет линейную размерность. Следовательно, размерность

$$a(x) = L^2.$$

Но, с другой стороны, параметр $a(x)$ должен был бы зависеть от толщины пограничного слоя δ_0 , от скорости течения v и от касательных напряжений τ , т. е.

$$a(x) = k \delta_0^\alpha v^\beta \tau^\gamma \quad (16)$$

где α, β, γ — пока неизвестные показатели степени,

k — постоянный коэффициент пропорциональности.

Согласно теории размерности, при условии:

$$\begin{aligned} [a(x)] &= [L^2] \\ [\delta_0] &= [L] \end{aligned}$$

При наличии перепада давления $a(x)$ должна была бы зависеть и от $\frac{\partial p}{\partial x}$.

Но учет этого обстоятельства весьма усложняет задачу. Поскольку она решается для малых перепадов, считается возможным не учитывать указанную зависимость.

$$[v] = [LT^{-1}]$$

$$[\tau] = [MT^{-2} L^{-1}]$$

получается, что

$$L^2 = k L^2 L^3 M^{\gamma} T^{-\beta} T^{-2\gamma} L^{-\gamma}$$

или

$$2 = \alpha + \beta - \gamma$$

$$0 = -\beta - 2\gamma$$

$$0 = \gamma$$

откуда $\alpha = 2$; $\beta = 0$; $\gamma = 0$.

Тогда параметр гиперболы будет иметь вид

$$x(x) = k\delta_0^2 \quad (17)$$

С учетом уравнения (17), уравнения (1) и (15) можно представить в следующем виде:

$$y \cdot z = k\delta_0^2 \quad (18)$$

$$v = U \left[\frac{y \cdot z}{k \cdot \delta_0^2} \right]^{1/2} \quad (19)$$

Из фиг. 3 видно, что при $y = \delta_0$, $z = h = k\delta_0$,

$$\text{откуда} \quad k = \frac{h}{\delta_0} \quad (20)$$

Подставляя значение коэффициента k из (20) в (19), получим:

$$v = U \left[\frac{y \cdot z}{h \cdot \delta_0} \right]^{1/2} \quad (21)$$

Теперь переходим к раскрытию интегралов, входящих в уравнение (12). (Границы интегрирования показаны на фиг. 3).

$$\left. \begin{aligned} \iint_{\omega} dydz &= \int_0^{\delta_0} dy \int_0^h dz + \int_0^h dy \int_0^z dz = h\delta_0 + a \ln k = k\delta_0^2 (1 + \ln k) \\ \iint_{\omega} v dydz &= \int_0^{\delta_0} U \frac{y^{1/2}}{a^{1/2}} dy \int_0^h z^{1/2} dz + \int_0^h U \frac{y^{1/2}}{a^{1/2}} dy \int_0^z z^{1/2} dz = \frac{7}{8} \left(\frac{7}{8} + \ln k \right) k\delta_0^2 U \\ \iint_{\omega} v^2 dydz &= \int_0^{\delta_0} U^2 \frac{y^{1/2}}{a^{1/2}} dy \int_0^h z^{1/2} dz + \int_0^h U^2 \frac{y^{1/2}}{a^{1/2}} dy \int_0^z z^{1/2} dz = \\ &= \frac{7}{9} \left(\frac{7}{9} + \ln k \right) k\delta_0^2 U^2 \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

Подставляя значение интегралов (22) в уравнение (14) и учитывая при этом (17) и (20), получим:

$$\frac{d}{dx} \left[\frac{7}{9} \left(\frac{7}{9} + \ln k \right) k \delta_0^2 U^2 \right] - U \frac{d}{dx} \left[\frac{7}{8} \left(\frac{7}{8} + \ln k \right) k \delta_0^2 U \right] - U \frac{du}{dx} (1 + \ln k) k \delta_0^2 = -0,036 k \delta_0 U^2 \left(\frac{\gamma}{U \delta_0} \right)^{1/4} \quad (23)$$

Взяв производную по x и разделив все члены уравнения (23) на $k \delta_0 U^2$, получим:

$$(0,321 + 0,194 \ln k) \delta_0' + (0,555 + 0,319 \ln k) \frac{U'}{U} \delta_0 = 0,036 \left(\frac{\gamma}{U \delta_0} \right)^{1/4} \quad (24)$$

где: $\delta_0' = \frac{d\delta_0}{dx}$, $U' = \frac{dU}{dx}$.

Для определения численного значения коэффициента k составляем уравнение неразрывности для сечений I—I и II—II (фиг. 1). Сечение II—II взято произвольно в пределах нарастающих пограничных слоев.

Обозначая через q_1 , q_2 , q_3 и q_4 расходы жидкости, проходящие соответственно через отдельные площади ω_1 , ω_2 , ω_3 и ω_4 (фиг. 3), а через Q —расход жидкости в начальном сечении перехода, получим:

$$q_1 = (H-h) \int_0^{\delta_0} v dy = (H-h) \int_0^{\delta_0} \frac{y^{1/4}}{\delta_0^{1/4}} dy = \frac{7}{8} (H-h) U \delta_0$$

$$q_2 = \int_0^{\delta_0} \int_{\omega} v dy dz = \frac{7}{8} \left(\frac{7}{8} + \ln k \right) k \delta_0^2 U \quad (25)$$

$$q_3 = (B-h) \int_0^{\delta_0} v dz = (B-h) \int_0^{\delta_0} U \frac{z^{1/4}}{\delta_0^{1/4}} dz = \frac{7}{8} (B-h) U \delta_0$$

$$q_4 = \left[(B-\delta_0)(H-\delta_0) - k \delta_0^2 \ln k + k \delta_0^2 - \delta_0^2 \right] U$$

$$Q = B H U_0 \text{ (или } B H U_{\text{ср.}}, \text{ т. к. } U_0 = U_{\text{ср.}})$$

где U_0 —скорость во входном сечении перехода.

Из условия неразрывности имеем:

$$Q = q_1 + q_2 + q_3 + q_4$$

С учетом уравнения (25) получим:

$$\frac{7}{8} (H-h) \delta_0 U + \frac{7}{8} \left(\frac{7}{8} + \ln k \right) k \delta_0^2 U + \frac{7}{8} (B-h) \delta_0 U + \left[(B-\delta_0)(H-\delta_0) - k \delta_0^2 \ln k + k \delta_0^2 - \delta_0^2 \right] U = B H U_0 \quad (26)$$

Раскрывая скобки и вводя обозначение $\frac{H}{B} = \lambda$,

$$\text{получим: } \frac{U_0}{U} = 1 - 0,125(1 + \lambda) \frac{\delta_0}{H} + 0,016k\lambda \left(\frac{\delta_0}{H}\right)^2 - 0,125k\lambda \ln k \left(\frac{\delta_0}{H}\right)^2 \quad (27)$$

В дальнейшем для простоты рассматриваем интерференцию пограничных слоев в прямоугольном канале с отношением сторон $\frac{H}{B} = \lambda = 1$ (фиг. 3).

Из уравнения (27) легко можно определить значение коэффициента k , если учесть следующие граничные условия (фиг. 1):

$$\text{при } L_x = 0, U = U_0 = U_{cp} \quad (28)$$

$$\text{при } L_x = L_0, U = U_{max}; h = H^* \quad (29)$$

Из уравнения (27), с учетом уравнений (20), (28) и (29), будем иметь:

$$\frac{U_{cp}}{U_{max}} = 1 - \frac{0,234}{k} - \frac{0,125}{k} \ln k \quad (30)$$

Многочисленными опытами показано, что отношение максимальной скорости к средней для турбулентного потока лежит в пределах

$$\frac{U_{max}}{U_{cp}} = 1,25 \div 1,15.$$

Принимая $\frac{U_{max}}{U_{cp}} = 1,25$, получаем:

$$k = 1,17 + 0,625 \ln k \quad (31)$$

откуда, путем подбора, найдем: $k = 1,36$.

Что касается условия (29), то можем сказать, что сделанное допущение приводит к небольшой погрешности, величина которой может быть определена, если взять отношение площадей ABCDEF и ODEF (фиг. 5):

$$\frac{\text{пл. ABCDEF}}{\text{пл. ODEF}} = \frac{k\delta_0^2(1 + \ln k)}{H^2} = \frac{1 - \ln k}{k} = \frac{1 + 0,31}{1,36} = 0,965.$$

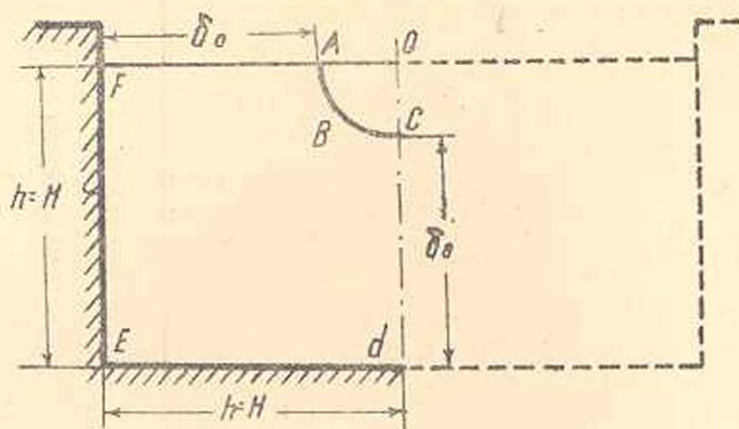
Оказывается, что погрешность составляет 3,5%, что вполне допустимо.

Подставляя численное значение k в формулу (24), получим:

$$\delta'_0 + 1,718 \frac{U'}{U} \delta_0 = 0,095 \left(\frac{\gamma}{U \delta_0} \right)^{1/4} \quad (32)$$

Чтобы определить отношение $\frac{U'}{U}$, обратимся к уравнению (27).

* Из равенства $h = H$ получаем: $\frac{\delta_0}{H} = \frac{1}{k}$.



Фиг. 5

Подставляя в него значение k , получим (принимая $\lambda = 1$):

$$\frac{U_{cp}}{U} = 1 - 0,25 \frac{\delta_0}{H} - 0,030 \left(\frac{\delta_0}{H} \right)^2 \quad (33)$$

Дифференцируя уравнение (33) по x и произведя ряд преобразований, получим:

$$\frac{U'}{U} = \frac{0,25 \frac{\delta'_0}{H} + 0,060 \frac{\delta_0 \delta'_0}{H^2}}{1 - 0,25 \frac{\delta_0}{H} - 0,030 \frac{\delta_0^2}{H^2}} \quad (34)$$

Подставляя значение $\frac{U'}{U}$ из (34) в (32) и учитывая при этом (33), после ряда преобразований, получим:

$$\frac{1 + 0,18 \frac{\delta_0}{H} + 0,073 \frac{\delta_0^2}{H^2}}{\left[1 - 0,25 \frac{\delta_0}{H} - 0,030 \frac{\delta_0^2}{H^2} \right]^{3/4}} \cdot \frac{\delta_0^{3/4}}{H^{3/4}} \cdot d \left(\frac{\delta_0}{H} \right) = 0,095 \frac{\gamma^{1/4}}{U_{cp}^{1/4} H^{1/4}} d \left(\frac{x}{H} \right) \quad (35)$$

Точное интегрирование левой части уравнения представляет трудности. Для приближенного интегрирования знаменатель уравнения (35) разлагаем в ряд и ограничиваемся его вторым членом:

$$\left[1 - \left(0,25 \frac{\delta_0}{H} + 0,030 \frac{\delta_0^2}{H^2} \right) \right]^{3/4} \approx 1 - 0,313 \frac{\delta_0}{H} - 0,037 \frac{\delta_0^2}{H^2} \quad (36)$$

С учетом (36) уравнение (35) можно представить в следующем виде:

$$\left(\frac{\delta_0}{H} \right)^{1/4} \frac{1 + 0,18 \left(\frac{\delta_0}{H} \right) + 0,073 \left(\frac{\delta_0}{H} \right)^2}{1 - 0,313 \left(\frac{\delta_0}{H} \right) - 0,037 \left(\frac{\delta_0}{H} \right)^2} \cdot d \left(\frac{\delta_0}{H} \right) = 0,095 \frac{\gamma^{1/4}}{U_{cp}^{1/4} H^{1/4}} d \left(\frac{x}{H} \right) \quad (37)$$

Уравнение (37) после ряда преобразований можно представить в следующем виде:

$$\left(\frac{\delta_0}{H}\right)^{1/4} \left[1 + 0,493 \left(\frac{\delta_0}{H}\right) + 0,264 \left(\frac{\delta_0}{H}\right)^2 + 0,101 \left(\frac{\delta_0}{H}\right)^3 \right] d\left(\frac{\delta_0}{H}\right) = \frac{0,095}{R_c^{1/4}} d\left(\frac{x}{H}\right) \quad (38)$$

После интегрирования получаем:

$$\left(\frac{\delta_0}{H}\right)^{5/4} \left[0,800 + 0,219 \frac{\delta_0}{H} + 0,081 \left(\frac{\delta_0}{H}\right)^2 + 0,024 \left(\frac{\delta_0}{H}\right)^3 \right] = \frac{0,119}{HR_c^{1/4}} L_1 \quad (39)$$

Постоянная интегрирования равна нулю, так как при $\frac{\delta_0}{H} = 0$, $L_1 = 0$. Для определения полной длины гидравлического переходного участка необходимо в уравнение (39) подставить значение $\frac{\delta_0}{H}$ из уравнения (29), т. е.

$$\frac{\delta_0}{H} = \frac{1}{k} = \frac{1}{1,36} = 0,735.$$

После несложных преобразований получаем искомую длину гидравлического переходного участка:

$$L_0 = 7,26 HR_c^{1/4} \quad (40)$$

Без учета взаимодействия пограничных слоев ($k=1$) длина гидравлического переходного участка определяется по формуле:

$$L_0 = 9,4 HR_c^{1/4} \quad (41)$$

откуда видно, что при учете явления интерференции пограничных слоев длина гидравлического переходного участка получается короче примерно на 22%.

После нахождения длины L_0 легко определить величину дополнительной потери напора, вызванной перераспределением скоростей по длине гидравлического переходного участка.

Для этого рассматриваем выражение для потерь напора

$$h_w = \lambda \frac{L_0}{4R} \cdot \frac{U_{cp}}{2g} \quad (42)$$

где

$$L_0 = 7,26 HR_c^{1/4} \quad (40)$$

С другой стороны, из уравнения Бернулли имеем:

$$h_w = \frac{U^2 - U_{cp}^2}{2g} \quad (43)$$

Подставляя значение h_w и L_0 в (42) и учитывая (33), получим:

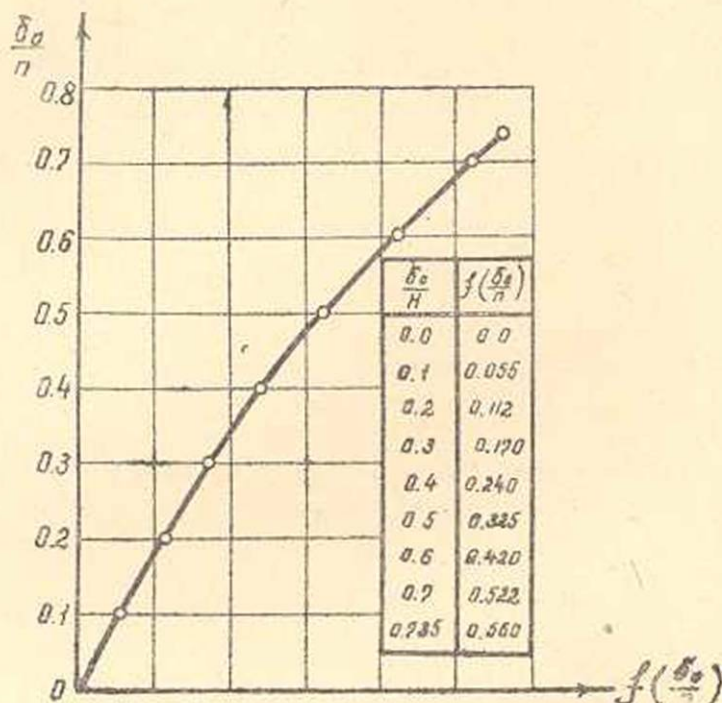
$$\lambda = R_c^{1/4} \left(\frac{U^2}{U_{cp}^2} - 1 \right) = \frac{0,275}{R_c^{1/4}} \left\{ \frac{1}{\left[1 - 0,25 \frac{\delta_0}{H} - 0,030 \left(\frac{\delta_0}{H}\right)^2 \right]^2} - 1 \right\}.$$

$$\text{или: } \lambda = \frac{0,275}{R_v^2} \cdot f\left(\frac{\delta_0}{H}\right) \quad (44)$$

где:

$$f\left(\frac{\delta_0}{H}\right) = \frac{1}{\left[1 - 0,25 \frac{\delta_0}{H} - 0,030 \left(\frac{\delta_0}{H}\right)^2\right]^2} - 1 \quad (45)$$

Для облегчения вычислений коэффициента λ составлена таблица и график (фиг. 6).



Фиг. 6

Выводы

1. Потери напора от перераспределения скоростей по длине гидравлического переходного участка определяются при помощи теории турбулентного пограничного слоя. Гидравлическая длина переходного участка—это та длина, на которой происходит окончательное переформирование поля скоростей.

2. В отличие от работ других исследователей в настоящей работе длина гидравлического переходного участка определяется с учетом интерференции пограничных слоев. Принимая в основу степенной закон распределения продольных скоростей в зоне интерференции пограничных слоев и решая совместно уравнения количест-

на движения и неразрывности, составленные для произвольного отска пограничного слоя, получается расчетная формула (40).

3. Длина гидравлического переходного участка без учета интерференции пограничных слоев, определяемая по формуле (41), получается примерно на 22% больше.

4. Коэффициент потерь напора по длине гидравлического переходного участка определяется по формуле (44) и является функцией не только числа Рейнольдса, но и толщины пограничного слоя.

5. Для расчета потери напора на переходных участках необходимо к потерям напора, вызванным изменением геометрической формы перехода, прибавить дополнительные потери, связанные с перемещением поля скоростей по длине рассматриваемого участка.

Водно-энергетич. институт
АН Армянской ССР

Поступило 16 V 1951

ЛИТЕРАТУРА

1. Шиллер Л.—Гидро-и аэродинамика, ч. 4, 1932.
2. Дементьев М. А.—Течение жидкости на входном участке гладких труб прямоугольного и круглого сечений. Известия НИИГ, № 21, 1937.
3. Аняня А. К.—Применение теории пограничного слоя к определению потери напора на переходных участках открытой деривации. Известия АН Арм. ССР, физ.-мат., естеств. и техн. науки, том 1, № 7, 1948.
4. Лойцянский Л. Г.—Аэродинамика пограничного слоя. Гостехиздат, 1941.
5. Лойцянский Л. Г.—Взаимодействие пограничных слоев. Издание ЦАГИ, № 249, М., 1936.

Ա. Գ. Նազարյան

ՍԱՀՄԱՆԱՅԻՆ ՇԵՐՏԻ ՏԵՍՈՒԹՅԱՆ ՀԻՄԱՆ ՎՐԱ ՃՆՇՄԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐԻ ՈՐՈՇՈՒՄԸ ԲԱՑ ՋՐԱՆՑՔՆԵՐՈՒՄ (ԿՈՆՖՈՒԶՈՐԻՑ ՀԵՏՈ), ՀԱՇՎԻ ՍՈՒՆԵԼՈՎ ՍԱՀՄԱՆԱՅԻՆ ՇԵՐՏԵՐԻ ԻՆՏԵՐՖԵՐԵՆՑԻԱՆ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Բաց դերիվացիայի նեղացող անցումային հատվածներում ճնշման կորուստները որոշվում են ոչ միայն հատվածի երկարությամբ, որի վրա տեղի է ունենում ջրատարի մի լայնական հատվածից մյուսին անցնելը, այլ նաև անցումային հատվածից հետո (հասանքով դեպի ցած) մինչև այնտեղ, որտեղ երկայնական արագությունների էլյուրան ձևափոխվելով ընդունում է իր վերջնական ձևը, Այդ երկարությունը կոչվում է ճիգրավիկական անցումային հատվածի երկարություն (նկ. 1):

Ի տարբերություն այլ նեղանկների, ավյալ աշխատության մեջ ճիգրավիկական անցումային հատվածի երկարությունը (L_0) որոշված է հաշվի առնելով նաև սահմանային շերտերի ինտերֆերենցիան:

Ընդունելով արագությունների բաշխման աստիճանացուցային օրենքը և համաառել լուծելով շարժման քանակի ու անխզկիկության հավասարումները, ստացվում է L_0 -ն որոշելու համար (40) ֆորմուլան:

Այն զեպքում, երբ անտեսված է սահմանային շերտերի ինսերֆերենցիան, հիդրավիկական անցումային հատվածի երկարությունը որոշելու համար ստացվում է (41) ֆորմուլան, ընդ որում L_0 -ի արժեքը մոտ 22 տոկոսով ավելի է ստացվում, քան (40) ֆորմուլայով հաշվածը:

Հիդրավիկական անցումային հատվածի երկարությունը մանրացնելու հաշվելու համար արված է այդ կորուստների գործակիցի մի նոր արտահայտություն՝ (44) ֆորմուլան, ընդ որում այդ գործակիցը ոչ միայն

կախված է Ռեյնոլդսի թվից, այլ նաև $\frac{\delta_0}{H}$ հարաբերությունից, այսինքն՝ սահմանային շերտի հաստությունից:

ГИДРОЛОГИЯ

Б. И. Бек-Мармарчев

Причины колебаний уровня озера Севан

Колебания уровня озера Севан как в пределах одного года, так и из года в год были известны всем, кто знакомился с побережьем озера и с его режимом.

