ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր է. Ա. Խաչատրյան
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ա. Ս Ֆարամազյան

Անդամներ՝ ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Դաբրիելյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դոլուխանովա, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կարապետյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասրաթյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. Մաղաքյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսեթյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Կ. Գ. Շիրինյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Հ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր Ա. Ն. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ս. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук *Э. А. Хачатурян.*
Зам. отв. редактора канд. геол.-мин. наук *А. С. Фарамазян.*

Члены: канд. геол.-мин. наук *В. П. Асратян,* чл.-корр. АН Арм. ССР *Л. Б. Багдасарян,* канд. геол.-мин. наук *Г. П. Багдасарян,* канд. геол.-мин. наук *Г. М. Ванцян,* чл.-корр. АН Арм. ССР *А. А. Габриелян,* канд. геол.-мин. наук *Н. И. Долуханова,* докт. техн. наук *Б. К. Карапетян,* докт. геол.-мин. наук *А. Е. Кочарян,* академик АН АрмССР *И. Г. Магакьян,* канд. геол.-мин. наук *Б. М. Меликсетян,* докт. техн. наук *Г. И. Тер-Степанян,* канд. геол.-мин. наук *К. Г. Ширинян.*

Ответственный секретарь *Э. С. Ростомова.*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տենում տարին 6 անգամ Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
Երևան 19, Բարեկամության 24։

Адрес редакции:
Ереван 19, Барекамутян, 21

АЖ 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

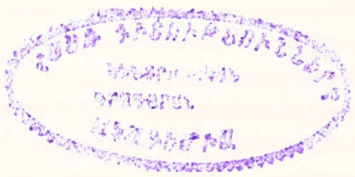
№ 2 том XXVIII 1975

СОДЕРЖАНИЕ

Г. Б. Нисанян, И. Х. Петросов. Глинистые породы карбонатно-терригенной формации верхнего девона-нижнего карбона Армянской ССР 3
А. А. Садоян, И. Г. Гаспарян. О расчленении разреза палеогеновых отложений . 19
Э. Х. Харазян. Долеритовые базальты Севанского бассейна и некоторые вопросы новейшего вулканизма Гегамского нагорья 28
Э. А. Хачатурян, Р. Н. Зарьян, К. В. Давтян. О геохимических особенностях оруденения Павского рудного района 40
В. Б. Сейранян, С. Ш. Саркисян, Е. Н. Завьялов. Первая находка теллуридов в рудах Алавердского медноколчеданного месторождения 50
Э. А. Кюрегян, Ц. О. Эксузян. О распространении германия в подземных водах некоторых районов Армянской ССР 55
И. Г. Силин. Эволюция представлений о новой глобальной тектонике по данным гесфизики 62
К. Х. Арменакян. О строении соленосных бассейнов Араратской впадины по данным сейсморазведки 68
Т. А. Аирапетян, А. Г. Черняховский, Б. П. Градусов, А. С. Бальян. Первичные почвенно-элювиальные образования основных биоклиматических поясов массива г. Арагац 78

Юбилейные даты

Р. А. Аракелян, Ю. А. Мартиросян, С. А. Бубикян. Нина Аркадьевна Саакян-Гозалян 94



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 2 հատոր XXVIII 1975

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Գ. Բ. Նիսանյան, Հ. Խ. Պետրոսով. *Հայկական ՍՍՀ վերին դևոնի—ստորին կարբոնի կարբոնատային-տերիգեն ֆորմացիայի կավային ապարները* 3
Ա. Ա. Սադոյան, Ի. Գ. Գասպարյան. *Պալեոգենի նստվածքների ստորաբաժանման մասին* 19
Է. Խ. Խառազյան. *Սևանի ավազանի դոլերիտային բազալտներն ու Գեղամա լեռնազանգվածի նորագույն հրաբխականության մի քանի հարցերը* 28
Է. Ա. Խաչատրյան, Ռ. Ն. Զարյան, Կ. Վ. Դավթյան. *Ծավի հանքային շրջանի հանքանյութերի գեոքիմիական առանձնահատկությունների մասին* 40
Վ. Բ. Սեյրանյան, Ս. Շ. Սարգսյան, Ե. Ն. Զավյալով. *Ալավերդու պղնձակոլչեդանային հանքանյութերում տելուրիդների առաջին հայտնաբերումը* 50
Է. Ա. Կյուրեղյան, Ռ. Հ. Էկսուզյան. *Գերմանիումի տարածումը Հայկական ՍՍՀ որոշ շրջանների ստորգետնյա ջրերում* 55
Ի. Գ. Սիլին. *Նոր գլոբալ տեկտոնիկայի պատկերացումների զարգացումը գեոֆիզիկայի տվյալներով* 62
Կ. Խ. Ռոմենսկյան. *Արարատյան գոգավորության աղատար ավազանների կառուցվածքը սեյսմահետախուզական աշխատանքների տվյալներով* 68
Թ. Ա. Հայրապետյան, Ա. Գ. Չեռնյախովսկի, Բ. Պ. Գրադուսով, Հ. Ս. Բալյան. *Արագած լեռան զանգվածի հիմնական բիոկլիմայական գոտիների սկզբնական հողա-էլյուվիալ առաջացումները* 78

ՀՈԲԵԼՅԱՆԱԿԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Ռ. Ա. Առաքելյան, Յու. Ա. Մարտիրոսյան, Ս. Ա. Բուբիկյան. *Նինա Արկադինա Սահակյան-Գոզալյան* 94

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 3—18, 1975

УДК 552.52

Г. Б. ПИСАНЯН, Н. Х. ПЕТРОСОВ

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА-НИЖНЕГО КАРБОНА АРМЯНСКОЙ ССР

Геология и вещественный состав

Отложения карбонатно-терригенной формации, мощностью около 1700 *м*, распространены преимущественно в Арагац-Нахичеванской тектонической зоне.

Глинистые сланцы, аргиллиты и глины (преобладают первые две разновидности) ассоциируют с известняками, песчаниками, кварцито-песчаниками, кварцитами и составляют 20% мощности отложений. В кровле формации (визейский ярус) глинистые породы отсутствуют. Мощность прослоев глинистых пород составляет 0,2—5 *м*, иногда достигает более 50 *м*, причем в девонских отложениях и на юге области они распространены значительно больше, чем на севере и в отложениях нижнего карбона.

Породы карбонатно-терригенной формации содержат остатки брахиопод, кораллов, фораминифер, реже пелецинод, гастропод и др. Характерным является наличие в них карбонатно-кремнисто-глинистых конкреций.

Первичный цвет глин серый, с богатой градацией — вплоть до черного; в результате гипергенных изменений они приобретают желтовато-бурую и малиновую окраску.

Глинистые породы плотные, часто рассланцованные; последние в результате выветривания распадаются на мелкие листочки. Вдоль сланцеватости отмечены скопления белой слюды, лирита (в большинстве случаев окисленного), углефицированные фрагменты растений, а в трещинах и на плоскостях напластования—эпигенетического гипса, крупные кристаллы которого отличаются исключительной чистотой.

По гранулометрическому составу глинистые породы относятся к алевритистой, реже алевритовой и песчаной разностям. Карбонатность в среднем составляет 4,5%.

Глинистые породы имеют алевропелитовую, мегапелитовую, лептопелитовую и псаммопелитовую структуры и беспорядочную, микрослоистую, пятнистую, сланцеватую текстуры. Беспорядочная текстура обусловлена неравномерным распределением в глинистой основе кварца, полевых шпатов, слюд и обломков пород; микрослоистая—послойным расположением этих минералов; скопления органического вещества, гидроокислов железа, кальцита на локальных участках создают пятнистые текстуры; сланцеватые текстуры характеризуются расположением слюд

и других минералов (в том числе глинистых) субпараллельно удлинению кристаллитов.

Песчаные и алевритовые частицы составляют 20—30% объема породы; представлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами, обломками пород (осадочных, метаморфических, кислых магматических), реже цирконом, магнетитом, пиритом. Форма зерен округлая, угловато-округлая, размеры—0,01—0,2 *мм*. Обломки пород и полевые шпаты нередко интенсивно изменены—вплоть до полного замещения глинистыми и кремнистыми минералами, слюдами, кальцитом и гидроокислами железа.

Глинистая основа пронизана тонкодисперсным кварцем, гидроокислами железа, углистым веществом, значительно меньше — кальцитом. Участками глинистая изотропная масса раскристаллизована в сравнительно крупные (0,02—0,04 *мм*) чешуйки, игольчатые и тонкопризматические кристаллиты гидрослюды, другие участки замещены перекристаллизованным кальцитом. Игольчатые и тонкопризмагические образования особенно развиты в глинистых сланцах, в которых они располагаются своими вытянутыми сторонами субпараллельно сланцеватости.

Весьма характерным является наличие раковин микрофауны, фрагментов криноидей, водорослей, которые также замещены кремнистым и глинистым веществом и кальцитом. Некоторые раковины фораминифер и стебли криноидей по периферии сложены глинистым веществом, погасающим как монокристалл, а ядра—перекристаллизованным кальцитом; у других, наоборот, ядра замещены глинистыми и кремнистыми минералами, а стенки-кальцитом. Таким образом, аутигенные глинистые минералы развиваются по глинистой основе, обломкам пород и минералов, а также остаткам микроорганизмов.

Из неглинистых аллотигенных минералов в крупных фракциях постоянно присутствуют измененные минералы и обломки пород (в среднем 85%), полевые шпаты (2%), свежие обломки пород (1%), кварц (5%), мусковит (3%), циркон (3%), турмалин (2%), рутил (~1%), из аутигенных—гидроокислы железа (до 100%), пирит, рутил, анатаз, турмалин, флюорит, барит, кальцит, кварц, халцедон, парагонит. Последний развивается по основной массе глинистых сланцев и образует бесцветные сравнительно крупные чешуйки, размером 0,07—0,4 *мм*. Это позволило отобрать мономинеральную фракцию для электронографического и спектрального анализа. Минерал относится к модификации $2M_1$, параметры ячейки: $a = 5{,}17$ Å, $b = 8{,}95$ Å; $c = 19{,}45$ Å; $\beta = 95°48'$. Содержание малых элементов по данным спектрального анализа следующее: Si, Al—10%; Fe~3%; Mg, Ti, Na—0,3—1%; Ca, V, Ba, Sr—0,03%; Mn, Cr, Zr, Cu, Ga, Yt—0,003%; Ni, Li—0,001; Be—0,0001%. Значение параметра *c* минерала, повышенное содержание натрия и отсутствие калия позволяют отнести его к парагониту.

По составу неглинистых минералов девонские и каменноугольные глинистые породы весьма близки, различия улавливаются лишь в соотношении компонентов. Так, в нижнекаменноугольных сланцах возрастает

роль кварца в легкой фракции, в тяжелой — циркона, турмалина, анатаза, мусковита, отчасти рутила и других акцессорных минералов.

В глинах карбонатно-терригенной формации установлены каолинит, гидрослюда, хлорит и смешаннослойный неупорядоченный минерал типа монтмориллонит-гидрослюда. Основными минералами являются каолинит (50—90%) и гидрослюда (10—40%), остальные (~10%) встречаются спорадически, в качестве второстепенной примеси. Хлорит чаще встречается в девонских глинах, особенно эрдического разреза, они же отличаются повышенным содержанием гидрослюды; для глин чанахчинского разреза характерна переменная, не контролируемая в разрезе, обогащенность каолинитом и гидрослюдой. В целом же минеральный состав глин достаточно устойчив в разрезе и на площади распространения формации.

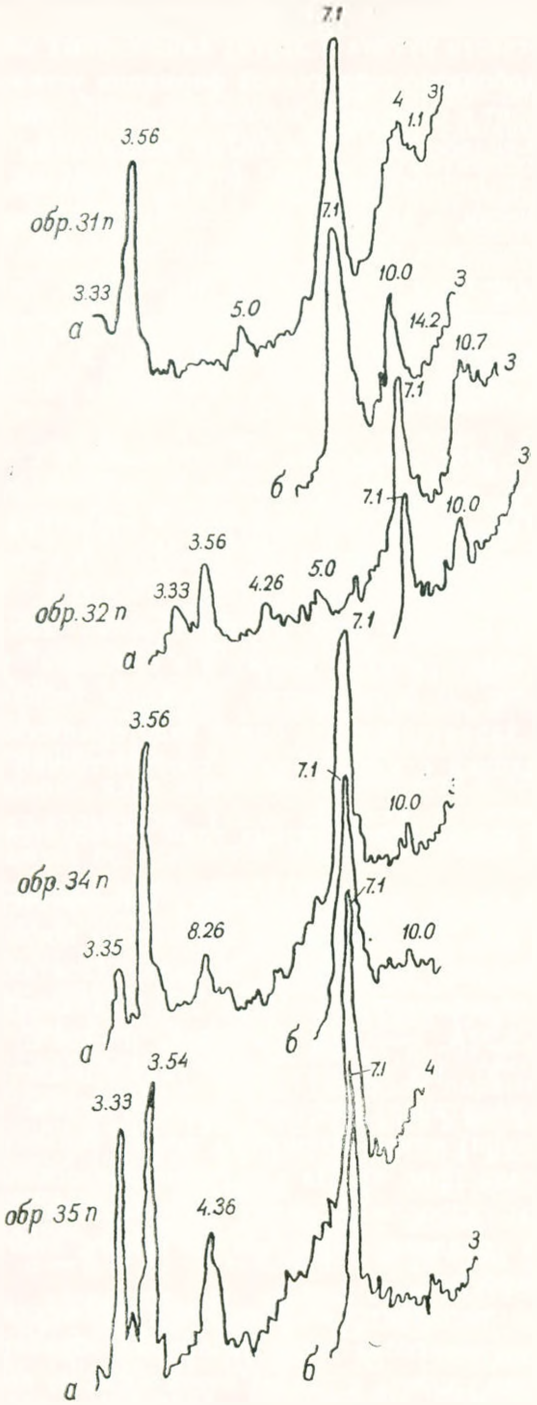
Каолинит[1] диагностируется по интенсивным базальным рефлексам с $d=7$Å; 3,5Å, которые исчезают после прокаливания образцов при 550°С (фиг. 1). По данным электронографии, структура каолинита несовершенная, период c не проявляется; минерал относится к псевдомоноклинному типу с параметрами $a=5{,}13$Å, $b=8{,}92$Å. На электронномикроскопических снимках (фиг. 2) существенно каолинитовых глин частицы имеют изометричную форму и в основном размытые края. Термограммы (фиг. 3) большинства образцов типичны для каолинитовых глин: они характеризуются одной эндотермической и одной экзотермической реакцией с максимумами соответственно при 600—660° и 970—1000°С.

Химический состав каолинитовых глин приводится в табл. 1 (обр. 15, 14, 21, 7).

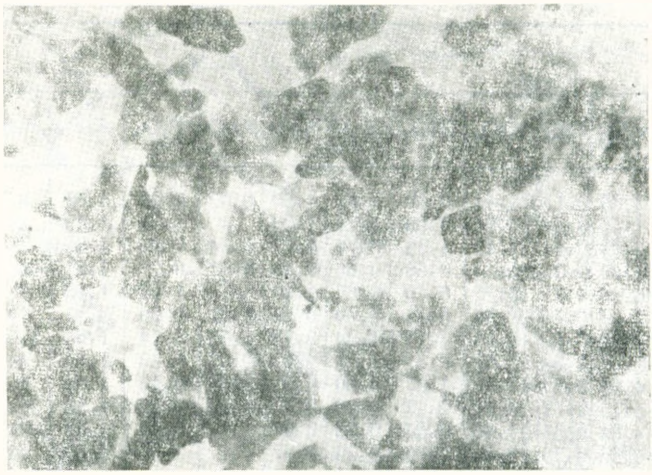
Гидрослюда на дифрактограммах фиксируется по базальным рефлексам с $d=10$Å; 5Å, которые не изменяются после термообработки и насыщения образцов глицерином. Минерал диоктаэдрический, представлен двумя модификациями—1М и $2M_1$. Параметры элементарной ячейки: 1М—$a=5{,}20$Å, $b=9{,}00$Å, $c=9{,}98$Å, $\beta=100°$С: $2M_1$—$a=5{,}19$Å, $c=19{,}80$Å, $\beta=95°30'$. На термограммах гидрослюдистых глин первый эндоэффект (дегидратация) выражен более отчетливо, а второй (выделение «ОН» — групп) менее интенсивно, чем на термограммах образцов смешанного состава (фиг. 4). На электронномикроскопических снимках (фиг. 5) частицы гидрослюды имеют неправильную, изометрично-пластинчатую, реже удлиненно-пластинчатую форму, иногда сравнительно хорошую ограненность.

Хлорит диагностируется по базальным отражениям с $d=14$ Å: 7Å, 3,5Å, которые не изменяются после различных обработок образцов. То обстоятельство, что хлорита в глинах очень мало, не позволило выявить

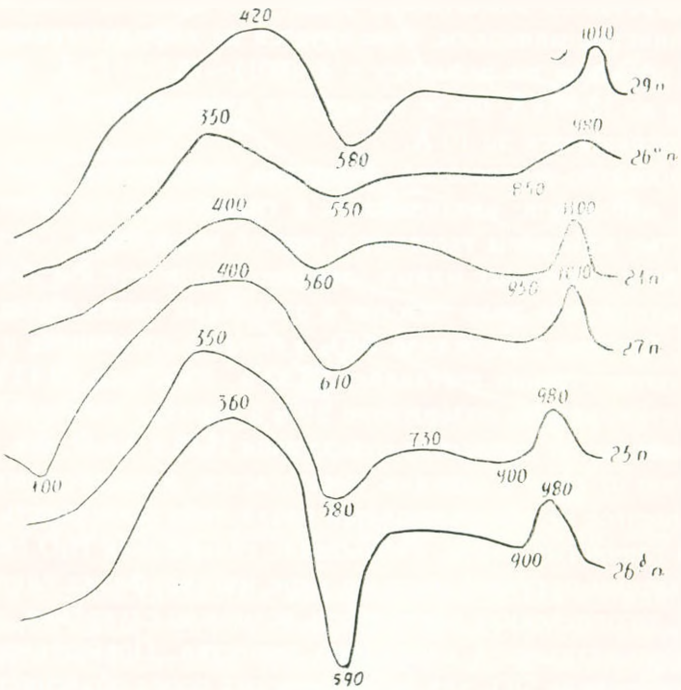
[1] Рентгеновские анализы выполнены Ю. М. Королевым (ИГРГИ), электронографические и электронномикроскопические — Р. Г. Мхитаряном (ИГН АН АрмССР).



Фиг. 1. Дифрактограммы фракции<0,001 *мм* глинистых пород карбонатно-терригенной формации.



Фиг. 2. Электронномакроскопический снимок суспензии каолинитовой глины Ув. 7200.



Фиг. 3. Термограммы фракции<0,001 *мм* каолинитовых глин.

его политипию; судя по интенсивностям отражений четных и нечетных порядков, минерал относится к железистым разностям. На некоторых термограммах образцов с примесью хлорита отчетливо фиксируется экзоэффект с максимумом около 350°С и более широкий пик, соответствующий выделению кристаллизационной воды.

Таблица 1

Химический состав пород карбонатно-терригенной формации[1]

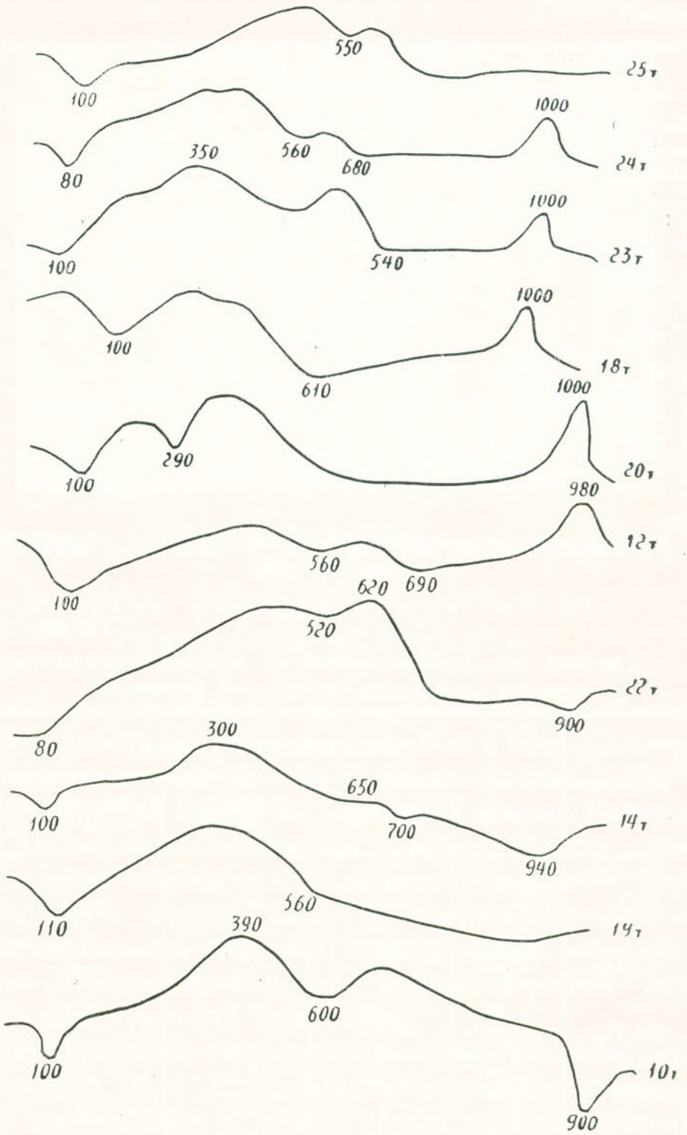
№ обр.	Окислы												
	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	влага	п.п.п.	Na_2O	K_2O
20	53,35	13,85	0,14	16,44	0,68	1,01	0,60	0,07	0,22	0,87	8,87	0,17	3,16
19	54,06	4,37	0,64	22,97	0,90	1,24	1,09	—	0,23	1,49	8,11	0,21	4,66
15	56,97	3,01	0,64	25,13	1,12	0,74	0,27	0,04	0,08	1,08	7,47	0,56	2,48
14	53,49	10,40	0,35	21,34	0,60	0,86	0,36	0,07	0,20	1,21	9,96	0,30	1,33
22	53,35	10,88	4,61	15,76	0,50	0,37	1,18	—	1,60	1,85	9,13	0,12	0,63
21	53,39	7,07	0,78	22,97	0,85	0,99	0,36	0,07	0,20	3,57	7,19	0,53	2,38
29	60,16	4,33	0,57	16,13	1,12	1,24	0,18	0,03	0,14	1,63	11,00	0,66	2,60
26а	56,31	7,69	1,84	15,62	0,67	4,89	2,67	0,07	0,83	1,85	4,06	2,38	0,74
11	64,34	4,66	0,78	17,71	1,87	0,60	0,91	0,04	0,16	1,04	5,57	0,05	2,54
12	62,60	5,73	0,71	16,92	2,17	0,86	0,73	0,03	0,23	1,16	5,25	0,04	3,70
7	58,72	4,84	0,51	21,40	0,67	0,86	0,47	—	0,10	1,50	6,00	0,31	2,92
9	62,91	6,85	0,35	17,45	2,00	0,86	0,47	—	0,16	0,69	5,70	0,24	2,48

[1] Аналитик Л. А. Оганесян (ИГН АН Арм.ССР).

Смешанослойный минерал монтмориллонит-гидрослюдистого типа встречается значительно реже и в меньших количествах, чем прочие глинистые минералы. Фиксируется на дифрактограммах необработанных образцов по рефлексу с d (001)$\sim$10,7—11,1 Å, который увеличивается до 13—14 Å после насыщения их глицерином, а после прокаливания сокращается до 10 Å.

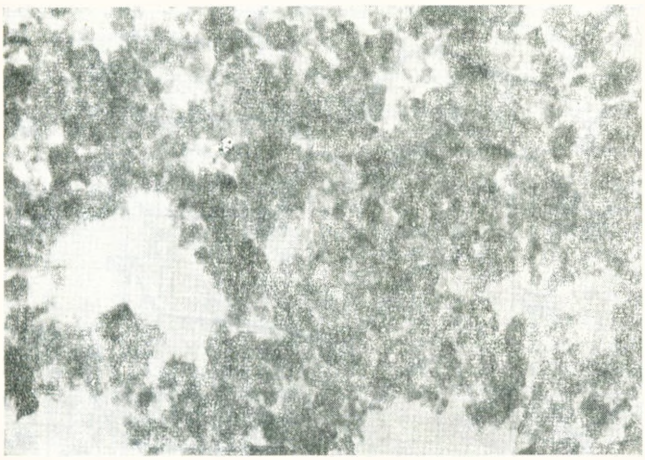
В карбонатно-терригенной формации выделяются две ассоциации глинистых минералов: каолинитовая и гидрослюда-каолинитовая. Другие глинистые минералы тяготеют к первой ассоциации. Состав породообразующих и некоторых малых элементов приводится в таблицах 1, 3. Средние содержания ряда окислов в различных типах пород сведены в таблицу 2. Среднее содержание SiO_2 в глинах, аргиллитах и глинистых сланцах соответственно составляет 55,82%, 56,67% и 59,43%; с возрастанием метаморфизма содержание SiO_2 в породах увеличивается. В обратной зависимости находятся содержания H_2O и Na_2O, т. е. количество этих окислов от глин к сланцам уменьшается; в распределении остальных компонентов не обнаруживается какая-либо зависимость от степени изменения глинистых пород. Уменьшение содержания H_2O связано с потерей низкотемпературной воды по мере метаморфизма глин; что касается Na_2O, то отмеченная зависимость возможно случайная, либо объясняется парагонитизацией глинистого вещества. Повышенное (57,30%) среднее содержание SiO_2 для всех глинистых пород объясняется не только значительной примесью гидрослюды, но и присутствием в них большого количества свободного кремнезема в виде тонкодисперсного кварца и других кремнистых минералов.

Некоторые советские и зарубежные исследователи [16, 14, 2] расценивают отношение $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$ как показатель зрелости глинистого вещества терригенного происхождения. Алюминий является наиболее инертным



Фиг. 4. Термограммы фракции<0,001 *мм* гидрослюдистых глин.

элементом в составе глинистых минералов, тогда как натрий, в отличие от калия, легко выносится из силикатов и не восстанавливается в последующем цикле седиментации. Иначе говоря, чем интенсивнее выражены процессы выветривания на суше, тем большее значение имеет указанное отношение. В нашем случае $\frac{Al_2O_3}{Na_2O} = 32$, что соответствует глинистому элювию на кислых интрузивных породах, т. е. условию их интенсивного выветривания. О последнем свидетельствует также повышенное содержание Ti во всех глинистых породах (табл. 3). Содержания других малых элементов (за исключением меди) не превышают соответствующие кларки в осадочных глинах. Несколько повышенное содержание меди



Фиг. 5. Электронномикроскопический снимок суспензии гидрослюдистой глины. Ув. 6660.

Таблица 2

Среднее содержание некоторых окислов в глинистых породах карбонатно-терригенной формации[1]

Окислы	Типы глинистых пород			
	глина	аргиллит	глинистый сланец	среднее по всем типам
SiO_2	55,82 / 6	56,67 / 6	59,43 / 5	57,30 / 17
Al_2O_3	18,14 / 6	18,37 / 6	18,21 / 5	18,24 / 17
Fe_2O_3	7,42 / 6	8,56 / 6	7,24 / 5	7,74 / 17
FeO	0,69 / 6	0,56 / 1	0,61 / 5	0,62 / 17
H_2O	1,86 / 6	1,65 / 6	0,80 / 5	1,47 / 17
п.п.п.	7,49 / 6	6,01 / 6	8,16 / 5	7,22 / 17
Na_2O	0,71 / 6	0,52 / 6	0,48 / 5	0,57 / 17
K_2O	2,91 / 6	2,16 / 6	2,26 / 5	2,45 / 17

[1] В знаменателе — количество анализов.

связано, по-видимому, с фиксацией ее в глинистых осадках вместе с органическим веществом и гидроокислами железа [12].

Таблица 3

Распределение некоторых элементов[1] в глинистых породах карбонатно-терригенной формации

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое (M) в %	Модальное (M_0) в %	Кларки в осадочных глинах
Cr	60	0,01—0.03	0,025	0,027	$1{,}10^{-2}$
Ti	60	0,3—3	1,506	1,490	$4{,}5\cdot10^{-1}$
Ni	60	0,01—0,003	0,012	0,011	$9{,}5\cdot10^{-3}$
Mn	60	0,03—1	0,675	0,601	$6{,}7\cdot10^{-2}$
Cu	60	0,03—0,003	0,015	0,013	$5{,}7\cdot10^{-3}$
Sr	60	0,01—0,003	0,012	0,016	$5{,}5\cdot10^{-2}$
Ba	60	0,01—0,1	0,032	0,037	$8\cdot10^{-2}$
B	60	0,01—0,1	0,036	0,039	$1\cdot10^{-2}$

[1] Анализы выполнены М. Мартиросяном (ИГН АН Арм.ССР).

Условия образования и генезис глинистых минералов

Герцинский (варисцийский) этап развития Малого Кавказа охватывает время от девона до триаса включительно и подразделяется на два подэтапа—раннегерцинский (D—C_1) и позднегерцинский (P—T).

В раннегерцинский период на территории Малого Кавказа обособляются две, различные по тенденциям развития, области, существовавшие вплоть до конца герцинского цикла осадконакопления. Первая—Закавказское поднятие—располагалась на севере, северо-западе (к югу от геосинклинали Большого Кавказа) и представляла собой область размыва, вторая—Приараксинская зона осадконакопления—охватывала южную и юго-западную часть территории.

Базальная карбонатно-терригенная формация образовалась в раннегерцинский подэтап (D—C_1), который соответствует в основном периоду трансгрессии и прогибания, и, отчасти (конец раннего карбона), началу регрессии и поднятия. Для герцинского этапа в целом характерны: сравнительно (с последующим альпийским этапом) слабое проявление складчатых движений, незначительная суммарная мощность отложений, устойчивость областей размыва и седиментации во времени и литофаций на больших площадях, отсутствие вулканизма, наличие древней коры выветривания, преимущественно олигомиктовый состав пород. По мнению одних исследователей [8], указанные признаки свидетельствуют о платформенном или субплатформенном стиле развития; другие [3] считают, что область развития отложений герцинского этапа представляла собой многогеосинклинальную зону. Здесь важно отметить, что характер герцинского осадконакопления существенно отличался от альпийского, присущего внутренним зонам геосинклиналей.

Согласно климатической зональности, установленной Н. М. Страховым [1] для прошлых геологических эпох, в начале франского века территория Армении располагалась в теплой умеренновлажной зоне южнее тропиков, между засушливым и околополярным поясами. В фаменский век южная аридная зона значительно расширяется, но в основном за счет северных и северо-западных областей. В течение турне и визе происходит радикальная перестройка климатической зональности: исчезает среднедевонский климатический план и формируется (в визе) верхнепалеозойский; отмечается общая гумидизация климата, экватор значительно перемещается на юг и проходит на широте Южного Закавказья. Все это приводит, по мнению Н. М. Страхова, к установлению на территории Армении уже в раннем карбоне тропического климата, который в триасе сменяется аридным. Фактический материал в целом не противоречит этой схеме, однако указывает и на некоторые особенности эволюции климата Армении на протяжении девона-раннего карбона.

Каолинитовый, почти мономинеральный, состав глин карбонатно-терригенной формации, наличие в отложениях теплолюбивой фауны (кораллы и др.) свидетельствуют о гумидном климате периода ее формирования, однородное же строение формации, устойчивость (в разрезе и на площади) указанных и других признаков говорят о постоянстве климатических условий в течение позднего девона-раннего карбона. Хотя на суше господствовал каолинитовый тип выветривания, однако признаков латеритообразования (фиксация соответствующих продуктов в осадках) не отмечено. Сказанное позволяет заключить, что на территории Армении климатические условия в раннем карбоне были не тропическими, хотя достаточно влажными и теплыми. Типичный тропический климат устанавливается здесь лишь в среднекарбоновое время, когда, после регрессии визейского моря, повсеместно образуются латеритовые и бокситоносные породы.

В составе пород карбонатно-терригенной формации аллотигенные неглинистые минералы группируются в следующие ассоциации: 1) кварц (без включений, с мозаичным погасанием)—турмалин (бурый и зеленый)—обломки амфиболовых, слюдистых, кремнисто-серицитовых сланцев и кварцитов; 2) микроклин—анатаз—рутил—циркон (удлиненно-бипирамидальный)—обломки гранитов и гранитоидов; 3) кварц (с включениями и нормальным погасанием)—турмалин-циркон (окатанный)—обломки песчаников, глин и известняков.

Первая ассоциация связана с размывом метаморфических пород, покрывавших значительные площади Закавказского поднятия. Вторая образовалась за счет продуктов выветривания кислых интрузий и эффузий, развитых на древних массивах Армении и представленных лейкократовыми гранитами, мигматитами, аплитовыми порфироидами, [1, 4], третья—в результате переотложения осадочных пород.

Отсутствие грубообломочных пород в разрезе карбонатно-терригенной формации, преобладание известняков, кварцитов и глин, устойчивый комплекс минералов в составе последних, породообразующий каолинит и

другие признаки свидетельствуют о невысоком и слабо расчлененном рельефе суши.

Таким образом, в условиях гумидного климата, невысокого и слаборасчлененного рельефа размывались кислые интрузивные и эффузивные породы, осадочные и метаморфические образования. На суше господствовал каолинитовый тип выветривания, породы подвергались интенсивной химической дифференциации. Выветрелый материал, преимущественно кварц-каолинитового состава, осаждался в прибрежно-мелководных условиях нормального морского бассейна; осадки обогащались гидрослюдой и хлоритом за счет продуктов выветривания метаморфических пород, в частности, слюдистых и кремнисто-серицитовых сланцев. Однако окончательное формирование ассоциации глинистых минералов происходит под влиянием последующих постседиментационных процессов.