Однако причины этих колебаний разными лицами объяснялись по-разному.

Среди объяснений были такие, необоснованность которых теперь кажется очевидной, так как к настоящему времени накопился богатый материал, характеризующий физико-географические условия изучаемой области. Этого материала не было у прежних исследователей.

К числу старых предположений относится гипотеза о подземной связи оз. Севан с озерами Ван и Урмия.

Необоснованность такой мысли очевидна как по самой постановке вопроса, так и потому, что разность отметок озер весьма значительна и геологическое строение разделяющей их территории исключает всякую возможность такого соединения, ввиду безусловной водонепроницаемости древних осадочных и изверженных пород, подстилающих четвертичные отложения Араратской долины.

Изучением геологического строения Севанской котловины и донных отложений озера опровергается другая гипотеза, гипотеза о появлении на дне озера ключей, о временном исчезновении («засорении») их и через известный промежуток времени возобновлении их деятельности.*

Бросается в глаза искусственность такой схемы, недооценка ее автором (Нешель) масштаба явления, а также неправдоподобность предположения о возможности существования ритмичности в таком явлении. Кроме того, мощный слой донных отложений, достигающий по указанию С. Я. Лятти [2] десятков метров, исключает всякую возможность выхода ключей на дне озера. Что же касается родников, выклинивающихся у уреза воды озера и раньше выходивших на небольшой глубине под поверхностью воды, то их дебит в общем весьма невелик (как это установлено было Севанским Бюро и подтверждено наблюдениями экспедиции Водно-энергетического института АН Армянской ССР в 1946 году) с точки зрения возможности ощутительного его влияния на колебания

* Об этой и других гипотезах см. у А. А. Ивановского [1].

уровня озера. Кроме того эти родники обладают высоким постоянством стока.

Высказывались также предположения о возрастании или падении культуры населения, обитающего вокруг озера, а следовательно, о возрастании или убывании притока воды в него в связи с разбором ее на орошение.

Эта мысль также несостоятельна, так как благодаря все возрастающей культуре за последнее столетие можно было ожидать непрерывное понижение уровня озера. В действительности же такая тенденция не наблюдается [3].

Также необосновано указание на заполнение чаши озера наносами, приносимыми реками, как на причину изменений колебания уровня. Этот процесс, имеющий место в действительности, во-первых, протекает весьма медленно и сказывается на уровне озера с течением весьма длительных геологических периодов, а во-вторых, никак не может объяснить колебательный характер явления.

Гомер де Гель [4] говорит о роли обезлесения Севанского бассейна. Но это указание опровергается аналогичными рассуждениями.

Есть еще предположения о преобладающем влиянии тектонических процессов, могущих вызывать изменение объема чаши озера, а следовательно, и уровня воды в нем.

Казалось бы такое предположение труднее оспаривать, чем предыдущие, коль скоро нет данных инструментальных наблюдений над подвижкой земной коры в данном районе, а существование тектонических движений налицо и проявляются они в землетрясениях, сила которых местами достигает 5—8 баллов. Но, во-первых, Севанский бассейн по данным Л. А. Варданянца [5] является сравнительно спокойной областью, в противоположность периферическим частям плато; тектонические движения здесь изредка проявляются в землетрясениях, имеющих по преимуществу силу всего в 3—4 балла.

За последние 150 лет наблюдалось всего три землетрясения с силой от 5 до 8 баллов. Последнее значительное землетрясение было 11 VIII 1945 г. и имело в районе гор. Севан силу в 6 баллов.

Во-вторых, очевидно, что тектонические движения не могут проявляться с одинаковой силой в различных частях такой сравнительно обширной территории, как Севанский бассейн. В действительности так и есть: северная часть бассейна более сейсмична, чем южная.

Кроме того на самой ванне озера тектонические движения отражаются, повидимому, совершенно незначительно, в особенности если иметь в виду тот ограниченный промежуток времени, в течение которого на озере ведутся реечные наблюдения за уровнями.

Высказанная мысль подтверждается данными водной нивелировки, согласно которым установлена удивительная синхронность в ходе уровней озера, о чём можно судить по наблюдениям на четырех постах, находящихся в различных частях побережья озера: г. Севан, мыс Норадуз, сел. Загалу и бухта Глаголь в Арданышском заливе.

Такая согласованность уровней говорит о неизменности высотного положения водомерных рек, а следовательно и побережий озера.

Кроме того наблюдается полная непрерывность белой полосы известкового налета на берегах, возвышающейся практически на одну и ту же величину над горизонтом озера, что проверено автором во многих пунктах во время экспедиции ВЭИ.

Все остальные высказывания по вопросу о причинах колебаний уровня озера Севан основаны на объяснении их колебаниями климата.

Еще Шопен [6] с удивительной для того времени проникательностью высказал это предположение, несмотря на полное отсутствие материалов наблюдений.

Значительно позже, но и значительно обоснованнее утверждал то же самое Митте [7].

Видя в изменяющейся комбинации элементов водного баланса озера основную причину изменений его уровня, Митте произвел, на основании имеющихся в его распоряжении относительно скудных климатических и гидрологических данных по Севанскому бассейну и данных по другим районам Закавказья, приближенный подсчет водного баланса Севана и пришел к результатам, которые убедили его в правильности его точки зрения.

В качестве исходного материала им взят меженный приток в озеро, полученный в 1889 году инженером Дудовым по данным эпизодических измерений на 28 речках, впадающих в озеро, и испарение, подсчитанное им с использованием данных по станции Коби, находящейся почти на одной высоте с Севаном.

Обобщая свои выводы по Севану, Митте пишет: «Все явления, подобные вышеописанным, имеют, как известно, более или менее универсальное значение; они свойственны в известной степени всем вообще закрытым бассейнам и озерам и находятся в зависимости от общих климатических условий известного района и от географического положения данной местности, а также от геологического строения почвы».

Митте, отдавая себе отчет также в том, какую роль играет общая атмосферная циркуляция в создании климатической обстановки данного района, пишет: «... течение юго-восточных и южных ветров, направляющихся из обширных песчаных пустынь юго-восточного Закаспийского края и Северо-восточной Персии, стремящихся по плоскогорью, между двумя высокими хребтами Корудских и Эльбурских гор, должно поглощать массу атмосферной влаги и сильно влиять на сухость воздуха Гокчинского бассейна. Между тем как господство остальных ветров, а особенно направляющихся с запада, приносит с собой в изобилии атмосферные осадки.

Преобладающие в продолжение более или менее долгого периода времени подобные воздушные влажные течения могут сильно влиять на общее состояние встречаемых ими водных бассейнов и представляют главную причину колебаний их горизонтов».

Не сомневаясь в правильности своей догадки, Митте, тем не менее, высказывает сожаление, что для доказательства тесной связи между уровнем озера и климатом Севанского бассейна нет достаточных данных в виде непосредственных инструментальных наблюдений.

Из прежних исследователей Севана ближе всего подошел к истине Е. С. Марков [8], уже располагавший некоторыми данными наблюдений и, кроме того, использовавший данные и по другим озерам. Марков пришел к выводу, что «установленное... сходство в движении уровня в озерах, различных по своему географическому положению, высоте относительно уровня моря, размерам и т. п., несомненно доказывает, что причиной колебаний уровня Гокчи, как и других озер, являются не местные опускания и поднятия суши, как результат сейсмических явлений, а климатические изменения, захватывающие обширные пространства земной поверхности».

На цифровом материале Марков показал обусловленность уровня озера соответствующей комбинацией температур и осадков и, в частности, роль мощности снежного покрова в бассейне и условий его таяния весной.

Б. Д. Зайков, основываясь на сопоставлении колебаний уровня озера Севан за период с 1889 по 1930 год с отклонениями от нормы осадков и температуры воздуха за отдельные сезоны, пришел к выводу, что периоду 1907—1915 гг., когда происходило накопление воды в озере, предшествовал ряд лет с повышенными против нормы осадками и пониженными температурами. Наступивший в 1916—1917 гг. спад сопровождался, наоборот, пониженными против нормы осадками и повышенными температурами.

Из этого Б. Д. Зайков делает вывод, что колебания уровня озера Севан вызваны климатическими условиями.

Ниже, исходя из уравнения водного баланса озера, нами доказывается то же самое.

Для этого оказалось достаточным произвести сопоставление величин годовых приращений уровня озера ($\pm \Delta h$), вычисленных по уравнению водного баланса, с приращениями, фактически наблюдаемыми.

Уравнение водного баланса, в котором приращение уровня выражено через прочие элементы баланса, имеет следующий вид:

$$\pm \Delta h = x + y - y_1 - y_2 - z, \text{ где:}$$

$\pm \Delta h$ — изменения уровня озера,

x — осадки на зеркало озера,

y — приток воды в озеро,

y_1 — поверхностный сток из озера,

y_2 — подземный сток из озера,

z — испарение с поверхности озера.

Все приведенные величины приняты в сантиметрах в год.

Элементы водного баланса, которые положены в основу вычисления приращений уровня, заимствованы у Б. Д. Зайкова [9].

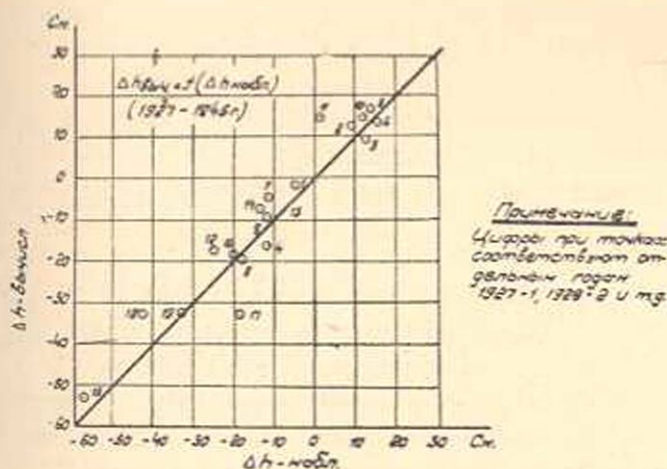
Вычисленные, как разность между приходом и расходом воды в озеро, приращения уровня могут быть сопоставлены с фактически наблюдаемыми (см. табл. 1).

Таблица 1

Годы	1927	1928	1929	1930	1931	1932	1933	1934	1935
Номера точек на графике (фиг. 2)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Δh вычисленные	-2	+12	+9	-17	+16	+14	-5	-20	-10
Δh наблюдаемые	-5	+9	+12	-12	+13	+15	-12	-18	-12

Годы	1936	1937	1938	1939	1940	1941	1942	1943	1944	1945
Номера точек на графике (фиг. 2)	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Δh вычисленные	+15	+14	-17	-10	-8	-53	-19	-33	-33	-33
Δh наблюдаемые	+12	+1	-25	-12	-13	-58	-20	-19	-43	-33

По данным таблицы 1 составлен график, представляющий зависимость между Δh вычисленными и Δh наблюдаемыми (фиг. 1).



Фиг. 1. Связь между приращениями уровня озера Севан, наблюдаемыми и вычисленными.

Из фиг. 1 видно, что зависимость получается достаточно четкая. Таким образом, доказывается, что изменение уровня за год может являться следствием только лишь несоответствия между приходом воды в озеро и расходом из него.

При соответствующих подсчетах приходилось данные по некоторым элементам водного баланса из объемных мер переводить в линейные путем деления на площадь зеркала озера, которая является величиной переменной. Однако сокращение площади зеркала за период слива составляет не более 1,5%. Ничтожное влияние этих изменений для данных подсчетов вполне пренебрежимо.

Дополнительное подтверждение климатической причины колебаний

уровня озера Севан дает сопоставление многолетнего хода уровней этого озера с уровнями других водоемов.

Сходство в поведении озер Севан, Ван и Урмия, находящихся в аналогичных физико-географических условиях, является доказательством высказанного положения.

Указанное сопоставление впервые провел Зигер [10]. Обстоятельное изучение климатической обстановки в районах близких к Вану и Урмии на базе материалов наблюдений на метеорологических станциях Александрополь (Леннакан), Аралых и Тифлис (Тбилиси) и даже Баку и Астрахань* показало, что дождливый период в Закавказье длился с 1849 по 1860 год, а засушливый с 1861 по 1869 год. Уровни указанных озер отразили эту климатическую обстановку.

Сопоставление, выполненное Зигером, представлено на фиг. 2, где приведена также предложенная нами кривая для Севана.

Хотя вышеназванные метеорологические станции находятся за пределами бассейнов рассмотренных Зигером водоемов, однако распространение климатических данных, полученных для одних частей Кавказа на другие, допустимо, что подтверждается приводимым ниже графиком (фиг. 3), заимствованным нами у Б. Д. Зайкова [9] и представляющим многолетний ход модульных коэффициентов годового стока с бассейнов рек Кубани и Куры, а также озера Севан.

Этот график свидетельствует об общности атмосферных процессов на территории Сев. Кавказа и Закавказья.

Далее, как еще в 1908 году впервые указал Л. С. Берг [11], имеет место хорошая согласованность также в ходе уровней Севана и Аральского моря.

Новые данные подтверждают эту мысль, но уже на базе более обширного материала, причем должна быть отмечена удивительная синхронность, которая обнаруживается почти что в деталях.**

Иллюстрацией к сказанному служит правая часть приводимого ниже графика (фиг. 4), показанная сплошной линией. График построен на основании данных, заимствованных у Б. Д. Зайкова [12].***

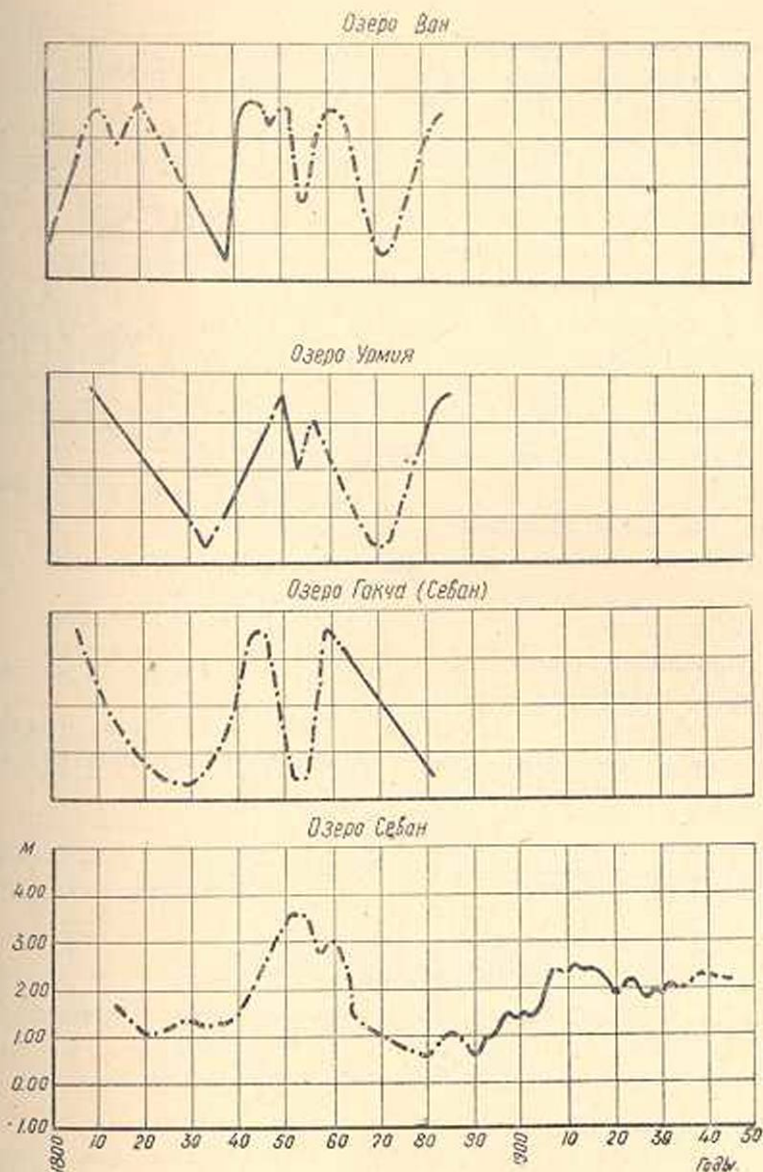
Представление о состоянии уровня моря за более ранние годы (с 1847 г.) может быть получено на основании материалов, заимствованных у Л. С. Берга [11 и 13] с введением коррективов в абсолютные отметки, исходя из новой отметки нуля графика поста (Аральское море), установленной Б. Д. Зайковым.

И в этой части кривой уровней Арала наблюдается конформность с кривой уровней Севана.

* В непосредственной близости к Вану и Урмии не было метеорологических станций.

** Сказанное относится к данным инструментальных наблюдений на обоих водоемах.

*** Дополнительные данные за 1941—1945 гг. включительно предоставлены лично Б. Д. Зайковым.



Фиг. 2. Сравнение колебаний уровня озер: Вана, Урмии и Севана.

Причину такого сходства в поведении Севана и Арала Л. С. Берг видит в сходстве климатических зон, которые питают эти водоемы.

В качестве доказательства он приводит также уровенные режимы озер Западной Сибири и Туркестана.

К этому же заключению приводят результаты подсчетов Б. Д. Зайкова по многолетнему водному балансу Аральского моря.

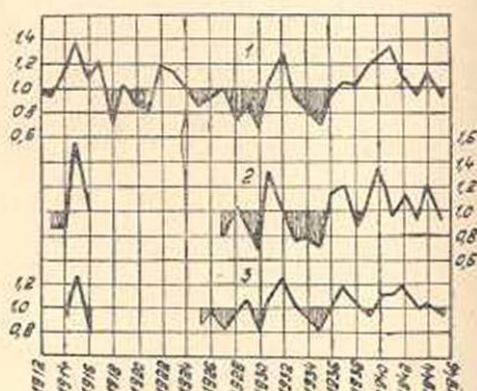
По Б. Д. Зайкову получается, что увязка водного баланса моря за 20-летний период (1912—1917 гг. и 1926—1939 гг.) возможна именно

при том средне-многолетнем значении приращений уровня, которое в действительности имело место.

В дополнение к изложенному необходимо остановиться также на уровненом режиме Каспийского моря, который с достаточной убедительностью объяснен Б. Д. Зайковым, доказавшим на цифровом материале справедливость гипотез, берущих начало от академика Ленца и связывающих этот режим с водным балансом моря.

Отмеченная нами синхронность в колебаниях уровня Севана и Аральского моря дает право объяснять различие в режимах Севана и Каспийского моря, используя те объяснения этого же явления, которые даны Б. Д. Зайковым для Арала и Каспия.

Несовпадение условий циркуляции атмосферы сопоставляемых водоемов объясняется прежде всего тем, что бассейн Каспия благодаря р. Волге значительно распространяется на север

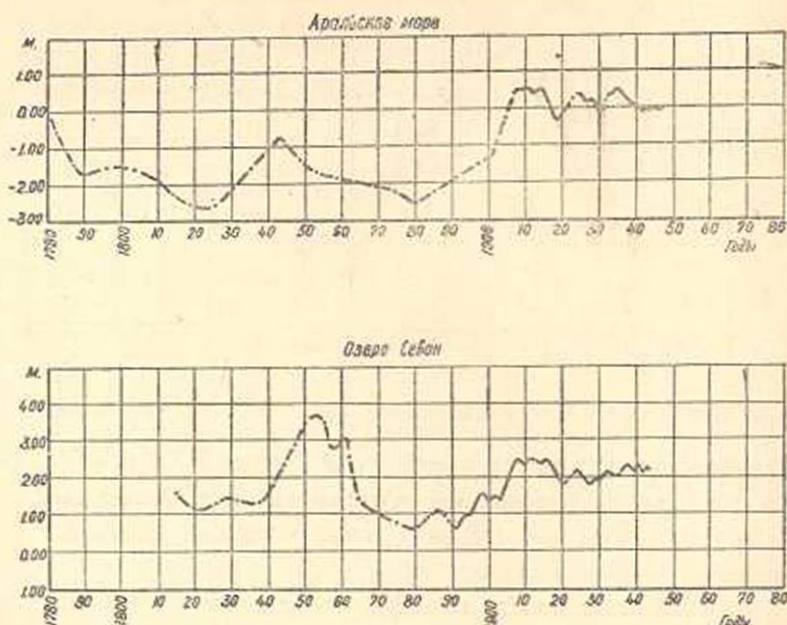


Фиг. 3. Многолетний ход модульных коэффициентов годового стока.

1-р. Кубань у Краснодар.

2-р. Кура у Мингечаура.

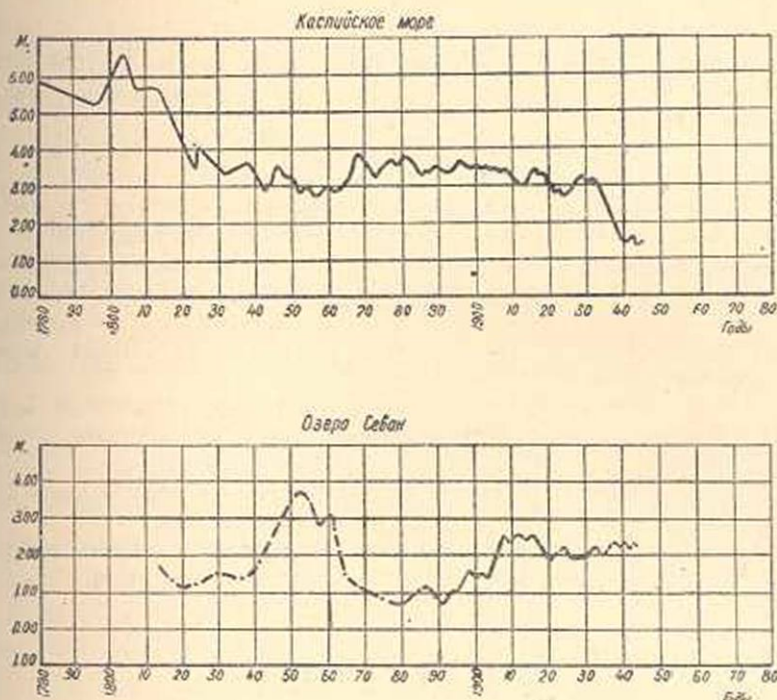
3-р. Сток с бассейна оз. Севан.



Фиг. 4. Сравнение колебаний уровня оз. Севан и Аральского моря.

и находится в совсем других климатических условиях, чем бассейн Аральского моря.

Б. Д. Зайков [14] на основании исследований Н. А. Ширкиной пишет: «Преобладание антициклонального режима на территории Волги сопровождается уменьшением осадков, а одновременно усиление циклонической деятельности на периферии—в бассейнах р. р. Сыр-Дарья и Аму-Дарья—их увеличением, вследствие чего уровень Каспийского моря стоит в это время высоко, а уровень Арала—низко».



Фиг. 5. Сравнение колебаний уровня оз. Севан и Каспийского моря.

Из рассмотрения фиг. 5 можно прийти к выводу, что в то время, как в период с 1820 по 1870 годы уровни Каспия были в общем низкие, на Севане они были высокие. То же можно сказать о периоде 1910—1946 годов.

Однако для доказательства существования противоположности уровней режимов этих двух водоемов приведенных данных недостаточно, и это может быть сделано на основе глубокого анализа явлений, обуславливающих эти режимы.

В этом заключается задача дальнейшего исследования.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ивановский А. А.—Озеро Гокча (из поездки в Закавказье летом 1893 года). „Землеведение“, 1895, кн. 1—3.
2. Лянтт С. Я.—Грунты озера Севан. Материалы по исследованию озера Севан и его бассейна, ч. IV, вып. 4, Тифлис, 1932.
3. Бек-Мармарчев Б. И.—Многолетняя кривая колебаний уровня озера Севан. Изв. АН Арм. ССР, физ.-мат., естеств. и техн. науки, том IV, № 1, Ереван, 1951.
4. *Hottel de Hell*—Voyage en Turquie et en Perse, etc. 1846, 1847, 1848, Paris, 1854.
5. Варданянц Л. А.—Сейсмогеология Кавказа. Труды Сейсмол. института АН СССР, № 64, 1935.
6. Шопен И.—Исторический памятник состоянии Армянской области в эпоху присоединения к Российской империи, СПб., 1852.
7. Митте М. Ф.—Бассейн Гокчинского озера. „Горный журнал“, СПб., 1891, том II, апрель—май—июнь.
8. Марков Е. С.—Озеро Гокча. Географическое описание озера. Часть первая. География физическая, СПб., 1911.
9. Зайков Б. Д.—Водный баланс озера Севан (рукопись; хранится в архиве ВЭИ).
10. *Sieger Robert*—Die Schwankungen der hocharmenischen Seen seit 1800 in Vergleichen mit einigen verwandten Erscheinungen. Mitteilungen der K. K. Geograph. Gesellschaft in Wien, XXXI, 1885.
11. Берг Л. С.—Аральское море. Опыт физико-географической монографии. Изв. Туркест. Геогр. Общ., т. V. Научные результаты Аральской экспедиции, вып. 9, СПб., 1908.
12. Зайков Б. Д.—Современный и будущий водный баланс Аральского моря. Труды научно-исследовательских учреждений ГМС, сер. IV, вып. 39. Водный баланс и сток.
13. Берг Л. С.—Об абсолютной высоте уровня Аральского моря. Записки Государственного гидрологического института, том VI, Л., 1932.
14. Зайков Б. Д.—Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 8, Л., 1946.

Բ. Ի. ԲԵԿ ՄԱՐՄԱՐՇԵՎ

ՍԵՎԱՆԱ ԼՃԻ ՄԱԿԱՐԴԱԿԻ ՏԱՏԱՆՄԱՆ ՊԱՅՃԱՌՆԵՐԸ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Սեանա լճի ջրային բալանի հաժտարման անալիզի հիման վրա հեղինակը եզրակացնում է, որ լճի մակարդակի տատանումների հիմնական պատճառը նրա ավազանի կլիմայական տատանումներն են: Ջրային բալանի հաժտարման միջոցով հաշվարկված լճի մակարդակի բարձրացման և իրականում դիտված բարձրացման միջև կա զժային կապ, որը ներկայացված է նկ. 1-ում:

Այդ միտքը հաստատում է նաև Սեանա լճի և նման կլիմայական պայմաններում գտնվող Վանա և Ռերմիս լճերի ու Արալյան ծովի մակարդակների տատանումների համեմատությունը:

Հեղինակը նշում է նաև, որ Սեանա լճի մակարդակի բնթացքն բնդհանրապես հակադիր է Կասպից ծովի մակարդակի բնթացքին:

Կասպից ծովն իր հիմնական սնուցումը (Վոլգա) ստանում է անալիտի վայրերից, որոնց կլիման իրիսա տարբերվում է Անդրկովկասի կլիմայից:

ГИДРОМЕТРИЯ

Г. В. Вартанян

Новый метод измерений по режиму грунтовых вод и
влажности почв на больших массивах с передачей
данных на расстояние

В в е д е н и е

Измерение уровня грунтовых вод имеет важное значение для районов, где происходит заболачивание и засоление почв. Эта работа необходима, как для практиков-земледельцев, для установления времени обработки почвы, так и для мелиораторов при проектировании осушительных работ по расслоению почв.

Однако существующий метод измерения уровня грунтовых вод—простой замер—отнимает много времени.

В то же время точность работ зависит от индивидуальных качеств измеряющего. Такое измерение уровня грунтовых вод производится не одновременно в различных точках, а потому невозможно получить данные одновременно для всех шурфов.

Разработанный нами метод, основанный на принципах радиотехники и электроники, дает возможность путем диспетчеризации в течение нескольких минут с одной центральной точки получить показания уровня грунтовых вод во всех шурфах изучаемого района.

Аппарат, сконструированный для этой цели, может одновременно передавать на расстояние также показания о концентрации солевого раствора, о направлении и скорости грунтовых вод, о влажности почв.

Такая универсальность аппарата крайне упрощает и ускоряет работы и устраняет необходимость в больших затратах для получения вышеуказанных сведений.

Предлагаемый метод легко может быть внедрен в производство и может служить целям освоения и эксплуатации заболоченных и засоленных земель.

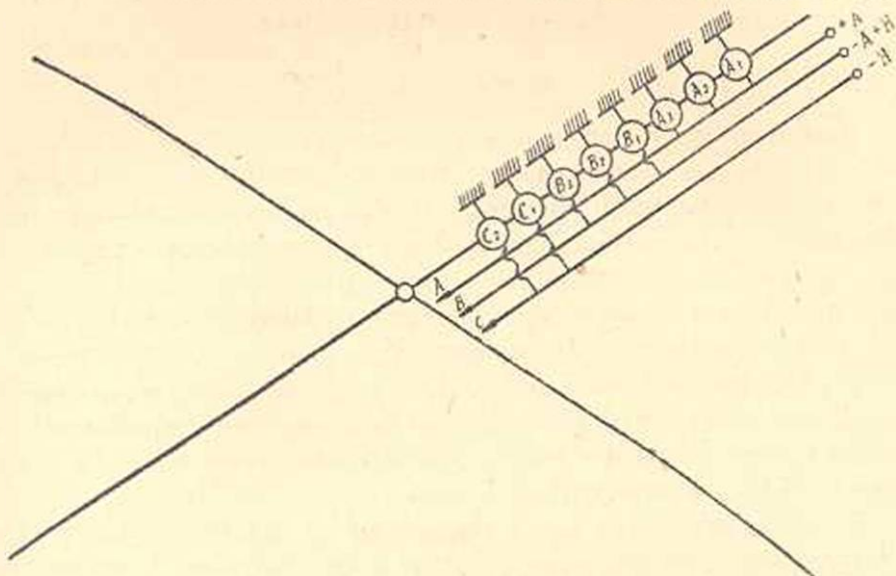
Не исключена возможность комплексного применения данного универсального аппарата с автоматическим управлением и регулированием на расстоянии расходов каналов путем диспетчерского контроля и регулирования поливов, передачей данных о влажности на большие расстояния с использованием или специальной или существующей проводки (электро- и телефонно-телеграфные линии), а также по радио.

1. Уровни грунтовых вод

В 1949 г. в Армянском научно-исследовательском институте гидро-техники и мелиорации нами было разработано «Устройство для дистанционного контроля уровня жидкости».*

Предлагаемое устройство (датчик) дает возможность дистанционного контроля уровня жидкости путем передачи показаний по уровням на расстояние или по радио, или по специальным проводам, или с использованием существующей проводки (электросеть, телефонно-телеграфные линии).

Для передачи на расстояние уровня грунтовых вод по специальной проводке в центре массива располагается буровая скважина, от которой



Фиг. 1

разбиваются четыре луча (фиг. 1). На каждом луче располагаются восемь шурфов ($A_1, A_2, A_3, B_1, B_2, B_3, C_1, C_2$). В каждом шурфе устанавливается датчик, а рядом с шурфом устанавливается передающий электронный аппарат. Для передачи показаний и питания электронных аппаратов проводится трехпроводная линия (A, B, C).

В зависимости от изменения уровня воды изменяется электрический параметр R в датчике, который в электронном передающем аппарате превращается в ток повышенной частоты и при помощи одного из проводов (A, B, C) и заземления передается в диспетчерский пункт у буровой скважины. На шкале электронного приемно-измерительного аппарата получаем уровень воды, который, в случае необходимости, одновременно фиксируется самопишущим аппаратом. Уровень грунтовых вод во всех 32-х шурфах определяется в течение нескольких минут.

При помощи одного провода передаются показания из трех шурфов.

* Авторское свидетельство № 81312.

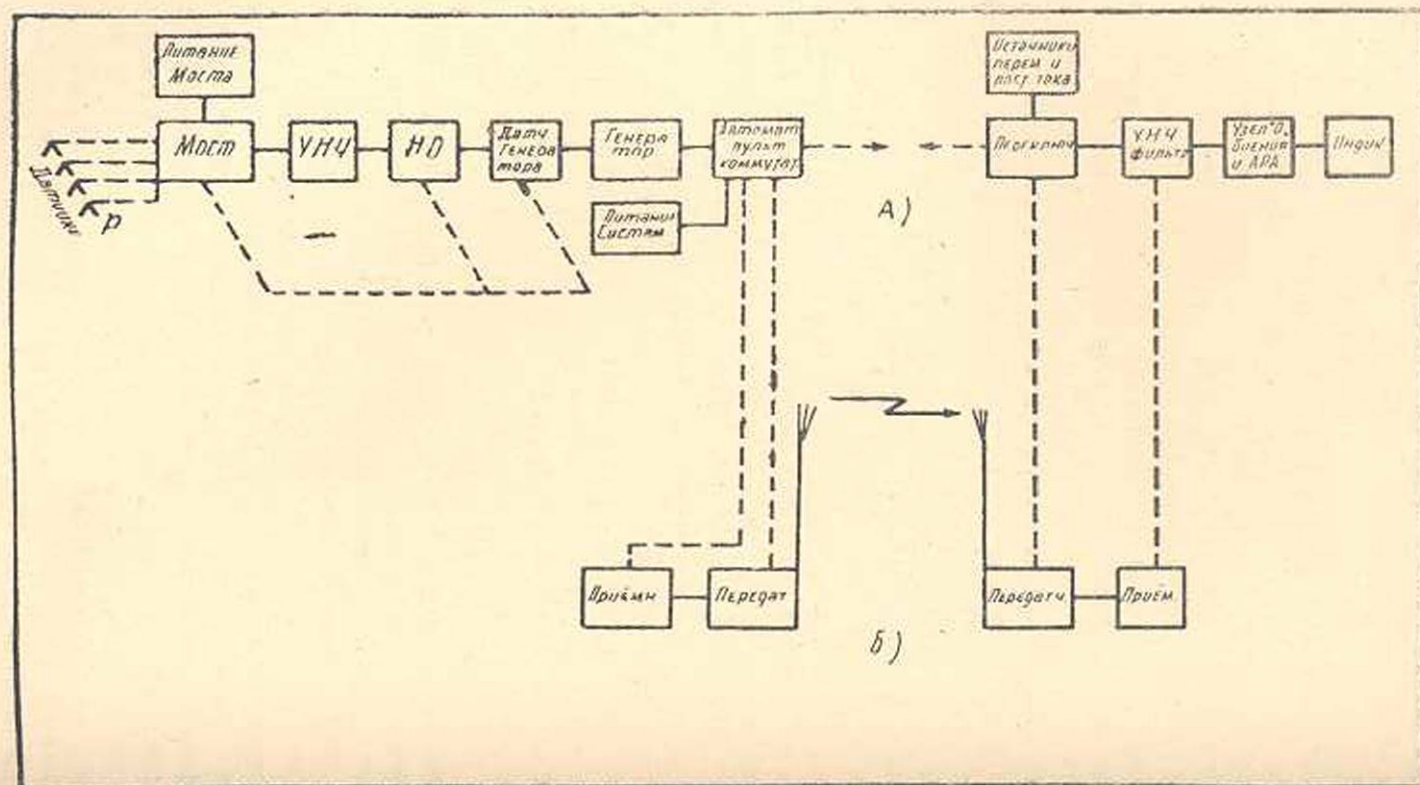
Например, провод «а» обеспечивает передачу из шурфов A_1, A_2, A_3 , причем весь диапазон частот делится на три части: для шурфа A_1 применяются частоты 100—3100 гц, для шурфа A_2 — 3500—6500 гц, и для шурфа A_3 — 7000—10000 гц. В случае пользования для передачи линиями телефонно-телеграфной проводки, применяются частоты до 20000 гц.

В измерительном аппарате предусмотрены фильтры для пропускания нужного диапазона частот. Очевидно, что в измерительном аппарате получающаяся частота (f) должна изменяться в определенном диапазоне, но в зависимости от уровня воды h в шурфе, т. е. $f = F(h)$.

Передача показаний по линиям «В» и «С» совершенно аналогична. Питание передающих аппаратов на шурфах осуществляется из диспетчерского пункта по тем же проводам, как показано на схеме, — или от батарей, или же от электросети при помощи выпрямителя переменного тока. При этом применяются соответствующие фильтры, создающие самостоятельные каналы для переменного и постоянного токов.

На фиг. 2 приведена общая схема электронно-преобразующей и приемно-передающей аппаратуры. Датчики, установленные в шурфах, являются одним из плеч линейного моста, причем число датчиков зависит от диапазона колебаний уровня воды. Для диапазона уровня воды в пределах одного метра понадобятся четыре—пять датчиков, смонтированных на одной рейке. Мост присоединяется к ламповому усилителю низких частот (УНЧ), собранному по схеме электронного моста, на выходе которого включен нуль-орган (НО) с реверсивным сервомоторчиком, который следит за уравновешенностью моста. Последний питается от стабильного лампового генератора RC. На оси сервомоторчика жестко закрепляется датчик генератора (на схеме: датчик-генератор), представляющий R или C стабильного генератора, собранного по схеме RC (генератор). Таким образом, при изменении горизонта воды (h) изменяется частота генератора (f). Полученный ток с определенной частотой может передаваться как по проводам (пунктирная стрелка), так и по радио (передатчик).

Сигнал из наблюдательного объекта принимается приемно-измерительным аппаратом в диспетчерском пункте, при этом или непосредственно по проводам, или специальным радиоприемником, смотря по тому, какой способ передач сигналов применяется в данном пункте. В приемном пункте имеются фильтры и усилитель низких частот. Фильтры обеспечивают прием определенной полосы частот, а также задерживают атмосферные помехи в том случае, когда применяется передача сигналов по радио. В большинстве случаев передачи производятся на расстояние не свыше 20—25 км. Связь на таком расстоянии вполне могут обеспечить экономичные УКВ радиопередвижки (в случае прямой видимости), приспособленные для этой цели. Целесообразность применения УКВ диапазона для передачи объясняется также тем, что в этом диапазоне атмосферные помехи имеют незначительную величину. В горных районах, где затрудняется прием УКВ сигналов, можно применять КВ передвижку. Очевидно, что при передаче по радио нет необходимости иметь разные



Фиг. 2

диапазоны низких частот. Имея во всех шурфах одну определенную полосу частот можно их модулировать на разные несущие частоты в УКВ радиобератчиках. После предварительного усиления сигнал попадает в смесительную лампу-узел нулевых биений, где также имеется генератор стабильных частот, собранный по схеме КС.

Схема генератора не играет особой роли; главное, чтобы он работал стабильно и перекрывал нужный диапазон.

Для обеспечения высокого качества нулевых биений в узле предусмотрен автоматический регулятор амплитуды, собранный по видоизмененной схеме АРЧ (автоматический регулятор чувствительности Махониша). В схеме применяется двойной диод, причем один из них обеспечивает постоянство амплитуды в предварительном усилителе, а второй — постоянство амплитуды местного генератора. В цепь анода-смесителя включается индикатор нуля или, при помощи специального усилителя постоянных токов, включается самопишущий аппарат, регистрирующий принятые сигналы. На визуальной шкале местного генератора можно получить необходимые показания. Для рациональной эксплуатации аппаратуры и питания систем, а также для обеспечения необходимых переключений в аппаратуре наблюдательного пункта, которые производятся путем телеуправления, в схеме используются дополнительные устройства — узлы. В их состав входят: переключатель, источники переменного и постоянного тока, передатчик (диспетчерский пункт), приемник, автомат-пульта-коммутатор и питание систем (наблюдательный пункт). Передатчики и приемники экономичны в потреблении энергии питания, имеют небольшие размеры и просты по схемам.

Автомат-пульт-коммутатор служит для включения и выключения питания, а также для переключения вида измерений и управляется на расстоянии при помощи переключателя.

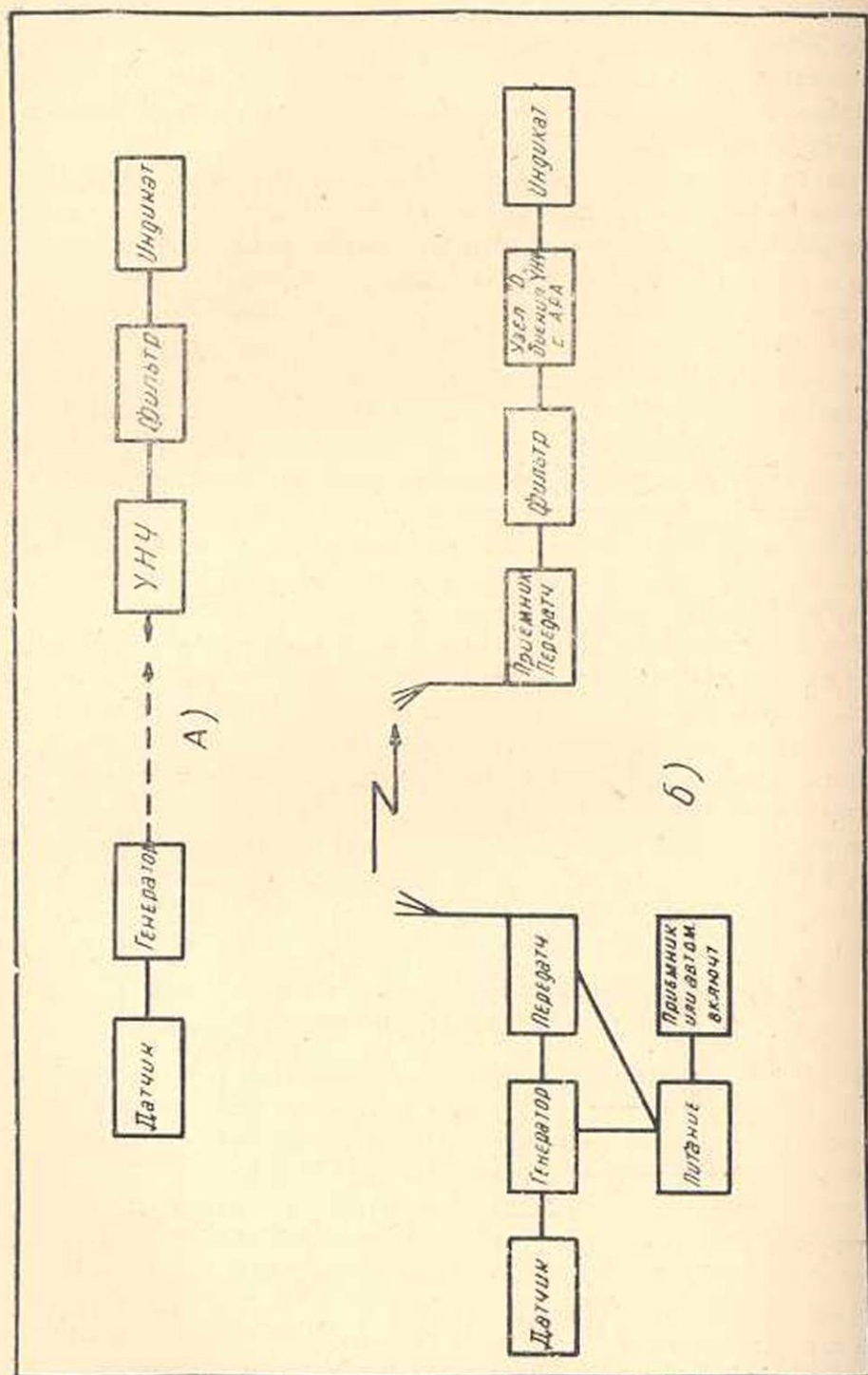
II. Упрощенный способ передачи показаний горизонтов воды на расстояние

На фиг. 3 приведена упрощенная схема аппаратуры для передачи показаний горизонтов воды на расстояние по специальным проводам, с использованием существующей проводки (электросеть, телефонно-телеграфные линии) и при помощи радио.