Состав глинистых и неглинистых минералов, особенности минерального аутигенеза в отложениях карбонатно-терригенной формации указывают на три стадии постдиагенетического их изменения: начальный катагенез, поздний катагенез и начальный метагенез.

Признаки начального катагенеза отмечены в глинах, отчасти в аргиллитах, нередко включающих глинисто-железисто-карбонатные конкреции. Глинистые породы ассоциируют с тонкозернистыми известняками, песчаниками, кварцито-песчаниками. На стадии начального катагенеза диоктаэдрическая гидрослюда встречается в двух модификациях: 1M и $2M_1$, причем, как правило, в соотношении $1M > 2M_1$. Почти постоянно присутствуют неупорядоченные смешаннослойные образования типа Г-М, Г-хлорит. Породообразующим минералом является моноклинный каолинит с несовершенной структурой. Из обломочных неглинистых минералов редко встречаются биотит, амфиболы и сравнительно свежие полевые шпаты. Аутигенные минералы представлены гидроокислами железа, пиритом, кальцитом, значительно реже — анатазом, рутилом, флюоритом. Структуры и текстуры пород нормальноосадочные.

Поздний катагенез наиболее отчетливо проявляется в аргиллитах, ассоциирующих с кварцито-песчаниками, кварцитами, отчасти в сланцах. На этой стадии породообразующим глинистым минералом также является моноклинный каолинит с несовершенной структурой. Обычное соотношение политипов гидрослюды — $1M \leqslant 2M_1$. Смешаннослойные образования и монтмориллонит встречаются спорадически, в малых количествах, так же, как обломочные биотит и амфиболы. Последние, а также полевые шпаты интенсивно изменены — кальцитизированы, ожелезнены, серицитизированы, гидрослюдизированы. Характерно широкое развитие аутигенных титанистых минералов — анатаза, рутила, сфена.

Для глин обычна слабо ориентированная текстура основной массы. В зернистых породах заметны следы бластеза, участками цемент «растаскивается», появляются регенерационные разрастания на кварце, рутиле, развиваются конформные и инкорпорационные структуры.

Признаки раннего метагенеза наблюдаются лишь в глинистых слан-

цах. Они ассоциируют с песчанико-кварцитами, кварцитами, крупнозернистыми известняками.

На стадии раннего метагенеза диоктаэдрическая гидрослюда представлена политипом $2M_1$; в редких образцах установлена второстепенная примесь 1М. Породообразующим глинистым минералом, как и в катагенезе, является моноклинный каолинит с несовершенной структурой. Смешанослойные образования и монтмориллонит отсутствуют или встречаются очень редко в качестве второстепенных примесей. Полевые шпаты, амфиболы, обломки пород замещаются серицитом и гидрослюдой. По глинистой основе развиваются тонкопризматические кристаллики гидрослюды или мусковита $2M_1$. Но наиболее характерным является развитие вдоль сланцеватости сравнительно крупных чешуек парагонита $2M_1$. Чешуйки эти образуются за счет глинистой основы: очевидно, генерация парагонита связана с метасоматическим преобразованием гидрослюды $2M_1$. Из аутигенных неглинистых минералов широко представлены анатаз, рутил, турмалин.

Глинистые породы имеют сланцеватую текстуру, обусловленную взаимно параллельной (или субпараллельной) ориентацией минералов. В зернистых породах, вследствие усиления бластеза, широко развиваются конформные, инкорпорационные, мозаичные структуры, становятся обычными явления регенерации.

Песчанико-кварциты, кварциты, глинистые сланцы могут расцениваться и как индикаторы более глубоких изменений; однако отсутствие в породах карбонатно-терригенной формации новообразований альбита, Mg—хлорита, эпидота, биотита, подчиненная роль мусковита $2M_1$, широкое распространение гидрослюды $2M_1$ свидетельствуют о раннеметагенетической стадии изменения этих пород.

Вероятные PT-условия существования минералов различных стадий изменения отложений карбонатно-терригенной формации указаны на диаграмме 1.

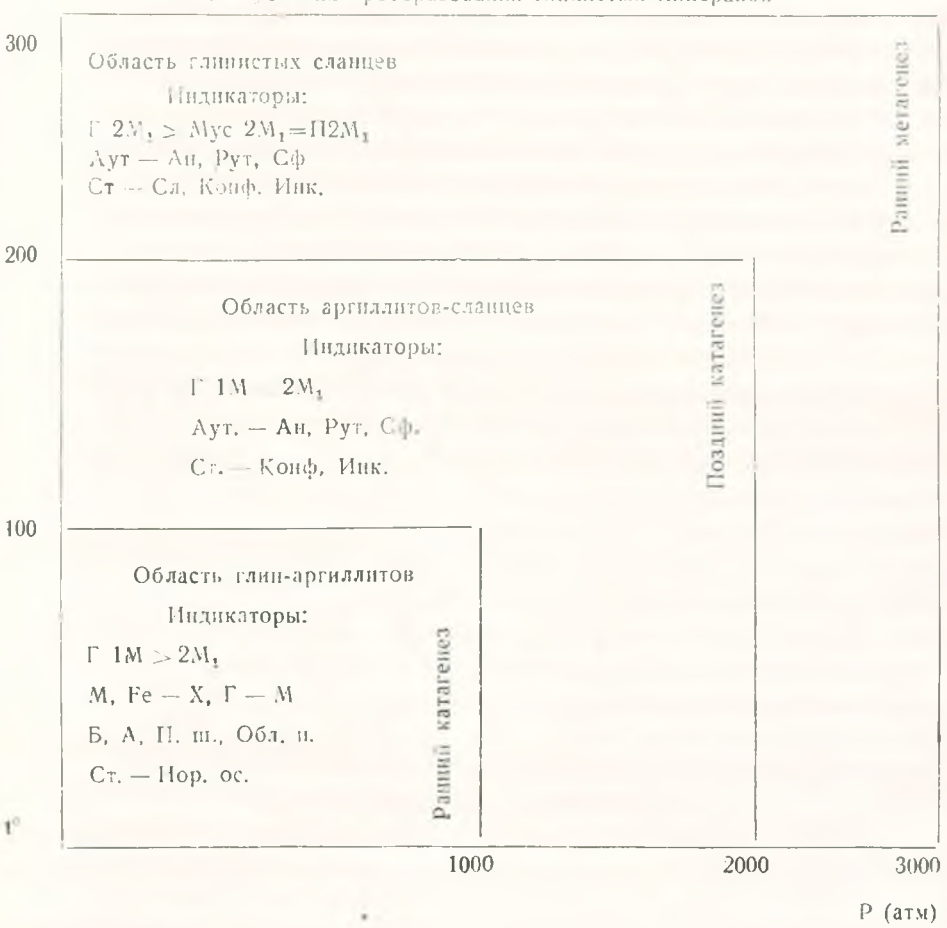
В свете изложенного ниже рассматривается вопрос о генезисе глинистых минералов.

Каолинитовая ассоциация распространена во всех типах глинистых пород, особенно в глинах и аргиллитах.

Характер постдиагенетического преобразования каолинита на различных термодинамических уровнях установлен В. Д. Шутовым [6]. Другой вариант трансформации каолинита описан Г. В. Карповой [5] при изучении полифациальных отложений Большого Донбасса и Северного Кавказа. Каолинит в глинистых породах карбонатно-терригенной формации вообще не испытывает сколько-нибудь заметных изменений (исключая структурную неупорядоченность, которая однако не поддается толкованию: свойственна для всех стадий). Напрашивается вывод,что судьба каолинита в осадочном цикле может быть различной и что вряд ли в природе существует универсальный ряд трансформации этого минерала. В нашем случае генезис каолинита связан с палеогеографическими условиями осадконакопления.

Диаграмма 1

PT – условия преобразования глинистых минералов



Г — гидрослюда
M — монтмориллонит
Fe — X — Fe — хлорит
Г — M — смешанослойный
Мус — мусковит
П — парагонит

Ан — анатаз
Рут — рутил
Сф — сфен
Б — биотит
А — амфиболы
П. ш.— полевые шпаты
Обл. п. — обломки пород

Ст — структуры
Норм. ос. — нормально-осадочная
Сл — слацевая
Конф — конформная
Инк — инкорпорационная

Теплый и влажный климат в сочетании с невысоким и слабо расчлененным рельефом обусловили каолинитовый тип выветривания пород областей сноса. На кислых интрузивных, эффузивных, а также метаморфических и осадочных породах формируются каолинитовые коры выветривания, продукты которых составляют значительную часть сносимого в бассейн седиментации терригенного материала. Моноклинный каолинит с несовершенной структурой на всех этапах эволюции глинистых отложений сохраняется в качестве породообразующего минерала. В шлифах каолинитовое вещество имеет тонкоагрегатное строение и беспорядочную текстуру; только в глинистых сланцах оно ориентируется параллель-

по сланцеватости и удлинению других минералов. При этом структурная неупорядоченность каолинита сохраняется. Каолинит не образует псевдоморфозы замещения по обломочным компонентам и глинистой основе, не отмечены также явления перекристаллизации последней вокруг обломочных зерен. На электронномикроскопических снимках частицы каолинита имеют детритовый облик. Таким образом, в морском бассейне и при последующих постдиагенетических процессах аллотигенный каолинит не претерпевает существенных изменений. Очевидно, отсутствие конседиментационных (или эпигенетических) кислых растворов, большого количества органического вещества и сульфидов исключали возможность аутигенной генерации каолинита, а PT-уровень раннего метагенеза в данном случае оказался недостаточным для глубокого структурного преобразования каолинита.

Гидрослюдисто-каолинитовая ассоциация характерна для всех типов глинистых пород. В глинах и аргиллитах гидрослюда встречается в двух модификациях—1M и $2M_1$. На стадии начального катагенеза обычным является соотношение $1M > 2M_1$; в позднем катагенезе гидрослюда 1M почти полностью исчезает.

После работ Йодера и Егстера [13] и Уивера [17] утвердилось мнение об аллотигенном генезисе политипа $2M_1$. Имеются однако экспериментальные исследования [15], а также данные по природным объектам [7], свидетельствующие о широком диапазоне условий образования этого минерала. Установлено также, что при повышенных PT-условиях осуществляется трансформация 1M в $2M_1$ [5, 6].

Нет однозначной генетической интерпретации и в отношении гидрослюды 1M глин. Хотя аутигенная гидрослюда 1M в природе развита широко, все же нет оснований считать ее запрещенным аллотигенным минералом; нередко она является главным компонентом глин в терригенных отложениях и достаточно устойчива в осадочном цикле.

Можно с уверенностью сказать о наличии в глинах карбонатно-терригенной формации двух генераций (аллотигенной и аутигенной) гидрослюд 1M и $2M_1$. Критериями аллотигенности последних являются: наличие древних осадочных и метаморфических пород как основных источников сноса, преимущественно детритовый облик частиц на электронномикроскопических снимках, обломочные структуры и текстуры глин, развитие глинистых минералов по определенным компонентам пород, т. е. перегионально выраженный характер минерального аутигенеза.

К аутигенной разновидности 1M авторы относят мелкие чешуйки гидрослюды, развивающиеся по обломкам пород и остаткам микрофауны; они имеют светло-зеленую окраску, характерный блеск, иногда ориентированы в одной плоскости и реагируют на свет как монокристалл. Процесс этот особенно характерен для глин, чем, очевидно, и объясняется ведущая роль политипа 1M в стадию раннего катагенеза. Аутигенная гидрослюда $2M_1$ развивается по глинистой основе сланцев в виде крупных (до 0,1 *мм*) изометричных и призматических образований. Кроме

последних, вдоль сланцеватости образуются сравнительно более крупные, отличающиеся также своим блеском, изометричные чешуйки. Обе разновидности были отобраны под бинокуляром и подвергнуты электронографическому и спектральному анализу. Первые оказались гидрослюдой (или мусковитом) $2M_1$, вторые—парагонитом $2M_1$. Политип 1M в глинистых сланцах практически отсутствует, иначе говоря, аутигенные гидрослюда (мусковит) $2M_1$ и парагонит $2M_1$ характерны для стадии раннего метагенеза. Таким образом, трансформация глинистых минералов осуществляется в течение всего осадочного цикла: гидрослюда 1M—в раннем катагенезе, гидрослюда $2M_1$—в позднем, мусковит $2M_1$ и парагонит $2M_1$—в метагенезе. Возможны два варианта (ряда) трансформации: 1) аморфное вещество → гидрослюда 1M → гидрослюда $2M_1$ → мусковит $2M_1$ → парагонит $2M_1$, 2) аморфное вещество → гидрослюда 1M → гидрослюда $2M_1$ → мусковит $2M_1$ / парагонит $2M_1$.

В заключение интересно отметить, что для изменений типа раннего метагенеза в платформенных условиях необходимы значительно большие амплитуды погружения (3000—4000 *м*), чем это имело место при формировании карбонатно-терригенной формации, максимальная мощность которой достигает 1700—1800 *м*. Размыву подвергалась лишь кровля формации (мощностью не более 200 *м*), поэтому можно предположить, что площадь ее распространения характеризовалась повышенной проницаемостью и, возможно, наличием дополнительного притока тепла.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.VI.197

Գ. Բ. ՆԻՍԱՆՅԱՆ, Հ. Խ. ՊՕՏՐՈՍՈՎ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍԱՀ ՎԵՐԻՆ ԴԵՎՈՆԻ–ՍՏՈՐԻՆ ԿԱՐԲՈՆԻ ԿԱՐԲՈՆԱՏԱՅԻՆ–ՏԵՐԻԳԵՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ ԿԱՎԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Կավային ապարները ներկայացված են կավերով, արգիլիտներով, թերթաքարերով, որոնք կազմում են ֆորմացիայի ընդհանուր հզորության 20 տոկոսը։ Արգիլիտներում և թերթաքարերում ապար կազմող միներալը կաոլինիտն է, իսկ խառնուրդի ձևով առկա են 1M և $2M_1$ մոդիֆիկացիայի դիոկտաէդրիկ հիդրոփայլեր, ֆերումքլորիտ, խառնաշերտ մոնտմորիլոնիտ-հիդրոփայլեր։

Կավային և ոչ կավային միներալների ասոցիացիան թույլ է տալիս անջատել կարբոնատային-տերիգեն ֆորմացիաների ապարների հետնստվածքային փոխհարության երեք փուլ՝ վաղ և ուշ կատագենեզ և վաղ մետագենեզ։ Ուշ կատագենեզի նշաններն ավելի ցայտուն են արտահայտված արգիլիտներում և թերթաքարերում։ Առաջին փուլի համար բնորոշ է $1M > 2M_1$ հարաբերությունը. ոչ կավային միներալներից այդ փուլում դիտվում են բիոտիտ, ամֆիբոլներ, համեմատաբար քիչ փոփոխված դաշտային սպաթներ։

Ուշ կատագենեզի ընթացքում հիդրոփայլերի պոլիտիպների հարաբերությունը փոփոխվում է $1M \leqslant 2M_1$, այստեղ ոչ կավային միներալներից բնորոշ

են աուտիգեն անատազը, ռուտիլը և սֆենը։ Այս փուլում հատիկավոր ապարներում առաջանում են բլաստիկ ստրուկտուրաներ։

Վաղ մետագենեզի ընթացքում 1M հիդրոփայլարը ձևափոխվում է $2M_1$, իսկ վերջինիս հաշվին առաջանում է $2M_1$ ստրուկտուրայի պարագոնիտ։ Վաղ մետագենեզի բնորոշ ոչ կավային միներալներն են աուտիգեն անատազը, ռուտիլը և տուրմալինը։ Շատ բնորոշ են նաև բլաստիկ ստրուկտուրաներն ու վերականգնման երևույթները։

Միոգեոսինկլինալային կամ սուբպլատֆորմային պայմաններում վաղ մետագենեզի փուլի փոփոխությունների համար թույլատրելի խորությունը կազմում է 3000—4000 մ։

Քանի որ կարբոնատային-տերիգեն ֆորմացիայի առավելագույն հզորությունը հասնում է 1700—1800 մ, կարելի է ենթադրել, որ նրա զարգացման տարածքը բնորոշվել է բարձր թափանցելիությամբ և, գուցե, ջերմության լրացուցիչ հոսքի առկայությամբ։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Агамалян В. А.* О выделении свиты аполипаритовых порфироидов в Арзаканском кристаллическом массиве (Арм. ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 21, № 5, 1968.
2. *Акульшина Е. П.* Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. «Наука» Сиб. отд., Новосибирск, 1971.
3. *Аракелян Р. А.* История геологического развития юго-западной части Армении в палеозойскую эру. Известия АН Арм. ССР, серия ФМЕТ наук, т. IV, № 2, 1951.
4. *Аракелян Р. А.* История нижнепалеозойского магматизма Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 1, 1959.
5. *Карпова Г. В.* Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. «Недра», М., 1972.
6. *Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Фации регионального эпигенеза и метаморфизма. Известия АН СССР, сер. геол., № 7, 1963.
7. *Коссовская А. Г., Дриц В. А.* Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород. Тр. ГИН СССР, вып. 221, 1971.
8. *Пейве А. В., Синицын В. М.* Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Известия АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.
9. *Ронов А. Б., Мигдисов А. А.* Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. Геохимия, № 2, 1965.
10. *Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Казаков Г. А., Ильюхина М. Н.* Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. Геохимия, № 8, 1965.
11. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, т.т. I, II, М., 1961.
12. *Хокс Х. Е., Уэбб Дж.* Геохимические методы поисков минерального сырья. «Мир», М., 1964.
13. *Ioder H. S., Eugster H. P.* Synthetic and natural muscovites. Geochim. cosmochim, 7, 225—280, 1955.
14. *Pettijohn F. L., Schultz L. G.* Sedimentary Rocks. New York, 1957. Quantitative x-ray determination of some aluminous clay minerals in rocks. Clay and minerals Proceedinh of the seventh National Conf. Pergamon Press, 1960.
15. *Velde B.* Experimental determination of muscovite polimorph stabilities. Amer. Miner., 50, 436-449, 1965.
16. *Vogt T.* Geology and Petrology of the Sulitelma district. Norges Geol. Under Sokelse, № 121, Oslo, 1927.
17. *Weaver C.* Mixed-layer claysin Sedimentary rocks. Amer. Miner., 41, p. 220—221, 1956.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 19—27, 1975

УДК 552.5

А. А. САДОЯН, И. Г. ГАСПАРЯН

О РАСЧЛЕНЕНИИ РАЗРЕЗА ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Скудная и нередко плохо сохранившаяся фауна, обнаруженная в отложениях, вскрытых скважинами 30 Фонтан, 31 Шорахбюр и 33 Арамус Приереванского района, не дает возможности четко расчленить разрез палеогена.

Авторы настоящей статьи на основании детального литологического анализа кернового материала выделили и коррелировали интервалы разрезов палеогена указанных скважин.

Литолого-стратиграфическое подразделение разреза скважин проводилось путем сравнения литологического состава и текстурных особенностей пород выделенных интервалов глубин с уже известными, палеонтологически и литологически хорошо изученными [2, 6, 7, 8] отложениями разрезов палеогена, обнажающихся в бассейне р. Азат и Шорахбюрской долине и являющихся одним из полных и непрерывных (около 3,5 *км*) разрезов палеогена Армянской ССР. Эти отложения литологически были изучены И. Г. Гаспарян [1, 3, 4, 5], В. П. Асратяном и А. А. Садояном.

А. А. Садоян в дания-палеогеновых отложениях указанного района, среди установленных предыдущими исследователями (А. А. Габриелян, П. М. Асланян, С. М. Григорян, В. П. Егоян, Ю. А. Мартиросян, Н. А. Саакян) биостратиграфических единиц—по общности условий образования и литологического состава пород, изменению содержания карбонатного, глинистого и пирокластического материалов, характерным комплексам минералов, а также (для флишевых свит) по величинам флишевого коэффициента выделяет следующие свиты и подсвиты (фиг. 1):

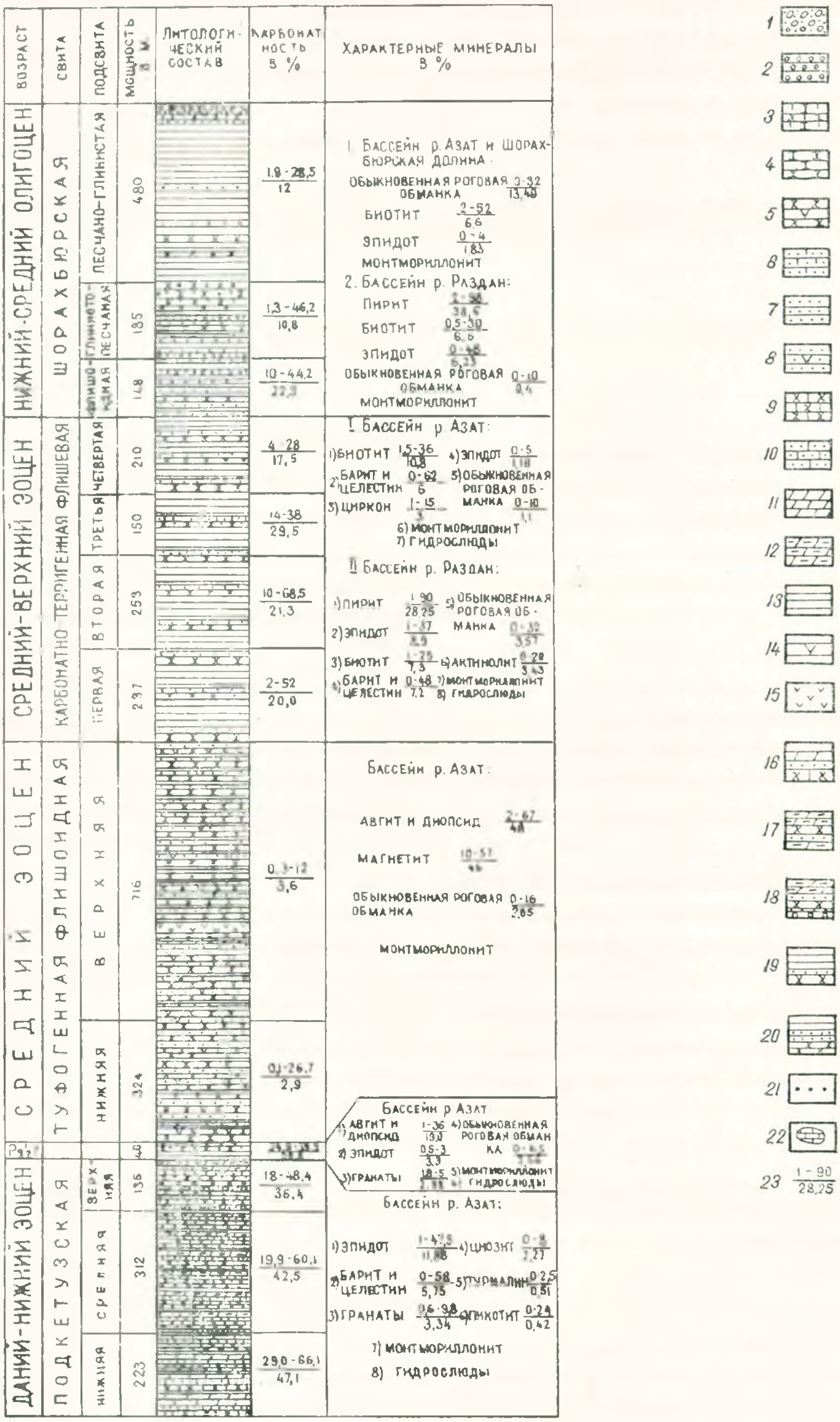
1. В отложениях дания-палеоцена—нижней части нижнего эоцена—**дзинская** (подкетузская) карбонатно-терригенная флишоидно-флишевая свита: а) нижняя; б) средняя; в) верхняя подсвиты. Максимальная истинная мощность свиты по естественным обнажениям составляет 670 *м*. В скважине 2 Мхчян вскрытая неполная видимая мощность достигает 1600 *м*.

2. В отложениях верхней части нижнего и низов среднего эоцена пестроцветная карбонатно-терригенная **переходная пачка**, мощностью—40 *м*.

В отложениях среднего-верхнего эоцена:

3. **Гарнийская** туфогенно-флишоидная свита (средний эоцен): а) нижняя, б) верхняя подсвиты. Мощность свиты—1040 *м*.

4. **Зовашенская** карбонатно-терригенная флишевая свита (средний—верхний эоцен) делится на 4 подсвиты: а) первая (среднемелкоритмичная), б) вторая (среднекрупноритмичная), в) третья (мел-


ВОЗРАСТ
СВИТА
ПОДСВИТА
МОЩНОСТЬ В М
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ
КАРБОНАТНОСТЬ В %
ХАРАКТЕРНЫЕ МИНЕРАЛЫ В %
НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОЛИГОЦЕН
ШОРАХБЮРСКАЯ
ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ
ГЛИНИСТО-ПЕСЧАНАЯ
ФЛИШОИДНАЯ
480
185
148
1,8-28,5 / 12
1,3-46,2 / 10,8
10-44,2 / 22,3
I. БАССЕЙН р. АЗАТ И ШОРАХБЮРСКАЯ ДОЛИНА.
ОБЫКНОВЕННАЯ РОГОВАЯ ОБМАНКА 0-32 / 13,40
БИОТИТ 2-52 / 6,6
ЭПИДОТ 0-4 / 1,83
МОНТМОРИЛЛОНИТ
2. БАССЕЙН р. РАЗДАН:
ПИРИТ 2-98 / 38,6
БИОТИТ 0,5-30 / 6,6
ЭПИДОТ 0-48 / 6,23
ОБЫКНОВЕННАЯ РОГОВАЯ ОБМАНКА 0-10 / 0,4
МОНТМОРИЛЛОНИТ
СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН
КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФЛИШЕВАЯ
ЧЕТВЕРТАЯ
ТРЕТЬЯ
ВТОРАЯ
ПЕРВАЯ
210
150
253
237
4-28 / 17,5
14-38 / 29,5
10-68,5 / 21,3
2-52 / 20,0
I. БАССЕЙН р. АЗАТ:
1) БИОТИТ 1,5-36 / 10,8
2) БАРИТ И ЦЕЛЕСТИН 0-62 / 6
3) ЦИРКОН 1-15 / 3
4) ЭПИДОТ 0-5 / 1,18
5) ОБЫКНОВЕННАЯ РОГОВАЯ ОБМАНКА 0-10 / 1,1
6) МОНТМОРИЛЛОНИТ
7) ГИДРОСЛЮДЫ
II. БАССЕЙН р. РАЗДАН:
1) ПИРИТ 1-90 / 28,25
2) ЭПИДОТ 1-37 / 8,9
3) БИОТИТ 1-25 / 7,3
4) БАРИТ И ЦЕЛЕСТИН 0-48 / 7,2
5) ОБЫКНОВЕННАЯ РОГОВАЯ ОБМАНКА 0-30 / 3,57
6) АКТИНОЛИТ 0-20 / 3,43
7) МОНТМОРИЛЛОНИТ
8) ГИДРОСЛЮДЫ
СРЕДНИЙ ЭОЦЕН
ТУФОГЕННАЯ ФЛИШОИДНАЯ
ВЕРХНЯЯ
НИЖНЯЯ
716
324
0,3-12 / 3,6
0,1-26,7 / 2,9
БАССЕЙН р. АЗАТ.
АВГИТ И ДИОПСИД 2-67 / 48
МАГНЕТИТ 10-57 / 46
ОБЫКНОВЕННАЯ РОГОВАЯ ОБМАНКА 0-16 / 2,85
МОНТМОРИЛЛОНИТ
P_{2}^{1-2}
40
ДАНИЙ-НИЖНИЙ ЭОЦЕН
ПОДКЕТУЗСКАЯ
ВЕРХНЯЯ
СРЕДНЯЯ
НИЖНЯЯ
135
312
223
18-48,4 / 36,4
19,9-60,1 / 42,5
29,0-66,1 / 47,1
БАССЕЙН р. АЗАТ
1) АВГИТ И ДИОПСИД 1-36 / 13,0
2) ЭПИДОТ 0,5-3 / 3,3
3) ГРАНАТЫ 18-5 / 2,98
4) ОБЫКНОВЕННАЯ РОГОВАЯ ОБМАНКА 0-6,5 / 3,56
5) МОНТМОРИЛЛОНИТ
6) ГИДРОСЛЮДЫ
БАССЕЙН р. АЗАТ:
1) ЭПИДОТ 1-47,5 / 11,88
2) БАРИТ И ЦЕЛЕСТИН 0-58 / 5,75
3) ГРАНАТЫ 0,6-9,8 / 3,34
4) ЦИОЗИТ 0-8 / 2,27
5) ТУРМАЛИН 0-2,5 / 0,51
6) ПИКОТИТ 0-24 / 0,42
7) МОНТМОРИЛЛОНИТ
8) ГИДРОСЛЮДЫ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23 1-90 / 28,25

Фиг. 1.

Фиг. 1. Сводный разрез дания-палеогена. 1. Конгломераты; 2. Гравелиты; 3. Песчаники известковые, 4. Песчаники известковистые, глинистые; 5. Туфопесчаники и туффиты псаммитовые; 6. Алевролиты известковые; 7. Алевролиты известковистые, глинистые; 8. Туфоалевролиты и туффиты алевритовые; 9. Известняки песчаные; 10. Известняки алевритовые; 11. Мергели (известковые); 12. Мергели глинистые; 13. Глины; 14. Туфоаргиллиты; 15. Порфириты; 16. Ритмичное чередование песчаных известняков или известковых песчаников, алевритовых известняков или известковых алевролитов, известковых и глинистых мергелей и глин с преобладанием мергелей. 17. Ритмичное чередование известковых гравелитов, песчаников или (реже) песчаных известняков, алевролитов или алевритовых известняков, известковых и глинистых мергелей с резким преобладанием первого элемента ритма. 18. Чередование конгломератов (преимущественно мелкогалечных), известковых гравелитов, песчаников, алевролитов, глинистых мергелей с резким преобладанием первого элемента ритма. 19. Ритмичное чередование песчаников, алевролитов и глин с резким преобладанием глин. 20. Ритмичное чередование песчаников, алевролитов и глин, где суммарная мощность песчаников и алевролитов приблизительно равна мощности глин, 21. Конкреции известково-песчаные и известково-алевритовые. 22. Рифовые известняки. 23. Пределы колебаний и среднее содержание в процентах.

ко-среднеритмичная), г) четвертая (средне-крупноритмичная). Мощность свиты—850 *м*.

5. В отложениях нижнего—среднего олигоцена—шорахбюрская свита: а) нижняя—флишоидная, б) средняя—глинисто-песчаная, в) верхняя—песчано-глинистая подсвиты. Мощность свиты—813 *м*.

Ниже приводится краткая их характеристика.

1. В отложениях двинской свиты основными типами пород—элементами и подэлементами флишевых ритмов являются (в убывающем порядке распространения): мергели, глинистые мергели, алевролиты известковые, известняки алевритовые, песчаники известковые, известняки песчаные, гравелиты известковые, конгломераты мелкогалечные и глины.

Характерными минералами свиты являются: эпидот, цоизит, гранаты, барит-целестин, турмалин, пикотит, монтмориллонит, гидрослюды.

Содержание карбонатного материала составляет 8,8—66,1%, в среднем—42,80%.

2. Переходная пачка представлена буровато-красными, реже желтовато-серыми известковыми песчаниками, алевролитами, мергелями и глинами. Типичными минералами пачки являются: гематит, гидроокислы железа, магнетит, авгит, обыкновенная роговая обманка, эпидот, гранаты, монтмориллонит, гидрослюды.

Содержание карбонатного материала составляет 24,9—39,2%, в среднем—29,6%.

3. Гарнийская туфогенно-флишоидная свита среднего эоцена характеризуется резким увеличением количества пирокластического и уменьшением карбонатного материалов. Основными типами пород являются туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, алевро-пелитовые и алевро-псаммитовые туффиты. Характерные минералы свиты: авгит, диопсид, магнетит, обыкновенная роговая обманка, цеолиты, монтмориллонит.

Содержание карбонатного материала составляет 0,1—26%, часто 1—4%.

4. Зовашенская карбонатно-терригенная флишевая свита среднего верхнего эоцена характеризуется ритмичным чередованием определенных наборов пород с градационной слоистостью, состоящих из полимиктовых песчаников, алевролитов и глин с редкими прослоями глинистых мергелей и органогенно-обломочных известняков.

Характерными минералами свиты являются: биотит, эпидот, барит-целестин, обыкновенная роговая обманка, циркон, пирит, монтмориллонит, гидрослюды.

Содержание карбонатного материала свиты составляет 2—68,5%, часто 10—20%.

5. Основными типами пород шорахбюрской свиты являются глины, алевролиты и полимиктовые песчаники. Редко встречаются прослои известняков и мергелей. Характерные минералы свиты: биотит, обыкновенная роговая обманка, эпидот, пирит, магнетит, монтмориллонит.

Для алевролито-песчаных пород глинисто-песчаной подсвиты шорахбюрской свиты характерно наличие карбонатно-песчаных шаровидных, эллипсоидальных конкреций.

Содержание карбонатного материала в отложениях свиты колеблется от 1,3 до 95%, часто 8—15%.

Нужно отметить, что все песчано-алевритовые породы дания-палеогена имеют полимиктовый характер, где основными терригенными породообразующими компонентами являются полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы), обломки пород (в основном—эффузивных) и кварц, с подчиненным содержанием последнего.

Снизу вверх по разрезу дания-палеогена наблюдается увеличение открытой пористости и газопроницаемости пород.