Датчик, который является емкостью или сопротивлением контура генератора стабильных сигналов, собранного по схеме RC, при помощи зубчатой или рычажной передачи соединяется с поплавком, который находится в воде.

По мере изменения горизонта воды (h) изменяется частота колебаний генератора (f). Следовательно, каждому положению поплавка соответствует определенная частота колебаний генератора.

Как и в предыдущем случае, при передаче сигналов по специальным проводам или с использованием существующей проводки, каждый провод



обеспечивает передачу из трех шурфов с тремя отдельными диапазонами частот.

В диспетчерском пункте принятые сигналы усиливаются в усилителе низких частот (УНЧ). Усиленные сигналы через фильтр попадают в узел нулевых биений, где по шкале, которая предварительно градуируется в единицах измерения горизонтов, определяется высота уровня воды. Предусмотрена также запись при помощи самопишущего аппарата. Для передачи показаний горизонтов по радио датчик и генератор РС имеют аналогичную конструкцию, что и в предыдущем случае. Модулированные сигналы при помощи передатчика малой мощности, работающего в диапазоне УКВ или КВ, передаются на диспетчерский пункт, где при помощи приемника (а также установки, аналогичной той, которая применена в вышеуказанном способе передачи) определяется горизонт воды. При передаче показаний по радио диапазон частот генератора может иметь постоянную величину, но, смотря по количеству наблюдательных пунктов, нужно применять разные несущие частоты. В приемном аппарате также предусматриваются фильтры против атмосферных помех. Для экономии энергии источников питания в наблюдательном пункте предусмотрено автоматическое включение и выключение питания в определенные часы при помощи экономичного моторчика, а также при помощи передатчика в диспетчерском пункте и экономичного приемника в наблюдательном пункте.

III. Концентрация солей, направление течения и скорости грунтовых вод

В 1948 г. нами был разработан аппарат для определения влажности почвы при ненарушенной структуре двумя самостоятельными методами: а) омическо-электронным и б) емкостно-электронным.*

При применении первого метода показания аппарата зависят от электропроводимости почвы (большой влажности соответствует большая проводимость). На проводимость почвы, кроме влажности, также влияет содержание солей в воде (но это влияние при помощи специальных устройств можно довести до минимума). Следовательно, чтобы определить количество солей в водном растворе, т. е. их концентрацию, нужно иметь добавочную шкалу на аппарате, которая градуирована в единицах концентрации солей. Определение концентрации солей производится так же, как и определение горизонтов воды.

Диспетчер подает сигнал, при помощи которого на наблюдательном пункте включается питание, затем, при помощи другого сигнала, включается датчик, регистрирующий концентрацию солей. Дальнейшее определение концентрации совершенно аналогично определению горизонтов воды.

* Г. В. Вартамян. Аппарат для определения влажности почв при ненарушенной структуре, ДАН Армянской ССР, т. XI, № 5, 1950.

Для определения скорости и направления течения грунтовых вод используются те же датчики, что и при определении концентрации солей.

Скорость грунтовых вод определяем следующим способом: в один из шурфов насыпается такое количество соли, чтобы получить насыщенный раствор, а в соседних шурфах регистрируется момент появления концентрированного раствора соли. Эта регистрация производится на самопишущем аппарате, снабженном отметчиком времени. Отсюда легко определить скорость грунтовых вод.

Направление течения легко установить если определить в каком из шурфов скорее будет достигнута максимальная концентрация солей.

IV. Влажность почв

Как указывалось выше, нами были разработаны два метода для определения влажности почв при ее нарушенной структуре, из которых емкостно-электронный имеет ряд преимуществ (при определении влажности почв):

а) показания прибора не зависят от качества контакта между электрической цепью и влажным материалом;

б) измеряется средняя влажность некоторого участка, а не влажность в точке, что имеет место при омическо-электронном методе;

в) показания прибора не зависят от температуры;

г) погрешности измерений не превышают 1%. При малых содержаниях влаги точность измерений повышается (0,14% при 10% влажности).

Очевидно, что передача данных о влажности почв на расстояние с больших массивов имеет огромное значение для контроля за динамикой влажности в корнеобитаемом слое за весь вегетационный период. Безусловно, для обеспечения рационального полива внедрение этого метода в практику может иметь важное народнохозяйственное значение. Не исключается ценность применения этого метода при исследовании и эксплуатации заболоченных и засоленных земель. При подаче определенного сигнала на наблюдательном пункте включаются датчики влажности, а в диспетчерском пункте по специальной шкале универсального аппарата определяется влажность почв.

Предусмотрена возможность самозаписи.

В качестве местного генератора, для получения нулевых биеений намечается использование генератора, собранного по схеме Л. И. Кастильского (журнал «Радио», № 5, 1950).

Для усиления некомпенсированных токов анодной цепи смесительной лампы, в случае применения самопишущего аппарата, рекомендуется применение усилителя постоянного тока (усилитель без конденсаторов).

В ы в о д ы

Новый метод для определения и передачи на расстояние уровней, концентрации солей, направления и скорости грунтовых вод, а также

влажности почв—на больших массивах,—основанный на принципах радиотехники и электроники, отличается от существующих способов измерения вышеуказанных величин универсальностью аппаратов на диспетчерском и наблюдательном пунктах, что обеспечивает передачу и прием вышеуказанных величин на любые расстояния с высокой точностью, с применением любого из видов передачи: а) по радио, б) по специальным проводам, в) с использованием существующих проводов (электросеть, телефонно-телеграфные линии)

Армянский научно-исследовательский институт
газотехники и мелиорации

Поступило 5 VI 1951

Հ. Վ. Վարդանյան

ՍՏՈՐԵԿՐՅԱ ՋՐԵՐԻ ՌԵԺԻՄԻ ԵՎ ՀՈՂԻ ԽՈՆԱՎՈՒԹՅԱՆ ՉԱՓՄԱՆ ՆՈՐ
ՄԵՓՈՂ՝ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԻ ՀԱՂՈՐԴՄԱՄԲ ՀԵՌԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ՎՐԱ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Առաջարկվող մեթոդը, համեմատած գոյություն ունեցող մեթոդների հետ, ունի հետևյալ առավելությունները. սարքավորումների ունիվերսալությունը ապահովում է հիշված մեծությունների չափումը, չափման արդյունքների հաղորդումը և բնդունումը ցանկացած հեռավորության վրա մեծ հշտությունը:

Հաղորդումը կարելի է կատարել. ա) ազդիոյի միջոցով, բ) հատուկ հաղորդարներով, գ) գոյություն ունեցող էլեկտրոցանցի կամ հեռախոսահեռագրական լարերի միջոցով:

Առաջարկվող ունիվերսալ սարքավորումը առանց կոնստրուկտիվ փոփոխությունների կարելի է կիրառել նաև գետերի և ջրանցքների մակարդակների տատանումները հեռավորության վրա չափելու համար:

ГЕОЛОГИЯ

А. Т. Асланян

Некоторые вопросы тектонической деформации земли

1. *Сущность тектонической деформации.* Исходя из основных предпосылок механической теории планетных фигур [6,8,9,10] тектоническими в широком смысле следует называть те силы и движения, которые нарушают фигуру равновесия планеты, определяемую известным уравнением:

$$W = U + T + V_1 = \text{const},$$

где W — потенциал нормальной силы тяжести g на поверхности урванного сфероида, находящегося в свободном или инерциальном вращении вокруг неизменной оси, U — потенциал центробежной силы вращения, T — потенциал сил, нарушающих фигуру равновесия, V_1 — разность потенциала притяжения массы планеты и нарушающего (возмущающего) потенциала T . Нарушения фигуры равновесия обозначаются короблением урванной поверхности сфероида (ундуляции геоида) и соответствующими аномалиями силы тяжести, связь между которыми определяется фундаментальными уравнениями гравиметрии:

$$\Delta g = -\frac{2T}{R} - \frac{\partial T}{\partial \rho} \quad \text{и} \quad T = Ng,$$

где Δg — аномалия силы тяжести, R — средний радиус Земли, ρ — радиус-вектор аномального пункта, N — амплитуда отступления геоида от софокусного урванного сфероида, т. е. глубина (высота) прогибов (поднятий) поверхности геоида над сфероидом.

В геологическом выражении процесс нарушения фигуры равновесия тождественен процессу эпифрогенической (волновой) деформации Земли; орогеническая и дизъюнктивная деформации представляют реакцию на эпифрогеническую деформацию и имеют тенденцию восстановить фигуру равновесия, нарушенную последней. Положительные, направленные вверх, ундации геоида (геоундации) в полном соответствии с данными гравиметрии и геологии отвечают стабильным блокам земной коры (платформы или геоантиклиналы в динамическом смысле), а отрицательные, направленные вниз ундации (геодепрессии) — мобильным поясам коры (геосинклинали), независимо от того, погружаются они или, испытывая складчатость, поднимаются [2].

Условия полного тектонического покоя суть:

$$\Delta g = 0, \quad N = 0, \quad \rho = R = \text{const.}$$

Они принципиально невыполнимы, ибо для этого требуется постоянство (неизменяемость) силы тяжести и сил сцепления, находящихся в единстве.

2. *Источник энергии деформации.* Согласно первой из указанных формул потенциал тектонических (возмущающих) сил T составляет часть потенциала притяжения массы Земли и, следовательно, энергия тектонической деформации тоже является производной от потенциальной энергии Земли. Потенциал последней, если представить ее шарообразным телом, выражается функцией:

$$V_n = f(D, R),$$

где D — плотность планеты, а R — радиус (расстояние до центра).

По закону распределения плотностей $D = \varphi(R)$.

Сравнивая между собой эти две функции, можно написать

$$V_n = F(R),$$

из чего вытекает, что интересующим нас источником энергии является уменьшение радиуса (объема) планеты.

С достаточной для наших целей точностью количество энергии $-\Delta U$, выделяющееся при уменьшении радиуса на величину $R_0 - R_n$, можно вычислить по известному уравнению [13]:

$$-\Delta U = \Delta V_n = \frac{16}{15} \pi^2 k D^2 (R_0^5 - R_n^5).$$

Так, например, если привять, что радиус Земли сокращается со скоростью 1 см/10 лет, то количество выделившейся вследствие этого энергии составит за 130 лет примерно $4,5 \cdot 10^{31}$ эрг, из чего $7,8 \cdot 10^{28}$ эрг будет израсходовано на ускорение вращательного движения, порядка 10^{10} эрг на тепловое излучение, которое для настоящего времени оценивается в $2,77 \cdot 10^{20}$ эрг/сек., а оставшая часть — примерно $4,4 \cdot 10^{31}$ эрг, превышающая в 44 раза суммарную энергию остальных двух частей — будет израсходована на геологические процессы. Для сравнения можно напомнить, что энергия всех типов землетрясений составляет $3 \cdot 10^{24}$ эрг/год [5], т. е. $3,9 \cdot 10^{26}$ эрг за 130 лет. Эта энергия в 113000 раз меньше той энергии, которая приходится на все геологические процессы в целом.

В случае, если бы материал равновесной планеты заключал в себе определенное количество радиоактивных веществ, тепло которых могло бы предохранять планету от охлаждения, сохраняя постоянным ее объем, то она находилась бы в состоянии полного тектонического покоя. При избытке тепла, разумеется, имело бы место расширение планеты и отсутствовали бы аномалии силы тяжести и тектонические прогибы и поднятия. Наличие в реальной Земле радиоактивных веществ очевидно замедляет в определенной мере про-

десс сокращения радиуса, но не компенсирует его в сколько-либо значительной степени, хотя не исключена возможность, что радиогенное тепло в догеологическое время могло играть большую роль.

Для регуляризированной Земли глубина прогибов (высота поднятий) коры тождественна величине N отступления геоида от сфероида относимости.

Решение указанного выше дифференциального уравнения гравиметрии дается формулой Стокса:

$$N = \frac{1}{4\pi Rg} \int \Delta g F(\varphi) ds,$$

где $F(\varphi)$ — функция Стокса (безразмерная величина), а ds элемент поверхности геоида со средним радиусом R . Замечательным свойством указанной формулы является равенство

$$\int_s N ds = \int_s \Delta g ds = 0,$$

которое показывает, что как сумма аномальных масс, так и сумма прогибов и поднятий на всей поверхности регуляризированной планеты равна нулю [8,9]. Такой же вывод о взаимной компенсации прогибов и поднятий получен на основании палеотектонического анализа [3]. Практическим подтверждением этого равенства является известное положение гравиметрии о том, что „при редуцировании силы тяжести от геоида к эллипсоиду, редукция обычно имеет тот же знак, что и средняя аномалия района, т. е. средняя аномалия района увеличивается после этой редукции“ [4]. Это положение отражает сущность второго члена правой части приведенного выше дифференциального уравнения. Поскольку указанные положения доказывают равенство суммарных объемов поднятий и прогибов, постольку доказываем, что уменьшение объема планеты происходит за счет уменьшения объема какой-либо симметрично расположенной обособленной области глубоких недр, выполненной легко сжимаемым веществом, а толща Земли заключена в эластичную скорлупу.

По данным сейсмологии такой областью в толще Земли является ядро, которое, как и оболочка, эффектно пропускает продольные сейсмические волны, но является непроницаемым для поперечных волн [16]. Поскольку за все геологическое время радиус Земли сократился не менее чем на 500 км (см. ниже), состав внешних магматических слоев оставался за это время почти неизменным, а рост скорости прохождения сейсмических волн от этих слоев к поверхности ядра происходит сравнительно плавно, резко падая на границе последнего, — то можно утверждать, что уменьшение объема планеты происходило и происходит в основном за счет уплотнения ядра, вещество которого может быть рассмотрено как сжимаемая

жидкость. Ведущее значение ядра в уменьшении объема планеты ранее предполагалось П. Н. Кропоткиным, Ф. Нольке и др. [7].

3. Механизм деформации. Коробление коры и фиксация образующихся при этом волн (прогибов и поднятий) обеспечивается эластичностью материала соответствующих слоев планеты. Вследствие уменьшения объема ядра в оболочке и во внешних базальтовом и гранитном слоях, возникают тангенциальные (срезающие) напряжения и соответствующие деформации сдвига.

Для анализа деформации оболочку вместе с внешними слоями можно рассматривать как жесткую плиту на упругом основании [4] и пользоваться формулой:

$$\sigma = \frac{1}{n} \sqrt{\frac{1}{3} E N D \frac{1}{1-\mu^2}},$$

где σ — главное нормальное напряжение при осевом сжатии плиты, n — число равномошных независимых слоев, на которые могла расчленяться плита, E — модуль упругости (средневзвешенное значение), N — мощность плиты, D — плотность основания (ядра), а μ — коэффициент Пуассона. Для оболочки, согласно геофизическим данным [16]:

$$E_{\text{ср}} = 5,5 \cdot 10^6 \text{ кг/см}^2, \quad N = 2900 \text{ км}, \quad \mu = 0,27,$$

а плотность субстрата (внешняя часть ядра) $D = 9,69 \text{ гр/см}^3$. По указанной формуле напряжение при $n = 1$ составляет порядка $2 \cdot 10^6 \text{ кг/см}^2$ в то время, когда предел текучести материала земной коры составляет по экспериментальным данным всего 3–5 тыс. кг/см^2 . Отсюда следует, что оболочка и нижние горизонты коры состоят практически из бесконечного числа тонких, упругих слоев, т. е. имеют строение, близкое к строению идеальной жидкости. С этим выводом хорошо согласуются как наличие магматических расплавов на глубине, так и незначительная прочность подкорового вещества.

Для того, чтобы материал континентальной коры, мощностью 15 км и модулем упругости 700000 кг/см^2 , мог накопить необходимое для потери устойчивости напряжение 3000 кг/см^2 , кора, согласно указанной формуле, должна состоять из 10 одинаковой мощности независимых слоев, каждый по 1,5 км. Компенсацией этого, конечно, следует считать сильную сланцеватость коры, уменьшающую в большой мере сопротивление деформациям.

В этой связи, в полном соответствии с геофизическими данными, необходимо подчеркнуть ошибочность широко распространенного мнения о твердо-каменной природе базальтового слоя (вернее слоев) над границей раздела Мохоровичича, ниже которой повсюду распространяются кристаллические оливиновые породы [15]. Твердая кора, в узком смысле слова, имеет мощность порядка 10–15 км, охватывая осадочную покрывку и часть или, в лучшем случае, весь гранитный слой континентальных массивов и весь гранитный слой, и часть базальтового слоя океанических бассейнов. Подкоровым ве-

ществом следует назвать в этом случае — потенциально жидкий базальтовый слой, а в некоторых случаях — нижнюю часть гранитного слоя.

Выдающаяся особенность строения земной коры заключается в том, что в одном полушарии планеты с полюсом у устья р. Луары она сложена, в основном, гранитным слоем и обнимает Европу, Азию, Африку, дно Атлантического океана, Сев. Америку и большую часть южной Америки с некоторыми водоемами вместе (континентальное или гранитное полушарие), а в другом полушарии сложена в основном базальтовым слоем и покрыта на 90% морем (морское или базальтовое полушарие).

По геофизическим данным [16] модуль упругости гранитного слоя континентальных массивов оценивается в 700000 кг/см^2 , а модуль упругости базальтового слоя, слагающего дно Тихого океана, в 1200000 кг/см^2 . Поскольку энергия деформации прямо пропорциональна модулю упругости, то при прочих равных условиях напряжения и деформации должны концентрироваться в гранитном полушарии, точнее — в наименее прочных его зонах. Заменяя внутренние силы эквивалентными внешними силами и приняв, что Земля погружена в жидкость и подвержена объемному сжатию под влиянием внешнего гидростатического давления, компенсирующемуся полностью уплотнением ядра, легко представить, что кора гранитного полушария, испытывая волновую деформацию (с последующей складчатостью), будет вдавливаться внутрь планеты, тогда как более прочное базальтовое полушарие будет реагировать на то же давление пассивно, без значительных деформаций, причем процесс этот будет неизбежно сопровождаться перемещением текучего подкорового вещества из гранитного полушария в базальтовое, равно как и местными перемещениями между направленными вверх и вниз волнами гранитного полушария, создающими аномальные притягивающие массы. Таким образом, почти весь эффект сжатия Земли приходится на гранитное полушарие (в основном на геосинклинали), чем, впрочем, следует объяснить большую мощность гранитного слоя этого полушария. Важнейшим палеогеографическим следствием этого явится прохождение через экватор (или полюс) все более и более новых областей коры с юга на север, т. к. деформируемый гранитный слой занимает в основном северо—северо-восточное полушарие, а деформация его сопровождается перемещением подкорового вещества. Кроме того несомненно, что вследствие асимметричного положения гранитного слоя в отношении экваториальной плоскости и оси вращения планеты, должен произойти постепенный поворот последней (при неизменной оси) в направлении от Евразийской части экватора к северному полюсу. Количественная оценка этого явления представляет значительные трудности.

Подтверждение указанных изменений координат земной поверх-

ности мы находим в данных палеоботаники и палеоклиматологии. Традиционным стал пример верхнего карбона. В это время континенты современного южного полушария были покрыты мощным ледяным панцирем и край ледников достигал в Южной Америке и Австралии до современного южного тропика, в Африке—до экватора, а в Индии—до северного тропика. Зона тропиков того же времени обозначается латеритовыми отложениями, сохранившимися в Китае (провинция Шандунь, между северными широтами 35° — 40°), Подмосковном бассейне (в полосе 55-ой параллели), в Германии, Шотландии, в Северной Америке (штаты Огайо и Кентукки, между северными широтами 37° — 42°) и др. Приуроченность крупнейших угольных месторождений карбонового периода к этой зоне тоже общеизвестна.

По аналогии с четвертичным периодом можно полагать, что, например, в Америке ледяной покров рассматриваемого отрезка времени мог распространяться от полюсов к экватору минимум до широты 35° , а зона тропиков ограничивалась, как и ныне, между параллелями $23,5^{\circ}$. Если перемещение экватора верхнекарбоновой эпохи на юг отнести полностью за счет сокращения радиуса Земли, то окажется, что за время от верхнего карбона до наших дней меридиональный круг сократился в среднем на 15° , т. е. почти на 1700 км, что отвечает уменьшению радиуса на 285 км.