Коллекторские свойства низкие в песчано-алевролитовых породах двинской свиты (открытая пористость в среднем составляет 8,87%, а газопроницаемость меньше 1 миллидарси); они частично повышаются в гарнийской флишоидной туфогенной свите (открытая пористость в среднем составляет 8,6%, а проницаемость—6,15 *мд*). В зовашенской свите открытая пористость в среднем составляет 14,84%, а проницаемость—1,28 *мд*. Сравнительно удовлетворительными коллекторскими свойствами характеризуются песчано-алевритовые породы шорахбюрской свиты, где открытая пористость в среднем составляет 21,7%, а проницаемость—12,8 *мд*.

Анализ петрографического состава, характерных ассоциаций минералов, карбонатности, пористости и проницаемости пород, их текстурных особенностей позволил выделить и коррелировать интервалы глубин в разрезах скважин 30—Фонтан, 31—Шорахбюр, 33—Арамус (см. таблицы 1, 2, 3) и сопоставить их с вышеприведенными литолого-стратиграфическими подразделениями сводного разреза дания-палеогена (фиг. 1).

С отложениями шорахбюрской свиты (нижний—средний олигоцен) сопоставляются: в разрезе скв. 30 породы интервала 1446—1770 *м*; в скв. 33—породы интервала 2568—3354 *м*; а в скв. 31 Шорахбюр—0—491 *м*.

В разрезе скв. 31 отложения глинистой подсвиты шорахбюрской свиты отсутствуют[1]. Отложения интервала 0—310 *м* можно отнести к глинисто-песчаной подсвите, а интервала 310—491 *м*—к флишоидной подсвите шорахбюрской свиты. В скв. 33 наблюдается некоторое уменьшение мощности глинистой части разреза, на фоне общего увеличения песчанистости шорахбюрской свиты. Здесь выделяются два глинисто-песчаных горизонта в интервалах глубин 3000—3060 *м* и 3110—3320 *м*, которые, вероятно, относятся к глинисто-песчаной подсвите. Отложения интервала 3220—3354 *м* можно отнести к переходной флишоидной подсвите.

В разрезе скв. 30 отмечается сокращение мощности шорахбюрской свиты (около 324 *м*), причем интервалы разреза 1446—1550 *м* можно

[1] В участке заложения скв. 31 Шорахбюр обнажаются породы глинисто-песчаной подсвиты.

отнести к глинистой, а 1550—1685 *м*—к глинисто-песчаной подсвите. Интервал 1685—1770 *м* является переходным между нижним олигоценом и верхним эоценом и относится к флишоидной подсвите.

С юга на север, по линии скв. 31 Шорахбюр—скв. 33 Арамус—скв. 30 Фонтан, в отложениях шорахбюрской свиты наблюдается уменьшение карбонатности, глинистости и увеличение песчанистости и газопроницаемости пород. В том же направлении отмечается увеличение содержания магнетита, биотита, эпидота и, вероятно, глаукофана.

К зовашенской флишевой карбонатно-терригенной свите (средний—верхний эоцен) можно отнести: в разрезе скв. 30—породы интервала 1770—2884 *м*, в скв. 33—интервала 3354—4320 *м*, причем мощность неполная; а в скважине 31—интервала 491—1938 *м*. В разрезах скважин 30, 31 зовашенская свита подразделяется на две подсвиты. Граница между верхним и нижним подсвитами проходит: в скв. 30—на глубине 2197 *м*; а в скв. 31—на 1570 *м*.

Характерным отличием нижней подсвиты от верхней является: некоторое уменьшение содержания карбоната кальция и пирита, увеличение количества эпидота, гематита, магнетита и гидроокислов железа, а также увеличение циркона и авгита.

Анализ отложений разреза скв. 33 Арамус показывает, что нижняя подсвита зовашенской флишевой карбонатно-терригенной свиты в основном не вскрыта. С глубины 4298 *м* до забоя (4320 *м*) наблюдается частичное уменьшение содержания пирита, незначительное увеличение авгита и диопсида, гидроокислов железа и эпидота, указывающее (с большой условностью) о присутствии верхних слоев нижней подсвиты.

По изменению гранулометрического состава и карбонатности пород в зовашенской свите, вскрытой скв. 33, выделяются три части:

Верхняя часть (3354—3848 *м*) характеризуется частой встречаемостью в флишевых ритмах крупнозернистых песчаников—гравелитов. Карбонатность отложений здесь колеблется от 6,72—до 32,0%, в среднем составляет 15,33. *В средней части* свиты (3853—4000 *м*) наблюдается значительное увеличение карбонатности (от 17,6 до 50,56; в среднем 32,37) пород с переходом глин в мергели. *В нижней части* свиты (4000—4320 *м*) процентное содержание карбонатного вещества в флишевых отложениях заметно уменьшается (от 9,28 до 25,60; в среднем составляя 15,33). Здесь уже первый элемент ритма представлен мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. В скважинах 30 и 31 в разрезе зовашенской флишевой свиты таких резких изменений содержания карбонатного вещества и гранулометрического состава пород не наблюдается.

С юга на север коллекторские свойства пород зовашенской свиты частично улучшаются.

К отложениям гарнийской флишоидной туфогенной свиты можно отнести: в разрезе скв. 30 Фонтан породы, вскрытые в интервале 2884—3725 *м*; в разрезе скв. 31 Шорахбюр—1938—3062 *м*; а в разрезе скв. 33—Арамус они не вскрываются. В разрезах скв. 30 и 31 свита представ-

Глубина в *м*	Свита, возраст	Подсвита	Текстурные особенности	Типы пород
1446	Шорахбюрская Pg_3^1—2	Глинистая	Слоистость мелкая, средняя, крупная	Песчаники разнозернисты полимиктовые, алевролит глины
1559		глинисто-песчаная		
1770				
2197	Зовашенская флишевая карбонатно-терригенная Pg_2^2—3	Верхняя	Слоистость мелкая, средняя градационная, наблюдаются биоглифы	Песчаники разнозернисты полимиктовые, алевролит глины. Редко мелкогалечн конгломераты и гравелит
2884		нижняя		
3250	Гарнийская, флишоидная, туфогенная Pg_3^3	Верхняя	Слоистость мелкая, средняя, крупная, градационная, наблюдаются биоглифы	Туфопесчаники, туфоалевр литы, туффиты алевро-пса митовые, туфы Редко—п чаники и алевролиты с х ритово-карбонатным цем том
3682		средняя		
3725		нижняя		

Таблица 1

характеристика разреза скв 30 Фонтан

Основные породообразующие компоненты	Характерные минералы тяжелой фракции в %	Карбонатность в %		Открытая пористость %	Газопроницаемость в *мд*	Трещинная проницаемость в *мд*
		свиты	подсвиты			
Полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы); обломки эффузивов, кварц, цемент карбонатно-глинистый	Магнетит $\frac{25-35}{27,4}$; гематит $\frac{5-20}{10,2}$; эпидот $\frac{2-18}{9,4}$; биотит $\frac{8-35}{23,6}$; сфен $\frac{0-4}{1,9}$; глаукофан $\frac{0-3}{1,1}$	$\frac{3,6-31,0}{7,4}$	$\frac{3,6-16,3}{8,9}$	$\frac{5,7-13,9}{10,72}$	$\frac{0-11,43}{1,32}$	
			$\frac{4,8-31,0}{10,27}$			
Обломки пород (преимущественно-эффузивов), плагиоклазы, кварц. Цемент—глинисто-карбонатный	Пирит $\frac{5-94}{57}$; магнетит $\frac{1-30}{8}$; биотит $\frac{1-45}{11,3}$; барит-целестин $\frac{0-25}{10}$	$\frac{3,2-37,7}{11,5}$	$\frac{3,2-37,7}{13,68}$		$\frac{0-17,3}{1,08}$	
	Пирит $\frac{5-64}{22}$; магнетит $\frac{3-25}{13}$; биотит $\frac{2-20}{10,1}$; эпидот $\frac{2-68}{20,6}$; циркон $\frac{0,5-10}{3,7}$		$\frac{6,4-14,7}{9,5}$	$\frac{3,8-13,1}{8,27}$		
Обломки эффузивов, плагиоклазы; кварц—редко. Цемент—хлоритизированное пелитовое вещество с примесью кальцита.	Магнетит $\frac{3-83}{23,3}$; авгит $\frac{0,1-80}{13,8}$; пирит $\frac{0-25}{3,2}$, циркон $\frac{0-45}{8,1}$.	$\frac{0-29,8}{5,9}$	$\frac{0-29,8}{8,4}$			
	Магнетит $\frac{3-45}{31,6}$; авгит $\frac{42-77}{50,1}$		$\frac{0-7,3}{2,2}$	$\frac{1,8-8,1}{5,45}$	$\frac{0-1,73}{0,32}$	$\frac{0-0,95}{0,08}$
	пирит $\frac{0-77}{35,5}$; авгит $\frac{1-78}{31}$; магнетит $\frac{1-28}{2,3}$; эпидот $\frac{0-10}{4,6}$		$\frac{3,2-13,4}{8,3}$			

Литологическая хар

Глубина в *м*	Свита и ее возраст	Текстурные особенности	Типы пород
2568 3136	Шорахбюрская Pg_3^1—2	Слоистость горизонтальная, волнистая, мелкая, крупная	Песчаники разнозернистые, полимиктовые; алевролиты, глины. Редко—гравелиты
3354			П е р е
  4320	Зовашенская флишевая карбонатно-терригенная $Pg_2$2—3	Слоистость горизонтальная, мелкая, средняя, крупная, градационная. Наблюдаются биоглифы	Гравелиты, песчаники разнозернистые, полимиктовые; алевролиты, глины

Таблица 2

актеристика разреза скв. 33 Арамус

Основные породообразующие компоненты	Характерные минералы тяжелой фракции в %	Карбонатность в %	Открытая пористость в %	Газопроницаемость в *мд*	Трещинная проницаемость в *мд*
Обломки эффузивов, плагиоклазы; кварц. Цемент карбонатно-глинистый	Пирит $\frac{25-98}{70,7}$ Барит-целестин $\frac{0-23}{2,7}$ Биотит $\frac{0,5-20}{10,7}$ Магнетит $\frac{0,5-4,5}{1,2}$ Циркон $\frac{0-5}{2,6}$ Глаукофан $\frac{0,5-1}{0,7}$	$\frac{2,6-25,3}{9,8}$	$\frac{7,8-16,1}{11,9}$	$\frac{0,1-7}{0,4}$	
х о д н а я п а ч к а					
Обломки эффузивов, плагиоклазы, кварц. Цемент глинисто-карбонатный	Пирит $\frac{5-92}{91,84}$ Барит-целестин $\frac{0-35}{4,2}$ Магнетит $\frac{0-29}{3,6}$ Циркон $\frac{0-10}{3,3}$ Биотит $\frac{0-20}{0,6}$ Сфен $\frac{0-10}{1,03}$ Эпидот $\frac{0-8}{2,2}$	$\frac{4,8-49,8}{20,18}$	$\frac{3,4-9,8}{5,6}$	$\frac{0,1-0,76}{0,16}$	$\frac{0-6,5}{1,38}$

Глубина в *м*	Свита, возраст	Подсвита	Текстурные особенности	Типы пород
0,0 310	Шорахбюрская $Pg_3 1—2$	Глинисто-песчаная	Слоистость мелкая—массивная	Песчаники разнозернистые, полимиктовые, алевролиты, глины
491		Флишоидная	Слоистость мелкая—средняя	
1570	Зовашенская флишевая карбонатно-терригенная $Pg_2 2—3$	Верхняя	Слоистость мелкая, крупная, градационная, наблюдаются биоглифы	Песчаники разнозернистые, полимиктовые, алевролиты, глины, редко—мергели
1938		нижняя		
2396	Гарнийская, флишоидная, туфогенная $Pg_2 2$	Верхняя	Слоистость горизонтальная, мелкая, крупная, градационная. Наблюдаются биоглифы	Туфопесчаники, туфоалевро литы, туфоаргиллиты, туффи ты и туфы алевро-псаммито вые
2828		средняя		
3062		нижняя		
3283	Пестроцветная терригенно-карбонатная $Pg_2 1$		Слоистость горизонтальная, мелкая-крупная	Мергели, алевролиты, песча ники, глины
3620	Двинская флишевая терригенно-карбонатная $Pg_2 1—Cr_2$	Верхняя	Слоистость горизонтальная, мелкая, крупная, градационная. Наблюдаются биоглифы	Мергели, алевролиты, песча ники, глины

Таблица 3

ристика разреза скв. 31 Шорахбюр

Основные породообразующие компоненты	Характерные минералы тяжелой фракции в %	Карбонатность в %: свиты	Карбонатность в %: подсвиты	Открытая пористость в %	Газопроницаемость в *мд*	Трещинная проницаемость в *мд*
Полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы); обломки эффузивов, кварц. Цемент карбонатно-глинистый	Пирит $\frac{5-95}{66}$; амфиболы $\frac{0-32,3}{4,66}$	$\frac{3,8-26,2}{10,3}$	$\frac{4,8-10,5}{6,6}$	$\frac{9,7-15,2}{12,83}$	$\frac{0,1-1,06}{0,21}$	
	Магнетит $\frac{1-15}{5,7}$; биотит $\frac{2-12}{9}$		$\frac{3,8-26,2}{12,7}$			
Обломки пород (преимущественно эффузивов), полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы), кварц. Цемент — глинисто-карбонатный	Пирит $\frac{10-90}{62,5}$; биотит $\frac{1-22}{6,25}$; магнетит $\frac{1-10}{2,34}$; барит-целестин $\frac{0-2,5}{0,2}$; циркон $\frac{1-1,6}{2,8}$	$\frac{8,3-45,1}{17,4}$	$\frac{9-45,1}{18,7}$	$\frac{2,7-13,6}{7,34}$	$\frac{0-3,55}{0,15}$	$\frac{0-0,44}{0,08}$
	Пирит $\frac{26-47}{33,6}$; биотит $\frac{0,5-10}{3,4}$; магнетит $\frac{15-55}{34}$; эпидот $\frac{2-37}{10,8}$		$\frac{8,3-22,4}{13,7}$			
Обломки эффузивов, полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы), пирокластический материал, кварц	Пирит $\frac{0-88}{15,1}$; авгит $\frac{3,5-62}{36,5}$; магнетит $\frac{1-45}{27,2}$; амфиболы $\frac{0-8}{3,6}$	$\frac{0-19,2}{4,7}$	$\frac{0-9,9}{4,8}$	$\frac{1,1-5,7}{2,7}$	<0,1	
	Пирит $\frac{0-87}{17}$; авгит $\frac{1-87}{42}$; магнетит $\frac{2-50}{30,3}$; амфиболы $\frac{0-35}{5,6}$		$\frac{0-19,2}{3,2}$			
	Пирит $\frac{3-88}{26}$; авгит $\frac{1-69}{33,2}$; магнетит $\frac{1-40}{22}$; амфиболы $\frac{0-15}{4,5}$		$\frac{0-15,4}{6,7}$			
Полевые шпаты, обломки пород, кварц. Цемент глинисто-карбонатный с лимонитом	Гематит-лимонит $\frac{0-76}{30}$; пирит $\frac{0-67}{45,5}$; гранаты $\frac{0-4}{1,11}$; барит-целестин $\frac{0-12}{2,7}$; амфиболы $\frac{5-12}{7,8}$	$\frac{19,5-55,7}{36,8}$				
Полевые шпаты, обломки пород, кварц. Цемент карбонатный	Пирит $\frac{3-90}{73,1}$; турмалин $\frac{0-1}{0,25}$; гранаты $\frac{0-5}{1,8}$; амфиболы $\frac{0-10}{2,85}$; барит-целестин $\frac{0-7}{2,1}$; эпидот $\frac{0-7}{2,14}$	$\frac{4,2-35,5}{22,5}$		$\frac{0,28-0,64}{0,49}$		<0,1

лена туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туффитами алевропсаммитовыми и алевро-пелитовыми, туфами алевропсаммитовыми, витрокристаллокластическими; они часто хлоритизированы, серицитизированы, окремнены, а иногда—цеолитизированы. Встречаются также песчаники и алевролиты с хлоритово-глинисто-карбонатным цементом.

Характерной особенностью отложений этой свиты в скв. 30 и 31 является: повышенное содержание пирокластического материала (нередко встречаются слои витрокристаллокластических туфов), резкое уменьшение карбоната кальция (в среднем 3—5 процентов), значительное увеличение количества магнетита и моноклинных пироксенов. Величины открытой пористости и проницаемости пород низкие.

В указанных скважинах разрез свиты подразделяется на три части (подсвиты), причем наименьшие значения карбонатности пород и наибольшие содержания магнетита и авгита отмечаются в средней части (вторая подсвита). Скв. 30 Фонтан (забой 3725 *м*) приостановлена в самых низах (гипсометрически и стратиграфически) туфогенной флишоидной свиты среднего эоцена.

Наиболее полный разрез палеогена вскрывается в скв. 31. Здесь, в интервале 3062—3283 *м* залегают чередующиеся слои известковых алевролитов, известняков песчано-алевритовых, мергелей алевритовых и редкие прослои глин алевритовых, известковых. Характерной особенностью этого интервала является повышенная карбонатность, а для нижней части разреза—значительная примесь гидроокислов железа и гематита, обусловливающая фиолетово-красную и бурую окраску пород.

По литологическому составу и стратиграфическому положению (залегает ниже туфогенной флишоидной свиты среднего эоцена) отложения интервала 3062—3283 *м* можно отнести к переходной пачке среднего—нижнего эоцена.

Интервал 3283—3620 *м* разреза скв. 31 представлен песчаниками полимиктовыми, известковыми, алевролитами песчанистыми, известковистыми, мергелями алевритистыми и реже глинами известковыми. Наблюдается флишевого типа чередование зернистых и пелитоморфных пород. На глубине 3579—3581 *м* вскрывается слой окремненного известняка, а на 3601—3603 *м*—туфа, витрокристаллокластического окварцованного, карбонатизированного, белого цвета.

По сравнению с отложениями туфогенной свиты среднего эоцена здесь отмечается значительное увеличение процентного содержания карбоната кальция, гранатов, гематита, гидроокислов железа, барита—целестина, и, наоборот, резкое уменьшение магнетита, и, в частности, моноклинных пироксенов.

Данная свита характеризуется очень низкими показателями коллекторских свойств пород.

Анализ литологического состава пород интервала 3283—3620 *м* скв. 31 позволяет коррелировать их с отложениями верхней части двинской

терригенно-карбонатной флиш-флишоидной свиты дания—палеоцена—низов нижнего эоцена.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 27.IX.1974.

Ա. Ա. ՍԱՂՈՅԱՆ, Ի. Գ. ԳԱՍՊԱՐՅԱՆ

ՊԱԼԵՈՊԵՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՍՏՈՐԱԲԱԺԱՆՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հորատանցքերից ստացված կեռնի լիթոլոգիական մանրակրկիտ ուսումնասիրության հիման վրա անջատվել և համադրվել են Մեծաբևանյան շրջանի № 30, 31, 33 հորատանցքերով բացված պալեոգենի կտրվածքների համապատասխան հատվածները։

Հորատանցքերի կտրվածքների լիթոլոգո-ստրատիգրաֆիական ստորաբաժանումը կատարվել է ապարների լիթոլոգիական կազմի և տեքստուրային առանձնահատկությունների ավյալներով և համադրվել է Ապատ գետի ավազանում և Շորաղբյուրի հովտում մերկացող պալեոգենի նստվածքների հետ։ Վերջիններս լիթոլոգիական և պալեոնթոլոգիական տեսակետից լավ են ուսումնասիրված և համարվում են Հայկական ՍՍՀ տարածքում պալեոգենի լրիվ և անընդհատ կտրվածքներ։

Ստորին-միջին օլիգոցենի Շորաղբյուրի շերտախմբի նստվածքները № 30, 31, 33 հորատանցքերում բացվում են համապատասխանաբար 1446—1770 մ, 0—191 մ, 2568—3354 մ խորություններում։

Վերին-միջին էոցենի Ֆլիշային, կարբոնատա-տերիգեն Ջովաշենի շերտախմբի նստվածքները նույն հորատանցքերում հանդիպում են հետևյալ խորություններում՝ 1770—2884 մ, 491—1938 մ, 3354—4330 մ։

Միջին էոցենի ֆլիշոիդային հրաբխա-նստվածքային Գառնիի շերտախմբի ապարները բացվում են՝ № 30 հորատանցքում 2884—3725 մ, իսկ № 31 հորատանցքում 1938—3062 մ խորություններում։

Միջին-ստորին էոցենի անցումային տերիգեն-կարբոնատային շերտաշարի և դանիական հարկ—ստորին էոցենի ֆլիշային տերիգեն-կարբոնատային Թվինի շերտախմբի (վերին մասի) նստվածքները հանդիպում են միայն № 31 հորատանցքում համապատասխանաբար՝ 3062—3283 մ և 3283—3620 մ խորություններում։

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Адамян А. А., Гаспарян И. Г.* Краткая минералогическая характеристика глинисто-песчаниковой толщи Шорахбюрской антиклинали. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, № 2, 1950.
2. *Габриелян А. А.* Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1964.
3. *Гаспарян И. Г.* Краткая петрографо-минералогическая характеристика третичных (осадочных) образований Приереванского района (флишевая, шорахбюрская, пестроцветная и соленосно-гипсоносная толщи). Известия АН Арм. ССР, серия геолог. и географ. наук, № 3, 1958.

4. *Гаспарян И. Г.* Об обнаружении амальгамы и некоторых самородных элементов в осадочных образованиях Приереванского района. Известия АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, № 2, 1963.
5. *Саркисян, С. Г., Асратян В. П., Гаспарян И. Г.* Особенности образования палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений Еревано-Ордубадского синклинория. Мат. VI Всесоюзного литолог. совещания. Тбилиси, 1963.
6. *Садоян А. А.* К литологии дат-палеоценовых флишевых отложений левобережья р. Азат. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1965.
7. *Садоян А. А.* О литологическом подразделении средне-верхнеэоценовых отложений бассейна среднего течения. р. Азат. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1965.
8. *Садоян А. А.* Особенности изменения коллекторских свойств пород палеогена-верхнего мела Разданского прогиба. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1967.

Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле, 2, 28—39, 1975

УДК 552.313.1

Э. Х. ХАРАЗЯН

ДОЛЕРИТОВЫЕ БАЗАЛЬТЫ СЕВАНСКОГО БАССЕЙНА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ

Верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами, или, как их часто называют, долеритами покрыто более 500 *кв. км* территории Армянской ССР. Ими заполнены палеодолины рр. Ахурян, Дзорагет, Дебед и бронирована значительная площадь в Приереванском районе. По мнению большинства исследователей, изучавших эти образования, долеритовые базальты являются продуктами излияний трещинных вулканов, расположенных, главным образом, в зоне Транскавказского поперечного поднятия, вдоль линии г. Арарат—г. Арагац—Кечутский хребет и т. д. [4, 26, 17, 11].

В последние годы долеритовые базальты были обнаружены также в бассейне озера Севан, на западном и юго-западном его побережье. Это — лавы окрестностей города Камо, известные ранее под названием тефрито-базальтов [15] и отнесенные впоследствии С. В. Мартиросяном к долеритам, а также вновь обнаруженные нами в 1972 г. долеритовые лавы в бассейне нижнего течения. р. Аргичи [24].

Долеритовые базальты окрестностей гор. Камо, общей площадью покровов около 20 *кв. км.* [2], расположены к северо-западу и востоку от города. В пределах самого города эти лавы налегают на неслоистую пачку (мощностью более 10 *м*) кирпично-красных шлаков, бомб, лапиллей и других, иногда слабо окатанных эксплозивных обломков, с редкими маломощными и невыдержанными прослоями красного или черного вулканического песка и пеплов. К северу, под долеритовыми карнизами левого борта долины р. Гаварагет, вышеназванная шлаково-бомбовая пачка фациально переходит в отчетливо слоистые, красно-бурые озерные пески с большой примесью вулканического материала. И, наконец, в окрестностях с. Арцвакар долеритовые базальты непосредственно налегают на выступающие из-под указанных озерных песков среднеплиоценовые андезиты и андезито-базальты манычарского лавового покрова [2].

В разрезах восточного долеритового покрова, непосредственно под кладбищем гор. Камо, выделяются два потока с наибольшими мощностями, соответственно, до 5,5 и 4,5 *м*, (общая же их мощность нигде не превышает 6—7 *м*). Это темно-серые, серые, иногда синеватые крепкие лавы с крупноглыбовой, местами крупностолбчатой (диаметром столбов до 1,5—2 *м*) отдельностями.

Породы обоих потоков имеют олигофировую микроструктуру с микродолеритовой основной массой. Редкие вкрапленники (размером до 1,2 *мм*) представлены свежими или слабо иддингситизированными, довольно ксеноморфными оливинами (14—20% Fe_2SiO_4) и длиннопризматическими плагиоклазами (50—52% An). Основная масса пород сложена призмочками и табличками (иногда зональными) плагиоклазов (размером до 0,5 *мм* и общим объемом около 70%), ксеноморфными зернышками клинопироксена (до 20% объема), точечными выделениями магнетита, а также мелкими оливинами. В некоторых участках основной массы, видимо, содержится и стекло.

В бассейне нижнего течения р. Аргичи долеритовые базальты образуют два обособленных выхода, расположенных: а) у развалин с. Мадина и б) чуть выше по течению, на противоположной стороне долины Аргичи, между рекой и шоссе Мартуни-Ехегнадзор. Наиболее полный разрез обнажается у развалин Мадина, где долериты на протяжении около 400 *м* слагают отвесные обрывы левого борта долины и представлены 5 отдельными потоками, общей мощностью до 35 *м*. На южном краю обнажения хорошо видно, как долериты заполняют и выравнивают неровности рельефа серых андезитов типа манычарских лав. Последними здесь слагается также весь правый борт долины. С запада и севера долеритовые базальты, в свою очередь, перекрываются четвертичными андезито-базальт-андезитами вулкана Армаган. У лав второго выхода обнажена только кровля самого верхнего потока, образующая слабо волнистую поверхность небольшого (около 1 *кв. км*) плато, окруженного со всех сторон также четвертичными лавами вулканов группы Севкар.

Как внешне, так и по петрографическому составу долеритовые базальты бассейна р. Аргичи идентичны остальным верхнеплиоценовым долеритовым базальтам Армении. Это те же серые, темно-серые «сахаровидные» полнокристаллические породы, в низах разреза пятнистые, с многочисленными грязнозеленовато-бурыми участками выветрелых разностей. Преобладающий тип отдельностей глыбовый, а у выветрелых лав—луковично-скорлуповатый, шаровидный. В отличие от долеритов района гор. Камо здесь породы более крупнозернистые с порфировой микроструктурой и типичной долеритовой, местами с пойкилоофитовыми участками, основной массой. Вкрапленники, представленные почти только оливином (10—23% Fe_2SiO_4), имеют призматические, ромбовидные или округло-изометрические формы (размером до 3,5 *мм* и общим объемом до 7—8%). В четвертом (снизу) потоке встречено также несколько короткопризматических вкрапленников сильно резорбированного и оплавленного плагиоклаза, размером до 1,8 *мм*. Около 60% объема долеритовой основной массы пород сложено плагиоклазами, которые здесь представлены двумя разновидностями: а) идиоморфными длинными (0,5—1,5 *мм*) призмами лабрадора (53—56% An), составляющими основной скелет структуры, и б) совершенно ксеноморфными зернами (размером до 1 *мм*), заполняющими промежутки между остальными минералами. Клинопироксены, составляющие около 30—35% объема

основной массы, выделяются своими довольно крупными (до 2,5 *мм* в пойкилоофитовых разностях и до 1 *мм* в долеритовых) размерами, ксеноморфностью форм и желто-зеленовато-бурым цветом. Оптические константы этого минерала колеблются в пределах, соответственно, $2V = (-)50 - (-)56°$ и $c:Ng = 46-54°$. В составе основной массы долеритов бассейна Аргичи значительную роль играет и магнетит (до 6—7%), представленный угловато-изометрическими зернами, размером до 0,5 *мм*. Здесь встречены также короткие призмочки акцессорного апатита. В выветрелых лавах первого потока оливины и плагиоклазы подвержены интенсивной вторичной хлоритизации. Причем, больше всего изменены плагиоклазы второй (более поздней) генерации, иногда полностью замещенные тонкозернистым грязно-зеленоватым агрегатом хлоритов. Вторичными хлоритами, а также карбонатами заполнены все поры и микротрещины измененных долеритов.

Изучение химизма долеритовых базальтов Севанского бассейна также подтверждает некоторые имеющиеся отличия между лавами отдельных его районов (табл. 1). В частности, долериты Аргичи значительно более магнезиальные и железистые и содержат меньше SiO_2 и Al_2O_3, чем лавы гор. Камо. Величины петрохимического параметра «в» А. Н. Заварицкого колеблются в пределах, соответственно, 26,2—28,6 и 19,5—23, что, однако, вполне укладывается в пределы колебаний этого параметра у остальных долеритовых базальтов Армении [23]. Долеритовые лавы изученных районов характеризуются отчетливо выраженной высокой щелочностью (параметр «а» колеблется в пределах 10,6—11,9) и, подобно своим аналогам из Приереванского района (ан. 4, табл. 1) и северо-западной Армении (ан. 5, там же), относятся к щелочному базальту по Х. Куно [23]. О последнем свидетельствует также факт наличия нефелина как в среднем составе нормативных минералов, так и в нормативных составах всех анализированных единичных проб (табл. 1).

Возраст севанских долеритовых базальтов определяется как верхний плиоцен, на основании их полной аналогии с остальными верхнеплиоценовыми долеритами Армении, а для лав окрестностей гор. Камо также данными абсолютного возраста—около 2,25 *млн. лет* [2].

Вопрос о расположении более или менее конкретных центров излияний долеритовых базальтов для всей Армении долгое время был спорным. Нами несколько раньше был установлен наиболее вероятный центр (центры) излияния ахурянских и дзорагет-дебедских долеритовых лав [22]. В отношении центров излияния приереванских долеритовых базальтов существуют два главных мнения. По А. Т. Асланяну [1], эти центры находились, вероятно, на западных склонах и на гребне Гегамского хребта и погребены под более молодыми и кислыми его вулканитами. К. Н. Карапетяном [11] вообще исключается возможность долеритовых излияний в пределах так называемой «Северной вулканической дуги» (куда этот автор включает Гегамский хребет) и все долеритовые базальты Армении связываются с другой, Транскавказской вулканичес-

Таблица 1

Средние химические и нормативно-минералогические составы долеритовых базальтов

Окислы	Химические составы					Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому [7]						Нормативные минеральные составы по методу CIPW [7]					
	1	2	3	4	6		1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO_2	50,16	49,11	49,63	49,52	50,00	a	11,16	10,6	11,2	10,8	10,3	Or	7,79	7,24	7,79	6,12	7,79
TiO_2	1,37	1,18	1,28	1,59	1,28	c	6,18	5,8	6,1	5,9	6,1	Ab	31,98	30,41	34,08	32,51	31,46
Al_2O_3	18,05	16,65	17,12	16,83	16,71	b	21,5	27,2	24,9	25,5	25,2	An	26,70	30,41	24,48	23,64	23,64
Fe_2O_3	4,22	6,32	5,37	5,08	4,77	s	60,1	56,4	57,8	57,8	58,4	Ne	1,99	1,99	0,28	1,99	
FeO	5,11	4,73	4,90	5,41	6,35	a'	—	—	—	—	—	Di	11,27	16,83	13,13	15,64	14,58
MnO	0,11	0,18	0,15	0,16	0,15	f'	40,7	36,7	38,8	37,8	41,2	Hy	—	—	—	—	3,20
MgO	4,68	6,85	5,79	6,47	5,64	m'	38,4	42,4	40,4	43,1	38,3	Ol	6,27	7,50	7,76	8,18	6,90
CaO	8,94	9,57	9,09	8,79	9,22	c'	20,9	20,9	20,9	19,1	20,5	Ap	—	0,67	—	—	1,01
Na_2O	4,18	4,94	4,11	4,17	3,75	φ	17,0	19,5	20,8	17,2	16,4	Il	2,58	2,28	2,43	3,04	2,43
K_2O	1,30	1,22	1,25	1,13	1,33	n	82,9	83,3	82,5	84,8	81,3	Mt	6,02	9,03	7,87	7,41	6,95
P_2O_5	—	0,42	—	—	0,42	t	2,0	1,8	1,9	2,4	1,9	Сумма	97,60	99,87	98,12	98,73	99,50
H_2O^-	0,23	0,19	0,17	0,16	0,31	Q	−9,8	−14,2	−12,9	−11,9	−9,9						
п.п.п.	0,35	0,11	0,21	0,48	0,39	a/c	1,7	1,8	1,8	1,8	1,7						
Сумма	98,61	100,48	99,07	99,79	100,35												

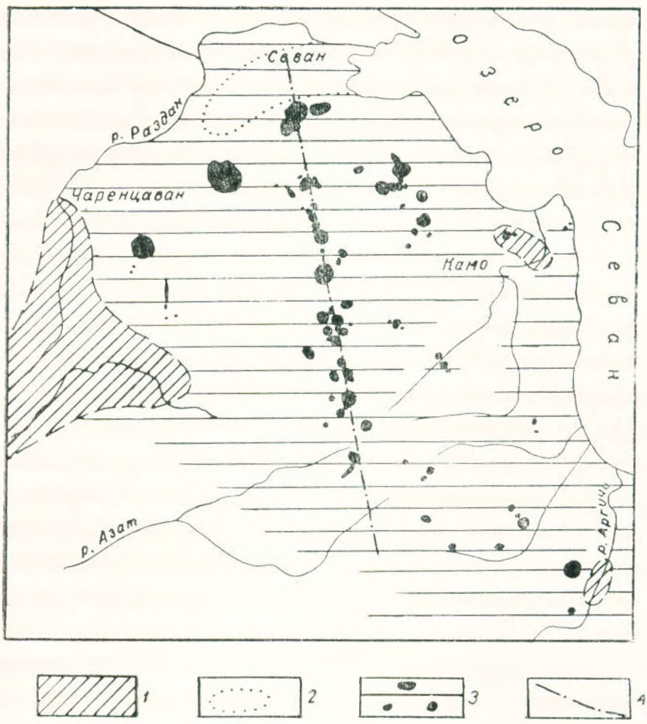
Примечания: 1 — Долеритовый базальт окрестностей гор. Камо, средний из 6 анализов, в т. ч. 5 анализов, любезно предоставленных геологом К. Парсамяном и 1 — заимствованный у Ф. Ю. Левинсон-Лессинга [4]. 2 — Долеритовый базальт нижнего течения р. Аргичи (средний из 6 анализов). 3 — Долеритовый базальт западного побережья оз. Севан (среднее из 12 анализов). 4 — Долеритовый базальт у с. Птгни, среднее течение р. Раздан (среднее из 9 анализов И. Я. Центер [25]). 5 — Долеритовый базальт северо-западной части Армянской ССР (бассейны рр. Ахурян, Дзорагет, Дебед; из 30 ан.).

кой зоной. Все же, признав факт существования долеритов в районе гор. Камо, К. Н. Карапетян [2] считает их «инородными, непосредственно не связанными с вулканизмом собственно Гегамской вулканической области» (стр. 15).

Анализ многочисленных геологических данных различных исследователей о районах развития приереванских долеритовых базальтов показывает, что эти лавы исключительно связаны с бассейном р. Раздан — с самой ее долиной и левобережными (обращенными в сторону Гегамского хребта) лавовыми плато. Трудно сказать, насколько далеко они продолжаются на запад, но, во всяком случае, в восточных разрезах Арагацкого нагорья долериты уже отсутствуют. По данным Ю. Г. Гукасяна, в каньоне р. Касах, в районе с. Мугни на нижне-среднеплиоценовые кислые пеплы и пески непосредственно налегают андезито-базальты и другие более кислые лавы Арагаца и Араилера. Долеритовые базальты в этом каньоне (как и в других каньонах, прорезывающих склоны Арагацкого вулканического нагорья) нигде не обнаружены. Следовательно, приереванские долериты не могли бы изливаться в районе Арагаца-Араилера (в Транскавказской зоне). В то же время, приереванские долеритовые базальты продолжаются далеко вверх по долине р. Раздан и по западным нижним склонам Гегамского хребта. По данным С. В. Мартиросяна, многие скважины (№№ 3а, 4, 5, 7, 9, 18, 19), пробуренные с целью изучения подлавовых структур северной части Гегамского нагорья, в районе между гор. Раздан—гор. Севан и с. Лчашен, на абсолютных отметках 1700—1950 *м* подсекли долеритовые базальты, с максимальной мощностью до 120 *м* (скв. 19, к СВ от с. В. Ахта). Залегают эти долериты на нижне-среднеплиоценовых зеленовато-серых песчано-глинистых отложениях, темно-бурых жирных глинах и др. и, в свою очередь, перекрываются различными базальтами и андезито-базальтами.

Таким образом, Гегамское нагорье почти со всех сторон опоясывается верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами[1], которые в самом хребте перекрыты излившимися в его осевой зоне четвертичными лавами (фиг. 1). Интересно и то, что абсолютные отметки поверхности приереванских долеритовых покровов повышаются в сторону Гегамского хребта до уровня 1900—2000 *м*. Отсюда, естественно, можно сделать вывод, что верхнеплиоценовые долеритовые базальты Приереванского района и аналогичные им лавы западного и юго-западного побережья оз. Севан изливались в районе Гегамского хребта, как это предполагал А. Т. Асланян. Их центром, по-видимому, служил близмеридиональный трещинный вулкан, или может быть несколько таких вулканов, расположенных под четвертичным лавовым чехлом современного сооружения хребта. Об этом свидетельствуют отчетливые меридиональные цепи четвертичных

[1] Площадь долеритовых покровов на Севанском побережье, несомненно, гораздо большая, так как они обнажаются только в низинах рельефа, из-под пока еще слабо эродированной покрышки четвертичных лав.



Фиг. 1. Схема распространения новейших лав Гегамского нагорья. (Распределение антропогеновых вулканических центров приводится по данным К. И. Карапетяна [12].) 1—районы обнажения верхнеплиоценовых долеритовых базальтов. 2—районы, где долеритовые базальты обнаружены в скважинах. 3—антропогеновые вулканы и их андезито-базальтовые, андезитовые и базальтовые лавы. 4—предполагаемый трещинный вулкан, откуда излились долеритовые базальты.

мологенных центров, расположенных, по всей вероятности, на тех же трещинах, которые контролировали излияния долеритовых базальтов.

Обнаружение долеритовых базальтов в основании антропогенового вулканического комплекса Гегамского нагорья имеет важное значение для выяснения некоторых, по нашему мнению, существенных особенностей новейшего вулканического процесса этого района в целом. В частности, это позволяет в той или иной степени пересмотреть господствующие ныне взгляды о характере новейшего вулканизма Гегамского нагорья, его структурном контроле, типах вулканических извержений и их эволюции, а также вопрос о вероятных глубинах магматических камер. Ниже кратко приводится история развития взглядов по вышеупомянутым спорным вопросам для района Гегамского нагорья.

Еще в начале нашего столетия Ф. Освальд [20] указал на связь верхнетретичного и четвертичного вулканизма Армянского нагорья с меридиональными сбросовыми линиями, вдоль которых расположены молодые вулканические центры.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [15, 16], С. С. Кузнецов [13], Б. М. Куплетский [14] считали, что обширные лавовые покровы Гегамского на-

горья в основном являются трещинными образованиями и что эти трещины пока не обнаружены. Что же касается многочисленных вулканических центров, разбросанных по всему нагорью, то они являются лишь паразитическими, сидящими на лавовых покровах. Одновременно Ф. Ю. Левинсон-Лессинг предполагал наличие многочисленных трещин, подводящих магму из неглубоко расположенного очага.

А. Н. Заварицкий [5, 6] вообще весь антропогеновый вулканизм на территории Армянской ССР относит к ареальному (многовыходному) типу. Этот исследователь достаточно подробно описывает механизм ареального типа извержений, указывая, что основной предпосылкой для такого типа вулканизма является наличие неглубоко расположенного магматического очага и целой системы небольших разноориентированных и короткоживущих разломов, раздробивших область на ряд блоков. По окраинам таких областей, продолжает А. Н. Заварицкий, в связи с большой прочностью окружающих участков известная стабилизация разломов благоприятствует постоянству центров извержений, и там возникают сравнительно крупные центральные вулканы.

При формировании Гегамского (Агмаганского) нагорья, по мнению Е. А. Нефедьевой [19], большая роль принадлежала вертикальным поднятиям, максимальной зоной которого является ось нагорья. Е. А. Нефедьева пишет: «Здесь ясно заметна связь вулканических излияний с продольной трещиной, проходящей вдоль зоны максимальных поднятий, где располагается и цепь шлаковых вулканических вершин. Трещинный характер агмаганских лавовых покровов подтверждается также их наибольшей мощностью в гребневой зоне нагорья» (стр. 97). Сами же шлаковые вулканы, по мнению Е. А. Нефедьевой, паразитические.

К. Н. Паффенгольц [21], А. Т. Асланян [1], А. А. Габриелян [3, 4] и Е. Е. Милановский [17, 18] антропогеновый вулканизм Гегамского нагорья определенно связывают с зонами трещин глубокого заложения или глубинными тектоническими расколами, направление которых довольно хорошо вырисовывается линейным расположением молодых вулканических центров вдоль оси нагорья. Типы вулканических извержений, по мнению этих авторов, трещинный и ареально-трещинный (для конца антропогенового цикла).

В последнее время взгляды А. Н. Заварицкого об ареальном характере антропогенового вулканизма для Гегамского нагорья усиленно развиваются К. И. Карапетяном, долгие годы занимавшимся изучением новейшего вулканизма этого района, и К. Г. Ширинян.

По данным К. И. Карапетяна [12], в антропогеновом вулканическом цикле Гегамского нагорья выделяются три этапа: 1) верхнеплиоценовый —раннечетвертичный—трещинные и частично ареальные извержения андезито-базальтовых и базальтовых лав, шлаков, песков и др. (видимо, имеются в виду манычарские лавы с подстилающими вулканокластами—Э. Х.); 2) среднечетвертичный—ареальные излияния андезито-базальтовых, базальтовых и андезитовых потоков и покровов; 3) позднечетвертичный—потоки и покровы андезито-базальтов, андезитов и

частью базальтов также ареального происхождения. В последнее время К. Н. Карапетян [2] манычарский комплекс пород (породы выделенного им первого вулканического этапа антропогена) относит уже к предыдущему неогеновому вулканическому циклу. Таким образом, антропогеновый вулканический цикл Гегама, по данным указанного автора, характеризуется лишь ареальным типом извержений многочисленных центральных, и, так называемых, линейно-локальных моногенных вулканов, расположенных в осевой зоне и на восточных склонах нагорья. Эти вулканы, по мнению К. Н. Карапетяна [7—12], питались из неглубокого (глубина кровли не более 3 км) единого Гегамского вулканического очага посредством более 25 разноориентированных и коротких (1—3 км) трещин, причем «о преобладающем меридиональном направлении этих трещин, и тем более о едином разломе того же простирания не может быть и речи» [12]. Если и есть такой разлом, продолжает К. Н. Карапетян, то он лишь поставлял магму в Гегамский вулканический очаг, не имея непосредственного выхода на поверхность.

Аналогичные мысли развивает и К. Г. Ширинян [26—29]. Отсутствие сквозного глубинного разлома в новейшей структуре Гегамского нагорья К. Г. Ширинян объясняет различием физико-механических свойств жесткого консолидированного фундамента и значительно более пластичного осадочного чехла. Не сумев рассечь пластичный осадочный чехол под Гегамским нагорьем, глубинный разлом способствовал поступлению магмы из подкоровых зон в верхнюю часть коры и образованию в ней межформационного или периферического магматического очага. Дальнейший подъем из этого вторичного очага на поверхность, по мнению К. Г. Ширияна, происходил вдоль плоскостей напластования и складкообразования осадочного чехла, т. е. вдоль зон наименьших напряжений. Эти направления впоследствии фиксируются планом расположения вулканических центров. Для отдельных небольших групп близко расположенных друг к другу вулканов К. Г. Ширинян допускает также возможность существования более мелких и поверхностных периферических вулканических очагов (общих для данной группы).

Таким образом, одни исследователи (Ф. Освальд, Е. А. Нефедьева, К. Н. Паффенгольц, А. Т. Асланян, А. А. Габриелян, Е. Е. Милановский) допускают возможность существования сквозных глубинных разломов в новейшей структуре Гегамского нагорья и тем самым объясняют преобладающее трещинное происхождение антропогеновых вулканитов, а другие (А. Н. Заварицкий, К. И. Карапетян, К. Г. Ширинян), в общем не отрицая наличия глубинного разлома, лишают его сквозного характера, отводя ему роль лишь поставщика магмы в неглубоко расположенный вторичный очаг.

Обнаружение долеритовых базальтов в основании Гегамского антропогенового комплекса вулканитов, по нашему мнению, однозначно решает вопрос о глубинном разломе в пользу его сквозного характера (во всяком случае, в начале вулканического цикла). Ныне никто не оспаривает глубинного (мантийного) происхождения долеритовых базальтов.

Выплавленная в пределах верхней мантии (где-то на глубинах 60—70 *км*) магма долеритовых базальтов через сквозные глубинные трещины стремительно (о чем свидетельствует ее совершенно недифференцированный и постоянный состав) поднимается наверх, растекаясь на обширной окружающей территории.

Возможность существования неглубокого Гегамского вулканического очага на этом фоне уже вызывает сомнение. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Н. Заварицкий и др., предполагавшие возможность существования очага гегамских вулканов на малой глубине (не называя, однако, никакой конкретной цифры), исходили лишь из ареального (по их мнению) характера извержений. К. И. Карапетян [7, 8], допустивший более определенную глубину—около 3 *км*, сначала для Айоцдзорского вулканического района, а затем и для Гегамского, основывался на данных изучения ксенолитов и петрохимии лав. Эти ксенолиты «размером 3—8 *см*, имеющие угловатые, слегка сглаженные контуры и окаймленные оболочкой из стекла» [7, стр. 99], по нашему мнению, никак не могут свидетельствовать о той или иной глубине вулканического очага. Скорее всего они попали в лаву уже в канале вулкана, на небольших глубинах, находящихся выше уровня взрывного извержения (о чем свидетельствует их слабая обработка). Иначе говоря, эти ксенолиты могут дать кое-какую информацию лишь о глубине, на которой происходили взрывы в вулканическом канале. При изучении антропогеновых вулканитов соседнего Варденисского нагорья мы обнаружили многочисленные такие же ксенолиты, исходные породы большинства которых обнажаются тут же, под вулканической постройкой.

Непонятно, какие именно петрохимические особенности гегамских антропогеновых вулканитов свидетельствуют о малой глубине рождающего их очага? По мнению Е. Е. Милановского [17], в этом отношении здесь наблюдается обратное явление. «Значительно меньшая степень дифференцированности гегамских антропогеновых вулканитов (базальты-андезиты) по отношению к мио-плиоценовым (базальты-андезиты-дациты) того же района, а также смена центральных (полигенных) извержений трещинными свидетельствует лишь об увеличении глубины, протяженности и проницаемости магмоподводящих каналов» (стр. 52).

И наконец, излияния значительного объема вулканитов из такого неглубокого очага, в особенности в районах наиболее крупных вулканов—Ковасара, Армагана и Богусарской группы (в которых, по данным К. И. Карапетяна [12], объемы одних только шлаковых построек составляют внушительную цифру—0,7—1,8 *куб. км.*), обязательно должны были сопровождаться местными явлениями вулканической тектоники, о существовании которых на Гегаме никем не упоминается.

Все сказанное выше позволяет нам несколько по-иному представить схему развития антропогенового вулканизма Гегамского нагорья: в верхнеплиоценовое время в осевой полосе Гегамского геоантиклинального поднятия в результате сильного растяжения возникла зона глубокого тектонического раскола или открытых трещин, по которой произошли

массово-трещинные излияния долеритовых базальтов. В дальнейшем, в процессе продолжающегося поднятия региона произошла некоторая вертикальная миграция магматических очагов[1], и по тем же трещинам стали подниматься относительно более кислые лавы (видимо, уже продукты плавления базальтовой коры). Последние, в силу своей большей вязкости, во многих местах закупорили устьевые части трещин, и на них образовались цепи центральных вулканов, питавшихся, однако, из все еще единого (на небольшой глубине) трещинного канала. Центральный трещинный канал мог также дать ответвления по оперяющим более мелким разломам и трещинам, чем, видимо, можно объяснить некоторую разбросанность молодых вулканических центров.

Основная магмоподводящая трещина сохранялась в течение всего антропогенового вулканического цикла и на протяжении последнего мы имеем дело как бы с крупным трещинным полигенным вулканом, на котором в дальнейшем (после частичной закупорки устьевой части) возникали паразитические многочисленные центральные вулканы, создающие общее впечатление вулканов «типичных» ареальных полей.

Таким образом, антропогеновый вулканизм Гегамского нагорья имел лишь паразитический или подчиненный (полигенному трещинному вулкану) ареальный характер.

Такое подчинение паразитических моногенных вулканов материнскому каналу извержения наблюдается также у многих крупных полигенных центральных вулканов (Арарат, Арагац, Этна, Ключевский вулкан, Килиманджаро и многие другие).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 31.I.1974

Է. Խ. ԱԼՐԱԶՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ԴՈԼԵՐԻՏԱՅԻՆ ԲԱԶԱԼՏՆԵՐՆ ՈՒ ԴՐԱՆՑ ԼԵՌՆԱԶԱՆԳՎԱԾԻ ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ ՀՐԱԲԽԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ՀԱՐՑԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում մանրամասն նկարագրվում են Սևանա լճի արևմտյան ափերի արդեն հայտնի, ինչպես նաև հեղինակի կողմից նոր հայտնաբերված վերին պլիոցենի հասակի դոլերիտային բազալտները։ Վերջիններս տեղադրված են անտրոպոգենի հասակի Գեղամա լեռների հրաբխային կոմպլեքսի հիմքում։ Այս կապակցությամբ քննարկվում են նաև այդ շրջանի նորագույն հրաբխականության մի քանի ընդհանուր հարցեր։ Մասնավորապես, մեր կողմից հավաքված նյութերի և դրականության համապատասխան տվյալների մանրամասն ուսում-

[1] В вопросах магмообразования мы придерживаемся известной теории палингенеза, согласно которой магмы образуются путем плавления твердого вещества Земли на разных ее глубинах при благоприятных геотектонических условиях.

նահրությունն ու համադրումը թույլ են տալիս անելու հետևյալ հիմնական եզրակացությունները։

ա) Գեղամա լեռնազանգվածի անտրոպոգենի հրաբխականության արտավիժման հիմնական և գլխավոր տիպը ճեղքային արտավիժումներն են։ Կենտրոնական արտավիժումներն երկրորդական են և բոլորն էլ սնվում են մեկ կամ մի բանի ընդհանուր ճեղքային արտավիժման կանալից։ Այսպիսով, հիմնական արեալ (կամ բազմաելքային) կենտրոնական հրաբխականության փոխարեն (ինչպես կարծվում է մինչև այժմ) Գեղամում մենք ունենք ճեղքային պոլիգեն հրաբխի գործունեության և նրանից սնվող բազմաթիվ մոնոգեն, մակաբույծ կենտրոնական հրաբխային արտավիժումներ։

բ) Գեղամա լեռնազանգվածի անտրոպոգենի հրաբուխներին սնող հիմնական մագմատիկ օջախի խորությունը ոչ թե 2—3 կմ է, ինչպես ենթադրվում է մինչև այժմ, այլ 50 կմ-ից ավելի. այսինքն այդ օջախը գտնվում է երկրի քիկնոցի վերին հորիզոններում, որտեղից միայն կարող էին բարձրանալ դոլերիտային բազալտները։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. *Багдасарян Г. П., Карапетян К. И., Гукасян Р. Х.* О стратиграфическом положении и возрасте манычарских лав. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVI, № 3, 1973.
3. *Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
4. *Габриелян А. А.* Эффузивный вулканизм и тектоника. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIII, № 1, 1960.
5. *Заварицкий А. Н.* Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Известия АН Арм. ССР, естеств. науки, № 5—6, 1944.
6. *Заварицкий А. Н.* Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1945.
7. *Карапетян К. И.* Четвертичный вулканизм бассейна реки Арпа в Армении. Сб. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, М., 1962.
8. *Карапетян К. И.* Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора (Армения). Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, М., 1963.
9. *Карапетян К. И.* Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с трещинной тектоникой. Сб. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов ССР». Изд-во АН СССР, М., 1963.
10. *Карапетян К. И.* Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. Сб. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». «Наука», М., 1966.
11. *Карапетян К. И.* Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXII, № 3, 1969.
12. *Карапетян К. И., Адамян А. А.* Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1973.
13. *Кузнецов С. С.* Геология северо-западного побережья озера Гокча. Сб. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. 1, Изд-во АН СССР и УВХ ССР Армении, Л., 1929.
14. *Куплетский Б. М.* Геолого-петрографический очерк восточной части Ахманганского вулканического плато. Сб. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. 1, Изд. АН СССР и УВХ ССР Армении, Л., 1929.
15. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Армянское вулканическое нагорье. «Природа», № 5, 1923.

16. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. Сб. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. 1, Изд-во АН СССР и УВХ ССР Армении, Л., 1929.
17. *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Севанской впадины. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XXXV, 1960.
18. *Милановский Е. Е.* Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа. «Геотектоника», № 3, 1966.
19. *Нефедьева Е. А.* Агманганское вулканическое нагорье. Тр. ин-та геогр. АН СССР, вып. 47, (4), 1950.
20. *Освальд Ф.* К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. XXIX,, вып. 2, 1916.
21. *Паффенгольц К. Н.* Геология Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Госгеолиздат, 1948.
22. *Харазян Э. Х.* Центры извержений в районе Кечутского хребта (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIII, № 1, 1970.
23. *Харазян Э. Х.* К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIV, № 2, 1971.
24. *Харазян Э. Х.* Об обнаружении долеритовых базальтов на западном побережье оз. Севан. ДАН Арм. ССР, т. VIII, № 3, 1974.
25. *Центер И. Я.* О последовательности кристаллизации минералов в плиоцен-четвертичных базальтах Приереванского района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVII, № 4, 1974.
26. *Ширинян К. Г.* Антропогеновый вулканизм Армении. В сб. «Вопросы вулканизма», Изд-во АН СССР, М., 1962.
27. *Ширинян К. Г.* Новейший вулканизм и проблема нефтегазоносности Армении. В сб. «Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР», Бюлл. Арм. отд. ВМО, Ереван, 1966.
28. *Ширинян К. Г.* Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. В кн. «Геология Армянской ССР, т. 4, Петрография, Эффузивные породы». Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1970.
29. *Ширинян К. Г., Аджимамудов Э. Б.* Тектонические условия новейших вулканических проявлений Армении (по данным геофизических исследований). В кн. «Вулканизм и глубинное строение Земли». «Наука», М., 1966.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 40—49, 1975

УДК 550.4.42

Э. А. ХАЧАТУРЯН, Р. Н. ЗАРЬЯН, К. В. ДАВТЯН

О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ОРУДЕНЕНИЯ ЦАВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Цавский рудный район, являющийся южной оконечностью Сомхето-Карабахской тектонической зоны Малого Кавказа, расположен в Кафанском районе Армянской ССР.

Геологическое строение, магматизм и металлогения Цавского рудного района изучены и описаны А. Н. Соловкиным [6], С. С. Мкртчяном [5], Э. Г. Малхасяном [4], В. Т. Акопяном [1], Г. А. Казаряном [3] и др. Однако, вопросы геохимии различных типов руд района продолжают оставаться относительно слабо освещенными.

На территории рудного района последовательно обнажаются вулканогенно-осадочные образования верхнеюрско-мелового времени и прорывающие их интрузивные породы, принадлежащие к различным фазам формирования Цавского гранитоидного массива.

В пределах описываемого рудного района по времени и условиям формирования выделяются два разновозрастных магматических комплекса [2]:

1. Верхнеюрско-средневаланжинский эффузивный комплекс, представленный андезито-базальтами, андезитами, реже долеритами, диабазовыми порфиритами, базальтами, липарито-дацитами и их дайками диабазов и андезитовых порфиритов, а также субвулканическими липарито-дацитами и липаритами.

2. Меловой интрузивный комплекс, объединяющий породы габбро-диорит-гранодиоритовой формации (габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, розовые граниты др.) и связанные с ними дайки первого (аплиты, пегматиты) и второго (габбро-диабазы, диабазы, диорит-порфириты, микродиориты) этапов. Сравнительно широким распространением пользуются дайки второго этапа.

Рудовмещающими породами являются в основном интенсивно гидротермально измененные (окварцованные, серицитизированные, хлоритизированные, эпидотизированные, каолинизированные) вулканиты и интрузивы соответственно андезитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формаций.

Оруденение Цавского рудного района по особенностям минерального состава подразделяется на три основные формации.

К первой из них относится полоса скарнов с наиболее высокотемпературным магнетитовым оруденением (Шишкертское контактово-метасоматическое месторождение). Магнетитовое оруденение образует жилы, гнезда и линзы, которые пространственно приурочены к контактам Цавской интрузии с карбонатными породами мелового возраста.

Вторая формация включает прожилково-вкрапленные зоны медно-молибденовых руд (Цавское месторождение). Указанная формация руд пространственно связана с породами обоих магматических комплексов.

Третья формация представлена медноколчеданными жилами в основном пирит-халькопиритового состава с незначительной примесью борнита, халькозина, ковеллина и других минералов. Руды этой формации приурочены к породам андезитовой серии кровли Цавского интрузива (Шикахохское месторождение).

Руды рассматриваемых формаций по химизму, минеральному составу и концентрациям элементов-примесей резко отличаются друг от друга и, по-видимому, являются разновозрастными образованиями.

По условиям формирования и минералого-геохимическим чертам руды района относятся к двум различным этапам рудообразования—контактово-метасоматическому и гидротермальному.

Наиболее характерной особенностью гидротермальной деятельности на месторождениях является многостадийность минерализации; установлено шесть стадий минерализации, характеризующихся определенной типоморфной ассоциацией минералов: 1) кварц-магнетитовая, 2) кварц-молибденитовая, 3) кварц-пиритовая (с теллуридами Bi), 4) кварц-халькопиритовая (с теллуридами Pb, Bi, Ag, Au), 5) карбонатная, 6) ангидрит-гипсовая.

На Цавском и Шикахохском месторождениях медно-молибденовые и медноколчеданные руды имеют массивные, полосчатые, вкрапленные и брекчиевидные текстуры. Преобладающими структурами являются массивные и полосчатые.

На Цавском месторождении количество молибденита, халькопирита и сфалерита с глубиной увеличивается. Среднее содержание молибдена, меди и цинка в рудах разведуемой зоны, по данным 20 объединенных бороздовых проб, соответственно составляет 0,0184, 0,2419 и 0,0068% (табл. 1).

Отдельные участки Цавского и Шикахохского месторождений разведаны горными выработками и буровыми скважинами до глубины 450—500 *м*. В настоящее время Цавское медно-молибденовое месторождение разведуется только буровыми скважинами в вулканитах андезитовой серии экзоконтактовых частей Цавской интрузии. На глубоких горизонтах месторождения в породах габбро-диорит-гранодиоритовой формации буровыми скважинами установлено наличие медно-молибденового оруденения. Отсутствие богатых руд в скважинах, заданных только в северных экзоконтактовых частях Цавской интрузии, не говорит об отсутствии богатого медно-молибденового оруденения в эндоконтактовых зонах этого гранитоидного массива. Заслуживают геологоразведочного изучения участки пород северных эндоконтактовых зон Цавской интрузии, причем в первую очередь следует задать две или три скважины глубиной 350—400 *м* с учетом контролирующей роли близширотных и меридиональных структур в локализации медно-молибденового оруденения.

Ниже рассматриваются закономерности распределения и концентра-

Таблица 1

Средние содержания элементов-примесей в рудах и минералах различных стадий минерализации Цавского рудного района

Стадии минерализации и минералы	Количество анализов	Химические анализы в г/т									Спектральные анализы в г/т					
		Молибден	Медь	Цинк	Свинец	Селен	Теллур	Галлий	Германий	Рений	Титан	Марганец	Никель	Кобальт	Золото	Серебро
Кварц-магнетитовая																
Магнетит	4	5	25	—	—	—	—	—	2	—	2000	200	25	15	—	—
Пирит	3	25	450	10	—	15	5	1	1,5	—	150	200	75	40	—	—
Рядовая руда	5/12	5	600	52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Кварц-молибденитовая																
Молибденит	4	—	730	60	42	37	23	—	0,5	66	47	42	20	15	—	—
Халькопирит	3	950	—	150	15	46	80	2	2,5	1	10	100	10	5	—	10
Пирит	3	440	3700	15	100	30	13	2,3	2,3	—	180	130	23	26	—	—
Рядовая руда	20/16	180	2419	68	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7
Кварц-пиритовая																
Пирит	8	26	6600	900	355	33	39	2	1,7	—	53	27	20	20	7,5	40
Халькопирит	2	300	—	300	30	63	93	4	2,7	—	43	30	23	6	13	20
Рядовая руда	13/20	33	2150	225	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50
Кварц-халькопиритовая																
Халькопирит	8	18	—	1300	140	73	85	7	4,8	1	15	20	15	5	17	20
Пирит	4	20	5400	930	110	55	83	3,5	3,3	—	20	22	12	15	57	125
Борнит	2	10	—	500	10	20	10	—	—	—	10	10	10	10	—	—
Халькозин	2	10	—	300	20	10	20	—	—	—	10	10	10	—	—	—
Рядовая руда	12/13	27	7800	273	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	200

Примечание: в числителе количество химических анализов бороздовых проб на молибден, медь и цинк, а в знаменателе — спектральных анализов штуфных проб на серебро. Химические и спектральные анализы выполнены в соответствующих лабораториях ИГН АН АрмССР. Германий, золото и серебро даны в условных единицах.

ции молибдена, меди, цинка, свинца и тех элементов-примесей, которые непосредственно связаны с гидротермальным этапом формирования руд.

Молибден относится к элементам, геохимическая судьба которых в гипогенных рудах тесно связана с серой.

На Цавском месторождении молибден в виде четырех- и шестивалентных ионов соответственно входит в структуру молибденита и повеллита.

Проведенные минералого-геохимические исследования руд показывают прежде всего, что молибден присутствует в халькопирите, пирите, борните, халькозине и магнетите от следов до 0,23%. Наиболее высокое содержание молибдена отмечается в халькопирите; затем убывает от пирита через борнит, халькозин к магнетиту. Максимальные концентрации элемента наблюдаются в халькопиритах и пиритах кварц-молибденитовой стадии минерализации. Наличие описываемого элемента в упомянутых минералах обусловлено главным образом мельчайшими механическими включениями молибденита и частично изоморфным замещением трехвалентного железа и четырехвалентного титана и, вероятно, двухвалентной меди молибденом.

На Цавском месторождении значительное количество металла приурочено к медно-молибденовым рудам, где его содержание варьирует от следов до $1{,}25 \cdot 10^{-1}$ %. Среднее содержание металла в медно-молибденовых рудах разведуемой зоны, по данным 20 объединенных бороздовых проб, составляет 0,0184% (табл. 1).

Концентрация молибдена в гидротермальных растворах кварц-магнетитовой стадии минерализации была минимальной, далее постепенно возрастает и достигает своего максимума в кварц-молибденитовую стадию, а затем убывает (табл. 1).

По имеющимся данным, содержание молибдена на месторождении с глубиной возрастает (табл. 2).

Таблица 2

Изменение содержания молибдена, меди и цинка в рудоносной зоне Цавского месторождения

Интервалы в метрах	Количество проб	Содержание в %			Отношение	
		Mo	Cu	Zn	Cu/Mo	Cu : Mo : Zn
70—160 *м*	7	0,0055	0,0857	0,0042	16	20 : 1,3 : 1
160—265 *м*	5	0,0210	0,2472	0,0060	12	41 : 3,5 : 1
265—410 *м*	8	0,0286	0,3928	0,0095	14	41 : 3 : 1

На Цавском месторождении распределение молибдена в общем отличается неравномерностью. В зоне окисления за счет молибденита образуется повеллит.

Отношение Cu: Mo варьирует в пределах 12—16.

Медь. На месторождениях имеются минералы, в решетках которых одновременно находятся разновалентные ионы меди. Главными медьсодержащими рудными минералами являются халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин и др.

Как показали химические анализы различных минералов, значительные количества меди обнаруживаются в пирите, молибдените и магнетите, причем ее максимальные содержания приурочены к серному колчедану медной стадии минерализации (табл. 1). Такое широкое развитие элемента в упомянутых минералах объясняется наличием мелких включений халькопирита, борнита, халькозина и ковеллина, обнаруживаемых в полированных шлифах. Медная минерализация в виде халькопирита встречается во всех среднетемпературных стадиях оруденения.

Максимальный вынос меди гидротермальными растворами падает на кварц-халькозин-борнит-халькопиритовую стадию. Минимальные количества металла улавливаются рудами кварц-магнетитовой стадии. Количество описываемого металла с глубиной возрастает, и наблюдается четкое превалирование меди над молибденом, а последнего—над цинком. Величина отношения Cu:Mo:Zn с глубиной увеличивается (табл. 2). В рудах медь распределяется неравномерно.

В зоне окисления образуются типичные вторичные минералы меди: малахит, азурит, халькозин, ковеллин, тенорит, куприт и др.

Цинк в виде самостоятельного минерала—сфалерита встречается в рудах серноколчеданной и медной стадий минерализации. Все типы руд содержат цинк, и его содержание в них варьирует от следов до 0,0420%. Среднее содержание элемента возрастает от высокотемпературных магнетитовых руд к среднетемпературным медным (табл. 1). Концентрация цинка с глубиной повышается в два раза (табл. 2). Незначительные количества металла обнаруживаются в сульфидах. Для минералов месторождений по концентрации цинка отмечается следующий убывающий ряд: пирит-халькопирит-борнит-халькозин-молибденит. Присутствие металла в указанных сульфидах обусловлено, главным образом, наличием мельчайших выделений сфалерита. Ничтожная часть цинка в минералах находится в качестве изоморфной примеси, т. е. железо замещается двухвалентным ионом цинка.

Свинец. Основными минералами-носителями элемента являются галенит и алтаит, которые встречаются только в рудах кварц-пиритовой и кварц-халькопиритовой стадий минерализации. Незначительное количество свинца развито в рудах кварц-молибденитовой стадии, где его содержание колеблется от 0,003 до 0,01%. В ходе гидротермального процесса концентрация металла повышается и доходит до своего максимума—0,03%—в рудах медной стадии. Описываемый элемент обнаруживается во всех главных и распространенных сульфидах. Содержание в них варьирует от 0,001 до 0,18%. Твердо установлено, что в сульфидах имеется определенная малоподвижная часть атомов свинца, не связанных с механическими примесями. При постмагматических процессах ма-

лоподвижная часть металла, приуроченная к решеткам сульфидов, имеет иную геохимическую судьбу, чем подвижный свинец, прочно связанный с субмикроскопическими выделениями галенита или алтанта, располагающихся на гранях роста кристаллов других минералов. В изученных рудах основная масса рассматриваемого элемента находится в виде механической примеси.

В заключение следует отметить, что в ходе гидротермального процесса с понижением температуры рудообразования содержание свинца возрастает.