Результаты этих ориентировочных подсчетов можно распространить также на пример Шандуня. При тех же предпосылках вдвое большие цифры получаются для центральных областей Евразии, что объясняется наличием здесь обширных сильно складчатых поясов—Альпийско-Гималайского и Урало-Тяньшанского, формировавшихся, в основном, после верхнего карбона. Значительное перемещение экватора на юг должно быть объяснено в этом случае не только сокращением площади коры в Евразии, но и поворотом планеты в направлении от внутренней Гондваны к Арктике, т. к. вдавливание коры внутрь планеты происходило в основном в области Евразийского массива.

Скорость сокращения радиуса Земли для современной эпохи составляет, по астрономическим данным [16], 1 см/20 лет. Максимальный геологический возраст Земли по теоретическим подсчетам, основанным на учете содержания в ней гелия и по наиболее надежным гелиевому и плеохронному методам (лабораторным), оценивается в 10^9 лет [12]. В свете недавних открытий В. А. Амбарцумяна [1] указанную величину геологического возраста Земли следует считать довольно правдоподобной, т. к. возраст самой Галактики составляет всего несколько миллиардов лет. Величина радиуса к началу формирования каменной (гранитной) оболочки могла составить не более 7500 км, т. к. средняя плотность планеты не могла быть меньше плотности подкорового (оливинового) вещества, равной $3,32 \text{ г/см}^3$. По этим данным средняя для всего геологического времени

скорость уменьшения радиуса Земли получается порядка $1 \text{ см}/10$ лет. Для промежутка времени от карбона до наших дней, продолжительностью около $3 \cdot 10^8$ лет, уменьшение радиуса составляет при этой скорости 300 км и 150 км при скорости $1 \text{ см}/20$ лет. Истинная скорость должна быть между этими крайними значениями скоростей.

Эффект объемного сжатия Земли для современной эпохи выражается в основном в деформациях Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского поясов, отмеченных как волнообразной деформацией так и резкими аномалиями силы тяжести, землетрясениями и вулканами. Преобладание близширотного и близмеридионального направлений деформаций, а также преобладание последних в низких широтах предопределяется известным уравнением:

$$T = P(1 - 3\sin^2\varphi) + Q\cos^2\varphi\cos 2\lambda,$$

где T —тектонический (возмущающий) потенциал, P и Q —некоторые функции радиуса и массы, φ и λ —геоцентрическая широта и долгота.

4. *Топографический эффект деформации.* Уменьшение объема планеты (ядра) обуславливает коробление коры с образованием прогибов и поднятий. Последние параллельно своему росту размываются и дают начало накоплению в прогибах толщ осадочных отложений, достигающих местами мощности в несколько десятков километров. Накопление подобных мощных толщ становится возможным вследствие соразмерного прогибания коры, почему можно написать

$$Q = f(W), \quad W = \varphi(N) \quad \text{и} \quad Q = F(N),$$

где Q —мощность отложений в прогибах, W —глубина нерегуляризованных прогибов, а N —глубина (динамическая) регуляризованных прогибов (определяется по формуле Стокса). С достаточным для наших целей приближением можно полагать: $Q = W$.

Предел текучести материала континентальной коры согласно экспериментальным данным [16] оценивается в 3000 кг/см^2 . Напрягаясь до этой величины, материал коры уступает волновой деформации либо разрывами, либо переходом в текучее состояние. Последнее, естественно, достигается в прогнутых зонах согласно пропорции

$$U_1(D_2 - D_1) = U_2 D_1$$

где U_1 —потенциальная энергия поднятий, т. е. направленных вверх волн коры, U_2 —то же для прогибов, D_1 —плотность гранитного слоя, а D_2 —плотность подкорового базальтового вещества. Помимо того, погруженные волны вступают постепенно в термическое равновесие с высокотемпературным базальтовым (подкоровым) веществом, что в свою очередь тоже приводит к размягчению коры. Результатом пластических изменений в прогибах является региональный метаморфизм (реоморфизм), отражающий переход материала прогибов коры из твердого состояния в текучее, а нередко и в пастальное состояние. Этим нарушается жесткая связь между прогнутыми (интрагео-

синклинальными) и приподнятыми (интрагеоантиклинальными) зонами коры. Поскольку мы рассматриваем кору как жесткую плиту на упругом основании, то в результате потери жесткой связи прогнутые зоны под напором подкорового вещества смежных зон поднятий испытывают инверсию (в первую очередь — в наиболее пластичной осевой полосе) и стремятся притти в гидростатическое равновесие с последними. Подъем сопровождается складчатостью, ибо доинверсионная поверхность больше поверхности базиса прогиба, т. е. собственной горизонтальной проекции [2]. Зависимость между коэффициентом складчатости K (разность между длиной дуги прогиба и длиной ее хорды, деленная на длину хорды), мощностью коры в платформе и мощностью отложений (глубиной прогиба) получена автором в виде формулы $K = \frac{W}{H}$, причем объем

материала коры до и после деформации предполагался одинаковым, а инверсия — полной (до изостазии). Удовлетворительность формулы была выяснена автором на примере нескольких десятков складчатых зон.

Для определения значения коэффициента складчатости была выведена формула

$$K = \frac{Z_1}{H} \cdot \frac{D_1}{D_2 - D_1},$$

где Z_1 — средняя высота складчатой зоны над платформой, D_1 — средневзвешенная плотность гранитного слоя и осадочной линзы, D_2 — плотность базальтового слоя. Из этой формулы получены приближенные расчетные выражения

$$K_{\min} \approx \frac{4 Z_{\max}}{H} \text{ и } K_{\max} \approx \frac{8 Z_{\max}}{H},$$

где $Z_{\max}$ — высота гребневой линии складчатого горного сооружения от уровня платформы. По этим расчетным формулам для Большого Кавказа получается $K_{\max} = 80\%$, $K_{\min} = 40\%$ (при $H = 40$ км), для нормально дислоцированных третичных зон, при $H = 30$ км и $Z_{\max} = 2$ км $K_{\max} = 50\%$, $K_{\min} = 25\%$, для Гималаев $K_{\max} = 130\%$, $K_{\min} = 65\%$ (при $H = 64$ км), для Альп, где мощность гранитного слоя $H = 15$ км (средняя для Европы), $K_{\max} = 300\%$, $K_{\min} = 150\%$.

Суммарная мощность отложений, начавших образоваться с момента возникновения геосинклинали и участвовавших в складчатости, составляет согласно первой из последних двух расчетных формул — 16 км для Б. Кавказа, 8 км для указанных выше нормально дислоцированных третичных зон, 22 км для Альп и 32 км для Гималаев.

Согласно принятой схеме складчатости смятие и инверсия прогиба сопровождаются образованием вдающихся в подкоровое вещество мощных корней из гранитного вещества, постоянно скачивающихся в отклонения отвеса. Отношение между глубиной корня Z_2 и высотой складчатого сооружения Z_1 дается зависимостью

$$Z_2 = \frac{D_1}{D_2 - D_1} \cdot Z_1,$$

причем максимальная глубина прогиба $W_{\max} = Z_1 \cdot \frac{D_2}{D_2 - D_1}$. Таким образом, конечным топографическим эффектом коробления земной коры являются складчатые горные сооружения, возникающие на месте прогибов коры и восстанавливающие фигуру равновесия планеты.

В противоположность геосинклинальной складчатости, складчатость на платформах возникает одновременно с короблением и сокращением поверхности коры, хотя тоже приурочивается к прогнутым (субгеосинклинальным по В. В. Белоусову) областям. Прерывистость и прихотливая ориентировка складок объясняется здесь всесторонне и неравномерно действующими силами бокового сжатия, а отличие типа складчатости — особенностью строения коры, имеющей, в отличие от геосинклинальных зон, почти постоянную мощность. Приуроченность новых зон деформаций к древним зонам находит достаточное основание в известном принципе наследственности деформаций.

Критерием скорости эпейрогенической деформации может служить продолжительность трансгрессии моря, критерием скорости орогенической деформации — продолжительность регрессии моря. Механизм трансгрессий и регрессий моря отражает механизм нарушения и восстановления фигуры равновесия планеты. Коробление и вдавливание континентальной коры внутрь планеты и перемещение материала оболочки в океаническое полушарие обуславливают трансгрессию моря на континентальное полушарие — через быстро прогибающиеся геосинклинали на медленно погружающиеся платформы. Складчатость же в геосинклиналях лишает кору напряженного состояния; последняя в целом стремится к гидростатическому равновесию, сопутствующему обратным перемещением подкорового вещества, континентальная легкая кора поднимается и море отступает в морское полушарие.

5. Глубинные проявления деформации. Помимо аномальных притягивающих масс, возникающих вследствие уплотнения ядра и перемещений гидростатически распределенных масс под эластичной корой, показателями тектонической деформации являются также землетрясения, магматические проявления и, повидимому, изменения векового хода вариаций магнитного поля планеты.

Оболочку и вышележащие слои Земли мы представили в структурном отношении как многослойную жесткую толщу, в которой каждый слой деформируется как бы независимо и ведет себя при этом как самостоятельная упругая плита.

Глубина очагов землетрясений достигает 700—800 км, т. е. почти до основания внешней оболочки, которая, как полагают, сложена

кристаллическим веществом [11]. Внутренняя оболочка сложена стекловатым веществом. Поскольку тектонические землетрясения связаны со сдвигающими усилиями, возникающими, как было показано выше, вследствие уменьшения объема планеты, а внутренняя оболочка не обнаруживает очагов землетрясений, то необходимо полагать, что она состоит из бесконечно малой толщины слоев и находится, следовательно, в жидком состоянии. С этой точки зрения внешняя оболочка представляется состоящей из большого количества слоев конечной мощности, с чем согласуется ее кристаллическое состояние.

Носителем значительных сдвигающих (срезающих) сил здесь должны являться относительно более мощные слои. Таким образом, в свете принятых выше предпосылок, тектонические землетрясения всецело связываются с эпейрогенической деформацией внешней оболочки и вышележащих слоев, причем высокая текучесть материала оболочки, обусловленная многослойным ее строением и большой продолжительностью времени деформации, согласуется с ее поведением как твердой плиты (в отношении сдвигающих напряжений). Связь между складчатыми и сейсмическими явлениями кажущаяся, ибо в действительности очаги землетрясений концентрируются в предгорных и передовых прогибах, которые хотя и тяготеют к зонам третичной складчатости, но имеют эпейрогеническую природу.

Эффузивный вулканизм связан непосредственно с короблением эластичной коры. Условия вулканического действия усматриваются в уравнении $\eta = \eta_0 e^{\alpha p}$, где η — вязкость лавы (как расплава) в очаге, η_0 — вязкость на поверхности, e — основание натуральных логарифмов, α — постоянная, зависящая от температуры, давления и природы расплава, а p — давление, под которым находится расплав. По этому уравнению вулканическое действие становится возможным при $p \leq 0$, т. е. только в этом случае обеспечивается неравенство $\eta \leq \eta_0$, необходимое для излияния расплава на поверхность. Условие $p \leq 0$ означает полную разгрузку расплава и выполняется образованием над магматическим резервуаром направленных вверх волн коры (разгружающих сводов), которые, как уже указывалось, формируются при боковом сжатии (короблении) коры — как следствие уменьшения объема планеты. Движущей силой расплава, как принято, являются растворенные в нем газы, которые под большим давлением ведут себя как идеальные газы и при разгрузке, поглощая тепло вмещающего расплава, резко расширяются, перемешивают магму, пробивают по принципу кумулятивного заряда твердую покрывку и поднимают расплав на поверхность. По такому же принципу действуют и грязевые вулканы.

Образование гранитной магмы, согласно развиваемой здесь схеме деформации, является следствием глубокого погружения геосинклиналей и переплавления первозданного гранитного слоя и нижних горизонтов осадочной покрывки. Гранитоидные интрузии, как пра-

вило, размещены в тех геосинклиналях, которые погружались (с перерывами или без перерывов) в течение нескольких геологических периодов или даже 2—3-х эр и испытали более или менее полную инверсию с сильной складчатостью. Погрузившись вследствие коробления и накопления осадков на величину 10—15, а иногда и 20 км, первозданный гранитный слой в интрагеосинклинальных зонах подается в виде узких выступов вниз и, располагаясь на уровне потенциально жидкого базальтового слоя, который он вытеснил в данном створе, со временем вступает с ним в термическое равновесие, становясь тоже потенциально жидким (температура базальтового слоя, судя по температуре лав действующих вулканов, не ниже 1000° и вероятно достигает в его основании 1500—1600°). При полном вытеснении базальтового слоя и обнажении, вследствие этого, ультраосновного слоя (внешней оболочки), термическое равновесие должно осуществляться как между базальтами и гранитами, так и между гранитами и ультраосновной магмой. Естественно, кроме термического равновесия между гранитным веществом и вмещающими его базальтовой и ультраосновной магмами должно осуществляться также диффузное равновесие вместе с обменными реакциями и перемешиванием магм, а также дифференциацией расплава, образованием металлоносных флюидов и др., масштабы которых автор не компетентен определить. Инъекция гранитного расплава в осадочную покрывку происходит при инверсии геосинклинали (одновременно со складчатостью), когда гранитная кора вследствие перехода за предел текучести и указанных явлений переплавления теряет упругие связи со смежными жесткими зонами и под напором подкорового базальтового (и ультраосновного) вещества выжимается вверх. Внедрение ультраосновной магмы, в соответствии с представлениями ряда других исследователей, происходит при достижении гранитным слоем (твердой коры вообще) поверхности ультраосновной оболочки.

Изменения векового хода геомагнитного поля Земли, а также их потенциальность, периодичность и региональный характер и связь с современными геосинклинальными поясами [14], рассматриваемые как проявления магнитострикционных процессов (М. М. Иванов) и связанные, в основном, с перераспределением давлений внутри оболочки, укладываются в изложенную выше схему деформации Земли.

Поступило 5 VI 1951

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амбарцумян В. А.—Эволюция звезд и астрофизика. Ереван, 1947.
2. Асатрян А. Г.—О механизме деформации земной коры. ДАН Армянской ССР, XII, № 5, 1950.
3. Белоусов В. В.—Общая геотектоника, Москва, 1948.

4. Пенн-Мейнес Ф. А.—Гравиметрические наблюдения на море. Москва, 1940.
5. Гутенберг Б. и Рихтер К.—Сейсмичность Земли. Москва, 1948.
6. Изотов А. А.—Форма и размеры Земли по современным данным. Тр. ЦНИИГАК, вып. 73, 1950.
7. Кропоткин П. Н.—Основы эвергетики тектонических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1948.
8. Михайлов А. А.—Курс гравиметрии и теории фигуры Земли. Москва, 1939.
9. Молодetskий М. С.—Основные вопросы геодезической гравиметрии. Тр. ЦНИИГАК, вып. 42, 1945.
10. Пицетти П.—Механические основы теории фигуры планет. Москва, 1933.
11. Саваренский Е. Ф. и Кирнос Д. П.—Элементы сейсмологии и сейсмометрии. Москва, 1949.
12. Старики И. Е.—Радиоактивные методы определения геологического времени. Москва, 1938.
13. Субботин М. Ф.—Курс небесной механики. Т. III, Москва, 1949.
14. Трубячинский Н. Н.—Гео тектоника и геомагнетизм. Sonderabdruck aus der Verhandlungen der 7^{ten} Tagung der Baltischen geodätischen Kommission. Helsinki, 1934.
15. Hubbert M. K. Strength of the Earth. Am. Assoc. Petrol. geol. Bull., 24, 1945.
16. Внутреннее строение Земли. Сборник под ред. Б. Гутенберга. Перевод с английского с предисловием Е. Ф. Саваренского и П. Н. Кропоткина, 1949 (1939).

Ա. Տ. Ասայան

ԵՐԿՐԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԴԵՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ ՄԻ ՔԱՆԻ ՀԱՐՑԵՐ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հողվածում ապացուցվում է, որ երկրազնդի տեկտոնական դեֆորմացիան իրենից ներկայացնում է նրա հավասարակշռման ֆիզիոլոգիկ խախտման և վերականգնման պրոցես. իմաստան պրոցեսները համապատասխանում են էպեյրոզեն (ալիքավոր) դեֆորմացիաներին, իսկ վերականգնման պրոցեսները՝ օրոգեն (ծալքավոր, լեռնակաղմական) և խզվածքային դեֆորմացիաներին:

Երկրաշարժները, հրաբուխները և անոմալ զանգվածները պայմանավորված են էպեյրոզեն շարժումներով, իսկ ինտրուզիվ զանգվածների ներարկումը՝ օրոգեն շարժումներով: Դեֆորմացիաների պատճառը հանդիսանում է երկրի ծավալի փոքրացումը, որը հիմնականում արտահայտվում է միջուկի կծկման միջոցով: Թաղանթը պատկերացվում է իբրև անսահման փոքր հաստությու ունեցող առաձգական շերտերից կազմված սալ, տեղադրված առաձգական հիմքի վրա:

Երկրի կեղևի առանձին հատվածների կոորդինատների խոշոր փոփոխությունները բացատրվում են կեղևի անհամասեռ կոռուցվածքով. քանի որ կեղևը հյուսիս-արևելյան կիսագնդում կազմված է թույլ դրանիտային նյութից, ապա երկրազնդի կծկման արդյունքը հիմնականում արտահայտվում է ալյ կիսագնդում, որի հեռանքով էլ տեղի է ունենում կեղևի տեղաշարժ դեպի հյուսիսային բևեռ և մոլորակի ստաթիանական պաույտ (անշարժ առանցքի շուրջը) հարավից դեպի հյուսիս (Գոնդվանալից դեպի Արևելիկա). կեղևի կծկման մերժական արդյունք են հանդիսանում ծալքավոր լեռնային սխառնները, ըստ որում ծալքավորությունը արդյունք է գետնակլինալների մինչ ինվերսիան մեծ մակերևույթի կծկման՝ նրա հարկոնական պրոնկցիայի նեղ շրջանակներում:

СТРАТИГРАФИЯ

Р. А. Аракелян

К вопросу о среднем и верхнем карбоне в Армении

Вопрос наличия или отсутствия среднего и верхнего карбона в палеозойских отложениях Армении с давних времен являлся спорным.

Преобладающее большинство исследователей Малого Кавказа считало разрез палеозойских отложений непрерывной пластующейся серией от среднего девона до триаса включительно.

Некоторые же исследователи считали, что в верхнепалеозойских отложениях наблюдается стратиграфический перерыв. Верхнепалеозойские отложения Армении представлены исключительно карбонатной фацией с кораллово-фораминиферовой и очень скудной брахиоподовой фауной. Эти отложения в большинстве разрезов совершенно согласно залегают на визейских отложениях аналогичной фации, без явных признаков перерыва (наличие базального конгломерата, угловых несогласий и т. д.). Это обстоятельство требовало тщательного фаунистического анализа, который отсутствует у предшествующих исследователей, чтобы возможно было бы уловить стратиграфический перерыв.

Кроме того, большинством исследователей изучались отдельные разрезы палеозойских отложений и, главным образом, разрез Джульфинского ущелья, поэтому у них не могло сложиться полного представления о разрезе палеозоя Армении.

Из вышеизложенных обстоятельств и вытекают разногласия между различными исследователями:

а) разногласия относительно отнесения верхних горизонтов джульфинского разреза, которые содержат богатую брахиоподовую фауну, к той или иной части перми или верхнего карбона;

б) разногласия о наличии непрерывного разреза верхнепалеозойских отложений или стратиграфического перерыва в отложениях, подстилающих вышеуказанные породы с богатой брахиоподовой фауной.

Разногласия первой группы, являясь чисто методическими, в некоторой степени также играли роль в разногласиях второй группы.

Для разъяснения этого необходимо вкратце остановиться на мнениях и взглядах предшествующих исследователей относительно верхнепалеозойских отложений Армении.

Г. Абиx в 1878 г. [10] палеозойские отложения джyльфинского ущелья относил к нижнему карбону.

В 1879 г. В. И. Мёллер [12], переопределив некоторые виды из коллекции Абиx, впервые указал на пермский возраст пород джyльфинского разреза.

Абиx впоследствии, под влиянием взгляда В. И. Мёллера, эти слои относил к пермо-карбонoвoму возрасту.

Несомненно, мнение Абиx об отнесении джyльфинского разреза к нижнему карбону является ошибочным.

П. Бонне слои мергелистых известняков (мощн. 35—40 м) с богатой брахиоподовой фауной джyльфинского разреза относят к перми, а вышележащие — к нижнему триасу.

Известняки с фузулинидами джyльфинского разреза он относит к верхнему карбону и его верхней границей считает слои с *Productus intermedius* Abich, ранее относимые им к нижней перми.

Таким образом, слои с богатой брахиоподовой фауной джyльфинского разреза по его мнению включают в себе всю пермь полностью.

П. Бонне [11] считал установленным в Армении московский и уральский ярусы карбона. В джyльфинском разрезе известняки мощностью 200 м ввиду отсутствия в них характерной фауны, по стратиграфическому положению им относятся к уральскому ярусу, так как они подстилаются известняками с *Fusulinella sphaerica* Abich* (московский ярус по Бонне) и горизонтом с *Productus intermedius* Abich (верхи верхнего карбона).

В известняках в Даралагязе П. Бонне встречены *Fusulina venenuli* Møller, *Fusulina loutougini* Schelw. в сопровождении *Endothyra*, *Textularia*, *Biginerina*, *Hemidiscus* и др. Он считает эту фауну руководящей для уральского яруса.

Бонне, изучивший также другие разрезы палеозоя Армении (в хр. Зинджирлу и Даралагязе), не видя явных признаков перерыва (базальный конгломерат, угловые несогласия), старался создать схему непрерывного напластования палеозойских отложений от среднего девона до триаса включительно. Он даже пытался доказать наличие силура и нижнего девона в Армении, что не подтвердилось последующими исследованиями.

Таким образом, относя известняки с *Fusulinella sphaerica* Abich и кораллами к московскому ярусу, вышележащие известняки с фораминиферами и кораллами Бонне считал принадлежащими уральскому ярусу, несмотря на то, что фузулиниды, определенные им из этих известняков, содержат чисто пермские формы. Для полноты своей схемы свиту мощностью в 40 м с брахиоподовой фауной ему уже пришлось считать пермской и попытаться доказать, что она вклю-

* Ныне установлено, что она относится к роду *Stafella*.

чает в себя весь пермский период, ибо эти свиты совершенно согласно перекрываются нижнетриасовыми отложениями.

Для полноты представления взглядов других исследователей, свиты, относимые Боние к московскому, уральскому ярусам карбона и свиту с богатыми брахиоподами, относимую им к перми, будем отмечать следующими номерами:

1. Известняки с *Fusulinella sphaerica* Abich и кораллами (московский ярус).

2. Известняки с *Fusulinella sphaerica* Abich, кораллами, мшанками и редкими брахиоподами (уральский ярус).

3. Мергелистые известняки с богатой брахиоподовой фауной (нижняя и верхняя пермь).

Ф. Фрех (1897 г.), детально изучив турнейские отложения, вышележащие известняки с *Productus giganteus* Mart. и *Lonsdalea araxis* n. sp., *Productus semireticulatus* Mart., *Productus keyserlingianus* Kon., *Eumphalus* sp. отнес к визейскому ярусу, а слои с *Fusulinella sphaerica* Abich и кораллами—условно к московскому ярусу или же низам верхнего карбона. Он считал, что на большую часть верхов верхнего карбона и низов перми приходится стратиграфический перерыв.

Ф. Фрех и Г. Артгабер, также допустив ошибку в отнесении свиты 1 к московскому ярусу, несомненно должны были предполагать перерыв в верхнем карбоне и нижней перми, так как они правильно относили свиту 3 к верхней перми.

Лисицын, пересмотрев фреховский разрез басс. р. Арпа, в 1925 г. приводит детальный разрез, где над турнейскими, фаунистически хорошо охарактеризованными отложениями залегает 50-метровая пачка известняков без одиночных кораллов с брахиоподами. Над ними залегают известняки с *Fusulinella sphaerica* Abich и *Dibunophylum araxis* Frech мощностью около 300 м, которые он относит к визейскому ярусу.

Из семиуловой зоны он приводит *Clysophyllum araxis*, из дибунофиловой зоны *Lonsdalea arpatschai* (нижний горизонт) и *Lonsdalea kaukasica* (верхний горизонт), а *Fusulinella sphaerica* Ab. находится в обоих горизонтах.

Лисицын, также ошибочно, отнес известняки свиты 1, возможно низы свиты 2 с кораллами *Lonsdalea* и *Fusulinella sphaerica* Ab. к визейскому ярусу, ибо приведенные им из этой свиты *Lonsdalea arpatschai* являются новым видом, а *Fusulinella* никак не может появиться в визейских известняках и она, несомненно, моложе чем визе.

Ф. Освальд в 1910 г. самыми верхними горизонтами карбона считал известняки с *Fusulinella spherioidea* Abich, относя их к московскому ярусу, этим предполагая перерыв между средним карбоном и пермью.

А. А. Стоянов [13] в 1910 г. дал довольно детальное расчлене-

Известия IV, № 3—15

ние джульфинских отложений. Он считает, что фауна нижней части слоев джульфинского разреза, богатых брахиоподами, близка к пермь-карбоновой (швагериновой и артинской); в то же время он считает, что эти слои соответствуют границе среднего и верхнего отделов продуктусового известняка.

Над слоями с фауной лежит 30-метровая пачка известняков без фауны, которая им относится к цехштейну.

Таким образом, А. А. Стоянов, приняв горизонт с *Productus intermedius* Ab. (верхи свиты 2) за нижний предел перми или верхний предел верхнего карбона, вынужден был свиту 3 джульфинского разреза отнести к нижней перми, а красные мергели мощностью 30 м без фауны (верхи свиты 3) искусственно отнести к цехштейну.

Н. Н. Яковлев, изучивший более широкий район распространения палеозойских отложений, в районе с. с. Книшик, Амагу, Огбин и по р. Арпа свиту 1 относит к нижнему карбону.

Эта ошибка возникает из того, что в районе первых двух селений известняки свиты 1 имеют широкое распространение, а фаунистически охарактеризованные породы нижнего карбона (турне, этрен), которые наблюдаются в других районах, здесь отсутствуют. Визейские же известняки имеют незначительное распространение.

Обнаружив юго-восточнее с. Огбин мергелистые известняки свиты 3, относимые им к перми, Яковлев отнес подстилающие их известняки свиты 2 к верхнему карбону.

СЗ с. Огбин свита 2 подстилается известняками свиты 1, отнесенными им к нижнему карбону. Это положение приводит Яковлева к выводу, что в Армении отсутствуют отложения среднего карбона.

Впоследствии, после обработки фауны, собранной им у с. Огбин, Яковлев склонен был расширить границы перми за счет свиты 2 (мощностью 130 м), т. е. известняки с *Orthis indica* Waag., гастроподами, *Worthemia* cf. *netschajevi* Jak., *Staffella* типа *Fusulinella sphaerica* Ab. и *Waagenophyllum indicum* Waagen et Wentzel.

К. Н. Паффенгольц [7], придерживаясь схемы Бонне, известняки с *Fusulinella sphaerica* Ab. и кораллами относит к московскому ярусу, вышележащие известняки с фораминиферами — к уральскому ярусу и мергелистые известняки с брахиоподовой фауной — к нижней и верхней перми.

К. Н. Паффенгольц впервые установил наличие мощной (400 м) толщи перми в бассейне р. Веди, которая хорошо охарактеризована брахиоподовой фауной, но вопрос такого большого различия мощностей пермских отложений Джульфы (70 м) и бассейна р. Веди оставался открытым и необъяснимым.

А. Н. Никифорова [6] в 1933 г. относила к верхнему карбону часть описанных ею мшанок, но, как явствует из статьи, она не могла сделать точных выводов, ибо эти мшанки преимущественно были представлены новыми видами.

Меллер [5] в 1881 г., при определении фауны из северного Ирава, совместно с *Fusulinella sphaerica* Abich обнаружил *Schwagerina princeps* Ehrenb. и *Fusulinella ex gr. verneuili* Möl. По Меллеру эти слои относятся к псевдошвагериновому горизонту. Это либо верхи верхнего карбона, либо нижняя пермь.

Г. А. Дуткевич [2] указывает, что в Закавказье фораминиферы из мощных темносерых известняков представлены следующими видами: крупные штафеллы (*staffella sphaerica* Ab.), *Nankinella caucasica* Douk., *Pisolina abichi* Douk., которые являются нижнепермскими. Эта точка зрения Дуткевича вполне правильна.

Л. Д. Миклуха-Маклай [4] из образцов Абиха (из Джульфы) и Яковлева (из Огбина) определил *staffella sphaerica* Abich. Он склонен отнести этот горизонт к псевдошвагериновому (швагериновому) горизонту и высказывает также соображения о возрасте слоев с *Polydeschodina* как верхнепермских и с *Doliolina* как нижнепермских.

О. Л. Эйно́р [9], работавший в Армении по верхнему палеозою в 1946—48 гг., считает, что верхний и средний карбон отсутствуют и между нижним карбоном и пермью имеется стратиграфический перерыв.

О. Г. Туманская [8], посетив джульфинский разрез и некоторые разрезы верхнего палеозоя Армении, приходит к выводу, что несомненно граница пермских отложений должна быть понижена, и этим мощность перми значительно увеличивается за счет верхнего и среднего карбона.

Взгляды предшествующих главнейших исследователей сопоставлены в прилагаемой графической таблице.

Все остальные исследователи: П. Л. Безруков, А. П. Кражечковский [3], А. А. Габриелян [1] и др., которые вели лишь попутные изучения с 1923 по 1945 г., придерживаясь мнения К. Н. Паффенгольда, считали серию верхнепалеозойских отложений непрерывной.

Из всего вышеизложенного явствует, что недостаток обработки материалов, а также предвзятое мнение некоторых авторов, приводили к ошибочным заключениям о возрасте карбонатных свит верхнего палеозоя. Этому способствовала также однородность этих свит, сложность структур, отсутствие явных признаков перерыва и скудность фауны.

Так как в нашу задачу входила съемка палеозойских отложений, то мы имели возможность детально изучить и проследить наилучшие горизонты этих свит на всей территории Армении и прилегающих частей Нах. АССР.

Анализ взглядов предшествующих исследователей основан на наших полевых наблюдениях, а также на собранном нами комплексе фауны около 120 видов из отложений, относимых предшествующими исследователями к среднему и верхнему карбону. На основании личных наблюдений и фактического материала мы приходим к следующему выводу.

пермские виды (определения И. И. Горского и Т. А. Добролюбовой). Фузулиниды находятся в стадии обработки (обрабатываются Т. И. Шлыковой, Ленинградский институт ВНИГРИ), предварительные определения которых также указывают на пермский возраст свит.

Мшанки, определенные В. П. Нехорошевым, также указывают на пермский возраст.

Таким образом, на всей исследованной территории не обнаружено каких-либо элементов фауны, указывающих на верхне и среднекаменноугольный возраст отложений.

Поступило 5 V 1951

Институт геологич. наук
АН Армянской ССР

ЛИТЕРАТУРА

1. Габриелян А. А.—Новые данные по стратиграфии девонских отложений бассейна р. Айриджа (Армения). Доклады АН Арм. ССР (геология), 1945.
2. Дуткевич Г. А.—Значение микростауны для корреляции перми южной части СССР. Тезисы докладов XVII МКГ, 1937.
3. Кржечковский А. П.—Геологический очерк зап. части Даралагязского уезда ССР Армении (среднее течение р. Вост. Арпачай). Материалы по общей и прикл. геологии, вып. 136, 1930.
4. Миклуха-Маклай Л. Д.—К стратиграфии пермских отложений Джульфы (Армения). Научный бюл. Ленинград. Гос. Ун-та № 18, 1947.
5. Меллер В. И.—О некоторых содержащих фораминиферы породах Персии. Зап. мин. общ. 2, сер. 416, 1881.
6. Никифорова А. Н.—Верхнепалеозойские мшанки Джульфинского района. Тр. В. Геол. разв. объедин., вып. 364, 1933.
7. Пфенгольц К. Н.—Сейсмоструктура Армении, 1947.
8. Гуманская О. Г.—К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Нах. АССР, ДАН СССР, нов. сер., т. LXVII, № 3, 1949.
9. Эймор О. Л. и Миклуха-Маклай Л. Д.—К фауне фораминифер Закавказья, ДАН СССР, н. сер., т. LVIII, № 8, 1947.
10. Abich H.—Geologie des Armenischen Hochlandes. I Th. Eine Bergkalckfauna aus der Araxenge bei Djoulfa in Armenien. 1878.
11. Bonnet P.—Sur l'existence de calcaires à Fusulines ourallennes en Transcaucasie meridionale C. R. l'Ac. d'Sc. 1923, t. 176, № 7.
12. Möller V.—Über die stratologische Stellung des Paläozoischen schichten von Djoulfa in Armenien. N. J. f. Mineralogie Jahrg. 1879.
13. Stojanow A.—On the character of the boundary of Palaeozoic and Mesozoic near Djoulfa. Зап. Росс. Мин. об-во, часть XLVII, 1910.

Ռ. Ս. Առաքելյան

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԻՋԻՆ ԵՎ ՎԵՐԻՆ ԿԱՐԲՈՆԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հոդվածում հեղինակը քննության է առնում ու պարզաբանում միջին և վերին կարբոնի առկայության հարցը Հայաստանում.

Քննության առնելով նախորդ հետազոտողների աշխատանքները և

նրանց կարծիքներն այդ հարցի առթիվ, հեղինակը բերում է համեմատական աղյուսակ:

Այդ աղյուսակում հեղինակը գետեղել է նաև իր հետազոտությունների արդյունքները, որոնք հիմք են ծառայում եզրակացնելու, որ միջին և վերին կարգերի ժամանակ ուսումնասիրված տերիտորիայում եղել է սարատիգրաֆիական ընդմիջում, որի հետևանքով հիշյալ հասակի նստվածքները րադակայում են:

Հեղինակն ապացուցում է այդ հետևյալ փաստերով.

1. Ստորին կարգերի և ամելի հին հասակի կրաքարերի վրա ամենուրեք տեղադրված է փոքր հաստություններ աղյուսի գույնի օբրայացած շերտ, որը հեղինակը համարում է հոդմահարված կեղև:

2. Աղյուսի գույնի շերտին հաջորդող կրաքարերը պարունակում են պերմի հասակի միկրոֆաունան և կարալներ, հետևաբար այդ կրաքարերը պերմի հասակի են:

А. А. Адамян

Туфы и туфолавы южных склонов массива горы Арагац

В строении южных склонов массива г. Арагац, кроме имеющих здесь значительное распространение лав, принимают участие различные туфы и своеобразные породы, названные Г. Абигом «туфолавами». Термин «туфолавы» до сего времени не утратил своего значения.

Различные структурные и текстурные особенности—окраска, характер включений, условия образования вулканического кластического материала,—все это обуславливает ряд разновидностей как в туфах, так и туфолавах.

Большая работа по выделению разновидностей по текстурным особенностям, по окраске, а также отражающая условия генезиса, была проведена П. И. Лебедевым. Им были установлены следующие разновидности среди туфов:

1. Черные (темносерые).
2. Красные (связанные постепенными переходами).
3. Желтые.

Среди туфолав:

1. Пламенный тип (черно-красный).
2. Фиолетово-пепельный (арктического типа).

На основании большого количества фактического материала мы могли убедиться, что все разновидности туфо-туфолаво-вой толщи в своей верхней части принимают красную окраску,* тем самым создавая большую пестроту. Эта пестрота и почти идентичный химический состав дают возможность наметить пока предварительную классификацию, несколько отличную от классификации П. И. Лебедева.

В туфо-туфолаво-вой толще четвертичного возраста выделяются две группы: туфы ереванского типа и туфолавы, причем среди последних различаются фиолетово-розовые арктического типа и пятнистые черно-красные туфолавы. В каждом выделенном типе по структурным особен-

* Объяснение покраснения туфов и туфолав окислением закисного железа подтверждается опытами Н. П. Гамбаряна [1] по нагреванию черных разностей туфов, показывающих, что появление и происхождение красной окраски туфов связано с постепенным окислением закисного железа в черных разностях и появлением в их стекловидном базисе красных глобулитов.

ностям и по цвету можно установить три разности, связанные постепенными переходами.

Среди туфов ереванского типа:

1. Рыхлый красный туф.
2. Плотный буро-коричневый туф.
3. Рыхлый бурый туф.

В фиолетово-розовой туфолаве (арктического типа):

1. Рыхлая фиолетово-красная туфолава.
2. Мягкая фиолетово-розовая туфолава.
3. Крепкая темно-фиолетовая туфолава.

В пятнистой черно-красной туфолаве:

1. Пятнистая кирпично-красная туфолава.
2. Полосчатовидная черно-розовая туфолава.
3. Плотная черная туфолава.

В петрографическом отношении туфы ереванского типа представляют типичную кластическую вулканическую породу, преимущественно мелко-обломочного строения. Они различно окрашены, что весьма резко бросается в глаза. Туфы различного цвета всюду залегают вместе и связаны взаимными постепенными переходами. Преобладают цвета: бурый—до черного, буро-коричневые, кирпично-красные и цвета промежуточных тонов.

В туфовой толще наблюдается выдержанность смены окраски от бурого к красному. Бросается в глаза и различная степень уплотнения пород. Встречаются разности очень плотные, плотные и рыхлые. По цвету и текстуре в толще туфов, как было уже сказано, выделяются три разновидности, на которых в отдельности и остановимся.

а) **Рыхлые бурые туфы**—состоят из обломков матовостекловидной массы, весьма слабо сцементированных. В них часты белые таблитчатые кристаллы плагиоклазов, размером от 1 до 3 мм. Весьма редко встречаются включения бесформенного матового черного стекла. В них нередки включения обломков лав (нами называемые чуждыми включениями), слабо оплавленные, что говорит об относительно низкой первоначальной температуре распыленного вулканического материала (разм. 1—4 мм). Книзу постепенным переходом туф связан с тонким прослоем пемзы. В верхней части, постепенно уплотняясь, туф переходит в плотную буро-коричневую разность, наблюдаемую не всюду. Она встречается там, где туфовая толща покрывается черной дацитовой лавой. Температурным воздействием ее, по всей вероятности, и объясняется уплотнение рыхлых бурых туфов в плотные буро-коричневые туфы.

В Котайкском районе, где нет налегающей черной пехштейновой дацитовой лавы, изменение выражается только в цвете. Бурые тона сменяются более светлой буро-коричневой окраской промежуточного цвета между верхними красными и нижними бурыми туфами.

б) **Плотные буро-коричневые туфы**—отличаются от рыхлых бурых весьма плотным сложением, звонкостью, ровным изломом. Они сложены

сплеснутыми обломками стекла желто-бурого цвета. Размеры обломков от 1 до 5 мм в длину и от 1 до 2 мм в толщину. Белые таблитчатые кристаллы плагиоклаза имеют размеры от 1 до 2 мм. В них также наблюдаются включения обломков серых и красных лав, обычно почти круглые, реже угловатые. Изредка попадаются включения черного стекла с раковинным изломом, наблюдаются микроскопические поры.

в) Рыхлые красные туфы — отличаются от землистых бурых туфов только красным цветом основной массы, что, вероятно, вызвано переходом закисного железа в окисное.

Микроскопически все три разновидности туфа однообразны по составу. По принятой классификации они относятся к витрокластическим грубым туфам, в которых размеры обломков стекла колеблются от 1,1 до 3 мм.

Основная масса состоит из обломков бурого, темнокоричневого и прозрачного желтого стекла. Последнее часто образует каемки вокруг бурого стекла и, кроме того, желтое прозрачное стекло часто переходит в красное, непрозрачное. Обломки стекла столь тонки, что образуют как бы слутанно-волокнистую структуру. Размеры обломков весьма разнообразны. Форма их также различна. Показатель преломления черного стекла 1,530, а у желтого — 1,514.

Как видно из показателя преломления, темные разновидности стекла чуть основнее, чем желтые прозрачные. Характерными в туфах являются кристаллы плагиоклаза и пироксена моноклинные и ромбического.

Пироксен обычно сопровождается магнетитом, встречаются также призмочки апатита. Плагиоклаз относится к основному андезину. В своих коротко-таблитчатых кристаллах наблюдается полисинтетическое двойникование по альбитовому и периклиному законам.

Кристаллы обычно оплавлены и часто содержат включения стекла, изредка пироксена. Ромбический пироксен представлен гиперстеном, с небольшим отклонением от прямого угла угасания. Угол CNg дает колебание от 2 до $8^\circ Ng = 0,009 - 0,13$ минерал слабоплеохроичен, по Np слабо розоватый, по Ng слабо зеленоватый, оптический знак отрицательный.

Моноклинные пироксен-авгит почти в равных количествах с гиперстеном. Часто они встречаются сросшимися, обычно в короткостолбчатых и таблитчатых хорошо образованных свежих кристаллах с ясно выраженной спайностью, очень слабо окрашены в зеленые тона. Встречаются двойники по преимуществу простые, по первому пинаконду.

Следует отметить, что в некоторых кристаллах хорошо развиты плоскости пинакоидов по сравнению с гранями призм (оптические константы измерены в 5 шлифах). Угол CNg колеблется от $38 - 45^\circ$. $2v = +50$ до $+53$. $Ng = 1,714$, $Np = 1,694$, $Nm = 1,707$, $Ng - Np = 0,020 - 0,026$. Двупреломление определено компенсатором Берека, а коэффициент светопреломления определен методом иммерсии.

Нередок игольчатый апатит, обычно в виде включений в плагиоклазах. Много также магнетита, ассоциирующегося с пироксеном и часто встречающегося в нем в виде включений. Из вторичных минералов очень

ограниченным распространением пользуется карбонат, играющий роль цементирующего вещества. Туфы ереванского типа в с. Арег превращены в плотные серые туфы. Встречаются также плотные разновидности в верхних красных туфах. Туфы загрязнены чуждыми включениями, составляющими 5—10% всей поверхности шлифа. Они представлены обломками, похожими по структуре на подстилающие андезито-базальты с долеритовой структурой. Плагноклаз в них из ряда лабрадор битовинита. Закон двойникования плагноклазов альбитовый. Включения эти почти не оплавлены. Количество их в толще снизу вверх увеличивается.

Несмотря на совершенно сходный минералогический состав, выделенные три разновидности туфов различаются характером стекловатой массы, а также размером и расположением включений вулканического стекла.

Приведем характеристику стекол, составляющих главную массу выделенных разновидностей.

Рыхлые бурые туфы (нижняя часть толщи). Расположение обломков стекла весьма хаотичное. Они весьма слабо сцементированы и размеры их незначительны (тонкий вулканический пепел). Формы обломков различные—веретенообразные, тонкие, извилистыми ленточками, угловатые и прочие. Цвет их светлобурый, с тонкой каемкой желтого прозрачного стекла. Мало чуждых включений без следов оплавления.