Золото и серебро в рудах месторождений находятся:

а) в виде тонкодисперсных или субмикроскопических выделений гессита, петцита, аргентита, самородного золота и серебра;

б) в форме изоморфных примесей в составе сульфидов, сульфосолей и т. д.

На месторождениях распространенность минералов описываемых элементов неодинакова и частота их обнаружения убывает в такой последовательности: самородное серебро — самородное золото — гессит-петцит-аргентит.

В рудах отмечается раннее и позднее золото. Раннее—тонкодисперсное или субмикроскопическое золото, приуроченное к полям пирита, реже халькопирита серноколчеданной и медной стадий минерализации, образуется в более высокотемпературных условиях, чем позднее—обычно видимое золото. Раннее золото и указанные сульфиды из рудоносных растворов выпадают почти одновременно. Значительные содержания данного элемента (до 0,003) были захвачены пиритом и халькопиритом среднетемпературных стадий минерализации.

Наиболее высокие концентрации серебра отмечаются в рудах кварц-халькопиритовой стадии, где содержание элемента варьирует в пределах от $1 \cdot 10^{-2}$ до $3 \cdot 10^{-2}$ усл. ед. Минимальные количества металла обнаружены в образованиях кварц-магнетитовой стадии минералоотложения. Серебро установлено в серном и медном колчеданах среднетемпературных стадий минерализации, причем наиболее высокие содержания (от 0,001 до 0,03) улавливаются в пиритах.

Проведенные исследования показывают, что концентрация золота и серебра в гидротермальных растворах увеличивается от высокотемпературных стадий минерализации к среднетемпературным.

Селен и теллур являются специфическими элементами сульфидов всех стадий минерализации. В минералах постмагматического происхождения селен не образует селенидов и находится в виде изоморфной примеси, замещая двухвалентную серу. Теллур, в отличие от селена, встречается как в форме теллуридов, так и в виде изоморфных примесей в решетке сульфидов. В минералах, имеющих гидротермальный генезис, между теллуром и серой существует ограниченный анионный изоморфизм. Теллуриды образуются, главным образом, в конце кварц-халькопиритовой стадии минерализации, хотя некоторые из них (теллуриды висмута) иногда обнаруживаются в серноколчеданных рудах.

Порядок выделения теллуридов из постмагматических растворов кварц-халькопиритовой стадии минерализации следующий: тетрадимит-теллуровисмутит-алтаит-гессит-петцит. Наиболее часто отмечаются теллуриды висмута, реже серебра, золота и свинца. Наблюдаемая парагенетическая ассоциация минералов теллура, проявляющаяся в конце кварц-пиритовой и кварц-халькопиритовой стадий минерализации, рассматривается с позиций трехкомпонентных физико-химических систем Bi—Te—S, Pb—Te—S и Ag—Au—Te.

Концентрация селена или теллура в пиритах и халькопиритах, образовавшихся на различных стадиях эволюции гидротермальных растворов, постоянно возрастает от ранних генераций к поздним (табл. 1). Самые высокие содержания теллура фиксируются в халькопиритах серноколчеданной и медной стадий, что, очевидно, обусловлено присутствием в них субмикроскопических выделений теллуридов.

Максимальные количества элементов приурочены к халькопиритам, а минимальные—к борниту и халькозину. Таким образом, концентрация металлоидов в халькопиритах и пиритах повышается с уменьшением температуры рудообразования. На месторождениях в соотношении селена к теллуру намечается следующий убывающий ряд: борнит-пирит-халькопирит-молибденит-халькозин. Во всех сульфидах, за исключением борнита, как правило, теллур превалирует над селеном. В медном и серном колчеданах различных стадий минерализации между содержаниями описываемых металлоидов, серебра, висмута и золота существует корреляционная зависимость (табл. 1). Подобная взаимосвязь, очевидно, объясняется наличием микровключений теллуридов, с одной стороны, и гетеровалентным компенсационным изоморфизмом—с другой.

На месторождении намечается следующий ряд сродства металлов с теллуром: Pb—Bi—Ag—Au.

Итак, указанный ряд элементов полностью совпадает с рядом возрастания «относительного сродства к теллуру», выведенного В. В. Щербиной [7].

В постмагматическом процессе дифференциации рудоносных растворов селен, в отличие от теллура, строго следует за серой.

Галлий и германий фиксируются в рудах и минералах различных стадий минерализации. Наибольшие количества рассматриваемых металлов улавливаются в халькопиритах и пиритах медной стадии. Содержание галлия в медном колчедане в два раза больше, чем в серном колчедане кварц-халькопиритовой стадии. Концентрация галлия закономерно увеличивается от халькопиритов наиболее высокотемпературных стадий минерализации к среднетемпературным (табл. 1).

На месторождении частота нахождения германия убывает в ряду: халькопирит-пирит-магнетит-молибденит.

В общем ходе гидротермального процесса формирования руд, геохимическое и кристаллохимическое сродство галлия и германия с железом обусловливает их изоморфное вхождение в решетку сульфидов и окислов.

В рудах месторождения самостоятельных минералов галлия и германия не обнаружено.

Рений в минералах различных стадий рудообразования распределяется неравномерно. Содержание элемента в минералах меди (халькопирит, борнит) варьирует в пределах от следов до 0,0002%. Проведенные исследования показали, что при многостадийном процессе рудоотложения значительные количества рения приурочены к молибденитам. Содержание металла колеблется от $2{,}5 \cdot 10^{-3}$ до $11 \cdot 10^{-3}$%.

В молибденитах между содержаниями рения и селена корреляционной зависимости не наблюдается.

Висмут является одним из характерных элементов руд месторождений. Значительные содержания (сотые доли процента) элемента связаны с рудами кварц-пиритовой и кварц-халькопиритовой стадий минерализации. Концентрация висмута в сульфидах (халькопирит, молибденит и др.) варьирует от $1 \cdot 10^{-2}$ до $1 \cdot 10^{-1}$%, иногда доходит до 1,0%. Максимальные количества металла приурочены к медным колчеданам кварц-халькопиритовой стадии, что, очевидно, обусловлено наличием в них микроскопических выделений висмутина, тетрадимита и теллуровисмутита. В халькопиритах и пиритах, выделившихся в различных стадиях эволюции постмагматических растворов, между содержаниями висмута, теллура, золота и серебра наблюдается корреляционная зависимость. Наличие описываемого металла в халькопирите и пирите, видимо, можно отнести не только за счет присутствия в указанных сульфидах самостоятельных минералов висмута, но и за счет изоморфизма.

Титан, марганец и ванадий являются характерными элементами руд. Максимальные количества (0,01—1,0%) указанных элементов устанавливаются в рудах кварц-магнетитовой стадии минерализации, а минимальные—кварц-халькопиритовой. Содержание описываемых металлов в медно-молибденовых и серноколчеданных рудах варьирует от 0,003 до 0,3%. Обычно в рудах различных стадий титан всегда преобладает над марганцем, а последний над ванадием.

Спектроскопически эти элементы в тех или иных количествах обнаруживаются в сульфидах и окислах (табл. 1). Изучая распространение этих металлов в рудных минералах, можно заключить, что содержание элементов в пиритах падает с понижением температуры их образования. В гипогенных условиях формирования руд марганец и ванадий не образуют самостоятельных минералов и находятся в виде изоморфных примесей в магнетите, гематите, пирите, халькопирите, борните и т. д.

В гидротермальном процессе геохимическая судьба марганца, ванадия и особенно титана определяется близостью их кристаллохимических свойств с железом.

В зоне окисления марганец встречается в виде псиломелан—вада и медно-марганцевой смоляной руды.

Никель, кобальт и хром. Наиболее высокие содержания (0,01%) никеля и кобальта отмечаются в рудах кварц-пиритовой стадии, а минимальные (0,001—0,002%)—кварц-халькопиритовой стадии.

Количество элементов в рудах кварц-магнетитовой и кварц-молибденитовой стадий колеблется в интервалах от 0,0003 до 0,01%. Концентрация никеля и кобальта в гидротермальных растворах почти одинакова.

Содержание хрома в рудах различных стадий минерализации варьирует от 0,0003 до 0,003%.

В постмагматическом процессе концентрация хрома в растворах падает с понижением температуры формирования руд.

Рассматриваемые металлы в тех или иных количествах обнаруживаются в магнетите, пирите, халькопирите, молибдените, борните и др. (табл. 1).

В ходе эволюции гидротермальных растворов поведение никеля, кобальта и хрома контролируется поведением железа.

Изучение геохимических особенностей руд различных формаций позволяет отметить следующее.

1. По физико-химическим условиям формирования оруденение района относится к двум этапам рудообразования—контактово-метасоматическому и гидротермальному. Постмагматический этап минерализации имеет многостадийный характер. В гидротермальном этапе минерализации намечается следующая последовательность выноса главных металлов рудоносными растворами: Mo—Fe—Cu—Zn—Pb.

2. В рудах месторождений молибден, медь, цинк и свинец характеризуются неравномерным распределением. Содержание указанных металлов возрастает от более высокотемпературных стадий минерализации к среднетемпературным. На Цавском месторождении содержание молибдена, меди и цинка с глубиной возрастает. Весовые отношения Cu: Mo:Zn для медно-молибденовых руд в среднем составляют 36:3:1.

3. Содержание золота, серебра, висмута, селена и теллура в рудах постоянно возрастает от более высокотемпературных стадий минерализации к среднетемпературным. В халькопиритах и пиритах между содержаниями селена, теллура, висмута, золота и серебра наблюдается корреляционная зависимость.

4. В ходе гидротермального процесса с понижением температуры рудообразования содержание элементов группы железа (титан, марганец, ванадий, никель, кобальт и хром) убывает.

5. Заслуживают постановки геологоразведочных работ и изучения участки пород северных эндоконтактовых зон Цавской интрузии, причем в первую очередь следует задать две или три скважины глубиной 350—400 *м* с учетом контролирующей роли близширотных и меридиональных структур в локализации медно-молибденового оруденения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР
Управление геологии Совета
Министров Армянской ССР

Поступила 10.VI.1974.

Է. Ա. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ, Ռ. Ն. ՋԱՐՅԱՆ, Կ. Վ. ԳԱՎԹՅԱՆ

ՇԱՎԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ԳԵՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Շավի հանքային շրջանի մետաղային հանքավայրերը տարածականորեն կապված են վերին յուրայի, կավճի հասակի հրաբխածին և ինտրուզիվ ապարների հետ։

Շավի շրջանում հանքայնացումը ներկայացված է երակային և երակիկա-ցանավոր տիպերով։ Հանքայնացումը ձևավորվել է մի քանի ստադիաներում։

Հանքային շրջանի տարբեր պարագենետիկ միներալային ասոցիացիաների և նրանց փոխհարաբերությունների ուսումնասիրման հիման վրա սահմանված են հանքայնացման հետևյալ վեց ստադիաները. ա) քվարց-մագնետիտային, բ) քվարց-մոլիբդենային, գ) քվարց-պիրիտային, դ) քվարց-խալկոպիրիտային, ե) կարբոնատային և զ) անհիդրիտ-գիպսային։

Շավի հանքային շրջանում նկատվում է հանքային օջախից մետաղների դուրս բերման հետևյալ հաջորդականությունը՝ Mo-Fe-Cu-Zn-Pb։

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Акопян В. Т.* Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура Изд-во АН Арм. ССР, 1962
2. *Зарьян Р. Н., Саркисян Р. А., Саркисян Г. А., Карапетян А. И., Давтян К. В.* О геохимических особенностях пород магматических комплексов Кафанского рудного поля. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1973.
3. *Казарян Г. А.* Интрузивы юга Армении. Геология Армянской ССР, т. III, Изд-во АН Арм. ССР, 1966.
4. *Малхасян Э. Г.* Данные об абсолютном возрасте Цавского интрузива. ДАН Арм. ССР, № 4, 1957.
5. *Мкртчян С. С.* Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1958.
6. *Соловкин А. Н.* Интрузии и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Изд-во АН Аз. ССР, 1939.
7. *Щербина В. В.* Основные черты геохимии теллура. Известия АН СССР, сер геол., № 5, 1937.

Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле, 2, 50—54, 1975

УДК 553.43

В. Б. СЕЙРАНЯН, С. Ш. САРКИСЯН, Е. Н. ЗАВЬЯЛОВ

ПЕРВАЯ НАХОДКА ТЕЛЛУРИДОВ В РУДАХ АЛАВЕРДСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На глубоких горизонтах ныне разведуемых пирит-халькопиритовых жил (№ 5, 12 и др.) Алавердского медноколчеданного месторождения [3] установлены и изучены теллуриды: теллуровисмутит, тетрадимит, гессит и предположительно нагиагит.

Теллуровисмутит количественно резко преобладает над остальными минералами этой группы. Представлен он тонкими прожилками и ксеноморфными зернами, находящимися в ассоциации с халькопиритом, пиритом, кварцем, карбонатами и реже—с тетрадимитом, гесситом и нагиагитом (?). Распределение его в рудах неравномерное: он встречается как в виде отдельных изолированных включений, так и скоплений. Наиболее крупные выделения минерала достигают 1,0—1,2 *мм* и концентрируются в краевых частях агрегативных скоплений халькопирита.

Цвет минерала в отраженном свете белый с розоватым оттенком; двуотражение в воздухе отсутствует, в иммерсии неясно; отчетливо анизотропен с цветным эффектом в серо-голубых и желто-коричневых тонах. Отражательная способность теллуровисмутита, как и других теллуридов, исследовалась в лаборатории минераграфии ИГЕМ АН СССР на установке ПИОР с автоматической регистрацией измерений (аналитик Л. Н. Вяльсов). Опорным эталоном служил пирит из месторождения Акчатау, дублирующим—кремний, аттестованный в Англии (НФЛ), разрешающая способность для диапазона 480—780 *нм*—0,3% *абс*. Значения R для исследованных образцов приведены в таблице.

Рельеф теллуровисмутита ниже, чем у пирита, халькопирита, тетрадимита и гессита и может быть отнесен к I—II группе (по И. С. Волынскому). Величина микротвердости, измеренная на ПМТ-3 при нагрузке 5 *г*, изменяется от 29 до 44 *кг/мм*^{2} ($K_н'$=1,52). Близкими значениям микротвердости и его показателя анизотропии характеризуется теллуровисмутит из Кафанского месторождения [1].

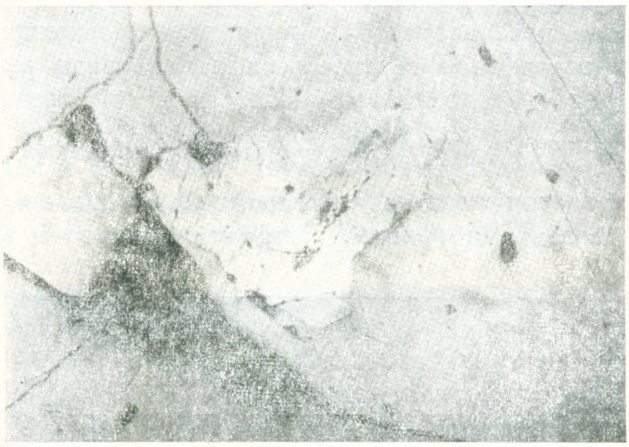
Порошкограмма исследованного образца сходна с эталоном и подтверждает его принадлежность теллуровисмутиту. По параметрам элементарной ячейки: $a_0 = 4{,}380 \pm 0{,}004$ Å; $c_0 = 30{,}54 \pm 0{,}0$ Å минерал сходен с теллуровисмутитом из рудника Уайтхорн, Колорадо (a_0=4,38 и c_0=30,60 [7]).

Изучение химического состава минерала проводилось с помощью МАР-2 в лаборатории рентгеноспектрального анализа МГРИ (аналитик В. Д. Бегизов). Эталонами служили Bi, Pb, Te и Bi_2Te_3 (синтетический), режим работы 35 *кв*. Аналитические линии характеристического рентгеновского излучения: BiL_{α_1} и TeL_{α_1}. По данным анализа—Bi—

52,3% и Te—47,8% ($\Sigma = 100{,}1\%$) — минерал сответствует формуле $Bi_{2.002}Te_{2.997}$.

Тетрадимит встречается в виде ксеноморфных зерен (до 50 *мк*) и диагностируется уверенно только в срастаниях с теллуровисмутитом, которому заметно уступает по отражательной способности (фиг. 1). Рельеф тетрадимита несколько выше такового теллуровисмутита, но ниже, чем у гессита и халькопирита. Величина микротвердости при нагрузке 5 *г* составляет 34—66 *кг/мм²*, что, примерно, соответствует микротвердости тетрадимита из Мисханы и Болидена [2].

Принадлежность исследованного образца к тетрадимиту подтверждена рентгенометрически: по параметрам кристаллической решетки— $a_0 = 4{,}237 \pm 0{,}004$Å и $c_0 = 29{,}50 \pm 0{,}03$Å он сходен с тетрадимитом, изученным Пикоком [6]—$a_0 = 4{,}22$Å и $c_0 = 29{,}49$Å.



Фиг. 1. Структурная подчиненность тетрадимита (светло-серое) и гессита (серое) контурам выделений теллуровисмутита (светлое); основная масса— халькопирит, темное—карбонат. Полир. шлиф. ×200.

Гессит в рудах встречается крайне редко и обычно находится в срастании с теллуровисмутитом и тетрадимитом в виде мелких (до 30—40 *мк*) ксеноморфных зерен (фиг. 1). Отличается он серым цветом и умеренной отражательной способностью (табл. 1). Кривая дисперсии отражательной способности минерала обнаруживает сходство с эталоном на всем протяжении спектра. Рельеф у гессита несколько выше, чем у теллуридов висмута и заметно ниже, чем у халькопирита. Средняя микротвердость минерала при нагрузке 5 *г* по двум замерам составляет 34 *кг/мм²*.

Нагиагит (?) наблюдается в форме клиновидных и пластинчатых включений размером до 30 *мк* в теллуровисмутите. По отражательной способности и цвету минерал сходен с гесситом, отчетливо отличаясь от него профилем дисперсии отражательной способности: в крайней фиолетовой области спектра отражения R нагиагита заметно превышает R гессита и заметно уступает ему в красной области (табл. 1). От ассо-

Таблица 1

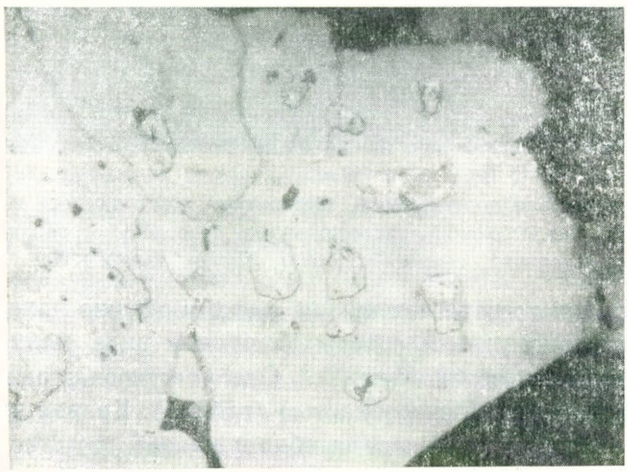
Таблица величин отражательной способности теллуридов

λ, мкк	440	460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660	680	700	720	740
Теллуровисмутит	61,5	62,4	63,3	62,8	62,2	62,5	63,0	63,2	63,4	63,5	64,2	64,8	65,6	66,1	66,3	66,7
Тетрадимит	54,8	55,1	56,3	56,9	58,3	58,9	59,0	58,8	58,6	58,2	58,1	57,9	57,7	57,7	57,6	57,4
Гессит	39,0	38,4	38,2	38,0	38,0	38,3	38,5	38,9	39,3	39,5	39,6	39,9	40,1	40,0	39,9	39,6
Нагиагит (?)	45,7	43,6	41,6	41,3	39,0	38,1	37,2	36,4	35,9	35,9	35,6	35,5	34,8	34,6	35,4	33,6

цирующих с ним в сульфидных рудах теллуридов нагиагит отличается отрицательным коэффициентом дисперсии: $F = (R_{680} - R_{480}) = -6{,}6$. Следует отметить, что имеющиеся в литературе сведения об оптических свойствах нагиагита настолько противоречивы, что «на них трудно ориентироваться» [2, стр. 151]. Видимо, приведенная в настоящей заметке диагностика минерала требует дополнительного подтверждения.

Взаимоотношения теллуридов с пиритом и халькопиритом указывают на более позднее образование первых: теллуриды развиваются в интерстициях зерен сульфидов, проникают в них по трещинкам катаклаза, замещая их.

Теллуровисмутит в пирите проявляет тенденцию к идиоморфизму: преобладают его удлиненные прямоугольные выделения, сходные по форме с метаобразованиями (фиг. 2). Тетрадимит, гессит и нагиагит (?)



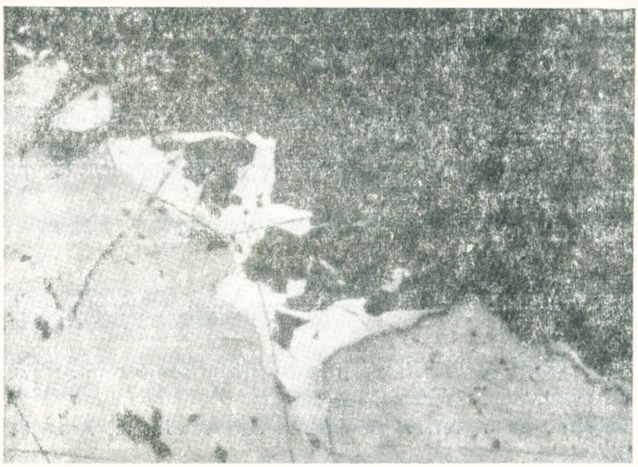
Фиг. 2. Таблитчатые формы выделений теллуровисмутита (светлое) в пирите (светло-серое); серое—халькопирит, черное—карбонат. Полир. шлиф. ×340.

обычно структурно подчинены контурам выделений теллуровисмутита и, по-видимому, близодновременны с ним.

Сходными оптическими свойствами и взаимоотношениями с сульфидами меди и железа характеризуются теллуровисмутит Учалинского [5] и теллуровисмутит и тетрадимит Кафанского [1] месторождений. При-

мечательно, что учалинский теллуровисмутит проявляет тенденцию к идиоморфизму также только в пирите [5].

Более поздним по отношению к теллуридам является кальцит, который рассекает и корродирует их (фиг. 3).



Фиг. 3. Замещение теллуровисмутита (светлое) карбонатом (темное); серое—халькопирит. Полир. шлиф. ×200.

Таким образом, изучение пирит-халькопиритовых руд Алавердского месторождения свидетельствует о наличии в них теллуридов—теллуровисмутита, тетрадимита, гессита и нагиагита (?). Теллуриды здесь являются одними из наиболее поздних минеральных образований, что хорошо согласуется с данными по другим колчеданным месторождениям [1, 2, 5 и др.].

Управление геологии СМ
Армянской ССР, КИМС, МГРИ

Поступила 9.IX.1974.

Վ. Բ. ՍԵՅՐԱՆՅԱՆ, Ս. Շ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ, Ն. Ն. ԶԱՎՅԱԼՈՎ

ԱԼԱՎԵՐԴՈՒ ՊՂՆՁԱԿՈՂՔԵՂԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՊԻՐԻՏ-ՔԱԼԿՈՊԻՐԻՏԱՅԻՆ ՍԱՀԱՆՋԻՆ ՀԱՅՏՆԱԲԵՐՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ալավերդու պղնձակոլչեդանային հանքավայրի պիրիտ-քալկոպիրիտային երակներում մանրադիտակային հետազոտությունների միջոցով հայտնաբերված են տելուրոբիսմուտիտ, տետրադիմիտ, հեսսիտ և, ենթադրաբար, նագիագիտ։ Տետրադիմիտի և տելուրոբիսմուտիտի առկայությունը հաստատված է նաև միկրոսպեկտրալ և ռենտգենյան անալիզներով։ Տելուրիդները զրաղեցնում են քալկոպիրիտի և երբեմն էլ պիրիտի հատիկների միջև եղած տարածությունները, կատակլազի ճեղքերով ցեմենտացնում և տեղակալում են նրանց։

Տետրադիմիան ու հեսսիտն բստ ստրուկտուրայի հարում են տելուրոբիսմուտիտի առաջացումներին և, հավանաբար, իրենց առաջացման ժամանակով խիստ մոտ են նրան։ Տելուրիդների նկատմամբ ավելի ուշ առաջացում է հանդիսանում կալցիտը։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьева Е. Л.* Теллуриды в медных рудах Кафанского месторождения. Известия АН СССР. сер. геолог., № 7, 1970.
2. *Безсмертная М. С., Логинова Л. А., Соболева Л. Н.* Определение теллуридов под микроскопом. «Наука», М., 1969.
3. *Магакьян И. Г.* Алавердский тип оруденения и его руды. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1947.
4. Минералы, том I. Изд-во АН СССР, М., 1960.
5. *Шадлун Т. Н.* Теллуровисмутит из колчеданной руды Учалинского месторождения. ЗВМО, ч. 90, в. 3, 1961.
6. *Perry L. G., Thompson R. M.* X-ray Powder Date for ore minerals. The Peacock Atlas. Mem. Geol. Sos. America, 85, 1962.
7. *Frondel C.* Redefinition of tellurobismuthite and vandesite. Am. J. Sci., v. 238, № 12, 1940.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 55–61, 1975

УДК 550.73

Э. А. КЮРЕГЯН, Ц. О. ЭКСУЗЯН

О РАСПРОСТРАНЕНИИ ГЕРМАНИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Германий относится к наиболее рассеянным элементам земной коры, где его содержание составляет $2 \cdot 10^{-4}$ %.

Представляет большой интерес изучение распространения германия в природных водах, с целью применения гидрохимического метода поиска этого элемента.

По литературным данным известно, что германий обнаружен в азотных термальных водах кристаллических пород [1].

Нами изучалось содержание и поведение германия в водах, отобранных из различных родников некоторых районов Армянской ССР (Туманянский, Разданский, Степанаванский и Кироваканский).

Отобранные пробы воды анализировались в гидрохимической лаборатории Института геологических наук АН Арм. ССР на содержание германия и ряда других элементов.

Определение германия проводилось колориметрическим методом, основанным на цветной реакции германия с фенилфлюороном, образующим в кислой среде коллоидное соединение красного цвета [2].

Мы располагаем результатами анализа 100 проб воды, в которых обнаружен германий; в 50-ти из этих проб определены: натрий, кальций, магний, бикарбонат-ион, сульфаты, хлор-ион и величина pH.

В табл. 1 приведены содержание германия и количество проб по районам.

Таблица 1

Содержание германия в водах районов

Район отбора (административный)	Количество проб	Экстремальные значения, *мг/л*	
		минимум	максимум
Туманянский	72	0,0014	0,035
Разданский	21	0,0012	0,010
Степанаванский	4	0,0035	0,011
Кироваканский	3	0,0028	0,0042

В следующей таблице даны фоновые и аномальные содержания германия по двум месторождениям, в пределах которых отобрано большое количество проб.

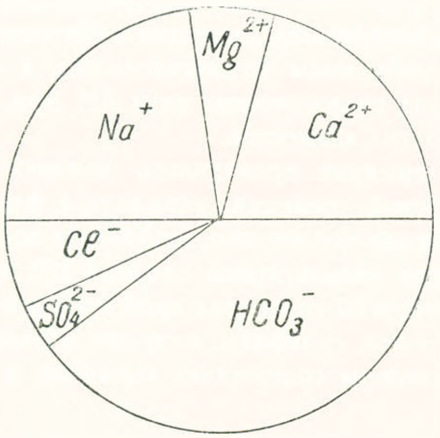
На содержание и миграцию элементов большое влияние оказывает химический состав природных вод.

Таблица 2

Фоновые и аномальные содержания германия в водах

Район отбора	Содержание германия, *мг/л*		
	фоновое	аномальные экстремальные значения	
		минимум	максимум
Туманянский	0,0046	0,005 0,015 0,025	0,015 0,025 0,035
Разданский	0,0038	0,004 0,007	0,007 0,010

Исследуемые воды относятся в основном к классу гидрокарбонатных, натриево-кальциевых вод, в которых преобладают гидрокарбонат и натрий-ионы (фиг. 1).



Фиг. 1. Круг—диаграмма химического состава вод.

Содержание германия в водах колеблется в широком диапазоне: от 0,0014 до 0,035 *мг/л*.

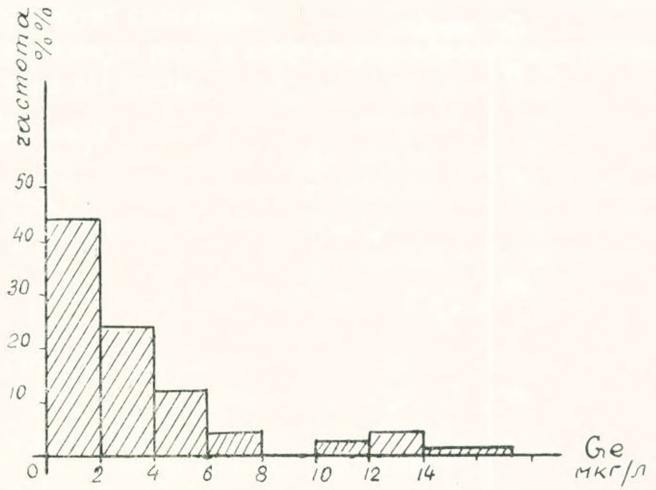
Составленные гистограммы распределения германия в водах Туманянского и Разданского районов (фиг. 2 и 3) показывают, что наиболее часто встречаются пробы, содержащие германий от 0 до 0,004 *мг/л*.

Рассмотрим поведение германия при переносе его водами.

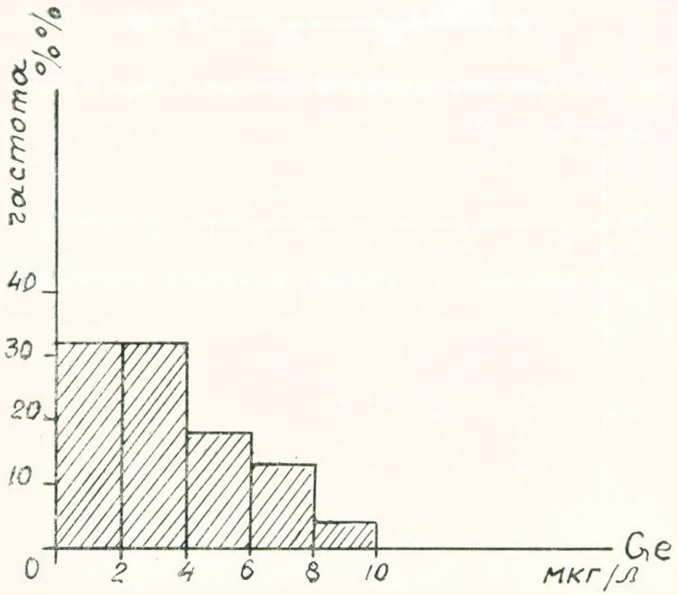
В результате взаимодействия германия с хлорсодержащими водами, образуется четыреххлористый германий $GeCl_4$, который подвергается полному гидролизу

$$GeCl_4 + 2H_2O \rightleftarrows GeO_2 + 4HCl.$$

Реакция обратима и при избытке воды протекает прямо. Как видно по данным фиг. 4, германия тем больше, чем больше в водах хлор-иона: наибольшее количество анализов концентрируется в местах с почти одинаковым количеством хлора.



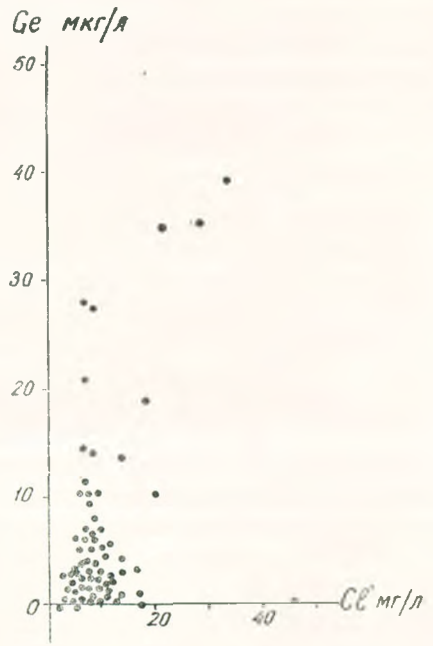
Фиг. 2. Гистограмма распределения содержаний германия в водах Туманянского района.



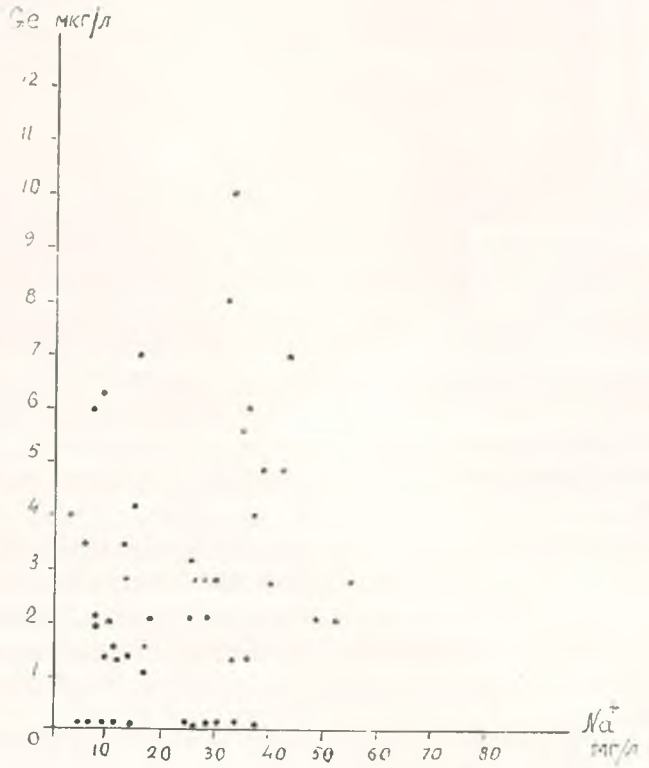
Фиг. 3. Гистограмма распределения содержаний германия в водах Разданского района.

Образующаяся в результате взаимодействия четыреххлористого германия с водой — двуокись германия (GeO_2) — легко растворяется в нейтральных, слабощелочных водах, образуя соли германиевой кислоты H_2GeO_3-германаты, среди которых калиевые и натриевые соли хорошо растворимы.

Содержание натрия в исследуемых водах довольно повышенное (фиг. 1). Поэтому можно представить, что натрий-ион, содержащийся в водах, при взаимодействии с двуокисью германия (GeO_2) образует гер-



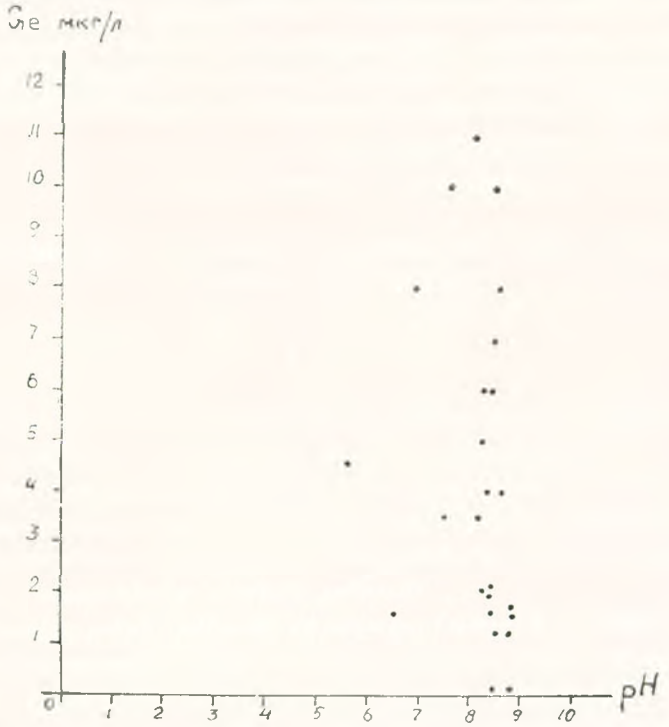
Фиг. 4. Зависимость содержаний германия и хлора в водах.



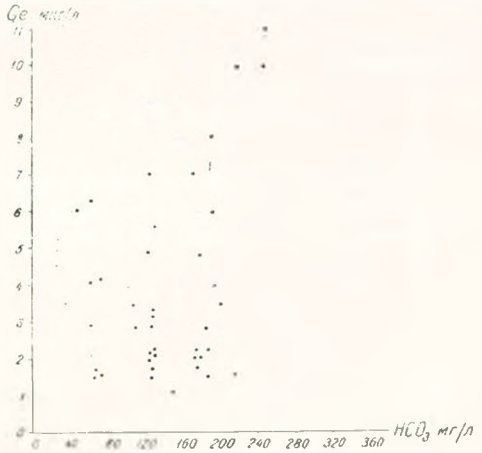
Фиг. 5. Зависимость содержаний германия и натрия в водах.

манаты натрия, хорошо растворимые и легко подвижные. Составленная фиг. 5 иллюстрирует сказанное.

Не менее важную роль в вопросе растворения и переноса элементов играет величина pH среды.



Фиг. 6. Зависимость содержаний германия и гидрокарбонат-иона в водах.



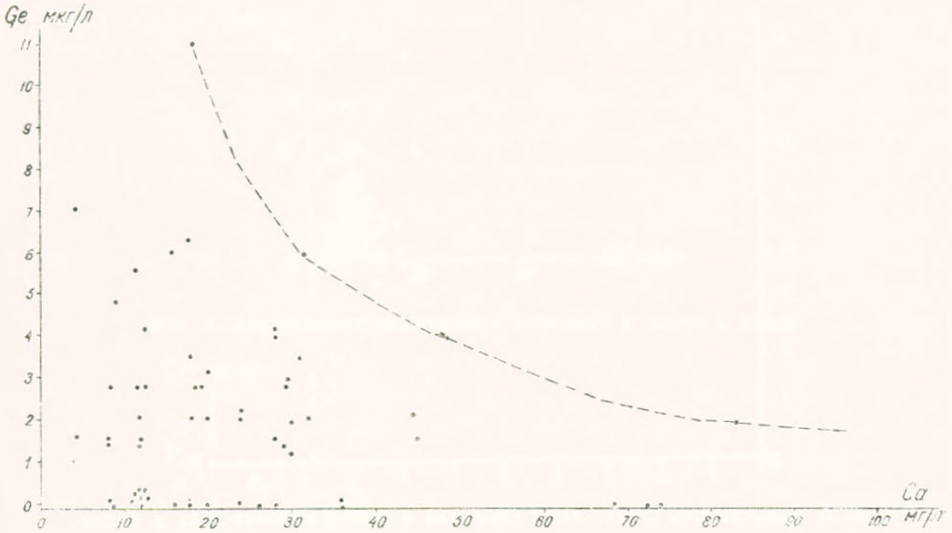
Фиг. 7. Влияние величины pH на наличие германия в водах.

Величина pH вод колеблется от 7,5 до 8,8. Следует сказать, что растворимость германатов натрия проходит интенсивнее в щелочной среде; щелочная среда исследуемых вод характеризуется преобладанием гидро-

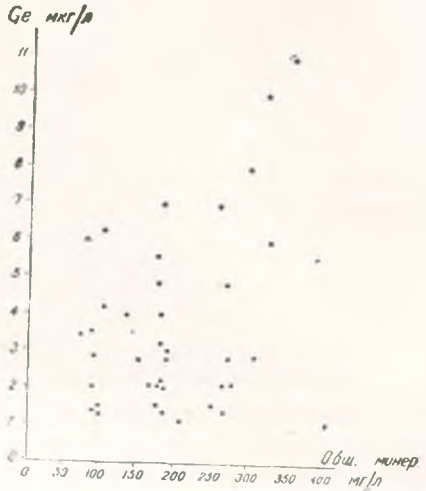
карбонат- и натрий-ионов. Это положение иллюстрируется данными фиг. 6 и 7.

Привлекают внимание соединения германия с кальцием, который представлен в исследуемых водах в довольно значительном количестве. Соединения германия с кальцием — труднорастворимы; с возрастанием содержания кальций-иона уменьшается содержание германия (фиг. 8).

Содержание германия связано и с величиной общей минерализации. По данным фиг. 9, наблюдается увеличение содержания германия с возрастанием общей минерализации вод.



Фиг. 8. Зависимость содержаний германия и кальция в водах.



Фиг. 9. Зависимость содержаний германия и общей минерализации в водах.

Таким образом, природные воды, содержащие в своем составе повышенное количество гидрокарбонат- и натрий-ионов, способствующих образованию легко растворимых германатов натрия в щелочной среде, создают, по-видимому, те благоприятные условия, которые обеспечивают широкую миграцию германия.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.XII.1973.

Է. Ա. ԿՅՈՒՐԵՂՅԱՆ, Ժ. Հ. ԷԿՍՈՒԶՅԱՆ

ԳԵՐՄԱՆԻՈՒՄԻ ՏԱՐԱԾՈՒՄԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՈՐՈՇ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ՍՏՈՐԳՏՆՅԱ ՋՐԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում արծարծված են Հայկական ՍՍՀ տարբեր շրջաններից վերցված (100 նմուշ) ջրերի մեջ գերմանիումի որոշման արդյունքները։

Ստացված արդյունքներից երևում է, որ հետազոտվող ջրերը պատկանում են հիդրոկարբոնատ-նատրիումա-կալցիումային խմբին։ Հետազոտվող ջրերում հիդրոկարբոնատ և նատրիում իոնները նպաստում են գերմանիումի լուծմանը և նրա տարածմանը բնական ջրերում։

Հետազոտվող ջրերի հիմնային միջավայրը (պայմանավորված ջրերի pH-ի մեծությամբ) աջակցում է գերմանատների լուծմանը։ Գերմանիումը քլորի հետ առաջացնում է բաղադրիչ միացություն, որը լրիվ հիդրոլիզվում է, այս պրոցեսը ևս նպաստում է գերմանիումի տարածմանը ջրերում։ Նկատվում է նաև ընդհանուր միներալացման ազդեցությունը գերմանիումի քանակության վրա՝ ընդհանուր միներալացման աճին համընթաց աճում է գերմանիումի պարունակությունը ջրերում։

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Крайнов С. Р.* О геохимии фтора, вольфрама и германия в азотных термальных водах кристаллических пород. «Геохимия», № 11, 1965.
2. *Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю.* Методы анализа природных вод. «Недра», М., 1970.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 62—67, 1975

УДК 551.12

И. Г. СИЛИН

ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКЕ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИКИ

В последние годы в литературе все чаще и чаще обсуждаются новые аспекты геологических исследований, основанных на идеях мобилизма. Среди множества геотектонических гипотез, объясняющих происхождение земной коры, лишь малое число заслужило широкое признание и применялось практически в качестве рабочих концепций.

Широкий разворот геолого-геофизических исследований суши и океана в последнее десятилетие, в особенности исследований по международным проектам и, в частности, по проекту «Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры», выдвинутому В. В. Белоусовым, исследование новых площадей и глубин Земли, ранее недоступных для изучения, привели к установлению фактов, которые не укладывались в рамки существующих геотектонических гипотез и, в частности, концепции геосинклиналей.

В основу развития идей неомобилизма большой вклад внесли сейсмология, морские сейсмические, гравиметрические, магнитометрические методы, геометрические исследования и палеомагнетизм. Открытие особого аномального поля океанического типа наилучшим образом объясняется с позиций разрастания океанического дна в условиях регулярных инверсий главного геомагнитного поля, благодаря чему карты изохрон возраста океанического дна, составленные по картам магнитных аномалий, позволяют восстановить историю движения дна и проводить реконструкцию дрейфового положения материков.

Прослеживание в океанах сейсмических поясов послужило основой для предсказаний глобальной системы огромных поднятий на дне океана. Исследование напряжений в очагах землетрясений выявило растягивающий характер напряжений в рифтовых трещинах и подтвердило трансформный характер движения в океанических зонах разлома. Оценка коэффициента поглощения сейсмических волн в районах островных дуг легла в основу гипотезы о погружении литосферных плит под желобами, в пользу которой свидетельствуют также и распределения напряжений на поверхности Беньоффа. Изучение сейсмичности в глобальном масштабе позволило выделить границы литосферных плит.

Новые геофизические данные требовали своего истолкования. После удачного объяснения некоторых главных феноменов, была сформулирована новая геотектоническая гипотеза, завоевывающая все более новых сторонников—гипотеза мобильных литосферных плит, претендующая на роль гипотезы новой глобальной тектоники.

Основные положения концепции тектоники плит, вызвавшие значительные сдвиги в представлениях об основных процессах развития земной коры: осадконакопления, магматизма, эволюции геосинклиналей, подвижных зон и орогенических поясов, были сформулированы в 1968 году.

У. Митчел и Г. Ридинг [13], выделив с позиций концепции тектоники плит четыре типа геосинклиналей (атлантический, андский, островной дуги и Японского моря) и три типа орогенеза (андский, островной дуги и гималайский), определили особенности осадконакопления в геосинклиналях. В 1971 г. они предложили модель островной дуги и стадии ее эволюции.

Дж. Дьюи и Дж. Бёрд [8], исходя из предположения о том, что орогенические пояса являются результатом тангенциальных движений литосферных плит, а доорогеническое геосинклинальное накопление осадков происходило в тех же условиях, которые теперь установлены в океанах и на окраинах континентов, рассмотрели фазы циклического развития океанов, континентальных окраин и орогенов: 1) растяжения и разрыва континента (открытие океанического бассейна); 2) растяжения-сжатия (начало поглощения плиты) и 3) сжатия (сокращения океана, столкновение плит и образование паратектонического орогена). Кроме того, в дополнение к типам геосинклиналей М. Кея (1955), они выделили истинные геосинклинали, развивающиеся на коре океанического типа: лептогеосинклинали (абиссальные океанические плато и срединноокеанические хребты), идиогеосинклинали—малые океанические бассейны (окраинные моря), глубоководные желоба, островные дуги (ортотектонические орогены) и кайпегеосинклинали, сформированные на переходной коре от океанической к континентальной. Дьюи и Бёрд предложили модели развития горных складчатых поясов: кордильерского типа и типа столкновения (столкновение островной дуги и континента и двух плит с континентальной корой) и проанализировали геологические особенности образования и становления офиолитовых серий и их значение для расшифровки эволюции орогенических поясов.

Одновременно с теоретическими разработками глобальной и региональных моделей развития земной коры исследователи приступили к анализу эволюции складчатых поясов и отдельных регионов с позиций мобилизма. Одной из первых появилась работа Дж. Дьюи [7] по Аппалачам. В дальнейшем были проанализированы эволюции Кордильер Канады [14]; Индонезийского архипелага [12], шотландских каледонид [15], Венесуэльских Анд [17], бассейна Амазонки [9], Центральных Анд [11], Тасманской геосинклинали [16], уралид [10], герцинид Монголии [1], Северо-Востока СССР [6], Центрально-Азиатского складчатого пояса [2] и другие. Начато выяснение истории развития отдельных территорий (щитов) Северной Америки и Африки в докембрии. На тектонической секции Международного геологического Комитета в 1972 году рассматривалась эволюция территории Ирана, Ньюфаундленда, Гималаев, Калифорнии, Южных Альп, Антарктики и других районов, а от-

дельные доклады были посвящены важным структурным элементам тектоники плит—трансформным разломам и зонам поглощения.

По современным представлениям твердая оболочка Земли—литосфера включает земную кору и самую верхнюю часть верхней мантии. Она состоит из некоторого количества гигантских пластин или плит,—геоплит, площадь которых в тысячи раз превышает их толщину. Геоплиты отделены друг от друга границами трех типов. Первый, главный тип границы—это оси разрастания срединных хребтов: вдоль них происходит постоянный процесс добавления лавы и нарастания новой коры, в них действуют силы растяжения. Второй тип границ образует зоны погружения или сокращения коры, и здесь господствуют силы сжатия: эти границы в океанах образованы глубоководными желобами и островными дугами, а на суше—молодыми складчатыми горами. Наконец, третий—подчиненный тип—это разломы, разделяющие плиты. Движения на этих границах носят характер скольжения плит друг относительно друга и не сопровождаются ни возникновением новой коры, ни ее уничтожением (погружением).

Установлено, что по толщине и составу литосферы, основные или главные современные плиты могут быть двух типов: 1) океаническими, 2) смешанными, т. е. образованными как материковой, так и океанической литосферой. Характерно, что большого размера плит, типа полных современных материков, содержащих только материковую литосферу, нет.

Уточнение границ геоплит и специфики развития привело к тому, что в настоящее время их насчитывается более двух десятков. Вся геоплита движется как единое целое со скоростью от 1 до 12 *см/год*.

Гипотеза мобильной литосферы совершенно по-новому рисует картину поведения верхних оболочек Земли. Она придает решающее значение горизонтальным движениям, не отрицая при этом вертикальных движений, но придавая им подчиненное значение. Дрейф материков, по современным представлениям, оказывается только составной частью движения геоплит, поскольку сами материки входят в состав смешанных геоплит. Механизм движения геоплит получается совершенно иным, чем это представляли себе ранние мобилисты, например, Вегенер. Если прибегать к распространенной аналогии айсбергов, то материки оказываются «айсбергами», которые дрейфуют не в одиночку, а вместе с «ледяными полями» (океаническими частями геоплит), в которых они зажаты. При этом дрейфуют они не по базальтовой постели, а по астеносфере, т. е. по размягченной части мантии.

Причина движения геоплит однозначно также не установлена. Предполагается, что ведущая роль принадлежит конвекции, если связать ее с особым режимом температур и давлений, который обусловлен погружением холодной литосферной геоплиты в горячую астеносферу на большие глубины, и различными гравитационными эффектами.

Надо сказать, что в настоящее время характер движения крупных пластин земной коры изучен лучше, чем причины их вызывающие. Эта

проблема является одной из труднейших, и именно она дает наиболее веские аргументы противникам мобилизма.

Итоги современных геофизических данных показали огромный прогресс, который был достигнут в проблеме изучения строения и динамики земной коры в последнее десятилетие и привели к коренным изменениям в геологических воззрениях.

Именно геофизические данные, и особенно аномальное магнитное поле, его характерный рисунок на океане, впервые натолкнули на мысль о новообразованиях земной коры в рифтовых зонах океана и возможность ее перемещения. Уникальная полосчатая структура океанического магнитного поля буквально загипнотизировала геофизиков, занимающихся земной корой и, в какой то мере, отвлекла их внимание от исследования в эти годы геофизических полей материков. В то же время интуитивные догадки и большие теоретические разработки в интерпретации магнитного поля океанов подготовили почву для аналогичного исследования поля материков в целях дальнейшей проверки гипотезы движения литосферных плит как в далеком, так и в недалеком прошлом.

В настоящее время нет полных и равнозначных аэромагнитных съемок для всех материков, особенно южного полушария, в связи с чем невозможно провести сопоставление глубинных геомагнитных разрезов, сейсмических разрезов глубинного сейсмического зондирования и геоэлектрических разрезов с последующей корреляцией этих разрезов для реконструируемых участков материков. Поэтому дальнейшее проведение аэромагнитных съемок для всех материков (а не только для океанов) должно быть первоочередной задачей в решении проблемы недавнего разъединения крупных блоков земной поверхности, проблемы дальнейшего доказательства гипотезы мобильных литосферных плит. Результаты этих фундаментальных исследований, комплексная корреляция карт и разрезов могут явиться той последней гирей на чаше весов, которая поставит точку этой дискуссии века.

Итак, геофизические данные легли в основу разработки новой геотектонической гипотезы и, по-видимому, будут служить дальнейшему укреплению ее базиса. Из нового подхода к истории развития верхней части Земли—земной коры, следует, что геофизические исследования должны найти свое место не только в решении фундаментальных проблем, но и многих частных задач, связанных с практическими проблемами поисков полезных ископаемых. Например, до сего времени при поисках структур в осадочной толще в соответствии с представлениями о преобладающей роли вертикальных движений придавалось неоправданно большое значение рельефу и структуре фундамента. Осадочному комплексу в этих случаях приписывалась пассивная роль, возможная активность его в пределах регионов не изучалась. Вероятно, будет представлять особый интерес изучение не только геометрии, но и динамики осадочной толщи, и она составит предмет пристального внимания по мере освоения гипотезы литосферных плит как элемент особо важный в прогнозировании месторождений нефти и газа. Очень возможно, что

именно такими движениями, т. е. самостоятельными перемещениями отдельных осадочных комплексов в земной коре, вызванных перераспределением напряжений, объясняются многие регионы, характеризующиеся неунаследованными структурами в осадочном чехле, смещением осей структур по различным стратиграфическим (литологическим) комплексам, и ряд других, не всегда понятных с точки зрения классической тектоники, явлений.

В решении перечисленных вопросов, крайне важных в практическом отношении, должны сыграть большую роль геофизические методы, в частности разведочная сейсморазведка. Не меньшую роль должна сыграть и гравиразведка. Анализ гравитационных аномалий в случаях отсутствия прямой связи аномалий и рельефа фундамента, наверное, сможет подсказать новые, иные решения по тектонике осадочного чехла, чем это принималось ранее. Не случайно, что прямые и обратные соотношения аномалий и структур обычно несвойственны локальным участкам, а, как правило, проявляются в огромных регионах.

Остро должен быть поставлен вопрос об анализе источника сноса в областях мощных осадочных бассейнов и тщательно изучена проблема баланса вещества системы снос-накопление. Смысл этого акцента в данном случае заключается в том, что при комплексном анализе областей сноса и масс осадочного материала часто возникает вопрос—откуда могли быть принесены такие массы материала? Возможно, что для удовлетворительного решения этого вопроса в конкретном районе потребуется привлечь материковые массивы, «отдрейфовавшие» от своего прежнего положения, и это прольет существенный свет на историю геологического развития района. Примером такого парадокса осадконакопления может быть Баренцово море.

Весьма важным является выявление и изучение древних границ геоплит, характера их сочленений, т. е. определения, были ли эти области разрастания или области поглощения в прошлом. В настоящее время достаточно трудно дать определенные практические советы, как проводить эти работы, но уже можно сказать, что новый, всесторонний анализ аномального магнитного поля любого региона будет весьма полезен. Надо обратить особое внимание на поиски зон разломов типа сдвигов, которые могут иметь протяженность от единиц до сотен и даже тысяч километров.

Итак, проблемы мобилизма—проблемы, казалось бы далекие от повседневных практических задач,—в действительности уже сегодня вторгаются к нам в дом, они заставляют проводить исследования и интерпретацию, если и не с новых принципиальных позиций, то, по крайней мере, оглядываясь на них, учитывая особенности тектонических процессов, протекающих в осадочной толще, в метаморфических и магматических комплексах.

Институт истории естествознания и техники
АН СССР

Поступила 15.V.1974.

Ի. Գ. ՍԻՎԻՆ

ՆՈՐ ԳԼՈԲԱԼ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՅԻ ՊԱՏԿԵՐԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ԶԱՐԳԱՑՈՒՄԸ ԳԵՈՖԻԶԻԿԱՅԻ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում բերված է նեոմոբիլիզմի գաղափարների քննարկումն ըստ տարբեր հեղինակների պատկերացումների։ Նշվում է սեյսմոլոգիայի, ծովային սեյսմիկական, գրավիմետրիական, մագնիսամետրիական մեթոդների, գեոթերմիկական և պալեոմագնիսական ուսումնասիրությունների մեծ նշանակությունն այդ գաղափարների զարգացման գործում։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С.* Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса. В сб.: «Пробл. теор. и региональной тектоники», «Наука», М., 1971.
2. *Зоненшайн Л. П.* Геосинклинальный процесс и новая глобальная тектоника, «Геотектоника», № 6, 1971.
3. *Ковалев А. А.* Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа. «Геология рудных месторождений», № 5, 1972.
4. *Пейве А. В., Штрейс Н. А.* и др. Океаны и геосинклинальный процесс, Доклады АН СССР, т. 196, № 3, 1971.
5. *Хаин В. Е.* О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах. «Геотектоника», № 4, 1972.
6. *Churkin M.* Western boundary of the North American Continental plate in Asia. Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, vol. 83, № 4.
7. *Dewey J.* Evolution of The Appalachian Caledonian orogen., „Nature", vol. 222, 1969, 124—129.
8. *Dewey J., Bird J.* Plate tectonics, orogen and continental growth. Nature, 1970, vol. 225.
9. *Guimarees D.* Genese de bacia amazonica, „Rev. Esc. minas", v. 29, № 1, 1971, 24—26.
10. *Hamilton W.* The uralides and the motion of the „Russian and Siberian platforms". Bull. Geol. Soc. Amer., v. 81, № 9, 1970, 2553—2576.
11. *James D. E.* Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. „Bull. Geol. Soc. Amer.", v. 82, № 12, 1971, 3325—3346.
12. *Katili J. A.* A revue of the geotectonic theories and the tectonic maps of Indonesia. Earth-Sci. Revs., v. 7, 1971, 143—163.
13. *Mitchell A., Reading H.* Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. Journ. of Geol., 1969, vol. 77, № 6.
14. *Moen A. D.* Symposium on tectonism of the Pacific Nord-West. „Trans Amer. Geophys. Union", v. 52, № 9, 1971, 628—645.
15. *Nicholson R.* Faunal provinces and ancient continents in the Scandinavian Caledonides. „Bull. Geol. Soc. Amer.", v. 82, № 8, 1971, 2349—2355.
16. *Oversby B.* Paleosoic plate tectonics in the southern Tasman Geosyncline. „Nature", v. 234, № 46, 1971, 45—47.
17. *Shagam R.* Evolucion tectonica de los Andes venezolanos. „Bol. Geol." Publ. espec. № 5, 1971, 243—245.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 68—77, 1975

УДК 550.834

К. Х. АРМЕНАКЯН

О СТРОЕНИИ СОЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ АРАРАТСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

В настоящее время быстрорастущая химическая промышленность, а также многие отрасли народного хозяйства требуют огромных количеств различных природных солей или продуктов ее обработки. Располагая несколькими тысячами месторождений соли, из которых некоторые имеют мировое значение, Советский Союз занимает первое место по запасам соли. Однако, большие запасы каменной соли не исключают необходимости широких поисков и разведки новых соляных месторождений в разных районах нашей страны.

Известно, что соли и продукты их переработки широко применяются в различных областях народного хозяйства—сельском хозяйстве, медицине, фотографии, в быту, пиротехнике, электрометаллургии, в текстильной, химической, стекольной, кожевенной, спичечной, красильной и других отраслях промышленности. Открытие Аванского месторождения соли в Армении сыграло большую роль в развитии народного хозяйства, особенно в развитии химической промышленности республики.

Специальных работ по выявлению соляных месторождений и изучению строения соленосных отложений в Армении не было поставлено. Однако, в процессе бурения на нефть и газ, в пределах Приереванского района в 1949—1952 гг. были выявлены первые мощные залежи каменной соли. Позднее геолого-поисковыми работами на нефть и газ (глубоким и структурным бурением) установлено наличие соли и в других районах Араратской впадины. Геологическим изучением соленосных отложений занимался ряд специалистов: А. Е. Амроян, А. Т. Асланян, А. А. Габриелян, А. И. Месропян; позднее Р. А. Аракелян, С. К. Арзуманян, М. А. Мовсесян, А. А. Иванов, В. П. Кириков и другие.

К настоящему времени накоплен значительный материал сейсмических исследований МРНП, МПОВ, который в комплексе с данными бурения и сейсмокаротажа позволил получить новые сведения о геологическом и литофизическом строении соленосно-гипсоносной свиты Араратской впадины.

Месторождения соли Армении среднемиоценового возраста относятся к месторождениям ископаемых солей, обязанных своим происхождением испарению морских лагун. Они сосредоточены в пределах нескольких бассейнов, частично или полностью изолированных друг от друга (Севанский, Ереванский, Приараксинский), прослеживаются на десятки километров и уходят за пределы Армении в Нахичеванскую автономную республику и далее в Турцию. Образование отдельных бассейнов, в частности Ереванского и Приараксинского, и выпадение в них

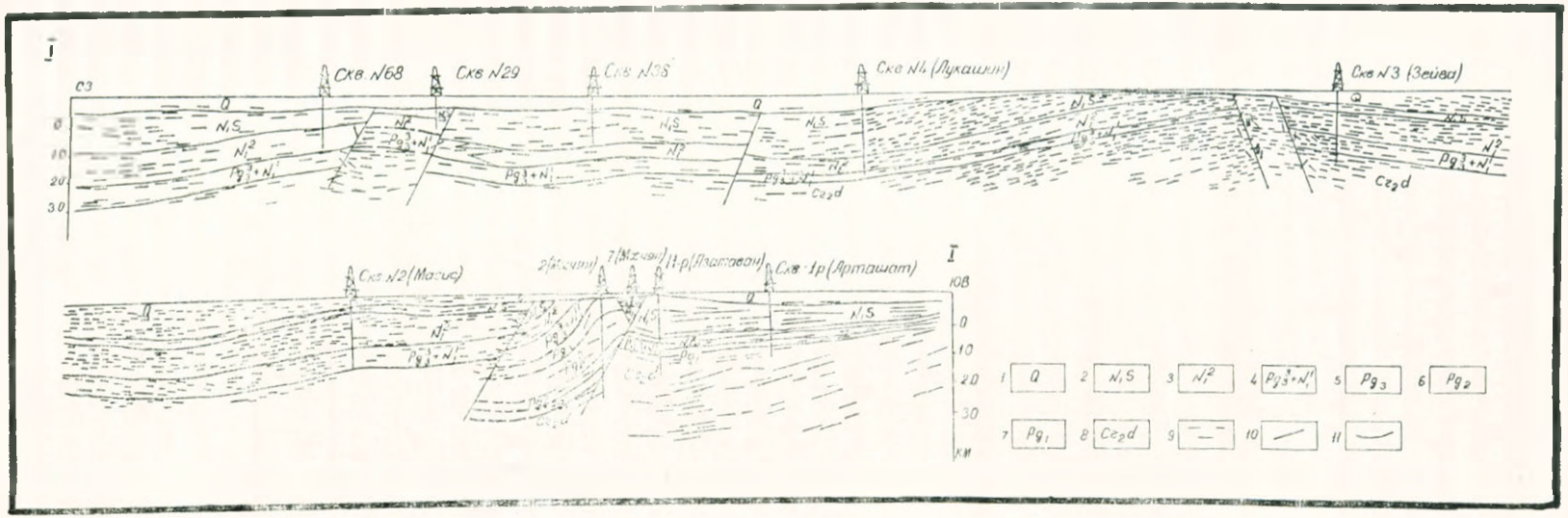
соленосных осадков стали возможны благодаря поднятию Шорахбюрской антиклинали, Паракар-Енгиджинского горста и др., способствующих расчленению единого бассейна на ряд мелких бассейнов и нарушению связи последних с открытым морем. Следует заметить, что на различных площадях соленосно-гипсоносный комплекс имеет различное строение: местами он смят в крутые складки с углами падения до 80—90° (Аванский участок), местами это пологие пластовые залежи или смятые в пологие антиклинали и синклинали (Нахичеванское и Приараксинское месторождения).

В данной статье приводится описание геологического строения и литофизической характеристики Приараксинского и Ереванского соленосных бассейнов Араратской впадины по данным сейсморазведки и бурения.

Приараксинский соленосный бассейн занимает центральную часть Араратской впадины и расположен юго-западнее Паракар-Енгиджинского горста, отделяющего его на севере от Ереванского соленосного бассейна; на юго-западе граница соленосного бассейна проходит за скважиной № 2—Герань-совхоз, на северо-западе—за скважиной № 15—Кармрашен; на востоке границей является Мхчянский горст, за пределами которого вскрыта лишь ангидритовая толща; южная граница не определена, по всей вероятности, она уходит за пределы республики.

В пределах бассейна имеются участки относительного опускания и поднятия, выявленные и уточненные данными сейсморазведки (фиг. 1). Зоны наибольшего погружения располагаются между скважинами №№ 2—Масис и 3—Зейва, и в районе скважины № 4—Лукашин; они соответствуют Раичларскому и Лукашинскому гравитационным минимумам. Приподнятая зона выявлена несколько западнее скважины № 3—Зейва, где отложения соленосной свиты близко подходят к дневной поверхности. Отложения сармата, как видно по отражающим площадкам, выклиниваются и соль залегает непосредственно под небольшим слоем современных образований, с чем, по-видимому, связано засоление почв подземными водами и наличие на дневной поверхности солончаков в данном районе. Другая, относительно приподнятая, зона расположена восточнее скважины № 2—Масис.

Мощность соленосно-гипсоносной свиты изменяется независимо от глубины погружения. Максимальная мощность свиты вскрыта скважинами №№ 2—Масис (1280 *м*), 12—Неджерлу (1360 *м*); западнее в скважинах №№ 3—Зейва мощность свиты—940 *м*, 4—Лукашин—500 *м*, 37—Кармрашен—40 *м*, а в скважинах №№ 29, 68 отложения этой свиты фациально замещены песчано-глинистой октемберянской толщей того же возраста. В юго-восточном направлении, после зоны отсутствия соленосно-гипсоносной свиты на Мхчянском горстовом поднятии, в скважинах №№ 11—Азатаван, 1—Арташат она представлена 200 *м* пачкой ангидрита. В целом, в северо-западном, юго-восточном и северо-восточном направлениях мощность соленосно-гипсоносной свиты уменьшается.



Фиг. 1. Региональный сейсмогеологический профиль I—I' Араратской котловины (сост. И. В. Осипова, К. Х. Арменакян). 1. Четвертичные образования. 2. Отложения сармата. 3. Отложения среднего миоцена. 4. Отложения верхнего олигоцена-нижнего миоцена. 5. Отложения олигоцена. 6. Отложения эоцена. 7. Отложения палеоцена. 8. Отложения датского яруса. 9. Сейсмические площадки. 10. Тектонические нарушения. 11. Сейсмогеологические границы.

Как видно из представленного регионального сейсмогеологического профиля, по данным МРНП и бурения, можно выделить следующие структурные этажи:

1. Подсолевой структурный этаж, представленный терригенно-карбонатными отложениями верхнего олигоцена—нижнего миоцена, дат-палеоцена, верхнего мела и может быть более древних пород, характеризуется сложным строением. Судя по отражающим площадкам, эти отложения крупными разломами разделены на отдельные приподнятые и опущенные блоки. Мощность подсолевых отложений порядка 3—3,5 *км*.

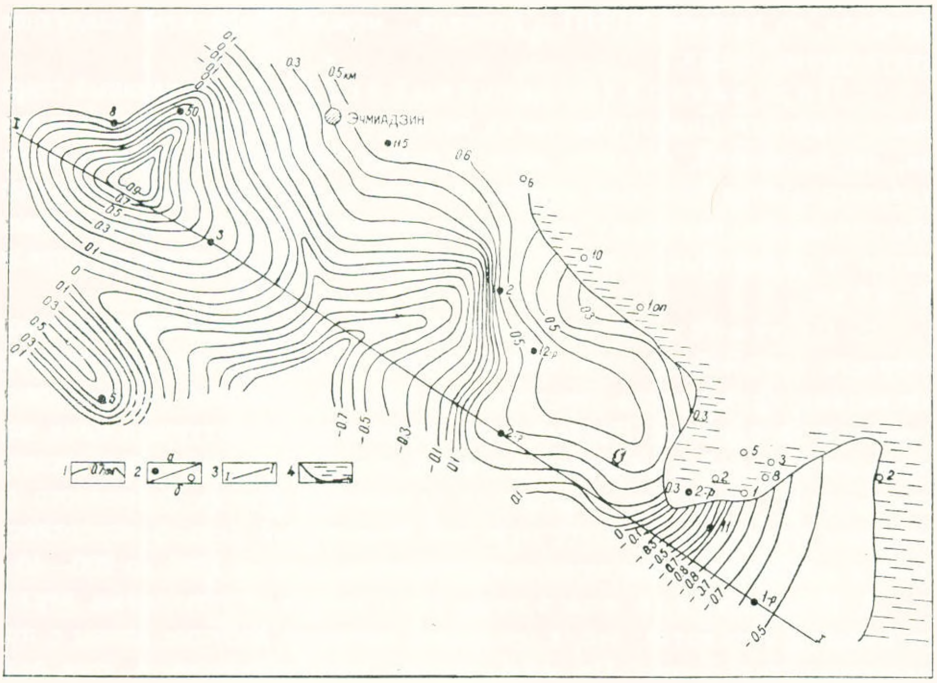
2. Соленосный структурный этаж среднемиоценового возраста представлен пластами каменной соли, местами загрязненной частицами глин, иногда чередованием пластов каменной соли с глиной, гипсом и ангидритом. Данный этаж определяет структурный план надсолевого комплекса: областям поднятий поверхности соли соответствует уменьшение мощности надсолевых отложений, иногда до полного отсутствия последних. Следует отметить изменчивый рельеф поверхности соли и связанные с ним изменения мощности соли от 1360 до 200—40 *м*.

3. Надсолевой комплекс представлен отложениями верхнего миоцена (сармата); это, в основном, довольно плотные глины с прослойками песчаников. По сейсмическим данным мощность этих отложений изменяется в зависимости от положения поверхности соленосного этажа и колеблется в пределах 200—1600 *м*.

4. Покровный этаж—четвертичные образования залегают почти горизонтально и представлены озерно-речными и вулканическими породами.

По данным сейсморазведки МРНП, с привлечением материалов МПОВ, составлена схематическая структурная карта по кровле соленосно-гипсоносной свиты Приараксинского бассейна, охватывающего центральную часть Араратской впадины (фиг. 2). Данный бассейн представляет крупную структуру, имеющую сложную конфигурацию в плане. По простиранию размеры бассейна достигают 40 *км* при ширине 12—20 *км*. На карте вырисовываются три антиклинали—Зейва, Маркара, Масис, разделенные синклиналями; Зейвинская и Масисская структуры разделены синклинальным прогибом, соответствующим Ранчпарскому минимуму. Выявленные структуры имеют широтное простирание, согласующееся с общим простиранием бассейна. Минимальная глубина залегания поверхности соли отмечена на своде Зейвинской структуры, где кровля соли находится под небольшим слоем современных образований и сарматских глин, и Масисской—равной 250 *м*. Углы падения от сводов структур к их крыльям доходят до 30 и более градусов, а на глубине 1—1,3 *км* в центральных частях синклиналей выполаживаются от 0 до 5°.

По горизонтам надсолевого и подсолевого комплексов эта территория имеет сложное тектоническое строение, особенно подсолевой этаж, характеризующийся блоковым строением. Следует отметить, что установ-



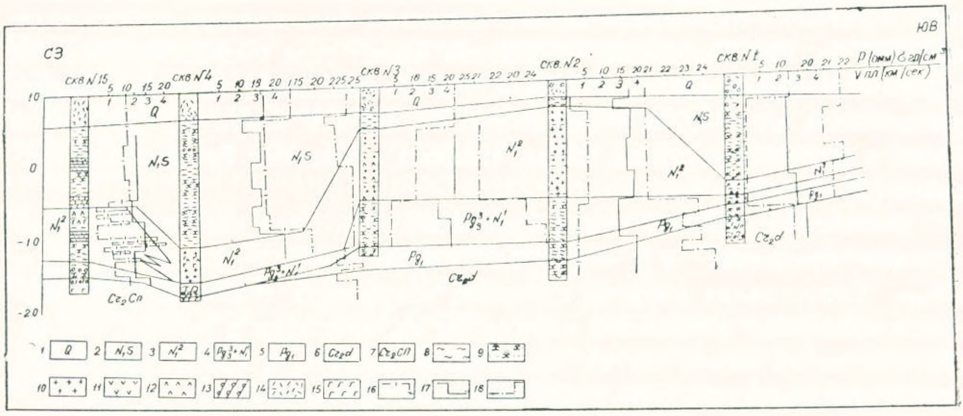
Фиг. 2. Схематическая структурная карта кровли соленосно-гипсоносной свиты Прираксинского соленосного бассейна по данным сейсморазведки (МРНП, МПОВ) (составил К. Х. Арменакян). 1. Изогипсы кровли соленосно-гипсоносной свиты. 2 а) Скважины, вскрывшие соленосно-гипсоносную свиту; б) Скважины, в разрезе которых отсутствуют отложения соли. 3. Региональный сейсмогеологический профиль по линии 1—1. 4. Области отсутствия отложений соленосно-гипсоносной свиты.

лено совпадение структур подсолевого комплекса со структурами солевого этажа [3, 4].

Литофизическая характеристика соленосно-гипсоносной свиты Прираксинского бассейна в широтном направлении приводится на фиг. 3. Как видно из профиля (табл. I), физические свойства соленосно-гипсоносной свиты изменяются в широких пределах.

Литологический состав соленосно-гипсоносной свиты и физические свойства изменяются как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. По вертикали разрез делится на нижнюю—ангидрит, соль и верхнюю—гипс, глины, алевролиты, с чем и связана дифференциация скоростей и плотностей. В горизонтальном направлении свита представлена чистой солью, слабозагрязненной в центральной части бассейна с высокими значениями пластовых скоростей ($V_{пл.}$ =3,8—4,8 *км/сек*); на северо-западе и юго-востоке преобладают глины, гипс, ангидрит и скорость соответственно уменьшается до 2,9—2,2 *км/сек*.

Ереванский соленосный бассейн сейсморазведкой изучен недостаточно—проведен небольшой объем сейсмокаротажных работ и определены скорости упругих волн по образцам в лабораторных условиях. Этот район, однако, достаточно изучен структурным и глубоким буре-



Фиг. 3. Схема изменения физических свойств отложений осадочного чехла. Араратская котловина (составил К. Х. Арменакян). 1. Четвертичные образования. 2. Отложения сармата. 3. Отложения среднего миоцена. 4. Отложения верхнего олигоцена—нижнего миоцена. 5. Отложения палеоцена. 6. Отложения датского яруса 7. Отложения коньяка. 8. Глина. 9. Песчаник. 10. Соль. 11. Гипс. 12. Ангидрит. 13. Конгломерат. 14. Базальт. 15. Интрузии. 16. График *Ромм.* 17. График $V_{пл.}$ *(км/сек)*. 18. График плотности—σ *(гр/см³)*.

Таблица 1

Физические свойства соленосно-гипсоносной свиты

№ скважин	Пластовая скорость (*км/сек*)	Средняя $\sigma_{ср}$ относность (*гр/см³*)	Среднее удельное электрическое сопротивление (*омм*)
1— Арташат	2,9	2,1	2,0
2— Масис	3,5—4,4	2,2	7,2
3— Зейва	4,2	2,16	9,8
4— Лукашин	4,5	2,2—2,3	5—10
15—Кармрашен	2,2	2,0	5

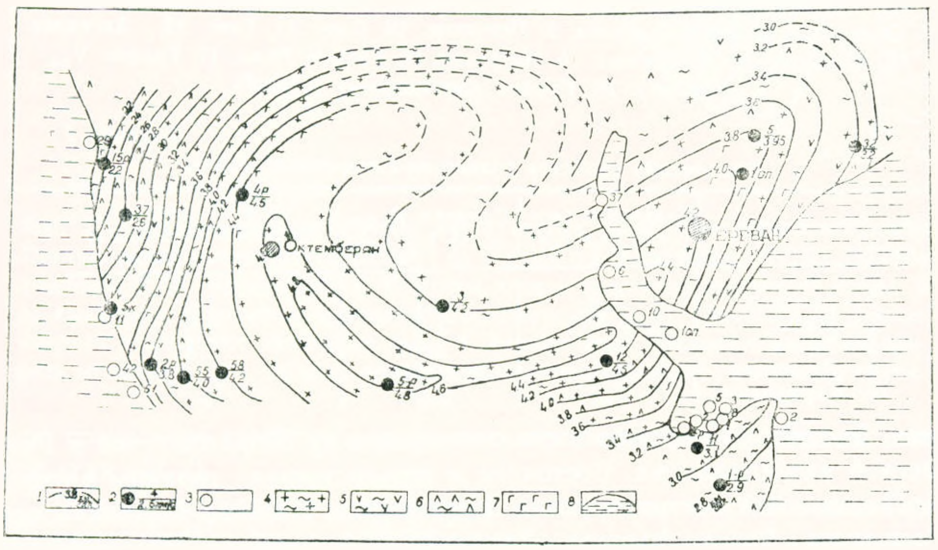
нием. Бассейн расположен в синклинали между Шорахбюрской и Раздаиской антиклиналями. Восточная и юго-восточная границы распространения солей контролируются Джрвежским, Паракар-Енгиджинским и западная—Раздан-Араилер—Аштаракским разломами. Максимальная мощность, вскрытая скважинами №№ 1, 7—Аван, достигает 1000—1060 *м*. Аванская залежь представлена мощными пластами до 50—90 *м* каменной соли с небольшими пропластками (2—5 *м*) глин. Сокращение мощности соли наблюдается к юго-западу от с. Аван, в Шаумянском районе (скв. № 4 и 5), где мощность свиты не превышает 160—200 *м*, а каменная соль резко отличается от Аванской своей загрязненностью глиной. Уменьшение мощности соли отмечается и на юге от с. Аван, где в скважинах №№ 9 и 12—Чарбах она доходит до 380—145 *м*: еще южнее (скв. №№ 10 и 1—оп. Тазагюх—31—Шорахбюр) соль отсутствует. Минимальная мощность свиты, вскрытая скважиной № 14 — Раздан, равна 40 *м*.

Таким образом, мощность соленосной свиты уменьшается в юго-западном и юго-восточном направлениях.

По ряду косвенных признаков, установленных на основе структур-

ного и литолого-палеографического анализов, большинство исследователей считает, что соленосные отложения имеют свое распространение на севере и северо-западе до оз. Севан. На это указывает наличие мощных миоценовых, в том числе и соленосных отложений, вскрытых скважиной Камо, в западной части оз. Севан, сходных с фациями Ереванского бассейна [2].

Физические свойства свиты Ереванского бассейна изменяются в следующих пределах: $V_{пл.} = 3{,}2—4{,}0$ *км/сек*, $\sigma = 2{,}11—2{,}3$ *г/см*^{3}, $\rho_{омм} = 5{,}9_{омм}$. Сопоставляя разрезы скважин, вскрывших соленосные отложения, и сравнивая физические параметры их, приходим к выводу, что одновременно на одних частях Араратской впадины в среднемиоценовое время откладывалась соль с терригенными образованиями, на других— чистая каменная соль. А в зависимости от литологического состава наблюдается изменение пластовой скорости, плотности и удельного электрического сопротивления.



Фиг. 4. Схематическая карта пластовых скоростей и литологической характеристики соленосно-гипсоносной свиты Араратской котловины по данным сейсмокаротажа (составил К. Х. Арменакян). 1. Изолинии пластовых скоростей. 2. Скважина, в числителе ее номер, в знаменателе— значение пластовой скорости. 3. Скважины, в разрезе которых отсутствует соленосно-гипсоносная свита. 4. Преимущественно каменная соль с прослойками соленосных глин. 5. Преимущественно гипс. 6. Преимущественно ангидрит. 7. Межсолевые интрузии. 8. Области отсутствия отложений соленосно-гипсоносной свиты.

Для установления этой связи в пространстве построена карта пластовых скоростей Араратского соленосного бассейна (фиг. 4), на которой нанесена литологическая характеристика по данным скважин. Эта карта позволяет путем интерполяции заполнить «пустоты», т. е. области, где отсутствуют данные бурения и определений физических свойств.

При сопоставлении карты пластовых скоростей с литофациальной характеристикой установлено, что областям с повышенными значениями

пластовых скоростей соответствует незагрязненная чистая каменная соль (район сс. Масис, Зейва, Маркара, Герань-совхоз, Аван). На западе и востоке значения пластовых скоростей доходят до 2,9—2,2 *км/сек*, что свидетельствует о том, что отложения соленосно-гипсоносной свиты здесь загрязнены глинами и представлены, в основном, гипсами и ангидритами (скв. №№ 15, 37—Кармрашен, 5 к—Октемберян, 11—Азатаван, 1—Арташат). То же самое отмечено западнее и восточнее Аванского месторождения (скв. №№ 14—Раздан, 32—Арамус).

Таким образом, наиболее чистая соль с высокими значениями пластовых скоростей находится в пределах центральной части Араратской впадины (Масис, Зейва, Маркара) и на северо-востоке—Аванское месторождение. О том, что соль Приараксинского бассейна по своему составу не уступает соли Ереванского бассейна и представляет большую ценность как полезное ископаемое, можно судить по коэффициенту соленосности, количеству соленосных пластов, содержанию NaCl (табл. 2).

Таблица 2

Месторождение	Мощность соленосной свиты (*м*)	Количество пластов соли	Коэффициент соленосности %	NaCl %
Аванское	878	34	83	94—96
Масис	1280	65—81	80—83	95—96
Зейвинское	940	71	76	96—97

На карте отмечены области отсутствия соленосных отложений (Паракар-Енгиджинское и Мхчянское горстовые поднятия) и граница фациального перехода соленосных отложений в породы октемберянской толщи тоже среднемиоценового возраста. Области отсутствия соленосных отложений связаны с поднятиями, на которых отложения среднего миоцена были подвергнуты эрозии и размыты.

Сравнивая строение и содержание солей Приараксинского бассейна с солями Ереванского, можно считать первый также перспективным и рекомендовать его к разработке, предварительно проверив данные сейсморазведки структурным бурением и пробурив одну скважину с определенным технологическим режимом для анализа отобранных кернов.

Материалы сейсморазведки и физико-химических свойств соли позволяют сделать следующие выводы:

1. Данные сейсморазведки позволяют по условному сейсмическому горизонту в сложных сейсмогеологических условиях впадины картировать соленосные отложения.

2. Сейсмокаротажные данные совместно с другими физическими параметрами позволяют косвенно выделить в пространстве зоны чистой и загрязненной соли.

3. Имеющиеся данные позволяют считать Приараксинский соленосный бассейн перспективным, а Масисскую и Зейвинскую соляные струк-

туры рекомендовать к разработке после проведения некоторых предварительных работ.

Управление геологии СМ
Армянской ССР

Поступила 22.II.1974.

Կ. Խ. ԱՐՄԵՆԱԿՅԱՆ

ԱՐԱՐԱՏՅԱՆ ԳՈԳԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ԱՂԱՏԱՐ ԱՎԱԶԱՆՆԵՐԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ ՍԵՅՍՄՈՀԵՏԱԽՈՒԶԱԿԱՆ ԱՇԽԱՏԱՆՔՆԵՐԻ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Վերջին տարիների ընթացքում նավթի և գազի հավանական կառուցվածքների որոնման նպատակով կատարված սեյսմոհետախուզական աշխատանքների տվյալներով ուսումնասիրվել է Արարատյան գոգավորության կենտրոնական մասի երկրաբանական կառուցվածքը։

Կազմված սխեմատիկ քարտեզների և սեյսմոերկրաբանական կտրվածքների շնորհիվ ակնառու է դառնում աղաբեր շերտախմբի հզորության փոփոխություններն ընդերքի տարբեր տեղամասերում։

Սեյսմոկարոտաժի (СК) տվյալներով կառուցվել է առաձգական ալիքների տարածման արագությունների սխեմատիկ քարտեզ և հաստատվել է նրանց փոխհարաբերությունը կապված լիթոֆացիալ բնութագրից։ Այն հորատանցքերի շրջանում, որոնց հաստվածքում հանդիպում են մաքուր աղային կուտակումներ, առաձգական ալիքները ստանում են իրենց տարածման մաքսիմում նշանակություններ։

Սեյսմոերկրաբանական աշխատանքների տվյալների օգտագործումը և աղերի ֆիզիկա-քիմիական հատկությունների ուսումնասիրությունները հնարավորություն են տալիս մի շարք հետևություններ անելու։

1. Սեյսմոհետախուզական կարգավորող, ուղղորդվող (МНРП), անցողիկ փոխանակվող (МПОВ) ալիքների ընդունման մեթոդների տվյալներով հնարավոր է բարդ սեյսմոերկրաբանական պայմաններում սահմանագծել աղային կառուցվածքներ։

2. Սեյսմոկարոտաժի և մյուս երկրաֆիզիկական աշխատանքների տվյալներով հնարավոր է տարածության մեջ անուղղակի սահմանազատել մաքուր աղային կուտակումների գոտիներ։

3. Աղազիպսատար շերտախումբը կարող է հանդիսանալ նավթի և գազի կուտակումների էկրանացման ծածկոց, իսկ ի հայտ բերված Մասիսի և Զեյվայի աղային կառուցվածքները կարող են ծառայել որպես ստորգետնյա խոշոր գազամբարներ։

4. Եղած տվյալները թույլ են տալիս Մերձարաքսյան աղային ավազանը համարել հեռանկարային, իսկ Մասիսի և Զեյվայի կառուցվածքները օգտագործել որպես աղահանքեր։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аракелян Р. А., Мкртчян Г. Р., Мириджанян Р. Т.* О стратиграфическом положении и расчленении октемберянской толщи. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1973.
2. *Арзуманян С. К.* Некоторые данные о калиеносности соленосных отложений юго-западной части Армянской ССР и их перспективы. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1970.
3. *Бузинова В. М., Танашян М. Е.* Деформированность и экранирующая способность соленосной толщи Араратской впадины. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1971.
4. *Осипова И. Б., Арменакян К. Х.* Методика и пути повышения эффективности сейсморазведочных работ на нефть и газ в Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1972.
5. *Симонян Г. П.* О новейшей тектонике Араратской котловины. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1968.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 78—93, 1975

УДК 551.311.231

Т. А. АПРАПЕТЯН, А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ, Б. П. ГРАДУСОВ, А. С. БАЛЬЯН

ПЕРВИЧНЫЕ ПОЧВЕННО-ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНЫХ БИОКЛИМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ МАССИВА г. АРАГАЦ

Под первичными почвенно-элювиальными образованиями (почво-элювиями) понимаются комплексы коры выветривания и почв, развитых в естественных ландшафтах. Изучение таких образований на территории Армении представляет собой сложную проблему. В результате многовековой цивилизации значительная их часть уничтожена или существенно изменена. Лишь в отдельных районах почво-элювии сохранили большую часть своих первоначальных признаков или же остались без изменения

В задачу настоящей работы входит изучение на примере массива г. Арагац последовательности почвенно-элювиальных образований, различия которых обусловлены, главным образом, влиянием биоклиматического фактора.

Массив г. Арагац является подходящим объектом для проведения подобных исследований ввиду большой амплитуды изменений биоклиматических условий, обусловленных вертикальной поясностью, и наличия первичных почвенно-элювиальных образований на одинаковых (или близких) по составу массивно-кристаллических породах. Это позволяет рассмотреть последовательность первичных почво-элювиев от субнивального до сухого субтропического пояса, развитых на породах массива г. Арагац андезито-базальтового и андезито-дацитового составов, в большей или меньшей мере измененных постмагматическими процессами.

Здесь выделяются, в основном, три биоклиматических пояса с характерными типами первичных почвенно-элювиальных образований. Исследование проводилось по профилю сс. Аштарак—Агарак—Бюракан—г. Арагац, поскольку этот профиль охватывает все ландшафтно-климатические пояса массива г. Арагац. Они сгруппированы в три основных биоклиматических пояса, исходя из условий образования первичных почво-элювий.

Выделенные основные биоклиматические пояса соответствуют также общепринятым геоморфологическим высотным ступеням.

Привершинный пояс размещается выше отметок 2600—2800 *м* над уровнем моря. Условия выветривания и почвообразования суровые. Климат холодный, с частыми понижениями температуры ниже 0°С во все месяцы года. Количество осадков составляет около 800—1000 и более *мм*.

Средний пояс расположен ниже привершинного пояса на отметках примерно до 1600—1700 *м*. Климат умеренно-холодный и холодный. Количество осадков составляет примерно 600—800 *мм*.

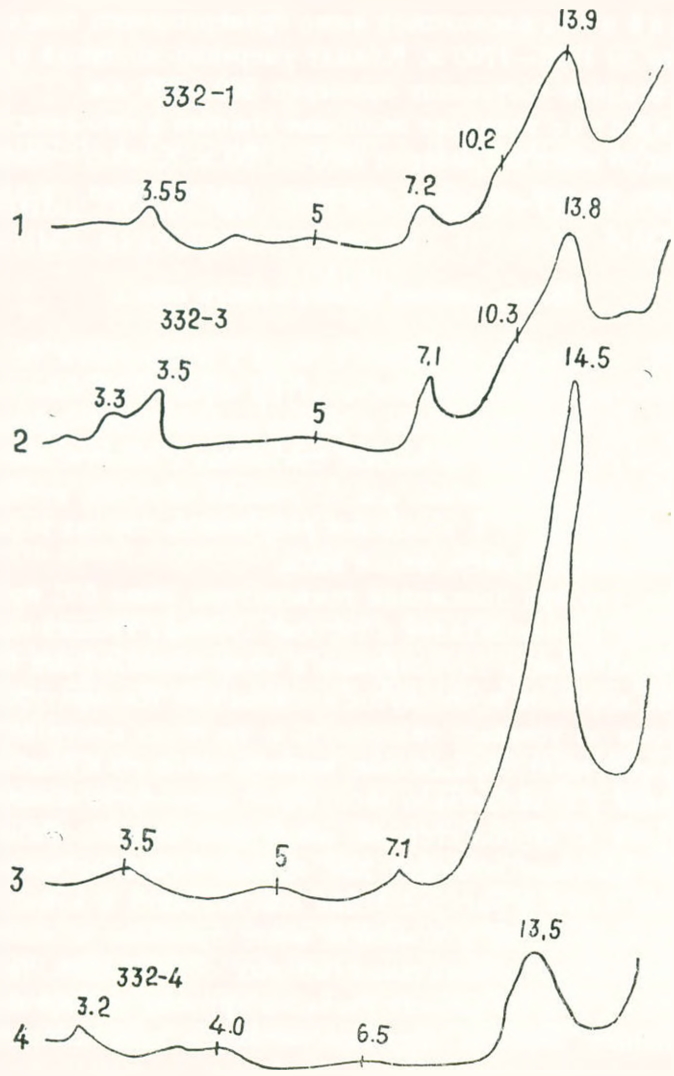
Нижний пояс занимает подножье южного и юго-западного склонов г. Арагац до высоты примерно 1600—1700 *м*. Климат—континентальный, умеренно-теплый, сухой, с годовым количеством осадков 400—600 *мм*.

Почво-элювии привершиного пояса

Суровый, достаточно влажный климат с отсутствием безморозного периода и частыми переходами температуры через точку замерзания воды в летние месяцы, обусловливают в элювиальной зоне привершинного пояса г. Арагац комплекс процессов, связанных с присутствием мерзлой фазы. Это приводит к развитию здесь, главным образом, механизмов морозного выветривания, т. е. процессов разрушения горных пород расклинивающим действием замерзающей воды.

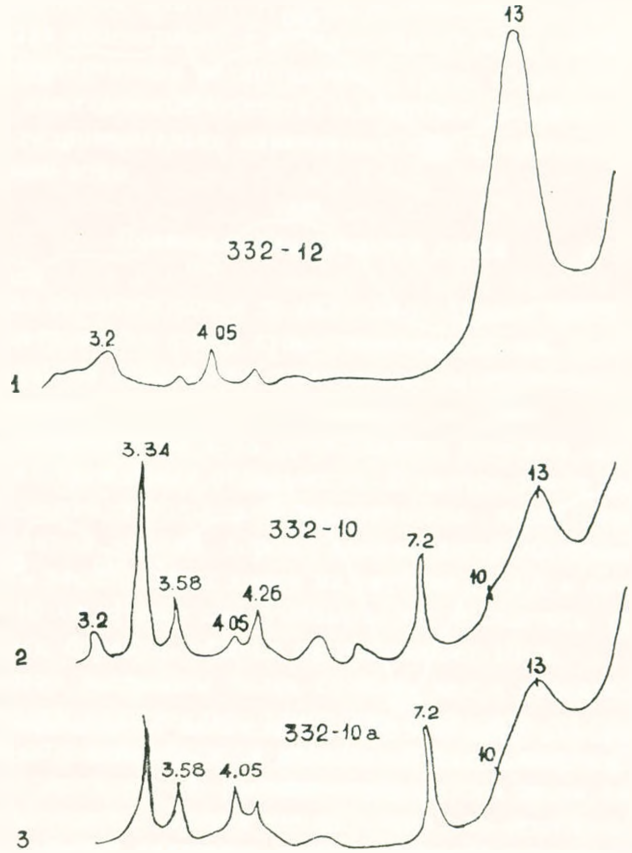
Известно, что при понижении температуры ниже 0°С прежде всего замерзает вода, расположенная в системе крупных трещин горной породы. Вода, заполняющая капиллярные и микрокапиллярные трещины за сравнительно короткий промежуток времени при температуре ниже 0°С, в летнее время не успевает замерзнуть и частично замерзает лишь зимой. Это способствует образованию крупноглыбового и глыбового материала в элювий и сравнительно небольшого количества мелкозернистого материала [10]. С другой стороны, отсутствие мерзлой фазы в элювии существенно изменяет обычный для других биоклиматических поясов род миграции влаги и распределение возникающих в элювии механических напряжений, что в конечном счете приводит к возникновению здесь разнообразных элювиально-глыбовых образований, так называемых «чингилей», т. е. гигантских развалов крупных остроугольных глыб, соответствующим образом сгруппированных в виде каменных многоугольников, полос и т. п.

Элювиальные глыбы и щебень не несут никаких видимых следов гипергенного изменения. Мелкозернистый материал в трещинах между глыбами и в медальонах каменных многоугольников состоит из обломков и физически измельченных минералов материнских пород: полевых шпатов, стекла, темноцветных, слюд и т. п. Глинистые минералы присутствуют в обломочных зернах, песчаных или алевритовых разностей, заимствованных при разрушении гидротермально измененных пород в виде биолого-чешуйчатого материала, бордюрообразно окружающего песчаные обломки породы. Судя по оптическим свойствам и данным физических методов (фиг. 1 и 2), глинистый компонент элювиального мелкозема состоит в основном из ассоциаций монтмориллонита, гидрослюд и каолинита. Монтмориллонитовый компонент глинистого материала почво-элювиев привершинного пояса в воздушно-сухом состоянии имеет значение d_{001} 15 Å. Возможно, это обусловлено присутствием Na и одного слоя



Фиг. 1. Дифрактограммы фракций <0,001 *мм* привершинного пояса мелкозема: 1) оползневых и солифлюкционных образований; 2—3) суглинков из «каменных многоугольников».

молекул воды в межслоевых промежутках. Источником Na в данном случае могут быть только гидротермальные процессы. Известно, что монтмориллониты—продукты гидротермальных изменений основных пород в Закавказье—часто содержат Na в межслоевых промежутках [6]. Монтмориллонит с низким значением d_{001} обнаружен в отложениях гидротермального происхождения в кратере г. Арагац (фиг. 1а). Здесь глинистая составляющая, заимствованная из зон гидротермальной пропилитизации, не испытывает каких-либо гипергенных изменений. Даже межслоевой промежуток набухающих минералов содержит Na. По существу, мы имеем здесь дело с вариантом мобилизации эндогенных щелочных

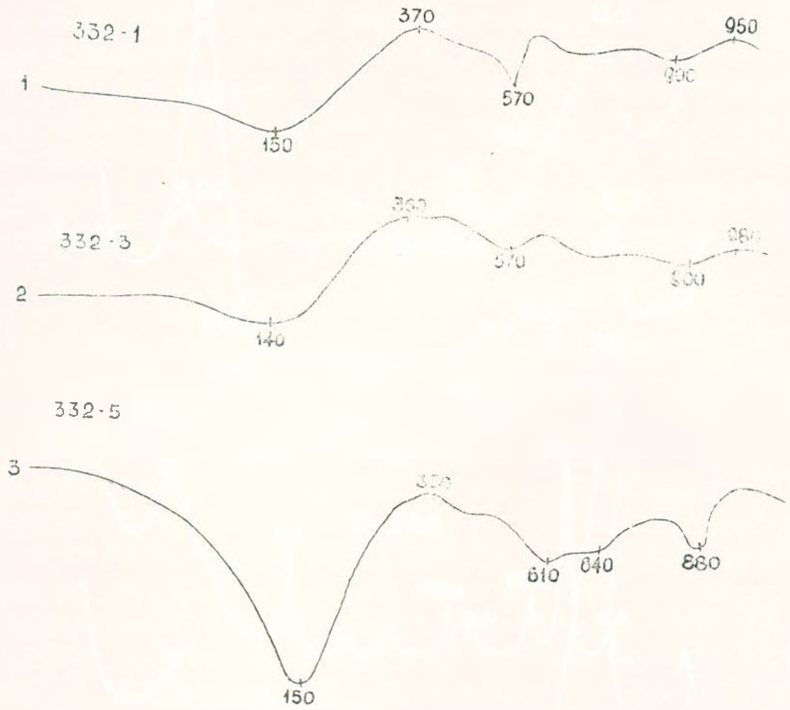


Фиг. 1а. Дифрактограммы вещества из гидротермальных изверженных пород кратера г. Арагац. 1—осветленные глинистые породы, 2 и 3—опалиты.

элементов в холодных условиях. Отсутствие аккумуляций этих элементов в ландшафте связано с их миграцией в грунтовых водах, открытой гидрографической сети и с процессами миграции мелкоземистых масс в результате механической денудации.

В нижней части этого пояса развиты почво-элювии сходного типа, местами с развитым порофилом почвенного покрова. Они отличаются также присутствием на поверхности паковых корон «пустынного» загара, местами покрыты лишайниками и т. п. Похоже, это реликты более холодного климата ледниковых периодов.

Учитывая, что в четвертичный период г. Арагац поверглась двукратному оледенению, продукты сноса которого в виде морен покрывают довольно обширные территории, следует полагать, что в составе элювия привершинного плато г. Арагац определенную долю вышеотмеченных минералов составляют продукты ледникового сноса с вершинной зоны. Обнажения мощных красно-желтых гидротермально измененных андезито-дацитов прослеживаются в кратере (ледниковом цирке) г. Арагац. За счет сноса этих пород на привершинном плато образовались мощные



Фиг. 2. Термограммы фракций <0,001 *мм* мелкозема привершинного пояса. 1— оползневых и солифлюкционных образований, 2—3—суглинков из «каменных многоугольников».

накопления среднечетвертичных морен, в составе которых наряду с неразложенными серо-фиолетовыми суглинками, представляющими продукты сноса слабо разложенных щитов вершинной зоны, имеются линзообразные и чечевицеобразные прослойки суглинков охристых и грязно-желтых оттенков, которые, очевидно, представляют продукты переотложения гидротермальных пород или, возможно, экзарационного сноса древней коры.

По данным С. П. Бальяна, в среднем плиоцене на вулканическом нагорье Армении в условиях жаркого климата развивались интенсивные процессы корообразования. В подтверждение этого заключения указанный автор приводит факт обнаруженной им пыльцы флоры киммерийского облика (магнолия и др.) в коре выветривания Варденисского нагорья. Вероятно, аналогичные условия существовали и на г. Арагац, и, возможно, что переотложенные охристые слои принадлежат этой древней коре или же являются продуктом сноса гидротермальной зоны вершинного пояса г. Арагац. Ответ на эти вопросы можно получить при детальном изучении пространственного положения и вертикального разреза морен привершинного плато.

В составе современного почво-элювия привершинного плато наличие сильно разложенных минералов (каолинита, метагаллуазита и пр.) в определенной степени указывает на то, что формирование почво-эло-

вия на привершинном плато г. Арагац развивалось не на свежих материнских породах андезитового и андезито-дацитового составов, а на глубоком среднечетвертичном экзарационном срезе, сохранившем в трещинах пород, в межглыбовых пустотах аллохтонную древнюю кору или же продукты гидротермально измененных пород, принесенные ледниками из вершинной зоны.

Почво-элювии среднего пояса

В пределах среднего пояса на склонах г. Арагац крутизной до 20—25% кора выветривания имеет существенные отличия. Основным механизмом ее развития становится химическое выветривание. В строении коры выветривания отчетливо различаются две зоны.

Нижняя, сапролитовая зона представлена блоками, разбитыми литогенетическими трещинами отдельности. В центре таких блоков сохраняются ядра свежей породы, а периферические части превращены в рыхлый желтоватый элювий, хорошо сохранивший материнскую структуру. Мощность элювиальных корон на глубине 1—1,5 *м* от поверхности равняется 5—10 *см*. Ниже она уменьшается. Мощность сапролитовой зоны, по данным бурения, обычно не превышает 10 *м*.

Почво-элювии построены более сложно, чем в поясе аридных редколесий. В нижнем иллювиально-глинистом горизонте, на глубине 0,75—1 *м* в хорошо сохранившихся от эрозии разрезах свежие блоки пород практически отсутствуют. В рыхлом, желтоватого цвета элювии появляются многочисленные затеки темно-серого или коричневого глинистого вещества. Выше количество таких затеков увеличивается. Материал затеков сплошь пропитывает элювий. Мощность горизонта около 40—50 *см*.

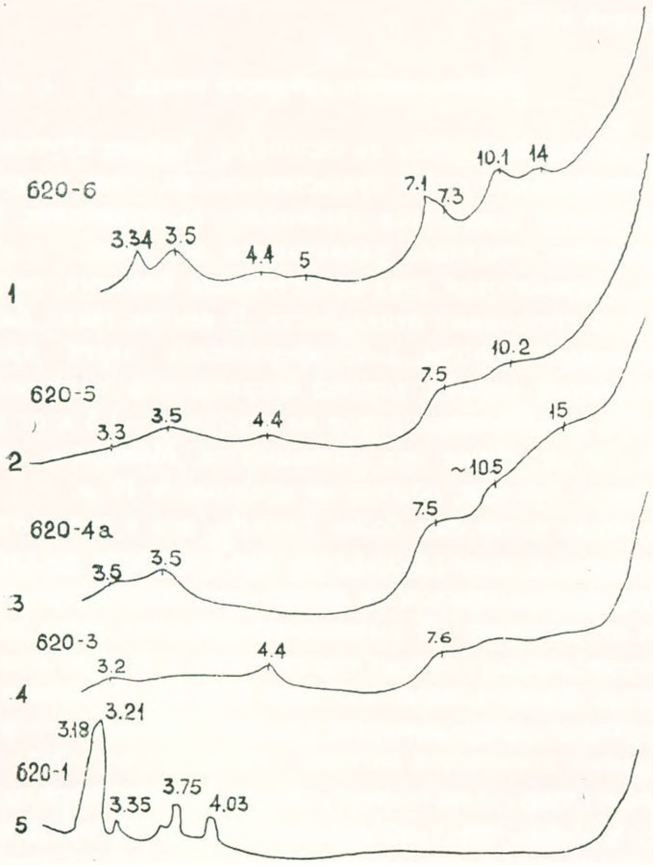
Вблизи от поверхности структура материнской породы постепенно утрачивается элювием. Верхний горизонт почвы [А] представлен ореховатыми суглинками; внизу серые или каштановые с псевдовалунами выветрелых подстилающих пород, а кверху—темно-серые, гумусированные, с корнями растений.

На склонах, в связи с вырубкой леса, почвы и верхние рыхлые части сапролитовой зоны, как правило, размыты.

Одним из типичных примеров коры выветривания этого типа является южный склон г. Арагац на высоте около 2300 *м* над уровнем моря, в районе кочевья с. Воскеваз. Материнская порода представлена черным пористым андезитом с вкрапленниками андезина (N=1,555) и пироксенов. В основной массе—стекло (N=1,524) и микролиты олигоклаза (N=1,541) и пироксенов. В составе свежих андезитов глинистые минералы не обнаружены (фиг. 3, кривая 5).

В сапролитовой зоне коры выветривания стекло основной массы полностью растворяется. С этим связана дезинтеграция породы. Полевые шпаты сохраняются. Их вкрапленники и микролиты превращаются в сыпучку, которая состоит из корродированных зерен того же состава.

Это свидетельствует о частичном растворении полевых шпатов в элювии без существенного преобразования. Пироксены не несут видимых следов химического изменения, но разбиты трещинами на угловатые обломки.



Фиг. 3. Дифрактограммы вещества из элювия коры выветривания андезито-базальтов среднего пояса г. Арагац. 1—гумусовый горизонт почвы, 2—подстилающие серые ореховатые суглинки, 3—стены темно-коричневого глинистого вещества среди желтого элювия, 4—желтый разрыхленный элювий андезито-базальта, 5—свежая порода (1—4—фракции<0,001, 5—валовая проба).

В нижних горизонтах почвы эти преобразования андезитов более четко выражены вплоть до полного разрушения пироксенов, на месте которых остаются поры, выполненные сеткой гидроокислов железа.

В верхних горизонтах профиля сохраняются лишь наиболее крупные зерна первичных минералов. Следствием интенсивного элювиального процесса является маскировка материнской структуры материалами почвы.

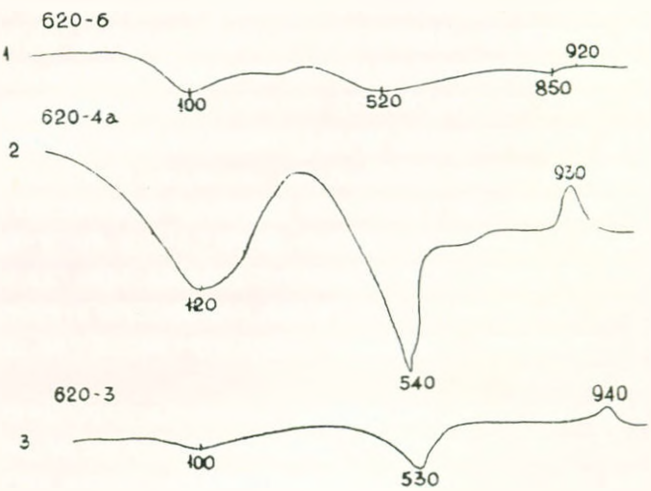
В условиях ослабленного периодического промывного режима увлажнения выносится значительная часть элементов. К числу активных мигрантов относятся щелочные и щелочноземельные элементы. Они выносятся вниз за пределы описываемого пояса коры выветривания и мо-

тут служить дополнительным источником карбонатов иллювиальных горизонтов нижнего пояса.

Железо, алюминий и кремний остаются в элювии и участвуют в построении синтетических гипергенных новообразований, преимущественно глинистого типа, а также из минералов окислов железа. Карбонаты практически отсутствуют или встречаются в нижних горизонтах коры выветривания подчиненных ландшафтов.

В сапролитовой зоне гипергенные элементы новообразований представлены желтыми, реже, окремненными гидроокислами железа, колломорфными изотропными или обладающими двупреломлением напряжения продуктами с N = 1,538—1,553. Оптические свойства новообразованного продукта, а также экспериментальные данные (фиг. 3, кривая 4, фиг. 4, кривая 3) свидетельствуют о том, что основным вторичным гипергенным продуктом является метагаллуазит. Кроме того присутствуют в большом количестве рентгеноморфные соединения и незначительное количество гидрослюды. Новообразованные продукты заполняют первичные и вторичные поры и трещины в элювии. Распределение их неравномерное.

Судя по экспериментальным материалам, новообразования этого типа встречаются по всему профилю коры выветривания (фиг. 3, кривые 1—3). Однако в верхних ее частях, в пределах горизонта (В) почвы, появляется второй глинистый компонент, который образует упомянутые выше темно-серые или коричневые прожилки. Прожилки сложены колломорфным ярко интерферирующим веществом, часто густо окрашенным гидроокислами железа. Конкретные соотношения, которые прослеживаются при микроскопических наблюдениях, свидетельствуют, что это более поздняя, по отношению к упомянутому метагаллуазиту, генерация глинистых минералов. Имеющиеся данные (фиг. 3, кривая 3 и фиг. 4,



Фиг. 4. Термограммы фракции <0,001 *мм* элювия андезито-базальтов из коры выветривания среднего пояса г. Арагац. 1—гумусового горизонта почвы, 2—из прожилков темно-коричневого глинистого вещества, 3—желтого разрыхленного элювия.

кривая 2) свидетельствуют о монтмориллонитовой природе второго глинистого компонента.

Горизонт (А) почвы не имеет состава материнского андезита. По-видимому, материал этого горизонта представляет собой переработанный почвообразованиями делювий, в котором присутствуют, хотя и в единичных зернах, инородные для материнской породы минералы—хлориты, слюды мусковит-серицитового ряда, эпидот и т. п. Экспериментальные материалы (фиг. 3, кривая 1 и 2; фиг. 4, кривая 1) отражают отмеченную тенденцию. Под микроскопом видно опаловое вещество биогенного происхождения, главным образом фитолиты.

Почво-элювии нижнего пояса

Интенсивность выветривания в нижнем биоклиматическом поясе г. Арагац снижается из-за резко ослабленного увлажнения. В качестве примера рассмотрим кору выветривания и развитую на ней почву на андезито-базальтах, в 2 *км* от с. Агарак (дорога Аштарак-Бюракан). В свежей материнской породе вкрапленники представлены лабрадором (N=1,568) и пироксеном, а лейсты — олигоклаз-андезина (N=1,546). В основной массе имеется темноокрашенное стекло андезитового или андезито-базальтового состава (N=1,522—1,531 до 1,560). В мелкоземе элювия обнаружены обломки железисто-магнезиальных слюд и триоктаэдрических хлоритов.

В коре выветривания выделяются два генетических горизонта: элювиальный щебенчато-суглинистый с корнями растений, мощностью 0,5—0.6 *м* и иллювиальный глыбовый с обильными выделениями вдоль трещины белого карбонатного материала (мощность 2—3 *м*). Верхний суглинисто-щебенчатый горизонт почво-элювия, как правило, уничтожен эрозией и на поверхность выходят иллювиальные белесые карбонатные горизонты, которые получили местное название «белоцветной».

Разбитые трещинами разгрузки на остроугольные блоки, андезито-базальты в пределах нижнего иллювиально-карбонатного горизонта почво-элювия не имеют на поверхности никаких видимых следов химического разрушения. Это исключает предположение о автохтонном происхождении карбонатных аккумуляций.

Карбонатные выделения имеют на нижних поверхностях глыб и щебня характерную сталактитоподобную форму. Они встречаются уже в нижних частях суглинисто-щебенчатого горизонта там, где он сохранился. Далее вниз по профилю количество карбонатного вещества возрастает. Здесь появляются плотные и порошковатые корки, участки карбонатной цементации.

Таким образом, четко выраженный контакт карбонатной корки с совершенно свежими эффузивами свидетельствует не об элювиальном, а скорее всего об аллохтонном происхождении. Кроме того, сам факт развития столь мощных карбонатных отложений (0,5—3,0 *м*) различных генераций на эффузивах исключает возможность предположения об их

образовании только за счет андезито-базальтов, которые не содержат в своем составе столько карбонатов.

Вопрос генезиса белоземистых карбонатных грунтов на эффузивах вулканического нагорья Армении долгое время является предметом дискуссий. Известно, что карбонатная корка и ее продукты развиты преимущественно в аридных и семиаридных областях на низких склонах и предгорных плато. В то же время они не обнаруживают непосредственной генетической связи с материнскими эффузивами.

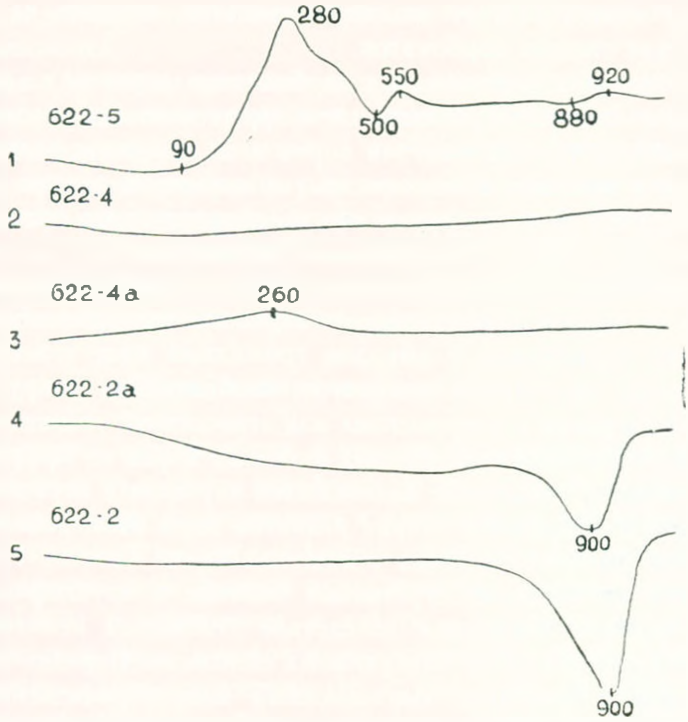
Учитывая то, что они значительно древние образования, следует полагать, что их генезис связан также с периодом интенсивного развития четвертичного вулканизма, с выходом громадных масс углекислоты из многочисленных эруптивных аппаратов, изобилующих вокруг массива г. Арагац. Насыщение поверхностных вод агрессивной углекислотой способствовало отложению карбонатных натечных корок на эффузивах. Вопрос этот является предметом дальнейшего изучения с глубоким палеогеографическим освещением теории развития коры выветривания и различных типов рыхлообломочных отложений всего массива г. Арагац.

В корках преобладают сгустковые бобовые и крустификационные структуры, которые возникают вследствие отложения пелитоморфного карбонатного материала на минеральных обломках. Нередко можно видеть бобовины с отчетливо выраженными концентрическими слоями. Встречаются сложные бобовины, состоящие из нескольких ядер, заключенных в одну общую, концентрически построенную оболочку. В строении концентратов наряду с пелитоморфным карбонатом участвует высоко интерферирующее глинистое вещество. В поровом пространстве между бобовинами и сгустками выделяются щетки хорошо раскристаллизованного карбонатного материала. Минеральные обломки грубопесчаного и гравийного размера, заключенные в карбонатные корки, корродированы и разбиты трещинами. Зерна породы и слагающих ее минералов тонкопесчаного и алевритового размера в большинстве случаев растворяются и полностью метасоматически замещаются карбонатом. Особенно интенсивно замещается стекло. В меньшей степени коррозии подвержены слюды и хлориты.

Судя по данным термического (фиг. 5, кривые 4 и 5) и рентгеновского (фиг. 6, кривые 6 и 7) анализов, карбонатные выделения представлены кальцитом. В некоторых образцах возможна незначительная примесь доломита (фиг. 6, кривая 6). Рентгеновским методом в составе нерастворимого остатка карбонатных стяжений обнаружена глинистая фаза из монтмориллонита и незначительные количества гидрослюды и хлорита (фиг. 6, кривая 5). Хлорит содержит немного монтмориллонитовых пакетов.

Ниже 2—3 *м* от поверхности, карбонатные выделения, а также и другие продукты гипергенного изменения породы практически исчезают.

В отличие от нижележащего горизонта, щебень андезито-базальтов верхней щебенчато-суглинистой части почво-элювия имеет отчетливо выраженные бурые или серые разрыхленные каемки толщиной до 1 *мм*.

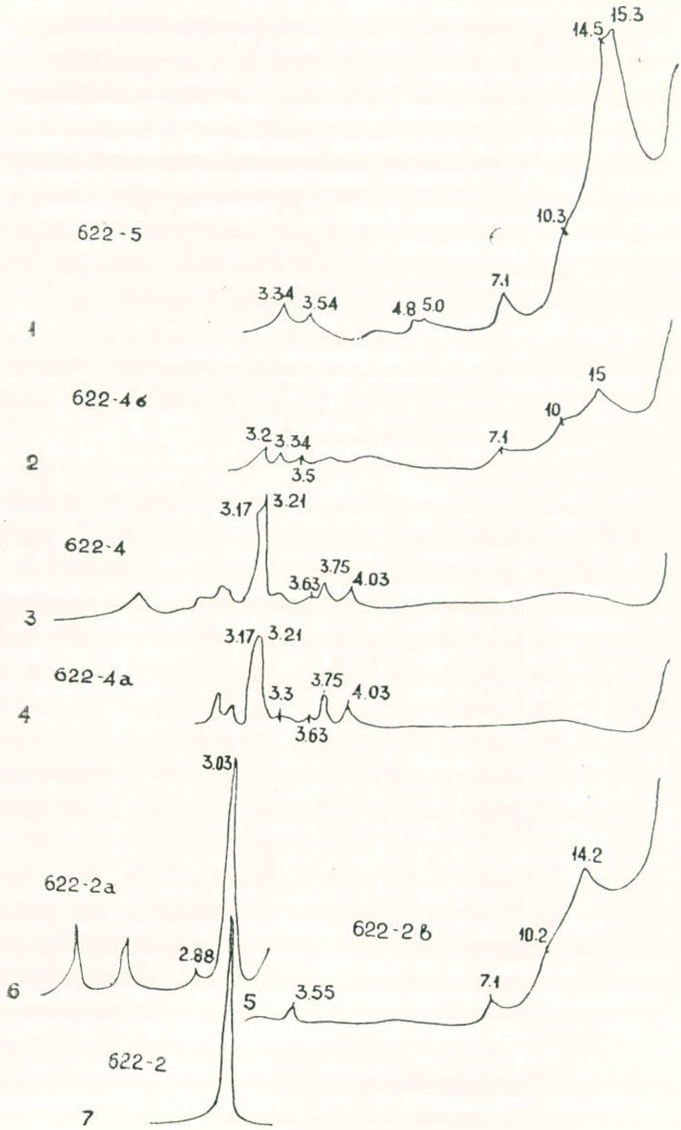


Фиг. 5. Термограммы вещества из коры выветривания андезито-базальтов нижнего пояса г. Арагац. 1—серый щебенчатый суглинок, 2—выветрелая корка на глыбах андезито-базальта, 3—свежий андезито-базальт, 4—5—карбонатные выделения, соответственно белые порошковатые и серые фарфоровидные участки. 1—фракции <0,001 *мм*, 2—5—валовые пробы.

Появление каемок обусловлено, главным образом, разрушением и частичным растворением стекла основной массы. При этом образуются ржаво-бурые, слабо действующие на поляризованный свет, продукты. В некоторых микроучастках стекло растворяется полностью. В меньшей степени, главным образом вдоль трещин, растворяются плагиоклазы. На их месте образуется мучнистая сыпучка из угловатых зерен плагиоклаза. Пироксены относительно более устойчивы, но разрушаются аналогичным образом.

Формирование разрыхленных корок в ходе внутрипочвенного выветривания, утолщающихся на ребрах и углах блоков породы, приводит к сглаживанию элювиального щебня, который приобретает вид псевдовалунов и галек.

Элювиальные корки, по данным рентгеновского и термического анализов (фиг. 5, кривые 2 и 3 и фиг. 6, кривые 3 и 4), содержат, в основном, комплекс минералов, присущий материнской породе. Однако исследование фракций~0,01 мм показывает, что здесь появляется новообразованная фаза, представленная в основном плохо окристаллизованным монтмориллонитом с примесью гидрослюды, сходной с таковой из карбонатных корок.



Фиг. 6. Дифрактограммы вещества из коры выветривания андезито-базальтов нижнего пояса г. Арагац. 1—суглинок серый, 2—фракций ~0,01 *мм* из выветрелой корки андезито-базальта, 3—выветрелая корка, 4—свежий андезито-базальт, 5—нерастворимый остаток карбонатных выделений, 6—белый порошковатый карбонат, 7—серый фарфоровидный карбонат. 1 и 5—фракция <0,001 *мм*, 3, 4, 6 и 7—валовые пробы.

Во фракции <0,01 *мм* встречается, кроме того, смешаннослюдный хлорит-монтмориллонит, скорее всего унаследованный от материнской породы (фиг. 6, кривая 2). Количество глинистой фазы в корках, судя по исследованию искусственно приготовленной смеси, меньше 10%.

Суглинки верхнего горизонта почво-элювия сложены мелкоземом силикатного материала из описанных выше разрушающихся элювиальных корок. В их составе присутствуют обломки вмещающих андезито-

базальтов, корродированные зерна плагиоклазов и пироксенов, единичные чешуйки слюд и хлоритов, фитолиты, представленные опалом. Стекла практически отсутствуют.

Основная масса суглинков сложена бурым дисперсным глинистым веществом (N=1,516), идентичным глинистой фазе элювиальных корок (фиг. 6, кривая 1). Отличие заключается в присутствии компонентов органического происхождения (фиг. 1, кривая 1). Здесь содержание монтмориллонитовой фазы выше.

Таблица 1

Химический состав андезито-базальта и его выветрелой корки из „белоцветной" коры выветривания г. Арагац

Окислы	Содержание окислов в 100 *г* породы, *г*		Из 100 *г* свежей породы осталось в элювии, *г*	Вынос (—) и относительное накопление (+) *г*	Степень выноса окислов, %
	из свежей породы	в элювиальной корке			
	a	—	*b***	*a* — *b*	$\frac{a-b}{a}$ 100
SiO_2	54,46	50,69	40,88	—13,58	—24,93
TiO_2	1,04	1,33	1,07	+ 0,03	+ 2,88
Al_2O_3	16,35	17,83	14,38	— 2,47	—14,66
Fe_2O_3*	6,95	8,60	6,95	0,00	0,00
CaO	7,56	8,53	6,88	— 0,68	— 8,99
P_2O_5	0,48	0,43	0,34	— 0,14	—29,16
MgO	4,27	5,60	4,51	+ 0,24	+ 5,62
MnO	0,12	0,19	0,15	+ 0,03	+25,0
Na_2O	4,06	4,00	3,22	— 0,84	—20,68
K_2O	2,25	1,21	0,98	— 1,27	—56,44
H_2O^-	0,61	0,70	0,56	— 0,05	— 8,20
H_2O^+	0,20	0,70	0,56	+ 0,36	+180,0
CO_2	0,50	0,04	0,04	— 0,46	—92,0
C	0,65	0,15	0,12	— 0,53	—81,54

* Все железо пересчитано на окись.

** Равно содержанию искомого элемента (окисла) в 100 *г* выветрелой породы, деленному на величину отношения содержания элемента (окисла)-свидетеля в элювии к его содержанию в свежей породе.

Как следует из приведенных химических анализов (табл. 1), пересчет которых был осуществлен с использованием железа в качестве «элемента-свидетеля», образование элювиальных корок в верхнем горизонте почво-элювия сопровождается мобилизацией большей части породообразующих элементов, но, главным образом, тех, которые входят в состав стекла основной массы. Небольшое количество кальция обусловлено устойчивостью плагиоклазов.

Отсутствие в описанных ландшафтах каких-либо реликтов почвенно-элювиальных образований иного состава и строения позволяет предполагать, что «белоцветные» почво-элювии развивались в течение весьма длительного отрезка времени, по крайней мере большей части четвертичного периода. Поэтому они должны быть рассмотрены как первичные почво-элювии сухолесных ландшафтов г. Арагац.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В привершинном биоклиматическом поясе г. Арагац элювии представлены в основном глыбовым материалом и небольшим количеством мелкозема между глыбами и в их трещинах. Самостоятельная почвенная зона не выделяется. Основной агент изменений материнских пород—морозное выветривание. Глинистая фаза унаследована от продуктов гидротермального изменения пород и представлена монтмориллонитом или ассоциацией: гидрослюда—монтмориллонит-хлорит. Минералогический состав фракций $<0{,}001$ *мм* отражает тончайшие особенности материнских пород. В поглощающем комплексе мелкозема находится Na.

Источником этого элемента скорее всего являются подземные воды, т. к. скорость выветривания Na-содержащих первичных минералов исключительно низкая. Щелочные элементы из ландшафта рассматриваемого пояса выносятся. Низкая испаряемость препятствует концентрации этих элементов даже там, где отток вод затруднен.

В среднем поясе первичные почвенно-элювиальные образования формируются механизмом химического и биохимического выветривания. Они состоят из двух отчетливо выраженных зон: сапролитовой и почвенной. Выветриванию подвергаются стекла и, в меньшей мере, полевые шпаты, образующие мучнистую сыпучку. Активными мигрантами являются щелочные и щелочно-земельные элементы, а также кремнезем. Здесь появляются гипергенные минеральные новообразования: аморфные соединения типа аллофанов и галлуазит-метагаллуазитовые минералы в нижних частях почво-элювиев и монтмориллонитовых—в верхних. Изредка, в глубоких горизонтах профиля, образуются карбонаты, в верхних горизонтах имеется опаловый биогенный кремнезем.

Первичные почвенно-элювиальные образования нижнего пояса характеризуются относительно слабыми химическими и физико-химическими процессами. Маломощный глыбовый почво-элювий имеет дифференцированный профиль с выщелоченным и карбонатным горизонтом. Химическими изменениями охвачены главным образом стекла материнских пород. Вторичный глинистый продукт представлен монтмориллонитом.

Целый ряд признаков минеральной части почво-элювиев, а также историко-археологические сведения [1, 8, 9] дают основание заключить, что выветривание—почвообразование на склонах среднего и нижнего поясов г. Арагац происходило под лесными сообществами, которые и являются здесь первичными. Это является одним из положительных факторов, обеспечивающих перспективность планируемых в республике лесовосстановительных работ.

Рассмотренные типы первичных почвенно-элювиальных образований геохимически сопряжены. Своеобразие этого сопряжения состоит в том, что в ландшафтах привершинного пояса активным мигрантом является Na, поступающий с инфильтрационными-подземными водами, т. к. химическое и физико-химическое выветривание не развито. Поступающий с водами натрий не задерживается в почво-элювиях этого пояса. Этот эле-

мент не оказывает влияния на почво-элювии нижележащих ландшафтов вплоть до нижнего пояса. В отличие от этого, кальций, основная масса которого образуется в среднем поясе, принимает участие в формировании почво-элювиев нижнего пояса. Наряду с кальцием, мобилизуемом на месте, он формирует здесь карбонатные новообразования иллювиальных горизонтов.

Легкорастворимые соединения, образующиеся при выветривании массивно-кристаллических пород, а также поступающие с инфильтрационными водами, в связи с характером ландшафта склонов г. Араган, оказывают влияние на содовое засоление почво-грунтов долины р. Аракс.

Система первичных почвенно-элювиальных образований г. Араган и причлененной равнины представляет собой область соленакопления прогрессивно нарастающим рядом засоления, осуществляющимся за счет выветривания богатых щелочами и щелочно-земельными элементами основных массивно-кристаллических пород и инфильтрационно-подземных вод.

Институт „Армгипрозем", гор. Ереван,
Геологический институт
АН СССР, гор. Москва,
Почвенный институт
им. В. В. Докучаева, гор. Москва

Поступила 16.IV.1974.

Թ. Ա. ՀԱՅՐԱՊԵՏՅԱՆ, Ա. Գ. ՉԵՐՆՅԱԽՈՎՍԿԻ, Բ. Պ. ԴՐԱԳՈՒՆՈՎ, Հ. Ս. ԲԱԼՅԱՆ

ԱՐԱԳԱԾ ԼԵՌԱՆ ՉԱՆԳՎԱԾԻ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԲԻՈԿԼԻՄԱՅԱԿԱՆ ԳՈՏԻՆԵՐԻ ՍԿԶԲՆԱԿԱՆ ՀՈՂԱ–ԷԼՅՈՎԻԱԼ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հողմնահարման և հողա-էլյուվիալ առաջացումների տեսակետից Արագած լեռան զանգվածում առանձնացվում են երեք հիմնական բիոկլիմայական գոտիներ՝ մերձգագաթային, միջին, ստորին։

Մերձգագաթային գոտու հողա-էլյուվիան սառնամանիքային մեխանիկական հողմնահարման արդյունք է։ Այդ իսկ պատճառով այն ներկայացված է հիմնականում քարաբեկորներով (էլյուվիալ չինդիլներով), որոնց ճեղքերը և միջբեկորային տարածությունները երբեմն լցված է մանրահողով։ Այստեղ հողածածկի ինքնուրույն հորիզոն չի առանձնացվում։

Միջին գոտու սկզբնական հողա-էլյուվիան ձևավորվել է քիմիական և բիոքիմիական հողմնահարման հետևանքով։ Այն բաղկացած է երկու հորիզոններից՝ ստորին — սապրոլիտային և վերին — հողային։

Ստորին գոտու հողա-էլյուվիան առաջացել է քիմիական և ֆիզիկա-քիմիական պրոցեսների համեմատաբար թույլ զարգացման պայմաններում։ Այստեղ հողա-էլյուվիայի հզորությունը փոքր է և ունի դիֆերենցված կտրվածք՝ կրազրկված և կարբոնատային հորիզոններով։

Արաղածի դանդաժի տարբեր բիոկլիմայական գոտիների հողա-էլյուվիալ առաջացումները գեոքիմիական առումով համալուծ են և փոխադարձաբար կապված են միմյանց հետ։ Այսպես՝ մերձգագաթային գոտու ակտիվ միգրանտր նատրիումն է, որը միգրացիայի ենթարկվելով, ոչ մի ազդեցություն չի գործում Արաղածի բիոկլիմայական գոտիների հողա-էլյուվիաների վրա։ Ընդհակառակը՝ կալցիումը, որի հիմնական մասսան առաջանում է միջին գոտում, մասնակցում է ստորին գոտու հողա-էլյուվիայի կազմավորմանը։

Մայր ապարների հողմնահարումից կուտակվող և ինֆիլտրացիոն-ստորերկրյա ջրերով բերվող հեշտ լուծվող միացությունները, Արագած լեռան լանդշաֆտների լանջերի տեղափոխող հատկության շնորհիվ, ազդում են Արաքսի հովտի լանդշաֆտների սոդային տեղակալման վրա։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гулисашвили В. З.* Природные зоны и естественно-исторические области Кавказа. «Наука», М., 1964.
2. Геология Армянской ССР, т. 1, «Геоморфология». Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
3. Карта типов засоления почв Европейской части СССР. Изд-во Главного управления геодезии и картографии при СМ СССР, М., 1973.
4. *Ковда В. А.* Происхождение и режим засоленных почв, т. II. Изд-во АН СССР, М—Л, 1947.
5. *Кожеков Дж.* Почвы еловых и арговых лесов Киргизии, их химико-минералогический состав и свойства. Изд-во АН Киргизской ССР, Фрунзе, 1968.
6. *Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н.* Глинообразование при постмагматических изменениях андезито-базальтов силура Южного Урала. Литология и полезные ископаемые. № 4, «Наука», 1972.
7. *Розанов А. Н.* Почвы орехово-плодовых лесов Ферганского хребта. В кн.: «Материалы по изменению почв орехово-плодовых лесов Южной Киргизии». Изд-во АН СССР, М., 1953.
8. *Мириманян Х. Н.* Послелесное происхождение нагорных степей Армении. Бот. журнал АН СССР, т. XIV, 1958.
9. *Тахтаджян А.* Ботанико-географический очерк Армении (с картой растительности). Труды Ботанического института АрмФАН, т. II, 1941.
10. *Черняховский А. Г.* Некоторые вопросы физического и физико-химического выветривания горных пород. Кора выветривания, вып. 10, «Наука», М., 1963.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 94—95, 1975

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

НИНА АРКАДЬЕВНА СААКЯН-ГОЗАЛЯН

Исполнилось 50 лет научно-производственной деятельности Н. А. Саакян-Гозалян—одного из ведущих микропалеонтологов, неутомимого исследователя.

Н. А. Саакян-Гозалян окончила горный факультет Политехнического института имени С. М. Кирова в гор. Тбилиси. Ее трудовая деятельность в области геологии началась в 1938 г.

С 1938 по 1940 г.г. Нина Аркадьевна Саакян-Гозалян работала на Алавердских рудниках геологом, затем с 1941 по 1944 гг.—в Грузинском геологическом управлении в ревизионных и экспертных партиях.

С 1944 по 1974 гг. работала в Геологическом институте АН Армянской ССР. В 1944—1945 гг. принимала участие в работах металлогенической экспедиции и в составлении первых металлогенических карт Малого Кавказа и Армянской ССР.

С 1945 по 1946 гг. Н. А. Саакян-Гозалян исполняла обязанности Ученого секретаря, а с 1946 по 1950 гг. заведовала Геологическим музеем Института; здесь ею была проведена большая и кропотливая работа по систематизации и оформлению выставочного и фондового материала. По ее инициативе был восстановлен и монтирован скелет древнего слона (Elephas trogonterii) и поныне находящегося в Геологическом музее им. О. Т. Карапетяна. Одновременно Н. А. Саакян-Гозалян проводились исследования армянских декоративных камней для их использования в скульптурных целях.

В 1947 г. при музее, в связи с изучением нефтеносности палеогеновых отложений территории Армянской ССР, Н. А. Саакян-Гозалян была организована лаборатория микрофауны, где под ее руководством было заложено начало изучению фораминифер верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР, продолжающееся до настоящего времени.

В 1950 г. Н. А. Саакян-Гозалян назначается заведующей организованной ею микробиостратиграфической лабораторией при отделе региональной геологии и палеонтологии Института.

Нина Аркадьевна Саакян-Гозалян является автором 36 рукописных и печатных работ. Вся ее научная деятельность служит примером тесного сочетания науки с производством.

С 1948 по 1974 гг. под руководством Нины Аркадьевны Саакян-Гозалян велись также большие производственные работы по изучению микрофауны и определению возраста пород по образцам многочисленных разведочных скважин, бурящихся Армянским геологическим управлением республики на нефть и газ.

В 1957 г. Н. А. Саакян-Гозалян опубликовано монографическое описание третичных фораминифер Ереванского бассейна.

Детальные микропалеонтологические исследования привели к созданию дробного зонального расчленения эоценовых и олигоценовых отложений юга Армянской ССР, что позволило создать схему их биостратиграфического расчленения по фауне мелких фораминифер и сопоставить со схемой расчленения по нуммулитам и конхиолиофауне.

Н. А. Саакян-Гозалян на основании накопившегося большого материала занимается также весьма важными в теоретическом отношении вопросами, каковыми являются изменчивость фораминифер, видообразование, филогения отдельных родов фораминифер, развитых в последовательных возрастных единицах палеогена и неогена Армянской ССР.

С 1956 г. Н. А. Саакян-Гозалян состоит членом постоянной палеогеновой комиссии Межведомственного стратиграфического комитета.

На протяжении своей деятельности Нина Аркадьевна выступает, как вдумчивый и эрудированный исследователь, умелый руководитель; как хороший организатор и учитель она ведет повседневную работу по подготовке кадров.

Нина Аркадьевна помимо научной деятельности принимает активное участие в общественной жизни Института. За свою долголетнюю неустанную трудовую деятельность Н. А. Саакян-Гозалян отмечена правительственными наградами.

Нина Аркадьевна—большой души человек, чуткий, отзывчивый товарищ.

Пожелаем Нине Аркадьевне крепкого здоровья, большой энергии и продолжения творческой работы.

Р. А. АРАКЕЛЯН,
Ю. А. МАРТИРОСЯН,
С. А. БУБИКЯН