Плотные буро-коричневые туфы. Размеры обломков больше, чем в первой группе. Форма отдельных обломков не различается. Цвет их кофейно-коричневый. Встреченные обломки лав слабо оплавлены.

Рыхлые красные туфы (верхняя часть толщи). Основная масса состоит из янтарно-желтого прозрачного стекла, в котором частично разбросаны кирпично-красные не прозрачные, пылевидные осколки стекла, не сцементированные между собой (шлиф № 140а). Сравнительно редко попадаются обломки чуждых включений.

Ниже, в таблице 1 приведены результаты химических анализов трех образцов землистых туфов.

1. Образец 210 взят из юго-восточного склона Ошаканского шлакового конуса—рыхлая бурая разновидность.
2. Образец 133 взят в Ошакане.
3. Образец 273-а—у песочного завода.

По химическому составу туфы отвечают дацитам, что же касается небольших отклонений, то их можно объяснить присутствием чуждых угловатых обломков лав, которые не удалось удалить при анализе.

Туфы ереванского типа занимают в изученном районе обширные разобщенные участки, залегающие в виде покровов.

На самом западе исследованной области они выступают в Талинском, Октемберянском, Аштаракском районах и почти по всему ЮВ склону массива г. Арагац и приереванском—Котайкском районе.

В большинстве случаев туфы ереванского типа выступают всеми тремя разновидностями.

Нижняя бурая разновидность в своей нижней половине отличается весьма рыхлым сложением и постепенно переходит в тонкий прослой пемзы обычно в 5—10 см и редко доходит до 1 м мощности.

В западной части Талинского района туфы ереванского типа образуют полосу, примерно в 100 м в ширину, опояывая полукольцом г. Богутлу. Туфы естественных обнажений не дают, они перекрыты наносами мощностью в 0,5 м. Видимая мощность туфов в карьере небольшая, нижняя граница не обнажена.

В северо-восточной части Талинского района также выступают туфы ереванского типа. На них можно остановиться более подробно. В западной части указанного участка обнажается сравнительно мощный слой пемзы белого цвета. Под пемзой имеется слой почвы желтого цвета, который налегает на пористый базальт.

Таблица 1*

	Рыхлый бурый туф		Плотный буро-коричневый туф			
	I (210)		II (133)		III (273a)	
	%,	Молек. колич.	%,	Молек. колич.	%,	Молек. колич.
SiO ₂	63,70	1,061	66,08	1,112	64,64	1,076
TiO ₂	0,15	0,002	0,18	0,003	0,74	0,009
Al ₂ O ₃	20,70	0,198	15,35	0,150	16,68	0,164
FeO	2,06	0,013	3,51	0,022	5,32	0,033
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—
MgO	1,29	0,032	1,15	0,028	2,16	0,053
CaO	3,14	0,056	2,41	0,043	3,36	0,060
Na ₂ O	—	0,054**	—	0,65	—	0,015
+	7,70	—	8,04	—	5,46	—
K ₂ O	—	0,035	—	0,042	—	0,029
H ₂ O	2,60	—	3,84	—	2,40	—

Основные числовые характеристики по А. Н. Заварицкому**

I a=12,6	II a=14,8	III a=10,3
c=4,0	c=3,0	c=4,2
b=7,9	b=5,0	b=10,3
s=75,5	s=77,2	s=75,2
a=47,8	a=0	a=20,1
f'=23,4	f'=61,1	f'=44,3
m'=28,8	m'=38,9	m'=35,6
c'=0	c'=0	c'=0
n=60,7	n=60,7	n=60,8

* Анализы произведены в химической лаборатории Института геологических наук АН Арм. ССР аналитиками А. Петросян, Э. Кюрегян и Г. Джрбашян.

** При подсчете на молекулярное количество условно щелочи делим на равные количества, ибо, по литературным данным, Na и K встречаются в туфах почти в равных количествах.

Над лемзой наблюдаются туфы ереванского типа; они в своей нижней части рыхлые, постепенно уплотняясь кверху. В них имеются включения черного стекла и угловатые обломки лав. На туфах ереванского типа налегают фиолетово-розовые туфолавы, которые в нижней части представлены крепкой темнофиолетовой туфолавой с коричневыми и серыми лемзовыми включениями.

Крепкие темнофиолетовые туфолавы постепенно переходят в типичные легкие фиолетово-розовые туфолавы с темно-коричневыми лемзовыми включениями. Они покрыты плотной черной разностью, пятнистой черно-красной туфолавой, основная масса которой состоит из обломков черного стекла, плотно сцементированных. Порода в целом интенсивно карбонатизирована и выступает на поверхность непосредственно.

В северо-восточной части указанного участка обнажаются туфы ереванского типа; они залегают на андезито-базальты. Туфы в нижней части очень хрупкие, кверху уплотняются. Над ними появляются пятнистые черно-красные туфолавы.

Из вышеописанных обнажений видно, что туфы ереванского типа подстилают туфолавы, покрываясь в одном случае фиолетово-розоватыми, в другом случае пятнистыми черно-красными туфолавами, что дает основание полагать, что, вероятно, туфы ереванского типа в данном районе более раннего образования.

Большое распространение имеют туфы ереванского типа в западной части Аштаракского района, образующие непосредственные выходы на дневную поверхность.

В Аштаракском районе, южнее райцентра, прослеживаются также туфы ереванского типа, представленные нижними двумя разностями — рыхлым бурым и плотным буро-коричневым туфом. В отличие от предыдущих обнажений, они здесь покрыты черной щелочно-дацитовый лавой, на которую уже налегают более мощные породы фиолетово-розоватой туфолавы.

Туфы ереванского типа весьма широко распространены в Котайкском и Октемберянском районах, где они представлены всеми тремя разновидностями и покрыты тонким слоем наносов. Туфы указанного типа имеют весьма широкое применение в строительстве.

Все три разновидности туфов ереванского типа обладают почти одинаковыми свойствами и применяются равноценно, за исключением нижней рыхлой части.

Всюду, где распространены туфы, ведется их добыча. Крупная добыча ведется в Котайкском и Октемберянском районах, откуда туфы идут не только для нужд Армянской ССР, а также для соседних республик. На остальных месторождениях добыча ограничена и носит лишь местный характер.

Фиолетово-розовые туфолавы

Фиолетово-розоватыми туфолавами называются фиолетовые пористые, мягкие, гвоздимые породы. Особенностью этих пород является наличие коричневых пемзовых включений. Наряду с пемзовыми включениями имеются и шлаковые, от серого до коричневого цвета. По тону они темнее основной массы и отличаются большой твердостью. Размеры их весьма различны, различна также и форма. Преобладает менее сплюснутая форма, в них слабо намечается параллелизм. Включения часто бывают серого цвета. Серая окраска есть результат вторичных изменений, а именно — карбонатизации, влияющей на изменение цвета всей породы, окрашивая ее в светлые тона.

Макроскопически в туфолавах выделяется полевой шпат в виде фенокристаллов, размерами до 0,2 см, иногда 0,4 см. Форма его таблитчато-кристаллическая.

В фиолетовых туфолавах изредка встречаются угловатые обломки лав. В обыкновенном свете основная масса фиолетово-розовых туфолав состоит из почти белых прозрачных и серых полупрозрачных стекол. При внимательном наблюдении над последними, несколько преобладающими по сравнению с первыми, видно, что серый цвет вызывается бесчисленным множеством весьма мелких вкрапленников рудного минерала.

Серой окраске способствуют также темные края пор. Поры скопляются местами то в больших, то в меньших количествах, включая в себя также пятна и промежутки более стекловатые. В основной массе выделяется кристобалит, преимущественно как продукт раскристаллизации стекла, часто образуя скопления в порах. Без анализатора границы между белой и серой частью породы не видно. Она ясна только при скрещенных николях. Основная масса представляет пористый агрегат глобулитов полевого шпата, по размерам чуть меньше, чем аналогичные глобулиты в серой части черепитчатым кристобалитом. Аналогичной структурой обладают более темные участки с вытянутой формой, более пористые. В центре последних преобладает кристобалит с очень низким двупреломлением до изотропности; показатель преломления колеблется от 1,486 до 1,489 (определено иммерсионным методом).

В основной массе выделяются в большом количестве фенокристаллы бесцветные, несколько в меньшем количестве — бледно-зеленые и непрозрачно-черные. Бесцветные кристаллы полевого шпата с более отчетливыми контурами имеют призматический вид. Они встречаются в виде обломков, в них часты подисинтетические двойники, они пересекаются многочисленными трещинами и обычно заключают в себе стекло, которое придает им скелетную структуру. В полевых шпатах встречается также кристобалит, как в трещинах, так и в виде включений. Видимо, он — продукт раскристаллизации стекла, включенного в них. Изредка в них попадаются иголки апатита. Бывают и обломки пироксена, а также магнетит в виде мелких зерен.

При скрещенных николях в некоторых кристаллах плагиоклаза достаточно ясное зональное строение. Плагиоклаз определяется как андезин.

Контуры у зеленых кристаллов большей частью не определены или разрушены вследствие изменения и лишь в некоторых удается наблюдать шести или восьмиугольную форму с определенными контурами и незначительным количеством трещин. Они обнаруживают спайность в одном или двух направлениях. В качестве включений содержат черные зерна магнетита и вообще очень тесно ассоциируются с ними. Кристаллы обычно бывают окаймлены темножелтым стеклом; цвет от центра усиливается к периферии. В поляризованном свете заметен едва уловимый плеохроизм; минералы отличаются низкими цветами интерференции, в большинстве случаев с почти прямым углом угасания, с отклонением в $5-6^\circ$ и то не во всех зернах, почему и могут быть отнесены к ромбическому пироксену. Зерна с высокими цветами интерференции и бледно-зеленой окраской, с углом угасания до 38° , можно отнести к моноклинному пироксену-авгиту.

В туфолавах Аштаракского района впервые обнаружен весьма интересный игольчатый прозрачный желто-оранжево-бурый минерал. Он наблюдается в пустотах туфолав. Длина иголочек $0,2-0,3$ см: они тонки, местами едва заметны простым глазом. Иголочки образуют скопления, наросты на стенках пор. Минерал оранжево-желтого цвета и имеет вид вытянутых правильных призм, плеохроирует как биотит, ведет себя как одноосный (?), угасание почти прямое, показатели преломления $1,661-1,666$, $1,683-1,683$ (определены иммерсионным методом).

Данные спектрального анализа (произведен Спектральной лабораторией Института геологических наук Академии наук СССР—канд. геол.-мин. наук Лизуновым):

обнаружено Si—слабые линии,

AlMg—слабые линии,

Fe—очень слабые линии.

Не обнаружены: Be, As, Fe, Pt, Pb, Sn, Cu, Ag, Zn, Co, Cd, Na, Zr, Mo, Ta, Nb, Bi, Ti, Cu, V, K, Ba, Sr.

Остальные элементы не определялись.

Микрохимический анализ дает реакцию на редкие элементы. Такой же минерал встречен внутри серых пемзовых включений в темных фиолетовых туфолавах в Шамирамском ущельи. Макроскопически он отличается более темной окраской (от темнобурого до черного цвета). Исследование минерала продолжается.

Из вторичных образований обнаружен мусковит по трещинам плагиоклазов. Интересное образование его наблюдается по трещинам породы в виде очень хорошо образованных правильных шестиугольных табличек; он анизотропен, отрицателен.

На стенках трещин наблюдается налет красно-бурого минерала, вероятно гематита.

Карбонат заполняет поры, проникает в основную массу, придавая породе светлую окраску.

Микроскопически пемзовые включения состоят из тонкопористого стекла темнокоричневого цвета, часто просвечивающего около стенок пор до светло-желтого. Весьма редко среди стекла попадаются просвечивающие агрегаты; видимо произошла весьма незначительная кристаллизация. Поры не отличаются выдержанностью округлой или вытянутой формы. Формы бывают всевозможные, но общий их облик грубо округлый; неодинаковы также и размеры (от 1 μ до 300 μ , преобладает 25 μ). В них также, как и в основной массе, но в меньшем количестве, встречаются в виде порфиризовых выделений плагиоклазы, пироксен и рудный минерал. Встречаются плагиоклазы, интенсивно пропитанные стеклом, придающим им тонкоскелетную структуру. Чуждых включений совершенно нет. В шлаковых включениях, в которых преобладает серая окраска стенок пор, размеры их от 600—900 μ : как видно под микроскопом, они состоят из раскристаллизованного стекла. Кристаллизация происходила от периферии к центру. Продуктами раскристаллизации являются полевой шпат и кристобалит, образующие сферические участки, внутри которых сохраняется бурое стекло. Порфировидные выделения плагиоклаза, размером до 600—700 μ — с постепенной зональностью и с полисинтетическим сложением. Кристаллы плагиоклаза частично раздроблены. Пироксен — в восьмигранных призмах, нередко в двойниках.

Особенность шлаковых включений заключается в том, что в них совершенно отсутствует обломочная структура; это подмечается также отсутствием обломков порфировидных выделений.

Одинаковый минералогический состав, характер раскристаллизованного стекла и отсутствие чуждых включений показывают общность с основной массой фиолетово-розоватых туфолав.

В таблице 2 приведены результаты химических анализов 6 образцов фиолетовых туфолав и их верхних красных разновидностей.

Основные числовые характеристики этих туфолав по А. Н. Заварицкому приведены в таблице 3.

По химическому составу эти туфолавы отвечают пироксеновым дацитам вулкана Эгейского моря [2], отличаясь от дацитовых туфов (описанных в предыдущей главе) сравнительно большей основностью и вообще приближаясь больше к трахитам.

Фиолетово-розоватые туфолавы имеют большое распространение на южном и юго-западном склоне массива г. Арагац и не встречаются на ЮВ склоне, в частности в Котайкском районе.

На ЮЗ склоне они характеризуются присутствием верхней рыхлой фиолетово-красной разновидности, местами уплотненной благодаря карбонатизации. В Аштаракском районе на поверхности они не наблюдаются, так как покрыты пятнистыми черно-красными туфолавами. Прекрасные разрезы их имеются в каньоне р. Касах, где выходят туфолавы, подстилаемые щелочно-дацитовый черной лавой, колеблющейся мощности.

Таблица 2*

	Обр. 65		Обр. 81		Обр. 162		Обр. 155		Обр. 62		Обр. 164	
	% сод.	мол. кол.	% сод.	мол. кол.	% сод.	мол. кол.	% сод.	мол. кол.	% сод.	мол. кол.	% сод.	мол. кол.
SiO ₂	63,34	1,054	61,20	1,019	63,20	1,052	65,72	1,094	64,08	1,067	60,50	1,007
TiO ₂	0,21	0,003	0,56	0,007	—	—	0,15	0,002	0,18	0,003	0,35	0,004
Al ₂ O ₃	17,78	0,175	16,47	0,167	19,88	0,195	16,67	0,164	18,5	0,181	16,38	0,081
Fe ₂ O ₃	5,01	0,062	5,35	0,037	5,60	0,035	5,82	0,036	5,4	0,036	7,51	0,047
MgO	2,06	0,051	1,97	0,048	2,52	0,063	1,32	0,033	1,45	0,058	2,23	0,055
CaO	2,90	0,052	5,16	0,092	3,66	0,065	2,95	0,053	3,24	0,060	4,62	0,082
Na ₂ O ^{***}		0,052		0,055		0,029		0,058		0,038		0,051
+ K ₂ O	6,41		6,90		3,60		7,20		7,32		6,26	
п.п.п.	1,38	0,036		0,036		0,019		0,038		—		0,033
		—	1,83		0,20		0,20		—		2,83	

Таблица 3

Основные числовые характеристики
по А. Н. Заварицкому

	65	81	162	155	62	164
a	11,9	12,8	6,4	13,6	13,3	11,9
c	3,5	5,3	4,3	3,6	3,9	5,5
b	12,6	9,7	19,7	9,2	10,4	10,9
s	72,0	72,1	69,6	74,3	72,4	71,7
a'	38,9	—	55,2	22,2	32,5	—
f'	33,5	53,6	23,6	53,3	44,2	61,0
m'	27,6	34,8	21,2	24,4	23,3	35,7
c'	—	11,6	—	—	—	—
n	59,8	60,4	60,4	60,4	61,2	60,7

Интересным является разрез западнее от райцентра, где мощность туфо-туфолоавовой толщи достигает максимума.

У самого основания разреза обнажаются фиолетово-розовые туфолавы. В основной фиолетовой массе выделяются шлаковые участки более темного цвета, чем основная масса, в порах которых наблюдаются карбонатизированные включения. На втором метре снизу вверх размеры шлаковых включений увеличиваются, еще выше располагаются гуще и делятся более слюснутыми. Наверху на них налегает плотная черная разность пятнистых черно-красных туфолав с тонким слоем пемзы в основании.

Юго-западнее указанные туфолавы имеют фиолетово-сероватый от-

* Все шесть анализов произведены в химической лаборатории Института геологических наук АН Армянской ССР аналит. А. Петросян, Э. Кюрегян и Г. Джрбашян.

** При пересчете на молекулярные количества условно щелочи делим на равные количества.

тенок, благодаря сильной карбонатизации; пемзовые включения также имеют серый цвет. Они залегают с небольшим уклоном по склону.

На северо-западном плато наблюдаются выходы как фиолетово-розоватых так и пятнистых черно-красных туфолов, создающие впечатление фациального перехода; однако в обратном очень легко убедиться: в соседнем, параллельном Ампертскому ущелью разрезе ясно наблюдается как на фиолетово-розоватые туфолавы налегают пятнистые черно-красные туфолавы.

Фиолетово-розовые туфолавы тянутся на север и еще выше, и в виде языка заходят на восток. В виде же большого выхода они наблюдаются западнее райцентра; перекрыты пятнистыми черно-красными туфолавами, к западу погружаясь под более молодыми лавами, вновь выступая у западной границы района и еще западнее. Далее широкой полосой тянутся на север.

Небольшой выход наблюдается западнее, который затем прерывается и выступает около вулканического конуса, покрытый более молодыми вулканическими образованиями вулкана Берглю. Далее без перерыва тянется в юго-западном направлении и южнее, откуда заворачивает на запад, занимая обширную площадь Талинского района.

Фиолетово-розовые туфолавы в западной части Аштаракского района отличаются большой крепостью и более темным цветом (крепкая темная фиолетовая разновидность), для них характерна столбчатая отдельность. Породы эти в своей нижней части делаются полосчатыми и более мягкими. Аналогичная картина наблюдается в Акеракском ущельи, в Ампертском ущельи и в Кипчагском овраге.

Полосчатость в Кипчагском овраге аналогична полосчатости Агаракского ущелья, которая выражена чередованием слоев щелочно-дацитовый черной лавы с тонкими прослоями серой пемзовидной массы, хотя полосчатость в Ампертском ущельи выражена чередованием фиолетовой основной массы с более светлой пемзовой.

В практическом отношении заслуживает интереса только средняя — мягкая фиолетово-розовая разновидность, которая и имеет весьма большое применение в строительном деле. Что касается нижней крепкой более темной разновидности туфолов, то благодаря своей крепости она не может иметь практического значения.

К числу эксплуатируемых месторождений относится ряд участков в Талинском районе; они разрабатываются пока кустарным способом для местных нужд.

Экономические условия указанных месторождений весьма благоприятны, качество туфолов сходно с арктиским туфом. Они заслуживают серьезного внимания для более широкой эксплуатации.

Пятнистые черно-красные туфолавы

Указанный тип пород встречается в самом верхнем горизонте туфотуфолавовых отложений. Характерной особенностью его является преоб.

Известия IV, № 3—16

ладание черной стекловатой массы в нижней части и постепенное уменьшение ее кверху.

У самого основания слоя этого типа залегают плотные туфолавы с грубыми обломками черного стекла. Эти обломки черного стекла и составляют основную массу, красное же стекло находится в весьма подчиненном количестве, образуя только включения. Кверху, черное стекло, благодаря интенсивной сплюснутости, приобретает весьма причудливые формы (линзы, вытянутые ленты, волокна, зигзаги и др.). Толщина их весьма изменчива—от нитевидных до 3 см и более, но количественно их так много, что они как будто составляют продолжение один другого, создавая минимое представление о полосчатости, чего на самом деле нет.

Красное стекло, которое встречалось внизу в виде включений, здесь составляет основную массу. Эта разновидность и называется полосчатой чернорозовой туфоловой аштаракского типа. Красная разновидность пятнистых кирпично-красных туфолав занимает самую верхнюю часть слоя. В ней черное стекло образует лишь включения почти несплюснутые, с едва заметной удлиненной формой и в очень ограниченном количестве; красное стекло образует основную массу, отличаясь весьма слабой сваренностью отдельных частиц.

Под микроскопом без анализатора видно, что основная масса состоит из сплавленных обломков стекла, меняющихся в цвете снизу вверх, как это видно и макроскопически. В нижних частях преобладает темно-коричневая окраска и более сильное сваривание частиц с хорошо выраженной флюидальностью и вытянутостью в виде полос более темного цвета; изредка попадаются обломки с пористой структурой.

Кверху цвет стекла делается более оранжевым и желтым, частицы слабо сварены, хаотично разбросаны, весьма различной формы, попадают и с пористой структурой.

Часто в оранжево-желтой массе встречаются вытянутые обломки стекла темнокоричневого цвета с светложелтой просвечивающейся каймой (указанные обломки макроскопически соответствуют сплюснутым включениям черного стекла). Светло-желтая кайма резко ограничена от темнокоричневой части, не наблюдается постепенного перехода от светложелтого стекла к темнокоричневому. Они как бы обособлены. Темнобурые включения в верхних частях кажутся редкими, тогда как в нижних частях они преобладают. Светло-желтое же стекло встречается в очень ограниченном количестве.

Интересно отметить, что в верхней части темнокоричневые участки несут следы раскристаллизации; наблюдается пористость в этой разновидности, поры которой заполнены светложелтым стеклом.

Фенокристаллы плагиоклазов с полисинтетическим двойникованием редко обнаруживают правильные очертания; они встречаются преимущественно в виде обломков различной формы, рассеянных во всей массе почти равномерно. Пироксен—ромбический и моноклинный, а также в виде обломков; он намного уступает плагиоклазу в количестве.

Таблица 4

	Обр. 150		Обр. 1		Обр. 112		Обр. 25	
	%, со- держ.	мол. кол.	%, со- держ.	мол. кол.	%, со- держ.	мол. кол.	%, со- держ.	мол. кол.
SiO ₂	62,38	1,039	60,32	1,004	61,62	1,026	61,39	1,022
TiO ₂	0,23	0,003	1,38	0,018	0,82	0,010	0,85	0,010
Al ₂ O ₃	17,99	0,117	13,90	0,136	15,40	0,151	13,60	0,133
Fe ₂ O ₃	4,68	0,029	9,64	0,060	0,02	0,076	9,38	0,059
MgO	0,93	0,023	1,41	0,035	1,78	0,045	1,90	0,047
CaO	6,42	0,016	4,69	0,023	3,38	0,060	3,30	0,059
Na ₂ O		0,048		0,045		0,060	4,45	0,072
+	5,88		5,62		7,45			
K ₂ O		0,031		0,030		0,039	3,25	0,035
п.п.п.	2,12		2,56		3,40		1,88	

Основные числовые характеристики по
А. Н. Заварицкому

190 a=11,3	1 a=10,7	112 a=14,0	25 a=14,6
c=7,0	c=4,3	c=3,7	c=1,7
b=7,0	b=12,6	b=9,1	b=13,5
s=74,7	s=72,4	s=73,2	s=70,2
f'=59,9	f'=67,4	f'=59,9	f'=59,6
m'=23,7	m'=19,7	m'=34,9	m'=23,7
c'=16,4	c'=12,9	c'=6,2	c'=13,7
n=60,7	n=60,0	n=60,6	n=67,2

В пятнистых черно-красных туфолавках много чуждых угловатых обломков лав с андезитово-базальтовой структурой, всегда увеличивающихся как в количестве, так и в размерах по направлению вверх. Изредка встречаются обломки фиолетовых туфолав. Наряду с чуждыми включениями в волокнисто-путанной основной массе (преимущественно в верхней красной разновидности толщи) встречаются светло-желтые обломки с пемзовою структурой.

В таблице 4 приведены результаты химических анализов 4-х образцов пятнистых черно-красных туфолав и их верхних красных разновидностей.

(Анализ произведен в Химической лаборатории ИГН АН СССР аналитиком П. С. Лазаревичем).

Образец 25 взят из средней части толщи пятнистых чернокрасных туфолав, а остальные три — из верхней красной разновидности.

Из основных числовых характеристик видно, что снизу вверх в толще возрастает кислотность, а вообще по химическому составу они отвечают андезитово-дацитовому ряду и почти не отличаются от фиолетово-розоватых туфолав и туфов ереванского типа.

При сравнении со сводной диаграммой типов естественных ассоциаций вулканических горных пород А. Н. Заварицкого [7, стр. 257] ясно

видно, что породы туфо-туфолаваовой толщи отвечают наиболее характерным известково-щелочным ассоциациям, начиная от пород Мартиники и кончая породами Иеллоустонского парка, изображенными линиями 1, 2, 3, за пределы которых почти не выходят векторы туфов и фиолетово-розоватых туфолав, а пятнистые черно-красные туфолавы ближе к линии 4, которая отвечает породам Этны.

Несмотря на почти идентичный химический и минералогический состав пород туфо-туфолаваовой толщи, нам удалось установить некоторую закономерность в вещественном составе, в форме, размере и распространении включений, благодаря чему удается легко отделить один тип от другого. Например, туфы ереванского типа характеризуются наличием мелких бесформенных редких включений черного стекла, почти равномерно распределенных во всех 3-х разновидностях указанного типа. В противоположность этому фиолетово-розоватые туфолавы арктического типа характеризуются отсутствием черного стекла и наличием коричневых шлако-пемзовых включений. Что касается пятнистых черно-красных туфолав, то для них характерным является преобладание черного стекла в виде крупных обломков. В нижней части они являются преобладающими, благодаря чему и выделяется крепкая черная разновидность пятнистых кирпично-красных туфолав; сверху же черное стекло уменьшается и остается лишь в виде крупных включений в форме лепешек, в отличие от мелких и бесформенных включений черного стекла в туфах ереванского типа. Для большей наглядности приведем таблицу сопоставления макроскопических и микроскопических свойств двух типов туфолав.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ПРИЗНАКИ ТУФОЛАВОВЫХ ТИПОВ

Фиолетово-розоватые туфолавы Пятнистые-черно-красные туфолавы

1. Геологические наблюдения

- | | |
|--|---|
| 1. Иногда наклонное залегание от 0 до 20°. | 1. Горизонтальное залегание. |
| 2. Отсутствие пемзового прослоя в основании. | 2. Наличие пемзового прослоя в основании. |
| 3. Основная масса пористая. | 3. Отсутствие пористости. |
| 4. Основная масса окрашена в различные тона фиолетового цвета. | 4. Цвет основной массы черный до розово-кирпичного. |
| 5. Мягкая, способная гвоздиться по всей толщине одинаково. | 5. Твердая, за исключением верхней части, где преобладают рыхлые разновидности. |
| 6. Большая мощность образования. | 6. Менее мощные образования. |
| 7. Наличие грубой столбчатой отделимости. | 7. Наличие толстой плитняковой отделимости—преимущественно. |
| 8. Наличие изменений карбонатизации и уплотнения верхних частей толщи. | 8. Отсутствие карбонатизации. |

II. Характер включений

- | | |
|--|---|
| 9. а) Пемзовые включения коричневого цвета. | 9. а) Включения стекла черного цвета. |
| б) Шлаковые включения серого цвета. | б) Отсутствие таковых. |
| 10. Измененные карбонатизированные пемзовые и шлаковые включения. | 10. Отсутствие карбонатизированных включений. |
| 11. Равномерное распределение включений по всей толще. | 11. Преобладание включений в нижней части. |
| 12. Сравнительно слабая сплюснутость включений по всей толще. | 12. Интенсивность сплюснутости включения в низах вплоть до образования полос. |
| 13. Сравнительно однородный размер включений (1—2 см). | 13. Неоднородный размер включений (0,1—20 см). |
| 14. Сравнительно меньшее содержание чуждых угловатых обломков лав. | 14. Содержание большого количества чуждых угловатых обломков лав. |
| 15. Однородный состав чуждых угловатых обломков лав. | 15. Неоднородный состав чуждых угловатых обломков лав. |

III. Наблюдения под микроскопом

- | | |
|--|--|
| 16. Раскристаллизованная основная масса. | 16. Основная масса состоит из мельчайших обломков стекла. |
| 17. Цвет основной массы белый и светлые тона серого. | 17. Цвет основной массы—различные тона желтого, коричневого и бурого цветов. |
| 18. Присутствие кристобалита. | 18. Кристобалита нет. |
| 19. Присутствие желто-бурого игольчатого минерала. | 19. Желто-бурый игольчатый минерал отсутствует. |
| 20. Присутствие карбоната. | 20. Карбонат отсутствует. |
| 21. Раскристаллизация включений. | 21. Аморфные включения. |

Как видно из таблицы 4, особенности туфолав обоих типов отличаются друг от друга.

Пятнистые черно-красные туфолавы, как по площади распространения, так и по месту нахождения, почти совпадают с фиолетово-розоватыми туфолавами.

Большим распространением пятнистые черно-красные туфолавы пользуются в Аштаракском районе. Юго-западнее от райцентра они в сильной степени изменены и нацело обесцвечены; сохранились лишь следы включений черного стекла, принявшего желтый цвет, сама же основная красная масса туфолав приняла бледно-розовую окраску. На северо-западном плато они выветрены, но более слабее. В центре района, где имеются их непосредственные выходы, они отличаются своей свежестью и выступают всеми тремя разновидностями, налегая то на фиолетово-розоватые туфолавы, то на другие лавы, отделяясь от них пемзовым прослоем.

Большое площадное распространение эти туфолавы имеют в Талинском районе. В районе вулканического конуса они налегают на фиолетово-розовые туфолавы, покрываясь новейшими образованиями вулкана Берглю. Западнее они налегают на туфы ереванского типа, выступающая непосредственно на поверхность, а еще западнее они лежат на фиолетово-розовых туфолавых и покрыты более молодыми лавами.

Южнее райцентра указанные туфолавы образуют небольшой выход, находясь на одном уровне с фиолетово-розоватыми туфолавами центральной части района.

Переходя к вопросу практического применения пятнистых черно-красных туфолав, надо отметить, что нижняя плотная черная разновидность этих туфолав, ввиду ее грубого сложения и крепости, не представляет интереса.

Как строительный материал представляют интерес средняя полосчатовидная черно-розовая и верхняя пятнисто-кирпично-красная разновидности ввиду их мягкости и меньшего содержания черного стекла (не более 10%).

Институт геологич. наук
АН Армянской ССР

Поступило 5 V 1951

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гамбарян Н. П.—Геолого-петрографический очерк района средней Занги (басс. р. Занги), ч. 2. Изд. АН СССР, Л., 1934.
2. Заварицкий А. Н.—Введение в петрохимию. Изд. АН СССР, 1944.

Ա. Ա. Ադամյան

ԱՐԱԳԱՍԻ ՀԱՐԱՎԱՅԻՆ ԼԱՆՁԻ ՏՈՒՖԵՐԸ ԵՎ ՏՈՒՖԱԼԱՎԱՆԵՐԸ

Ա. Մ. Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Տուֆերի և տուֆալավաների պեարադրաֆիական ուսումնասիրությունը ցույց տվեց, որ տուֆային շերտախումբը ներկայացված է երեք տիպի տուֆային ապսոններով (ներքևից վեր)։

1. Երևանյան տիպի տուֆերով։
2. Մանուշակա-վարդագույն տուֆալավաներով։
3. Բաժվար սև ու կարմիր տուֆալավաներով։

Արդեն օրինաչափություն նկատվում է, որ՝ ա) յուրաքանչյուր տիպի տուֆային ապսոնների վերին շերտն ունի կարմիր գույն, որը բացատրվում է երկաթի թերօքսիդի օքսիդացմամբ, բ) վերսնիշյալ տուֆային ապսոնների տիպերը միմյանցից հիմնականում տարբերվում են ներառումներով։ Երևանյան տիպի տուֆերը պարունակում են սև ապակու մանր և փոքրաթիվ բեկորներ, Մանուշակա-վարդագույն տուֆալավաները բնու-

թաղրվում են շահանակադույն պեմզա-շխկային բեկորներով, իսկ բծավոր կարմիր տուֆալավաները՝ սև ապակու բազմաթիվ խոշոր բեկորներով, որոնք զերակշռում են շերտի ստորին մասում:

Հիշյալ երևույթների և մի շարք ուրիշ ավյալների հիման վրա յուրաքանչյուր տիպի տուֆային շերտի մեջ նշմարված են երեք տեսակի տարրերակներ:

Երևանի շրջակայքում՝ Կոտայքի, Բերիայի և Հսկանքերյանի շրջաններում մեծ տարածում ունեն երևանյան տիպի տուֆերը, որոնք շատ սահմանափակ տարածմամբ հանդիպում են նաև Թալինի շրջանում:

Ինչ վերաբերվում է մանուշակա-վարդադույն և բծավոր սև-կարմիր տուֆալավաներին, ապա նրանք մեծ մասամբ գտնվում են միասին և մեծ տարածում ունեն Աշտարակի և Թալինի շրջաններում: Տուֆերը և տուֆալավաները, որպես շինանյութ, ունեն մեծ կիրառություն: Շինարարության համար պիտանի են երևանյան տիպի տուֆերի բոլոր տարրերակները, բացառությամբ նրանց շերտերի ստորին վիթրուն մասից, որի հաստությունը կազմում է 0,4—0,5 մ: Մանուշակա-վարդադույն տուֆալավաներից որպես շինանյութ պիտանի են միջին և վերին տարրերակները, իսկ ստորինը չի բավարարում շինանյութերի նկատմամբ ներկայացվող պահանջներին: Ինչ վերաբերվում է բծավոր սև-կարմիր տուֆալավաներին, ապա պիտանի է նրանց միայն վերին մասը:

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИИ

С. Т. Тигранян

Об одной работе А. Е. Арцруни по кристаллохимии

Цель настоящей статьи—ознакомить советских ученых-минералогов и кристаллографов с научной деятельностью Андреаса Еремеевича Арцруни, с тем вкладом, который внес этот ученый в дело создания основ современной кристаллохимии.

Член-корреспондент Всероссийской Академии наук профессор А. Е. Арцруни—уроженец Москвы, армянин по национальности, родился в 1847 году и, несмотря на то, что большую часть своей жизни вынужден был провести в Германии, поддерживал тесные отношения со своими современниками, крупнейшими русскими учеными: М. В. Еремеевым, Ф. Н. Чернышевским, А. П. Карпинским и В. И. Вернадским [3].

По заданию Московского Минералогического общества А. Е. Арцруни выезжает на изучение полезных ископаемых на Урал и на Кавказ.

В 1877 году, в кружке революционной молодежи, он впервые встретился с основателем русской кристаллографии Е. С. Федоровым.

А. Е. Арцруни углубляет химию кристаллов, пытается раскрыть связь между химическим составом кристалла и его морфологией, трактует взаимозависимость и взаимообусловленность законов изоморфизма в кристаллохимии, связывает содержание и форму.

Взамен работ формальной школы немецких кристаллографов и минералогов, взамен ничем не связанных деталей о минералах и голой регистрации фактов немецкой школы, Андреас Еремеевич дает новый метод изучения кристаллов.

Он делает первую серьезную попытку выявить закономерности изменения физических свойств минералов (не только формы, но также оптических свойств, твердости и т. д.) при замене в них одного химического элемента другим.

На основании многочисленных и кропотливых исследований природных и синтетических кристаллов, неорганических и органических соединений, Андреас Еремеевич устанавливает 10 изоморфных рядов химических элементов, сохранивших свое научное значение до наших дней и развитых дальше работами В. И. Вернадского.

Изоморфные ряды изменяются в зависимости от термодинамических условий, под влиянием изменения температуры и давления. Это положение

ние Андреас Еремеевич доказал на примерах барита, целестина и англезита.

Вопросы изоморфизма, поднятые Андреасом Еремеевичем, являются одним из интереснейших и важнейших областей генетической минералогии, геохимии и кристаллохимии.

Ниже мы приводим изоморфные ряды Арцруни так, как они были даны им в большой монографии [5], опубликованной в 1893 году.

Изоморфные ряды Арцруни

- I ряд H, K, Rb, Cs, Na, Li, Ag.
- II ряд Be, Zn, Cd, Mg, Mn, Fe, Os, Ru, Ni, Pd, Co, Pt, Cu, Ca, Sr, Ba, Pb.
- III ряд La, Ce, Dy.
- IV ряд Al, Fe, Cr, Co, Np, Ti.
- V ряд Cu, Hg, Pb, Ag, Au.
- VI ряд Si, Ti, Zr, Sn, Pb, Th, Mo, Mn, U.
- VII ряд N, P, V, As, Sb, Bi.
- VIII ряд Nb, Ta.
- IX ряд S, Se, Te, As, Sb, Mo, W, Mn.
- X ряд F, Cl, Br, J.

По поводу этих рядов Н. И. Вернадский [2] писал:

«Следует отметить, что в первой половине XIX столетия над изоморфизмом работали иностранные ученые, как Митчерлих, Бедан и Маришьяк (1859 г.), но в наиболее ясной форме идея изоморфных рядов была разработана Андреас Еремеевичем Арцруни». Таким образом, А. Е. Арцруни явился основоположником кристаллохимии.

В настоящее время мы пользуемся не этими рядами, а общепринятыми 18 группами изоморфных элементов академика В. И. Вернадского, которые можно найти во всех учебниках минералогии и геохимии; но основа этих 18 групп—десять рядов Арцруни, детализированных и доработанных В. И. Вернадским.

Действительно, даже беглое сопоставление рядов Арцруни и групп Вернадского показывает точное совпадение ряда VIII с группой 17, ряда X с группой 3, близкое совпадение ряда VII с группой 4, ряда I с группой 6, ряда IV с группой 1, ряда V с группой 10 и т. д. Именно работы Андреаса Еремеевича, задолго до исследований Гельдшмидта, наметили химическую основу распределения атомов в кристаллах, а изоморфные ряды Арцруни легли в основу всех позднейших работ по изоморфизму.

Научно-исследовательская работа А. Е. Арцруни исключительно многогранна,—она протекала в следующих главных областях:

1. Региональная минералогия (Южный и Средний Урал, Кавказ и Закавказье, Германия, Египет, Гвиана).

Им исследованы, в частности, редчайшие розовые топазы Урала,

изумруды, эвклазы, хромтурмалины, открыты новые минералы в Южной Америке и т. д.

2. **Общая и теоретическая минералогия** (парагенезис, изоморфизм, основы кристаллохимии, псевдоморфозы).

А. Е. Арцруни исследовал псевдоморфозы серпентина по апатиту, кальцита по везувияну, граната по оливину и многие другие.

Им изучен изоморфизм ряда барит-целестин, для арсенопирита доказано закономерное изменение кристаллических констант по мере увеличения содержания серы, установлена зависимость кристаллической формы самородной серы от условий образования (сублимированные ромбические кристаллы, не содержащие примесей).

3. **Экспериментальная минералогия** (искусственно получены гематит, сенармонит, валентинит, куприт, струвит, касситерит и др.).

Интересно отметить, что А. Е. Арцруни в 1893 году издает свой классический труд «Физическая химия кристаллов» [5] и, разработав теорию изоморфных рядов, намного опережает зарубежных кристаллографов и минералогов. Книга А. Е. Арцруни была высоко оценена академиком В. И. Вернадским «...Его работа,—писал В. И. Вернадский [1],—является монументальным памятником совершенно исключительного владения печатным материалом; она сохранит надолго значение необходимой справочной книги для всякого работника в этой области».

Остановимся вкратце на монографии Арцруни. Это капитальный труд объемом в 365 страниц, состоящий из 4 частей с введением, в котором излагаются «геометрические и физические свойства кристаллов». I часть касается вопросов полиморфизма, в ней даны 18 классов с полной их физико-оптической характеристикой.

II часть—изоморфизм.

III часть—морфотропия.

IV часть—обзоры и объяснения.

Во второй части по результатам личных исследований и литературным данным представляется исчерпывающая на тот период трактовка вопросов изоморфизма. Используются более ранние работы Арцруни, из которых упомянем некоторые:

1. О влиянии природных примесей на облик кристаллов целестина (1872 г.).

2. Диоморфизм—исследование из области химической кристаллографии (1877 г.).

3. Кристаллографическо-химическое исследование некоторых арсенопиритов (1878 г.).

4. Изомерия и изотропизм (1880 г.).

5. Связь между кристаллической формой и составом железного арсенопирита (1883 г.).

Приоритет А. Е. Арцруни в разработке физики и химии кристаллов вынуждены были признать в Европе [4], его труды печатались на многих языках.

Работы А. Е. Арцруни в области физической химии кристаллов подкрепили математические построения кристаллов академика Е. С. Федорова.

Таким образом, за два десятка лет до открытия рентгенометрических методов исследования вещества, русской наукой были намечены основные закономерности распределения атомов в кристаллах и дан химико-геометрический скелет кристаллической структуры, подтвержденной уже в XX веке исследованиями с помощью рентгеновских лучей.

Институт геологич. наук
АН Армянской ССР

Поступило 5 V 1951

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Вернадский В. И. — Очерки и речи, II ая часть, Петроград, 1922.
2. Вернадский В. И. — Парагенезис химических элементов в земной коре, 1909.
3. Тигранян С. Т. — А. Е. Арцруни, Известия Академии наук Арм. ССР, 1948.
4. Фантазии — Андреас Арцруни, Некролог на итальянском языке, Витербо, 1898.
5. „Physikalische chemie der krystalle“ von Andreas Arzruni, Braunschweig, 1893.

Ս. Տ. Տիգրանյան

ԿՐԻՍՏԱԼՈՔԻՄԻԱՅԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ Ա. Ե. ԱՐՇՐՈՒՆՈՒ ՄԻ ԱՇԽԱՏՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հողմածուժ բնդհանուր գծերով ցույց է տրված բյուրեղների քիմիայի և ֆիզիկայի աստղանկում Ա. Ե. Արշրունու կատարած կյանիկ հետազոտությունների նշանակությունը:

Ա. Ե. Արշրունին գիտություն մեջ առաջինն է եղել, որ տվել է բյուրեղների իզոմորֆիզմի, մորֆոարտադրի, պոլիմորֆիզմի և մի շարք այլ երևույթների գիտական բացատրությունը:

Նրան է պատկանում բյուրեղների ձևի և քիմիական կազմի զեննտիկական կապի գիտական բացատրությունը:

Նրա կողմած իզոմորֆիական շարքերը հիմք հանդիսացան իզոմորֆիզմի մասին եղած ժամանակակից ուսմունքի համար:

