ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԼԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դոլուխանովա
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսեթյան

Անդամներ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բադալյան, *աշխարհագրական գիտ. դոկտոր* Ա. Բ. Բաղդասարյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ* Ա. Հ. Գաբրիելյան, *երկր.-մին. գիտ. թեկնածու* Բ. Կ. Կարապետյան, *երկր.-մին. գիտ. թեկնածու* Վ. Պ. Հասրաթյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս* Հ. Գ. Մաղաքյան, *երկր.-մին. գիտ. թեկնածու* Գ. Մ. Վանցյան, *տնտես. գիտ. դոկտոր* Գ. Ի. Տեր-Մատևոսյան, *երկր.-մին. գիտ. թեկնածու* Ա. Ն. Փոշարյան:

Պատասխանատու քարտուղար Վ. Ա. Ադամալյան

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор канд. геол.-мин. наук *Н. И. Долуханова*
Зам. ответственного редактора канд. геол.-мин. наук *Б. М. Меликсетян*

Члены: канд. геол.-мин. наук *В. П. Асратян*, докт. геогр. наук *Л. Б. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. П. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. М. Ванцян*, чл.-корр. АН АрмССР *А. А. Габриелян*, канд. геол.-мин. наук *Б. К. Карапетян*, канд. геол.-мин. наук *А. Е. Кочарян*, академик АН АрмССР *И. Г. Магакьян*, докт. тех. наук *Г. И. Тер-Степанян*.

Ответственный секретарь *В. А. Агамалян*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

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

Խմբագրության հասցեն՝
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Барекамутян, 24.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 3—12

Н. А. САКЯН-ГЕЗАЛЯН, Ю. А. МАРТИРОСЯН

TRUNCOROTALIA ARAGONENSIS (NUTTALL) ИЗ НИЖНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА р. ВЕДИ (АРМЯНСКАЯ ССР)

Truncorotalia (Globorotalia) aragonensis (Nuttall) впервые описана Нутталлом (1930) из нижнеэоценовых отложений Мексики (формация Арагон). В дальнейшем представители этого вида обнаруживались многими исследователями палеоге новых отложений в возрастных пределах верхний палеоцен—низы среднего эоцена.

Присутствие Truncorotalia aragonensis (Nuttall) установлено в нижне-среднеэоценовых отложениях на Северном Кавказе (Субботина Н. Н., 1936), в Центральном Предкавказье (Шуцкая Е. К., 1956), в нижней части среднего эоцена на Малом Кавказе в Азербайджанской ССР (Халилов, 1940), в низах палеогена Эмбенской области (Морозова В. Г., 1939).

За пределами СССР этот вид известен из палеоцена и среднего эоцена западной Аквитании (Кювийе и Закалл, 1948), из нижнего эоцена альпийской зоны к северо-западу от Вены (Глесснер, 1937), на Тринидаде (Болли, 1957), в Италии (Болли и Чита, 1960), на Мадагаскаре (Лис, 1960), в Анти-Ливане, в центральной, северной и южной частях Пальмирид, на крайнем юго-западе Сирии у Тивериадского озера и возвышенности Тараг-эль-Аалаб, на западном склоне хребта Джебель-Ансария, на крайнем юго-западе Алеппского плато, в районе Латакия-Аафрин, Месопотамии (Крашенинников, 1965).

Присутствие Truncorotalia aragonensis (Nuttall) на территории Армянского ССР впервые отмечено Н. А. Саакян в районе Арарат Вединского района в скважине № 6, пробуренной УГ СМ Арм. ССР в 1951 г. на юго-западном склоне Урцского хребта. Здесь на интервале глубин 219,0—225,0 м (обр. 37) в красных известково-песчанистых глинах низов среднего эоцена, залегающих на палеозойских известняках, было обнаружено большое количество экземпляров из группы вида Truncorotalia aragonensis (Nuttall).

По ряду отличий от типичного вида вновь выявленные формы были описаны Н. А. Саакян как Truncorotalia aragonensis (Nuttall) var. araratica и Tr. aragonensis (Nuttall) var. incisimarginata (1957).

В дальнейшем, при исследовании пограничных слоев мела и палеогена в ряде пунктов Вединского района (басс. р. Веди), как в естественных обнажениях (г. Когуц), так и в образцах из скважин (№ 1 Двин), Ю. А. Мартиросян было установлено присутствие представителей этого вида в пределах средней части нижнего эоцена. Накопившийся фауни-

стический материал (1953—1963) позволил ей произвести дополнительные наблюдения над морфологическими признаками представителей этой группы, систематизировать их вертикальное распределение в ряде параллельных разрезов и выделить, кроме описанных [Н. А. Саакян—Гезалян, 1957] из низов среднего эоцена, еще три варнетета из нижнего эоцена. Выделенные новые варнететы от вида Truncorotalia aragonensis (Nuttall) отличаются в основном одноконтурными швами, утолщенной спинной стороной, фестончатым периферическим краем.

От среднеэоценовых Truncorotalia aragonensis Nuttall var. araratica Sahakian они отличаются широкой пупочной областью, разобщенными пупочными концами камер, щелевидной апертурой, более плоской спинной стороной, большим количеством камер, грубой шероховатой поверхностью и более лопастным периферическим краем. От Truncorotalia aragonensis Nuttall var. incisimarginata Sahakian отличаются большей вытянутостью камер в спинно-брюшном направлении, более разобщенными пупочными концами камер, изогнутыми швами и меньшими размерами.

Ниже приводится описание трех новых варнететов, выделенных Ю. А. Мартиросян. Голотипы и оригиналы хранятся в коллекции 102 ИГН АН Армянской ССР.

Отряд ROTALIIDA

Семейство Globorotaliidae Cushman, 1924

Подсемейство *Globorotalinae* Cushman, 1927

Род Truncorotalia Cushman et Bermudez, 1949

Тип рода*—Rotalia truncatulinoides Orbigny, 1839, современный Атлантический океан, около Канарских островов. Раковина высококоническая, с уплощенной спинной и сильно выпуклой брюшной сторонами. Периферический край всегда угловатый, с одним килем в виде краевого валика. Пупок отчетливый, часто широко открытый. Камеры последнего оборота вытянуты в спинно-брюшном направлении (вертикальные). Швы на спинной стороне часто с шовным валиком. Устье в виде узкой и короткой щели с небольшой губой. Стенка густо покрыта короткими и толстыми заостренными шипиками.

Распространение: Датский ярус—верхний эоцен, современные. Широко распространенный род.

Truncorotalia aragonensis (Nuttall) var.$_1$

Таблица 1 (1—3а, б, в)

Голотип № 328 и оригиналы № 329, 330 происходят из юго-западного склона г. Когуц, Ведийский район Арм. ССР (нижний эоцен).

---

* Описание приводится по „Основам палеонтологии", Изд. АН СССР, 1959.

1а

1б

1в

2а

2б

2в

3а

3б

3в

4а

4б

4в

5а

5б

5в

Таблица 1

Таблица 1.

1—3б, а, в. Truncorotalia aragonensis (Nuttall) var,. Голотип № 328 и оригиналы 329, 330. Вединский район. Юго-западное подножье г. Котуц (нижняя часть нижнего эоцена), ×66.

4а, б, в. Truncorotalia aragonensis (Nuttall) var_2. Голотип № 231, Вединский район. Юго-западный склон г. Котуц (нижняя часть нижнего эоцена), × 66.

5а, б, в. Turborotalia aragonensis (Nuttall) var_3. Голотип № 332, Вединский район. Юго-западный склон г. Котуц (нижняя часть нижнего эоцена), ×66.

Описание. Раковина имеет форму усеченного конуса с высоко выпуклой брюшной и уплощенной спинной сторонами. Оборотов два. В последнем обороте 5—7 камер. Величина камер возрастает постепенно. Периферический край приостренный, слабо фестончатый, снабжен грубошиповатым валиком. На брюшной стороне очертание камер треугольное, с утолщенными пупочными концами. На спинной стороне очертание камер полукруглое. Швы на спинной стороне короткие, слабо изогнутые, выступающие. На брюшной стороне швы прямые, углубленные. Устье щелевидное, протягивается вдоль краевого шва от пупка почти до периферического края. Пупочная область широкая, глубокая. Стенка бугристо-шероховатая, на брюшной стороне шероховатость грубее, чем на спинной.

Размеры зарисованных экземпляров:

Диаметр наибольший 0,50—0,65—0,55 мм
» наименьший 0,45—0,55—0,50 мм
Высота 0,30—0,30—0,30 мм

Изменчивость и сравнение. Раковина варьирует в размерах, в количестве камер. Встречаются отдельные особи со слабо выпуклой спинной стороной. Отличается от вида, описанного Нутталлом (1930), из нижнеэоценовых отложений Мексики одноконтурными швами, уплощенной спинной стороной, фестончатым периферическим краем. От вида, описанного Субботиной (1936) из нижне-среднеэоценовых отложений Северного Кавказа, отличается широким пупком и более разообщенными пупочными концами камер.

От Truncorotalia aragonensis (Nuttall) var. araratica Sahakian, описанной Саакян (1957) из среднеэоценовых отложений Армении, отличается более широким пупком, разобщенными пупочными концами камер, грубо-шероховатой поверхностью, плоской спинной стороной.

От Tr. aragonensis Nuttall var. incisimarginata Sahakian отличается большой вытянутостью камер в спинно-брюшном направлении, меньшими размерами, дугообразно изогнутыми швами, более широким пупком.

Местонахождение. Юго-западный склон г. Котуц, Вединский район.

Геологический возраст. Нижний эоцен (верхняя часть нижней подзоны).

Truncorotalia aragonensis (Nuttall) var.$_2$

Таблица 1 (4а, б, в)

Голотип № 331 происходит из юго-западного склона г. Котуц, Вединский район (нижний эоцен).

Описание. Раковина имеет форму усеченного конуса с уплощенной спинной и конической брюшной сторонами. Оборотов два. В последнем обороте 5—6 камер. Камеры возрастают постепенно (иногда последняя камера меньше предыдущей). Периферический край фестончатый, заостренный со слабо выраженным валикообразным утолщением. На спинной стороне очертание камер неправильно полукруглое. На брюшной—

треугольное. Пупок широкий. Пупочные концы утолщенные, тесно прилегают друг к другу, слегка вогнуты во внутрь. Швы на спинной стороне слабо изогнутые. На брюшной стороне вдавленные, прямые. Устье плохо выражено. Стенка бугристо-шероховатая.

Размеры. Диаметр наибольший — 0,55 мм
» наименьший — 0,45 мм
Высота — 0,30 мм

Изменчивость и сравнение. Раковина варьирует в размерах и в количестве камер. Отличается от вида, описанного Нутталлом (1930), меньшим количеством камер, уплощенной спинной стороной, одноконтурными швами, меньшим размером пупка.

От Truncorotalia aragonensis, описанной Н. Н. Субботиной, отличается меньшим количеством камер и одноконтурными швами, а также слабо выраженным килем.

От Truncorotalia aragonensis (Nuttall) var. araratica (Sahakian) отличается большим количеством камер в последнем обороте, плоской спинной стороной, более широким пупком, фестончатым периферическим краем.

От Tr. aragonensis Nuttall var. incismarginata Sahakian отличается большой вытянутостью камер в спинно-брюшном направлении, волнистостью периферического края, меньшими размерами, изогнутыми швами.

От Tr. aragonensis (Nuttall) var.$_1$ отличается меньшим количеством камер, слабо выраженным килем, более фестончатым периферическим краем, относительно изогнутыми швами на спинной стороне, тесно прилегающими друг к другу, а также слегка вогнутыми во внутрь пупочными концами камер.

Местонахождение. Юго-западный склон г. Котуц, Вединский район.

Геологический возраст. Нижний эоцен (верхняя часть нижней подзоны).

Trunocorotalia aragonensis (Nuttall) var.$_3$

Таблица 1 (5а, б, в)

Голотип № 332 происходит из юго-западного склона г. Котуц, Вединский райсн (нижний эоцен).

Описание. Раковина имеет коническую форму с уплощенной спинной и конической брюшной сторонами. Оборотов два. В последнем обороте шесть камер. Камеры возрастают постепенно. Периферический край слабо заостренный, волнистый, с валикообразным утолщением. На спинной стороне поверхность камер плоская, имеют трапецевидное очертание. На брюшной стороне очертание треугольное. Пупочные концы последних 2-х камер слабо отогнуты в сторону внешнего края раковины. Пупок широкий. Пупочные концы камер утолщенные. Швы на спинной стороне почти прямые, выпуклые. На брюшной—прямые, вдавленные. Апертура плохо выражена. Стенка грубошероховатая,

Размеры. Диаметр наибольший — 0,61 мм
» наименьший — 0,50 мм
Высота — 0,40 мм

Изменчивость и сравнение. Изменчивыми признаками являются размеры, количество камер, ширина пупка.

От Truncorotalia aragonensis (Nuttall) отличается почти уплощенной спинной стороной, одноконтурными швами.

От Truncorotalia aragonensis (Nuttall) var. araratica (Sahakian), отличается большим количеством камер, широким пупком, грубошероховатой поверхностью, уплощенной спинной стороной.

От Tr. aragonensis (Nuttall) var. incisimarginata Sahakian отличается меньшими размерами, вытянутостью камер в спинно-брюшном направлении.

Truncorotalia aragonensis (Nuttall) var.$_3$ от вышеописанных Tr. aragonensis (Nutt.) var.$_1$ и Tr. aragonensis (Nutt.) var.$_2$ отличается незначительным волнистым периферическим краем, камерами, почти перпендикулярно стоящими к спинной стороне и плоской поверхностью камер на брюшной стороне.

Местонахождение. Юго-западный склон г. Котуц, Вединский район.

Геологический возраст. Нижний эоцен (верхняя часть нижней подзоны).

Стратиграфическое распределение описанных вариететов приводится ниже в таблице 2.

Как видно из таблицы, стратиграфическое распространение представителей группы Truncorotalia aragonensis в нижнепалеогеновых отложениях юго-западной части Армянской ССР приурочено к нижнему эоцену и к низам среднего эоцена.

1. Нижнеэоценовые отложения по вертикальной смене комплексов фораминифер и литофаций подразделяются на две подзоны:

а) Нижняя подзона представлена песчаниками, глинистыми песчаниками с конгломератом в основании. Содержит комплекс фораминифер — Globorotalia crassata (Cushman), Acarinina acarinata Subbotina, Acarinina pentacamerata Subbotina sub. sp. armenica, Truncorotalia aragonensis (Nuttall) var.$_1$, Tr. aragonensis var.$_2$ и Tr. aregonensis var.$_3$, Truncorotalia aragonensis (Nuttall).

Мощность . . . . . 110 м.

б) Верхняя подзона представлена известняками. Содержит Nummulites planulatus Lam., Nummulites globulus Leym., Nummulites lucasi Douville. Из мелких фораминифер встречаются плохой сохранности Globigerina, Rotalia и Radiolaria.

Мощность . . . . . 32 м.

2. Отложения среднего эоцена трансгрессивно перекрывают нижний эоцен. Представлены конгломератами (в основании), песчаниками, глинистыми песчаниками с тонкими прослоями известняков, местами красными глинами. Содержат: Acarinina cracsaeiormis (Gall. et

Таблица 2

Стратиграфическое распространение представителей группы Truncorotalia aragonensis (Nuttaall) в нижнепалеогеновых отложениях юго-западной части Армянской ССР

Геологический возраст	Район сбора	Литология	Представители группы Truncorotalia aragonensis (Nuttall)	Характерные сопутствующие комплексы нуммулитов и мелких фораминифер	Микрофаунистические зоны
Средний эоцен	ВЕДИНСКИЙ	Глины песчанистые, песчаники глинистые с прослоями известняков, в основании конгломераты	Не обнаружены	Hantkenina liebusi, Globigerinoides conglobatus, Acarina crassaeformis	Acarinina crassaeformis
			Не обнаружены	Hantkenina liebusi, Globigerinoides conglobatus, Acarinina crassaeformis (много), A. triplex, Nummulites aff. anomalus	
			Truncorotalia aragonensis (Nuttall) var. araratica, Tr. aragonensis Nuttall var incisimarginata	Globigerina inaequispira Acarinina crassaeformis (мало)	
Нижний эоцен		Известняки	Не обнаружены	Nummulites globulus, N. planulatus, N. lucasi	Globorotalia crassata
		Песчаники, глинистые песчаники, конгломераты	Truncorotalia aragonensis (Nuttall) var_3, Tr. aragonensis (Nuttall) var_2, Tr. aragonensis (Nuttall) var_1	Globorotalia crassata, Acarinina acarinata, Acarinina pentacamerata Subb. sub. sp. armenica, Truncorotalia aragonensis	
Палеоцен (верхняя часть)		Песчаники, глинистые с редкими прослоями известняков	Не обнаружены	Globorotalia pseudomenardi, Truncorotalia gabrieliani, Acarinina subsphaerica	—

Wissl), Truncorotalia aragonensis (Nuttall) var. araratica (Sahakian), Truncorotalia aragonensis Nuttall var. incisimarginata (Sahakian). Представители Truncorotalia в нижнепалеогеновых отложениях имеют достаточно четкую стратиграфическую приуроченность. Они распространены: а) в верхней части нижней подзоны нижнего эоцена (зона Globorotalia crassata), перекрытой нуммулитовыми известняками нижнего эоцена, и б) в нижней части среднего эоцена (зона Acarinina crassaeformis).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 20.IV 1966.

Ն. Ա. ՍԱՀԱԿՅԱՆ-ԳՅՈԶԱԼՅԱՆ, Յու. Ա. ՄԱՐՏԻՐՈՍՅԱՆ

TRUNCOROTALIA ARAGONENSIS [NUTTALL] ՏԱՐԲԵՐԱԿՆԵՐԸ ՎԵԴԻ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ՍՏՈՐԻՆ ՊԱԼԵՈԳԵՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻՑ [ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ]

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Truncorotalia aragonensis [Nuttall] *տեսակը առաջին անգամ հայտնաբերել և նկարագրել է Նուտալը [1930], Մեքսիկայի ստորին էոցենի Արագոն ֆորմացիայի նստվածքներից։ Այնուհետև այդ տեսակը հայտնաբերել են պալեոգենի բազմաթիվ հետազոտողներ տարբեր վայրերում, վերին պալեոցենի և միջին էոցենի հասակային սահմաններում՝ հյուսիսային Կովկասում, Էմբայի մարզում, Փոքր Կովկասում, Մեծ Կովկասի կենտրոնական նախալեռնային շրջանում (Սուբոտինա Ն. Ն. 1936, Մորոզովա Վ. Գ. 1939, Խալիլով Ջ. Մ. 1940, Շուցկայա Ե. Կ. 1956)։*

ՍՍՀՄ սահմաններից դուրս այն հայտնաբերվել է ալպիական գոտու արևմտյան մասում, Վիեննայի հյուսիս-արևմտյան շրջակայքում, Ակվիտանիայում, Իտալիայում (Գլեսներ, 1937, Կյուվյե և Ջակալ 1948, Բոլի և Ջիտաս, 1960), Տրինիդադում (Բոլի, 1957), Մադագասկարում (Լիս, 1960), Անտիլիբանանում, Սիրիայի ծայր հարավ-արևմուտքում, Տիբերայի լճի մոտակայքում, Հալեպի սարավանդակի հարավ-արևմտյան մասում, Լաթակիայի շրջանում, Միջագետքում (Կրաշենինիկով, 1965)։

Հայկական ՍՍՀ-ում նշված խմբին պատկանող ձևերն առաջին անգամ նշել է Ն. Սահակյանը՝ Ուրծի լեռնաշղթայի հարավ-արևելյան փեշերի հորատանցքերից մեկում (Հանքային ջրերի հորատանցք № 6, Արարատ կայարանի շրջակայքում)։

Նշված հորատանցքում 219,0—225,0 մ խորության վրա, միջին էոցենի կարմիր կրաավազաքարային № 37 նմուշում հայտնաբերված վերոհիշյալ տեսակի խմբին պատկանող ինցիները, իրենց մի շարք մորֆոլոգիական տարբերությունների հիման վրա (խոռոչների քանակի, կարևրի և բերանի կառուցվածքի և այլն) որոշվեցին որպես Truncorotalia aragonensis [Nuttall] var. araratica Sahakian, Tr. aragonensis [Nuttall] var. incisimarginata Sahakian.

Հետագայում (1953—63) վեդի գետի ավազանում Յու. Ա. Մարտիրոսյանը վերին կավճի և պալեոգենի սահմանային նստվածքներում—ստորին

էոցենում հայտնաբերեց Truncorotalia aragonensis [Nuttall] *տեսակին պատկանող նոր տարբերակներ, որոնց հատկանիշների համեմատական ուսումնասիրությունը հնարավորություն տվեց հնդինակին անջատել երեք տարբերակ և տալ նրանց օրինաչափ տարածումը։*

Նոր հայտնաբերված տարբերակները նշված տեսակից տարբերվում են գծային կտրերով, մեջքի տափակությամբ, խեցին ծայրամասի կտրվածությամբ։ Նրանք վեղիի շրջանում հայտնաբերված Truncorotalia aragonensis [Nuttall] var. araratica Sahakian-*ից տարբերվում են լայն պորտային մասով, փորի կողմից խոռոչների անջատվածությամբ, ավելի տափակ մեջքով, խեցիի անհարթ (կոպիտ) մակերեսով և խեցիի ավելի կտրտված ծայրամասով։*

Հայաստանի միջին և ստորին էոցենում նշված տեսակի տարբերակների հայտնաբերումը նպաստում է ալպիական գոտում այդ տեսակի շերտագրական նշանակության ճշտմանը և Հայաստանի ստորին պալեոգենի ավելի ստույգ մասնատմանը։

ЛИТЕРАТУРА

Основы палеонтологии. Изд. АН СССР, 1959.

Субботина Н. Н. Глобигериниды, ханткенииниды и глобороталиниды. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 76, 1953.

Саакян-Гезалян Н. А. Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Изд. АН Арм. ССР, 1957.

Шуцкая Е. К. Стратиграфия нижних горизонтов палеогена Центрального предкавказья по фораминиферам. Труды ИГН АН СССР, вып. 164, 1965.

By Alfred R. Loeblich, Ir. and *Helen Tappan.* Flanklinic Foraminifera of Paleogene and early Eoeene age from the Golf and Atlantic Coastae Plains U. S. Wat Mus. Boll 915.

Nuttall. Eocene Foraminifera from Mixico Journ. Pal, vol. 4, 1930.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 13—20

Л. А. ВАРДАНЯНЦ

К ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ*

Средний химический состав верхнего, так называемого, гранитного слоя земной коры, на глубину до 10—12 и даже до 16 км, А. П. Виноградов определяет по количеству атомов, считая их по числу и по весу (табл. 1). Цифры эти в разных литературных источниках у отдельных авторов даны несколько по иному, но эти отклонения не имеют существенного значения, так как состав такой гипотетической горной породы получается почти одинаковым, во всяком случае петрографическая ее характеристика остается без изменения.

Таблица 1

Атомы	Количество атомов в % по А. П. Виноградову		Окислы	Состав породы „гранитного" слоя соответственно		Состав „гранитного" слоя как среднее из составов по I и II
	по весу I	по числу II		по I	по II	
Si	27,6	20,0	SiO_3	59,0	58,0	58,50
Ti	0,6	0,25	TiO_3	0,99	0,96	0,975
Al	8,8	6,6	Al_2O_3	16,58	16,3	16,44
Fe··· Fe··	5,1	2,0	Fe_2O_3 FeO	7,05	6,95	7,00
Mn	0,09	0,032	MnO	0,12	0,10	0,11
Mg	2,1	2,0	MgO	3,48	3,85	3,665
Ca	3,6	2,0	CaO	5,04	5,4	5,22
Na	2,64	2,4	Na_2O	3,56	3,6	4,58
H	2,6	1,4	K_2O	3,13	3,18	3,155
K	0,15	3,0	H_2O	1,34	1,3	1,32
O	47,2	58,0		100,29	99,64	99,965

В той же таблице, в столбцах I и II, помещены подсчитанные нами составы верхнего слоя земной коры по средним содержаниям в ней главнейших окислов. Составы пород по I и II почти одинаковы, а среднее из них дано в крайнем правом столбце таблицы.

При пересчете количеств атомов на состав гипотетической горной породы были приняты равные количества закисного и окисного железа. Наиболее существенные расхождения между составами по I и по II имеются для окисей магния и кальция (до 0,4%) по-видимому, как следствие округленности их количеств по числу атомов. Расхождение для

---

* Доложено в Ленинграде в январе 1966 г. на совещании по закономерностям геологических явлений.

SiO_2 достигает 1%, но это не существенно, ввиду его большого количества.

Геофизики называют этот верхний слой земной коры гранитным, так как продольные сейсмические волны имеют в нем малую скорость, причем такую, которая характерна для горных пород, обладающих, в общем виде, гранобластовой структурой и минеральным составом, близким к составу гранита. Но гипотетическая горная порода, соответствующая по ее химическому составу верхнему слою земной коры, в среднем очень далека от гранита и даже от гранодиорита. Сопоставляя ее состав с составами разных горных пород, можно убедиться в том, что она очень близка к андезитовым породам (табл. 2) и может рассматриваться как близкий аналог андезита, понимая такую аналогию, конечно, только в отношении ее химического состава, но не физических свойств.

Таблица 2

	Средний андезит по Дэли (87 анализов)	Средний базальт по Дэли (198 анализов)	Средний платобазальт по Дэли (43 анализа)	Необходимая миграция окислов для превращения базальта в андезит
SiO_2	60,3	49,9	49,7	+10%
TiO_2	0,8	1,4	2,2	
Al_2O_3	17,5	16,0	14,2	
Fe_2O_3	3,4	5,4	3,7	от −5 до −7%
FeO	3,1	6,5	10,5	
MnO	0,2	0,3	0,2	
MgO	2,8	6,3	6,8	от −6 до −8%
CaO	5,9	9,1	9,6	
Na_2O	3,6	3,2	2,6	от +2 до +4%
Ka_2O	2,1	1,5	0,7	
P_2O_5	0,3	0,4	0,3	
	100	100	100	

Верхний «гранитный» слой земной коры представлен совокупностью разнородных осадочных, метаморфических и магматических горных пород. Из них осадочные породы последовательно подвергаются метаморфизму и превращаются в разного состава кристаллические сланцы, гнейсы и гранито-гнейсы. При этом кристаллические сланцы практически почти всегда сохраняют некоторые признаки их первично осадочного происхождения, тогда как гнейсы и гранито-гнейсы утеряли их полностью.

Магматические породы также подвергаются метаморфизму, причем кислые породы дают начало разного рода гранито-гнейсам, а основные—амфиболитам, серпентинитам и т. п. породам.

Кристаллические сланцы и гнейсы слагают, так называемый, кристаллический фундамент, который подстилается базальтовым слоем земной коры. Нижней границей такого слоя служит поверхность перерыва Мохоровичича, прослеживаемая на глубине нескольких десятков ки-

лометров. Сверху же на кристаллическом фундаменте залегает покров нормально осадочных пород, еще не испытавших метаморфизма. Мощность такого покрова непостоянна и может достигать порой многих километров, но местами он может совсем отсутствовать. В среднем его мощность, по А. П. Виноградову, до 1,5 км.

Базальтовый слой земной коры выступает на поверхность сравнительно редко, обычно на ограниченных площадях в виде соответствующего состава интрузий, но порой излияния базальтовой магмы покрывают очень значительные территории, как например, траппы Сибири или плато-базальты Индии.

Задаваясь вопросом о происхождении осадочных и метаморфических горных пород, нужно признать, что их образование является конечным этапом химического и механического разрушения базальта, слагавшего первоначально поверхность Земли, т. е. конечным результатом полнейшей его переработки под влиянием агентов денудации. В последующем этапе объектом такой переработки сделались также и породы кристаллического фундамента, а вместе с ними и те магматические породы, которые интрудированы в толщу осадочных и метаморфических пород или переслаиваются с ними в виде эффузивов.

Пока мы не знаем и не можем указать какой-либо другой объект, кроме первоначального базальта, который мог бы служить основой для столь интенсивной химической и механической переработки. Гнейсы и сами образовались, главным образом, из первоначально осадочных пород путем их метаморфизма. Это же нужно предполагать и для гранитогнейсов. Породы же, близкие по своему строению и минеральному составу к гранитам и т. п., занимают в земной коре относительно подчиненное положение. Но и они далеко не всегда являются первичными магматическими образованиями, будучи тесно связаны с процессами щелочного и попутного с ним кремнеземного метасоматоза, в результате которых даже и некоторые породы основного состава превращаются в гранитоподобные образования.

В результате верхний слой земной коры представляет собою чрезвычайно анизотропную среду для прохождения сейсмических волн, и в нем средняя скорость продольных волн не превышает 5—6 км/сек. В противоположность этому, в нижнем слое земной коры, обладающем составом базальта, имеется почти полная однородность состава и строения. В этом слое средняя скорость продольных волн даже превышает 7 км/сек, чему способствует, по-видимому, и почти полная уплотненность пород.

Сопоставляя химические составы верхнего «гранитного» и нижнего базальтового слоев земной коры, можно установить, что верхний слой, который мы определили выше по его среднему химическому составу как аналог андезита, отличается существенно от нижнего слоя.

Так, он содержит почти на 10% больше кремнезема и на 2—4% больше щелочей, но вместе с тем в нем на 5—7% меньше окислов железа и на 6—8% меньше сумма окислов магния и кальция.

На основании такого сопоставления можно считать, что верхний, ан-

дезитового состава слой земной коры образовался из нижнего базальтового слоя благодаря соответствующей миграции элементов из нижнего слоя или через нижний слой из верхней мантии Земли.

Изучая в течение ряда лет кристаллический фундамент Русской платформы, мы наблюдали в нем чрезвычайно интенсивное проявление разнородного метасоматоза, причем наиболее сильно проявлен щелочной метасоматоз, приводящий к широкой гранитизации всех горных пород, независимо от их состава. Породы обогащаются кремнеземом и щелочами (в связи с появлением кварца и микроклина) и обедняются кальцием, магнием и железом, которые выносятся из породы (как следствие замещения содержавших их минералов кварцем, микроклином и альбитом) и образуют выше изменяемой породы верхний фронт базификации. Осуществляется та самая миграция элементов, о которой говорилось выше.

В связи с этим возникают дополнительные вопросы. Во-первых, откуда исходят соответствующие эманации, производящие метасоматоз, и, во-вторых, за счет чего и как они получают нужную для подъема активацию. По первому вопросу нужно полагать, что источник эманаций находится, по-видимому, в верхней мантии, в пределах предполагаемого в ней перидотитового слоя. Хотя в нем содержание щелочей очень невелико, но за счет большой его мощности и, соответственно, большого объема, из него может выделиться достаточно большое количество щелочей.

Что же касается энергии, потребной для активации, то имеются предположения (А. П. Виноградов), что она передается эманациям посредством так называемой зонной плавки. Но по нашему мнению, энергия гравитационного поля также вполне обеспечивает такую активацию, так как в обстановке высокого всестороннего сжатия все вещества, обладающие хотя бы минимальной летучестью и подвижностью, должны стремиться ускользать из сферы сжатия. В первую очередь таким путем должны удаляться из верхней мантии газообразные растворы воды вместе со щелочами, глиноземом и кремнеземом, как это было установлено опытами Н. И. Хитарова.

При щелочном метасоматозе роль щелочей Na_2O и K_2O разная. Первый из них необходим для превращения пироксенов, особенно ромбических, в роговую обманку, в общем виде в амфибол, который затем уже при посредстве K_2O переводится в биотит, причем Na_2O возвращается в число мигрирующих элементов, а K_2O оседает окончательно.

Во вторую очередь удаляются из верхней мантии (или из базальтового слоя) летучие соединения магния и, особенно, железа, оседающего в виде магнетита в кристаллических породах, а порой и в верхних слоях земной коры, где они образуют нижний фронт базификации. Для таких возгонов железа очень характерна ассоциация с радиоактивным (редкоземельным) апатитом, подобно тому, как это наблюдается на общеизвестных месторождениях Северной Швеции. На Русской платформе пока неизвестны сколько-нибудь значительные скопления подобных железных руд и сопутствующего им апатита.

Метасоматическая переработка горных пород и их гранитизация сопровождаются удалением из гранитизированных пород значительных количеств MgO, CaO, FeO и Fe_2O_3, концентрирующихся первоначально в верхнем фронте базификации. Из них Mgo, хорошо растворимый почти во всех его соединениях, а CaO в виде вполне растворимого бикарбоната, мигрируют дальше и поподают в конечном итоге в морские бассейны, откуда CaO изымается морскими организмами для построения их скелета и защитных органов, а MgO—накопляется в морской воде, откуда часть его расходуется на отложение доломитов.

Несколько иная судьба у окислов железа. Из них Fe_2O_3 и его соединения, не обладающие растворимостью, уходят очень недалеко и накопляются тут же, близ верхнего фронта базификации, в виде, например, железной шляпы на выходах коренных пород. Закись железа, FeO, хорошо растворимая в виде тех или иных солей, может, при отсутствии соприкосновения с кислородом воздуха или с иными окислителями, мигрировать на значительные расстояния до встречи с каким-либо окислителем, переводящим ее в нерастворимую полуторную окись железа, которая тут же и выпадает в осадок.

Таким образом, способностью к неограниченной миграции и столь же неограниченному накоплению в морской воде обладают только два катиона: Na и Mg и поэтому в солевом составе морской воды главнейшими компонентами являются только соли натрия и магния.

Итак, земная кора разделяется на два различных физических слоя. Нижний слой, первичный по происхождению и имеющий базальтовый состав, отличается высокой степенью однородности (изотропности) и высокой сдавленностью. Продольные сейсмические волны обладают в нем очень высокими скоростями, превышающими даже 7 км/сек.

Верхний слой, вторичный по составу и происхождению, образовался за счет полной химической и механической переработки первоначального базальта и имеет по сравнению с ним более кислый и ощелоченный средний состав, очень близкий к андезитовому. Этот слой отличается чрезвычайной разнородностью составляющих его горных пород и поэтому в целом он в высшей степени анизотропен. В одном из крайних случаев—это бесструктурный агломерат пород самого разного состава, в других же случаях—это более или менее сложная, притом разной величины и объема, геологическая структура.

Сохраняя для нижнего слоя земной коры название первичного базальтового, мы полагаем, что верхний слой правильным было бы называть вторичным по происхождению слоем андезитизированного, полностью переработанного (вместе с тем ощелоченного и окисленного) базальта, но во всяком случае не гранитным слоем, как его называют еще и сейчас.

Формирование верхнего, вторичного андезитового слоя началось очень давно, безусловно еще в раннем архее. При ином решении этого вопроса мы не могли бы объяснить возникновение архейских парагнейсов и гранито-гнейсов, образовавшихся, судя по сравнительной степени

метаморфизма горных пород архея и протерозоя, безусловно еще задолго до начала протерозоя, т. е. во всяком случае более 3000 или даже более 3500—4500 млн. лет назад.

В настоящее время геофизические исследования показывают в отдельных местах, притом как бы внутри континентов, отсутствие «гранитного» слоя земной коры, как например, в глубоководных частях Черного и Средиземного морей. В таких местах геологи допускают существование в прошлом (вероятнее, в палеозое) значительных горных поднятий, на площади которых «гранитный» слой был полностью или почти полностью удален денудацией.

Надо полагать, что поднимавшиеся через базальтовый слой эманации, производящие метасоматоз, должны были исходить из верхней мантии более или менее равномерно по всей ее поверхности, а не только там, где расположены континенты. С этой позиции несколько парадоксально то, что на грандиозной площади Тихого океана отсутствует почти совсем вторичный андезитовый слой, как нет его, в частности, и под глубинами Черного моря.

В этой связи является вполне логичным предположение, что Тихий океан тоже не первичное образование на Земле и что когда-то на его месте существовал какой-то громадный континент, с поверхности которого денудация почти полностью удалила покрывавший его слой переработанного базальта (т. е. вторичного андезитового слоя). После этого континент погрузился под уровень океана, на дне которого геофизические исследования обнаруживают кое-где останцы небольшой мощности вторичного андезита, т. е. ощелоченного и силицифицированного первичного базальта.

Современная геохронологическая шкала содержит резерв более чем в 2000 млн. лет, в течение которых упомянутый выше гипотетический континент свободно мог развиться и просуществовать на площади Тихого океана. Погрузившись под уровень океана, этот континент унес с собой и нераскрывшиеся тайны начальных этапов развития нашей планеты.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 26.IX 1966.

Լ. Ա. ՎԱՐԴԱՆՅԱՆՑ

ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎԻ ՊԱՏՄՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ա. Պ. Վինոգրադովի կարծիքների հիման վրա հաշված են երկրակեղևի վերին շերտի համար (մինչև 16 կմ խորություններ) այսպես կոչված «գրանիտային» շերտի ներթափանցման ապարի միջին քիմիական բաղադրություն։ Այս ապարն իր քիմիական բաղադրությամբ շատ հեռու է ոչ միայն գրանիտից, այլև գրանոդիորիտից, բայց մոտ է անդեզիտին (ըստ Դելիի)։

Նկատի առնելով այս հանգամանքը, հեղինակը կարծում է, որ երկրակեղևի վերին մասն առաջացել է սկզբնական բազալտային շերտի մեխանիկական և քիմիական վերամշակման միջոցով, նրա կազմի մեթասոմատիկ փոփոխությամբ՝ երկրի մանտիայի վերին մասերից անջատվող էմանացիաների ազդեցության տակ։ Բազալտը անդեզիտի փոխակերպելու համար պահանջվում է, ընդհանուր առմամբ նրա մեջ ավելացնել՝ SiO_2—10% ալկալիներ՝ 2—4%, պակասեցնել $CaO+MgO$—6—8%, $FeO+Fe_2O_3$—5—7%։ Քիմիական տարրերի հենց այսպիսի միգրացիա է դիտել հեղինակը ռուսական պլատֆորմայի հիմքի ապարներում, որտեղ լայն տարածված է մետասոմատոզը, որը հանգեցնում է ապարների կվարցացմանը և գրանիտացմանը անկախ նրանց սկզբնական բաղադրությունից։ Այս էմանցիաների տարրերը համապատասխան աշխուժացում են ստանում «ղունայական հալման» կամ երկրի գրավիտացիոն դաշտի բարձր լարվածության շնորհիվ։ Վերջինս մեծ խորություններում ստեղծում է համակողմանի բարձր ճնշում, որի հետևանքով ցնդող և այլ շարժուն միացությունները արտամղվում են դեպի վեր։ Հեղինակը կարծում է, որ երկրակեղևի ստորին շերտը ավելի հիշտ կլինի անվանել առաջնային-բազալտային, իսկ վերինը՝ ոչ թե գրանիտային, այլ երկրորդային-անդեզիտային, որն առաջացել է բազալտայինի ալկալիացման և թթվայնացման հետևանքով, այսինքն՝ նրա անդեզիտացումից։ Հոդվածում քննարկվում են նաև բազիֆիկացման ստորին և վերին ճակատների հարցը, ալկալիների դերը [Na_2O և K_2O] մետասոմատոզի ժամանակ, ծովային ջրերում աղերի կուտակման ուղիները, որ իրենց արտակարգ միգրացիոն ընդունակության շնորհիվ խիստ կերակշռում են նատրիումի և մագնեզիումի աղերը։ Կալցիումի օքսիդը նույնպես նշանակալի չափերով կարող էր կուտակվել, եթե պարզագույն կենդանիները իրենց մարմնի պաշտպանական մասերը կառուցելու համար չկորզեին այն ծովային ջրից։

Այնուհետև ուշադրություն է դարձվում այն հանգամանքի վրա, որ մի շարք ներցամաքային ծովերի, ինչպես օրինակ՝ Սև և Միջերկրական ծովերի խորջրյա մասերում, գեոֆիզիկական տվյալների համաձայն «գրանիտային շերտը» մասամբ բացակայում է։ Երկրաբանները սա բացատրում են նրանով, որ այս մասերի գրանիտային շերտը վերացել է հոդմնահարման պրոցեսների միջոցով, երբ այստեղ դեռևս ծով չի եղել, այլ եղել է բարձր լեռնային զանգված։ Այստեղից պարզ է դառնում, թե ինչու Խաղաղ օվկիանոսի տակ երկրակեղևի երկրորդային անդեզիտային շերտը բացակայում է։

Երկրի պատմության սկզբնական շրջանում, երբ ցամաքները նոր էին ստեղծվել և չէին կարող էապես ազդել վերին մանտիայից անջատվող էմանացիաների շարժման վրա, վերջիններս պետք է բաշխրանային հավասարաչափ երկրագնդի ամբողջ մակերևույթով մեկ և հետևաբար՝ երկրորդային-անդեզիտային շերտը պետք է առաջանար նաև Խաղաղ օվկիանոսի ներկայիս ամբողջ տարածության վրա։ Բայց այժմ այստեղ հայտնաբերվում են փոքր հղությամբ երկրորդային-անդեզիտային շերտի մնացորդներ միայն որոշ մասերում։ Ենթադրվում է, որ Երկրի պատմության վաղ շրջանում Խաղաղ օվկիանոսի տեղում գոյություն է ունեցել մի մեծ ցամաքամաս, որը հետագայում խորասուզվել է ջրի տակ։

Երկրի ներկայիս ժամանակագրական սանդղակը իր պահեստում ունի մոտ 2000 մլն. տարվա ժամանակամիջոց, որի ընթացքում այս ենթադրյալ

ցամաքամասը կարող էր առաջանալ, զարգանալ և երկար ժամանակ հարատևել խաղաղ օվկիանոսի տեղում։ Ընդկղմելով օվկիանոսի խորքերը, այն իր հետ տարավ նաև մեր մոլորակի զարգացման սկզբնաշրջանի չբացահայտված գաղտնիքները։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Польдерварт* А. Химия земной коры. В сб. Земная кора. Изд. иностр. лит., 1957.
2. Сб. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР, изд. ВСЕГЕИ, 1964.
3. Большая Советская Энциклопедия, том 10, Геохимия, статья А. П. Виноградова.
4. *Хитаров Н. И.* Вопросы петрогенеза в свете экспериментальных данных. Геохимия, № 6, 1958.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 21—41

Л. С. МЕЛИКЯН, С. А. ПАЛАНДЖЯН, З. О. ЧИБУХЧЯН, Ж. С. ВАРТАЗАРЯН

К ВОПРОСУ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ И ВОЗРАСТЕ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ ШИРАКО-СЕВАНО-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Ультраосновные и основные интрузивные породы офиолитовой серии в пределах Малого Кавказа слагают два пояса: северо-восточный—Амасия—Севано-Акеринский и юго-западный—Вединский. Первый из них, благодаря своим масштабам, геологическому и металлогеническому значению, привлекает наибольшее внимание исследователей [23].

Офиолитовый пояс приурочен к Ширако-Севано-Акеринской синклинорной зоне; последняя рассматривается А. А. Габриеляном [8] как зона глубинного разлома, образовавшаяся на месте довольно крупного. но узкого и глубокого геосинклинального прогиба на стыке двух геотектонических комплексов. Как показано в трудах многих исследователей [29, 30, 5, 8, 37], рассматриваемая зона обладает весьма сложным геологическим строением, причем ряд вопросов стратиграфического и тектонического характера остаются спорными. В числе нерешенных вопросов особо следует выделить место офиолитового магматизма в ходе тектонического развития зоны, правильное определение которого имеет большое значение для восстановления истории развития магматизма Малого Кавказа.

Авторам представляется весьма своевременным рассмотрение во взаимосвязи вопросов объема, структурной позиции и времени формирования офиолитовой серии Амасия-Севано-Акеринского пояса. При обсуждении затронутых вопросов, кроме имеющихся в распоряжении авторов новых детальных данных по юго-восточной части Севанского хребта, являющейся одним из участков максимального развития ультраосновных и основных пород, использован также богатый литературный материал по всему поясу.

Вопросы, касающиеся особенностей тектонического строения района, истории его развития и геологического взаимоотношения интрузивов офиолитовой серии с вмещающими породами, в настоящей статье изложены по материалам Л. С. Меликяна; по материалам С. А. Паланджяна, кроме взаимоотношений пород, освещены также и данные по химизму коренных пород и галек. Данные абсолютного возраста магматических образований изложены по материалам З. О. Чибухяна и Ж. С. Вартазарян.

Краткий обзор представлений о возрасте ультраосновных и основных пород офиолитового пояса

Геологическое строение офиолитового пояса и возраст ультраосновных и основных пород с различной степенью детальности освещены многими исследователями. Общим для подавляющего большинства авторов является представление о согласном геологическом разрезе от начала альпийского геосинклинального этапа до среднего эоцена включительно, в конце которого происходит главная складчатость и замыкание геосинклинали. Однако, придерживаясь такой схемы геологического развития области, различные авторы высказывают противоречивые взгляды относительно возраста гипербазитов и габброидов, не обосновывая их геологическую позицию в ходе развития пояса.

Одни исследователи [29, 30, 31, 16, 1, 3, 35 и др.] придерживаются мнения об эоценовом возрасте всех ультраосновных и основных пород; другие [22, 32, 13, 19, 17, 18, 9] обосновывают представления о верхнемеловом возрасте гипербазитов, при этом отдельные авторы [22, 37] рассматривают габброиды как эоценовые (позднеэоцен-олигоценовые), параллелизуя их с выделяемыми рядом исследователей [32, 33, 34, 5, 27] заведомо эоценовыми телами основного и среднего состава. Т. Ш. Татевосян [32, 33, 34], доказывающий досенонский возраст не только гипербазитов, но и габбро, подчеркивает петрографические различия между досенонскими и верхнеэоценовыми габброидами. В. Л. Егоян, правильно определяя объем офиолитовой формации, также рассматривает габброиды совместно с гипербазитами как верхнемеловые.

П. Л. Епремян придерживается мнения о палеозойском возрасте пироксенитов, досенонском—габбро и постмаастрихтском—остабьных ультраосновных пород.

В регионально-геологических исследованиях вопрос о возрасте гипербазитов и габброидов также не находит однозначного решения. А. Т. Асланян [5] считает, что внедрение ультраосновной магмы произошло в три этапа—в туроне-коньяке, в верхнем сеноне и в эоцене. Близкие взгляды высказаны Л. А. Варданянцем [7].

А. А. Габриелян [8] вначале также разделял мнение об эоценовом возрасте ультраосновных и основных пород, однако в настоящее время придерживается взгляда о посенонском возрасте рассматриваемых образований [9].

В самое последнее время опубликованы работы, вновь подчеркивающие верхнеэоценовый возраст всех ультраосновных и основных интрузивных пород [30, 31, 3] или позднеэоцен-олигоценовый возраст габбровых интрузивов пояса [37]. Поэтому мы считаем необходимым изложить собранные за последние годы новые факты, позволяющие более разносторонне рассмотреть вопросы возраста ультраосновных интрузивных пород. При этом мы будем исходить из широко известного представления об офиолитовой серии, как единстве определенных магматических формаций.

Основные черты геологического строения и этапы развития офиолитового пояса

В отличие от предыдущих исследователей пояса, авторы по-новому истолковывают его геологическое строение, выделяя нижеприводимые основные этапы развития в согласии с предложенными ранее структурными ярусами для территории СВ побережья озера Севан [25].

1. *Домезозойский (герцинский?) этап* констатируется присутствием в разрезе района комплекса метаморфических пород, сложенных кристаллическими сланцами и амфиболитами.

2. *Альпийский этап* характеризуется сложной историей развития, охватывая время от верхней юры до плиоцена включительно. Авторы счи-

тают возможным выделить в альпийском этапе следующие главные подэтапы.

а. *Раннеальпийский подэтап* является наиболее важным в геологической истории пояса как начало альпийского геосинклинального цикла развития. Имеющиеся данные [5, 8, 37] позволяют считать началом раннеальпийского подэтапа верхнюю юру. Магматизм данного подэтапа характеризуется формированием офиолитовой серии, включающей в себя вулканогенно-осадочный комплекс и тесно ассоциирующие с ним комплексы гипербазитов и габброидов. Формирование офиолитовой серии было обусловлено интенсивным прогибанием области с заложением глубинных разломов, контролировавших магматизм.

Раннеальпийский подэтап развития области завершается к началу сенона формированием структурного яруса, сопровождающимся интенсивной складчатостью, в результате которой вулканогенно-осадочные породы совместно были собраны в систему сложных складок, выполаживающихся на современном эрозионном срезе в виде моноклинальной структуры с азимутом падения 0—20° при < 60—65°. Породы рассматриваемого структурного яруса повсеместно с резким угловым несогласием перекрываются отложениями следующего, среднеальпийского подэтапа развития. Ввиду того, что возраст отложений раннеальпийского подэтапа в настоящее время не устанавливается с точностью, мы считаем возможным рассматривать их как досенонские (верхняя юра—турон?).

б. *Среднеальпийский подэтап* развития начинается накоплением терригенных образований нижнего сенона, сменяющихся трансгрессивным комплексом верхнего сенона (конгломератами, песчаниками, мергелистыми известняками и т. д.). Последние со стратиграфическим, а местами и небольшим угловым несогласием перекрываются палеогеновыми образованиями, среди которых наиболее развиты отложения среднего и верхнего эоцена, представленные как маломощными нормально-осадочными, так и мощными вулканогенными фациями. Территориально эоценовые прогибы синклинория, заполненные вулканогенными фациями, частично разобщены относительно участков развития офиолитовой серии.

В отличие от вулканизма раннеальпийского подэтапа, продукты которого являются составной частью офиолитовой серии пояса, этапы вулканизма в эоцене завершаются формированием габбро-диорит-гранодиоритовой и щелочно-базальтоидно-гранитоидной интрузивных формаций [24].

Среднеальпийский подэтап завершается интенсивной складчатостью с образованием линейно-вытянутых крупных складок близширотного простирания.

в. *Позднеальпийский подэтап.* В условиях установившегося континентально-лагунного режима, на фоне преобладающих восходящих движений в миоплиоцене имеет место вулканическая деятельность, давшая начало широкому ряду эффузивных пород, местами сопровождающихся маломощными пропластками угленосных глин.

Таким образом, при рассмотрении основных этапов развития достаточно четко вырисовываются геологическая позиция и возрастное положение основных и ультраосновных пород, обоснование которых разносторонними геологическими фактами приводится ниже.

Характеристика офиолитовой серии

Еще в начале века Г. Штейнманном [47] было сформулировано понятие об офиолитах как совокупности вулканогенных спилитовых пород, радиоляритов, интрузивных пород ультраосновного и основного состава, приуроченных к геосинклиналям. Объединение перечисленных магматических пород в офиолиты подразумевало их генетическое единство.

В дальнейшем, в процессе накопления нового фактического материала, магматические образования, объединяемые в офиолиты, были разделены на отдельные магматические формации. Однако термин «офиолит» применяется и в настоящее время многими исследователями [14, 42, 26 и др.]. Наиболее удачной следует признать формулировку В. Н. Довгаль, Ю. А. Кузнецова и Г. В. Полякова [12] об офиолитовой серии, представленной ассоциацией спилито-кератофировых, габброидных и гипербазитовых комплексов. Офиолитовые серии рассматриваются в настоящее время как характерный элемент эвгеосинклинальных подвижных поясов [21].

Понятие «офиолитовый пояс» употреблялось многими исследователями магматизма Амасия-Севано-Акеринской зоны, однако в термин обычно не вкладывалось то содержание, которое допускает его применение—единство офиолитовой серии (исключение составляет работа В. Л. Егояна [13]). Материалы авторов, касающиеся северо-восточного побережья оз. Севан, позволяют представить офиолитовую серию района, как совокупность следующих магматических комплексов:

1. Вулканогенно-осадочный комплекс сложен преобладающими вулканогенными образованиями, представленными андезитовыми, андезито-базальтовыми, диабазовыми афиритами и порфиритами с подчиненным развитием андезито-дацитовых и дацитовых разностей; среди них наблюдаются также типичные спилиты. В составе толщи развиты рифовые известняки, радиоляриты, яшмы и другие осадочные образования.

Характерной особенностью комплекса является значительное преобладание афировых разностей эффузивов, интерсертальные и пилотакситовые структуры, миндалекаменные текстуры. Указанные особенности приближают вулканогенные породы досенонской толщи к спилитовым сериям (А. Н. Заварицкий).

2. Гипербазитовый интрузивный однофазный комплекс сложен гарцбургитовыми массивами с подчиненным развитием дунитов, лерцолитов, верлитов и пироксенитов (энстатититов); породы комплекса интенсивно серпентинизированы.

3. Габброидный интрузивный комплекс является многофазным образованием, в строении которого участвуют различные габброидные по-

роды с подчиненным развитием ультраосновных, средних и кислых разностей (плагиогранитов, кварцевых диоритов).

Приведенные данные позволяют придти к выводу об определенной направленности в раннеальпийском этапе развития пояса: в течение интенсивного прогибания и заложения глубинного разлома происходят подводные излияния средних и основных лав, сменяющиеся внедрением гипербазитов и габброидов.

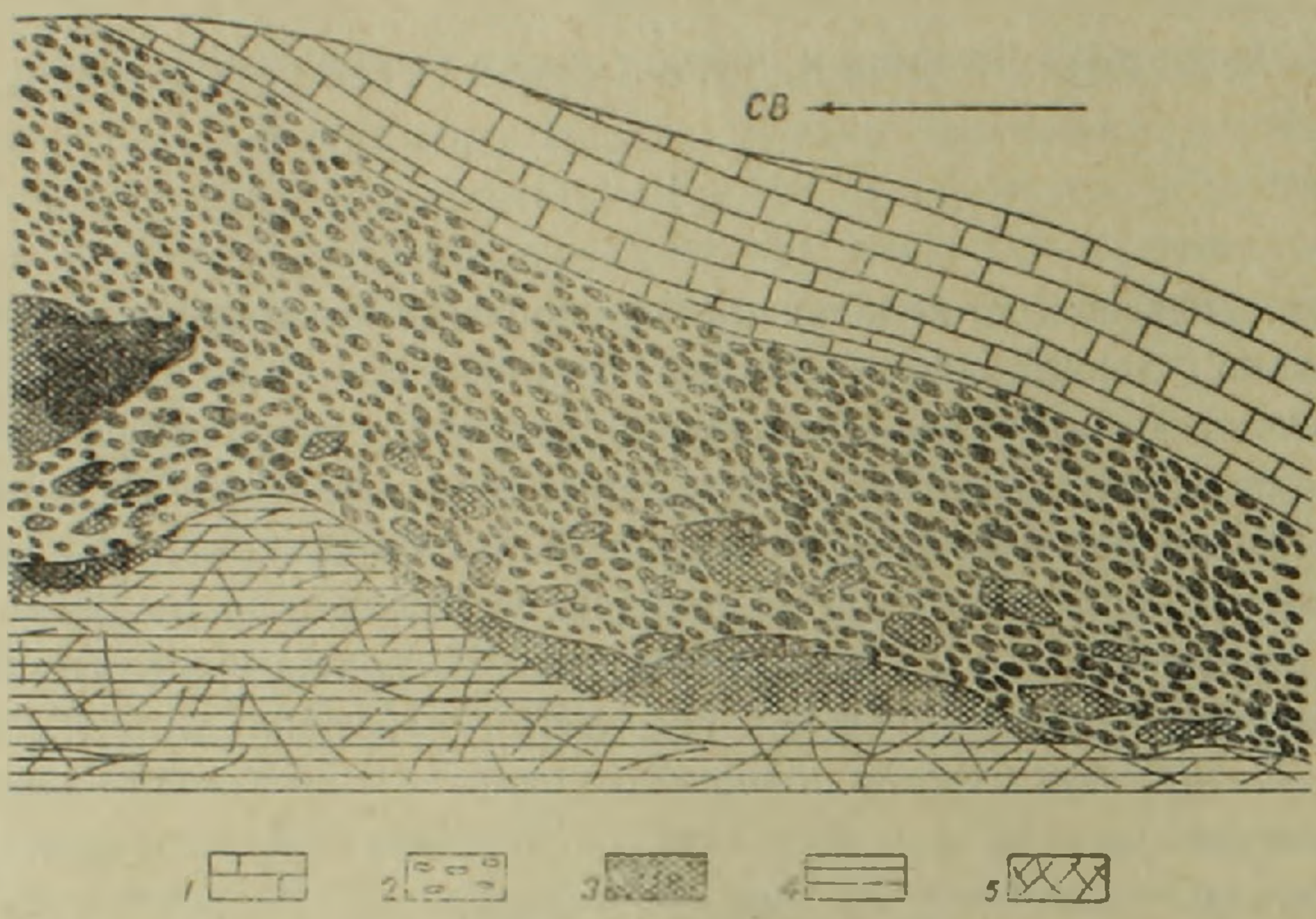
Структурная позиция и возраст пород офиолитовой серии

1

Крупные выходы гипербазитов по отношению к вмещающей досенонской моноклинальной толще обладают в подавляющем большинстве случаев согласным залеганием, образуя пластовые залежи или линзы, что хорошо устанавливается в бассейне левых притоков среднего течения р. Тигранагет в верховьях правого меридиональнгсо притока р. Сот, на левом берегу долины р. Конгур, в верховьях р. Асланджур (р. Гасан-су) и многих других участках. Наблюдения авторов показывают, что Карайман-Зодский гипербазитовый массив, вытянутый в плане в общем согласно простиранию пояса, в поперечном разрезе моноклинали также вырисовывается как согласно залегающее тело. Этот факт не соответствует представлениям сторонников эоценового возраста гипербазитов [29, 1], считающих, что первично-интрузивные формы массивов отвечали дайкам, лакколитам, хонолитам и другим телам, подчиненным антиклинальным структурам средне-верхнеэоценовой складчатости. В то же время крупные тела габброидов, обнажающиеся в краевых частях Карайман-Зодского гипербазитового массива, а также пространственно тесно ассоциирующие с другими гипербазитовыми массивами пояса, характеризуются большей частью сложными очертаниями в плане и часто обладают секущими контактами относительно вмещающих вулканогенных пород и гипербазитов.

В связи с интенсивным размывом верхнесенонских и более молодых отложений, взаимоотношения с ними гипербазитов и габброидов наблюдаются только на некоторых отрезках краев интрузивных массивов. Местами контакты между ними тектонические; часто устанавливаются нормальные стратиграфические взаимоотношения. В последнем случае на габбро налегают базальные конгломераты верхнего сенона, переходящие вверх по разрезу в мергелистые известняки. Нормальные стратиграфические взаимоотношения наиболее отчетливо устанавливаются в тех случаях, когда базальные конгломераты непосредственно налегают на древнюю кору выветривания габбро. Это налегание наблюдается от левого борта верховьев р. Сот по южному и юго-западному флангам Зодского м-ния на протяжении больше 1 км. В левом борту верховьев левого притока р. Асланджур между поверхностью габбро и основанием базаль-

ного конгломерата наблюдается слой мощностью до 50 см (местами отсутствующий), представленный слабо окатанными обломками габбро и продуктами его выветривания, скрепленными известковистым цементом вышележащего конгломерата. Сам конгломерат не содержит обломков габбро и сложен продуктами регионального размыва, однако наличие в его основании описанного выше слоя не оставляет сомнения в том, что базальный конгломерат отлагался непосредственно на коре выветривания габбро (фиг. 1).



Фиг. 1. Зарисовка ЮВ стены расчистки в левом борту верховьев левого притока р. Асланджур (по Л. С. Меликяну). 1 — кампан-маастрихтские известняки; 2 — базальные конгломераты; 3 — кора выветривания габбро и ее обломки в нижней части базального конгломерата; 4 — габбро; 5 — трещиноватость в габбро.

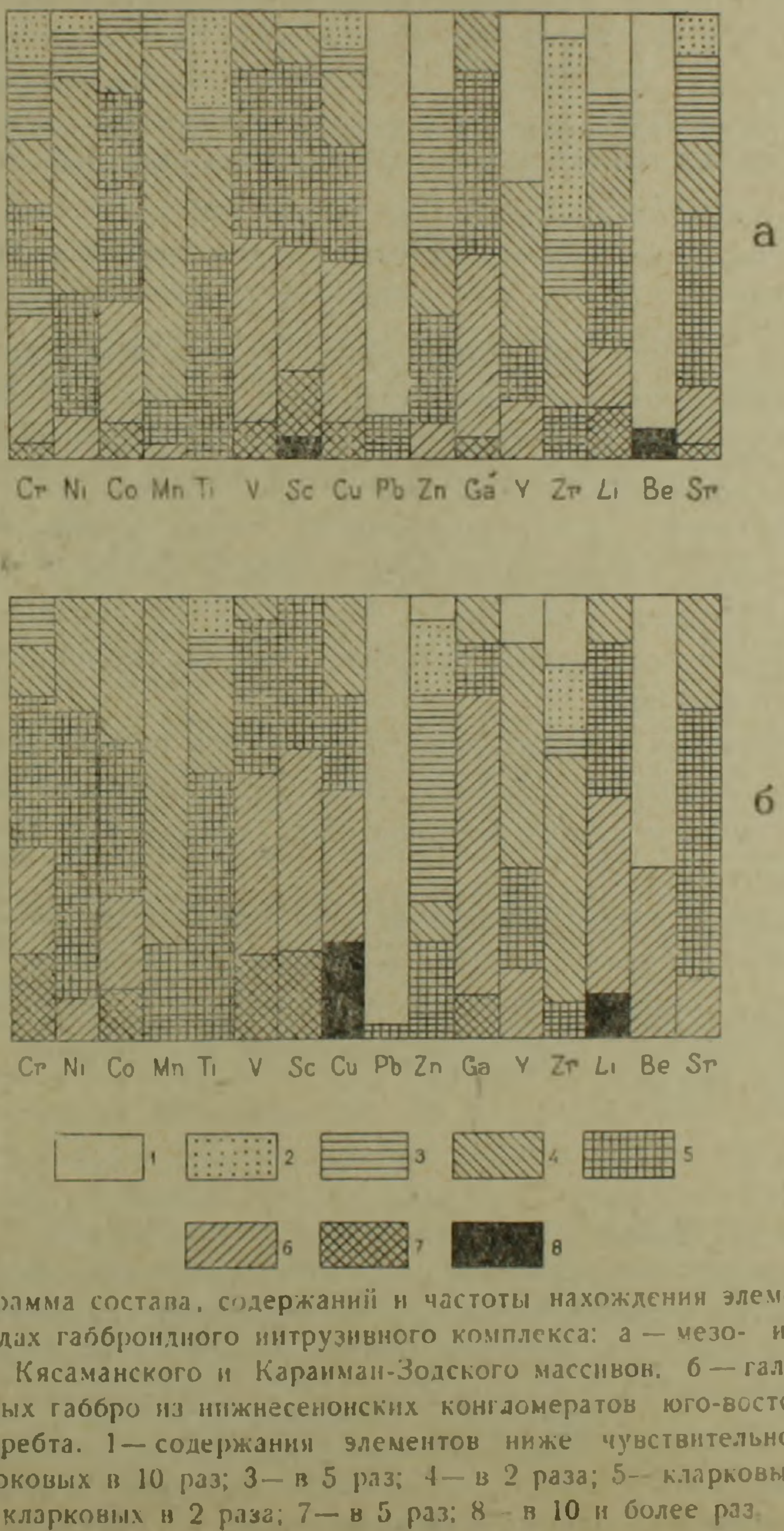
Аналогичная картина наблюдается и в других пунктах района, в частности, на юго-западных склонах горы Инакдаг, в 1,4 км к юго-востоку от с. Инакдаг, а также в 2,2 км к ССВ от с. Зод [28]. Авторы считают, что приведенные факты однозначно свидетельствуют в пользу доверхнесенонского возраста обнажающихся ныне массивов габбро.

2

В районе исследованных массивов и по всему поясу установлено широкое развитие в нижнесенонских конгломератах (в основании отложений среднеальпийского яруса) галечного материала, образовавшегося при размыве интрузивов гипербазитов и габброидов. Подобная картина наблюдается в верховьях р. Сот, к северу от с. Карайман, в ущелье р. Шишкая и других пунктах. Аналогичные факты неоднократно отмечались в литературе. К. Н. Паффенгольц [29] считает, что змеевики, галька которых обнаружена им в конгломератах по рр. Калакент и Памбак, чужды этому району и могут оказаться аналогами верхнепалеозойских ультраосновных пород Северного Кавказа. Это мнение разделяется

С. Б. Абовяном [1]. Однако большинство исследователей [32, 5, 37 и др.] рассматривает гальки ультраосновных и основных пород нижнесенонских конгломератов как продукт размыва обнажающихся рядом интрузивов. Указанные авторы исходили из петрографической аналогии пород галек и коренных обнажений.

В распоряжении авторов настоящей статьи еще в 1962 г. имелись данные, подтверждающие геохимическое сходство рассматриваемых галек и коренных пород, которые в дальнейшем были дополнены; результаты сведены в диаграммы, построенные по методу Е. В. Негрей [20] (фиг. 2). При построении этих диаграмм использовано 130 приближенно-



Фиг. 2. Диаграмма состава, содержаний и частоты нахождения элементов — примесей в породах габброидного интрузивного комплекса: а — мезо- и меланократовые габбро Кясаманского и Карайман-Зодского массивов. б — гальки мезо- и меланократовых габбро из нижнесенонских конгломератов юго-восточной части Севанского хребта. 1 — содержания элементов ниже чувствительности метода. 2 — ниже кларковых в 10 раз; 3 — в 5 раз; 4 — в 2 раза; 5 — кларковые; 6 — выше кларковых в 2 раза; 7 — в 5 раз; 8 — в 10 и более раз.

количественных спектральных анализов для габбро коренных выходов и 20 анализов для галек соответствующего состава (Кясаманский и Джанахмедский массивы). Диаграммы позволяют заключить, что состав, содержания и характер распределения большинства элементов в обоих исследованных объектах близки. Наблюдаемые расхождения, в частности, преобладание более высоких содержаний Cu и Li в анализах галек, могут быть связаны с неизбежными случайностями при их опробовании.

Таблица 1

Химические анализы кварцевых диоритов

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	S	вл.	п.п.п.	Σ
83	63,30	0,29	16,78	2,72	2,40	0,05	2,53	4,59	0,93	4,76	0,21	не опр.	0,20	0,72	99,69
247а	52,29	0,25	17,05	2,18	3,44	0,11	5,45	5,41	1,00	4,30	не опр.	0,27	0,14	1,92	100,81

№ 83 — Кясаманский массив, по С. Б. Абовяну [2].

№ 247а — галька из нижнесеноиского конгломерата, ущелье р. Гейсу, близ Кясаманского массива.

В таблице 1 приведены химические анализы обломка кварцевого диорита из нижнесенонского конгломерата в ущелье р. Гейсу, а также кварцевого диорита из Кясаманского массива [2]. Анализы показывают, что обе породы проявляют большую близость химизма; различия, совершенно несущественные с петрографической точки зрения, выражаются в несколько меньшем содержании SiO_2 в породе гальки и несколько повышенном содержании в ней FeO и MgO, что обусловлено устанавливаемой при просмотре шлифа сравнительной обогащенностью породы гальки роговой обманкой.

Петрохимическая тождественность обломков гипербазитов из нижнесенонских конгломератов района Джил-Сатанахачского массива ультраосновным породам самого массива была показана А. Л. Книппером и Ю. Л. Костаняном [17].

Изложенный материал свидетельствует в пользу местного происхождения галек ультрабазитов, габбро и кварцевых диоритов, химической тождественности породам коренных выходов, что в совокупности с их геологической позицией также подтверждает досеноиский возраст гипербазитов и габброидов.

3

Одной из характерных черт изученной территории и, по-видимому, всего пояса является значительное развитие разрывных нарушений [25], обусловленных ими тектонических клиньев, явлений диапиризма, сыгравших основную роль в осложнении геологического строения и возрастных взаимоотношений интрузивных пород. В более поздние этапы тектонических подвижек сформированные ранее «клинья» были перемещены в верхние структурные ярусы и только благодаря этому в настоящее время становится возможным их фиксирование.

Тектонические клинья представляют в одних случаях крупные блоки пород вулканогенного или метаморфического комплексов, включающих в себя также небольшие выходы гипербазитов, в других случаях — это фрагменты более крупных интрузивных тел с подчиненным участием вулканогенных пород рамы. Наличие таких блоков с амплитудой перемещения порядка 500—600 м хорошо фиксируется в левобережье верховьев р. Сот (фиг. 3), в пределах юго-западного крыла синклинальной складки. Участвующие в блоке мелкие тела гипербазитов при менее внимательном рассмотрении могли оставить впечатление интрудирующих верхнесеноиские отложения, поскольку все эти образования находятся на одном гипсометрическом уровне. Однако детальное картирование показало, что верхнесеноиские отложения «прорываются» целым блоком более древних образований, включающих и гипербазиты.

Для рассматриваемого вопроса наиболее важным является взаимоотношение тектонических «клиньев» с образованиями миоплиоценового возраста*. Особое значение это взаимоотношение приобретает в связи с тем, что сторонниками верхнеэоценового возраста гипербазитов и габброидов подчеркивается прорывание интрузивами среднего эоцена и перекрывание «олигоценом». Однако в верховьях левобережья р. Сот, на северо-западном склоне вершины Катар-кая закартирован треугольный в плане клин, представленный интенсивно перемятыми, брекчированными серпентинитами и вулканогенными породами досеноиской толщи; указанный клин (фиг. 3), ограниченный широтными и север—северо-западными разломами, в западной своей части сечет вертикально поставленные известняки верхнего сенона, в южном и частично северо-восточном краях, пересекая брекчии основания плиоценовых вулканогенных пород, проникает в покров вышележащих эффузивов. Этот клин, судя по геологической ситуации на данном эрозионном срезе, является чуждым вмещающей его среде и появился здесь под воздействием выжавших его интенсивных тектонических усилий. По своей природе клин является результатом не только горстового поднятия, но обладает также некоторыми чертами, характерными для диапировых протыканий; в частности, можно отметить перерождение интрузивных и вулканогенных пород в глыбовобрекчиевую массу [44].

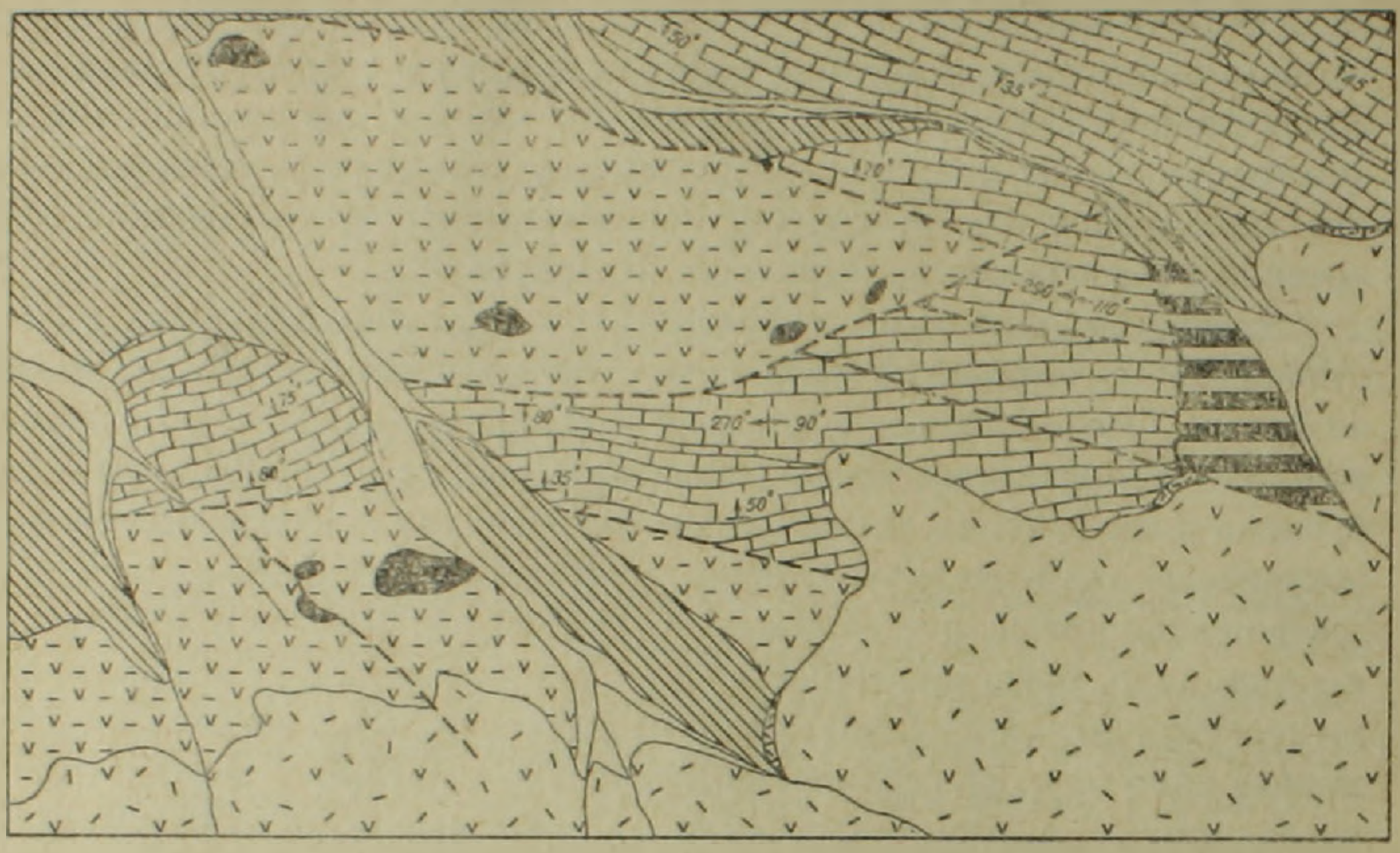
На наличие аналогичных тектонических клиньев, расположенных на полях развития верхнесеноиских отложений, можно указать еще в ряде пунктов района. К северо-востоку от Джанахмедского перевала, в левом борту долины р. Бугдадаг наблюдается широтно вытянутый клиновидный выход серпентинитов (содержащих мелкие хромитовые тела), габбро и вулканогенных пород досеноиской толщи, отграниченный от верхнесеноиских отложений разломами; к южному краю клина приурочена зона лиственитизации серпентинитов. Обращает внимание интен-

---

* Речь идет о вулканогенной толще, относимой К. Н. Паффенгольцем и С. Б. Абовяном к олигоцену. Однако, по данным ряда авторов и Л. С. Меликяна, возраст толщи устанавливается как миоплиоценовый.

сивная раздробленность всех пород, слагающих клин, в особенности серпентинитов и хромитовых тел.

Разрывные нарушения не только обусловили образование отдельных тектонических клиньев; наиболее крупные разломы, развитые во внутренней части и по краям Каранман-Зодского массива, в связи с длительным характером своего развития и неоднократным омолаживанием послужили сместителями отдельных частей краев массива. В результате



Фиг. 3. Схематическая геологическая карта левобережья верховьев р. Сот (по Л. С. Меликяну). 1 — современные аллювиальные отложения; 2 — четвертичные надпойменные отложения; 3 — послемиоценовый диапировый клин с брекчиями, глыбами серпентинитов и досенонской вулканогенной толщи; 4 — миоплиоценовая вулканогенная толща; 5 — туфобрекчии основания миоплиоценовой вулканогенной толщи; 6 — кампан-маастрихтские известняки, мергели; 7 — досенонская вулканогенно-осадочная толща; 8 — досенонские интрузивы ультраосновных пород; 9 — дизъюнктивные нарушения.

целые участки гипербазитов и вулканогенных пород, обладающие вытянутой формой, приведены в тектоническое соприкосновение с верхнесенонскими и среднеэоценовыми отложениями. Это явление объясняет природу часто наблюдаемых сорванных контактов между интрузивными породами и более молодыми отложениями. Характерным примером является полоса от верховьев р. Асланджур на востоке, через ущелье р. Инаклаг к району селений Джанахмед и Каранман на западе, участками перекрываемая четвертичными наносами. Такая же полоса разломов проходит южнее, от среднего течения р. Сот к западу, до с. Инаклаг. По этой полосе в непосредственном соприкосновении с верхнесенонскими и среднеэоценовыми отложениями обнажаются мелкие выходы досенонских вулканогенных пород, гипербазитов и габбро; это обстоятельство было

использовано в качестве довода в пользу прорывания эоцена интрузивными породами [1].

В действительности в одном из пунктов указанной полосы, в 2 км к ССВ от с. Зод, детальным картированием установлено тектоническое вклинивание блока пород раннеальпийского структурного яруса, в составе которого участвуют и кристаллические сланцы, и спилиты, и пронизывающие их гарцбургиты и габбро, в ядро антиклинальной складки, сложенной верхнесенонскими отложениями. В основании последних обнажены базальные конгломераты с галькой спилитов, габбро и метаморфических сланцев.

Длительность развития отмеченных разломов подтверждается также размещением в некоторых из них корневых и субвулканических тел миоценового вулканизма. Такой факт наблюдается на правом борту среднего течения р. Сот, где к разлому, отграничивающему крупный блок гипербазитов и досенонских вулканогенных пород от верхнесенонских известняков, приурочена цепочка выходов андезитов, которые до недавнего времени картировались как один из немногочисленных крупных выходов габбро, секущих верхнесенонские известняки на крыле антиклинали.

Приведенные факты показывают, что, если при определении верхней возрастной границы рассматриваемых интрузивов исходить из пересечения ими наиболее молодых отложений, как поступают сторонники верхнеэоценового их возраста, то ультраосновные породы должны быть определены как плиоценовые или еще более молодые. Однако несомненный тектонический характер контактов интрузивных пород с верхнесенонскими и более молодыми отложениями убедительно свидетельствует в пользу их более древнего возраста. Рассмотренные выше примеры хорошо увязываются с фактами диапиризма серпентинитов, описанными для Шоржинского, Джил-Сатанахачского, Кылычлинского массивов пояса [17, 18]. Расположение Шоржинского массива среди эоценовых вулканогенных образований до недавнего времени считалось неоспоримым доводом в пользу верхнеэоценового возраста гипербазитов и габброидов всего пояса. Однако, по данным А. Л. Книппера, Шоржинский массив является результатом типичного диапирового протыкания досенонскими ультрабазитами эоценовых отложений.

Впервые описанный авторами настоящей статьи факт тектонического вклинивания гипербазитов в миоценовые образования, по-видимому, не является единичным. К аналогичным фактам в пределах Армянского нагорья надо отнести указанное К. Н. Паффенгольцем [31] «прорывание» в районе гор. Капызвана основными и ультраосновными породами гипсоносной толщи, возраст которой А. А. Габриеляном и А. Т. Асланяном [8, 5] установлен как миоплиценовый. Однако К. Н. Паффенгольц, считая доказанным верхнеэоценовый возраст гипербазитов и габбро Армении, использует их в качестве геохронологического репера для обоснования возраста гипсо-соленосной толщи: «В Армении возраст подобных основных и ультраосновных интрузий достоверно определен как верхнеэоце-

новый, поэтому Кульпинская гипсосоленосная толща никак не может быть моложе, чем верхний эоцен» [31, стр. 104].

В пользу интенсивности тектонических подвижек, обусловивших диапиризм и тектонические контакты гипербазитовых массивов, свидетельствует также развитие лиственитов именно по зонам тектонических нарушений, в большинстве случаев совпадающих с контактами массивов. Некоторым предыдущим исследователям наличие лиственитов в контактах гипербазитов послужило основным доводом для отнесения их к контактов-метаморфическим образованиям. Они использовали это наблюдение при обосновании эоценового возраста гипербазитов [1 и др.]. Однако имеющиеся в распоряжении авторов данные показывают, что лиственитты не являются контактово-метаморфическими породами. Прежде всего следует подчеркнуть, что, при обилии лиственитов в исследованном районе, в них нигде не наблюдается характерных для контактовых образований форм развития в виде реакционных оторочек, окаймляющих гипербазитовые массивы или их отдельные отрезки. Все выходы лиственитов, закартированные авторами, повсеместно приурочены к тектоническим зонам, характеризующимся интенсивным брекчированием, милонитизацией и рассланцеванием серпентинитов. В пределах этих зон лиственитты образуют крутопадающие линейно-вытянутые линзообразные и жилообразные тела с четкими ограничениями. В своем распространении лиственитты северо-восточного побережья оз. Севан пространственно приурочены главным образом к южным, юго-западным краям гипербазитовых массивов, размещаясь в описанных выше крупных зонах разломов. Такая картина наблюдается от Зодского перевала до бассейна среднего течения р. Инакдаг, где на расстоянии более 10 км расположены кулисообразные выходы лиственитов в зоне крупных разломов, в районе Джанахмедского перевала, между сс. Джанахмед и Карайман; далее к западу в той же геологической ситуации лиственитты прослеживаются в Джил-Сатанахачском и Шоржинском массивах, что подтверждается и по материалам Г. С. Арутюняна.

При этом лиственитты развиваются в тех участках разломов, где последние подсекают наиболее благоприятные для лиственитообразования породы—перидотиты и серпентиниты. Интенсивность лиственитизации находится в прямой зависимости от степени раздробления ультрабазитов; часто в тектонически слабо переработанных участках можно наблюдать незакономерно распределенные останцы неполностью замещенных материнских пород. В пользу приуроченности лиственитов к зонам долгоживущих тектонических нарушений свидетельствует то обстоятельство, что к поясам лиственитов приурочено более позднее гидротермальное оруденение золота, ртути, сурьмы и др.

Эти наблюдения полностью соответствуют установившимся в настоящее время взглядам ряда исследователей о происхождении и геологической природе лиственитов. По данным Н. Н. Бородаевского [6] и других авторов, изложенным в работах последних лет, лиственитты разви-

ваются в тектонических нарушениях и генетически связаны с гидротермальной деятельностью гранитоидных очагов.

Таким образом, лиственниты не являются контактово-метаморфическими образованиями и, следовательно, не могут служить критерием при определении возраста гипербазитов.

4

Одним из важных обстоятельств, свидетельствующих в пользу досенонского возраста гипербазитов и габброидов, является постоянная пространственная взаимосвязь между рассматриваемыми интрузивными породами и вулканогенными образованиями досенонской толщи. Эта взаимосвязь была отмечена уже некоторыми предыдущими исследователями [7, 22, 13, 5, 37, 15]; детальные наблюдения авторов настоящей статьи показали, что она выражена повсеместно, не только в крупных участках обнажения интрузивных и вулканогенных пород, но и во всех тектонических блоках, клиньях, диапировых выжимках. Согласно существующим геологическим картам, наблюдается непосредственная связь между перерывом выходов ультраосновных и основных пород на большом отрезке пояса от Шоржи до Амасийского района и отсутствием здесь выходов вулканогенных пород досенонской толщи. Картина резко меняется в Амасийском районе, где, с появлением крупных выходов пород досенонской толщи, фиксируются интрузивы гипербазитов и габбро. Можно считать, что аналогичная картина наблюдается на выходах ультраосновных и основных пород в Степанаванском районе, где, по данным В. Т. Акопяна [4], обнажаются вулканогенные образования нижнего мела.

Другим выражением пространственной взаимосвязи между вулканогенными породами, гипербазитами и габбро является наблюдаемая по всему поясу закономерность их размещения в ядрах антиклинальных складок среднеальпийского структурного яруса. Этой закономерности подчинены как наиболее крупные массивы (Карапман-Зодский, Джил-Сатанахачский), так и очень мелкие выходы. По нашему мнению, это обстоятельство обусловлено горстовым поднятием блоков пород раннеальпийского структурного яруса в процессе позднеэоценовой складчатости, послуживших ядрами для антиклинальных складок отложений следующего структурного яруса.

Отчетливо выраженная пространственная взаимосвязь пород досенонской вулканогенно-осадочной толщи, гипербазитов и габброидов является, несомненно, отражением их возрастной близости и структурного единства всех этих образований в рамках офиолитовой серии.

5

Для более полного представления об объеме и возрасте офиолитовой серии Малого Кавказа авторы считают целесообразным привлечь данные некоторых основных работ последних лет относительно областей развития офиолитов Средиземноморского пояса, в частности, Ма-

лой Азии и Балкан. И на Малом Кавказе (как показано выше), и в Малой Азии [48, 42, 43, 45, 40] характерна следующая последовательность геологических комплексов: метаморфический комплекс (палеозойского возраста)—офиолитовая серия верхней юры—низов верхнего мела («средний мел»)—нормально-осадочные образования верхнего мела (с галькой гипербазитов и габброидов в конгломератах сенона) и вулканогенно-осадочные толщи палеогена. Как показали В. Л. Егоян и В. Е. Хаин [14], подобную последовательность комплексов можно считать характерной для большей части офиолитовых поясов мира.

Большинство исследователей [38, 42, 43 и др.] малоазиатской части пояса подчеркивают тесную взаимосвязь гипербазитов и габбро с вулканогенными толщами, в составе которых отмечаются спилиты, кератофиры, радиоляриты и другие характерные типы пород, и объединяют все эти образования в офиолитовые серии мезозойского возраста. Существует также мнение о палеозойском возрасте ультрабазитовых пород [41]. Сторонники третьего мнения признают существование на Балканах и Малой Азии как мезозойских, так и палеозойских гипербазитов и офиолитов [39, 45]. Таким образом, большинство исследователей разделяет мнение о мезозойском возрасте преобладающей части гипербазитов и габброидов Малой Азии, подходя к решению вопроса с позиций формационного единства их с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами начальных этапов развития геосинклинали. Существующие разногласия относительно возраста гипербазитов связываются исследователями Малой Азии и Балкан с повсеместно проявленными тектоническими контактами их с вмещающими толщами. Совершенно справедливо отмечает А. Хелке [40], что необходимо различать время магматического образования гипербазитов от времени их тектонического становления.

Согласно существующим в геологической литературе данным, продукты офиолитового магматизма в складчатых областях различного возраста составляют единую серию, приуроченную к ранним этапам геосинклинального развития, и слагают самостоятельный структурный ярус, отделяясь от следующих во времени геологических формаций четко выраженным угловым несогласием.

6

Большой материал для решения вопроса о возрасте офиолитовой серии может дать анализ эоценового этапа развития Ширако-Севано-Акеринской зоны. На основании некоторых новейших работ [9, 15, 10, 11, 24] распределение и развитие эоценового магматизма зоны в общих чертах вырисовывается следующим образом. В пределах Ширако-Севано-Акеринской зоны палеогеновые образования, обладающие мощностью до 4,5 км, не распространены повсеместно, а развиты в локальных прогибах и мульдах, заложенных в палеогене после региональной сеноской трансгрессии, охватившей Малый Кавказ и всю Малую Азию. Согласно Р. Т. Джрбашяну [11], палеогеновый вулканизм не является типичным эвгеосинклинальным и развивался в условиях длительного, но не глубо-

кого прогибания. Характерен андезитовый и андезито-дацитовый состав вулканогенных пород при подчиненном развитии базальтов и обилии субвулканических тел.

Многочисленные интрузивные тела, развитые в пределах палеогенового прогиба, представлены главным образом породами среднего, кислого, щелочного состава, при подчиненном развитии основных пород—габбро, габбро-диоритов. Эти интрузивные породы слагают среднеэоценовую габбро-диорит-гранодиоритовую и верхнеэоцен-нижнеолигоценовую щелочно-базальтоидно-гранитоидную формации [24]. Исследования Т. Ш. Татевосяна, А. Т. Асланяна, Р. Т. Джрбашяна, Г. С. Арутюняна и других показали, что эоценовые основные и средние интрузивные породы по петрографическим и петрохимическим особенностям отчетливо отличаются от габброидных пород офиолитовой серии.

Эти данные свидетельствуют о том, что палеогеновый магматизм Ширако-Севано-Акеринской зоны не включает в себя формирование офиолитовой серии, а ход его развития четко отличается от хода развития досенонского офиолитового магматизма.

Авторы настоящей статьи считают важной особенностью палеогенового вулканизма то обстоятельство, что он приурочен к прогибам, которые наложены на офиолитовый пояс и перекрывающие его сенонские отложения; в структурном отношении палеогеновые прогибы ориентированы под острым углом относительно простирания офиолитового пояса и на определенных интервалах перекрывают последний.

7

Наряду с приведенными выше геологическими фактами авторы располагают результатами определения абсолютного возраста плагиоклазов широкого ряда магматических образований северо-восточного побережья оз. Севан методом сравнительной дисперсии двупреломления [36], возможности которого подтверждаются рядом исследователей [46 и др.].

Исследованию были подвергнуты вулканогенные образования досенонской толщи, различные габброиды, в том числе кварцевые диориты и плагиограниты, а также интрузивные породы эоценового возраста (габбро-диориты, диорит-порфириты). Результаты определений абсолютного возраста сведены в таблице 2.

Для пород досенонской вулканогенно-осадочной толщи произведено всего 10 определений вследствие плохой сохранности в них плагиоклаза. Три определения относятся к выходам вулканогенных пород в районе Сотского перевала, представляющим нижнюю обнаженную часть толщи, для которых получены величины 153—143 млн. лет. Остальные семь определений характеризуют разрез района с. Карайман. При этом шесть цифр, относящихся к нижней обнаженной части разреза, укладываются в интервал 147—117 млн. лет. Для одного образца из стратиграфически наиболее верхней части разреза определен возраст плагиоклаза в 87 млн. лет. Полученные цифры характеризуют возраст толщи в целом как верхнеюрский-верхнемеловой и соответствуют представлениям авторов, вытекающим из геологических данных.

Таблица 2

Наименование породы и место взятия	Количество определений	Кб	Возраст пород в млн. лет
Вулканогенные породы досенонской толщи, р-н Сотского перевала	3	191,3—189,0	153,0—143,0
Вулканогенные породы досенонской толщи р-н с. Карапман	6	190,0—182,7	147,0—117,0
Андезитовый порфирит досенонской толщи, р-н с. Карапман	1	176,2	87
Габбро лейкократовое, р-н Сотского перевала	7	178,0—176,0	94,5—86,0
Габбро лейкократовое, р-н с. Кясаман	9	177,2—175,0	91,5—82,0
Габбро мезократовое, р-н Сотского перевала	11	177,7—175,0	92,5—82,0
Габбро меланократовое, р-н Сотского перевала	6	177,3—175,5	91,5—84,0
Габбро-норит, р-н Сотского перевала	9	178,0—175,0	94,5—81,5
Трактолит, р-н с. Шоржа	3	177,5—177,2	92,5—92,0
Габбро р-на с. Артаниш	3	177,5—177,1	92,5—90,5
Габбро роговообманково-пироксеновое, р-н с. Джанахмед	1	174,2	78,5
Габбро-пегматит, р-н с. Карапма н	2	176,5	88,5
Анортозит, р-н Сотского перевала	6	177,8—175,0	94,0—82,0
Анортозит, р-н с. Джанахмед	2	178,2—178,0	96,0—95,0
р-н с. Кясаман	2	176,5—175,0	88,0—82,0
Пегматит плагиоклазовый, р-н с. Артаниш	2	176,6—177,4	92,0—88,5
Микрогаббро, р-н с. Джанахмед	1	177,0	90,5
Габбро сливиновое (дайка), р-н с Джанахмед	1	176,7	89,0
Кварцевый диорит, р-н Сотского перевала	2	176,0—175,5	86,0—84,0
Плагиогранит	1	175,9	86,0
р-н с. Карапман	1	175,2	83,0
р-н с. Кясаман	2	175,5—174,3	84,0—77,5
Габбро роговообманковое (дайка), р-н с. Джанахмед	1	175,0	82,0
Габбро-диорит (дайка), р-н с. Джанахмед	1	176,0	86,0
Микродиоритовый порфирит (дайка), р-н Сотского перевала	2	176,2—175,0	87,0—81,5
Галька мезократового габбро, р-н с. Карапман	2	177,2—176,5	91,5—87,5
Галька анортозита, р-н Сотского перевала	1	175,5	84,0
Габбро-диорит „Западно-Артанишского габбрового массива"	4	166,5—164,8	44,0—37,0
Габбро-диорит, р-н с. Зод	2	166,7—165,1	45,0—38,0
Диоритовый порфирит, р-н Сотского перевала	1	166,5	44
Диоритовый порфирит, р-н с. Джанахмед	3	167,0—165,0	46,0—38,0

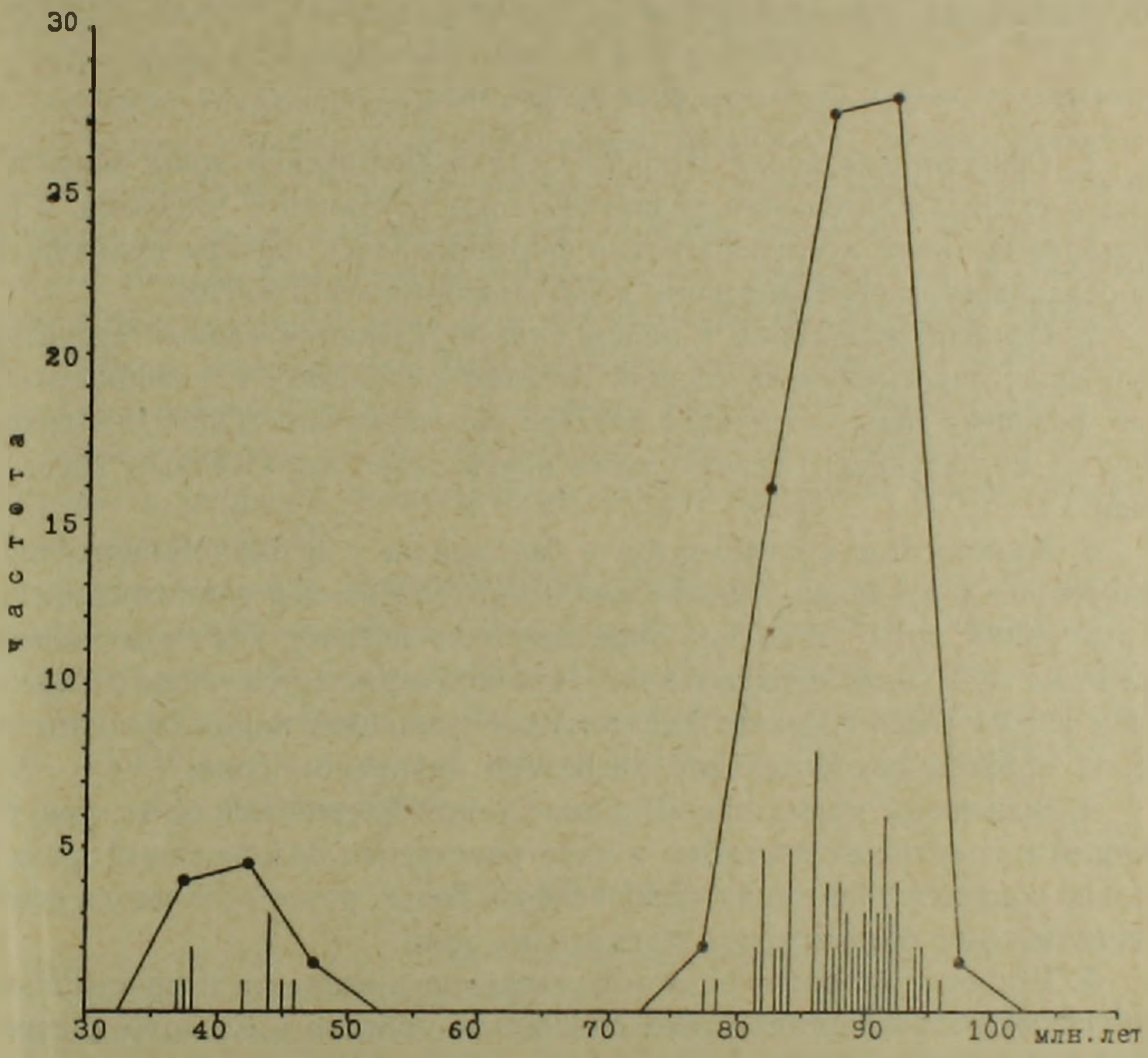
Наибольшее количество определений (75) произведено для пород габброидного интрузивного комплекса, среди которых проанализированы все главные разновидности, характеризующие весь отрезок пояса, расположенный на северо-восточном побережье оз. Севан (фиг. 4). Приведенные в таблице данные показывают, что возраст основных пород габброидного комплекса из различных массивов колеблется в пределах 81—96 млн. лет (69 определений). Возраст кислых дифференциатов габброидного комплекса—кварцевых диоритов и плагиогранитов—определен в интервале 77,5—86 млн. лет (6 анализов). Обработка цифрового материала по всему габброидному интрузивному комплексу методом математической статистики* показывает среднее значение полученных величин равным 88,5 млн. лет, при 95% доверительной вероятности—2б=8,8 млн. лет,

* Группировка цифр по 5 млн. лет.

что лежит в пределах допустимой ± 10% ошибки объемного калий аргонового метода.

Согласно шкале абсолютного возраста 1961 г., указанные величины возраста соответствуют нижней половине верхнего мела.

Одним из наиболее важных результатов проведенного исследования можно считать определение возраста плагиоклаза галек габбро из нижнесеноманских конгломератов, для которых определены цифры в 84—92 млн. лет. Эти величины показывают, что гальки габбро в обломочных породах основания средне-альпийского структурного этажа образовались при размыве обнажающихся в настоящее время массивов интрузивных пород.



Фиг. 4. Вариационная диаграмма распределения цифр абсолютного возраста интрузивных пород СВ побережья оз. Севан.

Был определен также возраст плагиоклаза из габбро-диоритов, прорывающих в районе с. Артаниш среднеэоценовую вулканогенную толщу, которые под названием «Западно-Артанишского габбрового массива» включаются С. Б. Абовяном [1] в состав интрузивов офиолитовой серии. Результаты определения—37—44 млн. лет—показывают, что габбро-диориты Западно-Артанишского массива и подобные им выходы не принадлежат к офиолитовой серии и внедрение их произошло в эоцене. Этот результат вполне согласуется с установленным рядом исследователей (Т. Ш. Татевосян, А. Т. Асланян, Р. Т. Джрбашян) эоценовым возрастом

габбро-диоритов Ширако-Севанской зоны. Возрастное и петрографическое отличие Арганинских габбро-диоритов от основных пород офиолитовой серии убедительно доказано Т. Ш. Татевосяном уже в 1950 г. [32, 34]

Метод был применен нами к определению возраста жильных пород среднего состава, развитых вблизи интрузивных массивов офиолитовой серии и четко прорывающих отложения верхнего сенона. Полученные результаты показывают абсолютный возраст плагиоглаза этих пород в 38—44 млн. лет, что также соответствует верхнему эоцену.

Таким образом, полученные результаты убедительно подтверждают правильность представлений авторов о возрастной последовательности магматических образований зоны.

Выводы

1. Офиолитовая серия Ширако-Севано-Акеринской зоны образовалась в связи с длительным развитием зоны глубинного разлома, в результате которого последовательно формировались породы вулканогенно-осадочного, гипербазитового и габброидного комплексов.

2. Офиолитовая серия в целом слагает самостоятельный структурный ярус, охватывающий ранний подэтап альпийского геосинклинального развития зоны—от начала верхней юры до начала сенона, и отграничена от последующего структурного яруса резко выраженным несогласием.

3. Взаимосвязь гипербазитов и габброидов с вулканогенно-осадочной толщей в пределах офиолитовой серии, слагающей раннеальпийский структурный ярус, позволяет определить их возраст как досенонский (верхняя юра—низы верхнего мела), что подтверждается также определением абсолютного возраста плагиоклаза различных пород офиолитовой серии методом сравнительной дисперсии двупреломления.

4. Эоценовый магматизм Ширако-Севано-Акеринской зоны, приуроченный к локальным прогибам и пространственно разобщенный относительно областей обнажения офиолитового пояса, резко отличается своим характером от офиолитового магматизма зоны.

5. Широкое развитие разломов различного возраста и простираний, омоложенных последующей складчатостью, привело к блоковому строению офиолитового пояса и тектоническому перемещению отдельных блоков гипербазитов, габброидов и пород вмещающей их рамы в образования верхних структурных ярусов.

6. При определении возраста гипербазитов и габброидов пояса необходимо учитывать их тектоническую перемещенность в сенонские, эоценовые и даже в миоценовые отложения, что создает впечатление о более молодом их возрасте и приводит к неверному истолкованию истории геологического развития зоны.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 3.V 1966.

Լ. Ս. ՄԱԼԻՔՅԱՆ, Ս. Ա. ՓԱՎԼՈՆՅԱՆ, Զ. Հ. ՁԻՐՈՒԽՅԱՆ, Ժ. Ս. ՎԱՐԴԱՆՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՇԻՐԱԿ–ՈՒԿՅԱՆ–ԱՔԵՐԻ ՁՈՆԱՅԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԱՎԱԶԱՆ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՐՔԻ ԵՎ ՀԱՄԱՄԱՍ ՀԱՐՑԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Նշված զոնայի Ամասիա-Մեան-Աբերայի օֆիոլիտային գոտու ուսումնասիրությամբ զբաղվել են բազմաթիվ երկրաբաններ, որոնք, սակայն, միասնական կարծիքի չեն հանգել գոտին բնորոշող ուլտրահիմքային և հիմքային ապարների հասակի վերաբերյալ, չնայած բոլորն էլ ելել են մեկ ընդհանուր երկրաբանական ներդաշնակ կտրվածքից՝ սկսած ալպիական գեոսինկլինային էտապի սկզբից մինչև նրա փակվելը միջին էոցենում։

Հոդվածի հեղինակները քննարկվող հարցը լուծելիս ելնում են «օֆիոլիտային սերիա» հասկացողությունից՝ որպես մագմատիկ որոշակի կոմպլեքսների միասնություն։ Ի տարբերություն մյուս ուսումնասիրողների, նրանք օֆիոլիտային գոտու զարգացման պատմությունը բաժանում են իրարից անջատված տարբեր էտապների և ենթաէտապների, որոնցից վաղ ալպիականին՝ էվգեոսինկլինալի զարգացման վաղ ենթաէտապին են վերագրում օֆիոլիտային սերիայի առաջացումը։ Պարզաբանելով տվյալ սերիայի կազմությունը, նրա երկրաբանական դիրքը և շարադրելով վերջին տարիներին իրենց հավաքած երկրաբանական բազմակողմանի այլ փաստերը, հեղինակներն ուլտրահիմքային և հիմքային ինտրուզիվների հասակը որոշում են որպես մինչսենոն [վերին յուրա-տուրոն]։

Հոդվածի կարևոր հետևություններից մեկն այն է, որ գոտու ուլտրահիմքային և հիմքային ապարների հասակը որոշելիս անհրաժեշտ է նկատի ունենալ նրանց տեկտոնապես սեղաշարժված լինելը վերին սենոնի, էոցենի և նույնիսկ միոցենի հասակի ապարների մեջ, որը ստեղծում է ինտրուզիաների հասակի կեղծ պատկերացում և բերում զոնայի երկրաբանական զարգացման պատմության ոչ ճիշտ մեկնաբանմանը։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абовян С. Б.* Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1961.
2. *Абовян С. Б.* О петрографическом составе Кясаманского массива. Изв. АН Арм. ССР, геол.-геогр. науки, № 2, 1963.
3. *Абовян С. Б.* Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. Геология Армянской ССР, т. III. Петрография, Интрузивные породы. Изд. АН Арм. ССР, 1966.
4. *Акопян В. Т.* К стратиграфии меловых отложений Базумского хребта. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., т. XV, № 1, 1962.
5. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», 1958.
6. *Бородаевский Н. И.* Уральские лиственниты, березиты и родственные им породы. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. III. Свердловск, 1963.
7. *Варданянц Л. А.* Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1000000. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. X, 1955.
8. *Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР. 1959.
9. *Габриелян А. А., Татевосян Л. К.* Схема геолого-геофизического районирования Ар-

мянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
10. *Джрбашян Р. Т.* Петрохимические особенности и эволюция эоценового вулканизма Базумского хребта. Сб. «Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР». Изд. АН Арм. ССР, 1966.
11. *Джрбашян Р. Т.* и др. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. Тр. ИГЕМ, 1967 (в печати).
12. *Довгаль В. Н., Кузнецов Ю. А., Поляков Г. В.* О принципах выделения и расчленения природных ассоциаций изверженных горных пород. Геология и геофизика, № 10, 1964.
13. *Егоян В. Л.* Верхнемеловой вулканизм и ультраосновные интрузии восточной части Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, № 6, 1953.
14. *Егоян В. Л., Хаин В. Е.* Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры. ДАН СССР, т. XCI, № 4, 1953.
15. *Епремян П. Л.* Присеванская «шовная» антиклинальная зона. ДАН Арм. ССР, XII, № 4, 1965.
16. *Кашкай М. А.* Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд. АН Аз. ССР, 1947.
17. *Книппер А. Л., Костанян Ю. Л.* Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1964.
18. *Книппер А. Л.* Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Курдистанская зона Малого Кавказа). БМОИП, отд. геол., т. XI, № 2, 1963.
19. *Когошвили Л. В.* и *Джавахишвили Ш. И.* Изверженные породы и их взаимоотношения в верховьях рр. Сейдляра и Урумбосара. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, VIII, № 5, 1951.
20. *Коптев-Дворников В. С.* и др. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпакдала. Тр. ИГЕМ, вып. 54, 1962.
21. *Кэй М.* Геосинклинали Северной Америки. Изд. иностр. литературы, 1955.
22. *Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е.* Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация Малого Кавказа. ДАН СССР, 1949, т. XV, № 1.
23. *Магакьян И. Г.* Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа. Сб. «Законом размещ. полезн. ископаемых», т. 3, Изд. АН СССР, 1960.
24. *Меликсетян Б. М., Абовян С. Б., Казарян Г. А.* Интрузивные комплексы Армянской ССР и их положение в структурно-формационных зонах. Петрографическое совещание по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тезисы докладов, Тбилиси, 1966.
25. *Меликян Л. С.* К вопросу о тектоническом строении северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
26. *Михайлов Н. П.* Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 80, 1962.
27. *Мкртчян К. А.* Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1962.
28. *Паланджян С. А.* К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН Арм. ССР, геол.-геогр. н. № 1, 1965.
29. *Паффенгольц К. Н.* Бассейн озера Гокча (Севан). Тр. ВГРО, вып. 219, 1934.
30. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
31. *Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т.* Геология и петрология массива Арагац (Армения). Сов. геология, № 9, 1965.
32. *Татевосян Т. Ш.* К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
33. *Татевосян Т. Ш.* Интрузивная залежь габбро-диоритов Ширакского (Есаульского) хребта. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
34. *Татевосян Т. Ш.* К петрографии основных и ультраосновных пород Красносельского района. Изв. АН Арм. ССР, том IX, № 6, 1951.

35. *Саркисян О. А.* О возрастном расчленении интрузивов Севано-Ширакского синклинория. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., т. 12, № 4, 1959.
36. *Чибухчян З. О.* Об определении абсолютного возраста плагиоклазов методом сравнительной дисперсии двупреломления. ДАН Арм. ССР, т. 37, № 4, 1963.
37. *Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа в пределах Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
38. *Arni P.* Tektonische Grundzuge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. MTA Mecm., Ser. B., № 4, 1939. Реферат см. в Neues Jahrb. Miner., Geol. und Paläont., Referate, Teil III, Heft 2, 1940.
39. *Borchert H.* Der initiale Magmatismus und die zugehorigen Lagerstatten. Neues Jahrb. Miner. Abh., 91, 1957.
40. *Helke A.* The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman district, Turkey. Econ. Geology, v. 57, № 6, 1962.
41. *Hiessleitner G.* Serpentin- und Chromerzgeolole der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Jahrb. der Geol. Bundesanst., 1951/52.
42. *Holzer H. F., Colin H.* Beitrage zur Ophiolitfrage in Anatolien (Turkei). Jahrb. der Geol. Bundesanst., 100, Heft 2, 1957.
43. *Kaaden van der G.* On relationship between the composition of chromites and their tectonic—magmatic position in peridotite bodies in the SW of Turkey. Bull. of the min. res. and explor. inst. of Turkey, № 52, 1959.
44. *Milovanovic B.* und *Karamata S.* Über den Diapirismus serpentinischer Masse. Report of the 21-st Session Intern. Geol. Congr., XVIII, Copenhagen, 1960.
45. *Petrascheck W. E.* Ihtrusiver und extrusiver Peridotitmagmatismus in alpinotypen Bereich. Geol. Rundschau, Band 48, 1959.
46. *Piboule M., Vachette M.* Correlation entre la valeur du coefficient de dispersion de la birefringence et l'age absolu de plagioclases d'origines diverses. Comptes Rendus de seances de l'Academie des sciences, t. 261, № 4, 1965.
47. *Steinmann G.* Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C. R. de la XIV Session du Congr. Geol. Internat. 11, 1927.
48. *Tromp S. W. A.* A tentative classification of the main structural units of the Anatolian orogenic belt. Journ. of Geology, vol. LV, № 4, 1947.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 42—52

Г. С. АРУТЮНЯН

ВОЗРАСТНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ИНТРУЗИВОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВАНСКОГО ХРЕБТА

Возрастное расчленение интрузивов относится к числу наиболее важных проблем геологии северо-западной части Севанского хребта и имеет принципиальное значение для установления закономерностей размещения отдельных типов магматических пород и связанных с ними полезных ископаемых.

Интрузивы района входят в состав Севано-Акеринского пояса ультраосновных и основных пород и являются его центральной составной частью. Они образуют линейные тела вытянутые вдоль Севано-Акеринского глубинного разлома [4] и в геологическом строении северо-западной части Севанского хребта играют весьма существенную роль.

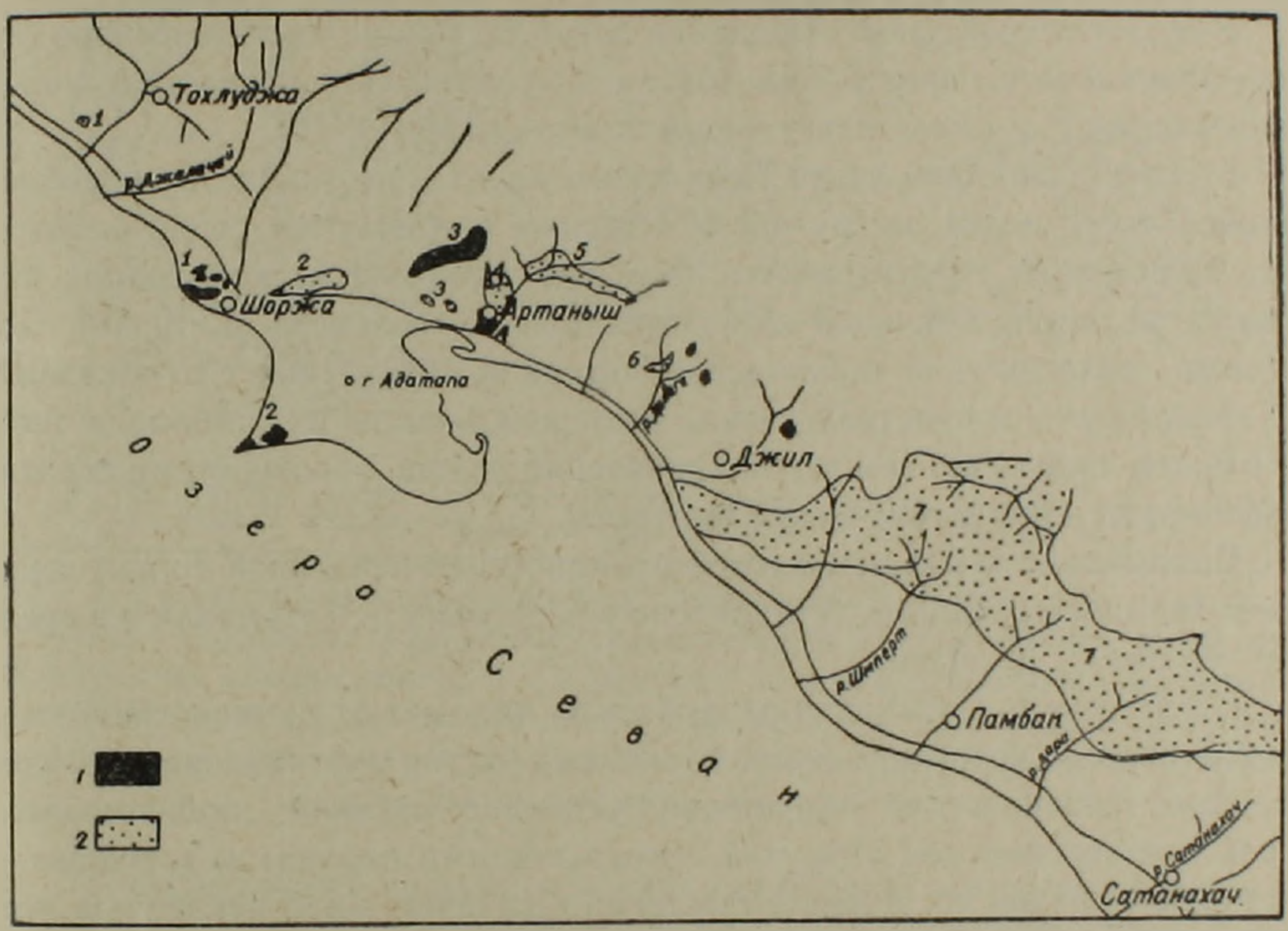
Долгое время интрузивы района считались одновозрастными и время их внедрения определялось как верхний эоцен [К. Н. Паффенгольц (10), А. Г. Бетехин (3), С. Б. Абовян (1) и др.]. Впервые Т. Ш. Татевосян [15] высказал мнение о существовании двух разновозрастных групп интрузивов—верхнемеловых и верхнеэоценовых, относя большинство массивов ультрабазитов к первой группе. О. А. Саркисян [13] также допускает наличие верхнемеловых интрузивов, однако большинство массивов относит к верхнему эоцену. Коллектив геологов Басаргечанской научно-исследовательской базы ИГН (Г. А. Казарян, Л. С. Меликян. Г. А. Саркисян, С. А. Паланджян, А. Г. Куюмджян и автор) в результате исследований 1961—1962 гг. пришел к заключению о досенонском возрасте гипербазитов. А. Л. Книппер и Ю. Л. Костанян [6], работавшие в 1963 г. в районе Джил-Сатанахачского массива, также пришли к мнению о досенонском возрасте ультрабазитов, утверждая, что ими впервые определяется досенонский возраст ультрабазитов Армянской части Севано-Акеринской зоны. Позднее А. Л. Книппер [7] отнес возраст магматического становления ультрабазитов к досеноманскому времени. В последнее время А. А. Габриелян и Л. К. Татевосян [5] считают возраст ультрабазитов доверхнесенонским.

Из вышеизложенного видно, что о возрасте указанных интрузивных образований нет единого мнения. Полученные нами новые данные позволяют пересмотреть возраст интрузивных образований района и выделить среди них две разновозрастные группы интрузивов: 1) верхнемеловые (турон-коньякские)—гипербазиты и пространственно связанные с ними габброиды и 2) среднеэоценовые—габброиды. Интрузивы этих двух возрастных групп резко отличаются друг от друга геолого-структурным положением, петрографическими и петрохимическими особенностями.

* * *

В северо-западной части Севанского хребта к верхнемеловой (турон-коньякской) возрастной группе нами относятся* (фиг. 1) Тохлуджинский выход серпентинитов, Шоржинский перидотитовый массив, Восточно-Шоржинские выходы гипербазитов, Артанышский серпентинит-габбровый массив, Восточно-Артанышский серпентинит-кварцево-диорито-вый массив, Далиагинский габбро-плагиогранитовый массив и Джил-Сатанахачский габбро-кварцево-диорито-перидотитовый массив.

К среднеэоценовой возрастной группе мы относим габбровые массивы: Западно-Шоржинский, Адатапинский, Западно-Артанышский, Южно-Артанышский и мелкие выходы габбро, габбро-диабазов, расположенные в районах с.с. Джил-Шоржа.



Фиг. 1. Схема расположения интрузивов в северо-западной части Севанского хребта. I. Среднеэоценовые габброидные массивы: 1. Западно-Шоржинский; 2. Адатапинский; 3. Западно-Артанышский; 4. Южно-Артанышский. II. Верхнемеловые (турон-коньякские) массивы гипербазитов и габброидов: 1. Тохлуджинский; 2. Шоржинский; 3. Восточно-Шоржинский; 4. Артанышский; 5. Восточно-Артанышский, 6. Далиагинский: 7. Джил-Сатанахачский.

Верхнемеловые (турон-коньякские) интрузивы

Гипербазитовые и сопровождающие их габброидные массивы в отличие от среднеэоценовых массивов, образуют четко выраженный линейный пояс, приуроченный к Севано-Акеринскому глубинному разлому.

---

* В связи с детализацией, уточнением и выявлением новых интрузивов пришлось переименовать ряд известных интрузивов и дать новые названия ранее неизвестным массивам.

В пределах северо-западной части Севанского хребта внутри этого пояса нами выделяются три полосы, интрузивные массивы которых приурочены к осевым частям антиклинальных структур северо-западного простирания. Первая полоса начинается у Тохлуджинского совхоза и в юго-западном направлении через с. Артаныш и Алагелларский перевал уходит на территорию Аз. ССР. В нее входят (с северо-запада на юго-восток) Тохлуджинский, Шоржинский, Восточно-Шоржинский, Далиагинский массивы. Вторую полосу составляет крупный Джил-Сатанахачский массив. Она протягивается с юго-запада с. Джил в юго-восточном направлении до Сатанахачского перевала и опять уходит на территорию Азербайджана. Третья полоса проходит юго-восточнее рассматриваемого района. Начинается она восточнее с. Шишкая и в юго-восточном направлении уходит на территорию Аз. ССР.

В геолого-структуном отношении преобладающая часть массивов Севано-Акеринского пояса локализована в вулканогенно-осадочной толще турон-коньяка* и имеет интрузивные контакты [8, 11, 16].

В северо-западной части Севанского хребта, в отличие от преобладающей части пояса, интрузивные массивы встречаются среди отложений, залегающих стратиграфически выше турон-коньякской толщи, что отчасти является причиной омолаживания их возраста [1, 3, 10]. Детальные геологические наблюдения автора в 1961—1963 г.г. показали, что гипербазиты и пространственно сопровождающие их габброиды имеют с более молодыми, чем турон-коньякская толща, отложениями стратиграфические или тектонические контакты.

Прорывание турон-коньякской вулканогенно-осадочной толщи верхнемеловыми интрузивами установлено в верховьях р. Сатанахач и в среднем течении р. Далиага.

В верховье р. Сатанахач гипербазиты прорывают вулканогенно-осадочные породы, которые в экзоконтактовых частях ороговикованы. Более молодые тектонические нарушения, особенно активно проявившиеся вдоль контактовых зон интрузий с вмещающими породами, затушевали истинную картину их взаимоотношений. Наличие многочисленных ксенолитов в краевых частях массива и апофиз во вмещающих породах дают основание не сомневаться в интрузивном прорыве турон-коньякских отложений Джил-Сатанахачским массивом.

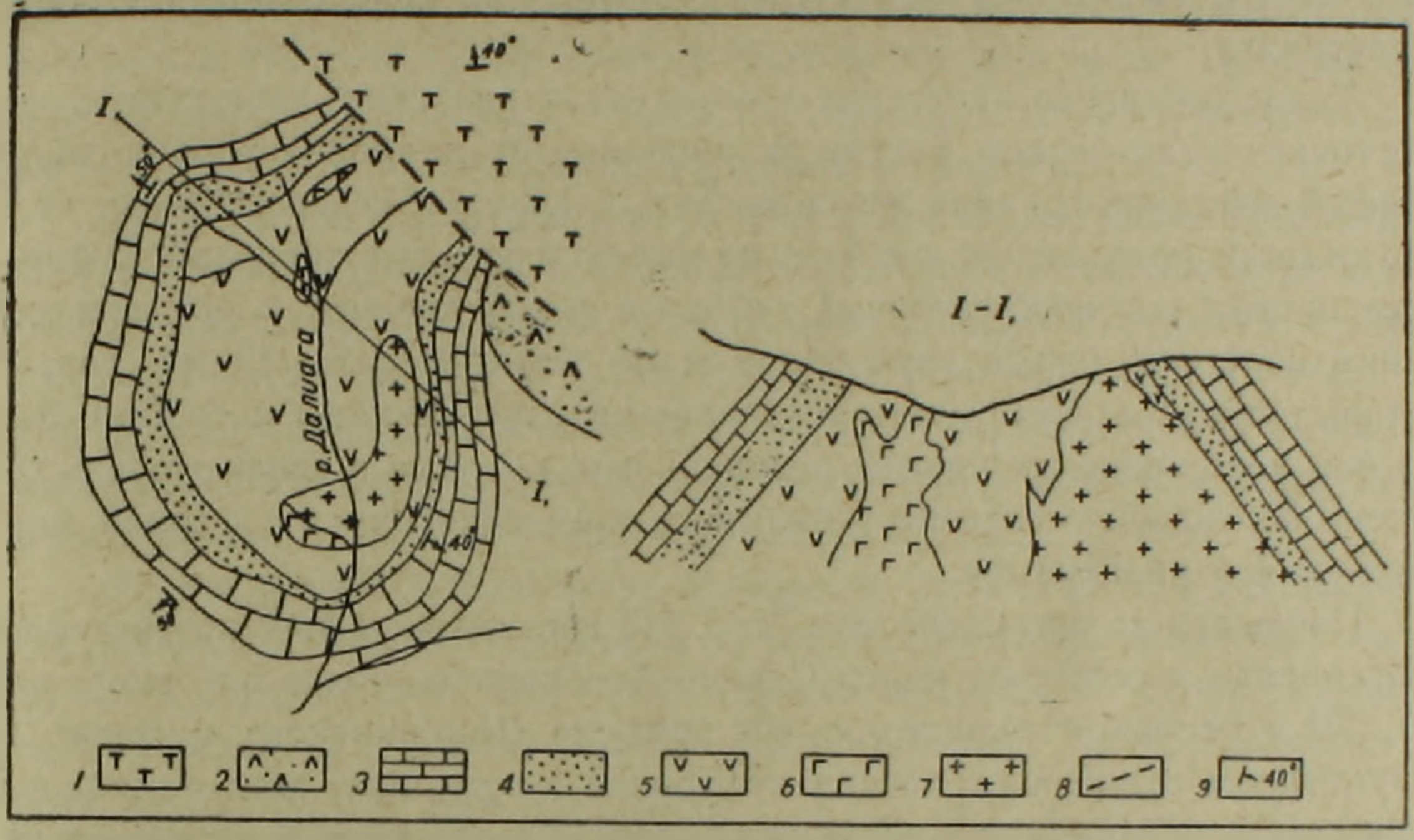
Об интрузивном прорыве также свидетельствуют многочисленные выходы ультрабазитов (размером от нескольких метров до 200×500 м), пронизывающие вулканогенно-осадочную толщу в верховьях р.р. Танлыг и Сатанахач.

Прорывание вулканогенно-осадочной толщи верхнемеловыми интрузиями твердо подтверждается на примере Далиагинского массива (фиг. 2).

---

* Возраст толщи, как турон-коньякский определяется на основании следующих соображений: 1) она трансгрессивно перекрывается фаунистически охарактеризованной свитой коньяк-сантона; и 2) в юго-восточном продолжении в бассейне р. Мейданчай подстилается фаунистически охарактеризованными сеноманскими отложениями [16].

На его юго-западном контакте плагиограниты прорывают порфириты и аргиллитовые сланцы, которые в приконтактовой части ороговикованы и окварцованы. В экзоконтакте массива наблюдаются многочисленные инъекции и апофизы, а в эндоконтакте—ксенолиты вмещающих пород. На этом же обнажении установлено трансгрессивное перекрывание вулканогенно-осадочных пород известняками кампан-маастрихта с грубозернистыми бурыми песчаниками в основании. Гальки в этих песчаниках представлены породами толщи турона-коньяка, а также габбро и плагиогранитами, сходными с породами Далиагинского массива.



Фиг. 2. Схема геологического строения Далиагинского габбро-плагиогранитного массива: 1 — туффиты, туфобрекчии среднего-эоцена; 2—нуммулитовые песчаники, туфобрекчии нижнего эоцена; 3 — известняки кампан-маастрихта: 4— базальный слой грубозернистых песчаников кампан-маастрихта; 5— порфириты и аргиллитовые сланцы турон-коньяка; 6 — габбро; 7— плагиограниты; 8— тектонические нарушения; 9— элементы залегания пород.

Трансгрессивное налегание коньяк-сантонской терригенной свиты на верхнемеловые интрузивы наблюдается на южном контакте Джил-Сатанахачского массива, в районе среднего течения левого притока р. Памбак; на эродированную поверхность перидотитов налегают песчаники (50—60 м), базальный горизонт которых содержит гальку и валуны перидотитов, серпентинитов, и габброидов. Среди песчаников собрана фауна: Trigonia cf scabra Lam., Cardium sp., Radiolites sp., Actaeonella sp., Cardium ex gr. productum Sow, которая по определению В. Т. Акопяна характерна для коньяк-сантона. Коньяк-сантонская терригенная свита широко представлена в междуречье Шмперт и Сатанахач. Гальки конгломератов этой свиты представлены серпентинитами, перидотитами, роговообманковыми габбро и кварцевыми диоритами, сходными с породами Джил-Сатанахачского массива.

Трансгрессивное налегание кампан-маастрихтских известняков с базальным слоем песчаников и конгломератов установлено на северной

границе Джил-Сатанахаческого массива (верховья р.р. Памбак, Армутлы), на западной границе Восточно-Артанышского, северной, северо-восточной границах Артанышского массивов.

В верховье р. Памбак, на размытой поверхности средне- и крупнозернистых диоритов трансгрессивно налегают бурые грубозернистые песчаники (15 м) с гальками ультрабазитов и габброидов.

На северной и северо-восточной границах Артанышского массива видно как на сильно эродированной поверхности средне- и крупнозернистых роговообманковых габбро залегают грубозернистые песчаники (10—15 м). Песчаники согласно перекрываются известняками кампан-маастрихта.

Трансгрессивное налегание кампан-маастрихтских известняков на Восточно-Артанышский массив установлено на наиболее хорошо обнаженной западной границе массива. Так, в 1,6 км к северо-востоку от с. Артаныш на правобережье р. Аксу на сильно размытую поверхность крупнозернистых роговообманковых габбро с зоной древней коры выветривания налегают бурые грубообломочные конгломераты (5 м), гальки которых представлены мраморизованными известняками и габбро. Выше они постепенно сменяются песчаниками, которые в свою очередь согласно перекрываются известняками кампан-маастрихта с фауной морских ежей и иноцерамов.

Предыдущие исследователи [1, 3, 10] верхнеэоценовый возраст ультраосновных и основных пород Севано-Акеринского пояса или части его [15, 13] в основном определяли на примере Шоржинского массива. В структурном отношении массив приурочен к крупному тектоническому нарушению, проходящему вдоль оси Шоржа-Далиагинской антиклинали.

С юго-запада массив контактирует с интенсивно дислоцированными кампан-маастрихтскими известняками юго-западного крыла Шоржа-Далиагинской антиклинали, прорванного многочисленными дайками диабазов. Приконтактовые известняки изогнуты и имеют крутые углы падения (иногда поставлены на голову). Дислоцированные известняки с крутыми углами падения (70—80°) развиты на расстоянии 500 м от контактовой зоны.

В северной части массив контактирует со сравнительно слабо дислоцированными известняками кампана-маастрихта, слагающими северо-восточное крыло Шоржа-Далиагинской антиклинали. Известняки с крутыми углами падения (70—80°) развиты только на расстоянии 40—45 метров от контактовой зоны, далее они принимают нормальное для этих отложений падение (40—45°).

С северо-востока массив входит в контакт с сильно брекчированными среднеэоценовыми туффитами, туфобрекчиями арегунийской свиты.

Приведенные выше данные показывают, что Шоржинский массив всюду с вмещающими породами имеет тектонические контакты и внедрение его происходило, повидимому, в твердом состоянии в ядро антиклинальной структуры, в послесреднеэоценовое время. Об этом свидетельствует также внутреннее строение самого массива: гипербазиты мас-

сива, особенно в краевых частях, интенсивно деформированы, брекчированы, перемяты и рассланцованы. В зонах интенсивного дробления перидотиты превращены в тектонические «конгломераты» и брекчии, а серпентиниты—в антигоритовые сланцы.

Тектоническим считает внедрение Шоржинского массива и А. Л. Книппер [7]. По мнению этого автора, антиклинальная структура вмещающих пород является результатом холодного внедрения серпентинитов (протрузия). Наши данные позволяют считать, что гипербазиты в твердом состоянии перемещались в ядро уже существующей антиклинали. Тектонические контакты с вмещающими породами имеют также Тохлуджинский и Восточно-Шоржинский выходы гипербазитов. В обеих случаях вмещающие породы изогнуты и опрокинуты от контактов, что также подтверждает их внедрение в твердом состоянии.

Предыдущие исследователи [1, 2], считая становление Шоржинского массива магматическим, принимали лиственниты контактовых зон за контактово-метаморфические образования. Наши наблюдения в Джил-Сатанахачском массиве и в пределах Шоржинского массива показали, что лиственниты являются метасоматическими образованиями, возникшими в результате воздействия на гипербазиты, по ослабленным приконтактовым зонам, гидротерм более молодых интрузий.

Перемещение гипербазитов в твердом состоянии под воздействием тектонических подвижек описано во многих регионах развития гипербазитов: в Азербайджанской части Севано-Акеринского пояса [16], в Алтае-Саянской складчатой области [12], на Урале [9], на Камчатке [14] и во многих других районах мира.

Из всего вышеизложенного следует, что гипербазиты и сопровождающие их габброиды магматически прорывают только породы турон-коньякской вулканогенно-осадочной толщи, трасгрессивно перекрываются коньяк-сантонскими, кампан-маастрихтскими отложениями, а с эоценовыми отложениями имеют исключительно тектонические контакты. В ряде мест они имеют тектонические контакты и с более древними отложениями чем эоцен (турон-коньяк, коньяк-сантон, кампан-маастрихт), что также связано с послесреднеэоценовым орогенезом.

Таким образом, возраст магматического становления гипербазитов и сопровождающих их габброидов можно считать верхнемеловым (турон-коньякским), а возраст их тектонического внедрения—после средней части среднего эоцена.

В верхнемеловых массивах преобладающая роль принадлежит ультрабазитам, представленным дунитами, перидотитами, пироксенитами и продуктами их переработки: серпентинитами, лиственитами и оталькованными породами. Из них сравнительно широко развиты перидотиты, а ограниченно—пироксениты. Породы габброидной серии представлены роговообманковыми габбро, кварцевыми диоритами, плагиогранитами, габбро-норитами, анортозитами и троктолитами. Породы жильной серии габброидов представлены габбро-пегматитами, плагиоклазитами, плагиогранитами.

Минеральный состав габброидов представлен главные минералы—плагиоклаз, роговая обманка, кварц; второстепенные—оливин, ромбический и моноклинный пироксен; вторичные — минералы группы эпидота и тремолит-актинолитового ряда (уралит), хлорит, серицит, рудный минерал, апатит, биотит.

Эти габбронды отличаются непостоянным минералогическим составом с широкой вариацией количественного содержания минералов. В них весьма сильно развиты процессы вторичного изменения минералов, выраженные соссюритизацией плагиоклазов и уралитизацией роговой обманки. Микроструктура габброидов гипидиоморфнозернистая и габбровая. Для них характерны также полосчатые и такситовые текстуры.

С гипербазитами связаны месторождения хромита, асбеста и магнезита, проявления платины, никеля и талька. К ним приурочены также месторождения золота, ртути и мышьяка, которые по Н. Г. Магакьяну [9] являются результатом воздействия гидротерм граподиорит-порфиров и дацитов миоцен-плиоценового возраста.

Среднеэоценовые интрузивы

Породы среднеэоценовых интрузивов имеют сравнительно ограниченное развитие. В геолого-структурном отношении они резко отличаются от интрузивных массивов верхнего мела, прорывают верхнемеловые и нижне-среднеэоценовые отложения и тяготеют к областям развития последних.

Среднеэоценовые интрузивные массивы имеют форму небольших штоков, даек и силл, площадью от нескольких десятков кв. м. до 1,5 кв. км. Из них Южно-Артанышский массив в северном контакте прорывает и метаморфизует нуммулитовые известняки нижнего эоцена, а в южной части светло-серые известняки кампан-маастрихта. Среди известняков экзоконтакта наблюдаются тонкие инъекции и сравнительно мощные, до 1 м., апофизы габбро. Экзоконтактовые известняки перекристаллизованы и скарнированы. В 500 м к югу от с. Артаныш установлен следующий разрез контактово-измененных пород: на непосредственном контакте плотных мелкозернистых темно-серых габбро залегают черные роговики (2 м), дальше от контакта их сменяют темно-серые измененные известняки с гранатом и эпидотом (6 м), затем следует синевато-серые эпидотизированные известняки (3 м). Последние незаметно сменяются почти не измененными светло-серыми известняками.

Западно-Шоржинский массив прорывает туфы и туфобрекчии средней подсвиты Арегунийской свиты среднего эоцена. Экзоконтактовые породы ороговикованы, в них внедрены апофизы габбро мощностью до 1,5 м.

Стратиграфически выше средней подсвиты арегунийской свиты выходы рассматриваемых габброидов не встречены. На этом основании возраст их относится нами к среднему эоцену.

Габбронды среднего эоцена представлены: габбро, габбро-диабазами и габбро-диоритами, жильными образованиями-плагиоклазитами.

Минералогический состав пород представлен в основном плагиоклазом и моноклинным пироксеном; в небольшом количестве присутствует кварц, апатит и рудный минерал. В отличие от меловых габброидов здесь слабо развиты вторичные процессы, выраженные хлоритизацией, карбонатизацией, реже биотитизацией. Структура пород габбро-диабазовая и габбро-офитовая. Отсутствуют полосчатые, гакситовые текстуры, весьма характерные для габброидов, сопровождающих гипербазиты.

В контактовых ореолах среднеэоценовых интрузивов наблюдаются скарновые проявления железа.

В таблице 1 приведены химические анализы пород из разновозрастных интрузивных массивов

Таблица 2

№ пп	Окислы и параметры	Верхнемеловые габброиды						Среднеэоценовые габброиды				
		1943	1817	1536	609	827	1467	2442	762а	2022	1972	1326
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	Si_2O	38,63	50,8	48,78	55,50	59,09	75,03	47,08	46,40	48,6	49,20	49,55
2	TiO_2	0,15	0,52	0,27	0,37	0,37	0,18	0,8	1,06	1,45	1,05	1,22
3	Al_2O_3	8,27	15,86	18,19	18,91	16,90	12,28	20,23	19,13	13,55	16,59	16,39
4	Fe_2O_3	4,01	2,89	0,78	1,74	1,05	0,85	3,21	3,00	6,25	3,96	4,8
5	FeO	7,95	8,6	4,05	5,36	5,08	3,01	6,81	5,94	7,1	6,67	7,32
6	MnO	0,11	сл.	0,04	0,05	0,10	0,07	сл.	0,06	сл.	сл.	0,15
7	MgO	27,61	8,39	9,18	4,70	4,08	0,49	4,79	5,55	5,77	5,85	4,10
8	CaO	3,94	9,6	14,60	8,96	7,15	1,43	9,97	12,25	8,4	10,05	7,46
9	Na_2O	0,45	2,6	2,30	3,68	3,50	4,96	3,3	4,0	4,3	3,75	4,38
10	K_2O	0,01	0,41	нет	0,49	0,55	0,38	0,75	0,50	0,26	0,90	1,10
11	$-H_2O$	0,18	необн.	нет	необн.	необн.	необн.	0,3	0,20	0,24	0,1	не обн
12	п.п.п.	8,4	2,02	2,03	0,43	1,55	1,29	2,88	2,56	3,32	1,74	2,60
Сумма		99,92	100,66	100,22	100,19	99,42	99,97	100,87	100,65	100,56	99,86	99,13
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												
a		0,9	6,3	4,8	9,1	8,6	11,0	9,19	10,0	10,0	9,8	11,8
c		4,4	7,6	10,4	8,4	6,5	1,6	10,29	8,3	4,9	6,4	5,6
b		54	27,4	28,7	17,7	16,3	5,7	21,8	25,7	28,4	26,1	22,8
s		40,7	58,6	56,1	64,8	68,6	81,7	59,5	56,0	57,6	57,7	59,8
f′		18,9	31,8	16,4	38,2	43	63,2	43,1	33,5	44,1	38,1	51,0
m′		80,1	52,0	55,7	46	36	13,8	42,4	38,2	35	38,7	31,9
c′		—	35,8	28,8	15,8	14	—	14,6	28,3	21,8	23,2	17,1
n		100	91,3	100	92,2	90,3	95,2	89	92,8	95,8	85,9	85,5
a′		1	—	—	—	—	23,0	—	—	—	—	—

1. Троктолит, Артанышский массив (Арутюнян Г. С.); 2. Роговообманковый габбро, Восточно-Артанышский массив (Арутюнян Г. С); 3. Роговообманковый габбро, Джил-Сатанахачский массив (Арутюнян Г. С); 4. Диорит, Джил-Сатанахачский массив (Арутюнян Г. С.); 5. Кв. диорит Джил-Сатанахачский массив (Арутюнян Г. С.); 6. Плагиогранит, Далагинский массив (Арутюнян Г. С.); 7. Габбро, Западно-Артанышский массив (Арутюнян Г. С.); 8. Габбро, Алтанашинский массив (Казарян Г. А.). 9. Габбро, Западно-Артанышский массив (Арутюнян Г. С.); 10. Габбро Южно-Артанышский массив (Арутюнян Г. С.); 11. Габбро-диабаз (Арутюнян Г. С.).

Сопоставление петрографических, петрохимических и металлогенических особенностей разновозрастных интрузий приводит к следующему заключению:

1. В строении верхнемеловых (турон-коньякских) массивов участвуют разнообразные по петрографическому составу породы—от ультрабазитов (дуниты, перидотиты и др.) до кислых (плагиограниты). Среднеэоценовые массивы в этом отношении сравнительно однообразны (габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты).

2. Верхнемеловые габброиды отличаются непостоянством минералогического состава с большой вариацией содержания отдельных минералов. Для них характерны плагиоклаз, роговая обманка, кварц, оливин, ромбический и моноклинный пироксен, а для среднеэоценовых—в основном плагиоклаз и моноклинный пироксен.

3. В габброидах верхнего мела довольно интенсивно проявлены процессы вторичных изменений (соссюритизация, уралитизация). В габброидах же среднего эоцена в отличие от верхнемеловых вторичные процессы развиты слабее (хлоритизация и карбонатизация).

4. Для верхнемеловых габбро характерны гипидиоморфнозернистая и реже габбровая структуры, тогда как для среднеэоценовых—габбро-диабазовая и габбро-офитовая. Для первых в отличие от вторых весьма характерны полосчатые и такситовые текстуры.

5. Одной из особенностей химизма верхнемеловых габбро является их повышенная магнезиальность (в среднем $Mg=8,79\%$) по сравнению с эоценовыми габбро (в среднем $MgO=5,0\%$). Другой характерной особенностью первых является низкое содержание щелочей (в среднем $Na_2O+K_2O=2,67\%$), тогда как для среднеэоценового габбро среднее содержание $Na_2O+K_2O=4,65\%$. Особенно резко отличаются они по содержанию TiO_2, содержание которой в первых колеблется от 0,27 до 0,52%, а во вторых—от 0,8 до 1,45%.

6. С верхнемеловыми интрузиями связаны довольно разнообразные месторождения и проявления полезных ископаемых (хромита, платины, никеля, асбеста, магнезита, талька), а с среднеэоценовыми—только лишь проявление железа.

Выводы

1. Интрузивы северо-западной части Севанского хребта являются центральной составной частью Севано-Акеринского пояса и приурочены к одноименному глубинному разлому. По геолого-структурному положению, петрографическим, петрохимическим и металлогеническим особенностям они подразделяются нами на две возрастные группы: верхнемеловую (турон-коньякскую)—гипербазиты и пространственно сопровождающие их габбронды и 2) среднеэоценовую—только габброиды.

2. Верхнемеловые интрузивные тела имеют форму штоков, линз, и пластов. Они прорывают вулканогенно-осадочную толщу турон-коньяка и перекрываются коньяк-сантонской терригенной свитой с гальками ультрабазитов и габброидов и отложениями кампан-маастрихта. С эоценовыми отложениями они имеют исключительно тектонические контакты.

3. Магматическое внедрение верхнемеловых интрузивов происходи-

ло в турон-коньякское время. На поздних этапах развития Севано-Акеринской геосинклинальной зоны они в твердом состоянии были перемещены в более верхние горизонты земной коры.

4. Среднеэоценовые габброидные интрузивные массивы имеют форму штоков, даек и силл. Они прорывают меловые нижне-среднеэоценовые отложения, и в основном локализованы в последних, не встречаясь в более молодых отложениях.

5. Разновозрастные габброиды резко отличаются по петрографическим и петрохимическим особенностям.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 30.VII.1966.

Գ. Ս. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԻ ԼՃՈՒՆԱԾՂԹԱՅԻ ՀՅՈՒՍԻՍ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՄԱՍԻ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎՆԵՐԻ ՀԱՄԱԿԱՑԻՆ ՍՏՈՐԱԲԱԺԱՆՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Շրջանի ինտրուզիվ ապարները կազմում են Սևանա-Ակերինյան հիպերբազիտային գոտու կենտրոնական բաղադրամասը:

Հեղինակը, ելնելով ինտրուզիվ ապարների երկրաբանական դիրքից, նրանց պետրոգրաֆիական, պետրոքիմիական և մետաղածնային առանձնահատկություններին վերաբերվող իր նոր փաստական տվյալներից, հանգել է այն եզրակացությանը, որ նրանք պատկանում են երկու հասակային խմբի՝ վերին կավճի (տուրոն-կոնյակ) և միջին էոցենի: Առաջին խմբի մեջ են մտնում հիպերբազիտները և նրանց սաթածականորեն ուղեկցող գաբրոիդները, իսկ երկրորդի մեջ՝ միայն գաբրոիդները:

Վերին կավճի ինտրուզիվները պատում են տուրոն-կոնյակի հրաբխանստվածքային ապարները և տրանսգրեսիվ կերպով ծածկվում հիպերբազիտների ու գաբրոիդների պլաթաներով հարուստ կոնյակ-սանտոնի տերիգեն հաստվածքով: Կատարված ուսումնասիրությունները ապացուցում են, որ վերին կավճի հիպերբազիտների որոշ մասը գեոսինկլինալային զարգացման հետմիջնէոցենյան էտապում անկատնական ուժերի ներգործության տակ առաջնային տեղադրավայրերից տեղափոխվել են երկրակեղևի ավելի վերին մասերը:

Միջին էոցենի գաբրոիդները պատում են վերին կավճի, ստորին ու միջին էոցենի նստվածքները և տեղադրվում հիմնականում վերջիններիս մեջ, իսկ ավելի երիտասարդ նստվածքներում նրանք բացակայում են:

Հետազոտությունները ցույց են տվել, որ նշված երկու հասակի գաբրոիդները իրարից տարբերվում են իրենց թե պետրոգրաֆիական և թե պետրոքիմիական առանձնահատկություններով:

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абовян С. Б.* Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР, 1961
2. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.

3. *Бетехин А. Г.* Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромиты СССР, т. I, Изд. АН СССР, 1937.
4. *Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
5. *Габриелян А. А., Татевосян Л. К.* Схема геолого-геофизического районирования Арм. ССР и смежных частей Антикавказа. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол. и географ. наук, т. XIX, № 1—2, 1966.
6. *Книппер А. Л., Костанян Ю. Л.* Возраст гипербазитов северо-восточного побережья оз. Севан. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 10, 1964.
7. *Книппер А. Л.* Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). БМОИП, отд. геол., 1965, т. XX, № 2.
8. *Когошвили Л. В.* Верхнемеловые отложения в верховьях рек Сейдляра и Урумбосара. «Изв. АН Арм. ССР», сер. физ.-мат., ест. и техн. наук, т. X, № 4, 1956.
9. *Магакьян И. Г.* Основные черты металлогении Армении. «Сов. геология», № 7, 1959.
10. *Паффенгольц К. Н.* Бассейн оз. Гокча (Севан). Тр. ВГРО, вып. 219, 1934.
11. *Пиджян Г. О.* Об осадочно-вулканогенной толще северо-восточного побережья оз. Севан. «Изв. АН Арм. ССР», сер. физ.-мат., естест. и техн. наук, т. IX, № 6, 1956.
12. *Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М.* Гипербазиты Алтая-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, М., 1958.
13. *Саркисян О. А.* О возрастном расчленении интрузивов Севано-Ширакского антиклинория. «Изв. АН Арм. ССР», серия геолог. и географ. наук, № 4, 1959.
14. *Святловский А. Е.* Очерк гипербазитов Камчатки и их положения в тектонической структуре полуострова. «Сов. геология», № 3, 1960.
15. *Татевосян Т. Ш.* К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Арм. ССР. «Изв. АН Арм. ССР», т. III, № 2, 1950.
16. *Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1966.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 53—61

Р. Л. МЕЛКОНЯН

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Вопросам изучения магматических образований Алавердского рудного района посвящены работы большого коллектива геологов (В. Г. Грушевой, О. С. Степанян, П. Ф. Сопко, С. И. Баласанян, Э. Г. Малхасян, Г. А. Казарян и др.), исследованиям которых обязаны современные наши представления по широкому кругу вопросов, связанных с магматизмом Алавердского рудного района.

На современном этапе исследований большое значение приобретает задача расчленения магматических образований на конкретные магматические комплексы с выяснением их формационной принадлежности, так как решение этих вопросов имеет важное теоретическое и прикладное значение, позволяющее не только полнее раскрыть историю геологического развития региона, но и подойти к решению сложных вопросов рудогенезиса. Имеющиеся в литературе сведения по этому вопросу, касающиеся Алавердского рудного района, единичны [6, 16] и явно недостаточны; сравнительно многочисленны работы, в которых приводится расчленение магматических образований на отдельные интрузивные [1, 6, 15 и др.] или эффузивные [6, 10, 15] комплексы, с рассмотрением в последнем случае вопросов их формационной принадлежности.

Главнейшими признаками, которые были предложены Ю. А. Кузнецовым [9] и кладутся нами в основу при выделении в пределах Алавердского рудного района конкретных магматических комплексов и при определении их формационных типов, являются: «1) его состав в виде характерной парагенетической ассоциации магматических, контактовых, метасоматических пород и... эндогенных месторождений; 2) геологическая обстановка, отражающаяся в фациальном облике комплекса; 3) возрастная близость всей этой парагенетической ассоциации; 4) связь с теми или иными геологическими структурами и в некоторых случаях стадиями их развития» (стр. 21).

Исходя из вышеперечисленных признаков, нами, в пределах Алавердского рудного района и сопредельных областей раннеальпийской складчатости (по А. А. Габриеляну), выделяются четыре магматических комплекса—среднеюрский, верхнеюрско-неокомский, верхнемеловой*, эоценовый, формирование которых связано с соответствующими тектоно-магматическими этапами развития отмеченной территории (табл. 1). Каждый из выделенных магматических комплексов характеризуется оп-

---

* Ввиду незначительности проявления верхнемелового магматизма в пределах Алавердского рудного района, верхнемеловой магматический комплекс нами не рассматривается.

ределенной ассоциацией магматических образований (эффузивных и интрузивных комплексов) и отделяется от других магматических комплексов региональным выраженным несогласием и внедрением гранитоидных интрузивов.

Формирование среднеюрского магматического комплекса происходило в эвгеосинклинальный этап развития региона при максимальном его погружении и сопровождалось интенсивным проявлением вулканических процессов. Продукты вулканизма представлены, в основном, лавами андезитового, реже базальтового состава и их пирокластолитами, подвергшимися, как правило, интенсивной хлоритизации и эпидотизации. Менее распространены кислые разности—дацитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии, причем в разрезе среднеюрских вулканогенных образований (2000—2200 м) они составляют незначительную часть (100—150 м).

Вулканогенные образования среднеюрского эффузивного комплекса прорваны генетически с ними связанными породами субвулканической и жерловой фаций—кварцевыми плагиопорфирами, андезитовыми порфиритами, альбитизированными дацитовыми плагиопорфирами.

Вопросы формационной принадлежности юрской эффузивной толщи были рассмотрены с большей или меньшей детальностью в работах ряда исследователей [2, 3, 4, 10, 15].

П. Ф. Сопко еще в 1949 г., отмечая отсутствие спилит-кератофировой формации в пределах Алавердского района, отнес юрские вулканогенные образования к порфирито-дацитовой или точнее андезито-дацитовой формации. Аналогичного мнения по этому вопросу придерживается и Г. А. Казарян.

А. А. Габриелян в своих ранних работах [3] и Б. С. Вартапетян [2] относят юрскую вулканогенную толщу к спилит-кератофировой формации. Позднее А. А. Габриелян [4], а также Э. Г. Малахасян [11], исходя из вещественного состава пород этой толщи, отнесли ее к кератофиро-порфиритовой формации.

Необходимо отметить, что термин «кератофир-порфиритовая формация» (А. А. Габриелян, Э. Г. Малхасян) по существу не отличается от термина «порфирито-дацитовая формация» (П. Ф. Сопко, Г. А. Казарян), ибо, как было отмечено еще В. Н. Гоньшаковой, Р. Н. Милосердовой, П. Ф. Сопко, Г. А. Казаряном, «кератофиры» являются альбитизированными дацитами. Если же учесть неопределенность самих терминов «порфирит» и «кератофир», несоответствие химических составов «кератофиров» Алавердского рудного района со средним типом «кератофиров» по Р. Дэли, отсутствие определенных геологических связей, а именно ассоциации со спилитами, которую обычно предполагает термин «кератофир» [5], то необходимость отказа от термина «кератофир-порфиритовая формация» становится очевидной.

Небезынтересно отметить, что детальное изучение «кератофиров», проведенное за последние годы на Урале [18]—регионе, где казалось бы наличие «кератофиров» не вызывало сомнений, привело к отказу от

Таблица 1

Магматические комплексы Алавердского рудного района

Тектоно-магматические этапы	Эффузивные и интрузивные комплексы			
	главные типы пород	названия свит и массивов	стадии геосинклинального развития	формационный тип
Среднеюрский	Андезитовые, диабазовые, андезито-дацитовые, дацитовые порфириты и их пирокласты. Кварцевые плагиопорфиры, дацитовые плагиопорфиры	Дебедская, Кошабердская, Алаверди-Шамлугская	Ранняя	Андезитовый
	Габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты	Кацоцский, Ахпатский	Соскладчатые (предкелловейская фаза складчатости)	Плагиогранитный
Верхнеюрско-неокомский	Андезитовые, базальтовые порфириты и их пирокласты; туфы и туфобрекчии дацитовых порфиритов	Шулаверская	Средняя	Андезито-дацитовый
	Липаритовые и плагиолипаритовые порфиры		Соскладчатые	Липаритовый
	Габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, тондъемиты	Шнох-Кохбский, Чочканский, Цахкашатский	Соскладчатый (верхнеюрско-неокомская фаза складчатости)	Габбро-диорит гранодиоритовый
Эоценовый	Андезитовые, базальтовые порфириты и их пирокласты, туфы и туфобрекчии дацитовых порфиритов	Лалварская	Стадия тектонической активизации	Андезито-дацитовый
	Липаритовые и плагиолипаритовые порфиры	Джилизинский, Жанкский и др.	Соскладчатые	Липаритовые
	Габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, граниты	Банушский	Соскладчатые (предверхнеэоценовая фаза складчатости)	Габбро-диорит-гранодиоритовый

употребления этого неопределенного термина, т. к. выяснилось, что к «кератофирам» причислялись различные по минеральному и химическому составу породы—липаритовые порфиры, липарито-дацитовые порфиры, дацитовые порфиры.

Как известно, при выяснении формационного типа тех или иных комплексов необходимо учитывать количественные соотношения слагающих их пород, поэтому, учитывая преобладающее значение в составе среднеюрского эффузивного комплекса вулканогенных образований андезитового состава и незначительную роль дацитовых порфиритов и их пирокластов, по нашему мнению, правильнее относить среднеюрский эффузивный комплекс к андезитовой формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон.

В то же время, в формациях собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон, в классификации Ю. А. Кузнецова [9], андезитовый тип формаций отсутствует, однако это несоответствие является чисто кажущимся, ибо, как отмечает сам автор, «базальт-андезит-липаритовые формации обнаруживаются уже в составе образований собственно геосинклинальной стадии развития подвижного пояса» (стр. 105). Если к тому же добавить, что ряд авторов [7, 8, 17 и др.] отмечают наличие во многих геосинклиналях андезитовой формации, то отмеченное обстоятельство указывает лишь на условность границ между отдельными формационными типами в классификации Ю. А. Кузнецова.

Что касается формационной принадлежности среднеюрского интрузивного комплекса, представленного Ахпатским плагиогранитным интрузивом и мелкими штокообразными телами габбро-диоритов, внедрение которых связано с предкелловейской фазой складчатости, то он несомненно относится к плагиогранитной формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон и характеризуется несколько пониженной, резко натриевой щелочностью ($Na_2O:K_2O=11,5$; $n=94,8$). Среднеюрский интрузивный комплекс Алавердского рудного района, вместе с другими плагиогранитными интрузивами (Хндзорутский Тавушский, Атабек-Славянский, Гильанбирский) раннеальпийской структурно-формационной области, слагает единую — среднеюрскую плагиогранитную формацию Сомхето-Кафанского тектонического комплекса [12].

Рассматривая вопросы формационной принадлежности верхнеюрско-неокомского магматического комплекса, следует учесть, что его формирование связано с орогенным этапом развития раннеальпийской структурно-формационной области, характеризующейся сменой преобладающих отрицательных движений—восходящими. Продукты вулканизма этого комплекса представлены андезитовыми, реже—базальтовыми порфиритами и их пирокластолитами, однако, как отмечает Г. А. Казарян, преобладающее значение имеют туфы и туфобрекчии дацитовых порфиритов. Отличительной особенностью пород верхнеюрского эффузивного комплекса является их краснокаменный облик, свидетельствующий о субаэральных условиях формирования.

Учитывая тектонические условия формирования верхнеюрских (келловей, оксфорд) эффузивных образований, а также количественные взаимоотношения слагающих его пород, верхнеюрский эффузивный комплекс следует относить к андезито-дацитовой орогенной формации подвижных зон.

Одной из характерных особенностей верхнеюрско-неокомского магматического комплекса является наличие кислых субвулканических образований, представленных липаритовыми и плагиолипаритовыми порфирами*. Как ранее нами было показано [13], отмеченные образования по своим петрохимическим, геохимическим, а также, добавим, акцессорно-минеральным особенностям обнаруживают более отчетливую связь с магмой кислого состава, в то же время резко отличаясь от вулканогенных образований верхнеюрского эффузивного комплекса. Кроме того, следует отметить различную геотектоническую обстановку их формирования, в частности, внедрения кислых субвулканических образований в период складчатости (Г. А. Казарян). Учитывая все вышеуказанное, по нашему мнению, липаритовые и плагиолипаритовые порфиры верхнеюрско-неокомского магматического комплекса следует относить к липаритовому формационному типу. Отсутствие аналогичных пород собственно эффузивной формации в этом случае не является препятствием для такого решения вопроса, ибо, как тмечает Ю. А. Кузнецов [9, стр. 141], «в некоторых случаях собственно вулканогенные образования могут отсутствовать полностью, и кислый магматизм проявляется только образованием гипабиссальных интрузий, сложенных кислыми породами эффузивного облика, как это мы имеем, например, в хребте Сарычева (К. Н. Рудич, 1959), в районе Минеральных вод (Н. Д. Соболев и др., 1959)».

Интрузивные образования верхнеюрско-неокомского магматического комплекса Алавердского рудного района, внедрение которых приурочено к верхнеюрско-неокомской фазе складчатости, представлены Шнох-Кохбским, Чочканским, Цахкашатским массивами, а также Барум-Барсумским, Дашкесанским, Кедабекским, Мехманинским интрузивами в пределах единой структурно-формационной области.

Верхнеюрско-неокомский интрузивный комплекс Алавердского рудного района характеризуется полифазностью (кварцевые диориты, тондъемиты, граниты) и полифациальностью. Состав пород колеблется от габбро-диоритов до гранитов, при резком преобладании разностей кварцево-диоритового состава. Верхнеюрско-неокомский интрузивный комплекс, в отличие от среднеюрского, характеризуется менее резко выраженной натриевой щелочностью ($Na_2O:K_2O=2,4$; $n=78,6$); в наиболее кислых разностях—гранитах главной интрузивной фации и гранитах дополнительных интрузивов, роль калия заметно возрастает (соответственно $Na_2O:K_2O=1,1$ и 0,7; а $n=65,1$ и 53,2).

Учитывая геолого--тектонические условия формирования отмечен-

---

* Отмеченные разновидности обычно неправильно объединяются под общим названием кварцевые альбитофиры.

ных интрузивов, а также состав слагающих их пород, верхнеюрско-неокомский интрузивный комплекс следует относить к габбро--диорит-гранодиоритовому типу орогенных интрузивных формаций.

При выяснении формационной принадлежности эоценового эффузивного и интрузивного комплексов следует учесть, что тектоническая и магматическая активизация областей раннеальпийской складчатости является отражением соответствующих процессов, происходящих в соседней—среднеальпийской структурно-формационной области (по А. А. Габриеляну).

Эоценовый эффузивный комплекс Алавердского рудного района сложен андезитовыми, базальтовыми порфиритами и их пирокластами, а также туфами и туфобрекчиями дацитовых порфиритов, причем при мощности вулканогенной толщи в 300—350 м, мощность кислых разностей составляет около 100 м. Исходя из состава главнейших типов вулканогенных образований, слагающих эоценовый эффузивный комплекс, мы относим его к андезито-дацитовому формационному типу.

В связи с предверхнеэоценовой фазой складчатости (триалетская фаза по П. Д. Гамкрелидзе), впервые отмеченной на территории Армянской ССР в соседней среднеальпийской структурно-формационной области [14], происходило воздымание региона, сопровождающееся проявлением кислого вулканизма в субвулканической и интрузивной фациях. В составе эоценового магматического комплекса, как и верхнеюрско-неокомского, выделяются кислые субвулканические образования—липаритовые порфиры, липаритовые плагиопорфиры, липарито-дациты, относящиеся к липаритовому формационному типу. Однако если в составе кислых субвулканических образований верхнеюрско-неокомского магматического комплекса превалируют липаритовые плагиопорфиры, характеризующиеся преобладанием Na_2O над K_2O, то для эоценового магматического комплекса, формирующегося после главной фазы складчастости, в стадию тектонической активизации, характерно резкое преобладание липаритовых порфиров, в которых, при постоянном преобладании K_2O над Na_2O, содержание окиси калия доходит до 5,1%.

Эоценовый интрузивный комплекс (Банушский массив) является полифазным образованием (гранодиориты, плагиограниты, граниты), характеризующимся широко проявленными процессами гибридизма, поэтому состав его варьирует в широких пределах—от габбро до гранитов, при преобладании разностей гранодиоритового состава.

Исходя из геолого-тектонических условий формирования Банушского интрузива, а также состава слагающих его пород, эоценовый интрузивный комплекс следует относить к габбро-диорит-гранодиоритовому формационному типу.

Как ранее было нами показано [13], источники магмообразования интрузивных комплексов Алавердского рудного района четко индивидуализированы; так, если в образовании плагиогранитного расплава известная роль принадлежала базальтовой магме, то исходной магмой неокомского, и, добавим, эоценового интрузивных комплексов являлась магма

кислого состава. Причем, говоря об определенной роли базальтовой магмы при образовании плагиогранитного расплава, в то же время следует учесть автономность магматических очагов среднеюрского эффузивного и интрузивного комплексов.

Что касается взаимоотношения эффузивного и интрузивного магматизма верхнеюрско-неокомского и эоценового магматических комплексов, то учитывая различный химический и минеральный состав слагающих их пород, а также резко отличную геохимическую и акцессорно-минеральную специализацию, можно с достаточной определенностью говорить об автономности магматических очагов их эффузивных и интрузивных комплексов.

При рассмотрении взаимоотношения эффузивных и интрузивных формаций собственно геосинклинальных и орогенных этапов развития подвижных зон, Ю. А. Кузнецов [9] подчеркивает их тесное генетическое родство, при этом более кислый состав интрузивных формаций, в частности, вулканогенных интрузивных формаций орогенных этапов, по сравнению с соответствующими эффузивными формациями объясняется «...перемещением очага магмаобразования вверх и внутрь осадочно-метаморфической оболочки» (стр. 149).

Однако, трудно согласиться с таким решением вопроса, т. к. в этом случае трудно понять о каком генетическом единстве может идти речь, если в одном случае—при формировании эффузивных формаций, магматический очаг находится в базальтовом слое, а в другом—при формировании интрузивных формаций—в осадочно-метаморфическом (гранитном) слое.

Все это лишний раз доказывает, что решение проблемы взаимоотношения эффузивных и интрузивных формаций возможно лишь путем проведения углубленных петрографо-минералого-геохимических исследований конкретных эффузивных и интрузивных комплексов с выявлением критериев их комагматичности, на основе которых лишь возможно решение этой актуальной и сложной проблемы.

Выводы

1. В пределах Алавердского рудного района и сопредельных областей раннеальпийской складчатости выделяются четыре магматических комплекса—среднеюрский, верхнеюрско-неокомский, верхнемеловой, эоценовый, формирование которых связано с соответствующими тектоно-магматическими этапами развития региона.

2. Среди магматических образований Алавердского рудного района выделяются:

а. Формации собственно-геосинклинального этапа развития подвижных зон, относящиеся к андезитовому (среднеюрский эффузивный комплекс) и плагиогранитному (среднеюрский интрузивный комплекс) формационным типам.

б. Орогенные формации, относящиеся к андезито-дацитовому (верх-

неокский и эоценовый эффузивные комплексы), липаритовому (верхнеюрско-неокомские и эоценовые субвулканические образования), габбро-диорит-гранодиоритовому (верхнеюрско-неокомский и эоценовый интрузивные комплексы) формационным типам.

3. Различная петрографическая, геохимическая и акцессорно-минеральная специализация эффузивных и интрузивных комплексов Алавердского рудного района позволяет с достаточной определенностью говорить об автономности их магматических очагов.

4. Появление кислой магмы в истории тектоно-магматического развития раннеальпийской структурно-формационной области фиксируется как в эвгеосинклинальном этапе развития региона, так и в орогенном, однако, если в первом случае в формировании кислого расплава определенная роль принадлежит базальтовой магме, то во втором—более отчетливо выявляется самостоятельность кислого расплава.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 11.V.1966.

Ռ. Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ

ԱԼԱՎԵՐԴԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՄԱԳՄԱՏԻԿ ԿՈՄՊԼԵՔՍՆԵՐԻ ՁՈՒՐՄԱՑԻՈՆ ՏԻՊԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

1. Ալավերդու հանքային շրջանում, և ընդհանրապես վաղ ալպիական ծալքավոր մարզերում, առանձնացվում են չորս հրային կոմպլեքսներ՝ միջին յուրայի, վերին յուրա-նեոկոմի, վերին կավճի և էոցենի, որոնց ձևավորումը կապված է այդ շրջանների զարգացման համապատասխան տեկտոնոմագմատիկ էտապների հետ։

2. Ալավերդու հանքային շրջանի հրային գանգվածներում կարելի է անջատել՝

ա) զարգացման բուն գեոսինկլինային էտապի ֆորմացիաներ, որոնք դասվում են անդեզիտային (միջին յուրայի էֆուզիվ կոմպլեքս) և պլագիոգրանիտային (միջին յուրայի ինտրուզիվ կոմպլեքս) ֆորմացիոն տիպերին.

բ) օրոգենային ֆորմացիաներ, որոնք դասվում են անդեզիտադացիտային (վերին յուրայի և էոցենի էֆուզիվ կոմպլեքսներ), լիպարիտային (վերին յուրա-նեոկոմի և էոցենի սուբհրաբխային առաջացումներ) և պարրո-դիորիտ պրանոդիորիտային (վերին յուրայի-նեոկոմի և էոցենի ինտրուզիվ կոմպլեքսներ) ֆորմացիոն տիպերին։

3. Էֆուզիվ և ինտրուզիվ կոմպլեքսների պետրոգրաֆիական, գեոքիմիական և ակցեսոր-միներալային առանձնահատկությունները որոշակիորեն ցույց են տալիս նրանց հրային օջախների ինքնուրույնությունը։

4. Վաղ ալպիական ծալքավոր մարզերում նկատվում է թթու կազմություն ունեցող հալոցքի երևան գալը՝ ինչպես էվգեոսինկլինալային էտապում, այն-

պես էլ օրոգենային, սակայն, եթե առաջին դեպքում նրա առաջացումը որոշակիորեն կապված է բազալտային հալոցքի հետ, ապա օրոգենային էտապում ավելի որոշակի է դառնում թթու հալոցքի ինքնուրույնությունը։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Баласанян С. И.* Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. Ер. Гос. ун-та, 1963.
2. *Вартапетян Б. С.* К вопросу о генезисе колчеданного оруденения Армении. «Сов. геол.», № 10, 1960.
3. *Габриелян А. А.* Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН Арм. ССР, физ-мат., естеств. и техн. науки, т. IX, № 2, 1956.
4. *Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
5. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.
6. *Казарян Г. А.* Магматические комплексы Алавердского рудного района. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин наук, 1962.
7. *Knopf A.* The geosinclinal theory. Geol. Am. Bull., 57, 1948.
8. *Коптев-Дворников В. С.* Вопросы терминологии, имеющие отношение к изучению геологии изверженных пород. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1959
9. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», 1964
10. *Малхасян Э. Г.* Основные черты юрского вулканизма Армении. В сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962
11. *Малхасян Э. Г.* Развитие вулканической деятельности и основные петрохимические особенности вулканогенных образований Алавердского рудного района. В сб. «Вопросы геологии Кавказа». Изд. АН Арм. ССР, 1964.
12. *Мелконян Р. Л.* К вопросу о генезисе плагигранитов и тондъемитов. Изв. АН Арм. ССР, сер. науки о Земле, XVIII, № 6, 1965.
13. *Мелконян Р. Л.* О взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма. Изв. АН Арм. ССР, сер. науки о Земле, XIX, № 1—2, 1966.
14. *Саркисян О. А.* Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Автореф. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук, 1959.
15. *Сопко П. Ф.* Геология колчеданных месторождений Алавердского района. Изд. АН Арм. ССР, 1961
16. *Сопко П. Ф.* Генетические особенности колчеданных месторождений Малого Кавказа и некоторые закономерности их размещения. В сб. «Закономерности размещения пол. ископ.», Изд. «Наука», т. VII, 1964.
17. *Tyrrel G. W.* Flood basalts and fissure eruptions. Bull. volcanologique, ser. 2, 1, 1937.
18. *Яковлев Г. Ф., Зарайский Г. П., Старостин В. И.* Субвулканические тела кислого состава и медноколчеданное оруденение Блявинского района (Южный Урал). «Сов. геол.», № 4, 1965.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 62—70

В. Г. КОЧАРЯН, Р. Н. ТАЯН

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОРИЕНТИРОВКИ ВТОРОГО ПИНАКОИДА ПЛАГИОКЛАЗОВ В ИНТРУЗИВАХ МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА

Одним из наиболее совершенных методов выявления и распознавания закономерностей внутреннего строения интрузивов является метод микроструктурного анализа, базирующийся в основном на изучении пространственной ориентировки оптических осей кварца, биотита и кальцита. Этот метод дает возможность уточнить многие детали структуры интрузивов, выявить основные этапы деформаций, определить пространственную ориентировку плоскостей деформаций и положение линий скольжений при движении вдоль дизъюнктивных нарушений и др.

Наиболее важной при изучении внутреннего строения интрузивов является генетическая характеристика имеющихся структур. Но минералы, наиболее хорошо изученные в микроструктурном отношении (кварц, биотит, кальцит), зачастую не позволяют однозначно решить этот вопрос, так как могут приобретать закономерную ориентировку в силу различных причин.

Авторами была предпринята попытка изучения закономерностей ориентировки минералов группы плагиоклаза, который наиболее распространен почти во всех породах, но наименее изучен в микроструктурном отношении.

С этой целью отбирались на хорошо изученных участках ориентированные образцы интрузивных пород, притом на различных расстояниях от контактов со вмещающими породами. Положение проекций второго пинакоида плагиоклазов в пространстве определялось по методу, разработанному В. Г. Кочаряном [3]. Результаты измерений наносились на сетку Вульфа и составлялись диаграммы ориентировки по методу А. Б. Вистелиуса [1]. В качестве теоретической основы была принята гипотеза равномерного распределения, т. е. предположение, что проекции второго пинакоида разных кристаллов плагиоклаза в общем случае, при отсутствии внешних воздействий, должны быть ориентированы в пространстве произвольно (изотропно), не создавая скоплений и не рассеиваясь в каких-то определенных направлениях. Для выявления наличия анизотропии производилась оценка распределения плоскостей (010) с надежностью порядка 0,999. Последнее означает, что при расчете наличия ориентировки рассматривался интервал, охватывающий 99,9% вероятности отклонения наблюдений от математического ожидания.

На диаграммах выделялись следующие зоны:

1. Зона рассеяния (белое поле)

2. Зона перехода от изотропной зоны к зоне рассеяния (горизонтальная тонкая штриховка)

3. Изотропная зона (вертикальная штриховка)

4. Зона перехода от изотропной зоны к зоне концентрации (густая горизонтальная штриховка)

5. Зона концентрации точек (черное поле).

Краткая геологическая характеристика Мегринского плутона

Породы, слагающие многофазный Мегринский плутон, отличаются значительным петрографическим разнообразием. Помимо главных фаз, в которых наблюдается изменение состава от более основных к кислым разновидностям, в каждой фазе, в свою очередь, отмечается большое количество разновидностей, имеющих между собой постепенные переходы. В отдельных случаях устанавливаются разновозрастные интрузивные подфазы. Возраст интрузий большинством исследователей принимается как третичный—послеверхнеэоценовый. Ниже приводится краткое описание интрузивных фаз Мегринского плутона в порядке их внедрения.

Монцонитовая фаза. Монцонитовая фаза Мегринского плутона обнажается на площади около 380 кв км и в виде довольно широкой полосы (от 10 до 20 км) прослеживается в северо-западном направлении

Монцонитовая фаза по составу неоднородна и дает большое число разновидностей, представленных монцонитами, кварцевыми монцонитами, сиенито-диоритами, диоритами, габбро и щелочными сиенитами.

Такое разнообразие в пределах одной интрузивной фазы, по мнению исследователей, обусловлено явлениями дифференциации гранитоидной магмы и ассимиляции ею вмещающих пород. Процессы ассимиляции хорошо выражены на участках сохранившихся ороговикованных останцев кровли. На этих участках монцониты переходят в более основные разности, вплоть до габбро.

Гранодиорит-граносиенит-банатитовая фаза. Выделена впервые С. А. Мовсесяном. Выходы этих пород описаны в западной и юго-западной частях Мегринского плутона. Выделение этих пород в самостоятельную интрузивную фазу производится на основании их резких интрузивных контактов, обнажающихся в водораздельной части Зангезурского хребта. В общем этот комплекс пород отличается более кислым и сравнительно более постоянным составом, чем монцонитовая фаза. Основные породы этого комплекса имеют небольшое распространение и приурочены к эндоконтакту интрузивной фазы с вмещающими породами.

Фаза порфировидных гранитов и гранодиоритов. Наиболее молодая фаза Мегринского плутона представлена порфировидными гранитами и гранодиоритами. Из них порфировидные гранодиориты представлены двумя разновидностями, хорошо различающимися макроскопически. Восточная граница массива порфировидных гранитов и гранодиоритов приурочена к крупному тектоническому нарушению (Дебаклинскому разлому). Более молодой возраст пород данной интрузивной фазы доказы-

вается однозначно наличием многочисленных их апофиз во всех контактирующих с ними породах.

На основании геологических данных (Таян Р. Н.) [4], в пределах массива порфировидных гранитов и гранодиоритов выделяются три интрузивные подфазы в следующей последовательности их образования:

1. Порфировидные граниты;
2. Порфировидные гранодиориты;
3. Крупнозернистые порфировидные гранодиориты.

Все вышеописанные разновозрастные интрузивы характеризуются выраженной плоско-параллельной ориентировкой породообразующих минералов (биотит, роговая обманка, пироксен). Отмеченная плоскостная ориентировка обычно отчетливо прослеживается в обнажениях на расстоянии до 40—50 см и легко замеряется при полевых исследованиях.

Описание результатов исследования

Нами изучено более 50 ориентированных образцов, характеризующих почти всю гамму пород Мегринского плутона от габбро, через монциониты, сиениты, диориты, порфировидные гранодиориты двух этапов внедрения до порфировидных гранитов. Такой широкий диапозон пород от основных до кислых позволил проследить поведение плоскости второго пинакоида плагиоклазов различного состава, от № 15—20 в гранитах, до № 65—70 в габбро.

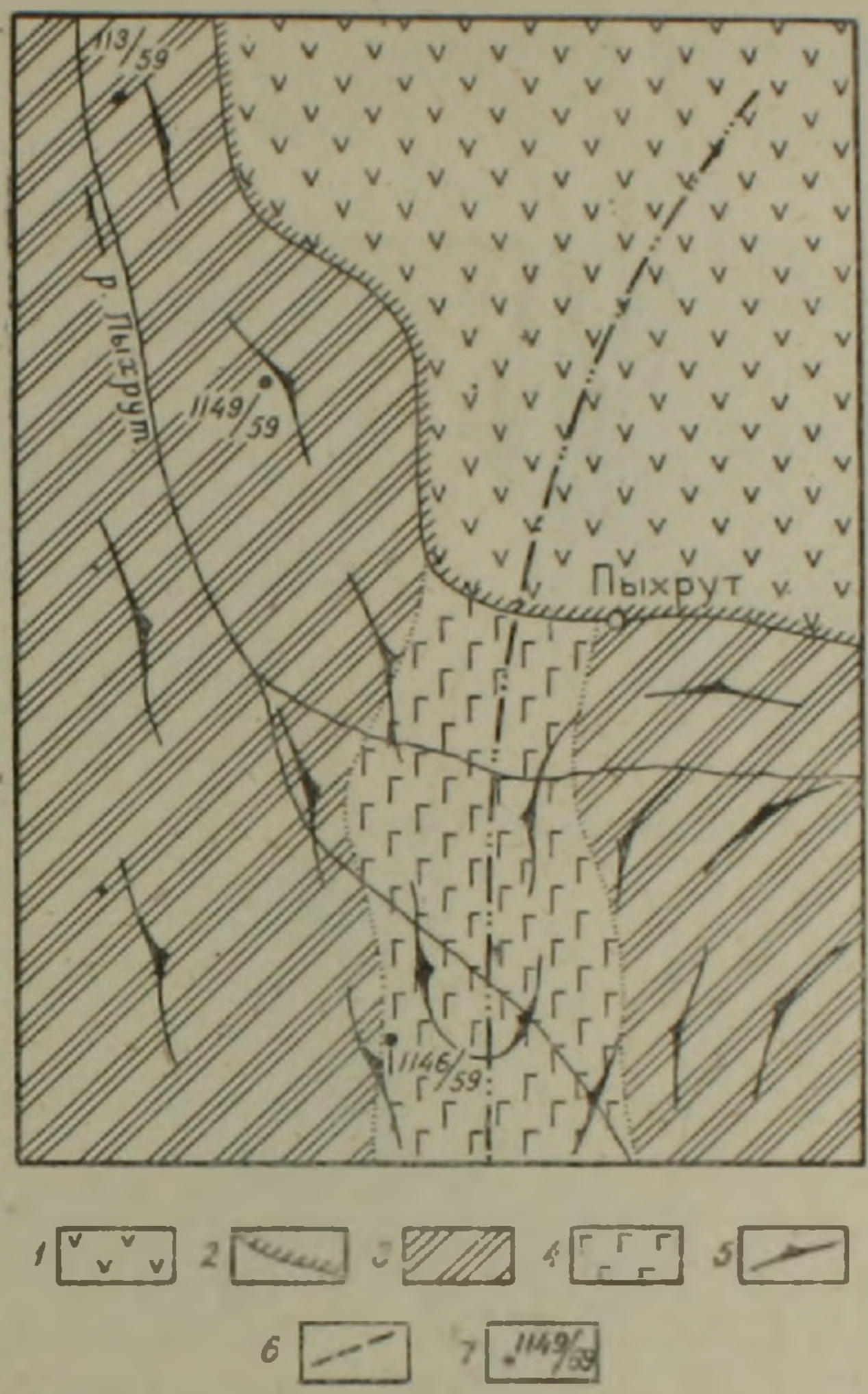
В виду небольшого объема статьи, здесь приводится лишь часть наших материалов, необходимая для обоснования установленных закономерностей.

Образец № 1146/59 отобран в районе с. Пыхрут в верховьях ручья Сари-джур в 1800 м от контакта монцонитовой интрузии с вмещающей вулканогенной толщей (фиг. 1). Порода представлена фациальным габбро, которое связано постепенными переходами с монцонитами и образовалось в местах прогиба кровли интрузива в результате ассимиляции монцонитовым расплавом вмещающих порфиритов.

Плагиоклаз (№ 60—65) составляет около 60—65% породы и образует идиоморфные кристаллы, вытянутые по [001]. На диаграмме 1 (фиг. 2), отображающей ориентировку (010), видно четкое поле концентрации, соответствующее плоскости близмеридионального простирания с падением на восток под углом 55—60°. Зона перехода к концентрации образует залив в центральной части диаграммы, соответствующий горизонтальной плоскости. Зона рассеяния направлена на северо-восток и юг. На фиг. 1 видно, что фациальные габбро слагают тело, вытянутое в меридиональном направлении. В том же направлении проходила ось прогиба кровли, которая продолжается далее во вмещающие породы и совпадает с осью Чоланской синклинали. Таким образом зона концентрации проекций второго пинакоида на диаграмме 1 отражает западное крыло прогиба кровли, которое являлось «основной» направляющей поверхностью во время интрузии. Вытянутость зоны перехода к концентрации в центре диаграммы и наличие там обособленного залива указывает на

существование «второстепенной» направляющей по горизонтальной плоскости. Этой плоскостью могло являться то же западное крыло прогиба, которое выположено на более высоких горизонтах. Ближайший же контакт, сохранившийся на данном эрозионном срезе, расположенный в 1800 м к северу с близширотным простиранием и с падением на север под углом 65°, никак не отразился на ориентировке (010).

Рассматривая положение зон рассеяния, т. е. зон, в которых проек-



1 2 3 4 5

6 7 1149/59

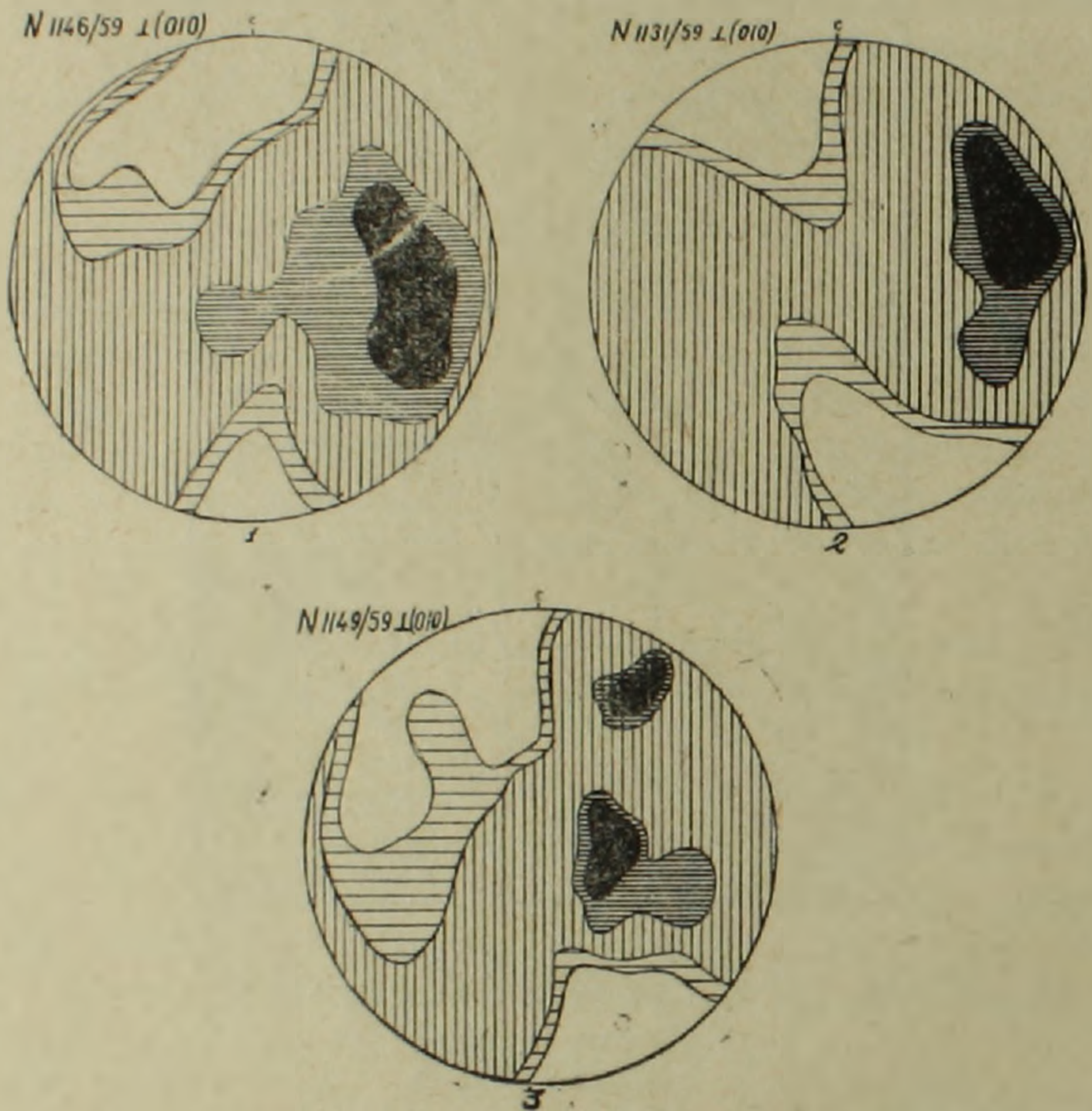
Фиг. 1. Геологическая схема района с. Пыхрут. 1. Вмещающие порфириты. 2. Контактовые роговики. 3. Монцониты. 4. Фациальные габбро. 5. Плоскопараллельная ориентировка темноцветных минералов. 6 Ось Чоланской синклинали и прогиба кровли интрузива. 7. Место взятия и номер образца.

ции второго пинаконда практически отсутствуют (число точек меньше низшего значения математического ожидания, вычисленного с надежностью порядка 0,999), следует отметить, что интрузив в данном случае наиболее распространен в северо-восточном и южном направлениях, куда и ориентированы области рассеяния.

Образец № 1131/59 отобран на правом борту ущелья р. Пыхрут, в 450 м от контакта интрузива. Порода по составу отвечает монциниту. Плагиоклаз (№ 35—40) представлен таблитчатыми кристаллами, удлиненными по [001]. Контакт имеет северо-западное близмеридиональное простирание с падением на восток под углом 70–75° (фиг. 1). В поле замерена слабо выраженная плоскопараллельная текстура.

обусловленная полосчатым расположением роговой обманки и биотита, с азимутом простирания 346° и падением на СВ под углом 75°.

На диаграмме 2 (фиг. 2) зона концентрации проекций (010) соответствует плоскости северо-западного близмеридионального простирания с падением на СВ под углом 70—75°, что совпадает с элементами залегания ближайшего контакта. Такую же ориентировку имеет и визуально наблюдаемая плоскопараллельная текстура. Зоны рассеяния так же, как и в предыдущем случае, направлены на СЗ—ЮВ, т. е. в направлении наибольшего распространения интрузии.



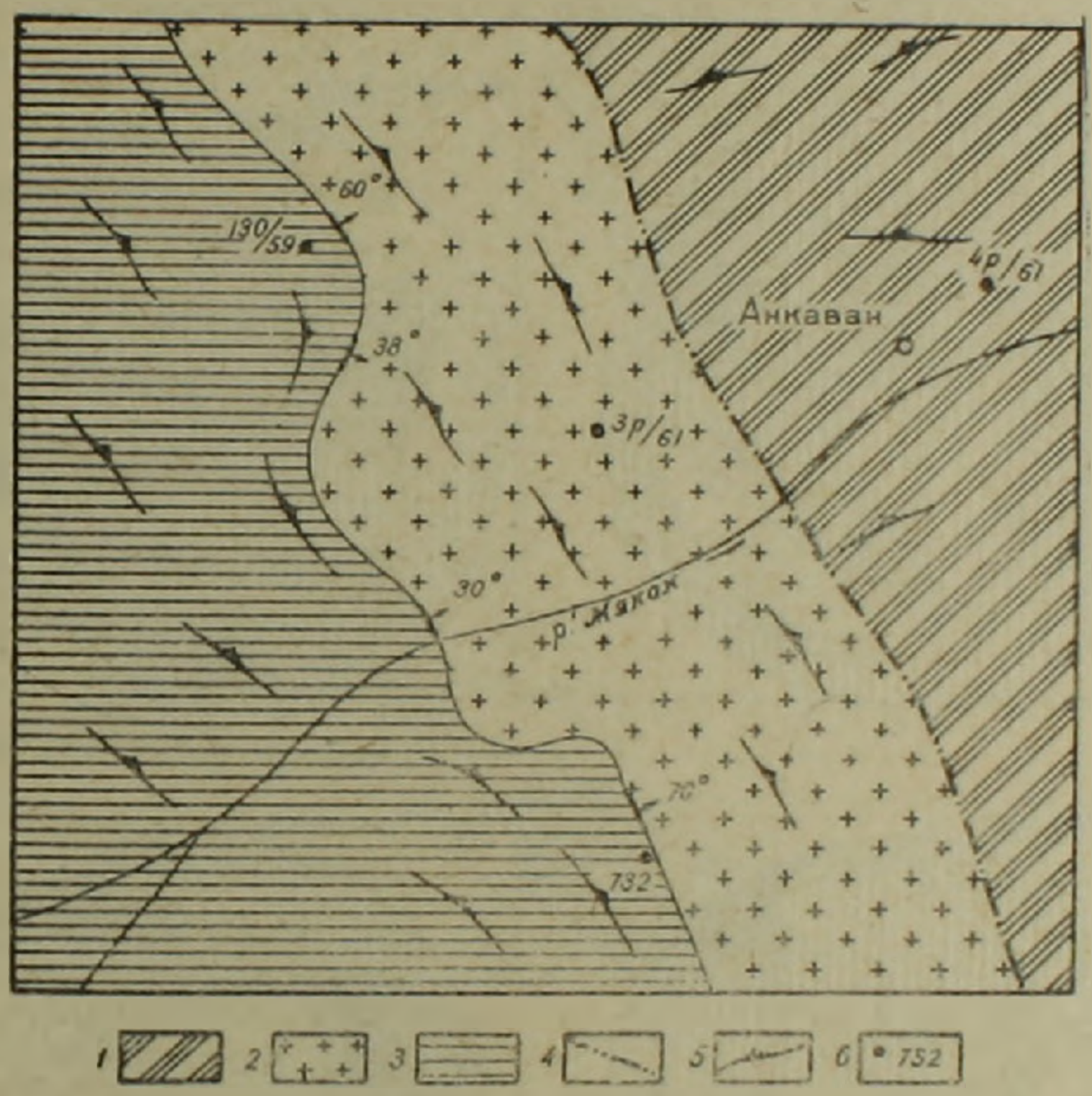
Фиг. 2. Структурные диаграммы № 1—3. Проекции верхней полусферы на горизонтальную плоскость. Сплошное черное поле — зона концентрации, горизонтальная густая штриховка, зона перехода к концентрации, вертикальная штриховка—изотропная зона, тонкая горизонтальная штриховка—зона перехода от изотропной зоны к рассеянию, белая — зона рассеяния.

Образец № 1149/59 отобран на правом борту ущелья р. Пыхрут напротив коленообразного изгиба контакта интрузива. Порода представлена монцонитом, аналогичным предыдущему. Восточная часть изгиба контакта имеет северо-восточное близмеридиональное простирание, с падением на восток под углом 40—50° и находится от места взятия образца № 1149/59 на расстоянии 580—600 м. Северная часть изгиба находится в 500 м от места взятия образца и имеет северо-западное близширотное простирание, с падением на северо-восток под углом 70—75° (фиг. 1). На

диаграмме 3 (фиг. 2) получаются два четких поля концентрации, соответствующие плоскостям: 1. Запад-северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 75—80°, отображающей северную часть изгиба; 2. Северо-восточного близмеридионального простирания с падением на юго-восток под углом 35—40°, отображающей восточную часть изгиба контакта. Вытянутость и залив зоны перехода к концентрации в сторону более крутых углов показывает, что на глубине восточный контакт становится круче и приобретает характерные для этого участка углы падения (70—75°).

Зоны рассеяния, как и в предыдущих случаях, направлены на северо-запад—юго-восток.

Образец № 3р/61 отбран из порфировидных гранитов I подфазы (Таян Р. Н., [4]) в 400 м западнее зоны Дебаклинского разлома, являющегося восточным контактом гранитов с монцонитами (фиг. 3). Пла-



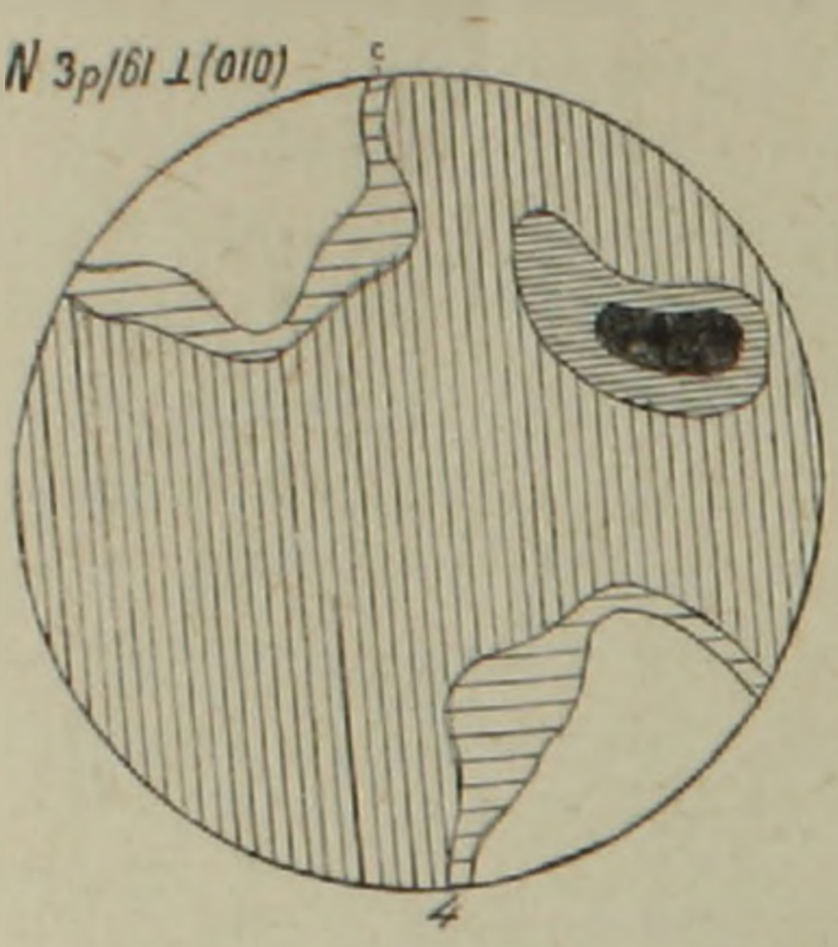
Фиг. 3. Геологическая схема среднего течения ручья Мякан. 1. Монцониты. 2. Порфировидные граниты. 3. Порфировидные гранодиориты II-ой подфазы. 4. Зона Дебаклинского разлома. 5. Плоскопараллельная ориентировка минералов. 6. Местоположение и номер образца.

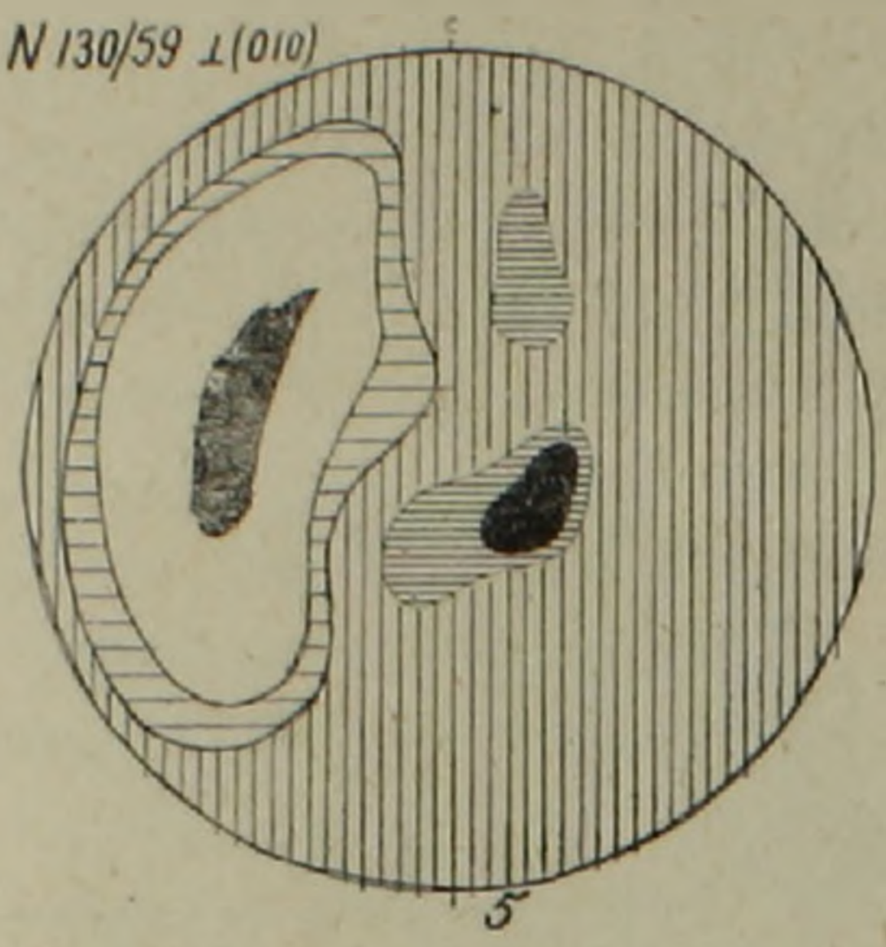
гиоклаз (№ 15—20) представлен идиоморфными по отношению к калиевому полевому шпату и кварцу призматическими кристаллами, вытянутыми по [001]. В породе макроскопически наблюдается линейно-плоскостная ориентировка крупных порфировидных выделений калиевого полевого шпата параллельно контакту интрузива с вмещающими монцонитами.

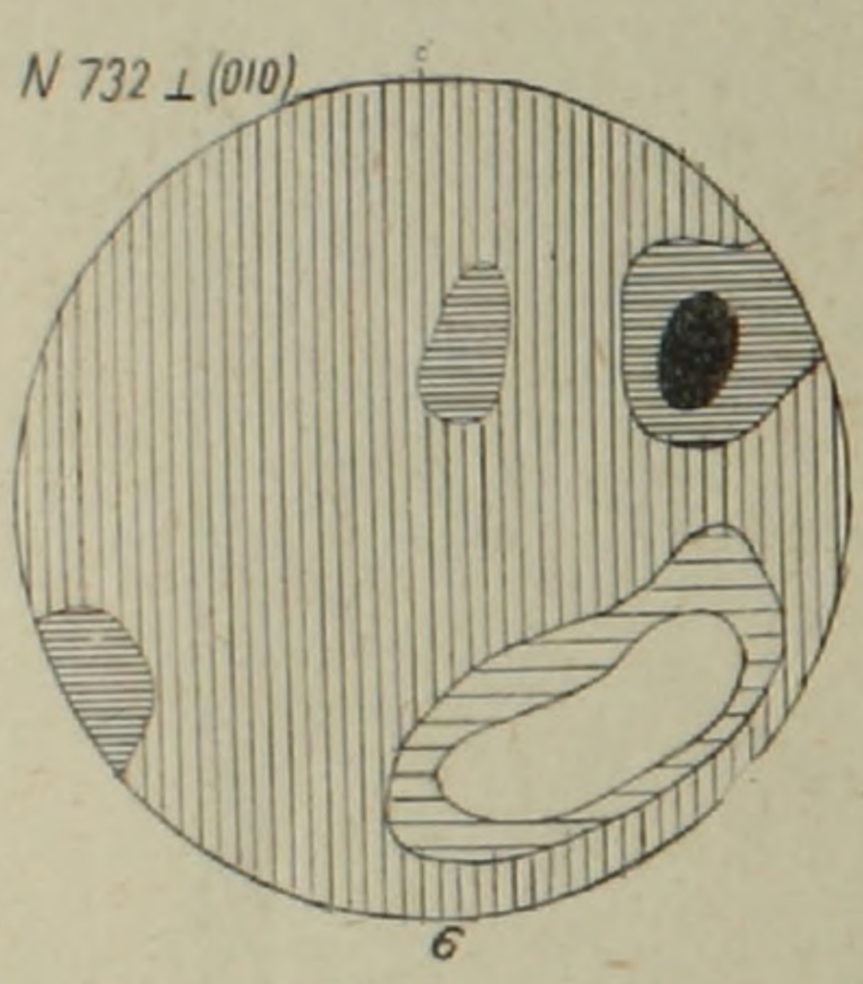
На диаграмме 4 (фиг. 4) выделяется четкая зона концентрации, соответствующая плоскости северо-западного простирания (340°—350°).

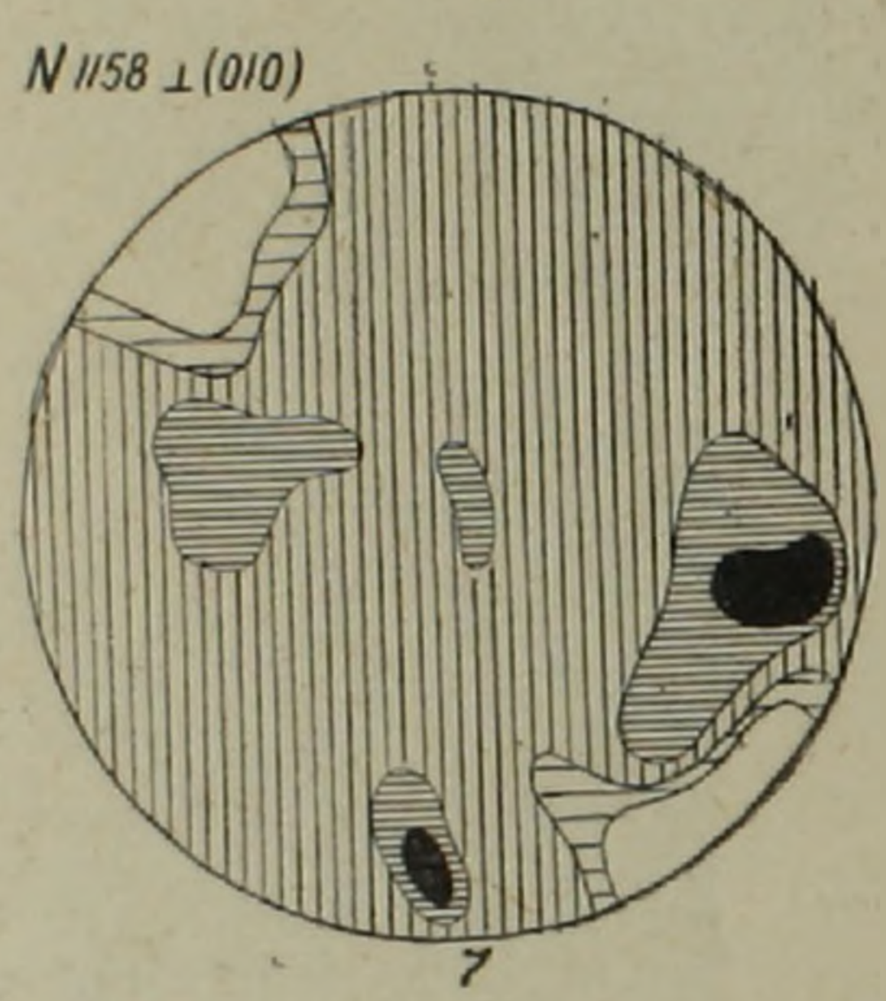
с падением на северо-восток под углом 55—60°, что совпадает с элементами залегания восточного контакта порфировидных гранитов.

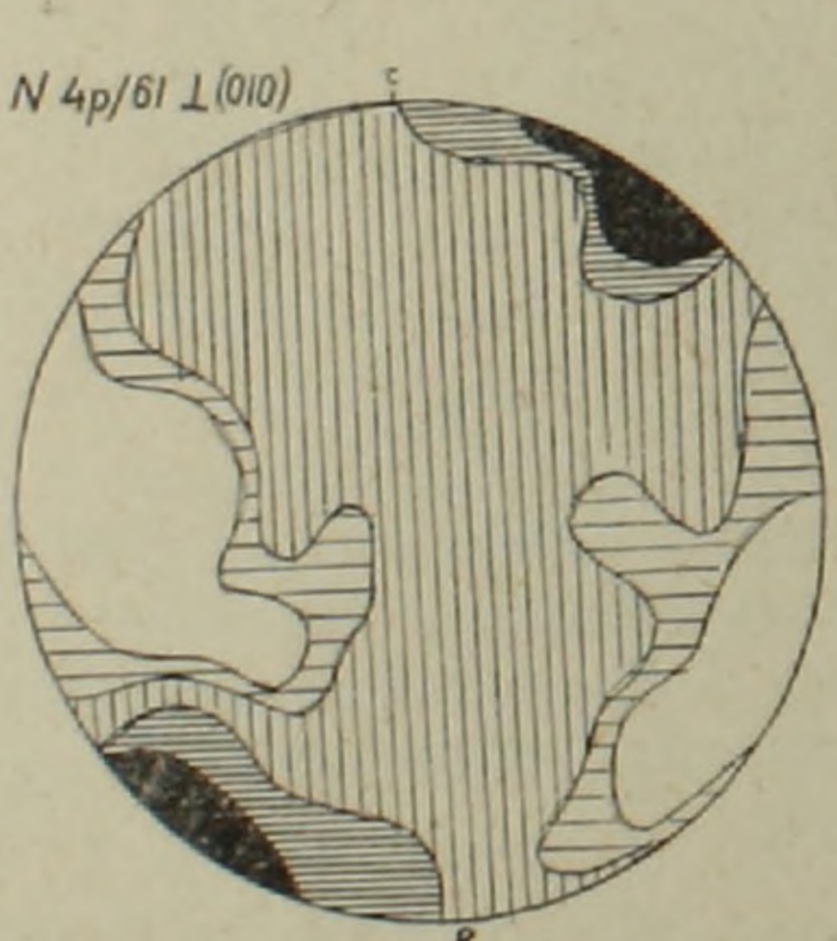
Зона рассеяния имеет северо-запад—юго-восточное простирание, что соответствует направлению наибольшего распространения интрузии.

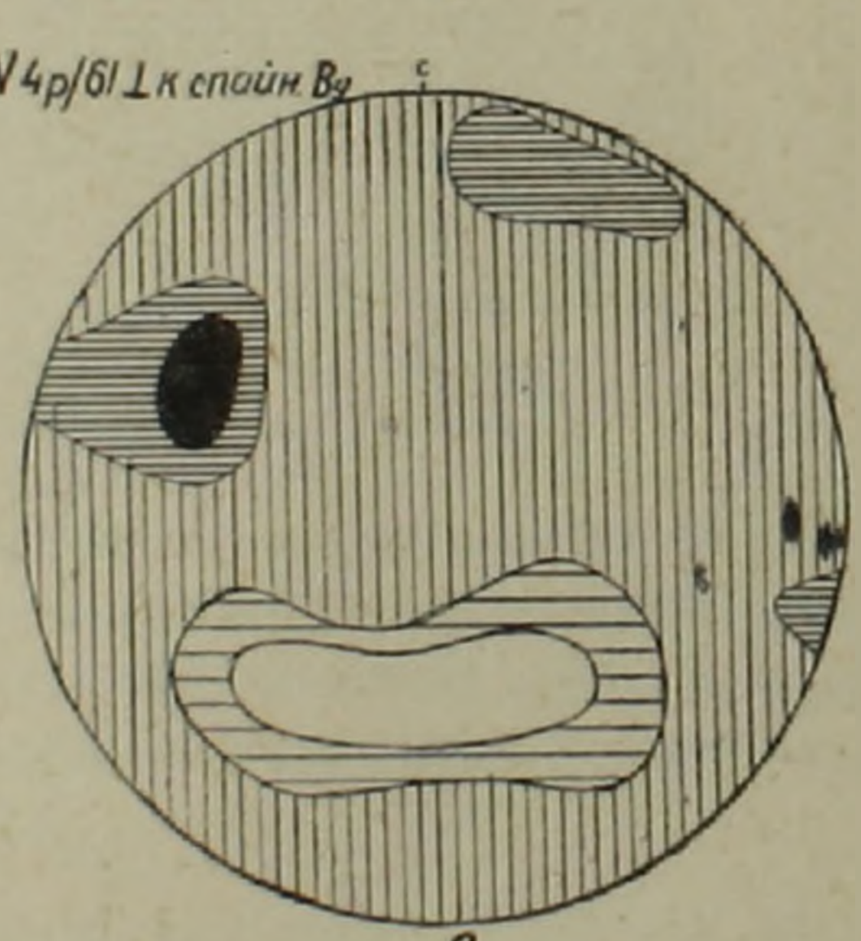












Фиг. 4. Структурные диаграммы № 4—9. Условия обозначения те-же, что и на фиг. 2.

Образец № 130/59 отобран из порфировидных гранодиоритов II подфазы (фиг. 3). Плагиоклаз (№ 25—27) представлен призматическими кристаллами, удлиненными по [001].

Контакт порфировидных гранодиоритов имеет в этом месте изгиб,

направленный выпуклой стороной на восток. Образец отобран в 150 м от северо-восточного и в 350 м от юго-восточного контактов.

На диаграмме 5 (фиг. 1) получается зона концентрации, соответствующая плоскости северо-восточного простирания, с падением на юго-восток под углом 25—30°.

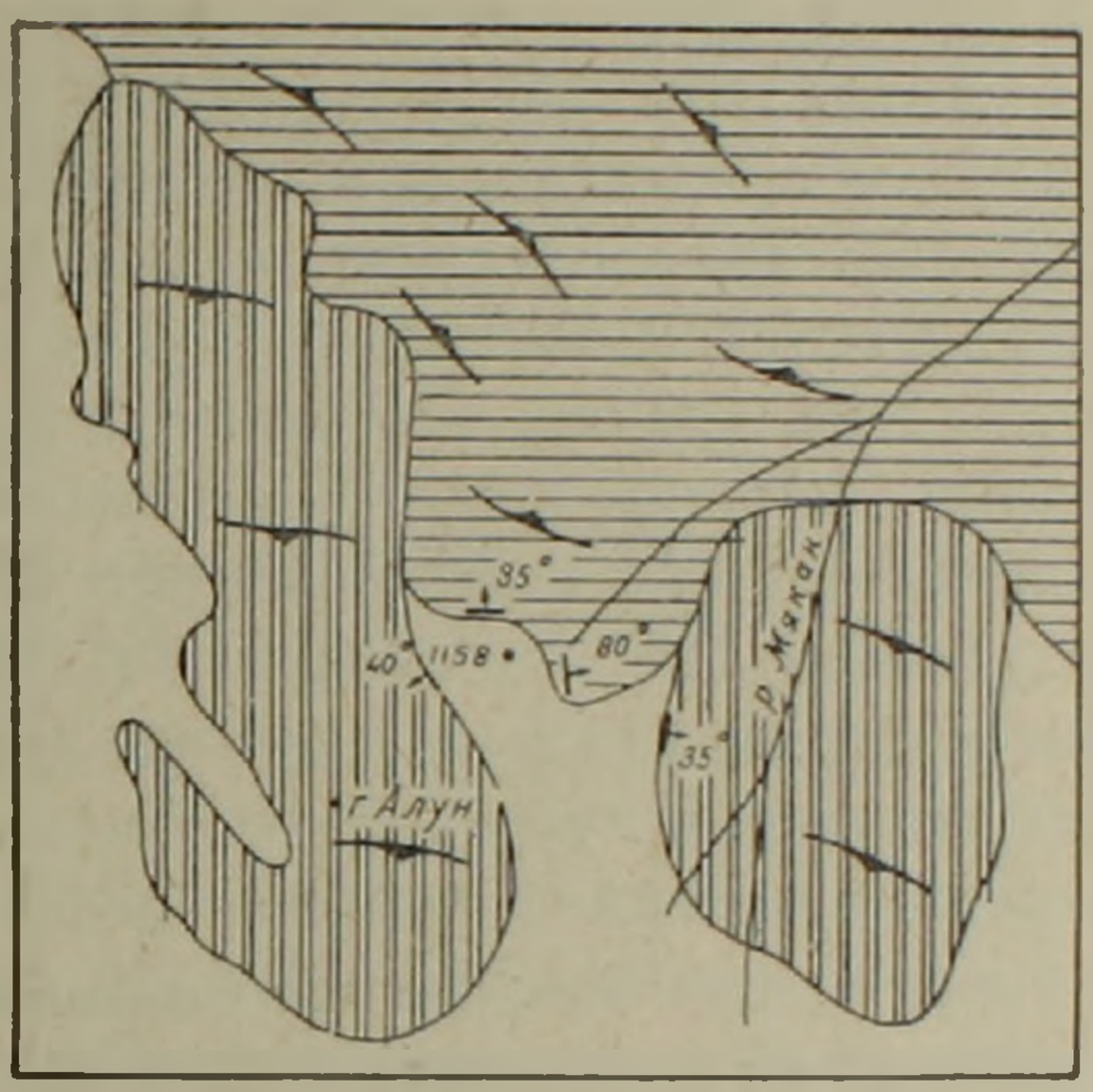
Изолированная зона перехода к концентрации соответствует плоскости северо-западного простирания, с падением на северо-восток под углом 55—60°. Обе плоскости совпадают с направлениями северо-восточной и юго-восточной частей изгиба контакта порфировидных гранодиоритов с порфировидными гранитами.

Зона рассеяния ориентирована на запад, т. е., как и во всех предыдущих случаях, в направлении наибольшего распространения интрузии.

Образец № 732 отобран южнее образца 130/59 из тех же пород в 50 м от северо-восточной и в 500 м от широтной части изгиба контакта порфировидных гранодиоритов II подфазы с порфировидными гранитами (фиг. 3). На диаграмме 6 (фиг. 4) получается зона концентрации, соответствующая плоскости северо-западного простирания, с падением на СВ под углом 70°. Изолированная зона перехода к концентрации соответствует плоскости близширотного простирания, с падением на север под углом 25—30°. Зона рассеяния направлена на юг—юго-восток.

Образец № 1158 отобран из пород наиболее молодой III подфазы крупнозернистых порфировидных гранодиоритов [4].

Плагиоклаз (№ 28—32), составляющий около 40% породы, представлен широкими призматическими кристаллами, удлиненными по [001].



Фиг. 5. Геологическая схема верхнего течения ручья Мякан. 1. Останцы ранних гранодиоритов. 2. Порфировидные гранодиориты II подфазы. 3. Породы III подфазы. 4 Плоскопараллельная ориентировка минералов. В круге диаграмма № 7 сведенная на вертикальную плоскость.

Образец взять на участке выходов глыбовых останцев пород предыдущей интрузивной фазы. На фиг. 5 показано местоположение образца 1158 и элементы залегания ближайших к нему контактов. Как видно на диаграмме 7 (фиг. 4), изолированные зоны концентрации и зоны перехода к концентрации соответствуют имеющимся поблизости направля-

ющим плоскостям. Зона перехода к концентрации, соответствующая почти горизонтальной плоскости, по-видимому, отображает кровлю интрузива.

Зона рассеяния ориентирована по направлению наибольшего распространения интрузии на северо-запад—юго-восток.

Как отмечалось выше, наличие анизотропии в ориентировке проекций второго пинаконда плагиоклазов расчитывалось со степенью надежности порядка 0,999, что исключает какую-либо случайность в описанных примерах (концентрация точек, отвечающая зоне концентрации, может случайно встретиться в одной из тысячи построенных структурных диаграмм) [1]. Таким образом, наличие преимущественной ориентировки плоскостей (010) в каких-то определенных направлениях носит закономерный характер и требует объяснения.

Первое, что бросается в глаза при рассмотрении самых простых диаграмм с одной зоной концентрации (№ 1, 2, 4), это полное совпадение ориентировки второго пинаконда плагиоклазов с элементами залегания ближайшего контакта. Отклонения не превышают 10—15° по падению и простиранию, что является прекрасной сходимостью для структурных диаграмм и полевых измерений [2]. Отсюда любая статическая поверхность, существовавшая при внедрении магм, оказывала свое направляющее действие на ориентировку второго пинакоида плагиоклазов. Это позволяет в случае отсутствия этой направляющей плоскости на данном эрозионном срезе с большой степенью достоверности говорить о ее наличии во время становления интрузива.

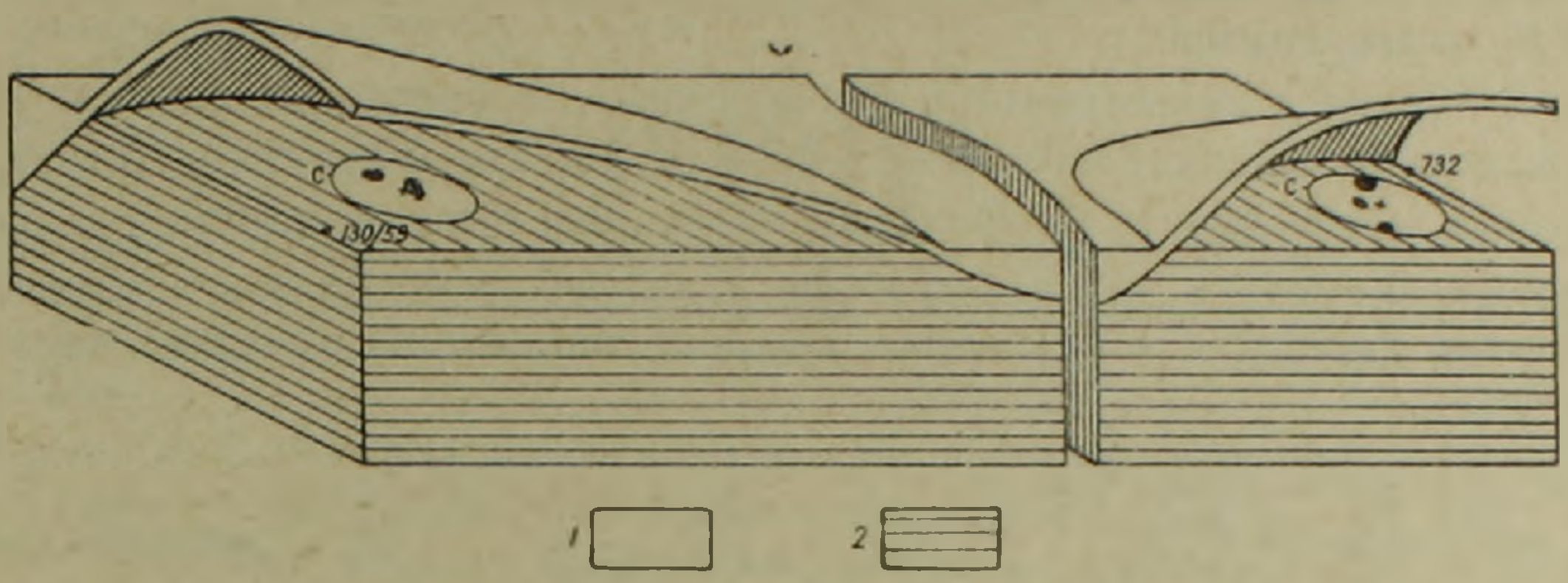
Иллюстрацией сказанного может служить диаграмма 1 (фиг. 2), на которой зона концентрации отображает размытое западное крыло синклинального прогиба кровли нагрузива, устанавливаемого по геологическим данным.

Влияние направляющей плоскости распространяется на расстояние до 1500—1700 м, причем зона концентрации сохраняется на удалении 500—700 м от направляющей поверхности. Далее, на диаграмме получается зона перехода к концентрации, которая постепенно сходит на нет на расстоянии 1500—1700 м. Это позволяет определять не только элементы залегания задернованных контактов и размытых частей кровли интрузива, но, в первом приближении, и их удаление от данного пункта.

В случае наличия на диаграмме двух и более зон концентраций, всегда присутствуют соответствующие им направляющие поверхности. Ярким примером этого могут служить диаграмма 3 (фиг. 2) и диаграмма 7 (фиг. 4).

При нескольких направляющих поверхностях наибольшая концентрация соответствует ближайшей из них. Это позволяет в некоторых случаях с достаточной вероятностью восстанваливать форму интрузива. Примером могут служить диаграммы 1 и 3 (фиг. 3), где изолированные заливы зон перехода к концентрации указывают в первом случае на выполаживание кровли, во втором—на то, что контакт на глубине становится круче. При этом в обоих случаях можно говорить, что крутая и по-

логая части находятся на расстоянии большем, чем «основная» (т. е. ближайшая) направляющая плоскость. Хорошей иллюстрацией сказанному может служить также диаграмма 5 (фиг. 4), где на первый взгляд зона концентрации соответствует более далекому контакту, но с меньшим углом падения. Если попытаться восстановить форму интрузива, учитывая что зона концентрации соответствует более близко направляющей плоскости, то получится, что кровля в точке взятия образца 130/59 располагалась ближе, чем северо-восточный контакт, находящийся на расстоянии 150 м. Таким образом, интрузив на данном участке, по-видимому, имел форму, приведенную на блок-диаграмме (фиг. 6).



Фиг. 6. Блок-диаграмма участков образцов 130/50 и 732. Условные обозначения те-же, что и на фиг. 3. В кругах—диаграммы 5 и 6.

Тесная взаимосвязь ориентировки (010) и направляющих плоскостей (контактов, кровли и т. д.) указывает на первичный характер ее, т. е. на образование в магматическую стадию становления интрузии. Особенно ценным и важным является то, что в дальнейшем, под влиянием внешних факторов, плоскости второго пинакоида сохраняют свою первичную ориентировку. Для иллюстрации сказанного приведены диаграммы 8 и 9 (фиг. 4), отображающие ориентировку (010) плагиоклаза и плоскости спайности биотита в одном и том же шлифе. На диаграммах видно, что изолированная зона перехода к концентрации биотита в северо-восточной четверти совпадает с зоной концентрации (010) плагиоклазов, т. е. является первичной, зона же концентрации в северо-западной части диаграммы 9 обязана своим образованием тектоническим усилиям, приведшим к переориентировке части биотита в новом направлении. В случае рассмотрения ориентировки одного только биотита было бы чрезвычайно затруднено, а в бескварцевых породах почти невозможно определение генетического типа зон концентрации.

Выводы

1. Анизотропия в ориентировке второго пинакоида плагиоклазов носит первичный характер и не подвержена изменению в постмагматическую стадию под влиянием тектонических факторов.

2. Анизотропия в ориентировке (010) плагиоклазов обязана своим происхождением влиянию направляющих плоскостей, в частности контактов и кровли интрузива в магматическую стадию развития.

3. Влияние направляющих плоскостей распространяется на расстояние до 1500—1700 м, причем наибольшее влияние оказывается при удалении до 500—700 м (образование зон концентрации на структурных диаграммах).

4. При наличии нескольких направляющих плоскостей, каждая из них оказывает свое воздействие на ориентировку (010) плагиоклазов, причем наибольшее влияние оказывает ближайшая плоскость.

5. Состав пород (габбро, монцониты, гранодиориты и граниты) и их текстура (от мелкозернистых монцонитов до крупнокристаллических гранодиоритов III подфазы) не влияют на закономерности ориентировки (010) плагиоклазов.

6. Наличие анизотропии в ориентировке второго пинакоида плагиоклазов позволяет: уточнить генетическую классификацию структур массива, восстановить морфологию интрузива, выяснить элементы залегания и примерное местоположение скрытых контактов и размытых участков кровли, а в некоторых случаях, определить также глубину эрозии.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.XI 1965.

Վ. Գ. ՔՈՉԱՐՅԱՆ, Ռ. Ն. ՏԱՅԱՆ

ՊԼԱԳԻՈԿԼԱԶՆԵՐԻ ԵՐԿՐՈՐԴ ՊԻՆԱԿՈՒԴԻ ԿՈՂՄՆՈՐՈՇՄԱՆ ՈՐՈՇ ՕՐԻՆԱՉԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐՆ ՄԵՂՐՈՒ ՊԼՈՒՏՈՆԻ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ինտրուզիվների տարբեր բաղադրություն ունեցող տեղամասերից (գաբրո, մոնցոնիտ, գրանոդիորիտ, գրանիտ) վերցրած շլիֆներում զանգվածային չափումների միջոցով պլագիոկլազների երկրորդ պինակոիդի կողմնորոշման ուսումնասիրությունը տարածության մեջ ցույց տվեց հետևյալը.

1. Պլագիոկլազների երկրորդ պինակոիդի կողմնորոշման անհամասեռությունն ունի առաջնային բնույթ և հետմագմատիկ ստադիայի տեկտոնական գործոնների ազդեցության տակ փոփոխության չի ենթարկվում։

2. Ինտրուզիվներում պլագիոկլազի երկրորդ պինակոիդի կողմնորոշման անհամասեռությունն առաջանում է մագմատիկ ստադիայում, ուղղորդիչ հարթությունների՝ կոնտակտների և առաստաղի ազդեցության տակ։

3. Ուղղորդիչ հարթությունների ազդեցությունը տարածվում է կոնտակտից մինչև 1500—1700 մ հեռավորության վրա, ըստ որում, ամենամեծ ազդեցությունը նկատվում է 500—700 մ հեռավորության վրա [խիտ գոնատներ ստրուկտուրային դիագրամներում]։

4. Երկու և ավելի ուղղորդիչ հարթությունների ստեպության դեպքում, նրանցից յուրաքանչյուրը իր ազդեցությունն է թողնում երկրորդ պինակոիդի կողմնորոշման վրա, ըստ որում, ամենամեծ ազդեցությունը թողնում է մերձագույն հարթությունը։

5. Պլագիոկլազների երկրորդ պինակոիդի ցրվածության գոտիները ստրուկտուրային դիագրամներում արտացոլում են ինտրուզիայի ներքրման հիմնական ուղղությունը:

6. Ապարների բազադրական և տեքստուրային տարբերությունները չեն ազդում պլագիոկլազների երկրորդ պինակոիդի կողմնորոշման օրինաչափությունների վրա:

7. Պլագիոկլազների երկրորդ պինակոիդի կողմնորոշման անհամասեռության ուսումնասիրությունը թույլ է տալիս վիրականգնել ինտրուզիվի ձևը, ծածկված կոնտակտների տեղադրման էլեմենտները և առաստաղի հողմնահարված մասերի մոտավոր տեղադրությունը, իսկ որոշ դեպքերում նաև որոշել էրոզիայի խորությունը:

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вистелиус А. Б.* Структурные диаграммы. Изд. АН СССР, М., Л., 1958.
2. *Клоос Э.* Структура контакта гранодиоритов с кристаллическими сланцами на Медвежьем острове, Мэриленд. Сб. «Вопросы структурной геологии», Изд. И. Л., М., 1958.
3. *Кочарян В. Г.* Методика массовых определений ориентировки кристаллографических элементов плагиоклазов в пространстве. Изв. АН СССР, сер. геол. 3, 1965.
4. *Таян Р. Н.* Новые данные о геологическом строении интрузии порфировидных гранитов и гранодиортиов Мегринского плутона. Изв. Армянской ССР, сер. науки о Земле, № 3, 1963.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 74—81

Г. М. МКРТЧЯН, М. Я. МАРТИРОСЯН

О ВОЗМОЖНОСТИ ПОВЫШЕНИЯ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ПОЛНОГО СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА МИНЕРАЛЬНЫХ ВЕЩЕСТВ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ СПЕКТРОГРАФА СРЕДНЕЙ ДИСПЕРСИИ

Эффективность применения спектрального анализа при геохимических исследованиях в настоящее время связана с увеличением чувствительности одновременного определения возможно большего числа элементов. Увеличение информации, получаемой из одного спектра, приобретает особую важность при ограниченных навесках проб, поступающих на анализ.

Значительная часть работ, посвященных этому вопросу, рассматривает повышение чувствительности определения небольших групп элементов, обладающих близкими физико-химическими свойствами [1, 2]. Существуют также исследования по повышению чувствительности при полном спектральном анализе [3, 4, 5, 6].

В этих работах одновременное повышение чувствительности определения всех спектрально определяемых элементов достигается комбинированным способом введения пробы в дуговой разряд (просыпкой—вдуванием пробы в дуговой промежуток и испарением ее из канала электрода) [4, 5], а также использованием спектрографов с большой дисперсией и широким, одновременно регистрируемым, спектральным интервалом (комбинация двух спектрографов [4] или спектрограф со скрещенной дисперсие—СТЭ—1 [6]).

Однако, несмотря на создание спектрографов с большой дисперсией и широким рабочим диапазоном, а также применение новых приемов введения пробы в источник света, кварцевый спектрограф средней дисперсии (ИСП—22, ИСП—28, ИСП—30) и метод полного испарения пробы из кратера нижнего электрода занимают все еще основное место в работе спектрально-аналитических лабораторий геологического профиля. В связи с этим не лишен интереса вопрос о расширении аналитических возможностей спектра, получаемого в указанных условиях. Ниже рассматриваются некоторые пути повышения чувствительности полного спектрального анализа при работе по методу М. М. Клера, на кварцевом спектрографе средней дисперсии.

Чувствительность определения в этом случае может быть повышена, как за счет расширения одновременно регистируемого участка длин волн, так и за счет разделения эмиссии сжигаемой пробы во времени.

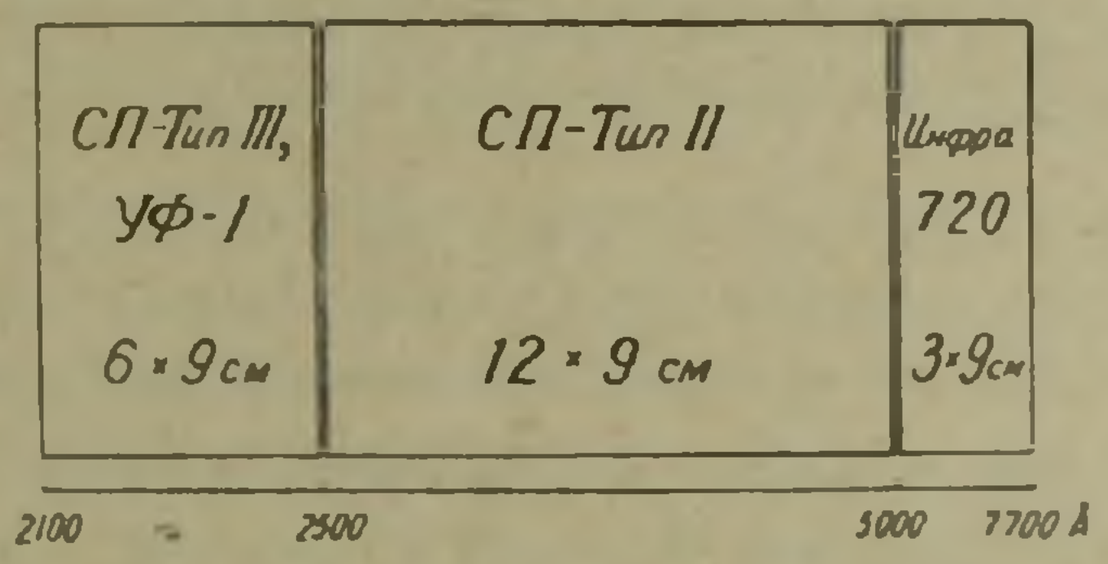
В вырез кассетной части спектрографа в результате заводской настройки попадает спектральный интервал длин волн от 1950 до 7500 (7700) Å*.

Однако, на практике регистрируют лишь часть его: от 2300 до 3500 Å при использовании несенсибилизированных фотопластинок размером 9×12 см, от 2300 до 5000 Å при использовании тех же фотопластинок размером 9×18 (9×24) см или от 2300 до 5800 Å при изоортохроматических фотопластинках размером 9×24 см.

Для расширения регистрируемого спектрального интервала длин волн нами подбиралась соответствующая комбинация фотопластинок (простых и сенсибилизированных).

Известные трудности при подборе фотопластинок возникают в связи с тем, что сенсибилизация, повышая чувствительность в какой-либо области, ухудшает другие характеристики фотопластинок. Поэтому там, где простые фотопластинки имеют достаточную чувствительность (область от 2500 до 5000 Å), мы не использовали сенсибилизированные.

Наиболее рациональные размеры, тип использованных нами фотопластинок и охватываемая ими спектральная область приведены на фиг. 1.



Фиг. 1.

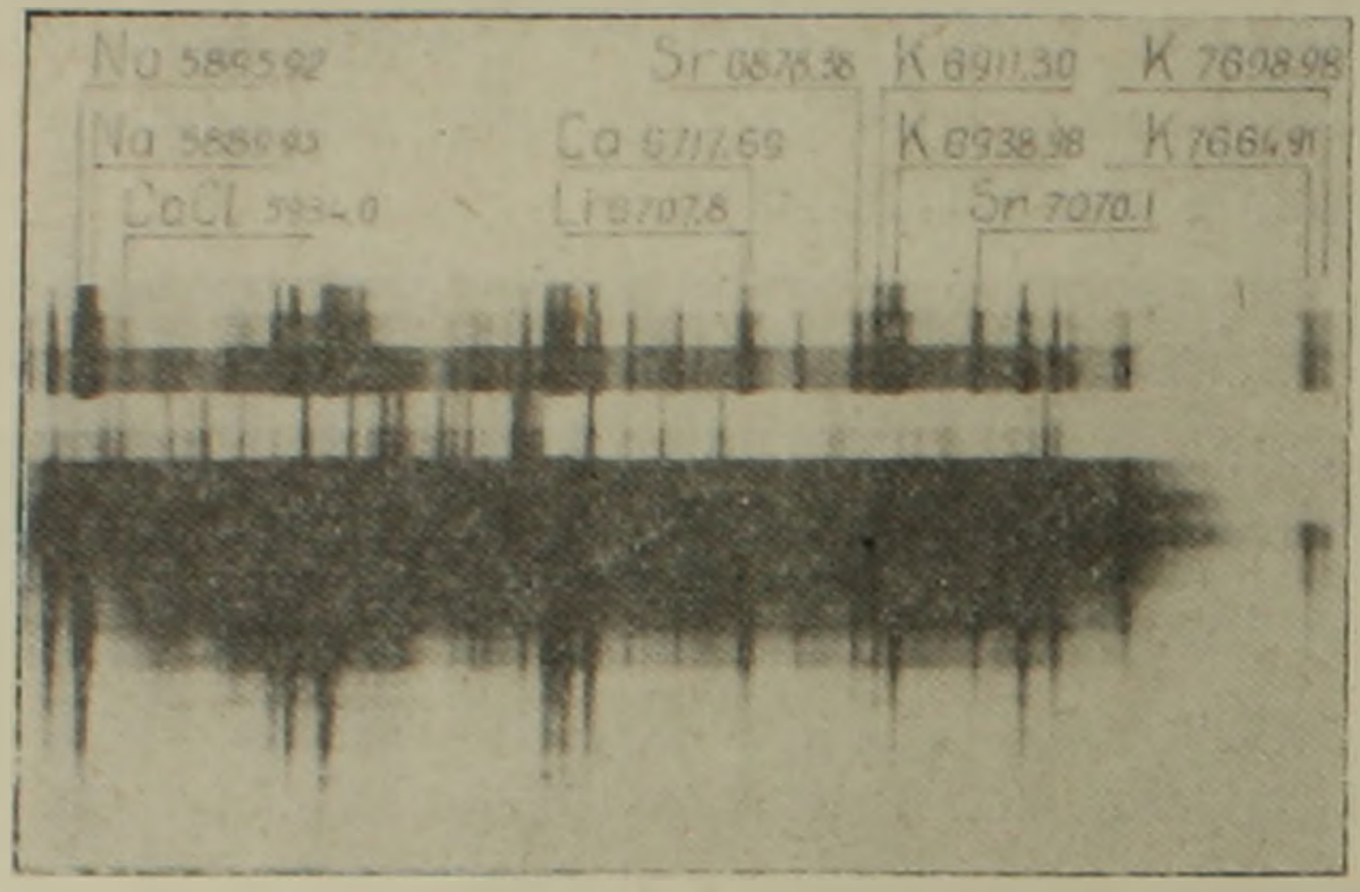
Использование фотопластинок инфрахром 720 позволяет регистрировать «последние» линии натрия (5890,0; 589,9 Å), лития (6707, 2 Å) и калия (7664,9; 7698,98 Å), а также менее чувствительные линии стронция, калия и молекулярную полосу CaCl (5934,0 Å) (фиг. 2). Применение фотопластинок СП-Тип III или безжелатиновых УФ-1 дает возможность расширить спектр в ультрафиолетовую область и использовать чувствительные линии кадмия (2288,0 Å), цинка (2138,56 Å) и др. Однако, кварцевая оптика (призма, объективы, 3-линзовая система освещения щели) спектрографов, сильно различаясь по пропускной способности в ультрафиолетовой области, накладывает при этом существенные ограничения.

Попытка компенсировать ослабляющее действие оптики увеличением количества света, попадающего в спектрограф, (увеличение промежуточной диафрагмы или ширины щели), благоприятно сказываясь на чувствительности спектральных линий в крайней ультрафиолетовой об-

---

* В случае необходимости спектр может быть несколько смещен влево небольшим разворотом зеркального объектива коллиматора. В некоторых спектрографах для получения области 7700 Å достаточно кассету сдвинуть на 10 мм вправо.

ласти, в то же время вызывает сильное почернение остального участка спектра. В этом случае для получения нормально экспонированного спектра целесообразно вместо фотопластинок СП тип II подбирать менее чувствительные, несенсибилизированные фотопластинки—СП тип I, диапозитивные, репродукционные, штриховые и т. д.



Фиг. 2. Участок спектра, регистрируемого на фотопластинке Инфра-720.

Однако, заменить фотопластинки инфра-720 не представляется возможным, так как они выпускаются только одного типа (одной чувствительности). Для ослабления получаемого на них спектра можно рекомендовать варьировать процесс проявления: сокращать время проявления, повышать концентрацию бромистого калия в составе проявителя, увеличить время закрепления в быстром фиксаже. Это дало нам возможность получить нормально экспонированный спектр почти во всей области от 2100 до 7700 А.

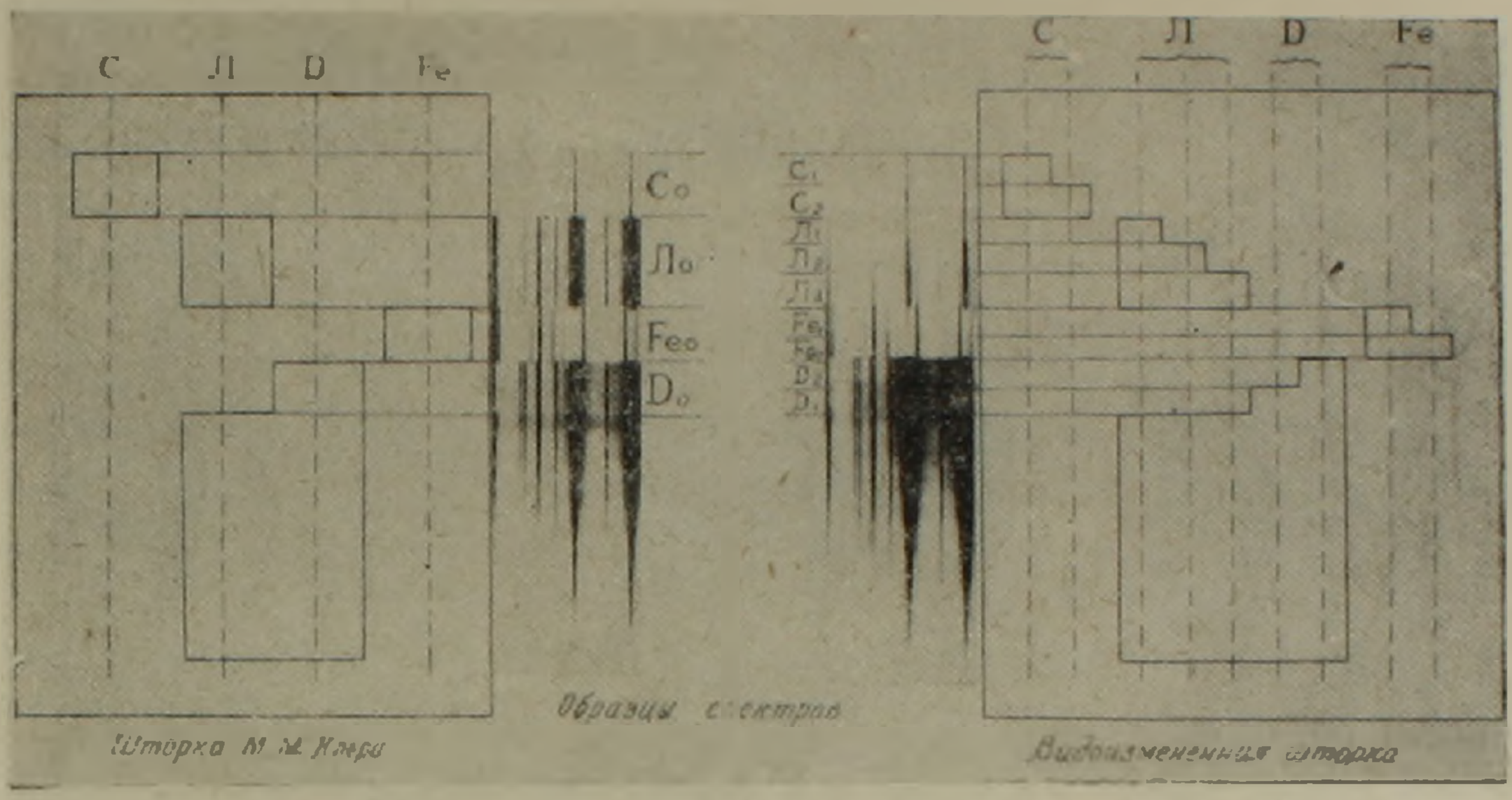
Малая дисперсия спектрографа в длиноволновой области спектра компенсировалась нами многоступенчатым разделением эмиссии пробы по летучести.

С этой целью была изменена форма вырезов шторки М. М. Клера (фиг. 3), что позволило получить три дополнительные экспозиции в спектре ($Л_1$, $Л_2$ и $Д_2$) и повысить чувствительность определения элементов расположенных в самом начале и конце рядов летучести [8], как за счет создания возможностей наблюдения линий в оптимальном соотношении к фону, так и за счет упрощения интерпретации спектрограмм проб со сложными спектрами и уверенного суждения о принадлежности линии тому или иному элементу по соотношению почернений линий в различных экспозициях.

Спектр легколетучей фракции пробы регистрируется тремя экспозициями: $Л_1$—10 ÷ 15 сек.; $Л_2$—40 ÷ 45 сек.; $Л_3$—1,5 мин., при этом $Л_3$ соответствует легколетучей экспозиции $Л_0$ в случае шторки М. М. Клера (фиг. 3). Спектр труднолетучей части пробы фиксируется двумя экспозициями $Д_1$ и $Д_2$, где $Д_1$ соответствует $Д_0$ по М. М. Клеру (спектр эмис-

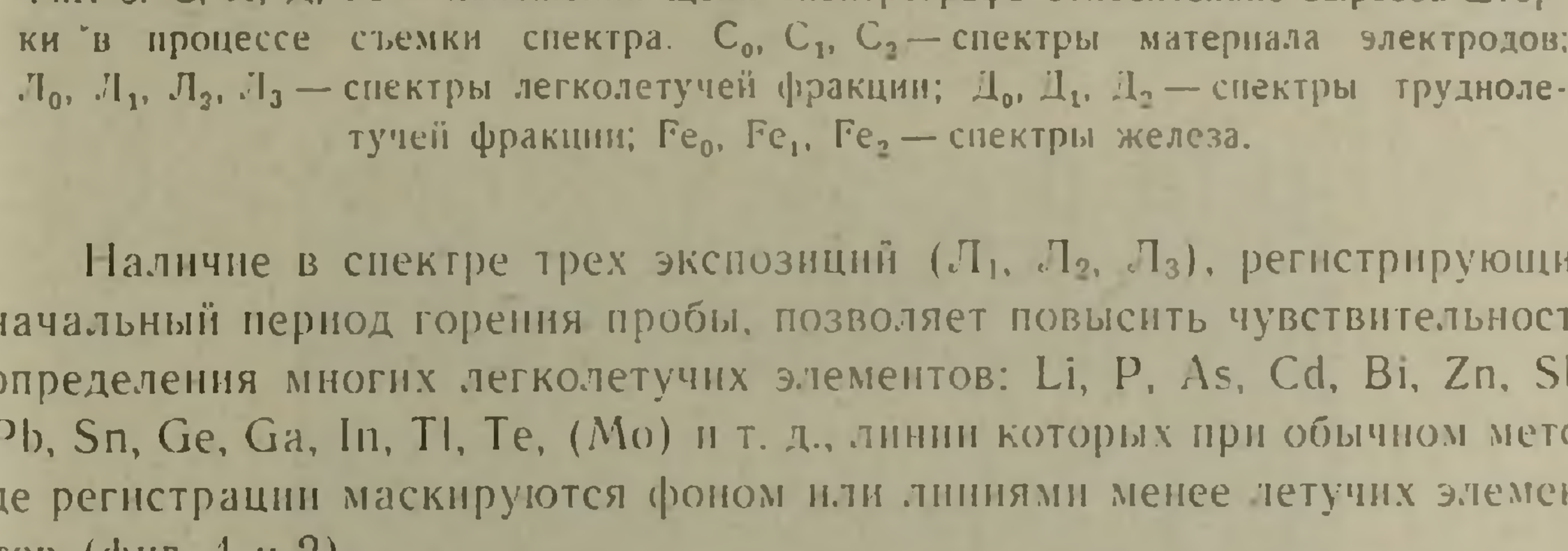
сии от 1,5 мин. горения пробы и до ее полного выгорания—«дожиг»), а $Д_2$—последние 30 секунд горения пробы—«окончательный дожиг».

Вырезы нашей шторки сделаны с таким расчетом, что общая высота спектра не превышает высоту его в случае шторки М. М. Клера. На одной фотопластинке умещаются спектры 15-ти проб.



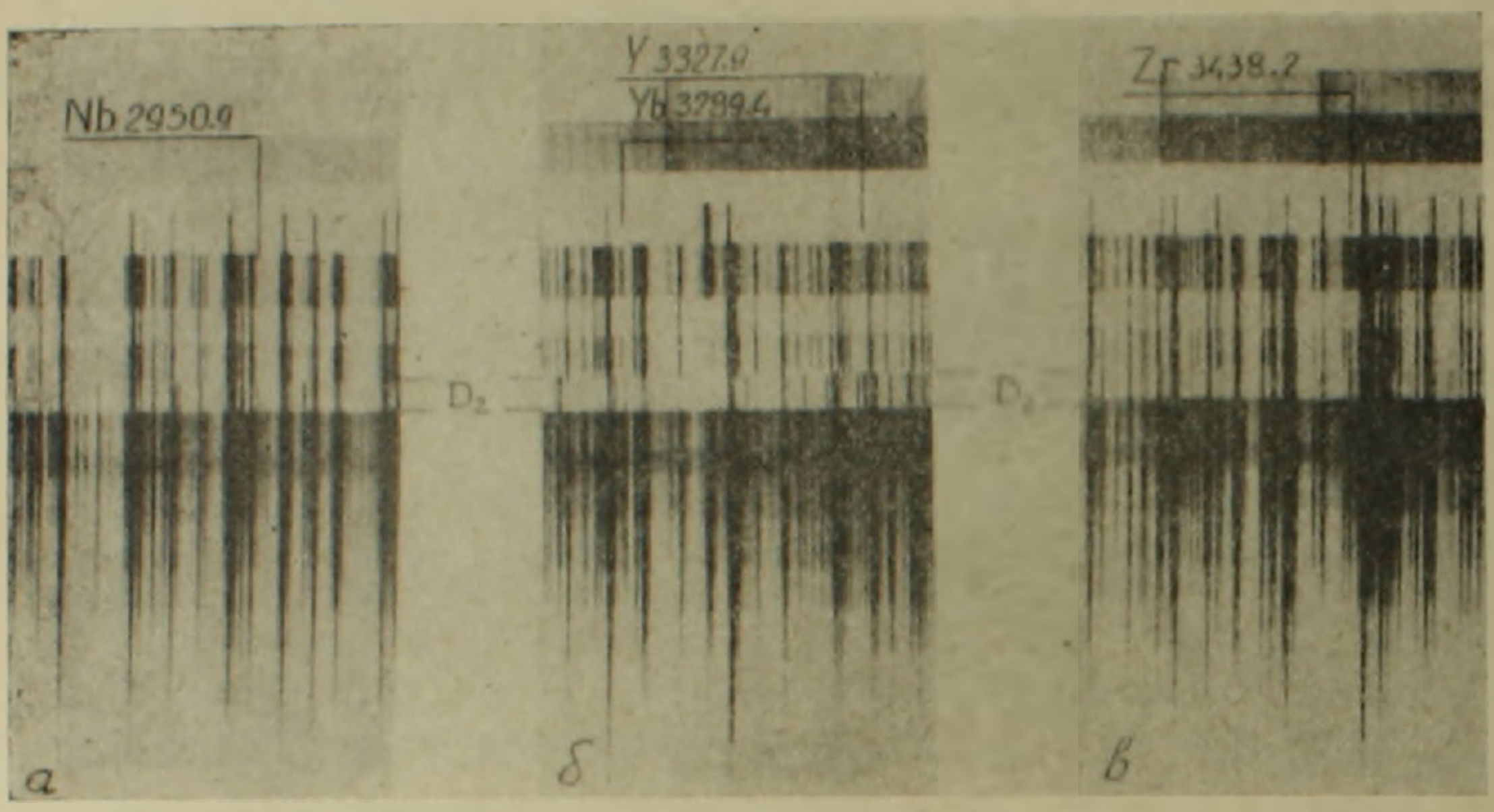
Фиг. 3. С, Л, Д, Fe — положения щели спектрографа относительно вырезов шторки в процессе съемки спектра. C_0, C_1, C_2 — спектры материала электродов; $Л_0$, $Л_1$, $Л_2$, $Л_3$ — спектры легколетучей фракции; $Д_0$, $Д_1$, $Д_2$ — спектры труднолетучей фракции; Fe_0, Fe_1, Fe_2 — спектры железа.

Наличие в спектре трех экспозиций ($Л_1$, $Л_2$, $Л_3$), регистрирующих начальный период горения пробы, позволяет повысить чувствительность определения многих легколетучих элементов: Li, P, As, Cd, Bi, Zn, Sb, Pb, Sn, Ge, Ga, In, Tl, Te, (Mo) и т. д., линии которых при обычном методе регистрации маскируются фоном или линиями менее летучих элементов (фиг. 4 и 2).

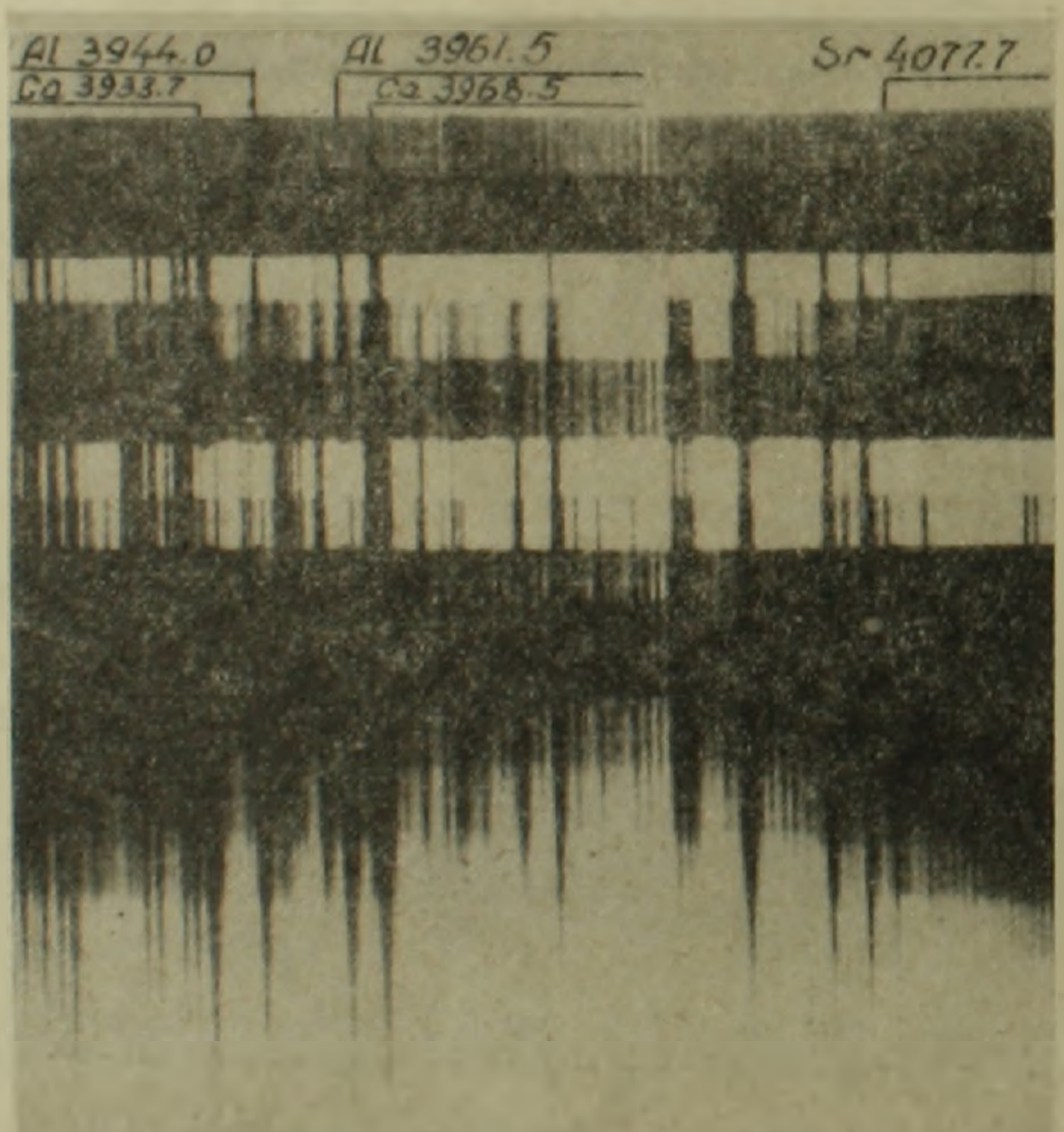


Фиг. 4. Легколетучие экспозиции $Л_1$, $Л_2$, отделяют линии таллия, висмута, молибдена, олова, кадмия и цинка от фона и мешающих линий железа.

Наличие в спектре помимо «дожига» ($Д_1$) еще и «окончательного дожига» ($Д_2$) позволяет повысить чувствительность определения труднолетучих элементов: Zr, Nb, Hf, Ta, W, Mo, Sc, La и т. д., линии которых маскируются фоном или линиями элементов средней летучести (фиг. 5). Помимо этого «окончательный дожиг» служит для контроля полноты сгорания пробы.



Фиг. 5. В „окончательном дожиге" ($Д_2$) отделяются от фона и мешающих линий железа — ниобий, иттербий, иттрий, цирконий.



Фиг. 6 Линии стронция, алюминия, кальция отделяются от мешающих полос циана в $Л_1$ и $Л_2$ экспозициях и в нижней части ступенчато-ослабленного спектра.

Регистрация эмиссии пробы несколькими экспозициями, а также ступенчато-ослабленный спектр, позволяют использовать при анализе ряд чувствительных линий, расположенных в области циановых полос: кальция (3 933,7; 3 968,5 Å), алюминия (3 944,03; 3 961,5 Å), хрома (4 254,3; 4 274,8 Å), лантана (4 333,7 Å), стронция (4 077,7 Å), бария (4934,09 Å) (фиг. 6).

В связи с различием спектральной чувствительности применяемых фотопластинок, реперный спектр железа фотографируется в две экспозиции (Fe_1—15 сек., и Fe_2—30 сек.). Фотографирование спектра угольных электродов также в две экспозиции (C_1—1,5 минуты, C_2—3 минуты) позволяет полнее судить о степени их чистоты, а также учитывать интенсивность линий элементов—примесей и полос циана (соответственно в легко-летучей и суммарной экспозициях спектра) при интерпретации спектрограмм. Ниже приводятся используемые при анализе аналитические линии элементов и чувствительность их обнаружения.

Таблица 1

Сопоставление чувствительности определения некоторых элементов при полном спектральном анализе (спектрограф кварцевый, средней дисперсии, навеска 20 мг, дуга переменного тока)

Элемент	Данные М. М. Клера [7]		ИГН АН АрмССР		Элемент	Данные М. М. Клера [7]		ИГН АН АрмССР	
	аналитич. линия, Å	чувствительность %	аналитич. линия, Å	чувствительность %		аналитич. линия, Å	чувствительность %	аналитич. линия, Å	чувствительность %
Al	3082,16	0,003—0,01	3944,03	0,001	Mo	3170,35	0,001	3170,35	0,0003
			3961,53		As	2349,84	0,01	2349,84	0,01
Ba	2335,27	0,03	4934,09	0,003	Na	3302,32	0,01	5889,95	0,0003
Be	2348,61	0,0003	2348,61	0,0001		3302,99		5895,92	
V	3185,40	0,001—0,003	3185,40	0,0005	Ni	3414,77	0,001	3050,82	0,0003
Bi	3067,72	0,001—0,003	3067,72	0,0005	Nb	2950,88	0,01	2950,88	0,003
W	2946,98	0,01	2946,98	0,003	Sn	3175,02	0,001	2839,99	0,0005
Ga	2943,64	0,003	2943,64	0,0003				3034,12	
Hf	2638,71	0,01	2641,41	0,005	Pb	2833,07	0,001	2833,07	0,001
Ge	2651,18	0,001	3039,06	0,0005	Ag	3280,68	0,001	3280,68	0,0001
			2651,18		Sr	3464,46	0,03	4077,71	0,03
In	3039,36	0,003	3039,36	,001	Sb	2598,06	0,03	2598,06	0,005
Y	3327,87	0,001—0,003	3327,87	0,001	Tl	2767,83	0,003	2767,83	0,001
K	4044,14	0,1	7664,91	0,01	Ta	2714,67	0,03—0,1	2714,67	0,03
	4047,20		7698,98		Te	2385,76	0,01	2385,76	0,01
Cd	3261,06	0,01—0,03	2288,02	0,001	Ti	3241,99	0,003	3372,80	0,001
Ca	3158,87	0,03	3933,67	0,001	P	2554,93	0,3	2553,28	0,03
			3968,49		Cr	2843,25	0,01	4254,35	0,0003
Co	3453,50	0,003	3453,50	0,001				4274,80	
La	3245,12	0,01—0,03	4333,74	0,005	Zn	3345,02	0,1	2138,56	0,002
Li	3232,61	0,03—0,1	6707,84	0,0003				3345,02	
Cu	3273,46	0,001	3273,46	0,0001	Zr	3438,23	0,01	3438,23	0,001

Указанные в таблице чувствительности получены при фотографировании на мозаичной фотопластинке (2 100—7 700 Å) спектров синтетических эталонов на гранитно-кварцевой основе. Некоторые значения получены экстраполированием.

Методика применяется в Институте геологических наук АН Армянской ССР с 1958 г. Сопоставление результатов анализа одних и тех же проб, выполненных у нас и в других лабораториях, подтверждает повышение чувствительности обнаружения большинства элементов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 29.VI.1966.

Գ. Մ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ, Մ. Յ. ՄԱՐՏԻՐՈՍՅԱՆ

ՄԻՋԻՆ ԴԻՍՊԵՐՍԻԱ ՈՒՆԵՑՈՂ ԿՎԱՐՑԻ ԼՈՒՍԱՊԱՏԿԵՐԱԳՐԻ (ՍՊԵԿՏՐՈԳՐԱՄԻ) ՕԳՏԱԳՈՐԾՄԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿԱԿԻՑ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՀՈՒՆՄՔԻ ԼՐԻՎ ՍՊԵՏՐԱԼ ԱՆԱԼԻԶԻ ՉԳԱՅՈՒՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԲԱՐՁՐԱՑՆԵԼՈՒ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Լայն գեոքիմիական հետազոտությունների ժամանակ անհրաժեշտություն է ծագում մեծ բանակի էլեմենտներ որոշել մեկ (հաճախ շատ փոքր) կշռաբանակներից։

Սովորաբար նման հարցերը լուծվում են մեծ դիսպերսիա ունեցող լուսապատկերագրի [ДФС—13, ДФС—8] օգնությամբ, լայն ինտերվալ ունեցող ալիքների երկարության միաժամանակյա գրանցմամբ [СТЭ—1] և նմուշի համակցված ձևով ազդի պլազմայի մեջ ներմուծմամբ, որը պահանջում է նմուշի մեծ կշռաքանակներ։

Փոքր կշռաքանակները, մեծ դիսպերսիա ունեցող լուսապատկերագրերի բացակայությունը և, ընդհակառակը, միջին դիսպերսիա ունեցող լուսապատկերագրերի լայն տարածումն, պահանջում են ИСП—30 [28] լուսապատկերագրերի օգնությամբ ստացվող լուսապատկերների [սպեկտրների] օգտագործման էֆեկտիվության բարձրացման հարցի ընդունմը։

Հոդվածում շոշափվում են միջին դիսպերսիայի լուսապատկերագրի այդ նպատակին ծառայեցնելու ուղիները-ալիքների երկարության գրանցման ինտերվալների լայնացումը մինչև 7700Å մոգնիկ ֆոտոթիթեղների կիրառման միջոցով և ֆրակցիոն թորման օգտագործումը Մ. Մ. Կլեռի թուլացուցիչի հատուկ ձև ունեցող վականակի կիրառումով։

Յույց է տրված էլեմենտների որոշման զգայունության բարձրացման հնարավորությունը, ինչպես էլեմենտների վերջին գծերի գրանցման հաշվին, այնպես էլ գծերի դիտման հաշվին այն լուսակայումում, որտեղ գծերի ինտենսիվությունը ֆոնի նկատմամբ օպտիմալ է։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Сергеев Е. А., Марголин Л. С., Степанов П. А., Белобрагина М. В.* Высокочувствительный спектральный анализ металлометрических проб на халькофильные элементы, БНТИ, Ленинград, 1959.
2. *Григорьева О. А., Квятковский Е. М.* Высокочувствительный двудуговой метод спектрального анализа на золото и некоторые рассеянные элементы. Записки Ленинградского горного института, т. 45, вып. 2, 1963.

3. *Калинин С. К., Файн Э. Е., Перевертун В. М.* Применение диффракционного спектрографа для анализа минерального сырья. Изд. АН Казах. ССР, 1960.
4. *Гершман Д. М., Губанов В. А.* Повышение чувствительности спектрального определения элементов. Изд. Ленинградского дома научно-технической пропаганды, 1963.
5. *Пукарев С. Ю., Гусельников А. А.* Полуколичественный спектральный анализ геохимических проб с повышенной чувствительностью определения методом просыпки с применением сильноточной трехфазной дуги и методом испарения из канала угольного электрода с применением больших токов. Материалы семинара по количественному спектральному анализу минерального сырья, 15—30 июня 1964 г.
6. *Тарасов К. И., Хохлов В. В.* Новый дифракционный спектрограф со скрещенной дисперсией СТЭ-1 и его спектроаналитические возможности. Изд. Ленинградского дома научно-технической пропаганды, 1963.
7. *Клер М. М.* Приближенный количественный спектральный анализ минерального сырья. Гесгеолтехиздат, 1959.
8. *Русанов А. К.* Спектральный анализ руд и минералов. Госгеолтехиздат, 1948.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 82—88

А. И. КАРАПЕТЯН

К ВОПРОСУ ОБ АЛЬПИЙСКОЙ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПАМБАКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

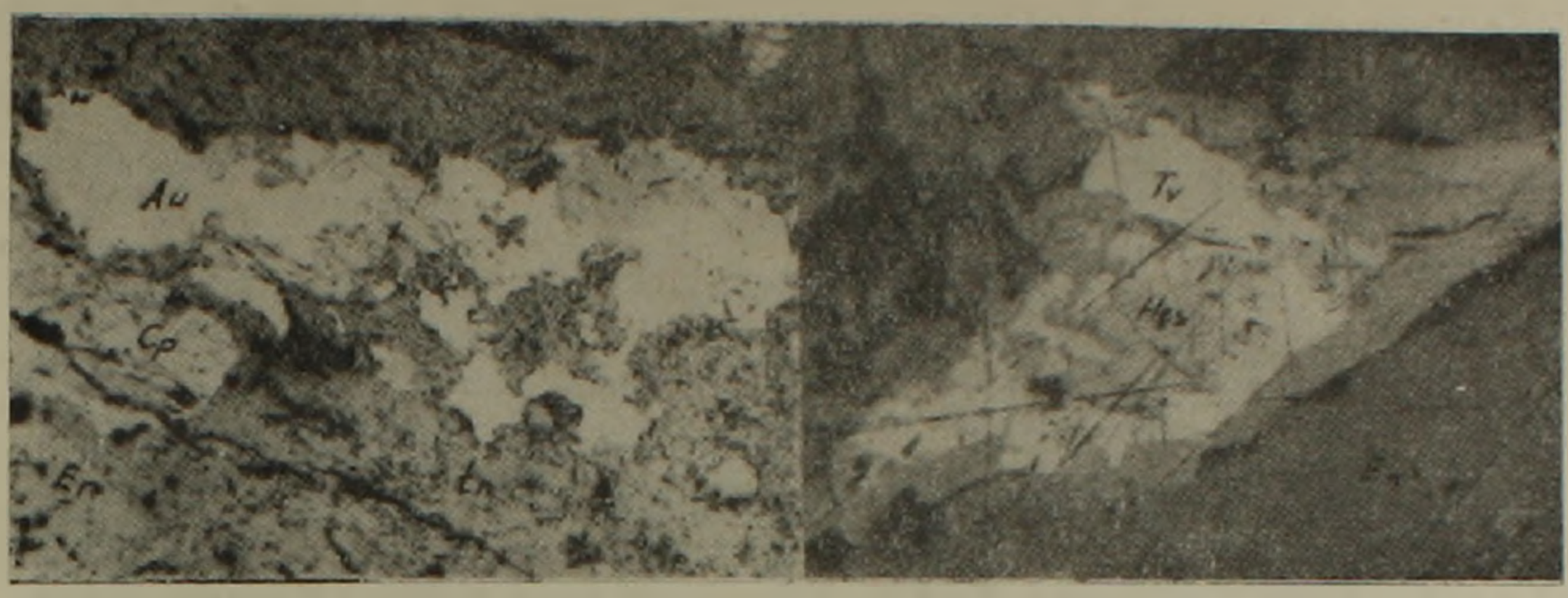
Эндогенное рудообразование альпийской металлогенической эпохи является наиболее продуктивным и вместе с тем наиболее сложным среди других металлогенических эпох Памбака. Для этой области предлагались металлогенические схемы, находящиеся в явном противоречии друг с другом. Так например, В. Н. Котляр [8] считает все рудные проявления на Памбаке одновозрастными (верхнеэоценовыми). Другие исследователи, наоборот, считают каждый тип минерализации продуктом отдельной металлогенической эпохи. В частности П. Л. Епремян Анкаванское медно-молибденовое месторождение рассматривает, как результат наложения различных этапов трех металлогенических эпох: верхнеэоценовой, олигоценовой и миоценовой.

Нет единого мнения и в отношении генетической связи отдельных типов оруденения с магматизмом. В. Н. Котляр, считая оруденение Анкаванского медно-молибденового месторождения синхронным с золоторудной минерализацией соседнего Меградзорского месторождения, рассматривает их в «определенной» связи с монцонитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и малыми интрузиями (гранит-порфирами) Мармарикской группы гранитоидных интрузивов. В отличие от этого, П. Д. Яковлев считает, что нет достаточных фактических данных для выяснения вопроса с какой из фаз интрузивного магматизма связано оруденение Анкаванского месторождения: с фазой кварцевых диоритов или со следующей.

Проведенные нами за последние 7—8 лет минералого-геохимические исследования различных формаций руд и месторождений Памбакского рудного района, позволили собрать интересный фактический материал, который в сопоставлении с результатами новейших исследований по магматизму района [3, 10] вносит некоторую детализацию в существующие схемы развития алпийской металлогенической эпохи Памбака.

Детальные микроскопические исследования различных типов руд и стадий минерализации Анкаванского медно-молибденового месторождения привели к выявлению [5, 6] золото-серебро-висмут-теллуровой редкометальной минерализации (фиг. 7а, б), являющейся равновесной парагенетической ассоциацией среди руд медно-мышьяковой стадии единого рудообразовательного процесса—гидротермального этапа минерализации месторождения, аналогично тому, что имеет место в медно-молибденовых и медно-полиметаллических месторождениях Зангезурской рудоносной области [4, 11, 12]. Наиболее важным доказательством принадлежности выявленной ассоциации минералов к единому процессу формирования Анкаванского медно-молибденового месторождения яв-

ляется факт приуроченности их к рудам только медно-мышьяковой стадии минерализации.



а б

Фиг. 1. а. Микрофото. Самородное золото (Au)] в срастаниях с халькопиритом (Ср), приурочено к полям энаргита (Еп) и блеклой руды (Тп). ×250. Анкаванское медно-молибденовое месторождение (медно-мышьяковая стадия). б. Микрофото, Теллуровисмут (Tv), гессит (Hes) и петцит (Pet) в полях энаргита и борнита. ×250. Анкаванское месторождение (медно-мышьяковая стадия).

Детальные исследования, проведенные нами параллельно поисково-разведочным работам, как в пределах Анкаванского рудного поля, так и за его пределами, позволили [1, 7] заключить, что золото-серебро-висмут-теллуровая минерализация в пределах Памбакского рудного района имеет несравненно более широкое развитие, чем это считалось до наших

а б

Фиг. 2. а. Микрофото. Алтант (Al). сильванит (Sil). калаверит (Ca) в ассоциации с теннантитом (Тп) ×250, николи скрещены. Меградзорское золоторудное месторождение. б. Микрофото. Полисинтетические двойники сильванита в срастаниях с алтантом (Al), калаверитом (Cal) и блеклой рудой. ×250, николи скрещены, Меградзорское месторождение.

исследований. Отмеченная ассоциация теллуридов была установлена [1, 7] также в рудах Меградзорского (фиг. 2а, б) и Анкавзорского (фиг. 3а, б)

золоторудных месторождений. Наконец, в пределах Анкаванского рудного поля в настоящее время выявлены продукты второй, четко обособленной в пространстве теллуридовой минерализации, представленной кварцевыми жилами и минерализованными зонами, обогащенными тел-

а б

Фиг. 3. а. Микрофото. Теллуровисмутит (Tv) и тетрадимит (Td), приуроченны к полям теннантита (tn), разъедающего и цементирующего пирит (Py) ранней генерации. ×250. Анкавзорское золоторудное месторождение. б. Микрофото. Калаверит (Cal) и гессит (Hes) в полях галенита (Ga). ×250. Анкавзорское золоторудное месторождение.

луридами висмута, золота, серебра, блеклой рудой, халькопиритом, сфалеритом, арсенопиритом и другими минералами (фиг. 4, 5 а, б).

Фиг. 4. Микрофото. Тетрадимит из Дальнего участка Анкаванского рудного поля. ×100.

Простирание этих жил и минерализованных зон от близширотного до близмеридионального. Локализованы они на северо-западном и юго-восточном флангах Анкаванского рудного поля. В этих жилах и минерализованных зонах отчетливо проявлены факты, свидетельствующие о многостадийности их формирования (фиг. 6). Теллуридовая минерализация обычно сопровождается интенсивной пиритизацией, имеющей площадное развитие. Во времени процесс пиритизации предшествует теллуридовой минерализации и является более поздним, чем продукты всего гидротермального этапа медно-молибденовой минерализации.

Таким образом, в пределах одного только Анкаванского рудного поля имеются продукты двух различных, оторванных во времени и в пространстве рудных процессов, приводивших к образованию золото-теллуровой минерализации. В связи с этим возникает вопрос, с каким из них синхронна минерализация соседнего Меградзорского месторождения: с первым, в целом резко отличающимся от него, как считал в свое время В. Н. Котляр [8] или со вторым, почти аналогичным с ней оруденением.

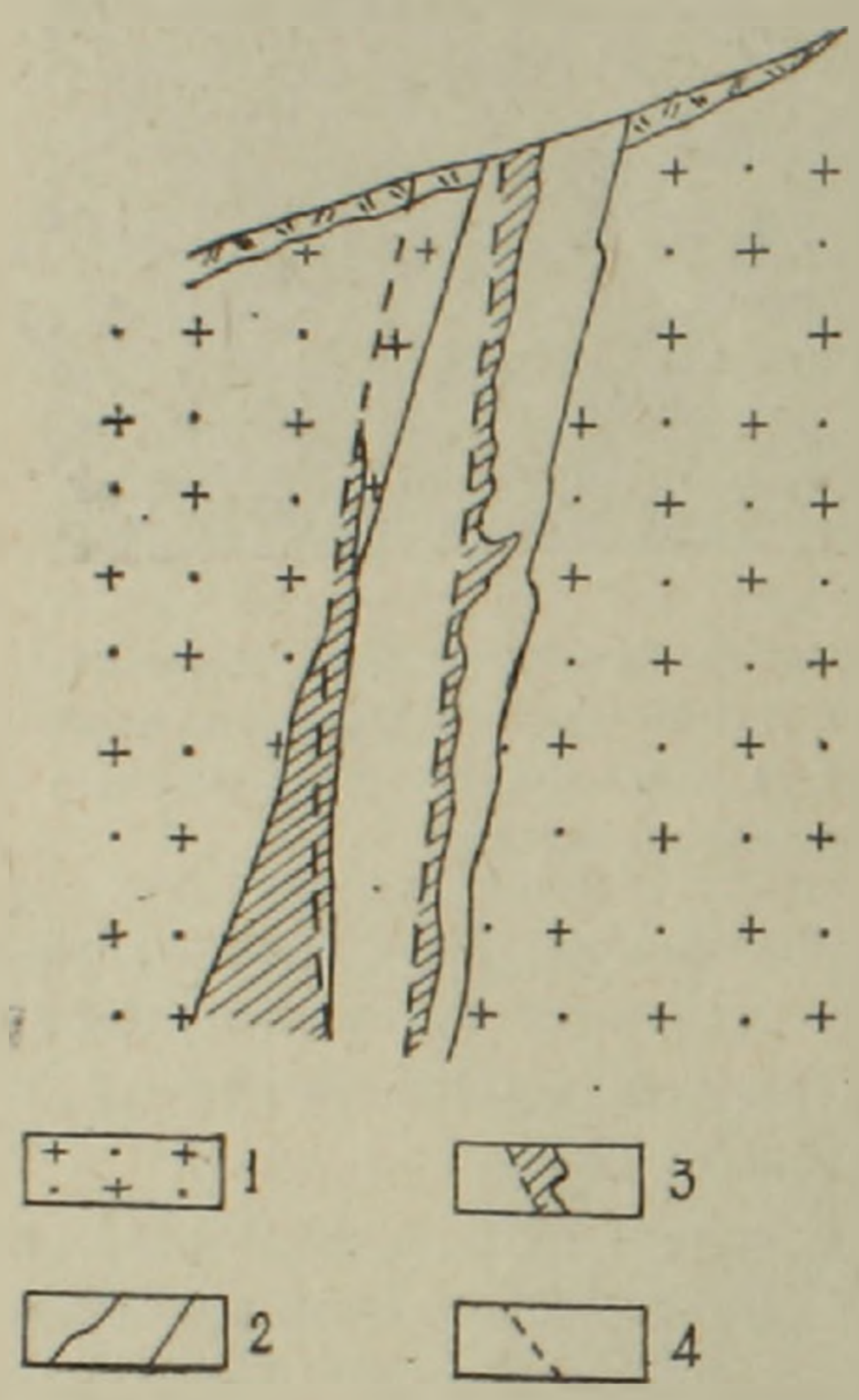
Фиг. 5. а. Микрофото. Калаверит (Cal) в полях неизвестного минерала. ×250. Сариахпюрское проявление (Анкаванское рудное поле). б. Микрофото. Калаварит (Cal) в полях неизвестного минерала (×) в ассоциации с арсенопиритом (Asp.) ×250. Сариахпюрское проявление.

Выяснение данного вопроса органически связано с поставленным еще в 1955 г. П. Д. Яковлевым вопросом, являются ли гранит-порфиры малыми интрузиями или их надо считать жильной серией кварцевых диоритов Анкаванского гранитоидного массива.

Г. П. Багдасарян [3] на основании многолетних радиологических исследований пришел к выводу о наличии большого разрыва между временем формирования кварцевых диоритов и гранит-порфиров Анкаванского интрузива. По его данным [3] возраст кварцевых диоритов составляет 112±6 мл. лет, в то время как возраст гранит-порфиров не опускается ниже 32±3 мл. лет. Результаты радиологических исследований, свидетельствующие о более молодом возрасте гранит-порфиров по сравнению с кварцевыми диоритами, не противоречат существующим представлениям [3, 8, 10] о последовательности развития интрузивного магматизма Памбакского рудного района в целом. Согласно недавним исследованиям Б. М. Меликсетяна и Р. Г. Геворкяна [10], образование гранитоидных интрузий Памбака происходило в процессе формирования двух разновозрастных интрузивных комплексов щелочноземельного и более позднего щелочного и субщелочного. Таким образом, в настоящее время уже можно считать обоснованным предположение П. Д. Яковлева о том, что гранит-порфиры Анкаванского рудного поля не являются жильной серией кварцевых диоритов и их надо считать малыми интрузиями, внедрение которых значительно оторвано от времени образования кварцевых диоритов и их жильной серии.

Возвращаясь к вопросу о возрасте собственно золото-теллуровой

минерализации нетрудно заметить, что в пределах небольшой площади Анкаванского рудного поля имеются проявления двух различных, значительно оторванных во времени интрузивных и рудообразовательных процессов. Первые из них—кварцевые диориты с гранат-магнетитовой и медно-молибденовой минерализацией, прорываются дайкообразными и штокообразными телами (размером до 110×550 м) гранит-порфиров (порфировидных гранитов) с которыми, по-видимому, парагенетически связано оруденение золото-висмут-теллуровых руд. Наличие молибденовой минерализации в пределах самих гранит-порфиров позволяет предполагать наличие второй, более слабой, молибденовой минерализации в связи с внедрением малых интрузий гранит-порфиров. Такое предположение, как нам кажется, хорошо согласуется с фактами приуроченности золоторудной минерализации Памбакского рудного района (месторождения Анкаван, Меградзор, Анкадзор) к участкам проявления гранитоидных интрузий второго магматического комплекса [10] с одной стороны, и почти постоянным присутствием молибденовой минерализации в золоторудных месторождениях—с другой.



Фиг. 6. Зарисовка жилы № 9 Сарнахпюрского участка. Условные обозначения. 1. сильно пиритизированный кварцевый диорит. 2. кварцевая жила (молочно-белого цвета) с включениями метакристаллов пирита. 3. желтовато-белый кварц с теллуридами. 4. тектоническое нарушение.

Золоторудная минерализация альпийской металлогенической эпохи Памбака* проявляет тесную геохимическую связь с медью, мышьяком, теллуром, висмутом, свинцом и цинком. Эта связь, повидимому, обусловлена близко-одновременным привнесением и совместным выпадением всех отмеченных металлов в процессе формирования месторождений. Иначе говоря, ассоциация перечисленных элементов является результатом определенного этапа эволюции рудоносных растворов и поэтому может служить надежным критерием достаточно обоснованных прогнозов на золотоносность. Большая миграционная способность и повышенные концентрации перечисленных элементов, по сравнению с

---

* Мы считаем, что предлагаемая схема развития минерализации содержит много спорных моментов и требует дополнительных, более глубоких исследований. Излагая свои факты и соображения мы надеемся привлечь внимание исследователей к этому очень важному, но до сих пор нерешенному вопросу.

золотом, позволяют рассматривать их в качестве элементов-индикаторов, выявление особенностей распределения которых в первичных ореолах рассеивания может быть использовано для прогнозной оценки тех или иных геохимически аномальных участков в отношении их потенциальной золотоносности. Особый интерес для поиска «слепых» рудных тел и минерализованных зон представляет мышьяк, который, проявляя исключительно тесную геохимическую связь с золотом*, образует достаточно широкие минерализованные зоны и первичные орелы рассеивания. Некоторая оторванность (во времени—в пределах этапа минерализации) золото-теллуровой минерализации от интенсивно протекавших процессов пиритизации и других типов сульфидной минерализаци, позволяет считать возможным локализацию собственно золоторудной минерализации в пределах благоприятных структур без достаточно отчетливо проявленных признаков оруденения, выявление которых визуальными методами поиска рудных месторождений не представляется возможным. В целях повышения эффективности поисковых и геолого-разведочных работ на золото в пределах Памбакского рудного района, и в первую очередь, вдоль благоприятных структур (Мармарикская зона разлома и др.), необходимо приступить к составлению геохимических карт масштаба 1:25000 и крупнее на элементы спутники золота—мышьяк, свинец, цинк, медь, теллур, висмут, серебро, ртуть.

Таким образом, альпийская эндогенная металлогения Памбакского рудного района формировалась в течение не менее двух этапов минерализации, соответствующих, по-видимому, поздней и конечной стадиям его геотектонического развития:

1. Поздняя стадия—скарновые железорудные и медно-молибденовые месторождения с подчиненной ролью золото-теллуровой минерализации, возникшие в связи с внедрением гранитоидов щелочноземельного интрузивного комплекса.

2. Конечная стадия—золото-висмут-теллуровые руды со слабой молибденовой минерализацией и другие редкометальные месторождения, возникшие в связи с внедрением гранитоидов щелочного и субщелочного интрузивного комплекса.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 2.III.1966.

* На приведенных микрофотоснимках отчетливо видна приуроченность золота и различных теллуридов к полям блеклой руды, энаргита, арсенопирита и других мышьяковых минералов цементирующих пирит ранней генерации.

А. И. КАРАПЕТЯН

ФАМЕНСКИЙ ЭТАП ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО МЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВЕРХАРЕВСКОЙ

Резюме

Фаменский этап эвгеосинклинального мезозойского вулканизма южной части Верхаревской структурно-фациальной зоны характеризуется развитием трех различных по составу формаций: спилит-кератофировой, спилит-диабазовой и спилит-диабаз-порфиритовой.

Спилит-кератофировая формация развита в Меградзорском рудном районе, где она представлена двумя различными по составу свитами: нижней — спилит-кератофировой и верхней — спилит-диабазовой.

Спилит-диабазовая формация развита в Анкаванском рудном районе, где она представлена спилит-диабазовой свитой.

Спилит-диабаз-порфиритовая формация развита в Кафанском рудном районе, где она представлена спилит-диабаз-порфиритовой свитой.

Фаменский этап эвгеосинклинального мезозойского вулканизма южной части Верхаревской структурно-фациальной зоны характеризуется развитием трех различных по составу формаций: спилит-кератофировой, спилит-диабазовой и спилит-диабаз-порфиритовой.

Спилит-кератофировая формация развита в Меградзорском рудном районе, где она представлена двумя различными по составу свитами: нижней — спилит-кератофировой и верхней — спилит-диабазовой.

Спилит-диабазовая формация развита в Анкаванском рудном районе, где она представлена спилит-диабазовой свитой.

Спилит-диабаз-порфиритовая формация развита в Кафанском рудном районе, где она представлена спилит-диабаз-порфиритовой свитой.

Фаменский этап эвгеосинклинального мезозойского вулканизма южной части Верхаревской структурно-фациальной зоны характеризуется развитием трех различных по составу формаций: спилит-кератофировой, спилит-диабазовой и спилит-диабаз-порфиритовой.

Спилит-кератофировая формация развита в Меградзорском рудном районе, где она представлена двумя различными по составу свитами: нижней — спилит-кератофировой и верхней — спилит-диабазовой.

Спилит-диабазовая формация развита в Анкаванском рудном районе, где она представлена спилит-диабазовой свитой.

Спилит-диабаз-порфиритовая формация развита в Кафанском рудном районе, где она представлена спилит-диабаз-порфиритовой свитой.

Фаменский этап эвгеосинклинального мезозойского вулканизма южной части Верхаревской структурно-фациальной зоны характеризуется развитием трех различных по составу формаций: спилит-кератофировой, спилит-диабазовой и спилит-диабаз-порфиритовой.

Спилит-кератофировая формация развита в Меградзорском рудном районе, где она представлена двумя различными по составу свитами: нижней — спилит-кератофировой и верхней — спилит-диабазовой.

Спилит-диабазовая формация развита в Анкаванском рудном районе, где она представлена спилит-диабазовой свитой.

Спилит-диабаз-порфиритовая формация развита в Кафанском рудном районе, где она представлена спилит-диабаз-порфиритовой свитой.

Фаменский этап эвгеосинклинального мезозойского вулканизма южной части Верхаревской структурно-фациальной зоны характеризуется развитием трех различных по составу формаций: спилит-кератофировой, спилит-диабазовой и спилит-диабаз-порфиритовой.

Спилит-кератофировая формация развита в Меградзорском рудном районе, где она представлена двумя различными по составу свитами: нижней — спилит-кератофировой и верхней — спилит-диабазовой.

Спилит-диабазовая формация развита в Анкаванском рудном районе, где она представлена спилит-диабазовой свитой.

Спилит-диабаз-порфиритовая формация развита в Кафанском рудном районе, где она представлена спилит-диабаз-порфиритовой свитой.

Фаменский этап эвгеосинклинального мезозойского вулканизма южной части Верхаревской структурно-фациальной зоны характеризуется развитием трех различных по составу формаций: спилит-кератофировой, спилит-диабазовой и спилит-диабаз-порфиритовой.

Спилит-кератофировая формация развита в Меградзорском рудном районе, где она представлена двумя различными по составу свитами: нижней — спилит-кератофировой и верхней — спилит-диабазовой.

Спилит-диабазовая формация развита в Анкаванском рудном районе, где она представлена спилит-диабазовой свитой.

Спилит-диабаз-порфиритовая формация развита в Кафанском рудном районе, где она представлена спилит-диабаз-порфиритовой свитой.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ш. О. Амирян, А. И. Карапетян*—Минералого-геохимическая характеристика руд Меградзорского золоторудного месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1964.
2. *А. Т. Асланян*—Региональная геология Армении, Ереван, 1958.
3. *Г. П. Багдасарян*—О возрастном расчленении интрузий Северной Армении в свете радиологических данных и геологических исследований. Тр. XIII комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1966.
4. *Р. Н. Зарьян*—Формы нахождения селена и теллура в рудах Кафанского месторождения. Геохимия, № 3, 1962.
5. *А. И. Карапетян*—Теллуриды в рудах Анкаванского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 6, 1961.
6. *А. И. Карапетян*—Характер минерализации золота на одном медно-молибденовом месторождении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 4, 1961.
7. *А. И. Карапетян, Ш. О. Амирян*—Об обнаружении теллуридов золота, серебра, висмута и свинца в рудах Меградзорского месторождения Армянской ССР. ДАН Арм. ССР. XXXVIII, № 1, 1964.
8. *В. Н. Котляр*—Памбак (геология, интрузивы и металлогения). Изд. АН Арм. ССР 1958.
9. *И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян*—Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 4, 1957.
10. *Б. М. Меликсетян, Р. Г. Геворкян*—К вопросу о возрастных взаимоотношениях щелочных и гранитоидных интрузий Памбакского хребта. ДАН Арм. ССР, XXXVII, № 3, 1963.
11. *А. С. Фарамазян*—К минералогии руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 6, 1958.
12. *Э. А. Хачатурян*—Алтаит и петцит в рудах Кафанского медно-колчеданного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 6, 1958.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 89—91

МУРАДЯН К. М.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ БАЗУМСКОГО СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Армянская ССР является классическим примером области широкого развития палео- и неовулканизма, и выявление металлогенической роли этих образований имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. В связи с выяснением перспектив рудоносности вулканогенных формаций (В. Н. Котляр, С. Н. Иванов, М. А. Фаворская, Д. С. Коржинский, И. Г. Магакьян, В. Н. Смирнов, Г. А. Твалчрелидзе и др.) и с изучением колчеданных месторождений Армянской ССР, в последние годы в ИГН АН АрмССР проводятся исследования по разработке поисковых критериев для выявления «слепых» рудных тел колчеданного типа. С этой целью автором были проведены комплексные детальные геолого-структурные, петрографо-петрохимические, минералого-геохимические исследования в Базумском рудном районе, представляющем собой зону мощного развития вулканогенных формаций палеогена. В рассматриваемом районе наименее изученными и дискуссионными являются вопросы геологической природы, структурного положения, возраста, времени и места формирования субвулканических кварцевых порфиров в общем ходе развития магматизма, а также метасоматоза и минерализации, связанных с ними. Выяснение этих вопросов поможет правильному решению проблемы генетической связи колчеданного оруденения района и Армении в целом с теми или иными магматическими образованиями.

Проведенные нами в последние годы исследования позволили внести некоторые коррективы в представления о геологической природе экструзивно-вулканогенных (субвулканических) образований среднего эоцена района и по-новому рассмотреть закономерности условий их образования и рудоносности.

Новые материалы по геологии и металлогении субвулканического комплекса исследуемого района сводятся к следующему:

1. В среднеэоценовой вулканогенно-интрузивной серии выделен комплекс кислых экструзивно-вулканогенных (субвулканических) пород.

2. Установлены фации субвулканического комплекса с выделением покровных, экструзивных, жерловых и субвулканических.

3. Установлена комагматичность этих фаций, которая выражается сходными геолого-структурными, петрографо-петрохимическими и минералого-геохимическими особенностями.

4. Выявлено структурно-геологическое положение субвулканических тел, располагающихся на северном и южном крыльях Агстев-Чкнахской антиклинали. Эти тела контролируются зоной регионального разрывного нарушения, протягивающегося по линии Маймех-Дилижан-Казачий бугор—Тандзут-Пушкино-Чибухли.

5. Установлено, что система нарушений СЗ направления заложена еще до формирования палеовулканических аппаратов и контролирует центры кислых среднеэоценовых вулканов (жерла), образуя вулканические структуры. Предыдущими исследователями эти структуры принимались за оси антиклиналей или брахиантиклиналей (Тандзутской, Казачий-бугорской, Чернореченской и др.).

6. Установлено, что многочисленные субвулканические тела, развитые в пределах среднеэоценового вулканогенного комплекса, повсеместно прорывают последний (нижнюю туфосадочную и базумскую свиты, представленные от базальтов до андезито-дацитов). Это фиксируется на примере почти всех тел и выражается пальцеобразными извилистыми и крутыми контактами, воздействием, выраженным в уплотнении, образованием вторичного кварца, амфибола, эпидота, магнетита, лейкоксена и т. д., наличием ксенолитов подстилающих и вмещающих пород (эти ксенолиты слабо изменены, что свидетельствует о быстром остывании внедрившейся магмы). Все это дает основание считать, что рассматриваемые субвулканические образования не могут относиться к самым древним образованиям эоцена. Наоборот, в силу их прорывающего характера (прорывание всего вулканогенного комплекса среднего эоцена) они должны быть отнесены к относительно молодым образованиям, возраст которых можно датировать завершающей фазой вулканогенного комплекса—средним эоценом.

Геологический возраст субвулканических образований подтверждается также радиологическими определениями согласно шкале ОНЗ АН СССР. Абсолютный возраст по калий-аргоновому методу: 40—42—47—49 млн. лет.

7. Установлено, что минерализация проявлена сопряженно, с одной стороны, в тесной пространственной связи с субвулканическим комплексом (колчеданная минерализация с фациями вторичных кварцитов и пропилитов) и, с другой—известково-щелочным интрузивным плутоническим комплексом. В последнем случае она представлена контактово-метасоматическим гидротермальными рудопроявлениями (Якшатова-балка, Блдргани юрт и др.) прожилково-вкрапленных медно-гематитовых руд в кварц-биотитовых измененных зонах экзо-эндоконтактовых частей интрузивов. Тем самым подтверждено мнение В. Н. Котляра [3, 4], И. Г. Магакьяна [6] и др., о том, что различные магматические комплексы характеризуются определенной металлогенической и геохимической специализацией.

8. Установлено, что колчеданная минерализация района контролируется теми же тектоническими нарушениями регионального (локально-вулканические структуры) значения, к которым и приурочены жерловые фации субвулканического комплекса.

9. Установлено, что в пределах отдельных рудных полей внутри и вокруг этих вулканических (жерловых) структур (построек) наблюдается четкая взаимозависимость горизонтальной и вертикальной концентрической зональности метасоматических фаций вторичных кварци-

тов и пропилитов с минерализацией, выраженной тремя стадиями: а) ранняя серно-колчеданная стадия (на Дилижанском, Тандзутском, Пушкинском, Чибухлинском рудных полях) везде сопровождается кварц-пирофиллитовой, кварц-диккитовой и монокварцевой фациями изменения; б) медно-колчеданная стадия сопровождается кварц-серицит-хлоритовой и монокварцевой фациями изменения; в) колчеданно-полиметаллическая стадия—кварц-серицитовой фацией изменения, которые вместе с магматическими и структурными факторами являются основным поисковым критерием для обнаружения «слепых» рудных тел колчеданной минерализации в пределах исследуемого района (фиг. 1). Эти метасоматические фации с определенным составом минерализации представляют собой отдельные (стадийные или пульсационные) проявления единого прерывисто-непрерывного процесса рудоотложения.

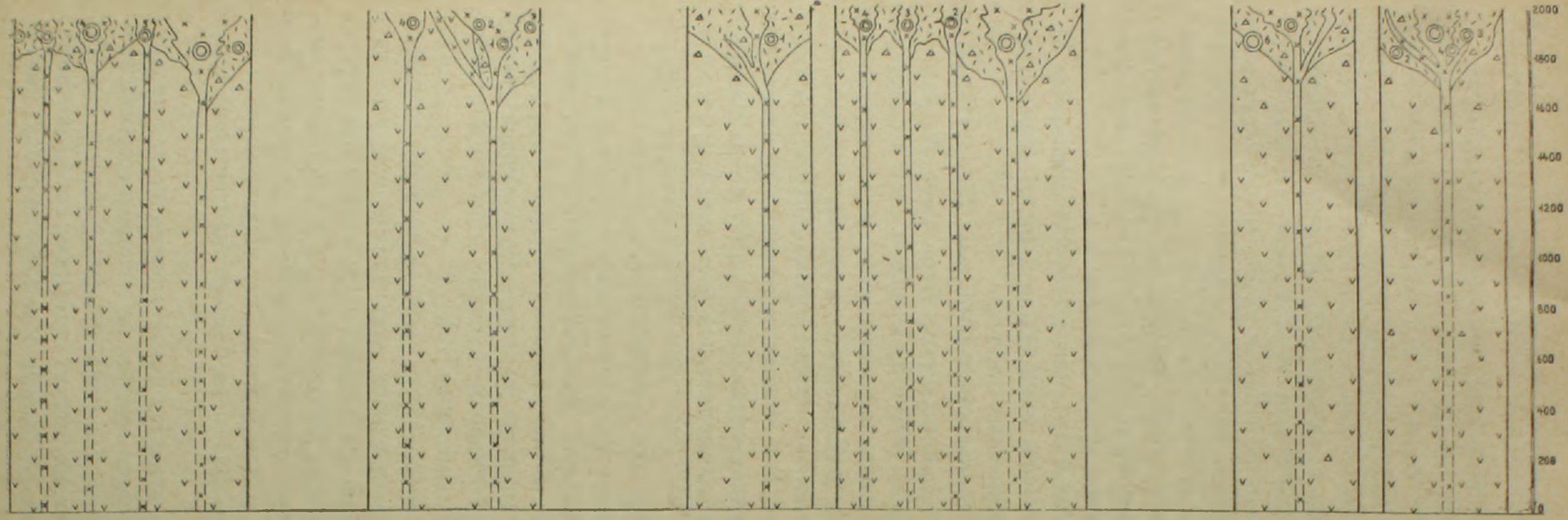
10. Установлен пульсационный (полиасцедентный) зональный характер метасоматического изменения и минерализации во времени и в пространстве вокруг этих вулканических построек.

11. Установлено, что на месторождениях (Арцруни, Тандзут, Черная речка и др.) и рудопроявлениях (Дилижанское, Бари-джур, Андраникиджур, Ванадзорское, Пушкинское, Желтореченское и др.) исследуемого рудного района оруденение телескопировано и быстро выклинивается на глубине, а руды представлены колломорфными текстурами и структурами. Это говорит о том, что рудообразование происходило из гидротермальных пересыщенных растворов, в близповерхностных условиях при непосредственном сообщении вулканических каналов (трещин) с поверхностью, в условиях различного взаимодействия эксгаляций и конденсатов с подземными водами, при быстром охлаждении и падении температуры и высоком значении кислородного потенциала.

Учитывая структурно-геологическое положение, текстурно-структурно-геохимические особенности руд (и пород), а также тесно сопровождающие минеральные фации метасоматитов, месторождения и рудопроявления района следует относить к низко-среднетемпературному субвулканическому (жерловому) гидротермальному типу по классификации В. Н. Котляра [3, 4] и В. И. Смирнова [10].

Для исследуемого района наиболее характерным является колчеданное (серноколчеданное, медноколчеданное, колчеданно-полиметаллическое) оруденение, которое в пределах отдельных рудных полей (Дилижанское, Тандзутское, Пушкинское, Чибухлинское) локализуется в основном в среднеэоценовых некках кварцевых порфиров, сопровождаясь фациями вторичных кварцитов и пропилитов. Так характеризуется металлогеническая специализация Базумского субвулканического комплекса.

Таким образом приходим к выводу, что металлогеническая продуктивность Базумского рудного района связана не с гипабисальными гранитоидными массивами, а с наиболее ранними экструзивами, как бы сбрасывавшими главную часть своих летучих с рудными составляющими, в связи с чем последующие более глубинные образования обеднялись.



Условные обозначения

субвулканический комплекс

эффузивный комплекс

Чибухлинское рудное поле

I
1. Месторождение Черная речка
2. Проявление верхнего течения р. Черная
3. Проявление Рудокоп

II
4. Месторождение Желтая речка
5.6. Рудопроявление среднего и верхнего течения р. Желтая

Пушкинское рудное поле

1.2. Рудопроявление близ зимовки с. Жданов и с. Бзовдал
3. Рудопроявление Пушкинского перевала
4. Рудопроявление верхнего течения р. Заманлу

Тандзутское рудное поле

1. Месторождение Тандзут
2. Рудопроявление Желтая речка
3. Рудопроявление Бари-джур
4. Рудопроявление Андраники-джур
5. Рудопроявление нижнего течения р. Тандзут
1. Рудопроявление среднего и верхнего течения р. Вана-дзор

Дилижанское рудное поле

1. Месторождение Арируни
2. Рудопроявление Армянская балка
3. Рудопроявление Свинцовая ключ
4. Рудопроявление Маймехское
5. Рудопроявление Казачи-бугор
6. Месторождение Фролова балка

Фиг. 1. Схема расположения субвулканических (близповерхностных) месторождений и рудопроявлений по отдельным рудным полям в пределах Базумского рудного района. Субвулканический комплекс: кварцевые порфириты, фельзитовые порфиры: а) субвулканическая фация, б) жерловая фация. Вулканогенный (эффузивный) комплекс—андезиты, андезито-базальты, их туфы, туфобрекчии.

Колчеданные месторождения и рудопроявления отдельных рудных полей (Дилижанское, Тандзутское, Пушкинское, Чибухлинское) исследуемого рудного района по условиям рудообразования проявляют много общих черт с особенностями месторождений и рудопроявлений Малого Кавказа: Алавердского, Кафанского, Чиракидзор-Тоганалинского и Маднеульского рудных полей, а также с многими колчеданными месторождениями Северного Кавказа, Алтая, Урала, Средиземноморского пояса, США и Японии.

Характерно, что везде в тесной пространственной связи с субвулканическими (жерловая фация) образованиями наблюдается колчеданная минерализация с соответствующими фациями метасоматитов (вторичных кварцитов и пропилитов). С этой точки зрения полученные нами новые данные, в связи с выяснением истинной природы этого комплекса и его рудоносности, должны иметь определенное практическое и теоретическое значения для правильного подхода к изучению аналогичных образований и к решению вопросов магматизма и металлогении (в частности генезиса месторождений колчеданной формации) этих структурно-формационных зон.

Из вышеизложенного материала вытекают следующие основные положения:

Среди палеогеновых магматических образований выделяется важная группа субвулканических пород, имеющая самостоятельное значение, как отдельный комплекс.

Структурно-фациональные особенности пород и минерализации этого комплекса указывают на наличие тесной пространственной и парагенетической связи между ними

Изучение характера метасоматически измененных пород (формации вторичных кварцитов и пропилитов), связанных с данным комплексом, указывает на их тесную взаимосвязь с минерализацией и дает основание выдвинуть их как надежные поисковые критерии для обнаружения «слепых» серноколчеданных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических рудных тел.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.X.1966.

Կ. Մ. ՄՈՒՐԱԴՅԱՆ

ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ԲԱԶՈՒՄԻ ՍՈՒԲՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ԿՈՄՊԼԵՔՍԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՄԵՏԱՂԱԾՆՈՒԹՅԱՆ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ամփոփում

Սուբհրաբխային առաջացումներից Բազումի հանքային շրջանում հեղինակի կողմից հավաքած փաստացի նյութի քարաբանական և քարաքիմիական միներալոգիական և գեոքիմիական մանրամասն ուսումնասիրությունները թույլ են տվել ի հայտ բերելու մի շարք նոր օրինաչափություններ: Համառոտ ստացված արդյունքներն են՝

1. Միջին էոցենային հրաբխային-ինտրուզիվ շարքում առանձնացված է թթու կազմի սուբհրաբխային ապարների նոր կոմպլեքս: Պարզված է նրա տե-

ру և առաջացման ժամանակը շրջանի մագմատիզմի զարգացման ընթացքում։

2. Որոշված է այդ կոմպլեքսի ֆացիալականությունը, արտահայտված ծածկոցային, էքստրուզիվ և սուբհրաբխային ֆացիաներով։

3. Ուսումնասիրված է այդ կոմպլեքսի տարբեր ֆացիաների կոմագմատիկ կապը, որն պայմանավորված է նրանց երկրաբանական, տրուկտուրային, քարաբանական, քարաքիմիական, միներալոգիական և պետքիմիական միանման առանձնահատկություններով։

4. Հաստատված է, որ այդ առաջացումները կապված են խորքային բեկվածքների գոտու հետ, առաջացնելով տեղական հրաբխային (ժեռլային) տրուկտուրաներ, որոնք մինչև վերջերս համարվում էին անտիկլինալ կամ բրախիանտիկլինալ (օրինակ՝ Տանձուտի, Սևջրի և այլն)։

5. Ռադիոլոգիական որոշման նոր տվյալներով ճշտված է սուբհրաբխային կոմպլեքսի ապարների երկրաբանական հասակը (42—49 մլ. տարի)։

6. Պարզված են այդ կոմպլեքսի կոլչեդանային հանքայնացման ստադիանները և ուղեկցող հիդրոթերմալ փոփոխման ֆացիաների տարածական և գենետիկ կապը նրանց հետ, որը մի շարք այլ չափանիշների հետ մեկտեղ ցույց է տալիս այդ կոմպլեքսի ապարների բացառիկ դերը կոլչեդանային հանքամարմինների հայտնաբերման գործում։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Иванов С. Н.* О генезисе колчеданных месторождений Урала. ДАН СССР, т. 112, № 4, 1957.
2. *Иванов С. Н.* О происхождении главных вулкано-плутонических ассоциаций геосинклиналей и их металлогении. «Второе Уральское петр. совещание—тез. докл. III (базальтоидный магматизм и его металлогения). Свердловск, 1966.
3. *Котляр В. Н.* Типы месторождений, связанные с палеовулканизмом. Мат. межвед. сов. по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд. Недра, 1965.
4. *Котляр В. Н.* О некоторых вопросах и аналогиях проявления минерализации в связи с нео-палеовулканизмом Тр. II вулк. сов. «Современный вулканизм», 1966.
5. *Коржинский Д. С.* Общие закономерности постмагматических процессов. Тр. I конф. по околоруд. мет. Мет. изм. боковых пород и их роль в рудооб.». Изд. Недра, 1966.
6. *Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатрян Э. А.* Месторождения субвулканического происхождения в Армянской ССР и их поисковые признаки. Тр. Сов. «Руд. вулк. формации», 1965.
7. *Мурадян К. М.* К вопросу о возрасте колчеданного оруденения Тандзутского месторождения. ДАН АрмССР, № 4, 1965.
8. *Мурадян К. М.* Геохимические особенности пород субвулканического комплекса Бавумского рудного района Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1966.
9. *Наковник И. И.* Вулканогенно-метасоматическая формация вторичных кварцитов на территории СССР и полезные ископаемые, связанные с ней. Тр. сов. «Руд. вулк. формации».
10. *Смирнов В. И.* Металлогения тектонических зон геосинклиналей. Сб. «Вопросы металлогении». Док. сов. геол. на XXII сес. межд. геол. конгр. Изд. Недра, 1965.
11. *Твалчрелидзе Г. А.* Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей на металлогенической основе. Изд. Недра, 1966.
12. *Фаворская М. А.* Критерии связи оруденения с субвулканическими и эффузивными породами и методы их изучения. В кн. «Критерии связи оруденения с магм. применительно к изуч. рудных районов». Изд. АН СССР, 1965.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 95—99

П. П. ЦАМЕРЯН, М. А. МОВСЕСЯН, Л. С. ЧОЛАХЯН

О КАЛИЕНОСНОСТИ СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ ПРИЕРЕВАНСКОГО РАЙОНА

Калийные минералы—карналлит и сильвин представляют интерес как ценное минеральное сырье; до сих пор промышленных концентраций этих минералов в Закавказье не обнаружено.

В настоящем сообщении приводятся новые данные о перспективах нахождения калийных солей в Приереванском районе.

Приереванский соленосный бассейн раньше считался бескалийным. В последнее время на Элар-Птгнинском участке распространения соленосной толщи нами было обнаружено проявление калийных солей в виде сгустков, желваков, прослоек и редко пропластков (рис. 1).

Фиг. 1. Схематическая карта размещения перспективных зон калиеносных пород в Приереванском районе.

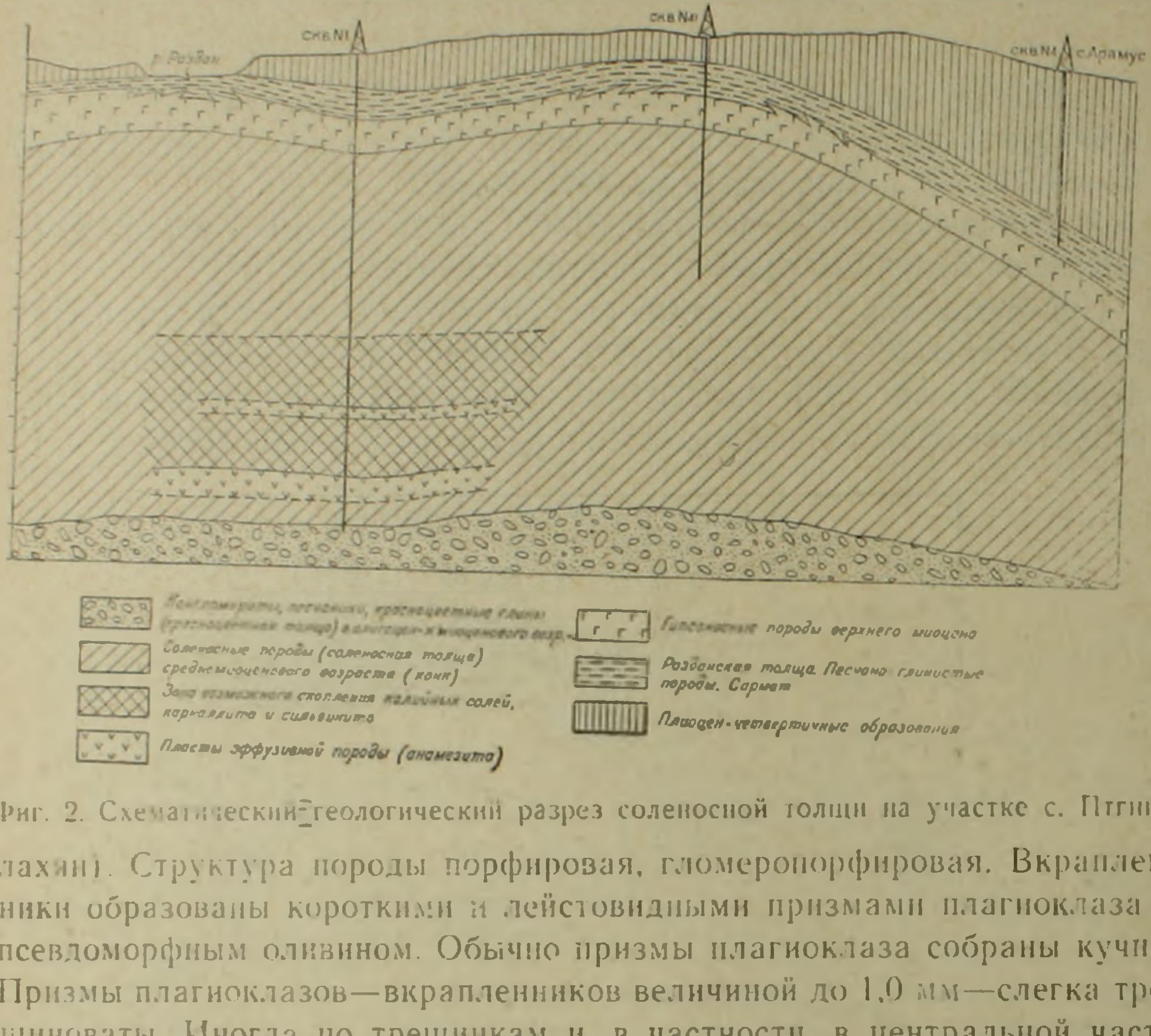
Неогеновая соленосная толща Приереванского района (прогиба) расположена в пределах Ереванo-Ордубадской синклинальной зоны анкавказского направления.

Приереванский прогиб с юга и юго-востока ограничивается Севашен-Джрбежским выступом и Гегамским горным массивом, а с севера, северо-запада — Арагац-Анкаванским горным массивом.

Соленосная толща подстилается терригенными образованиями красноцветной толщи верхнего олигоцена-нижнего миоцена, прослеживающимися в направлении простирания прогиба до района оз. Севан, и пе-

рекрывается гипсоносной и разданской толщами сарматского возраста. Соленосная толща условно относится к конкскому горизонту.

По данным скв. № 1 (с. Птгни) карналлито-сильвинитоносный горизонт расположен в нижней части соленосной толщи (рис. 2). В самом горизонте выделяются два пласта анамезита (по определению Л. С. Чо-



Фиг. 2. Схематический геологический разрез соленосной толщи на участке с. Птгни.

лахян). Структура породы порфировая, гломеропорфировая. Вкрапленники образованы короткими и лейстовидными призмами плагиоклаза и псевдоморфным оливином. Обычно призмы плагиоклаза собраны кучно. Призмы плагиоклазов—вкрапленников величиной до 1,0 мм—слегка трещиноваты. Иногда по трещинкам и, в частности, в центральной части табличек развивается вторичный глинистый продукт. Плагиоклаз зонален, по методу симметричного угасания определен как лабрадор (№№ 52—58). Оливин полностью замещен зеленоватым слюдистым минералом—иддингситом. Основная масса полнокристаллическая, тонкозернистая, сложена микролейстами плагиоклаза и пироксена; последний имеет форму столбиков; зерна акцессорных рудных минералов изометричны.

Интересно отметить тот факт, что у обоих пластов анамезита (пластообразных тел эффузивной породы) перекрывающие их слои и пласты каменной соли почти не изменены. Здесь следует отметить, что нами изучена не вся толща, а лишь образцы глин и соли, залегающие непосредственно на эффузивных породах.

В образцах каменной соли, отобранных из подстилающего слоя, установлено изменение—регенерация кристаллитов галита.

Приведенные данные говорят о том, что вероятно мы имеем дело не с лайками постконкского возраста, а с эффузивными пластами—продук-

тами вулканизма, образовавшимися синхронно с толщей каменной соли.

Ниже приводится макроскопическое описание желваков и выделений карналлита и сильвина в каменной соли.

Каменная соль чистая, с редкими включениями терригенных компонентов и с желваками карналлита. Встречаются выделения, сгустки чистых крупных кристаллов сильвина. На вид они водянисто-белые, прозрачные. Под микроскопом, в препарате из желваков калийных солей, подсчет показал следующие содержания минералов: карналлит—55%, сильвин—30%, галит—15%.

Карналлит. Неправильные, уплощенные зерна со свежими краями, бесцветны. В зернах встречаются отдельные сгустки железного блеска.

Сильвин. Крупные таблитчатые, квадратные, прямоугольные зерна с большим количеством мелких чешуек железного блеска. Железного блеска здесь больше, чем в зернах карналлита. По всей вероятности, это явление связано с значительной гигроскопичностью и абсорбционной способностью сильвина (фиг. 3).

В зернах карналлита часто развиты кристаллики ангидрита, по-видимому, диагенетического происхождения, образовавшиеся после разбавления маточного раствора, обогащения рапы порциями Cä-иона и воздействия этих вод с солями на еще не затвердевший осадок карналлит-галита.

Иногда каменная соль пропитана карналлитом, в связи с чем она имеет медово-коричневатый оттенок. В зернах карналлита наблюдаются сгустки и участки многочисленных чешуек железного блеска. Зерна карналлита уплощенные, округлые, бесформенные.

Фиг. 3. Зерна силивина

Нахождение карналлита и сильвина позволяет уточнить некоторые вопросы палеогеографии. Ниже рассматривается генезис этих минералов на фоне палеогеографической обстановки формирования соленосной толщи.

Известно, что когда соленость рапы солеродного бассейна достигает 13—15%, начинается процесс осаждения гипса; при солености 25—27%—выпадает NaCl, а при 32—35%—осаждаются K—Mg-ые соли (сульфаты, хлориды), в том числе—сильвин и карналлит [1].

Чем больше растворимость солей, тем они меньше встречаются в литосфере. Это явление объясняется тем, что в природе очень редко создаются условия, в которых испарялось бы больше 90% первоначального

объема морской воды (условия, в которых осаждаются галит, сильвин, карналлит и другие легкорастворимые соли); кроме того, уже осажденные легкорастворимые соли трудно сохраняются в литосфере ввиду их чрезвычайной неустойчивости [2].

Почти во всех известных месторождениях легкорастворимые соли (сильвин, карналлит) размещены в верхней части соленосной толщи.

В Прикеванском соленосном бассейне, в отличие от других известных классических месторождений, калийные соли (сильвин, карналлит) размещены в самой нижней части соленосной толщи. В верхних частях толщи постепенно калийные соли исчезают из разреза. Следовательно, условия высокой концентрации имели здесь место в начале накопления каменной соли; в дальнейшем постепенно рапа разбавлялась и вместо соли осаждались гипс и гипсовые породы, а выше по разрезу появились нормально-морские осадки.

Как отмечалось, в нижней части толщи, где сосредоточены желваки и выделения карналлита, встречаются пласты эффузивной породы—анамезита. Представляется, что они проникли в солеродный бассейн из окружающих активных вулканических зон Арагаца и Гегама. Продукты вулканизма (эффузии и пирокластический материал), по-видимому, сыграли значительную роль в увеличении концентрации рапы, насыщении ее K—Mg—Ca-ионами.

Установлено, что продукты деятельности современных вулканов Сицилии и Японии существенно обогащают воды бассейнов различными элементами и растворимыми солями.

Было доказано, что образование определенной части соленосных глин Прикеванского района теснейшим образом связано с гальмиролитическими изменениями вулканического пепла. Надо подчеркнуть, что образование более половины терригенной части подстилающей красноцветной толщи и части терригенных пород перекрывающей разданской толщи теснейшим образом связано с вулканизмом [4].

Значительный баланс K, Mg и Ca в период осаждения сильвина и карналлита связан с продуктами вулканической деятельности, поскольку в это время солеродный бассейн был почти изолирован от обширной лагуны Араратской котловины.

В результате изучения образцов калийных солей из Птгнинской скв. № 1 установлено, что более высокие концентрации рассолов создавались в более изолированной части Прикеванского бассейна, т. е. в Элар-Севанском участке, который и представляет наибольший интерес в отношении выявления значительных концентраций легкорастворимых солей.

Этим подтверждается то предположение, что общение вод солеродного бассейна Прикеванского района с водами пониженной концентрации других бассейнов осуществлялось только со стороны Араратской котловины. Севанский участок замыкал Прикеванский солерудный бассейн с ВСВ части, Агмаганский массив—с ВЮВ части, Арагацкий—с СЗ части.

В начале конка происходило значительное осолонение Приереванского бассейна; Приереванский прогиб, имевший довольно широкое распространение в верхнем олигоцене—нижнем миоцене, сузился и узкой полосой протягивался на север, почти до области оз. Севан.

На юге прогиба образовались еще два изолированных бассейна—Масисский и Октемберянский, которые в конце конка общались между собой. К этому времени Араратская котловина превратилась в обширную лагунную зону, связь которой с открытым морем была более затрудненной. Приереванский прогиб, в свою очередь, отшнуровался от обширной лагунной зоны Араратской котловины, воды которой поступали в Приереванский прогиб лишь незначительными порциями. Концентрация вод Приереванского бассейна росла с огромной быстротой и в сравнительно небольшой отрезок времени осадился галит. Увеличение концентрации росло и уже в начале конка создались условия для скопления более легкорастворимых солей.

Увеличению концентрации способствовали также и продукты вулканической деятельности, обусловившие осаждение легкорастворимых солей.

Временами, между отдельными этапами интенсивной вулканической деятельности, имели место периоды опреснения, в течение которых осаждались пласты каменной соли и редко ангидрита.

После периода осаждения K—Mg-ых легкорастворимых солей произошло погружение Тазагюх-Енгиджа-Паракарского вала, в результате чего возобновилась связь с морем и уменьшились концентрации растворов; началось осаждение только галита и отчасти более труднорастворимого ангидрита.

В конце конка в пределах Араратской котловины и Приереванского прогиба произошла новая трансгрессия и концентрация рапы настолько уменьшилась, что снова осаждался гипс, а затем, во время обширной сарматской трансгрессии соленосные породы перекрылись нормально-морскими породами раздаской толщи.

Легкорастворимые соли (сильвин, карналлит и др.) представляют большой интерес для народного хозяйства. Есть основания полагать, что значительные скопления этих минералов в Приереванском районе сосредоточены на участке, расположенном между с. Элар и оз. Севан.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 19.VI.1966.

П. П. ЦАМЕРЯН, М. А. МОВСЕСЯН, Л. С. ЧОЛАХЯН

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԵՐՁԵՐԵՎԱՆՅԱՆ ՇՐՋԱՆԻ ԱՂԱԲԵՐ ՇԵՐՏԱԽՄԲԻ ԿԱԼԻՈՒՄԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Պտղնիի շրջանում հայտնաբերված է կառնալիտի և սիլվինիտի առաջնային ծագման կուտակումներ։

Մերձերևանյան շրջանի աղային ապարների դեոքիմիական ուսումնասիրությունների ժամանակ մենք եկել ենք այն եզրակացությանը, որ Արզնի-Էլար մարկից մինչև Սևան-Կամո ամբողջ տարածությունը հանդիսանում է դյուրին լուծելիություն ունեցող կալիումական աղերի կուտակման ամենահեռանկարային շրջանը, քանի որ պալեո-աշխարհագրական տեսանկյունից Մերձերևանյան ազդծին մարկի այս հատվածը ամբողջ կոնկի ընթացքում հանդիսացել է համեմատաբար ավելի մեծ խորություն ունեցող լուծույթների պահպանման օրանը։

Կառնալիտը իր քանակով և բազմաձևությամբ գերակշռում է սիլվինիտի նկատմամբ։ Այս երկու միներալները հանդիպում են աղաբեր շերտախմբի ներքին հորիզոններում։ Հրաբխականությունը, որը տեղի է ունեցել աղագոյացման ժամանակ, երկյակի է ազդել սիլվինի և կառնալիտի նստեցման վրա։ Հրաշեկ հոծ զանգվածները՝ լավաների ձևով ներխուժել են բարձր խորության աղային լուծույթների շրջանը՝ մեծ արագությամբ գոլորշիացնելով ապագի ջրային մասը, որի հետևանքով նստել են հեշտ լուծվող աղերը (սիլվին, կառնալիտ)։ Հրաբուխների ժամանակ խառնարաններից անջատված փոշին թափվելով լագունային աղառաջացման մարզերը, մասնակի ենթարկվել է տարալուծման, հարստացնելով ապան K^+, Na^{++}, Ca^{++} և Mg^{++} իոններով, որոնց միացումները Cl^- և SO^{--} իոնների հետ ստեղծում են հեշտ լուծվող կալիումական աղեր։

Սիլվինիտը և կառնալիտը հանդիսանում են բարձրարժեք օգտակար հանածոներ, և նրանց նոր հետևանքային պաշարների հայտնաբերումը հանդիսանում է երկրաբանների առաջնահերթ խնդիրը։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Иванов А. А.* Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Тр. ВСЕГЕИ, 1953.
2. *Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф.* Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Тр. ВСЕГЕИ, 1960.
3. *Мовсесян М. А.* Литологический очерк соленосной толщи Приереванского района. Изв. АН Арм. ССР, XVI, № 4—5, 1963.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 101—108

Э. Н. САРДАРОВ, Г. С. ХАЧАТРЯН

К ВОПРОСУ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ АРМЯНСКОЙ ССР.

Атмосферные осадки, являясь основной приходной статьей водного баланса земли, в гидрохимическом отношении представляют большой научный и практический интерес.

Придавая большое значение гидрометеорам, В. И. Вернадский (1933—1936 гг.) указывал на то, что формирование поверхностной и подземной гидросферы начинается еще в атмосфере, а «состав метеорной воды—такой-же основной констант в геохимии, как и состав океанической воды».

Исследования М. И. Усова (1940), Е. С. Бурксер и Н. Е. Федоровой (1949, 1955), Г. А. Максимовича (1953), А. Х. Гиренко (1959), А. А. Колодяжной (1961, 1963), Г. К. Габриеляна и О. А. Бозояна (1964) и других показали, что атмосферные осадки, выпавшие на земную поверхность, содержат то или иное количество минеральных солей.

Качественный и количественный гидрохимический состав гидрометеоров имеет важное значение в формировании солевого состава природных вод.

Это влияние особенно сказывается на формирование солевого состава пресных-ультрапресных вод, какими являются природные воды Центрального вулканического нагорья Армянской ССР.

Исходя из столь важного значения гидрометеоров, нами была поставлена задача изучения химизма и выявления генезиса ионно-солевого состава атмосферных осадков, выпадающих над Центральным вулканическим нагорьем Армянской ССР. С этой целью в период 1965—1966 гг. нами были собраны и проанализированы с 21 пункта нагорья (фиг. 1), 45 проб атмосферных осадков (дождь, град, снег), средний химический состав которых приведен в табл. 1.

Результаты гидрохимических анализов, представленные на сдвоенной треугольной диаграмме С. А. Дурова (фиг. 2), показывают, что в катионном составе этих вод преобладают Ca^{2+} Na^{+} и K^{+}, а в анионном HCO_3^{-}.

По химическому составу атмосферные осадки относятся, в основном, к гидрокарбонатному натриево-кальциевому типу вод с величиной общей минерализации от 20 до 17 мг/л.

Концентрация водородных ионов в атмосферных осадках указывает на слабокислую (pH=6,6—6,8), или нейтральную (pH=7—7,4) среду, обусловленную способностью гидрометеоров адсорбировать из воздуха углекислый газ, кислород и азот. Кроме основных компонентов в общей

сумме солей атмосферных осадков в малых количествах содержатся SiO_2 (2,57—11,78 мг/л), NO_2 (следы—0,02) мг/л), NO_3 (следы—3,00 мг/л), NH_4 (0,30—3,00 мг/л), HPO_4 (следы—0,09 мг/л), а спектральным ана-

Фиг. 1. Схематическая карта отбора проб атмосферных осадков

лизом выявлено повышенное содержание Fe, Mn, Al, Zn, Sr, Ba. Данные наблюдений за химическим составом гидрометеоров показали зависимость их от физико-географических условий региона. Так констатировано, что повышение минерализации гидрометеоров наблюдается в теплое полугодие, когда в воздухе содержится много пылеватых частиц, и сравнительно меньшая их минерализация отмечена зимой.

Таблица 1

Средний химический состав атмосферных осадков, выпадающих над Центральным вулканическим нагорьем Армянской ССР

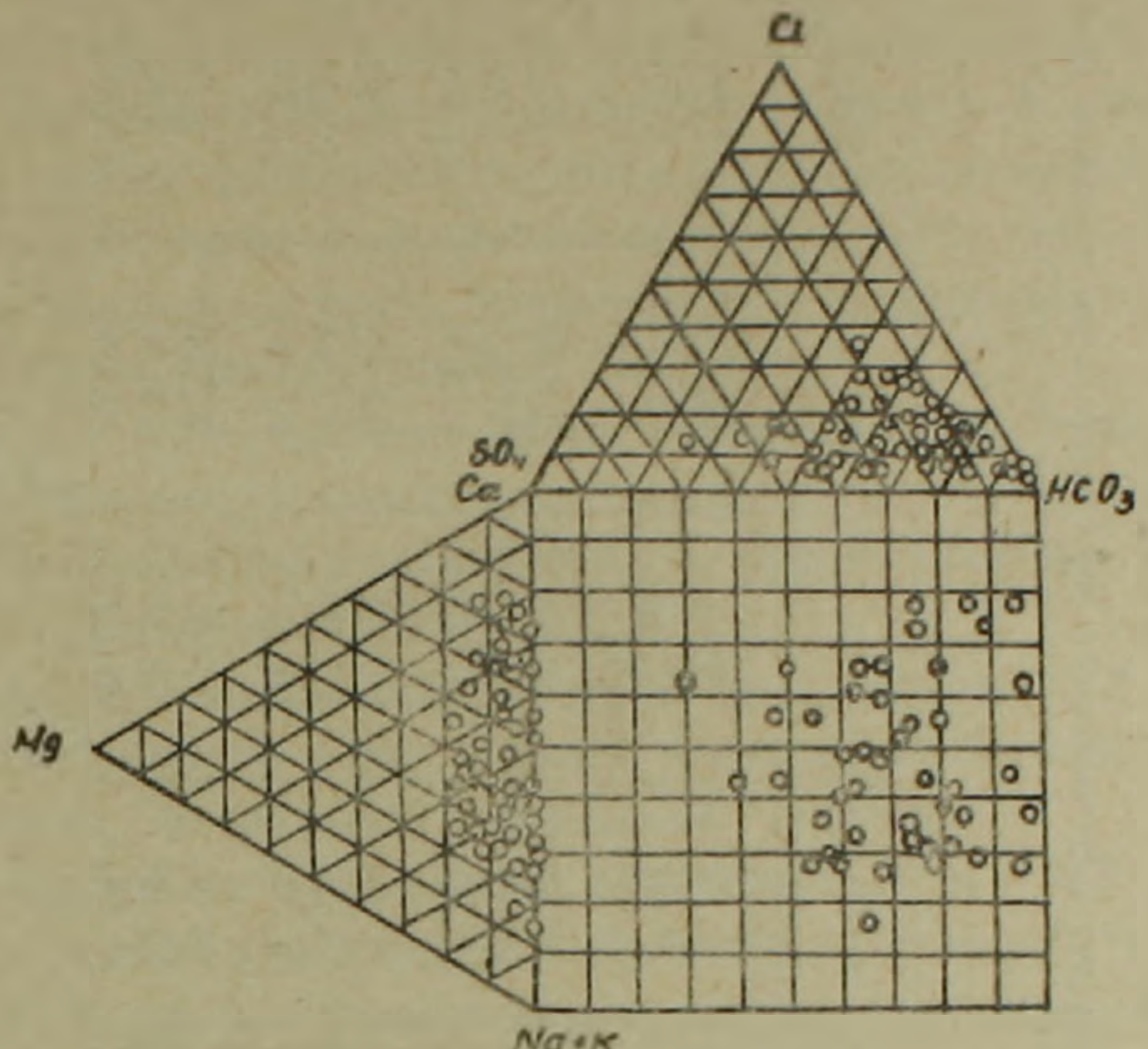
Пояс	Количество проб	pH	Ингредиенты мг/л						Сумма ионов мг/л
			$Na^+ + Mg^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	
Высокогорный (выше 2000 м)	22	6,7	4,50	0,54	4,60	25,99	3,18	2,28	41,09
Среднегорный (1200—2000 м)	20	6,7	6,32	0,99	6,91	29,45	5,84	3,88	53,39
Предгорный (менее 1200 м)	3	6,8	8,10	1,95	15,50	52,10	5,60	8,66	91,91

Большое влияние на солевой состав гидрометеоров оказывает их физическое состояние (дождь, град, снег), что иллюстрирует табл. 2.

С другой стороны изменение солевого состава гидрометеоров наблюдается и в зависимости от гипсометрического положения района.

Из всего вышеприведенного следует, что химический состав и степень минерализации атмосферных осадков формируется под влиянием местных природных факторов, которые и обусловили наличие вертикальной гидрохимической зональности.

По результатам наших наблюдений и данным других исследователей (Г. К. Габриелян, О. А. Бозоян, 1961) нами подсчитан средний химиче-



Фиг. 2. Диаграмма химического состава атмосферных осадков

Таблица 2

Химический состав атмосферных осадков, выпавших над метеостанцией Арагац в/г в 1966 г.

Атмосферные осадки	Ингредиенты мг/л						Минерализация мг/л
	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Ca^{2-}	
Град	8,52	6,45	36,60	0,96	18,16	6,40	88,09
Дождь	9,23	5,96	36,60	не обн.	18,63	3,40	73,82
Снег	7,81	7,40	24,40	0,52	9,20	6,80	56,13

ский состав атмосферных осадков выпадающих над различными вертикальными поясами Центрального вулканического нагорья Армянской ССР (табл. 3) .

Как видно из табл. 3, соотношение отдельных ингредиентов в химическом составе атмосферных осадков всех гипсометрических поясов постоянное и схематически может быть представлено следующими рядами, составленными в порядке убывающих концентраций:

$$Ca > Na + K > Mg$$
$$HCO_3 > Cl > SO_4.$$

Формирование химического состава атмосферных осадков подразделяется на два этапа: этап конденсации паров в капельно-жидкие час-

Таблица 3

Средний химический состав атмосферных осадков по различным вертикальным поясам Центрального вулканического нагорья Армянской ССР

Пояс	Количество проб	pH	Форма выражения	Ингредиенты					
				$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-
Высокогорный (выше 2000 м)	33	6,7	мг/л	3,97	0,49	4,97	25,14	1,91	2,22
			мг/экв %	27,69	8,34	56,25	81,25	6,15	12,30
			мг/экв %	(10,91)	(2,44)	(0,47)	(0,04)	(1,27)	(12,30)
Среднегорный (1200—2000 м)	60	6,8	мг/л	4,15	0,93	7,63	32,12	2,04	2,98
			мг/экв %	35,41	10,77	61,54	81,55	6,25	12,50
			мг/экв %	(10,74)	(2,40)	(0,46)	(0,03)	(1,28)	(12,50)
Предгорный (менее 1200 м)	24	6,8	мг/л	4,89	1,86	12,68	44,05	4,87	6,29
			мг/экв %	21,44	15,30	63,26	72,44	10,21	17,35
			мг/экв %	(15,15)	(3,37)	(0,65)	(0,05)	(1,77)	(17,35)
Среднее	117		мг/л	4,25	0,99	7,91	32,60	2,58	3,44
			мг/экв %	29,03	12,38	58,59	78,86	7,64	13,50
			мг/экв %	(11,79)	(2,64)	(0,50)	(0,04)	(1,39)	(13,50)

Примечание: В скобках указана доля солей морского происхождения.

тицы с последующей их коагуляцией в более крупные капли и этап прохождения частиц через слой атмосферы до поверхности земли, в результате чего происходит вымывание солей из атмосферы. Источником ядер конденсаций, представленных в виде высокодисперсных солевых частиц, по мнению большинства исследователей, является Мировой океан. Однако не исключена возможность, что в условиях вулканического нагорья Армянской ССР, ядрами конденсаций могут быть так-же и высокодисперсные пылеватые частицы, поднимаемые с поверхности нагорья восходящими воздушными потоками.

На втором этапе формирования химического состава атмосферных осадков происходит вымывание солей дождевыми каплями из атмосферы (С. В. Доброклонский и П. Г. Вавилов, 1938; Г. А. Максимович, 1952; П. П. Воронов, 1954).

Это явление хорошо объясняет наличие отмеченной выше гидрохимической зональности атмосферных осадков, а, следовательно, и влияние различных физико-географических условий.

Источниками минерализации атмосферных осадков вулканического нагорья Армянской ССР могут быть: пыль континентального происхождения, морские соли, промышленное загрязнение атмосферы и космическая пыль.

Пыль континентального происхождения, поднятая с коры выветривания континентов в тропосферу восходящими воздушными течениями, увлекается атмосферными осадками, обогащаясь их солями.

Исследования Е. С. Бурксер (1951), Г. К. Габриеляна и О. А. Бозояна (1964) и др .показали генетическую связь пылеватых частиц с породами коры выветривания района.

Содержание солей континентального происхождения в атмосферных осадках СССР по данным Г. А. Максимовича (1953) составляет 67%, а данными С. А. Дурова и Н. Е. Федоровой (1955) оценивается в 80% и более, Мировой океан занимающий 5/8 земной поверхности представляет собой важный источник поступления в атмосферу морских солей в результате как истинного, так и «механического» испарения.

Л. К. Блинов (1950) считает возможным перенос таким путем морских солей на расстояние 1000—4000 км.

Влияние современного мирового океана на солевой состав атмосферных осадков оценивается средней величиной около 20% (С. А. Дуров, Н. Е. Федорова, 1955), которая естественно уменьшается с удалением от морского бассейна от 30% для Черноморского побережья (В. П. Зверев, 1962) до 5% для района г. Воронеж (К. Б. Жаггар, М. И. Холодова, 1961). Немаловажным источником минерализации гидрометеоров является космическая пыль, постоянно поступающая в атмосферу в результате сгорания метеоритов.

Плотность космической пыли в мировом пространстве, по данным А. Х. Хргиана (1958), составляет значительную величину. Однако отсутствие в настоящее время данных о величине ее поступления в атмос-

феру не позволяет количественно оценить ее роль в солевом составе гидрометеоров.

Влияние промышленного загрязнения атмосферы на формирование солевого состава гидрометеоров вулканического нагорья следует полагать весьма незначительным вследствие отсутствия крупных источников загрязнения. Повышенное содержание ионов SO_4 и Mg в четырех пробах атмосферных осадков, отобранных в районе метеостанций Апаран и Раздан, объясняется участием рассматриваемого фактора в формировании солевого состава гидрометеоров.

Для определения доли морских солей в атмосферных осадках нагорья мы воспользовались методикой, предложенной С. А. Дуровым и Н. Е. Федоровой (1955), которые считают, что весь хлор в атмосферных осадках имеет морское происхождение, а долю других компонентов морского происхождения вычисляют пропорционально соотношению содержания их и хлора в воде современного океана (табл. 3).

Содержание солей морского происхождения (хлориды) в атмосферных осадках нагорья, как видно из табл. 3, уменьшается с высотой местности: от 19% (в предгорной зоне) до 13,6% (в высокогорной) и в среднем по вулканическому нагорью составляет около 15% всех солей атмосферных осадков.

Соли, образовывающиеся исключительно в континентальных условиях (бикарбонаты, сульфаты), составляют основную массу.

Таким образом, главная солевая масса атмосферных осадков, в условиях Центрального вулканического нагорья Армянской ССР, имеет в основном эолово-терригенное происхождение.

По нашим подсчетам на 1 км² земной поверхности Центрального вулканического нагорья Армянской ССР ежегодно вместе с атмосферными осадками поступает следующее количество солей:

$NaCl$ от 2,5 до 3,9 т; Na_2SO_4 от 0,8 до 1,9 т;
$CaSO_4$ от 1,2 до 1,7 т; $Ca(HCO_3)_2$ от 14,1 до 16,9 т;
$Mg(HCO_3)_2$ от 2,0 до 4,0 т.

Аналогичные данные получены Г. К. Габриеляном и О. А. Бозояном ранее (1964).

Количество отдельных компонентов, выпадающих с атмосферными осадками на единицу площади нагорья в различных ее гипсометрических поясах, предоставлено в табл. 4.

Наблюдаемое повышенное поступление солей в высокогорном поясе нагорья, при столь малой величине минерализации атмосферных осадков, объясняется большим количеством осадков, выпадающих над его территорией.

Из всего вышеизложенного следует:

1. Атмосферные осадки, являясь основным источником питания природных вод вулканического нагорья, представляют собой важный генезальный фактор формирования их солевого состава.

2. Формирование химического состава атмосферных осадков проис-

Таблица 4

Годовое поступление растворимых солей (в ионной форме) с атмосферными осадками на 1 км² земной поверхности Центрального вулканического нагорья Армянской ССР

Пояс	Среднее количество осадков за год мм]	Ингредиенты т/км²							Итого т/км
		$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	SiO_2	
Высокогорный	696	2,76	0,34	3,46	17,50	1,33	1,54	1,79	28,72
Среднегорный	490	2,03	0,46	3,74	15,74	1,00	1,45	3,28	27,70
Предгорный	368	1,80	0,68	4,67	16,21	1,79	2,31	4,33	31,79

ходит под влиянием местных природных факторов, которыми и обуславливается наличие в составе осадков вертикальной гидрохимической зональности.

3. Проведенные расчеты показали, что основная масса солевого состава атмосферных осадков формируется за счет континентальной пыли и аэрозолей, поднимающихся с поверхности нагорья.

4. Вместе с атмосферными осадками на 1 км² поверхности Центрального вулканического нагорья Армянской ССР выпадает 27,7—31,7 т/км² растворенных солей, которые обогащают почвы и природные воды нагорья.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР
Ереванский государственный университет

Поступила 7.XII.1966.

Է. Ի. ՍԱՐԳՍՅԱՆ, Հ. Ս. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ԲԱՐՁՐԱՎԱՆԴԱԿԻ ՄԹՆՈԼՈՐՏԱՅԻՆ ՏԵՂՈՒՄՆԵՐԻ ՔԻՄԻԱԿԱՆ ԲԱՂԱԴՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Մթնոլորտային տեղումները, հանդիսանալով երկրի ջրային հաշվեկշռի հիմնական բաղադրիչը, մեծ դեր են կատարում բնական ջրերի մեջ աղերի ձևավորման գործում։

Հայկական ՍՍՀ կենտրոնական հրաբխային բարձրավանդակի մթնոլորտային տեղումների քիմիական կազմի և նրանց իոնա-աղային բաղադրության ուսումնասիրման նպատակով 1965—66 թթ. ընթացքում մեր կողմից ուսումնասիրվել է տեղումների (ձյան, անձրևի և կարկտի) 45 նմուշ՝ հավաքված բարձրավանդակի 21 կետերից (գծ. 1)։

Հիդրոքիմիական անալիզների արդյունքները ցույց են տալիս, որ մթնոլորտային տեղումները պատկանում են ջրերի հիդրոկարբոնատ-նատրիում-կալցիումային և հիդրոկարբոնատ-տուլֆատ-նատրիումային հիդրոքիմիական տիպերին, որոնց ընդհանուր մինեռալիզացիան կազմում է 20—170 մգ/լիտրս։

Դիտումները և անալիզները ցույց են տալիս, որ մթնոլորտային տեղումների քիմիական բաղադրությունը կախված է տվյալ վայրի ֆիզիկա-աշխար-

հարրական պայմաններից և տեղումների ֆիզիկական վիճակից (աղյուսակ 2)։

Այստեղից երևում է, թե ինչ կարևոր դեր են կատարում տեղական բնական պայմանները մթնոլորտային տեղումների քիմիական կազմի ձևավորման և ուղերով հարստանալու գործում։

Մթնոլորտային տեղումների միներալիզացիայի հիմնական աղբյուրներն են՝ ցամաքային ծագում ունեցող փոշին, ծովային աղերը, լրամիկական և արդյունաբերական ձեռնարկություններից մթնոլորտ անցած փոշին։

Մթնոլորտային տեղումների միներալիզացիայի գործում ծովային աղերի դերը (ըստ Ս. Ա. Դուրովի և Ն. Ե. Ֆեոդորովայի 1955 թ. առաջարկած մեթոդի) նկատելի է 3-րդ աղյուսակից։

Մենք գտնում ենք, որ մթնոլորտային տեղումների մեջ աղային կազմի հիմնական գանգվածը ձևավորվում է ի հաշիվ ցամաքային ծագում ունեցող փոշու և մոխրի, որոնք բարձրանում են նշված բարձրավանդակի մակերևույթից։

Հաշված է բարձրավանդակի միավոր մակերեսի վրա մթնոլորտային տեղումների հետ թափվող տարբեր բաղադրիչների քանակն ըստ ուղղաձիգ զոտիականության (աղյուսակ 4)։

Հայկական ՍՍՀ կենտրոնական հրաբխային բարձրավանդակի յուրաքանչյուր 1 կմ² վրա տեղումների հետ թափվում են միջին հաշվով 27,7—31,8 տոննա լուծված աղեր, որոնք, բնականաբար, կարևոր դեր են կատարում հողի և բնական ջրերի մեջ աղերի բաղադրության կազմավորման գործում։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бурксер Е. С., Федорова Н. Е.* Опыт исследования химического состава атмосферных вод. Гидрохимические материалы, т. 16, 1949.
2. *Вернадский В. И.* История природных вод, ч. I, вып. 3, 1936.
3. *Воронов П. П.* О некоторых закономерностях формирования химического состава атмосферных осадков. ДАН СССР, т. XCVIII, № 5, 1954.
4. *Габриелян Г. К., Бозоян О. А.* О химическом составе атмосферных осадков Вулканического нагорья Армянской ССР. Вестник МГУ, сер. геогр., 1964.
5. *Дуров С. А., Федорова Н. Е.* Источники ионно-солевого состава атмосферных осадков СССР. ДАН СССР, т. 103, № 4, 1955.
6. *Колодяжная А. А.* Атмосферные осадки, как источник поступления воднорастворимых солей на сушу. Тр. ЛГГП им. Ф. П. Саваренского, т. 36, 1961.
7. *Максимович Г. А.* О роли атмосферных осадков в переносе растворенных веществ. ДАН СССР, т. XCII, № 2, 1953.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 109—117

Э. С. ХАЛАТЯН

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ АРМЕНИИ С ТЕКТОНИКОЙ

В геологическом строении Армянской ССР участвуют различные по возрасту, литологическому составу и условиям залегания осадочные и магматические породы, в различной степени водопроницаемые.

Водоносные горизонты преимущественно приурочены к известнякам, мергелям и песчаникам среднеэоценовых вулканогенно-осадочных образований, к верхнемеловым известнякам и мергелям, верхнеюрским известнякам и песчаникам, а также к палеозойским известнякам.

Наибольшей водообильностью на территории Армянской ССР отличаются водоносные горизонты, заключенные в отложениях верхнемелового возраста.

К. Н. Паффенгольц [1959] отмечал, что для Малого Кавказа «известняково-мергельная толща играет заметную роль в гидрогеологии области; вследствие трещиноватости пород она является коллекором большого количества осадков. В этой толще, особенно близ контакта ее с водонепроницаемой вулканогенной толщей нижнего сенона, нередко наблюдаются, при благоприятных структурах, родники, местами с большим дебитом...».

Другие образования менее водоносны. Не водоносны песчано-глинистые и соленосные отложения неогена, аргиллитовые отложения палеогена, юрские сланцы и порфириты, сланцы триаса, а также кристаллические сланцы докембрия. Все упомянутые образования являются водоупорами, разделяющими водоносные горизонты.

Структурно-литологические особенности, условия циркуляции и формирования подземных вод позволяют выделить на территории Армянской ССР гидрогеологические массивы и артезианские бассейны. Для гидрогеологических массивов характерна тенденция к поднятию, благодаря которому происходит размыв горных пород, слагающих массив.

Разгрузка подземных вод происходит преимущественно по зонам разломов, либо по контактам изверженных пород с вмещающими толщами.

Для гидрогеологических массивов характерно преобладание трещинных пресных вод и спорадические выходы углекислых минеральных вод (Северный, Арзаканский и Мегринский гидрогеологические массивы).

Синклинории и прогибы на территории Армении являются артезианскими бассейнами, системами их. Как известно, мысль о выделении в горноскладчатых областях артезианских бассейнов принадлежит М. Н. Врубо-

левскому. Поддерживают это положение А. М. Овчинников, Н. И. Толстихин, Ф. А. Макаренко, В. В. Иванов и другие исследователи. А. П. Демехин, А. Т. Асланян, Н. И. Долуханова, В. А. Аветисян, А. Л. Ананян, Л. В. Барабанов, С. Р. Крайнов и др. полагают, что оно приемлемо и для территории Армении.

Артезианские бассейны в Армении являются своеобразными гидрогеологическими структурами, для которых прошлые периоды характерны тенденцией к опусканию и накоплению осадочных толщ. В отдельных артезианских бассейнах Армении встречены минеральные воды самого разнообразного химизма.

Главные месторождения углекислых вод, в основном, приурочены к синклиниям, наложенным межгорным впадинам, подчиняясь общим законам динамики в этих системах.

Гидростатический напор, создающийся в области современной инфильтрации атмосферных вод (в привершинных частях хребтов), передается на всю систему. Это обстоятельство способствует медленному вытеснению углекислых вод из бассейнов. В артезианских бассейнах с удалением от областей питания возрастает общая минерализация вод и обогащенность их многими микроэлементами

В гидрогеологической литературе выделяется термин «водонапорная система» [А. М. Овчинников, 1961], в которую включаются области питания, напора, стока или разгрузки. Несколько водонапорных систем образуют своеобразные гидрогеологические районы, совпадающие в целом с тектоническими элементами. Надо отметить, однако, что порою на территории Армянской ССР наблюдаются отклонения в контурах отдельных бассейнов от геотектонических границ. К подобному примеру относится северное продолжение Айоцдзора в сторону Воротана, продолжение Ацаванского синклинория под лавы Агмагана и мн. другие. Одновременно надо учитывать тот фактор, что после своего образования основные структуры Армении под влиянием тектогенеза, магматизма существенно преобразовались, мигрировали, что особенно характерно для структур, заложенных и мезозойское время. Некоторые черты глубинного строения Армении завуалированы лавами и не всегда даже геофизические исследования позволяют их расшифровать. В какой то мере подобная дешифровка возможно при использовании данных гидрогеохимии.

Тектоническое районирование Армении и сопредельных территорий проводилось многими исследователями, в том числе К. Н. Паффенгольцем [1959], А. Т. Асланяном [1958], А. А. Габриеляном [1959] и другими.

Наблюдаемые различия в историко-геологических признаках отдельных регионов Малого Кавказа позволили А. А. Габриеляну [1964] выделить область раннеальпийской (киммерийской) складчатости, включающей Сомхето-Кафанский тектонический комплекс и область средиземноморской складчатости (Аджаро-Триалетский, Севано-Акеринский и Айоцдзор-Ордубадский синклинории). Среднеараксинская меж-

горная впадина и ее обрамление включены им в полосу позднеальпийской складчатости.

То обстоятельство, что геотектонические комплексы соответствуют структурно-металлогеническим зонам, выделенным И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном (1957), накладывает свой существенный отпечаток на химизм и обогащенность микроэлементами подземных вод соответствующих зон. Закономерно, что воды в полосе киммерийской складчатости обогащены сульфатами, медью, в то время, как в среднеальпийской зоне чаще из рудных элементов наблюдается обогащенность вод медью и молибденом.

Небезынтересно отметить, что такие элементы, как титан, галлий и медь, являющиеся ведущими микроэлементами интрузий Сомхето-Карабахской зоны (С. И. Баласанян, 1963) почти повсеместно присутствуют в углекислых водах зоны. В этом отношении Агвиджурские и Техутские источники представляют редкое исключение.

В Прираксинской зоне развиты соленосные отложения, отсутствуют магматогенные месторождения. Самые высокоминерализованные воды Армянской ССР распространены в этой тектонической зоне. Здесь обнаружены углекислые рассолы (Птгни, Раздан, Азатаван, Двин и др.), отличающиеся разнообразием микрокомпонентного состава.

Большая часть минеральных вод Армянской ССР находится в полосе среднеальпийской и позднеальпийской складчатости. Здесь расположены все крупнейшие месторождения углекислых вод Армянской ССР. В упомянутых зонах сосредоточены ныне эксплуатирующиеся месторождения минеральных вод (Арзни, Севан, Дилижан, Джермук, Анкаван).

В Армении очень наглядна связь формаций с тектоникой, что показано региональными исследованиями. Геосинклинали характерны не только своими формациями (флишевой, молассовой, сланцево-граувакковой, спилито-кератофировой, порфиритовой и др.), но и их стадийностью в геотектонической эволюции. В начальную стадию развития геосинклинали образуются аспидная, спилито-кератофировая формация, в то время как в замыкающую — молассовые, лагунные, наземно-вулканогенные и др.

Каждая формация по-своему влияет на формирование химизма вод и своеобразную специфику обогащения вод теми или другими микроэлементами, не говоря об особенностях накопления вод в различных породах, согласно их коллекторским свойствам.

В настоящее время территория Армении является высокоприподнятой горноскладчатой областью, относящейся, преимущественно, к гидродинамической зоне интенсивного водообмена. Между тем, прошлые эпохи воздымания способствовали раскрытию гидрогеологических структур, интенсивному промыванию их. Эпохи погружения способствовали «закрытию» гидрогеологических структур, меньшей промытости территории. В последнем случае образовывались зоны с затрудненным водообменом. Подземные воды этих областей обычно характеризуются срав-

нительно высокой общей минерализацией, специфическим химизмом, разнообразным микрокомпонентным составом. В подземных водах упомянутых структур вместе с концентрированием вод резко возрастает количество накапливаемых элементов. По своему химическому составу воды хлоридные натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые.

Весьма показательна та особенность, что зональность газового состава минеральных вод Армянской ССР, как и химизм самих вод, является своеобразным отражением тектонической зональности ее территории. Наибольшая часть газовой составляющей падает на углекислый газ. Последний составляет 97—99% от общего состава газов. В некоторых источниках Армении содержание углекислого газа доходило до 3,0 г/л. В газовой составляющей ряда минеральных вод наблюдаются азот, кислород, а в минеральных водах Ширакской и Октемберянской котловин обнаружены сероводород и углеводороды.

О генезисе углекислого газа идут дебаты еще со времен Г. В. Абиха [1873]. После его работ многие исследователи связывают происхождение углекислого газа с очагами потухших четвертичных вулканов. Так прекрасный знаток минеральных вод Армении А. П. Демехин считал, что углекислота как свободная, так и связанная, представляет «последнее дыхание угасающей вулканической стихии».

А. Т. Асланян [1958] признает приемлемым это положение для генезиса углекислого газа в пределах неовулканического пояса, но недостаточным для областей, в которых нет вулканических центров, продуктов новейшего вулканизма. Между тем, как известно, во многих районах Армянской ССР нет прсявлений вулканизма с постмиоценового времени.

Ныне почти общепринято мнение о том, что источником углекислого газа являются метаморфические явления, идущие при больших давлениях и температуре. Эти положения экспериментально были доказаны Н. И. Хитаровым и его сотрудниками.

В Армении выделяется зона метановых газов. Последняя характерна для депрессий (Октемберянская, Ширакская котловины). По всей вероятности, генезис метана связан с процессами нефтеобразования. В пользу этого предположения свидетельствуют также буровые работы последних лет. Зоны с метаном обрамляют углекислую зону. В этих зонах имеются промежуточные зоны: участки с газами смешанного состава.

Азотные газы зон не образуют. Самые многодебитные источники Армянской ССР—Араратские относятся к азотно-углекислым.

Азот в минеральных источниках Армянской ССР, по всей вероятности, имеет преимущественно воздушное происхождение. На участках, примыкающих к крупным впадинам, азот биогенный. В пользу последнего предположения говорит парагенетическая связь азота с метаном в водах, наблюдаемая на отдельных площадях: Ширакской и Октемберянской, Чатминской (отдельные определения на Двинском участке).

В областях распространения гипсоносных отложений и сульфидного оруденения известны сероводородные воды. Это источники Воскепар, Сарцали, Гюмур, Сеид-Кетанлу, а также скважины, пробуренные в Ахурике, Еразговорсе, Баяндуре, Гусангюхе, Норабере, Ширакаване и Исаакяне. В скважинах, пробуренных в Ширакской межгорной котловине, появление метана, по-видимому, связано и с наличием невскрытых миоценовых гипсоносно-соленосных пород. С процессами десульфирования связан генезис сероводорода в воде.

Подытоживая данные о газовой зональности, можно заключить, что газоносность Армении характерна в основном распространением углекислого газа (эндогенного), метана, азота и сероводорода (экзогенных и органогенных).

Что касается генезиса жидкой фазы углекислых минеральных вод, то мы преимущественно придерживаемся экзогенной гипотезы ее происхождения.

Сложные и многообразные условия геологического строения Армянской ССР в какой-то мере скрадывают намечающуюся горизонтальную и вертикальную гидрохимическую зональность.

Для отдельных гидрогеологических районов, малых артезианских бассейнов минеральных вод характерна смена гидрохимических фаций с глубиной. Последнее обстоятельство является прямым отражением геологического строения отдельных территорий. Подобная смена фаций ярко проявляется при бурении, проведенном за последние годы на ряде месторождений углекислых вод (Анкаван, Ехегис, Орбатех). Так, на Анкаванском месторождении воды с глубиной меняли свой облик: из гидрокарбонатно-хлоридных натриево-кальциевых становились гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми, а еще глубже хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми. Соответственно росла и общая минерализация вод. На Ехегис-Орбатехском месторождении гидрокарбонатно-хлоридные воды с глубиной сменялись хлоридно-гидрокарбонатными, возрастала минерализация и параллельно с ней содержание многих микрокомпонентов. Помимо геолого-структурных и литологических факторов, имеющих решающую роль и формировании макро- и микрокомпонентного состава вод, велика роль и физико-химической обстановки (газонасыщенность и температурный фактор). Последние условия часто ускоряют переход многих компонентов из горных пород в подземные воды.

Благодаря новейшим тектоническим движениям на территории Армении, в отдельных гидрогеологических структурах происходит выпадение некоторых гидрохимических зон. Соленосные породы, развитые в Армении, также накладывают свой отпечаток на химизм подземных вод и также затушевывают зональность вод. Однако, на обрамлениях синклинальных структур порою явно наблюдается, как хлоридные воды четко оконтуриваются сульфатными (Ереванский грабен—синклинорий, Айоцдзорский и Горисский синклинории и др.). Здесь мы не останавливаемся на отдельных компонентах солевого состава вод, одновременно отмечая, что благодаря присутствию углекислоты подземные воды ста-

новятся более агрессивными и, воздействуя на породы, выносят из них разнообразные элементы.

Важную роль в геологической истории развития Армении играют глубинные разломы.

Выделяемые различными исследователями геотектонические зоны: Сомхето-Карабахская, Армянская и Нахичеванская (К. Н. Паффенгольц), Антикавказский, Севанский и Араксинский оротектонические пояса (А. Т. Асланян) и области раннеальпийской, среднеальпийской и позднеальпийской складчатости (А. А. Габриелян) отделены друг от друга разломами. Упомянутые исследователи, как и П. Д. Гамкрелидзе, Э. Ш. Шихалибейли, Ш. А. Азизбеков, А. Э. Багиров и др., расходятся во мнении об ограничении оконтуриваемых зон, их названии и о наличии отдельных глубинных разломов на территории Малого Кавказа.

Как известно, глубинные разломы в противоположность поверхностным нарушениям не мигрируют в пространстве, развиваются однотипно и независимо от складчатости. Глубинные разломы ограничивают геотектонические зоны, геоантиклинали, геосинклинали, прогибы и поднятия. Разломы эти являются первичными структурами и контролируют развитие всех упомянутых зон, магматизм и эндогенную минерализацию. Исключительно велика роль глубинных разломов и в гидрогеологии. Глубинные разломы, установленные региональным геологическими и геофизическими исследованиями [А. Т. Асланян, 1958; А. А. Габриелян. 1959] оказывали очень существенное влияние, как в прошлом, так и теперь, на гидрогеологический и гидрохимический режим подземных и поверхностных вод Армении.

Многие месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых, как и интересующих нас углекислых минеральных вод, часто приурочены к региональным зонам разломов. Все это говорит в пользу того, что подобные зоны были областями пониженных пластовых давлений и туда устремлялись подземные воды. На протяжении длительной истории существования отдельных глубинных разломов (так Анкавано-Сюникский существовал с девона) происходило неоднократное «залечивание» зон разломов и «омолаживание» (раскрытие) их [А. А. Габриелян, 1959]. Такие своеобразные подновления, несомненно, отражались на гидродинамических особенностях отдельных зон. Все отмеченное, как и разнозначные глыбовые движения, способствовали тому, что в приподнятых блоках высокоминерализованные воды замещались маломинерализованными и их потенциальная рудообразующая деятельность по отношению к некоторым элементам в отдельных районах сводилась на нет.

Глубинные разломы играли исключительно большую роль в истории развития отдельных блоков территории Армении. В периоды трансгрессий запасы подземных вод пополнялись за счет морских бассейнов, в период регрессий за счет атмосферных осадков. Благодаря неотектоническим движениям, воздыманию горных цепей и одновременному погружению депрессий происходило уплотнение осадков. В результате этого неслучайно порою подземные воды движутся из центральных частей впа-

дины к периферии. Глубинные разломы имеют решающее значение в развитии отдельных палеогидрохимических фаций, а ныне контролируют выходы источников и особенности их химизма. Очень часто выходы углекислых вод приурочены не к главным глубинным разломам, определявшим развитие блоков и многих впадин, а к дизъюнктивным нарушениям второго порядка, оперениям глубинных разломов. Благодаря последнему обстоятельству, нередко минеральные источники расположены в стороне и гипсометрически выше, чем сами впадины.

Глубинные разломы на территории Армении (с севера на юг) следующие:

Севанский разлом проходит по офиолитовому поясу Антикавказа, Анкаван-Сюникский (по А. А. Габриеляну)—от Цахкуняцского хребта до южного Сюника и Ереванский глубинный разлом (по А. Т. Асланяну) вдоль Араратской котловины. Не вдаваясь в детали о расхождении отдельных представлений, мы еще раз отметим весьма существенную гидродинамическую и гидрохимическую роль разломов.

Так, по мнению А. А. Габриеляна [1965] «...Анкаван Сюникский глубинный разлом отражает север-северо-восточную границу распространения средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений и одновременно очерчивает южную границу Сомхето-Кафанской юрской эвгеосинклинальной зоны». Данные по спектральным анализам сухих остатков углекислых источников, в частности по распределению микроэлементов в водах, свидетельствуют об обогащении ими именно областей к югу от предполагаемой зоны разлома. Так что не только выходы источников, но и специфика их микрокомпонентного состава свидетельствуют о различных формационных условиях. Исходя из этих условий, мы склонны полагать, что только поставщиком некоторых, довольно незначительных компонентов химического состава вод (хлор, бор, йод, мышьяк) являются глубинные процессы, возможно, обогащающие углекислые воды (Личк, Таштун, Анкаван и другие источники вдоль Анкаван-Сюникского глубинного разлома). Одновременно эти же специфические элементы могут отгоняться также из осадочных пород, где содержания их часто превышают концентрации в изверженных породах. В пользу этого положения свидетельствует присутствие этих элементов в водных вытяжках из пород и экспериментальные данные.

Параллельными разломами ограничено Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие. Разломы эти описаны А. Т. Асланяном [1958], А .А .Габриеляном [1959]. Самый южный глубинный разлом на территории Армянской ССР—Ереванский. К полосе последнего тяготеют высокоборо носные воды Арташатского района (Двинские и Азатаванские источники), а на территории Нахичеванской АССР—Джульфинские.

На востоке разлом прослеживается по южному склону Урцского и Айоцдзорского хребтов, ограничивая северную полосу распространения миоценовых молассовых и соленосных отложений Среднеараксинской депрессии.

К этой полосе приурочены гидрокарбонатно-хлоридные натриевые и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды, отличающиеся повышенными концентрациями таких элементов, как бром, йод, бор, литий, фтор, мышьяк и другие микроэлементы. Ввиду того, что оконтуривающий эту полосу магматически «мертвый» Ереванский разлом не был поставщиком этих компонентов, а они есть в породах и в водных вытяжках из них, то, несомненно, поставщиком многих элементов являются породы оконтуриваемой территории.

Упомянутые разломы, как показывали региональные исследования, неравнозначны по своей геологической роли: порою ими предопределены различия в геологических разрезах отдельных блоков и они контролируют магматизм (Анкаван-Сюникский разлом), а в других случаях контролирующая магматизм роль разлома ослаблена (Ереванский глубинный разлом). Однако и в том, и в другом случае гидрогеологическая роль их, если так можно выразиться, весьма существенна.

Геотектоническим развитием обусловлен эффузивный и интрузивный магматизм. Последние являются не только поставщиком минерализаторов, но одновременно, отгоняя многие химические элементы из вмещающих пород и тем способствуя обогащению ими подземных вод, в какой-то мере разъедают структуры, нарушая горизонтальный водообмен в них. Конечно, роль интрузивного магматизма в своеобразном разъедении ранее образованных структур более значительна. В связи с этим небезынтересно отметить, что гидрохимические показатели свидетельствуют о преимущественном продолжении структур под броней лав. Это доказывается сходством гидрохимических фаций в пределах отдельных структур. Несомненно, исключительно большая роль принадлежит литологическому составу водоносных толщ, так как ими определяется химический состав вод (отнесение его к той или другой группе), а также обогащенность вод отдельными микрокомпонентами.

Ввиду того, что вдоль глубинных разломов воды нижних гидродинамических зон проникают в верхние, создавая гидрохимические аномалии, последние можно использовать на лавовых территориях для установления разломов. Кроме того, надо отметить, что в структурах, где план складчатости не претерпевал существенных изменений, наблюдается прямая гидрохимическая зональность, отсутствующая или отклоняющаяся от нее при разноплановом развитии территории.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 4.V.1966 г.

Է. Ս. ԽԱԼԱԹՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԻԴՐՈԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ԵՎ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՅԻ ԿԱՊԻ ՄԱՍԻՆ

Ամփոփում

Հիդրոերկրաբանական ռայոնացումը կանխորոշվում է երկրաբանա-ստրուկտուրային պայմաններով։

Հոդվածում ցույց է տրված խորքային ճեղքվածքների հիդրոերկրաբանական և հիդրոքիմիական կարևորագույն դերն ու նշանակությունը։ Այդ ճեղքվածքներից ոչ բոլորն են, որ ունեցել են առաջնակարգ նշանակություն մագմատիզմի և էնդոգեն հանքայնացման գործում, բայց նրանց հիդրո-երկրաբանական նշանակությունը հանդիսանում է առաջնային։

Հայկական ՍՍՀ ածխաթթվային ջրերի հիմնական մասը գտնվում է միջին և ուշ-ալպիական ծալքավորման գոտիներում։

Գազային և քիմիական զոնալությունը կանխորոշվում է երկրաբանական կառուցվածքի առանձնահատկություններով։ Առանձին դեպքերում հիդրոերկրաբանական զոնալությունը թույլ է դրսևորվում նեոտեկտոնիկ շարժումների և ադային նստվածքների առկայության հետևանքով։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении, Айпетрат, 1958.
2. *Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, 1959.
3. *Габриелян А. А.* Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1964.
4. *Магакьян И. Г., Мкртчян С. С.* Взаимосьязь структур, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр., № 4, 1957.
5. *Овчинников А. М.* Водонапорные системы земной коры. «Геология и разведка», № 8, 1961.
6. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1959.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 118—126

ԽԱԶԻԿՅԱՆ Հ. Գ., ԽԱՆՋՅԱՆ Վ. Ն., ԳՐԻԿՈՎ Բ. Ի.

ԹԱՅՈՒԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԿՐՈՂՈՒՆԱԿՈՒԹՅԱՆ ԲԱՐՁՐԱՑՈՒՄԸ ԱՄՐԱՊՆԴՈՂ ՑԵՄԵՆՏԱՑՄԱՆ ՄԻՋՈՑՈՎ

Հիդրոտեխնիկական թունելների շինարարության արդի կարևորագույն հարցը նրանց կառուցման ժամանակի և արժեքի կրճատումն է շնորհիվ ստորերկրյա փորվածքների ապարային հանույթի և բետոնի ծավալի նվազեցման։ Այս ասպարեզում շոշափելի տնտեսական օգուտ կարելի է ստանալ, երբ բուրապատի հաշվարկը կատարվում է թունելը շրջապատող լեռնային ապարների կրողունակության լիարժեք օգտագործումով [1]։ Վերջերս թունելային շինարարության մեջ ավելի հաճախ է օգտագործվում բարձր ճնշման տակ խորքային ցեմենտացման օգնությամբ ժայռի շինարարական հատկությունները բարձրացնելու մեթոդը։ Ի նկատի ունենալով, որ ապարների ամրապնդող ցեմենտացումը թունելային պայմաններում կատարվում է բարձր ճնշման տակ (30 ÷ 40 կգ/սմ² և ավելին), ապա նախօրոք կատարվում է լեցոնող ցեմենտացում։ Դրա շնորհիվ բուրապատի և շրջապատող ապարների միջև գոյացած դատարկությունները լցվում են ցեմենտային քարով։ Ամրապնդող ցեմենտացման շնորհիվ ապարը վեր է ածվում միաձույլ և առաձգական դանդվածի, որը զգալիորեն թեթևացնում է թունելային բուրապատի ստատիկական աշխատանքի պայմանները։ Ինչպես ցույց են տալիս ամրապնդող ցեմենտացման արդյունքները, այս միջոցառման օգնությամբ կարելի է հասնել լեռնային ապարի առաձգականության մոդուլի զգալի մեծացման։ Որպես օրինակ կարող են ծառայել Իտալիայի Պիավ ամբարտակի հիմքում ընկած լեռնային ապարների դեֆորմատիվ հատկությունների ուսումնասիրության արդյունքները։ Ճեղքավոր ժայռային ապարների ցեմենտացումը բարձրացրել է նրանց ընդդիմադրության գործակիցը 1,5 անգամ։ Ուսումնասիրությունը կատարվել է փորձնական բովանդքում, 15 կգ/սմ² ներքին հավասարաչափ ճնշման տակ [3]։ Ամրապնդված և ոչ ամրապնդված լեռնային ապարների առաձգականության մոդուլների հարաբերությունը հաճախ հասնում է երկուսի և ավելին, իսկ որոշ դեպքերում՝ գրանիտային ապարների ցեմենտացումից հետո, ապարի և բետոնի առաձգականության մոդուլների հարաբերությունը մոտենում է մեկի [10]։

Այս հանգամանքը հիմք է ծառայում ոչ միայն կրճատելու բետոնյա ու երկաթբետոնյա բուրապատի հաստությունը, այլ փոխարինելու այն ցեմենտացված ժայռային ապարի ներսից բետոնե հարթեցված երեսապատ ունեցող շերտով։

Թունելային կառույցներում խորքային ցեմենտացումը, բացի ապարների ամրապնդումից, կարևոր միջոցառում է նաև ջրի հոսքակորուստի դեմ։ Ակսպիսով, ամրապնդված շերտից պահանջվում է, որ նա շրջապատող ապարի զանգվածի հետ միասին իր վրա վերցնի ջրի ներքին ճնշումը և ապահովի կա-

ության անջրանցիկությունը: Քանի որ մեր երկրում հիդրոտեխնիկական հնշումային թունելների շինարարության ժամանակ ամրապնդող ցեմենտացման կիրառման փորձը բավականին փոքր է, ապա ցեմենտացման առանձին տեսական հարցերի մշակման հետ պետք է կատարել նաև մի շարք փորձեր այդ հարցերը բնական պայմաններում հիմնավորելու համար: Հարթեցնող երեսապատումով թունելների համար խորքային ամրապնդող ցեմենտացման հուսալիությունը և տնտեսական շահավետությունը ցույց են տրված Վ. Ս. Էրիստավի աշխատություններում: Նրա կողմից էլ ցեմենտացման ճնշման մեծությունը որոշելու համար առաջարկվում է վերլուծական բանաձև [գ. 8]:

Կարևոր հարցերից մեկն է հանդիսանում նաև ցեմենտացման խորության, այսինքն ցեմենտացված ապարների շերտի հաստության ճիշտ որոշումը:

Հայտնի է, որ ջրի ծանրաբեռնվածությունից առաջացած մաքսիմում լարվածությունը իրենց վրա են վերցնում թունելային բոլորապատման եզրագծում եղած լեռնային ապարները: Թունելից հեռանալու հետ այս լարվածությունները աստիճանաբար մարում են և նրանից գործնականորեն, որոշակի տարածության վրա ջրի ներքին ճնշման ազդեցությունը անհետանում է: Լեռնային շրջանաձև փորվածքներում հիդրոստատիկ բեռնվածության միջոցով ապարների դեֆորմատիվ բնութագրի որոշման բազմաթիվ փորձերի արդյունքներից դատելով կարելի է նկատել, որ ապարների ընդդիմադրության գործակիցը նվազում է ներսից ազդող ճնշման աճի հետ: Այս հանգամանքը բացատրվում է ապարներում պլաստիկական տեղափոխումների առաջացումով և զանգվածի շառավղային կտրվածքներում ճեղքերի աճումով [2, 4]: Խորքային ցեմենտացումից հետո ջրի ներքին բեռնվածության փոխանցումը ապարի զանգվածին կատարվում է արդեն ոչ թե լեռնային փորվածքի ներքին մակերեսով այլ անհամեմատ ավելի մեծ, ցեմենտացված շերտի արտաքին մակերևույթով (նկ. 1):

Ելնելով դրանից ցեմենտացումը անհրաժեշտ է կատարել այնպիսի խորությամբ, որ ապարի ամրապնդված շերտը կարողանա իր վրա վերցնել ջրի ճնշումից գոյացած ձգող լարումների $[\sigma_0]$ թույլատրելիից մեծ արժեքները: Այսպիսով ցեմենտացված շերտի արտաքին մակերևույթի վրա փոխադարձ ճնշումը պետք է հավասարվի $[\sigma_0]$: Հաշվի առնելով բետոնյա երեսապատի աննշան հաստությունը ժայռի ցեմենտացված շերտի համեմատ, ինչպես նաև խորքային ցեմենտացման ամրապնդող էֆեկտը կարելի է ընդունել, որ կրող բոլորապատի փաստացի հաստությունը հավասարվում է ցեմենտացման խորությանը [5]: Ցեմենտացման խորությունը՝ a-ն որոշելու համար, ապարի ցեմենտացված շերտը, բետոնյա հարթեցնող երեսապատի հետ ընդունում ենք, որպես առաձգական խողովակ, որը առանց բացակի մտցված է լեռնային ապարի անսահման հաստ պատեր ունեցող ուրիշ խողովակի մեջ:

Լյամեի ընդհանուր բանաձևը հարթ դեֆորմացիայի դեպքում ունի հետևյալ տեսքը.

$$\Delta = \frac{(1-2\mu)(1+\mu)}{E}\,\frac{A^2P_b - B^2P_a}{B^2 - A^2}\,r + \frac{1+\mu}{E}\,\frac{(P_b - P_a)\,A^2B}{(B^2 - A^2)\,r} \qquad (1)$$

որտեղ՝

r-ը ընթացիկ շառավիղն է։

Ձևափոխված շերտի, արտաքին մակերևույթի, ջրի ճնշումից առաջացած շառավղային տեղաշարժը որոշում ենք (1) բանաձևից հետևյալ տեղադրումներով։

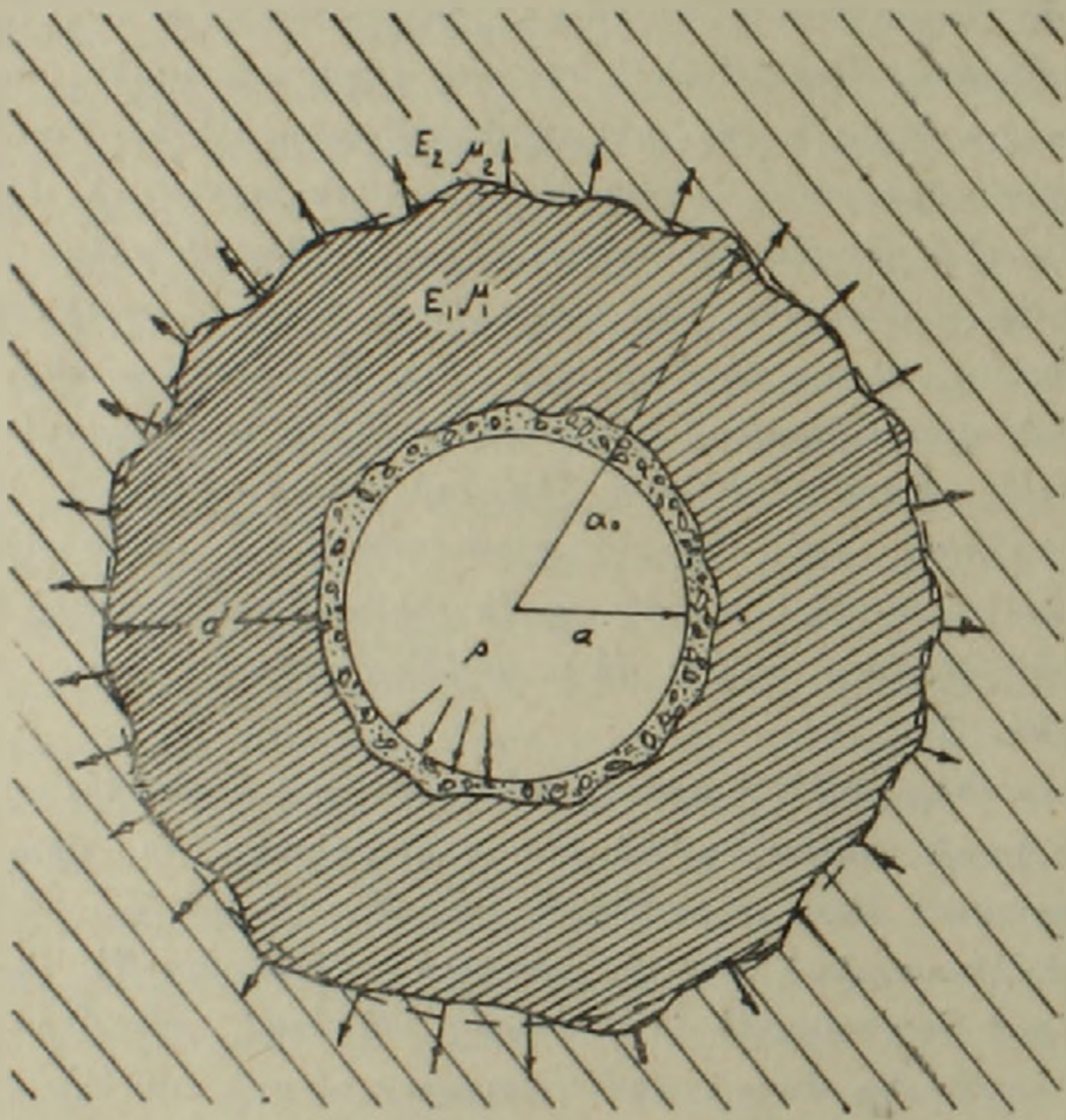
$$P_b = P; \quad P_n = [\sigma_0]; \quad r = B = A_0; \quad \mu = \mu_1 \text{ և } E = E_1$$

$$\Delta_1 = \frac{(1+\mu_1)A_0}{(A_0^2 - A^2)E_1}\{2(1-\mu_1)PA^2 - [\sigma_0][1-2\mu_1)A_0^2 + A^2]\} \qquad (2)$$

որտեղ՝

A_0-ն ձևափոխման շառավիղն է։

μ_1 և E_1 — համապատասխանաբար ձևափոխման ապարի լայնական դեֆորմացիայի գործակիցն ու առաձգականության մոդուլն են։



Նկ. 1. Խորքային ձևափոխման սխեման։

Ջամրապնդված ապարի ներքին մակերևույթի, ջրի ճնշումից առաջացած, շառավղային տեղաշարժը որոշվում է նույն (1) բանաձևով, հետևյալ տեղադրումներով.

$$r = A = A_0; \quad B = \infty; \quad P_b = [\sigma_0];$$

$$P_n = 0; \quad \mu = \mu_2 \text{ և } E = E_2;$$

$$\Delta_2 = \frac{1+\mu_2}{E_2} A_0 [\sigma_0]; \qquad (3)$$

որտեղ՝

μ_2 և E_2 — համապատասխանաբար ապարի լայնական դեֆորմացիայի գործակիցն ու առաձգականության մոդուլն են։

Հավասարեցնելով Δ_1 և Δ_2 ստանում ենք մի արտահայտություն, որից կարելի է որոշել ցեմենտացման ոլոնեյի շառավիղը.

$$A_0 = A \sqrt{\frac{P}{\frac{2(1-\mu_1)[\sigma_0] + \xi - 1}{1 + \xi 2\mu_1}}}; \qquad (4)$$

որտեղ՝

$$\xi = \frac{1+\mu_2}{1+\mu_1}\frac{E_1}{E_2} \qquad \text{կամ} \qquad \xi = \frac{0{,}001\,E_1}{(1+\mu_1)\,K_0}$$

Այստեղ՝

K_0-ն լեռնային ապարի տեսակարար ընդդիմադրության գործակիցն է,

ξ — գործակից, որը ցույց է տալիս ամրապնդման էֆեկտիվությունը։

Ամրապնդող ցեմենտացման խորությունը կարելի է որոշել (4) հավասարման միջոցով։

$$D = A_0 - A = A\left(\sqrt{\frac{P}{\frac{2(1-\mu_1)[\sigma_0] + \xi - 1}{1 + \xi - 2\mu_1}}} - 1\right) \qquad (5)$$

Սահմանենք ցեմենտացված շերտի և ապարի չամրապնդված զանգվածի միջև ճիգերի բաշխման օրենքը։ Բեռնաթափման գործակիցը կլինի.

$$\lambda = \frac{P_2}{P_1} = \frac{2\pi A_0 \times 1 \times [\sigma_0]}{2\pi A \times 1 \times P} \qquad (6)$$

որտեղ՝

P-ը լրիվ ներքին ճիգն է։

P_2-ը լրիվ ճիգն է ցեմենտացված շերտի մակերևույթի վրա։ (5) և (6) հավասարումներից կստանանք.

$$\lambda = \frac{1}{\frac{1}{2(1-\mu_1)}\left[\frac{A_0}{A}(1 + \xi - 2\mu_1) - \frac{A}{A_0}\xi - 1)\right]} \qquad (7)$$

Հաշվարկի օրինակ։

Ենթադրենք մի թունել 18 կգ/սմ² ներքին ճնշումով, անցնում է այնպիսի ապարների միջոցով, որոնց ձգման սահմանային լարվածությունը հավասար է 50 մ/մ²։ Եթե պաշարի գործակիցը ընդունենք $n = 2$, ապա $|\sigma_0| = 2{,}5$ կգ սմ², հրոշնենք ցեմենտացման անհրաժեշտ խորությունը, հաշվի առնելով, որ ամրապնդող ցեմենտացման շնորհիվ ժայռի առաձգականության մոդուլը աճում է 1,5 անգամ, այսինքն $\frac{E_1}{E_2} = 1{,}5$։ Ընդունելով $\mu_1 = 0{,}17$ և $\mu_2 = 0{,}25$ կստանանք $\xi = 1{,}6$։ Տեղադրելով մեծությունները (5) հավասարման մեջ

$$D = A\left(\sqrt{\frac{18}{2(1-0,17)2,5+1,6-1}}-1\right) = 1.36\,A \simeq 0,7\,D_{\text{тун.}}$$

որտեղ՝

$D_{\text{тун.}}$ *— թունելի տրամագիծն է բնատնապատումից հետո:*

Ստացված մեծության համապատասխանում է խորքային ցեմենտացման ժամանակակից փորձին: Եթե մեծացնենք $\frac{E_1}{E_2}$ *հարաբերությունը մինչև 2,0 և 2,5 ապա ցեմենտացման խորությունը համապատասխանաբար կկրճատվի 15% և 25%-ով: Որոշենք բեռնաթափման գործակիցը տվյալ դեպքի համար:*

$$\lambda = \frac{1}{\frac{1}{2(1-0.17)}\left[2\cdot 36\,(1-1\cdot 16-2\cdot 0,17)-\frac{1.6-1}{2.36}\right]} = 0,35$$

Այսինքն շամրապնդված ապարը իր վրա է վերցնում ներքին բեռնվածության 35%-ը, իսկ ցեմենտացված շերտը 65%-ը:

Այժմ եթե ավելացնենք ցեմենտացման էֆեկտիվությունը ընդունելով $\frac{E_1}{E_2}$ *հավասար 2,0 և 2,5, ապա ապարատի ցեմենտացված շերտը համապատասխանաբար իր վրա կվերցնի ներքին բեռնվածության 69% և 73%-ը: Նույն ժամանակ, որպեսզի կրճատենք բեռնաթափման գործակիցը 20%-ով՝ հաստատուն պահելով* $\frac{E_1}{E_2} = 1,5$ *նշանակությունը, պետք է ավելացնել ցեմենտացման խորությունը 26%-ով, այսինքն ընդունել, որ* $d = 0,88$*:*

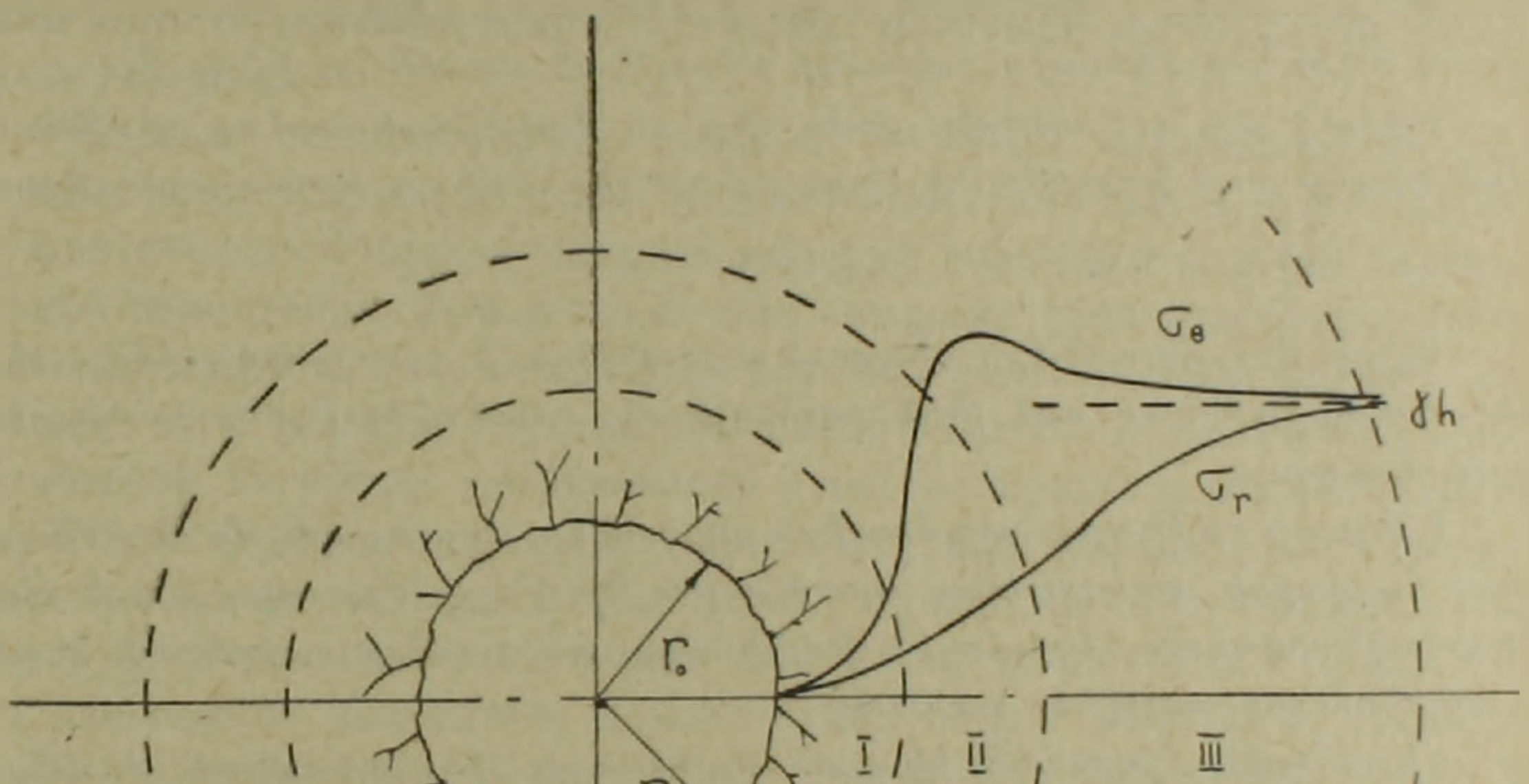
Բերված վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ կառույցի հուսալի աշխատանքի համար առաջնակարգ նշանակություն ունի ցեմենտացման խորության ճիշտ ընտրումը: Դա հատկապես վերաբերվում է բարձր ճնշման և մեծ կտրվածք ունեցող հիդրոտեխնիկական թունելներին: Սակայն ցեմենտացման խորության չհիմնավորված մեծացումը թանկացնում է շինարարությունը հորատման և մղման ավելորդ աշխատանքներով: Ելնելով այս բոլորից անհրաժեշտ է առաջին հերթին բարձրացնել լեռնային ապարի ամրապնդման աստիճանը որակյալ ցեմենտացման շնորհիվ: Սրան կնպաստի ցեմենտացման նախագծային ճնշման և մղվող շաղախի կազմի ճիշտ ընտրումը: Նշված հարցերի համոզեցուցիչ լուծումը առայժմ միայն կարելի է ստանալ թունելային փորվածքների բնական հնարավորությունների միջոցով:

Ամրապնդող ցեմենտացման էֆեկտիվությունը բարձրացնելու համար անհրաժեշտ է նաև հաշվի առնել շրջապատող լեռնային ապարների վիճակը թունելային փորվածքի անցնելուց հետո: Դատելով հաստ պատերով խողովակների գոյություն ունեցող բանաձևերից, որոնցում հաշվի չի առնվում շինանյութում սկզբնական լարումների առկայությունը, ցեմենտացման շառավիղի մեծացումը հանգեցնում է լեռնային ապարի կողմից ընդդիմադրության պակասեցմանը: Սակայն մեր դեպքում այդպիսի օրինաչափությունը միշտ չէ, որ համապատասխանում է իրականությանը: Սա ավելի բնորոշ ձևով կարելի

է ցույց տալ օղակային լարումների տեսության միջոցով [գ. 7, գ. 9]։ Շրջանային ուրվագիծ ունեցող ստորերկրյա փորվածքի անցումից հետո նրա պատերում շոշափող լարումները աճում են 2 անգամ, իսկ σ_r շառավղային լարումները նվազում են մինչև զրո։

Թունելի անցման որոշակի խորություններում լարվածային այսպիսի վիճակը հասցնում է ապարի բայքայման, ճեղքագոյացումների կամ պլաստիկ հոսունության ձևով։

Լեռնային ապարների քայքայման հետ փորվածքի շրջապատում տեղի է ունենում լարումների բևեռնաթափում ու նվազեցված ճնշման գոտու առաջացում։ Այս գոտուց հետո գալիս է բարձրացված լարումների թաղանթը կամ կրող օղը r_3 էֆեկտիվ շառավիղով (նկ. 2)։ Ավելի հետու թունելային փորվածքի ազդեցությունը ապարի զանգվածում աստիճանաբար մարում է, իսկ լարումները նվազելով որոշ հեռավորության վրա դարձյալ հավասարվում են բնական լարումների նախնական արժեքներին—γH։



Նկ. 2. Երեք գոտիների առաջացումը փորվածքի շուրջը. 1-ին — նվազեցված լարումների գոտի. 2-րդ, բարձրացված լարումների գոտի (կրող օղակ). 3-րդ — փորվածքի ազդման գոտի։

Կախված իրենց տեղադրությունից նշված գոտիները կբաղեցնող ապարները գտնվում են տարբեր լարվածային ու ֆիզիկական վիճակներում և հետևաբար ունեն ղամապատ դեֆորմատիվ հատկություններ։

Կրող օղակի գոտում գտնվող ապարների պանգվածը կարող է ավելի մեծ դիմադրություն ցույց տալ ցեմենտացված շերտի տեղաշարժին, քան փորվածքին անմիջապես մոտ գտնվող ապարը։ Հետևաբար նվաղեցված լարվածային գոտում գտնվող քայքայված ապարների ամրապնդող ցեմենտացումը զգալիորեն կբարձրացնի նրանց մեխանիկական բնութագրերը և հենց դրանով էլ ամբողջ կառուցվածքի կայունությունը։ Այսպիսով, անհրաժեշտ է ամրապնդող ցեմենտացման խորությունը ընտրելիս, ամեն մի որոշակի դեպքի համար ելնել էֆեկտիվ շառավղի մեծությունից։ Էֆեկտիվ շառավղի մեծությունը կախված է բազմաթիվ գործոններից՝ փորվածքի չափերից, երկրի մակերեսից ունեցած նրա տեղադրման խորությունից, ապարի տեսակարար կշռից, հարակցումից, ներքին շփման անկյունից, ամրակապի տեղադրման ժամանակից։

Էֆեկտիվ շառավղի որոշման ամենահամոզեցուցիչ մեթոդը փորձնականն է, մասնավորապես գերաձայնի միջոցով։ Գոյություն ունեն նաև վերլուծական բանաձևեր և գրաֆիկներ, որոնց միջոցով կարելի է տանալ կողմնորոշող տվյալներ էֆեկտիվ շառավղի մեծության մասին [գ. 6, գ. 7]։

Ելնելով այս տվյալներից ցածր ճնշման թունելների համար ցեմենտացման նվազագույն խորությունը կարելի է որոշել հետևյալ արտահայտությամբ.

$$D_{\min} = Y_э - A \tag{8}$$

Ավելի մեծ ճնշումների դեպքում անհրաժեշտ է օգտագործել (5) բանաձևը, հաշվի առնելով նաև թունելաշինության գործունեությունը նման դեպքերի համար։

Ի նկատի ունենալով բազմապիսի գործոնները, որոնք դժվար են ենթարկվում հաշվարկի, առաջարկվող արտահայտությունները մոտավոր են։ Սակայն հիդրոտեխնիկական ճնշումային թունելները նախագծելիս դրանցով կարելի է կողմնորոշող տվյալներ ստանալ։

Ճնշումային հիդրոտեխնիկական թունելների շինարարության ժամանակ խորքային ցեմենտացման կիրառության լայն հեռանկարներից ելնելով, անհրաժեշտ է դարգացնել հետազոտությունները ինչպես փորձնական, այնպես էլ տեսական ուղղություններով։ Բնական փորձարկումները պետք է կատարվեն պատրաստի թունելային փորվածքներում՝ նպատակ ունենալով որոշել ամրապնդող ցեմենտացման ազդեցության օրինաչափությունները ժայռային ապարների ամրության և դեֆորմատիվ բնութագրերի վրա, ցեմենտացման տարբեր ճնշումների համար.

Լեռնային ապարների խորքային ցեմենտացման կիրառմամբ հիդրոտեխնիկական թունելների շինարարությունից և շահագործումից բավարար քանակությամբ կուտակված փաստացի տվյալները հնարավորություն կտան ընդհանրացնել այս միջոցառման փորձը և ավելի ճշգրիտ դարձնել տեսական բանաձևերը։

ՀՍՍՀ ԳԱ Սեյսմաբանական ինստիտուտ

Ստացվել է 27/I.1966

Г. Г. ХАЧИКЯН, В. Н. ХАНДЖЯН, Б. И. ГРЕКОВ

ПОВЫШЕНИЕ НЕСУЩЕЙ СПОСОБНОСТИ СКАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ПОМОЩИ УКРЕПИТЕЛЬНОЙ ЦЕМЕНТАЦИИ

Р е з ю м е

В современной практике строительства напорных гидротехнических тоннелей все шире применяется глубинная цементация скальных горных пород. Цель этой цементации заключается в основном в повышении механических и упругих свойств пород и в предотвращении утечек воды из тоннеля. Закрепленный, благодаря укрепительной цементации, массив породы превращается в монолитную и упругую среду и значительно облегчает условия статической работы тоннельных обделок. В связи с повышением несущей способности окружающих горных пород возрастает также доля внутренней гидростатической нагрузки, которая передается массиву породы.

Учитывая незначительную толщину бетонной выравнивающей облицовки, по сравнению со слоем зацементированной скалы, допускается, что фактическая толщина несущей обделки равняется глубине укрепительной цементации. Для этого случая авторами предлагается аналитическая зависимость для определения глубины укрепительной цементации. Согласно этой формуле глубина цементации зависит от величины гидростатической нагрузки, механических свойств породы и эффективности цементации. При малонапорных тоннелях глубину укрепительной цементации можно соответственно уменьшить, однако здесь необходимо учитывать наличие вокруг подземной выработки трещиноватой зоны. Эта зона образуется вследствии концентрации вокруг выработок гравитационных напряжений и хрупкого разрушения скальных горных пород. В статье предлагается формула для определения коэффициента разгрузки, т. е. закона распределения внутреннего давления между зацементированным слоем и неукрепленной породой. Поскольку в нашей стране еще нет достаточного опыта применения укрепительной цементации при сооружении напорных тоннелей, то возникает необходимость организовать ряд экспериментов в натурных условиях, с целью изучения укрепительного значения этого мероприятия при разных нагнетательных давлениях. По мере накопления в достаточном количестве данных по строительству и эксплуатации напорных тоннелей с глубокой цементацией горных пород станет возможным обобщение опыта применения укрепительной цементации и внесение корректив в теоретические положения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Дандуров М. И.* «Тоннели» Трансжелдориздат, 1952.
2. *Завриев Г. П.* Понижение величины коэффициента отпора горной породы с возрастанием внутреннего давления в выработке напорного тоннеля. Изв. ТНИСГЭИ, т. 10, 1958.

3. *Зурабов Г. Г.* и *Бугаева О. Е.* Гидротехнические тоннели гидроэлектрических станций, 1962.
4. *Хачикян Г. Г.* Влияние образования трещин в массиве горных пород, пересекаемых напорными тоннелями, на коэффициент отпора. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. XV, № 4, 1962.
5. *Хачикян Г. Г.* О глубине укрепительной цементации в напорных гидротехнических тоннелях. Ж. Гидротехническое строительство, № 12, 1964.
6. *Мостков В. М.* Строительство подземных сооружений большого сечения. Госгортехиздат, 1963.
7. *Талобр Ж.* Механика горных пород. Перевод с французского. Госгортехиздат, 1960.
8. *Эристов В. С.* О конструкции и расчете обделок высоконапорных гидротехнических тоннелей. Ж. Гидротехническое строительство, № 11, 1963.
9. Горное давление. Сб. переводов. Госгортехиздат, 1961.
10. Технические условия и нормы проектирования гидротехнических сооружений. Цементация в гидротехнических тоннелях. Госэнергоиздат, 1959.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле. № 1—2, 1967. 127—135

Ю. В. САЯДЯН

К ЛИТОЛОГИИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОЗЕРНЫХ И ОЗЕРНО-РЕЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШИРАКСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Ширакская (Ленинаканская) котловина представляет собой типичный межгорный прогиб, выполненный молодыми отложениями. Судя по характеру этих отложений, в антропогеновый период дно котловины было заполнено водами пресноводного озера.

Изучение отложений этого древнего озерного бассейна по естественным обнажениям и по данным буровых скважин[1], а также разбор имеющейся литературы позволяют нам всю озерную толщу, мощностью свыше 300 м, расчленить на литологические комплексы и сделать некоторые предварительные выводы об условиях осадконакопления и истории его развития.

В приведенной стратиграфической колонке (фиг. 1) отчетливо выделяются три комплекса отложений рассматриваемого озерного бассейна: нижний—озерно-речной, средний—озерный и верхний—озерно-речной[2].

Нижний озерно-речной комплекс пород представлен чередующимися слоями глин, суглинков, супесей, глинистых песчаников, туфопесчаников, песков, гравелитов и галечников.

В основном эти отложения являются продуктами разрушения и переотложения вулканических пород.

Обломки пород этого комплекса представлены в основном туфопесчаниками и микроконгломератами различных оттенков серого цвета.

Указанные породы в основном распространены в южной части котловины и включают в себя слои пемзовых песков известного Анийского месторождения. Туфопесчаники имеют неравномерную слоистость; песчаные частицы представлены обломками лав и пемзы различной величины (0,5 м и крупнее), сцементированы вулканическим пеплом. Микроконгломераты сложены окатанной пемзовой мелочью, вулканическим песком и пеплом. Эта свита в верхней части переходит в пемзовые туфы анийского типа.

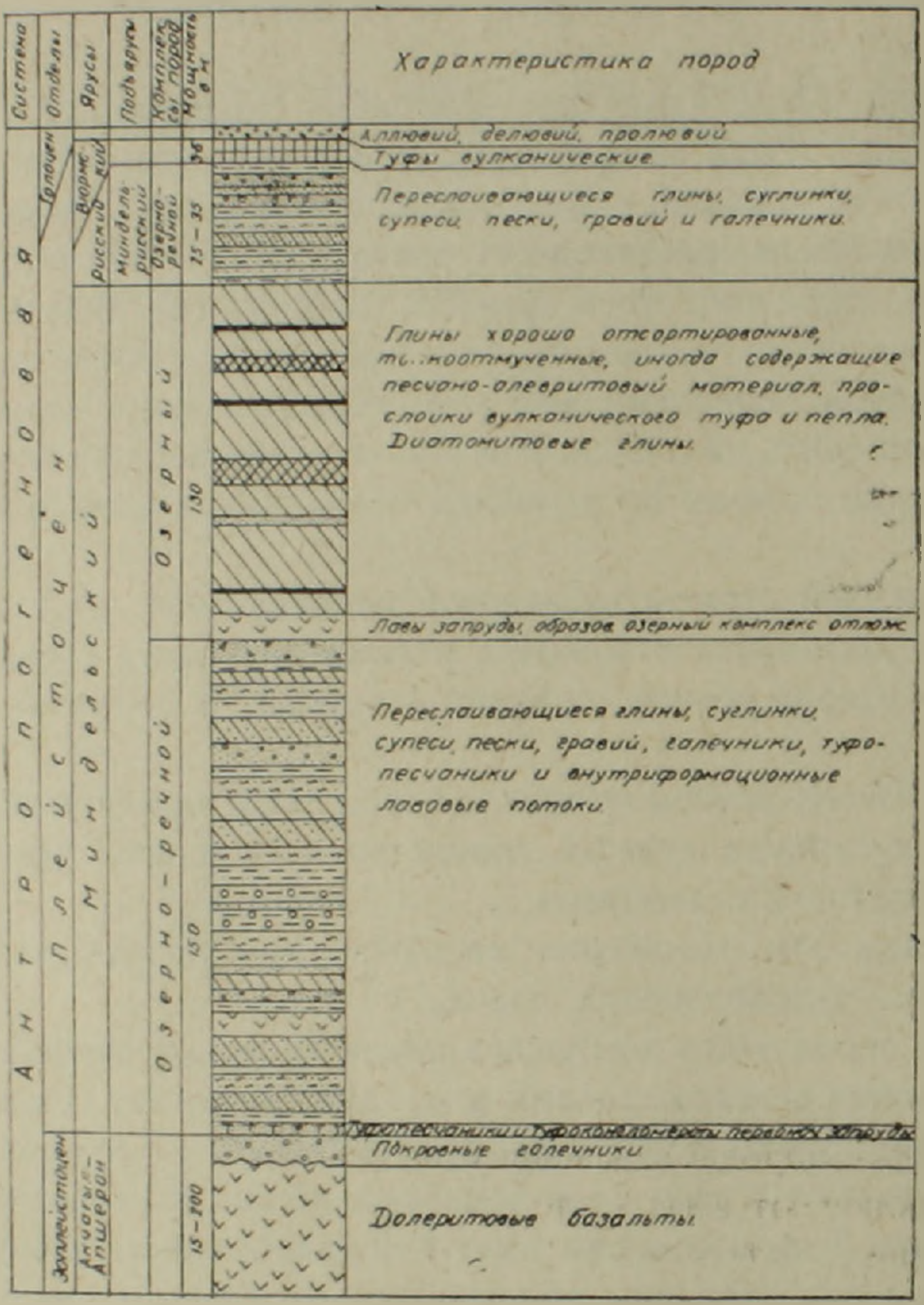
Для описанного комплекса характерны также глинистые песчаники серого цвета, цементом которых служит известково-глинистый материал. Суглинки и супеси имеют ограниченное распространение; представлены они плохо отсортированным материалом. Супеси иногда являются

---

[1] Скважины пробурены Государственным производственным геологическим комитетом АрмССР.

[2] Стратиграфические подразделения в колонке даны по схеме В. П. Громова и др. [4].

как бы заполнителем в грубообломочных породах. Это то рыхлые, то слабосцементированные средне- и крупнозернистые породы серого цвета. Галька и гравий представлены также продуктами размыва изверженных пород и залегают в виде самостоятельных прослоев и пачек. В подчиненном количестве имеются небольшие по мощности прослойки зеленовато-серых глин.



Фиг. 1.

По данным Я. Б. Лейе и К. Г. Шириняна [5], в этих глинах имеется богатая разнообразными видами диатомовая флора. Ими констатированы 194 формы диатомовых водорослей, 6 из которых являются новыми для территории Закавказья. Доминируют следующие формы: Melosira scabosa Oestr., Fragilara construens (Ehr) Grun., F. virescens Ralfs. F. construens var. venter (Ehr) Grun., Synedra ulna var. aegualis (Ktz) Hust, Achnanthes Hauckiana Grun, Pleurosigma elongatum var. kariana Grun., большинство которых принадлежит к пресноводным, мелководным и прибрежным разновидностям.

Этот комплекс пород включает также внутриформационные потоки лав, прослои туфа и пепла. Мощность всего комплекса достигает 150 м.

Средний—озерный комплекс пород (мощностью 130 м) представлен в основном хорошо отсортированными толщами глин согласно и почти горизонтально налегающими на нижний комплекс.

Некоторые глины хорошо отмучены, но большинство из них содержит примесь алевритового, реже песчаного материала.

Представлены глины слоистыми, нередко жирными на ощупь породами, иногда с ячеистым изломом или осколчатостью, с различной плотностью и неравномерной окраской. В основании толщи залегают глинистые песчаники, а в средней и верхней частях ее наблюдается переслаивание глин различных оттенков—серого, желтого и оливкового цветов.

Песчано-алевритовый материал в глинах распределяется то равномерно, то выклинивающимися полосами или мелкими гнездами. Иногда отдельные горизонты глин содержат редкие гальки и валуны вулканических пород, кальцит, растительный детрит, а также небольшие скопления гипса.

Характерной особенностью глин является их известковистость, что, по-видимому, объясняется деятельностью поствулканических источников, впадавших в древнее озеро.

Верхние горизонты этой толщи содержат большое количество разнообразной пресноводной фауны, среди которой, по данным А. Т. Асланяна [2], преобладает форма Dreissena diluvii Abich; встречается также значительное количество остракод Limnocythere cf. ramosa Schw. и Cypridae (определение С А. Бубикян). ассоцирующихся с Dreissena. Limnocythere cf. ramosa Schw., в АрмССР обнаруженные лишь в отложениях Ширакской озерной толщи.

Большинство прослоев глин содержат от 5% до 15% раковин Dreissena. В верхней части разреза наблюдаются отдельные слои ракушечника, мощностью до 1,5 м. Раковины эти обычно весьма хрупкие, тонкослоистые, лишь в верхних горизонтах они толстостенные, грубоскульптурные, крупностворчатые.

Глины иногда чередуются с тонкими (до 20 см) прослойками туфов, пеплов и слоями диатомитовых глин. Последние прослеживаются на значительном расстоянии вдоль долины р. Ахурян (от Ленгэса до с. Ахурик и дальше). Мощность их в отдельных случаях доходит до 10—15 м. По-видимому, в существовавшем во время накопления этой толщи озерном бассейне диатомовые водоросли обитали на весьма обширных пространствах.

Из указанных диатомитовых глин несколько образцов, отобранных нами, исследовано в лаборатории палеогеографии кафедры общего землеведения МГУ. В результате произведенного Н. Г. Заикиной микроботанического анализа обнаружен следующий комплекс диатомовых водорослей: Melosira granulata Ralfs., Stephanodiscus astraea var. minutulus Grun; Stephanodiscus niagarae Ehr. f. armenica; Cyelotella temperei Meister и др., которые характеризуют условия пресноводного озерного бассейна. В спорово-пыльцевых спектрах, изученных Н. С. Соколовой, резко преобладает пыльца древесных пород. При этом

состав древесных пород характеризуется господством пыльцы хвойных (Picca до 33%, Pinus до 42%) и значительным содержанием пыльцы широколиственных пород (Carpinus Ulmus, Tilia и др.). Количество пыльцы травянистых растений невелико и не превышает 30%; не более 2% принадлежит спорам. Подобный состав спектров указывает на существование лесных условий в течение накопления этих отложений.

На озерные глины налегают озерно-речные отложения, составляющие *верхний комплекс* осадков рассматриваемого древнего озерного бассейна. Они по своим литологическим особенностям очень сходны с отложениями нижнего комплекса, но мощность их не превышает 35 м.

Отложения этого комплекса представлены галечниками, гравелитами, песками, суглинками и супесями, основная масса которых состоит из пород вулканического происхождения.

Галечники и гравелиты залегают в виде самостоятельных прослоек и пачек, мощностью от 0,2 до 2—3 м, выклинивающихся по простиранию и переходящих в грубозернистые пески. Часто они образуют линзы размером от 0,2×0,1 м до 1,5×0,5 м и карманы в других литологических разновидностях пород. Размер галек и гравия варьирует от 1—2,5 см до 5—10 см. Все они, в основном, хорошо окатаны, форма их округлая, эллипсоидальная, яйцевидная, иногда неправильная со сглаженными очертаниями. Нередко они уплощены и гальки в этих случаях становятся дисковидными.

В качестве заполнителей в галечниках и гравелитах присутствует глинистый и песчаный материал, последний сцементирован в различной степени. Заполнители обычно косослоистые, что особенно наглядно видно в случае присутствия гравийно-галечного материала. В кровле и подошве пачек слоев с косой слоистостью отмечается резко выраженное несогласие; границы между пачками слоев обычно волнистые. Гравийно-галечный материал тяготеет к основанию наклонных друг к другу прослоев. Величина частиц слагающих пески варьирует в больших пределах—от грубо- и до тонкозернистых. Отдельные пласты часто выклиниваются и раздуваются, вообще вся эта серия носит невыдержанный характер. Чистые пески переходят в суглинки и супеси.

Наибольшее распространение имеют суглинки, представленные неотсортированным слабо слоистым материалом с ячеистым изломом. Цвет их бурый с коричневатым и желтоватым оттенком. В случае выщелачивания воднорастворимых солей, суглинки мелкокавернозны; в отдельных случаях отмечается их комковатость. Местами они включают прослои и линзы грубообломочного, слабоокатанного материала, что, по-видимому, объясняется их пролювиальным происхождением.

Супеси имеют ограниченное распространение; генетически они аналогичны суглинкам. Это рыхлые, иногда слабо сцементированные породы с чрезвычайно непостоянным механическим составом.

Отложения этого комплекса содержат кости млекопитающих, кото-

рые были найдены за последние десятилетия рядом исследователей в окрестностях г. Ленинакана и в песчано-гравийно-галечных карьерах.

Проявлением позднейшей вулканической деятельности является слой туфа, мощностью 3—5 м, перекрывающий отложения рассматриваемого древнего озера. Туфы в основном развиты в северной части Ширакской равнины, на северо-западных склонах массива Арагац, в районе г. Артик—с. Маралик и на останцевых плато юга равнины. Туфами, по всей вероятности, были покрыты и южные предгорья Ширакского хребта, о чем можно судить по их останцам, сохранившимся на ровных участках межгорных долин и плато. В основании туфового покрова повсеместно имеются пемзово-пепловые слои, мощностью от 1,5 до 5 м.

В Ширакской котловине развит комплекс аллювиально-пролювиально-делювиальных отложений. Все вышеописанные литологические комплексы пород, по данным А. Т. Асланяна [2], подстилаются грубообломочными валунно-галечными отложениями, перекрывающими прогнутый покров верхнеплиоценовых (верхний акчагыл) долеритовых базальтов и различные горизонты сильно дислоцированных отложений миоцена, эоцена, мела и местами палеозоя.

Изучение геологического строения и литологических особенностей пород рассматриваемого района позволяет, в общих чертах наметить три основных этапа седиментации в древнем Ширакском озере.

Еще до образования озера, в верхнем плиоцене по Ширакской равнине протекала р. Палеоахурян, впадающая в р. Палеоаракс. В это время происходили довольно интенсивные тектонические движения, которые сопровождались вулканизмом. На востоке и на юге котловины изливались потоки лав, бронировавшие древний рельеф. После их излияния р. Палеоахурян, постоянно блуждая, покрывала равнину мощным слоем галечников.

По данным К. Н. Паффенгольца [7], равнинная часть котловины прогибалась, а район будущей запруды (развалины древней столицы Армении г. Ани) поднимался, причем поднятие сопровождалось сильной вулканической деятельностью.

Пирокластические продукты извержений осаждались в речной воде, уплотнялись и превращались в туфопесчаники и туфоконгломераты, которые запрудили речную долину, образовав неглубокое озеро; в нем стали отлагаться различные озерно-речные осадки, ознаменовавшие собой начало первого этапа седиментации.

В дальнейшем. запруда периодически пропиливалась, воды образовавшегося озера стекали в Араратское озеро, существовавшее тогда на месте Араратской котловины. Запруда наращивалась при новых вспышках вулканической деятельности, давших как пирокластические продукты, так и лавовые излияния. Об этом свидетельствуют чередующиеся слои грубообломочного и тонкоотмученного материала, развитые в различных частях котловины, а также обожженные слои глин, встреченные между потоками лав в районе запруды.

Преобладание грубообломочного материала над тонкоотмученным

указывает на продолжительность периодов стока вод из Ширакского озера в Араратское, а, возможно, и на длительность подъема областей сноса в период накопления осадков нижнего комплекса пород.

Седиментационный цикл этого этапа развития озера порой прерывался излияниями лавовых потоков. Доказательством служат внутриформационные потоки лав, вскрытые буровыми скважинами. Так, скважина с. Ахурик в нижнем комплексе пород последовательно вскрыла два лавовых потока: первый на глубине 249 м, мощностью 24 м, а второй на глубине 295 м, мощностью 8 м. Такие же потоки лав были встречены и в скважинах сс. Азатан и Бенямин.

Сопоставляя разрезы этих скважин, отстоящих друг от друга на расстоянии 3 км, А. Т. Асланян [2] считает, что лавовый комплекс западных склонов г. Голгат является фацией озерной толщи Ширакской котловины.

Наличие в зеленовато-серых глинах богатой разнообразными видами диатомовой флоры, встреченной в различных частях разреза, свидетельствует о существовании в то время относительно влажного климата.

В дальнейшем, благодаря нарастающему прогибанию дна и новой мощной запруды, глубина озера увеличилась и надолго установился спокойный застойный режим седиментации, способствовавший накоплению тонкоотмученных глин. По мнению К. Н. Паффенгольца [7], на этот раз запрудой послужили мощные потоки основной лавы, которые в дальнейшем были перекрыты более кислыми разностями—андезитами и андезито-дацитами. Так начался второй этап седиментации.

Тонкоотмученный материал накапливался в центральной части бассейна; ближе к его краям отлагались типичные прибрежные грубообломочные отложения. К. Н. Паффенгольц [7] считает, что глины состоят из специфически тонкоотмученного материала, который был заимствован издалека—из древних моренных и водно-ледниковых отложений Карского плато и соседних областей. Материал с окружающей рамы гор был бы грубым, менее отсортированным, имел бы другое распределение и не мог бы дать такого большого объема.

Неравномерное распределение песчано-алевритового материала в глинах связано с различной удаленностью тех или иных участков от береговой линии озера.

Резкое преобладание пыльцы древесных растений (особенно хвойных) и наличие диатомовой флоры и диатомовых глинах свидетельствует о том, что за время их накопления климат был таким же относительно влажным, как и в период накопления зеленовато-серых глин нижнего комплекса пород. Влажность климата обусловила интенсивное разложение кислых вулканических пород, слагающих берега озера, и привнос повышенных концентраций кремнезема, необходимых для нормального развития диатомовых водорослей.

Две формы диатомей — Melosira granulata и Stephanodiscus astraca, обнаруженные в наших образцах, отобранных из центральной части

озерного бассейна (у с. Арапи), характерны для толщи свободной и относительно глубокой воды [9].

Озерный этап осадконакопления продолжался до тех пор, пока нарастание продольных уклонов не определило спуск озера, что подтверждается следующими фактами. Высота поверхности отложений рассматриваемого озера в районе запруды (у с. Харьков) 1490 м, в центральной части котловины (у г. Ленинакана) 1550 м, а в северной (у с. Гюллибулаг) 1700 м. Это говорит о том что в конце второго этапа осадконакопления происходил подъем северной части Ширакской котловины, который способствовал наклону ее поверхности в сторону запруды, пропилу последней и спуску озера, возникновению продольного потока, формировавшего слой аллювия на ложном плотике. Об этом свидетельствуют также молодые речные террасы, врезанные в толщу озерных отложений.

Так начался третий—последний этап в истории существования древнего Ширакского озера.

Отложения этого комплекса пород по своим литологическим особенностям очень похожи на отлжения нижнего комплекса. Это, по всей вероятности, говорит в пользу существования одной и той же области сноса во время накопления этих комплексов пород.

Косослоистое строение осадков этого комплекса также указывает на их связь с текучими водами.

Туфы, перекрывающие эти отложения, по данным А. Т. Асланяна [2], образовались при относительно низких температурах. В пользу последних говорят находки в них необожженных костей Cervus elaphus Ogil. Возраст туфов, по данным указанного автора, определяется вюрмом.

Покровные галечники, подстилающие все описанные литологические комплексы пород, по данным К. Н. Паффенгольца слагают ныне деформированную древнюю речную террасу гюнцского (верхнеапшеронского) возраста, имеющую относительную высоту 180—200 м.

Возраст верхнего (озерно-речного) комплекса отложений определяется по находкам остатков костей млекопитающих. По данным Л. А. Авакяна [1] здесь найдены: Elephas trogontherii Pohl, Rhinoceros mercki Jaeg, Equus stenonis Cocchi, Camelus knoblochi Nehr, Cervus sp., Bos primigenius Boj. Указанный автор объединяет эти формы в „ленинаканский фаунистический комплекс" и датирует их ранним миндель-риссом.

К. Н. Паффенгольц [7] срок существования древнего Ширакского озера определяет интервалом времени от гюнца до рисса включительно, на основании того, что под его отложения погружается гюнцская терраса, а врезана в него рисская.

Рассматривая экологические особенности фауны «ленинаканского фаунистического комплекса» можно заметить, что в основном все виды являются представителями степного и лесостепного ландшафта. Верблюды обычно считаются типичными представителями пустынь, полупустынь и засушливых степей. Однако, по данным И. Г. Пидопличко [8], плио-

ценовых и четвертичных верблюдов также следует отнести к обитателям степной и полустепной зоны.

Следует отметить, что в районе г. Ахалкалаки, в аналогичных озерно-речных отложениях найдено большое количество остатков млекопитающих, которые объединены в «ахалкалакский фаунистический комплекс» и также датируются нижним плейстоценом [3]. Этот комплекс также включает представителей открытых и полуоткрытых пространств. Кромее того, остатки ахалкалакских слонов очень сходны с ленинаканскими. Все это свидетельствует от одновременном существовании фауны этих комплексов.

Итак, резюмируя вышеизложенное, можно предположить, что в отдельные промежутки времени накопления нижнего и среднего комплексов пород Ширакской озерной толщи на северо-западе Армянской ССР, на юго-востоке Грузинской ССР и в смежных с ними областях климат вероятно, был относительно влажным и, по всей вероятности, характеризовал климатические условия миндельской эпохи. В дальнейшем, в период накопления верхнего комплекса пород, климат резко изменился— стал относительно сухим и, возможно, характеризовал климатические условия миндель-рисской эпохи.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 21.VI.1965.

Ց. Վ. ՍԱՅԱԴՅԱՆ

ՇԻՐԱԿԻ ԳՈԳԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ԼՃԱՅԻՆ ԵՎ ԼՃԱԴԵՏԱՅԻՆ ՆԱՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ԼԻԹՈԼՈԳԻԱՅԻ ԵՎ ՋԱՐԳԱՑՄԱՆ ՊԱՏՄՈՒԹՅԱՆ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Շիրակի [Լենինականի] գյուղ-ռիսս ժամանակաշրջանի լճային նստվածքները ներքևից վերև ներկայացված են երեք լիթոլոգիական կոմպլեքսներով՝ ստորին՝ լճա-գետային, միջին՝ լճային և վերին՝ լճա-գետային։

Նշված կոմպլեքսների երկրաբանական կառուցվածքի և լիթոլոգիական հատկությունների ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս ընդհանուր գծերով նշելու պալեոլճի զարգացման հիմնական երեք էտապները։

Այդ կոմպլեքսների նստվածքներում գտնված դիատոմիանների, ծաղկափոշու և սպորների որոշումը, ինչպես նաև նրանցում եղած քաղցրահամ և կաթնասուն ֆաունայի ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ նրանց կուտակման ժամանակ տեղի են ունեցել կլիմայական պայմանների օրինաչափ փոփոխություններ։ Կարելի է ենթադրել, որ ստորին և միջին կոմպլեքսների առանձին շերտերի կուտակման ընթացքում Հայկական ՍՍՀ հյուսիս-արևմտյան, Վրացական ՍՍՀ հարավ-արևելյան և նրանց սահմանակից շրջաններում կլիման հավանաբար եղել է համեմատաբար խոնավ, և բնորոշել է նշված շրջանների մինդելյան էպոխայի կլիմայական պայմանները։

Հետագայում՝, վերին կոմպլեքսի կուտակման ժամանակաշրջանում, կլիմայական պայմանները խիստ փոխվում են, դառնալով համեմատաբար ավելի չոր և բնորոշում տվյալ շրջանի միջնեղ-ոիս էպոխան:

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авакян Л. А.* Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении Изд. АН Арм. ССР. 1959.
2. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
3. *Векуа А. К.* О фауне нижнечетвертичных млекопитающих из Ахалкалаки (Южная Грузия). ДАН СССР, т. 127, № 2, 1959.
4. *Громов В. И., Краснов И. И., Шанцер Е. В.* Принципы стратиграфического подразделения четвертичной (антропогеновой) системы и ее нижняя граница. Хронология и климаты четвертичного периода. Изд. АН СССР, 1960.
5. *Лейе Я. Б.* и *Ширинян К. Г.* О возрасте озерных отложений и вулканических продуктов Агинского района. Труды Арм. геол. упр., № 1, 1957.
7. *Паффенгольц К. Н.*, Тер-Месропян Г. Т. Арагац. Изд. АН Арм. ССР. 1964.
8. *Пидопличко И. Г.* О ледниковом периоде. Изд. АН УССР, 1952.
9. *Порецкий В. С.* Ископаемые диатомовые водоросли Нурнуса и Арзни-Ереванского района Армянской ССР. Диатомовый сборник. Труды Ленинградского ун-та, 1953

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 136—146.

Գ. Ռ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ

ՈՂՋԻ ԳԵՏԻ ՎԵՐԻՆ ՀՈՐԻԶՈՆՔԻ ԱՎԱԶԱՆԻ «ՆՈՐՄԱԼ» ԼԱՆԴՇԱՖՏՆԵՐԻ ԳԵՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Լանդշաֆտա-գեոքիմիական հետազոտություններն այժմ լայնորեն կիրառվում են օգտակար հանածոների որոնման բնագավառում: Հայկական ՍՍՀ-ում այս ուղղությամբ ուսումնասիրություններ են սկսել միայն վերջերս: Կատարված աշխատանքները հիմնականում վերաբերվում են լանդշաֆտային բաղադրիչների գեոքիմիական առանձնահատկություններին «անոմալ» պայմաններում:

Սույն հոդվածում փորձել ենք վերհանել լանդշաֆտների գեոքիմիական առանձնահատկությունները Ողջի գետի վերին հոսանքի ավազանի «նորմալ» պայմաններում: Մեր հետազոտությունները կատարվել են պրոֆեսոր Մ. Ա. Գլազովսկայայի կողմից մշակված մեթոդով:

Այդ նպատակով կատարել ենք բազմաթիվ անալիզներ:

Հողում մակրոէլեմենտների հնարավոր շարժումները բնութագրելու համար հաշվել ենք նրանց էլյուվիալ կուտակման գործակիցները (էկգ), որոնք ներկայացնում են հողի հորիզոններում տվյալ տարրերի քանակի հարաբերությունը հող առաջացնող ապարում նրանց առաջնային քանակությանը. էկգ> 1-ից նշանակում է տվյալ տարրի կուտակում, իսկ էկգ<1-ից՝ նրա հեռացում (հող առաջացնող ապարում տարրի առաջնային քանակությունը ընդունվում է որպես միավոր):

Ողջի գետի վերին ավազանը գրավում է Զանգեզուրի լեռնաշղթայի կենտրոնական հատվածից սկզբնավորվող և գուգահեռականի ուղղությամբ ձգվող Մեղրի ու Քաջարան լեռնաբազուկների միջև ընկած տարածությունը: Տեղանքի բարձրությունների տարբերությունը 25 կմ. վրա կազմում է 2000 մ, ուստի քայքայված նյութերի տեղափոխումն ընթանում է մեծ արագությամբ և ապարների հողմնահարման գործում գերակշռում են ֆիզիկական պրոցեսները:

Կլիմայական պայմանների բազմազանության շնորհիվ ստեղծվել են մի շարք ուղղաձիգ լանդշաֆտային գոտիներ: Մեղրու լեռնաշղթայի հյուսիսային լանջին արտահայտված է անտառային գոտին՝ լեռնաանտառային դարչնագույն հողերով, առաջացած ինտրուզիվ ապարների վրա 1800-ից 2010 մետր բարձրություններում, որին հաջորդում է (2010—2300 մ) թփուտա-մարգագետնային գոտին թուխ դարչնագույն հողերով, առաջացած ինտրուզիվ ապարների վրա, ենթալպյան և ալպյան մարգագետինների գոտին (2300—3600 մ) լեռնամարգագետնային դարչնագույն, դարչնագույն-ճմակալած, երբեմն տորֆացած հողատնասակներով, առաջացած հրաբխա-նստվածքային և ինտրուզիվ ապարների վրա: Լեռնագագաթներում տարածված է նիվալ գոտին՝ չզարգացած հողածածկով ու սրիմիտիվ լեռնա-տոնդրային բուսականությամբ, առաջացած ինտրուզիվ և հրաբխա-նստվածքային ապարների վրա: Քաջարանի լեռնաշղթայի հարավային լանջերի ստորին մասերում լեռնա-տափաստանա-

մարգագետնային անցումնային ենթատիպին է, որը վերևում փոխվում է ալպյան ու ենթալպյան մարգագետիններին: Ինչպես տեսնում ենք, լանդշաֆտների երկրաբանական հիմքը միատարր չէ: Այն կազմված է ինտրուզիվ ու հրաբխածին ապարներից, որոնց տարածումը նույնպես ունի զոնալական բնույթ. Լեռնալանջերի ստորին հատվածներում մոնցոնիտներ են, վերևում, աջափնյա մասում՝ պորֆիրաձման դրանիտներ, ձախում՝ հրաբխանստվածքային ապարներ: Ինտրուզիվ և հրաբխածին ապարների կոնտակտային մասում լայն տարածում ունեն եղջրաքարերը, արևելքում՝ ֆերթաքարերը:

Ինչպես նշեցինք, լեռնալանջերի ստորին հատվածներում տարածված են անտառները: Անտառը բաղկացած է հիմնականում արևելյան կաղնուց բոխենու, սղնու, մասամբ թղկենու խառնուրդով: Անտառային դարչնագույն հողերը սակավազոր են, թույլ դիֆերենցված: Վերին հորիզոններում pH-ը հասնում է 6-ի, ցածրերում՝ 7—7,5-ի: Մեխանիկական կազմը վերին հորիզոններում միջին կավավազային է, ստորինում՝ ավազակավային: Հումուսի քանակությունը համապատասխանաբար փոխվում է 6—8 տոկոսից մինչև 2 տոկոսի: Կլանման կոմպլեքսը հագեցված է կալցիումով: Հողառաջացնող ապարները մոնցոնիտներն են, իսկ առանձին մասերում՝ զոր դելյուվիալ բեռուկները: Մայր ապարների ելքերը հանդիպում են հազվադեպ: Հողմնահարմանն կեղևն արտահայտված է սապրոլիտային տեսքով, որից ներքև մանատված բեկորա-խճային փխրուկն է, փայլարային միներալների աչքի ընկնող քանակով:

Լեռնամարգագետնային գոտում ցուրտ և խոնավ կլիմայի պատճառով բուսական մնացորդները չեն հասցնում լրիվ քայքայվել, կուտակվում են հողի վերին հորիզոններում և տորֆայնացվում: Այս գոտում տարածված են մայր ապարների ելքերը: Հողածածկը սակավազոր է: Բացակայում է միջին հորիզոնը: Հումուսային հորիզոնին անմիջապես հաջորդում է փուխր, մանրահատիկային էլյուվիալ շերտը, որից ներքև բեկորա-խճային հողմնահարմանն կեղևն է:

Հումուսի քանակությունը վերին շերտում հասնում է 21—25 տոկոսի, ստորինում՝ 2—3 տոկոսի: Միջավայրի ռեակցիան թույլ թթվային է (pH-ը 5—6,5): Հումուսի կազմում գերակշռում են ֆուլֆոթթուները: Առանձին իջվածքներում՝ բարձրադիր գետահովիտներում, ալպյան դարչնագույն հողերը տորֆա-ճահճային են: Այդպիսի վայրերը մեծ մասամբ համընկնում են տեկտոնական իջվածքների ու ճեղքերի հետ, ուր նկատվում են գրունտային ու հանքային ջրերի ելքեր[1]: Նրանք ունենալով բարձր թթվայնություն ու հանքայնացում, ակունքային մասերում առաջացնում են երկաթային ապերի՝ լիմոնիտների, ինչպես նաև տրավերտինների կուտակումներ:

Տափաստանային լանդշաֆտներն առաջացել են աննշան ափաստանացման հետևանքով: Բուսածածկում իշխում են կիսաչոր տափաստանային խոտաբուսակները՝ ուրց (կոշի, անդրկովկասյան), ասպրագալ (լանջային ու ոսկեգույն), լերդախոտ, վայրի գազար, աղյուծատամ, երիջնակ և այլն:

Հողերը լեռնաշագանակագույն են, թույլ դիֆերենցված, pH-ը հասնում

---

[1] Սրանք նույնպես գտնվում են «անոմալ» լանդշաֆտների խմբի մեջ և միաժամանակ ներկայացնում են հազվագեպ գծային լանդշաֆտներ (Պերելման Ա. Ի., 1962 թ.):

է 7,5—8-ի: Հումուսի կազմում իշխողը հումինային թթուներն են, որոնք նպաստում են հողերում մի շարք կոմպլեքսային միացությունների առաջացմանը և կենսական նշանակություն ունեցող միկրոէլեմենտների կուտակմանը:

Հողերի քիմիական անալիզների տվյալներից (աղյուսակ № 1) պարզվում է, որ նրանցում տեղի չի ունենում ենթօքսիդների տեղաշարժ: Անտառային դարչնագույն հողերում, մայրապատների հետ համեմատած, սիլիցիումի քանակությունը նվազում է (էկգ<1): Ավելանում է երկաթի ու մագնեզիումի քանակությունը (էկգ>1): Վերին հումուսային հորիզոնում նկատվում է կալցիումի կուտակում, որը բացատրվում է ծառատեսակների կողմից նրա ակտիվ կլանմամբ, ինչպես նաև հումուսի որակական առանձնահատկություններով:

Հողերի ուղղաձիգ կտրվածքում վերևից վար անհամեմատ պակասում է

Մակրոէլեմենտների քանակությունը %-ներով և նրանց է. կ. գ. տնտառային ու

Հողանմուշի վերցման վայրը	Վերցրած նմուշի խորությունը (սմ)	Si		Ti		Al	
		%	էկգ	%	էկգ	%	էկգ
Կաթնատատ գյուղի շրջակա անտառամաս, մոնցոնիտների վրա առաջացած անտառային դարչնագույն հողեր	0—10	29,6	0,95	0,4	1,0	9,84	0,98
	12—26	28,6	0,92	0,44	1,1	9,26	1,1
	30—50	28,0	0,90	0,5	1,2	9,88	1,0
	54—79	29,0	0,94	0,4	1,0	9,75	0,97
	100—130	31,0	1,00	0,4	1,0	9,99	1,0
Մուսալամ գյուղից արևմուտք, հրաբխա-նստվածքային ապարների վրա առաջացած անտառային դարչնագույն հողեր	0—5	26,8	0,90	0,47	0,87	9,9	1,07
	5—18	26,2	0,90	0,51	0,98	10,8	1,2
	20—30	27,1	0,91	0,44	0,84	12,8	1,3
	45—90	27,1	0,91	0,41	0,78	9,7	1,02
	100—125	29,7	1,0	0,52	1,0	9,2	1,0
Տաշտունի լեռնանցք, մարգագետնային թուխ-դարչնագույն հողեր առաջացած մոնցոնիտների վրա	0—14	28,1	1,3	0,44	1,1	9,3	0,7
	14—28	28,4	1,35	0,51	1,04	9,5	0,8
	30—47	28,5	1,4	0,41	1,0	10,2	1,02
	56—80	28,4	1,4	0,4	1,0	10,0	1,0
	80—90	27,3	1,0	0,4	1,0	10	1,0
Կապուտան լճի շրջան, մարգագետնային բաց-դարչնագույն հողեր առաջացած հրաբխանստվածքային ապարների վրա	0—12	25,8	1,0	0,3	1,0	10,3	0,8
	12—25	27,0	1,05	0,3	1,0	11,5	0,96
	25—50	27,6	1,07	0,4	1,1	7,5	0,64
	52—80	27,0	1,04	0,4	1,1	11,7	1,0
	100—120	25,8	1,0	0,3	1,0	11,7	1,0

մանգանի քանակությունը: Վերին հորիզոնում նկատվող նրա քանակական ավելացումը նույնպես պայմանավորված է բիոլոգիական կուտակմամբ: Անտառային հողերի պրոֆիլից լվացվում է նատրիումը: Իր միգրացիոն հատկությամբ նատրիումին նմանվում է կալիումը, այն տարբերությամբ, որ կալիումի բիոլոգիական կլանումը ընթանում է ավելի ինտենսիվ:

Չնայած տեղումների առատությանը (650—700 մմ), անտառային դարչնագույն հողերը լեռնալանջերի ստորին տեղամասերում ունեն իմպերմացիոն ունակ, այսինքն որոշակի ժամանակաշրջանում ջրի հոսքը դեպի ստորին շերտերը բացակայում է և վերին հորիզոնների դյուրալուծելի նյութերը չեն հեռանում հողաշերտից։ Այդ է վկայում հողմնահարման կեղևի շերտերում կարբոնատների առկայությունը։

Մարգագետնային դարչնագույն հողատեսակներում ընթանում են հակառակ պրոցեսներ։ Հողմնահարման կեղևը գտնվում է սիալիտային չհագեցված առաջնային բեկորա-խճային ստադիայում։ Միջավայրի ռեակցիան թթվային է, որը ազդում է քիմիական տարրերի վերադասավորման վրա։ Ի տարբերու-

Աղյուսակ 1

Մարգագետնային դարչնագույն հողատեսակներում

Fe		Mn		Ca		Mg		Na		K	
%	էկգ	%	էկգ	%	էկգ	%	էկգ	%	էկգ	%	էկգ
5,5	2,6	0,92	1,40	1,4	1,1	1,7	2,9	1,75	0,67	2,9	1,01
7,99	2,9	0,15	0,28	1,6	1,1	1,8	3,1	1,14	0,44	2,01	0,82
6,01	2,90	0,21	0,38	2,3	1,6	1,9	3,2	1,65	0,63	2,24	0,85
5,35	2,7	0,10	0,18	1,64	1,2	2,2	3,7	2,2	0,84	2,2	0,85
2,03	1,0	0,55	1,0	1,34	1,0	0,58	1,0	2,6	1,0	2,8	1,0
7,7	1,4	0,2	1,0	3,7	1,4	2,5	1,1	1,3	1,05	1,7	1,2
7,9	1,41	0,1	0,5	1,4	0,55	1,5	0,65	1,1	0,91	1,4	0,9
7,3	1,4	0,1	0,5	1,5	0,55	1,8	0,78	0,55	0,46	1,09	0,71
6,2	1,1	0,3	1,05	1,7	0,60	2,3	1,0	0,98	0,81	1,08	0,71
5,6	1,0	0,2	1,0	2,7	1,0	2,3	1,0	1,2	1,0	1,54	1,0
9,5	1,44	0,1	1,0	1,86	0,6	1,96	0,9	1,2	0,9	2,2	1,1
5,8	0,88	0,13	1,3	1,47	0,15	2,7	1,2	1,7	1,0	2,0	1,03
6,2	0,96	0,10	1,0	1,64	0,15	2,0	0,89	1,6	0,9	2,2	1,1
5,1	0,77	0,14	1,4	1,3	0,4	3,2	1,4	1,1	0,1	2,1	1,07
6,6	1,0	0,1	1,0	3,2	1,0	2,3	1,0	1,0	1,0	1,95	1,0
10	1,2	0,15	2,8	2,4	1,14	2,1	0,91	2,0	1,2	1,93	1,6
8,0	0,95	0,14	2,8	1,4	0,67	2,35	1,04	1,2	0,65	1,6	1,2
11,8	1,4	0,15	2,8	1,8	0,86	2,4	1,04	1,2	0,65	1,4	1,1
8,0	0,95	0,14	2,8	1,3	0,66	2,4	1,04	1,2	0,65	1,4	1,5
8,4	1,0	0,05	1,0	2,1	1,0	2,3	1,0	1,7	1,0	1,2	1,0

թյուն անտառային հողերի, այստեղ նկատվում է սիլիցիումի կուտակում, որը բացատրվում է այս տարրի շարժունակությամբ և միաժամանակ նրա ակտիվ բիոլոգիական կլանմամբ։ Լեռնամարգագետնային բուսականությունը՝ հացազգի խոտաբույսերը հարստանում են սիլիցիումով, որը և ի վերջո կուտակվում է հողում։ Բացի սիլիցիումից, մարգագետնային հողերում նկատ-

վում է նաև երկաթի և մանգանի ավելացում, ըստ որում երկաթը առավելապես կապված է օրգանական միացությունների հետ:

Մարգագետնային հողերում ալյումինիումը երբեմն գտնվում է կլանման կոմպլեքսում և նշանակալից է նրա ակտիվ դերը միջավայրի pH-ի փոփոխման գործում: Հողային պրոֆիլը լվացված է կալցիումի ու նատրիումի դյուրալուծելի միացություններից:

Կալիումը, չնայած իր մեծ շարժունակությանը, չի հասցնում հեռանալ հողաշերտից: Այն անմիջապես կլանվում է բույսերի կողմից և դարձյալ մտնում է բիոլոգիական շրջանառության մեջ:

Անտառային դարչնագույն հողերում տարրերի շարժունակության շարքը ներկայացված է հետևյալ կերպ՝ $Na > Ca > Mn > Al > Fe > Si$; իսկ կուտակման շարքը՝ $Si > Mg > Fe > Al > Mn > Ca$; մարգագետնային հողերում շարժունակության շարքն է՝ $Na > Ca > Mg > Mn > Al > Fe$, կուտակմանը՝ $Si > Mn > Fe > Mg$.

Միկրոէլեմենտների տեղաբաշխման ժամանակ նկատվում է մի շարք տարրերի կուտակում հողերի վերին հորիզոններում (աղյուսակ № 2):

Երբեմն անտառային հողերի միջին հորիզոններում նկատելիորեն պակասում է միկրոէլեմենտների քանակը: Նվազման այդ շերտերը համընկնում են արմատային սիստեմի առավել տարածման հետ, որից ներքև տարրերի քանակը նորից ավելանում է: Նիկելի, կոբալտի և վանադումի քանակությունը այս հողերում քիչ է տարբերվում ապարներում եղած նրանց առաջնային քանակությունից: Մարգագետնային դարչնագույն հողերի երիտասարդ բնույթի ու թույլ դիֆերենցվածության հետևանքով, ապարների ազդեցությունը անմիջապես անդրադառնում է հողերի քիմիական կազմի ձևավորման վրա: Հողառաջացնող ապարում որոշակի տարրերի բացակայությունը հանգեցնում է հողում նրանց բացակայությանը կամ հակառակը, ապարում որոշակի տարրերի «անոմալ» քանակությունները հողերում նույնպես արտահայտվում են «անոմալ» չափով:

Նույն միկրոէլեմենտի քանակությունը տարբեր ապարների վրա առաջացած միևնույն հողատեսակում տարբեր է: Այսպես, օրինակ, մոնցոնիտների վրա առաջացած անտառային դարչնագույն հողերում պղնձի քանակությունը կազմում է 0,01—0,03 տոկոս, հրաբխածին ապարների վրա՝ 0,002—0,01 տոկոս, կապարը մոնցոնիտների վրա՝ 0,01—0,02 տոկոս, հրաբխածին ապարների վրա՝ 0,001—0,003 տոկոս և այլն: Պորֆիրանման դրանիտների վրա առաջացած ալպյան մարգագետնային հողերում կապարի քանակությունն է՝ 0,003—0,02%, վանադիումինը՝ 0,04—0,1%, հրաբխա-նստվածքային ապարների վրա կապարինը՝ 0,001—0,003%, վանադիումինը՝ 0,03%:

Հողառաջացնող ապարներից ծանր տարրերով հարուստ են մոնցոնիտները և պորֆիրանման դրանիտները: Որոշակի տարրերի «անոմալ» քանակությունների արտացոլումը հողերի վերին հորիզոններում հնարավորություն է տալիս հողամետաղաչափական աշխատանքների ժամանակ վերցվող նմուշի խորությունը սահմանափակել: Սրան նպաստում է նաև հողածածկի երիտասարդ բնույթը:

Միկրոէլեմենտների պարունակության տեսակետից ակտիվ կորելացիա է նկատվում նաև հողերի ու նրանց վրա աճող բույսերի միջև: Բույսերը հան-

Աղյուսակ 2

Մանր մետաղների բաշխումը հողատեսակների ուղղաձիգ կտրվածքներում (տոկոսներով)

Հողատեսակը	Վերցված նմուշի խորությունը սմ-ով	Mo	Ni	Co	Pb	Zn	V	Cu	Ag
Անտառային դարչնագույն	0—15	0,003	0,01	0,003	0,003	0,01	0,03	0,03	0,0002
	25—50	0,0003	0,003	0,001	0,003	0,003	0,03	0,02	0,0001
	80—100	0,0003	0,01	0,01	0,001	0,003	0,03	0,02	0,0001
	100—150	0,0003	0,01	0,03	0,001	0,003	0,05	0,02	0,0001
Սևթաղային մարգագետնային թուխ-դարչնագույն	0—14	0,0005	0,02	0,01	0,003	0,003	0,02	0,05	Չի հայտնաբ.
	14—30	0,0003	0,01	0,002	0,01	0,01	0,02	0,03	»
	30—150	0,0003	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	»
	50—80	0,0003	0,01	0,01	0,003	0,003	0,03	0,03	»
	80—110	0,0003	0,01	0,01	0,003	0,003	0,03	0,03	»
Ալպյան մարգագետնային բաց-դարչնագույն	0—12	0,0003	0,01	0,01	0,001	0,003	0,02	0,01	Չի հայտնաբ.
	12—25	Չի հայտնաբ.	0,01	0,003	0,001	0,003	0,02	0,01	»
	25—50	»	0,01	0,003	0,001	0,003	0,02	0,01	»
	50—120	»	0,01	0,003	0,001	0,003	0,03	0,03	»
Լեռնատափաստանային շագանակագույն	0—10	0,005	0,033	0,0005	0,001	0,005	0,02	0,05	Չի հայտնաբ.
	10—25	0,0003	0,003	0,003	0,001	0,003	0,1	0,03	»
	25—50	0,0003	0,001	0,003	0,001	0,003	0,03	0,03	»
	50—75	0,0003	0,001	0,003	0,001	0,005	0,01	0,03	»
	80—110	0,0003	0,001	0,01	0,001	0,005	0,02	0,03	»

դես են բերում կլանման մեծ ընտրողականություն, ըստ որում, միևնույն համակեցությունում այս կամ այն տարրը կլանվում է ոչ միատեսակ։ Ուստի միկրոէլեմենտների պարունակությունը տարբեր բույսերում տարբեր է։

Խոտատեսակները (հատկապես տափաստանային) կլանում են ավելի քան ծառատեսակները։

Աղյուսակ 3

Միկրոէլեմենտների քանակն ու բաշխվածությունը բույսերում՝ նրանց տարբեր հատվածներում (%-ներով)

Բուսատեսակը և նրա մասերը	Cu	Mo	Pb	Zn	Co	Ni	Ba
Կաղնի տերև	0,038	0,001	0,001	0,01	0,003	0,01	1,0
» կեղև	0,0078	0,0006	—	—	—	0,004	1,0
» բափուկ	0,096	0,008	0,003	0,01	0,01	0,02	0,5
Բոխենի տերև	0,046	0,0014	—	—	—	0,003	1,0
» կեղև	0,014	0,0012	—	—	—	0,001	0,1
Հացենի տերև	0,026	0,001	0,001	0,01	—	—	—
» կեղև	0,018	0,0003	0,001	0,003	—	0,001	0,1
Փոշնի տերև	0,029	0,018	—	—	—	0,002	0,2
» ճյուղեր	0,024	0,0016	0,003	0,003	—	0,003	0,2
Սեզախոտ	0,019	0,009	0,001	0,03	—	0,003	0,1
Երեքնուկ	0,0096	0,0015	0,001	0,02	—	0,0004	1,0
Լվածաղիկ	0,012	0,0027	0,003	0,02	—	0,01	1,0
Անմեռուկ	0,048	0,012	0,01	0,02	0,001	0,0003	0,03
Ուրց ցողուն	0,028	0,0036	0,003	0,01	—	0,001	0,1
» արմատ	0,035	0,0072	0,003	0,01	0,01	0,003	1,0
Աստրագալ ցողուն	0,015	0,0039	0,001	—	—	0,001	0,1
» արմատ	0,032	0,0062	0,01	0,01	0,003	0,0003	1,0
Երդախոտ ցողուն	0,021	0,0041	0,001	0,03	—	0,001	0,2
» արմատ	0,036	0,008	0,003	0,03	—	0,003	1,0

Ծառի բաղդատիչ մասերում միկրոէլեմենտները բաշխված են համարյա համաչափ, քիչ ավելանալով նրա տերևներում։ Խոտատեսակների մոտ նրանք կուտակվում են առավելապես արմատներում (աղյուսակ № 3)։

Ուսումնասիրվող ենթաշրջանի տափաստանային լանդշաֆտներում բուսական առանձին համակեցություններն աճում են որոշակի ապարների վրա։ Այսպես, մոնցոնիտների վրա աճում են ուրց-տրագականտային բուսական խմբավորումներ, պորֆիրիտների վրա՝ ընդավորների ու տարախոտերի համակեցությունը, թույլ հիդրոթերմալ փոփոխված պորֆիրիտների վրա աճում են հացազգի-տարախոտային խմբավորումներ, հանքայնացված պորֆիրիտների վրա՝ ծլծվուկ-ուրց-աստրագալային համակեցությունը և այլն։

Ողջի գետի վերին հոսանքի ավազանի բնական ջրերը իրենց քիմիական կազմով դասվում են հիդրոկարբոնատային կալցիումական խմբում։ Նրանց ընդհանուր միներալիզացիան փոփոխվում է լանդշաֆտային գոտիների փոփոխման հետ միասին։ Այսպես, ջրերի միներալիզացիայի միջին քանակը

տափաստանային գոտում կազմում է մոտ 400 մգ/լ, անտառներում՝ 300 մգ/լ, ենթալպյան մարգագետիններում՝ 160 մգ/լ, ալպյան գոտում՝ մոտ 100 մգ/լ (աղյուսակ 4)։

Ինչպես երևում է աղյուսակ № 4-ից, ջրերի ընդհանուր միներալիզացիայի աճը ալպյան գոտու լանդշաֆտներից դեպի տափաստանները բնթանում են առավելապես HCO_3^- և Ca^{++}-ի ավելացման հաշվին։ Մյուս կողմից, ստորին լանդշաֆտային գոտիներից դեպի բարձրերը ջրերի մեջ ավելանում է նատրիումի, քլորի և սիլիցիումի բաժինը, այսինքն, այդ տարրերը վերին լանդշաֆտային գոտիներում (ալպյան, ենթալպյան) հանդիսանում են ակտիվ միգրանտներ։

Սիլիցիումի բարձր քանակությունը ջրերում ու մարգագետնային բուսատեսակներում թույլ է տալիս այն համարել բարձր լեռնային մարգագետնային լանդշաֆտների շարժուն էլեմենտներից մեկը։

Միևնույն լանդշաֆտային գոտու սահմաններում ջրերի միներալիզացիան համեմատաբար բարձր է հարավային լանջերում։ Դա բացատրվում է հարավային լանջերի արիդ բնույթով, բուսական մնացորդների ինտենսիվ քայքայմամբ և հեշտ լուծվող միացությունների առկայությամբ։

Միկրոէլեմենտների քանակությունը ջրերում «նորմալ» պայմաններում աննշան է. այսպես, մոլիբդենը կազմում է $4,5.10^{-7}$ —1.10^{-6} տոկոս, պղինձը՝ 2.10^{-6} %, և այլն։

Ջրերում միկրոէլեմենտների շարժունակության շարքն ու միգրացիոն գործակիցների մեծությունները ունեն հետևյալ հաջորդականությունը.

Անտառային լանդշաֆտում՝ $\frac{Ag}{10,0} > \frac{Zn}{3,3} > \frac{Mo}{1,7} > \frac{Cu}{1,5} > \frac{Ni}{1,0} = \frac{Pb}{1,0} > \frac{Ba}{0,3} = \frac{Ti}{0,3} > \frac{V}{0,2}$;

Մարգագետնային լանդշաֆտում՝ $\frac{Ag}{3,0} > \frac{Mo}{1,5} = \frac{Cu}{1,5} > \frac{Li}{0,2} > \frac{Ba}{0,1}$;

Տափաստանային լանդշաֆտում՝ $\frac{Ag}{10,0} > \frac{Mo}{2,5} > \frac{Li}{1,5} > \frac{Cu}{0,8} > \frac{Pb}{0,5} > \frac{Ni}{0,3} > \frac{Ba}{0,15}$.

Եզրակացություններ

1. Ողջի գետի վերին հոսանքի ավազանի լանդշաֆտների գեոքիմիական բնույթը պայմանավորված է նրանց երկրաբանական հիմքի ու ֆիզիկա-աշխարհագրական պայմանների առանձնահատկություններով։

2. Ավազանի լանդշաֆտների երիտասարդ բնույթի պատճառով լիթոլոգիական հիմքի քիմիական բաղադրության ազդեցությունը լանդշաֆտի առանձին բաղադրիչների քիմիական կազմի ձևավորման վրա արտահայտված է անմիջականորեն։

3. Անտառային դարչնագույն հողերի հումուսային հորիզոնի միկրոէլեմենտների պարունակությունների կոնցենտրացիան հող առաջացնող ապարների

Աղյուսակ 4

Տարբեր լանդշաֆտներում բնական ջրերի միջին քիմիական կազմը

Լանդշաֆտները / Էլեմենտները	Տափաստանային			Անտառային			Ենթալպյան			Ալպյան		
	քանակությունը		Անալիզի քանակը	քանակությունը		Անալիզի քանակը	քանակությունը		Անալիզի քանակը	քանակությունը		Անալիզի քանակը
	մգ/լ-ով	տոկոսներով		մգ/լ-ով	տոկոսներով		մգ/լ-ով	տոկոսներով		մգ/լ-ով	տոկոսներով	
Na^{+}	40,0	10,8	8	28,5	8,7	12	21,6	13,5	14	17,5	17,5	6
Ca^{++}	46,5	12,0		40,0	12,3		13,6	8,5		8,4	8,4	
Mg^{++}	7,3	2,0		4,2	1,5		2,6	1,5		1,8	1,8	
Cl^{-}	14,0	3,7		10,0	3,5		9,7	6,2		8,5	8,5	
SO_4^{--}	25,0	6,0		15,5	4,5		10,5	6,3		5,6	5,6	
HCO_3^{-}	200,0	54,0		192,0	58,5		66,5	41,5		32,4	32,4	
H_2SiO_3	37,7	12,0		36,5	11,0		35,5	22,5		25,0	25,0	
Ընդհանուր միներալիզացիան	370			325			160			100		

հետ հարավորություն է տալիս հողամետաղաչափական աշխատանքների ժամանակ նմուշներ վերցնելու խորությունը սահմանափակել վերին՝ 5—15 սմ շերտով, իսկ մարգագետնային պարչնագույն հողերում 10—20 սմ (ճմային հորիզոնից ցած):

4. Ավազանի անտառային պարչնագույն ու տափաստանային շագանակագույն հողատեսակներում բույսերի համար կենսական նշանակություն ունեցող մի շարք միկրոէլեմենտներ (Cu, Mn, Mo, Ba), կուտակվում են վերին հումուսային հորիզոնում: Մարգագետնային հողերի վերին շերտերում ակտիվորեն կուտակվում է նաև սիլիցիումը:

5. Հողերի վերին հորիզոններում որոշակի տարրերի բիոլոգիական կուտակման չափերը պայմանավորված են նրանց բիոգենության աստիճանով, բնորոշ բիոմասայով, բուսական մնացորդների քայքայման արագությամբ և այդ տարրերի դյուրալուծելի միացությունների առկայությամբ:

6. Ուսումնասիրվող տերիտորիայում բնական ջրերի քիմիական կազմն ու միներալիզացիան նույնպես կրում է գոտիական բնույթ, փոփոխվելով տեղական պայմանների (լանջերի դիրքագրության, թեքության, մակերևույթի կտրտվածության) փոփոխման հետ միասին:

ՀՍՍՀ ԳԱ, երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ

Г. Б. ГРИГОРЯН

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ «НОРМАЛЬНЫХ» ЛАНДШАФТОВ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ БАССЕЙНА Р. ВОХЧИ

Р е з ю м е

Исследования особенностей геохимии ландшафтов в «нормальных» условиях проводились по методу М. А. Глазовской. На материале многочисленных анализов почв, пород, золы растений и природных вод подсчитаны коэффициенты миграции и аккумуляции химических элементов в компонентах ландшафта.

В горно-лесных коричневых почвах макроэлементы составляют следующие ряды аккумуляции: Si>Mg>Fe>Al>Mn>Ca и следующие ряды миграции: Na>Ca>Mn>Al>Fe>Si. В горно-луговых коричневых почвах ряды миграции: Na>Ca>Mn>Mg>Al>Fe>Si, а ряды аккумуляции: Si>Mn>Fe.

Микроэлементы распределяются по разному в вертикальном профиле почв. Отмечена связь их содержания в почвах с литологическим составом почвообразующих пород. Анализы золы растений показывают тесную корреляцию между ними и почвами. В статье приводятся сведения о содержании некоторых металлов в растениях и их отдельных частях.

Минерализация природных вод региона подчиняется высотной поясности. Ей же подчинены ряды и коэффициенты водной миграции микроэлементов.

Основные выводы:

1. Геохимические особенности горных ландшафтов бассейна верхнего течения р. Вохчи определяются геолого-литологической спецификой территории и ее физико-географической обстановкой.

2. Влияние литологического состава пород на формирование химизма отдельных компонентов горного ландшафта является решающим, в связи с чем в однородных почвах, образованных на разных породах, содержание элементов различно. То же касается и растений.

3. Ход почвообразовательного процесса горно-лесных, горно-луговых коричневых почв дает возможность при металлометрических работах ограничить глубину опробования почв в пределах 5—15 см для лесных и 10—20 см (ниже дерновых горизонтов) для луговых почв.

4. Биологическое накопление отдельных элементов в ландшафте обусловлено объемом биомассы доминирующих ассоциаций растений, минерализации органических остатков, качественной разницей гумуса, а также наличием легкорастворимых соединений поглощающих элементов.

5. Химический состав и минерализация природных вод изменяются по высотным ландшафтным поясам, а в пределах пояса—по экспозициям и уклонам склонов.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 147—159

А. Г. АКОПЯН

О ХАРАКТЕРЕ И ВИДЕ ФУНКЦИЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КАДМИЯ В ГЛАВНЫХ СУЛЬФИДАХ НЕКОТОРЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЙОЦДЗОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Рассматриваемые месторождения расположены в пределах Айоцдзорского синклинория, характеризующегося широким развитием палеогеновых осадочно-вулканогенных образований.

Полиметаллическое оруденение, всегда в тесном парагенезисе с гранитоидными интрузиями верхне-эоценового возраста, главным образом сконцентрировано в пределах Тексарской антиклинали и контролируется зонами интенсивного дробления и сбросо-сдвиговыми нарушениями преимущественно северо-восточного направления. Оруденение ,в основном, представлено жильным типом. Резко подчиненное значение имеют маломощные невыдержанные зоны с вкрапленной минерализацией.

Рудообразование протекало в переменных тектонических условиях и носило многостадийный характер. В отношении концентрации оруденения наиболее перспективны полиметаллическая (Газма, Каялу*), свинцово-цинковая (Газма), свинцовая (Гюмушхана), сульфоантимонитовая и антимонитовая (Каялу) стадии минерализации.

В полиметаллических рудах изученных месторождений кадмий является одним из характерных элементов-примесей, где его содержание в зависимости от вариаций количественных отношений основных рудообразующих сульфидов колеблется в значительных пределах. При этом, как правило, основным минералом-носителем кадмия является цинковая обманка. В рассматриваемых сульфидах кадмий постоянно сопровождается индием и галлием.

Данные по изучению характера распределения кадмия (индия и галлия) в основных рудообразующих сульфидах показывают, что кадмиеносность рассматриваемых руд не ограничивается изоморфизмом кадмия лишь в структуре цинковой обманки. При этом вероятность концентрации указанных элементов в различных сульфидах, в смысле изоморфного их вхождения в кристаллическую решетку минерала-носителя, вероятно, не ограничивается только таким общеизвестным критерием взаимозамещаемости, как эффективный ионный радиус.

Например, ионные радиусы таких обычных для цинковой обманки элементов-примесей как кадмий, галлий и германий от радиуса иона цинка отличаются значительно больше, чем допускается законом геохимии (В. М. Гольдшмидт, 1954). Более того, несмотря на резкое структурное различие между ZnS и FeS и отличие длины связей между ZnS и MnS (Г. Б. Бокий, 1954) и т. д., в большинстве проанализированных образцов сфалеритов установлены значительные количества железа и марганца (табл. 4). Полученные данные показывают, что в отношении

---

* Новое название Каялинского рудного поля и месторождения — Айоцдзорское.

Таблица 1

Значения среднеарифметических содержаний (M), среднеквадратичных отклонений (σ), коэффициентов вариаций (V%) и погрешностей (±m) концентраций кадмия, индия и галлия в сфалеритах

Рудные поля	Кадмий				Индий				Галлий			
	M	σ	V	±m	M	σ	V	±m	M	σ	V	±m
Каялинское	0,295	0,052	17	0,043	0,0008	0,00014	17	0,00004	0,0008	0,0004	50	0,0001
Газминское	0,245	0,026	10	0,060	0,0013	0,0002	20	0,00008	0,0009	0,0002	30	0,00009
Гюмушханское	0,240	0,080	33	0,040	0,0009	0,00022	24	0,0001	0,0006	0,00012	20	0,00007

Таблица 2

Значения среднеарифметических содержаний (M), среднеквадратичных отклонений (σ), коэффициентов (V%) и погрешностей (±m) концентраций кадмия, индия и галлия в галенитах

Рудные поля	Кадмий				Индий				Галлий			
	M	σ	V	±m	M	σ	V	±m	M	σ	V	±m
Каялинское	0,017	0,006	3	0,002	0,0006	0,0002	33	0,0001	0,0003	0,0001	33	0,00003
Газминское	0,013	0,005	4	0,0012	0,0003	0,0001	33	0,00003	0,0002	0,0001	40	0,00003
Гюмушханское	0,016	0,006	4	0,002	0,0004	0,0001	25	0,00004	0,0002	0,0001	38	0,00003

Таблица 3

Значения среднеарифметических содержаний (M), среднеквадратичных отклонений (σ), коэффициентов вариаций (V%) и погрешностей (±m) концентраций кадмия, индия и галлия в халькопиритах

Рудные поля	Кадмий				Индий				Галлий			
	M	σ	V	±m	M	σ	V	±m	M	σ	V	±m
Каялинское	0,007	0,0017	24	0,0005	0,0005	0,0002	40	0,00007	0,0002	0,0001	50	0,00003
Газминское	0,007	0,0027	38	0,0009	0,0003	0,0001	33	0,00004	0,0002	0,00005	25	0,00002
Гюмушханское	0,0055	0,0023	38	0,0012	0,0009	0,0002	31	0,0001	0,0005	0,0002	40	0,0001

Таблица 4

Содержание кадмия, железа и марганца в некоторых сфалерита из полиметаллических руд Каялинского и Газминского месторождений (в %)

Компоненты	Каялинское месторождение									Газминское месторождение						
Кадмий	0,26	0,26	0,27	0,27	0,28	0,28	0,27	0,34	0,43	0,20	0,22	0,22	0,24	0,24	0,25	0,27
Железо	3,78	4,33	3,60	5,12	4,40	4,00	4,18	4,75	5,52	4,23	4,44	3,74	4,75	5,12	4,80	5,23
Марганец	0,65	0,93	0,85	1,16	1,34	1,22	0,76	1,84	1,76	1,15	0,83	0,95	1,36	1,55	1,24	1,40

корреляционной связи между железом и кадмием изученные сфалериты более или менее определенным закономерностям не подчиняются.

Сфалерит в рассматриваемых рудах присутствует в нескольких разновидностях от марматита до клейофана. Кроме того, цинковая обманка встречается в нескольких генерациях и в различных сульфидных парагенезисах. Аналитическому исследованию подверглись все разности сфалеритов из различных стадий минерализации, как из одного и того же рудного поля, так и из разных рудных полей. В результате было установлено, что содержание кадмия в сфалеритах варьирует независимо от железистости последних. При этом наблюдаемые в целом незначительные вариации средних содержаний кадмия большей частью направлены в сторону повышения их в сравнительно более железистых разностях цинковых обманок. Однако и в этом случае более или менее определенной корреляции между железом и кадмием не наблюдается. Как известно, при повышении температуры закисное железо стремится к тетраэдрическому окружению, в связи с чем координационное число уменьшается от шести до четырех. К тому же (Kimball G. E., 1940), в сфалеритах связь у атомов цинка и серы имеет тетраэдрическую направленность вследствие наличия в данном случае Sp^3 гибридизации, имеющей место вт ом случае, когда число S и p^3 электронов на атом в среднем равно четырем. Таким образом, в сфалеритах сравнительно высокотемпературных разностей и соединениях типа FeS координационные числа как у цинка, так и у железа одинаковы и равны четырем.

Таблица 5

Исходные данные логарифмически-нормального распределения кадмия в сфалеритах Каялинского рудного поля

Середины границ интервалов (Xi) г/т	2600,0	2700,0	2800,0	3400,0	4300,0
Логарифмы середин границ интервалов	3,4150	3,4314	3,4472	3,5315	3,6335
Частоты (ni)	2	3	2	1	1
Теоретические частоты (Ni)	2,8	2,4	2,2	1,4	1,2
($\lg Xi - \lg \overline{X}$)	−0,0483	−0,0319	−0,0161	+0,0682	+0,1702

Условие распределения: $X^2_н = 5.0$; $X^2_{5\%} = 9{,}49$; $\overline{X} = 2950$, при четырех степенях свободы.

Следовательно, из обнаруженного в сфалеритах железа значительная часть находится не в изоморфном состоянии, а в форме сернистых соединений закисного железа в виде распада твердого раствора (как халькопирит). Кроме того, изоморфизм кадмия в решетке цинковой обманки, вероятно, не подчиняется закону компенсационного изоморфизма, при котором предполагается непосредственное участие двухвалентного железа. Роль железа в данном случае, вероятно, ограничивается тем, что имевшее место в определенных физико-химических условиях явление распада сернистых соединений закисного железа нарушает стабильность Zn и S компонентов в структуре цинковой обманки и тем самым возбуждает условия для изоморфного вхождения кадмия в решетку сфалерита.

Таблица 6

Исходные данные логарифмически-нормального распределения кадмия в сфалеритах Газминского рудного поля

Середины границ интервалов (*Xi*) в г/т	2000,0	2200,0	2400,0	2500,0	2770,0
Логарифмы середин границ интервалов	3,3010	3,3424	3,3802	3,3979	3,4325
Частоты (*ni*)	1	2	2	2	3
Теоретические частоты (*Ni*)	1,3	2,8	2,6	1,8	4,2
$(\lg Xi - \lg \bar{X})$	−0,080	−0,0386	−0,0008	+0,0169	+0,0515

Условия распределения: $X^2_{\text{н}} = 4{,}72$; $X^2_{5\%} = 9{,}49$; $\bar{X} = 2450$, при четырех степенях свободы.

В изученных нами сфалеритах характерно постоянное наличие Mn, Fe, Cd, In, Ga, среди которых обращает на себя внимание наблюдающаяся некоторая положительная зависимость между концентрациями марганца и кадмия. Наиболее высокие содержания кадмия большей частью приурочены к сравнительно обогащенным марганцем образцам цинковой обманки. Вопрос о взаимосвязанности двухвалентного марган-

Таблица 7

Исходные данные логарифмически-нормального распределения кадмия в галенитах Каялинского рудного поля

Середины границ интервалов (*Xi*) в г/т . . .	75,0	100,0	125,0	200,0	225,0	250,0
Логарифмы середин границ интервалов . . .	1,875	2,000	2,097	2,300	2,350	2,397
Частоты (*ni*)	1	1	2	3	2	1
Теоретические частоты (*Ni*)	2,2	1,2	3,8	4,4	3,2	1,06
$(\lg Xi - \lg \bar{X})$	−0,373	−0,248	−0,151	+0,052	+0,102	+0,149

Условия распределения: $X^2_{\text{н}} = 3{,}27$; $X^2_{5\%} = 11{,}0$; $\bar{X} = 177$, при пяти степенях свободы.

ца и кадмия в последние годы привлекает внимание многих исследователей. Экспериментальными исследованиями Covnich A. J. (1958) было установлено, что в ряду $Hg^{+2} - S^{-2} < Cd^{+2} - S^{-2} < Mn^{+2} - S^{-2}$ эффективность изоморфизма в структуре цинковой обманки постоянно повышается. К. Ф. Кузнецовым (1961), на примере изучения сфалеритов из полиметаллических руд Нерчинско-Заводской группы, отмечается прямо пропорциональная зависимость между содержаниями марганца и кадмия, при этом под микроскопом в полях цинковых обманок также были установлены мельчайшие включения алабандина в виде распада твердого раствора. Аналогичные примеры приводят А. А. Гармаш (1960) и В. В. Иванов (1961) по данным изучения полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Якутии и Горного Алтая. Наконец, согласно Muta (1959) в рудах ряда полиметаллических месторождений Японии наблюдается

Таблица 8

Исходные данные логарифмически-нормального распределения кадмия в галенитах Газминского рудного поля

Середины границ интервалов (Xi) в г/т . . .	60,0	80,0	100,0	130,0	147,0	200,0
Логарифмы середин интервалов	1,78	1,90	2,000	2,110	2,160	2,300
Частоты (ni)	1	4	1	2	3	4
Теоретические частоты (Ni)	1,8	3,2	1,2	2,3	2,2	5,6
$(\lg Xi - \lg \overline{X})$	−0,359	−0,239	−0,139	−0,029	+0,021	+0,161

Условия распределения: $X^2_н = 7{,}2$; $X^2_{5\%} = 11.1$; $\overline{X} = 138$, при пяти степенях свободы.

повышение концентрации кадмия в сфалеритах, сравнительно обогащенных марганцем. К тому же, как известно, среди переходных металлов с недостроенной 3d-оболочкой Mn в двухвалентном состоянии всегда стремится к моносульфидному типу с тетраэдрической координацией со сфалеритоподобной структурой, повышая эффективность изоморфизма в решетке цинковой обманки. В этом отношении существующее мнение (Г. Б. Бокий, 1954) о неэффективности взаимосвязи между MnS ($d = 2{,}42$Å) и ZnS ($d = 2{,}35$Å), вследствие наличия в данном случае разницы длины связей, вполне справедливо. Отсюда можно заключить, что установленные количества марганца в сфалеритах также находятся в виде механических примесей MnS, как продукт распада твердого раствора. Как было отмечено выше, подобное явление повышает эффективность изоморфизма кадмия в структуре цинковой обманки.

Таблица 9

Исходные данные логарифмически-нормального распределения кадмия в халькопиритах Каялинского рудного поля

Середины границ интервалов (Xi) в г/т . . .	30,0	50,0	70,0	100,0
Логарифмы середин интервалов	1,477	1,700	1,845	2,000
Частоты (ni)	2	3	3	4
Теоретические частоты (Ni)	2,2	3,9	3,7	4,8
$(\lg Xi - \lg \overline{X})$	−0,368	−0,145	—	+0,155

Условия распределения; $X^2_н = 3{,}2$; $X^2_{5\%} = 7.8$; $\overline{X} = 70$, при трех степенях свободы.

Установленные в сфалеритах в целом повышенные количества индия и галлия обусловлены изовалентным изоморфизмом между сернистыми соединениями цинка, индия и галлия по схеме $ZnS \rightleftarrows In_2S_3$ и $ZnS \rightleftarrows Ga_2S_3$ что доказано экспериментальными исследованиями (В. В. Иванов, 1964; Hahn и Fvank, 1955).

Интересно отметить, что в изученных образцах галенита, халькопирита и других сульфидов более или менее определенная зависимость

Таблица 10

Исходные данные логарифмически-нормального распределения кадмия в халькопиритах Газминского рудного поля

Середины границ интервалов (Xi) в г/т . . .	30,0	50,0	80,0	100,0
Логарифмы середин границ интервалов . . .	1,480	1,700	1,900	2,000
Частоты (ni)	2	3	2	4
Теоретические частоты (Ni)	3,4	3,8	3,2	5,3
$(\lg Xi - \lg \overline{X})$	—0,365	—0,145	+0,055	+0,155

Условия распределения: $X^2_{н} = 4.7$; $X^2_{5\%} = 7,8$; $\overline{X} = 70$, при трех степенях свободы.

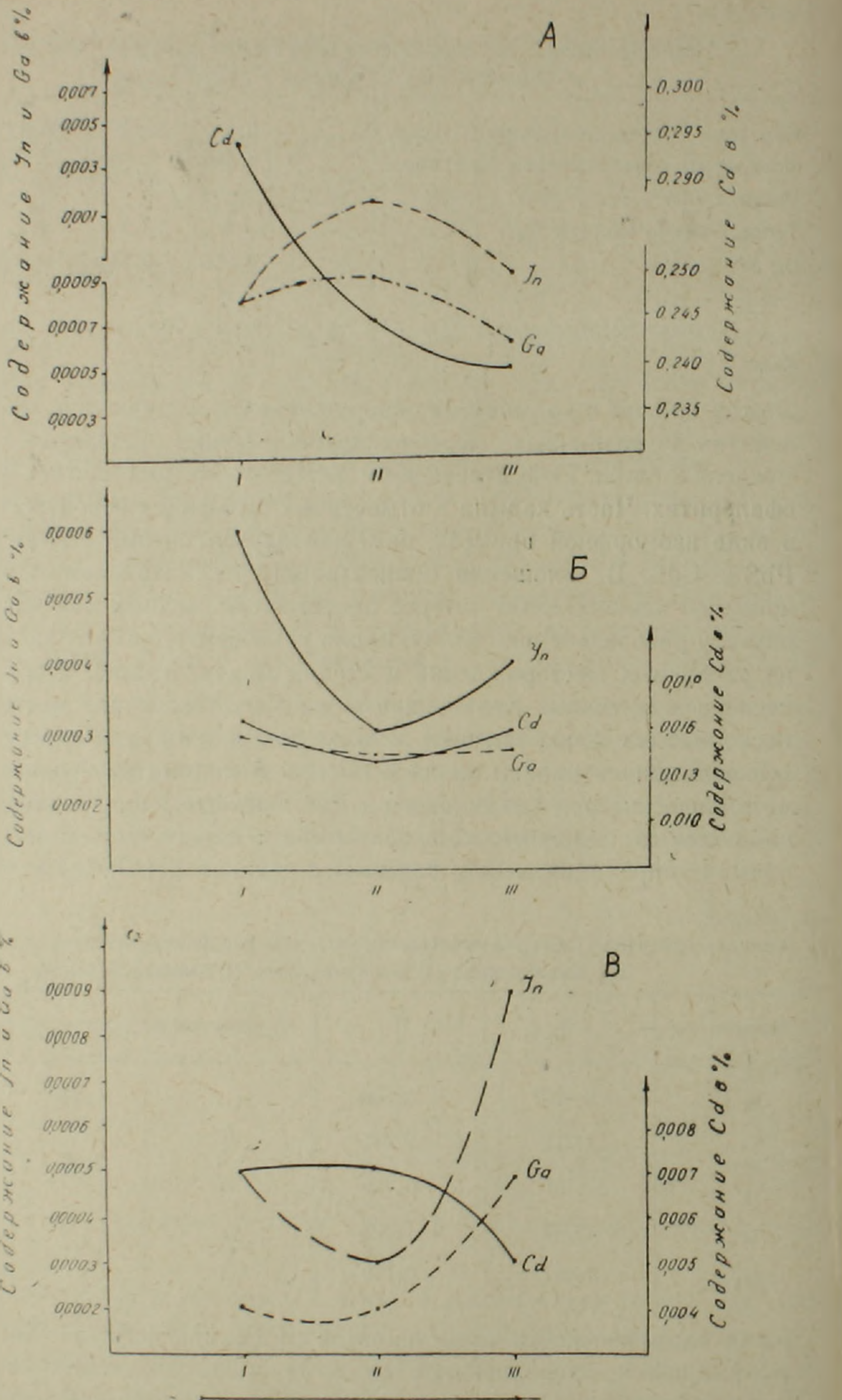
между цинком и кадмием не обнаруживается. Содержание кадмия в галенитах из различных месторождений в общем варьирует в близких пределах (табл. 2) с отношением Zn/Cd от 10 до 1 против 300—200 в сфалеритах. Часть кадмия в отмеченных сульфидах вероятно находится в виде изоморфной примеси, замещая двухвалентный свинец по схеме PbS ⇄ CdS. В отношении концентрации рассматриваемых элементов примесей значительный интерес представляет медный колчедан. По характеру распределения галлия, индия и, особенно, кадмия халькопириты из различных месторождений и стадий минерализации в значительной степени идентичны. Халькопириты из Гюмушханского месторождения несколько обеднены кадмием, в то же время они характеризуются более высокой концентрацией индия и галлия. В медных колчеданах из полиметаллических руд Газминского и Каялинского месторождений в целом наблюдается положительная зависимость между индием и галлием и прямая корреляция между кадмием и галлием [R(Cd,Ga) = —0,54]. Вы-

Таблица 11

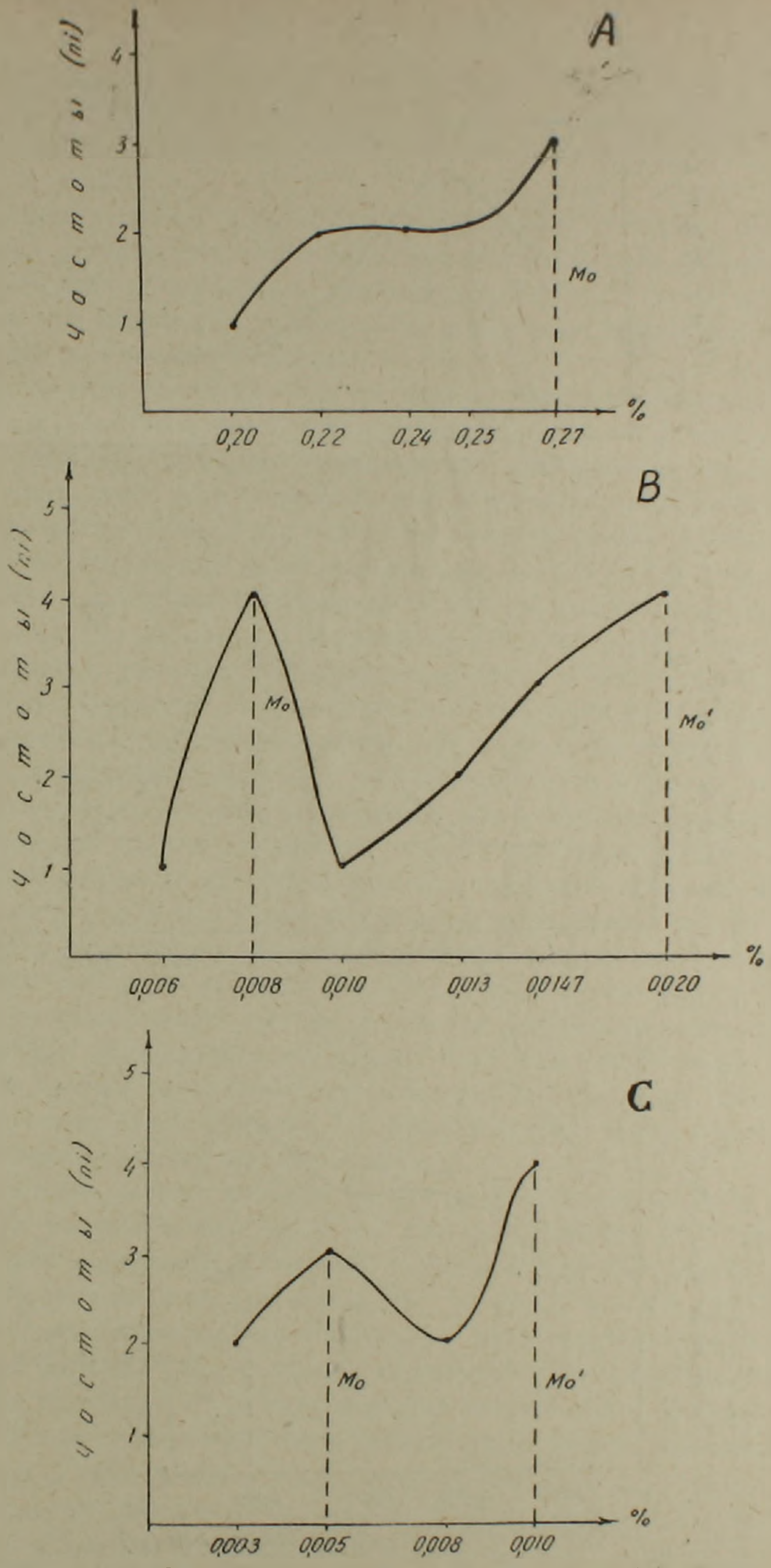
Данные проверки логарифмически-нормального распределения кадмия в сфелеритах Каялинского (I) и Газминского (II) месторождений

Параметры	I	II	Параметры	I	II
$\lg \overline{X}$	3,463	3,390	$\sigma\gamma_1$	1,813	1,550
σ	2,716	2,415	$\frac{\gamma_1}{\sigma\gamma_1}$	2,10	—0,96
γ_1	—1,716	—0,720			
γ_2	—25,42	—1,823	$\frac{\gamma_2}{\sigma\gamma_2}$	1,41	—1,16
$\sigma\gamma_1$	0,821	0,750			

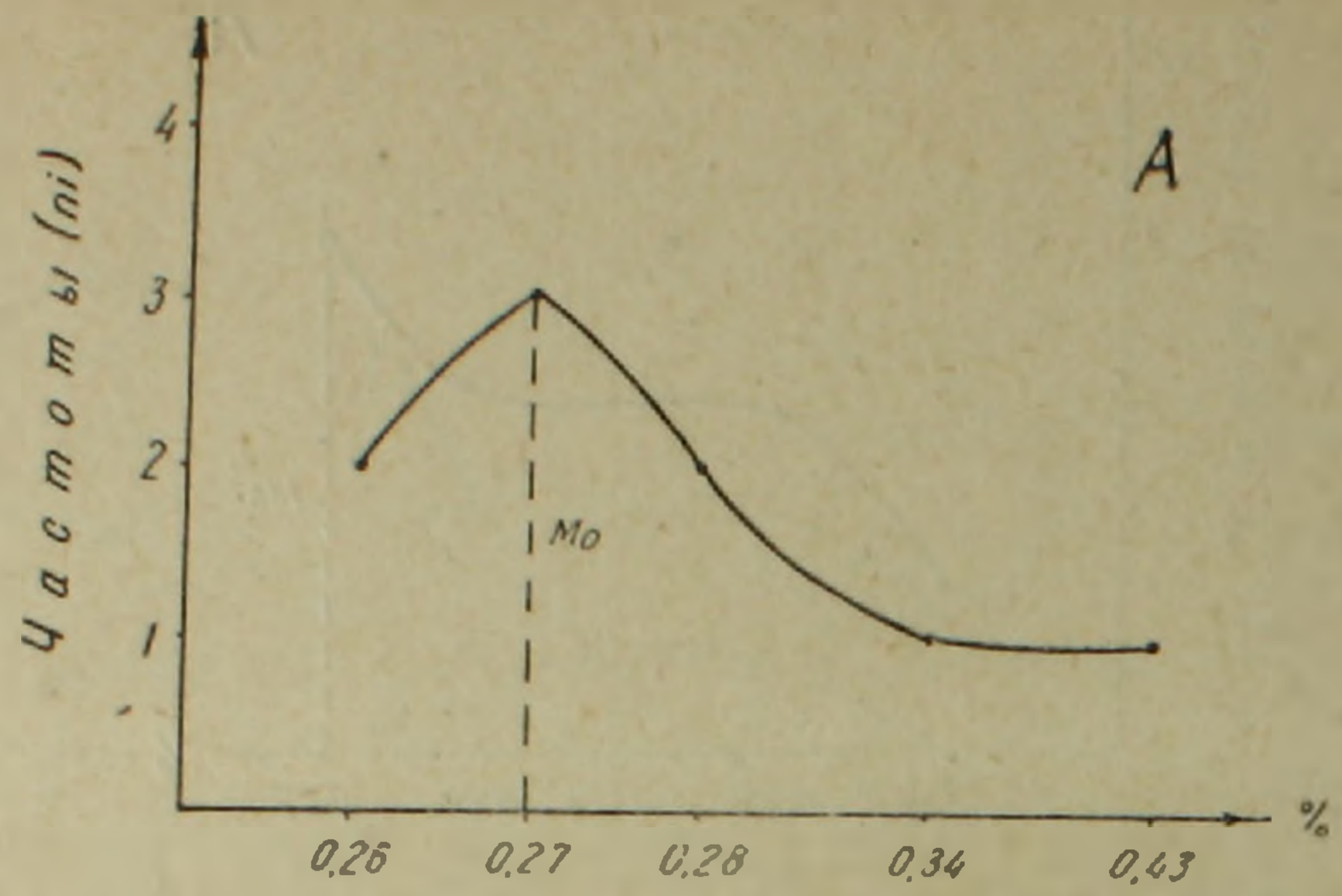
сокая кадмиеносность халькопиритов из Газминского и Каялинского рудных полей, по сравнению с таковыми из Гюмушханского месторождения, вероятно, можно объяснить тем, что, как известно, при более высоких температурах минералообразования в тетраэдрических структурах атомные связи (по Н. В. Белову—донорно-акцепторные связи) усиливаются, повышая эффективность изоморфизма кадмия.

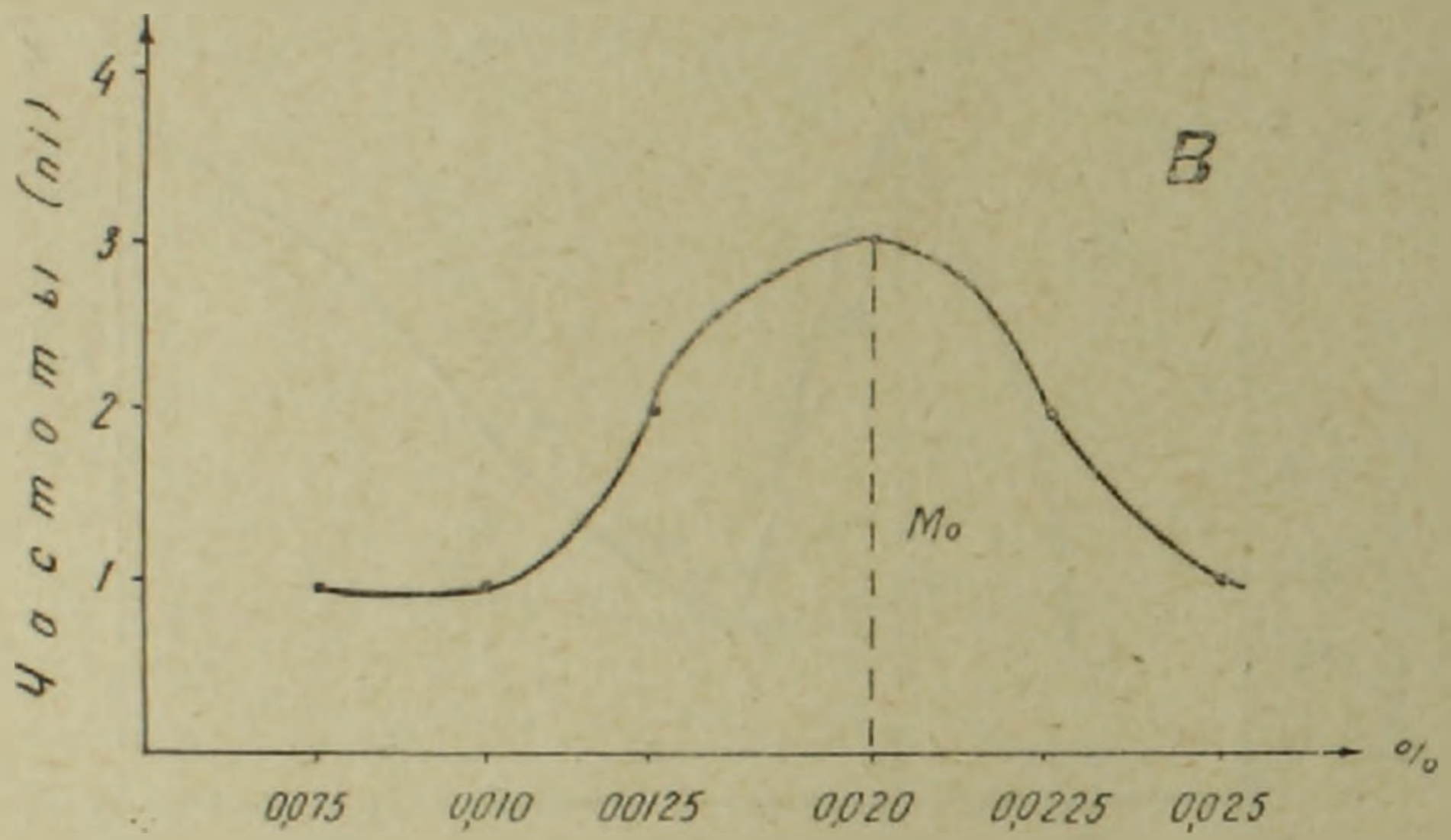


Фиг. 1. Вариационные кривые средних содержаний кадмия, индия и галлия в сфалеритах (А), галенитах (Б) и халькопиритах (В) Каялинского (I), Газминского (II) и Гюмушханского (III) месторождений.



Фиг. 2. Вариационные кривые логарифмически-нормального распределения кадмия в сфалеритах (A), галенитах (B) и халькопиритах (C) Каялинского месторождения при неравенстве: A — $\bar{X} > Mo$; B — $\bar{X} > Mo$; C — $\bar{X} < Mo$.





Фиг. 3. Вариационные кривые логарифмически-нормального распределения кадмия в сфалеритах (A), галенитах (B) и халькопиритах (C) Газминского месторождения при неравенстве: A — $\bar{X} < Mo$; B — $\bar{X} > Mo$ и $\bar{X} < Mo$; C — $\bar{X} > Mo$ и $\bar{X} < Mo$.

Следует отметить, что вопрос изоморфизма кадмия и, особенно, индия в структуре халькопирита и других сульфидов привлекает внимание многих исследователей (Бадалов С. Т., Еникеев М. Р., Мейтув Г. М., Иванов В. В. и др.).

Экспериментальными исследованиями (Эряметс, Клингер, Франк, Шролл и др.) установлено, что изоморфизм индия и кадмия в структуре медного колчедана происходит по схеме $(2Cu^{+}) \cdot Fe^{+3} \rightleftarrows In^{+3} \cdot Cd^{+2}$ и обусловлен тем, что подобные изолированные тетраэдры проявляют большую склонность к взаимозамещению.

Таким образом, одним из наиболее важных критериев изоморфизма кадмия в сфалеритоподобных соединениях является тетраэдрическая структура с близко-одинаковой координацией. При этом, в отношении изоморфизма кадмия в сравнительно высокотемпературных разностях цинковой обманки, вероятно, определенное значение имеет явление распада сернистых соединений двухвалентного железа, марганца и др. компонентов. При достаточной обогащенности минерализованных растворов кадмием и наличии отмеченных выше факторов, последний может изоморфно входить в решетку сфалерита, независимо от его железистости.

В изучении характера распределения кадмия (индия и галлия) в различных сульфидах полиметаллических руд рассматриваемого района нами были применены известные в теории вероятностей методы вариационной статистики. При этом правильный выбор вида функции распределения позволил получить наиболее точное представление о возможном характере рассеяния изученных элементов-примесей. Применение методов математической статистики в обработке аналитического материала и проверка результатов распределения кадмия в различных сульфидах показала хорошую их сходимость с логарифмически-нормальным законом. При этом выяснилось, что отношение ассиметрии и эксцесса к их стандартным отклонениям во всех случаях оценивается величиной значительно меньше трех. Последнее, согласно центральному предельному закону теории вероятностей (Г. Крамер, 1948), имеет место при логарифмически-нормальном распределении.

О правильном выборе функции распределения свидетельствует также тот факт, что полученные величины критерии Пирсона ($X^2_{\text{п}}$) при заданном уровне значимости и степеней свободы всегда характеризуются более низким значением по сравнению с $X^2_{\text{т}}$ (табл. 5, 6, 7, 8 и др.). Приведенные вариационные кривые показывают, что несмотря на довольно близкий вид функции распределения, характер концентрации кадмия в аналогичных сульфидах из разных месторождений в целом не одинаков. Полученные одно- и двухвершинные вариационные кривые с различным отношением $\overline{X}$ и Mo позволяют предполагать о более сложных физико-химических условиях распределения кадмия в рассматриваемых сульфидных рудах в целом. Не исключается вероятность того, что при этом вид фиикции распределения будет стремиться к нормальному.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 24.1.1967.

Ա. Գ. ՀԱԿՈԲՅԱՆ

ԿԱԴՄԻՈՒՄԻ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ ՖՈՒՆԿՑԻԱՅԻ ՏԵՍՔԻ ԵՎ ԲՆՈՒՅԹԻ ՄԱՍԻՆ ՀԱՅՈՑՁՈՐԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՄԻ ՔԱՆԻ ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԳԼԽԱՎՈՐ ՍՈՒԼՖԻԴՆԵՐՈՒՄ

Ամփոփում

Դիտարկվող բազմամետաղային հանքանյութերի սուլֆիդային միացություններում կադմիումը հանդիսանում է բնորոշ խառնուրդ-տարրերից մեկը: Ինչպես միշտ, այս դեպքում ևս կադմիումը առավել բարձր կուտակումներ է առաջացնում սֆալերիտներում: Կադմիումի տեղաբաշխումը սֆալերիտների տարբերակներում հավանաբար պայմանավորված չէ երկաթի քանակությամբ: Այդ մասին են վկայում ինչպես ստացված անալիտիկ տվյալները, այնպես էլ ստորև բերվող առանձնահատկությունները:

1. Սֆալերիտներում երկաթի գերակշռող մասը գտնվում է տրոհված երկարժեք ծծմբային միացության մեխանիկական ներփակումների ձևով:

2. Կադմիումի իզոմորֆիզմը սֆալերիտներում հավանաբար իրականացվում է ոչ թե կոմպենսացիոն իզոմորֆիզմի ձևով, որի դեպքում ենթադրվում է երկարժեք երկաթի մասնակցությունը, այլ համարժեք ցինկի և կադմիումի ծծմբային միացությունների փոխադարձ տեղակալմամբ: Վերջինիս օգտին է խոսում ինչպես նրանց միատեսակ տետրաէդրային կառուցվածքը, այնպես էլ տարբեր հեղինակների կողմից կատարված փորձնական ուսումնասիրությունները:

3. Դիտարկվող գալենիտներում և խալկոպիրիտներում հանդիպող կադմիումի և ցինկի պարունակությունների միջև որոշակի փոխհարաբերություն չի նկատվում: Այդ միացություններում ցինկ-կադմիումի հարաբերությունը մի քանի տասնյակ անգամ զիջում է սֆալերիտներում նկատվող հարաբերությանը: Նշված սուլֆիդներում կադմիումը հավանաբար գտնվում է նաև իզոմորֆ խառնուրդի ձևով՝ տեղակալելով մի դեպքում երկարժեք ծծմբային միացության ձևով՝ $Pb^{+2}S^{-2} \rightleftarrows Cd^{+2}S^{-2}$ *մյուս դեպքում-եռարժեք ինդիումի միացության ձևով՝* $(2Cu^{+})Fe^{+3} \rightleftarrows In^{+3}Cd^{2+}$*. Նշված օրինակները տարբեր հեղինակների կողմից առաջարկվել են փորձնական ուսումնասիրությունների հիման վրա և պայմանավորված են նրանով, որ այդպիսի մեկուսացված տետրաէդրաներն ունեն միմյանց տեղակալելու մեծ հակում:*

4. Վերը նշված սուլֆիդներում կադմիումը տեղաբաշխվում է լոգարիթմական-նորմալ օրենքի համաձայն: Այդ մասին են վկայում ինչպես ասիմետրիայի ու էքսցեսի և նրանց ստանդարտ տատանումների հարաբերություններից ստացված երեքից փոքր արժեքները, այնպես էլ X^2_q *մեծության նկատմամբ Պիրսոնի ցուցանիշի* (X^2_n) *զիջող դերը:*

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белов Н. Н.*—Очерки по структурной минералогии. Минер. сб. Львовского ГО, 1959.
2. *Бокий Г. Б.*—Введение в кристаллохимию, М., 1954.
3. *Вин Дер Варден Б. Л.*—Математическая статистика. ИЛ, 1960.

4. *Вершковская О. В., Краснова В. С., Родионов Д. А.*—О распределении галлия в сфалеритах из флюоритово-сульфидных месторождений. Тр. ИМГРЭ, вып. 6, 1961.
5. *Гармаш А. А.*—Особенности распределения редких элементов в полиметаллических месторождениях Змеиногорского района Рудного Алтая. Тр. ИМГРЭ, вып. 4, 1960.
6. *Иванов В. В.*—К геохимии кадмия в месторождениях Депутатской группы. Геохимия, № 2, 1961.
7. *Крамер Г.*—Математические методы статистики. ИЛ, М., 1948.
8. *Кузнецов К. Ф.*—Редкие и рассеянные элементы в рудах некоторых полиметаллических месторождений Нерчинско-Заводской группы. Тр. ИМГРЭ, вып. 2, 1959.
9. *Солевьев В. Г.*—Методы математической вариационной статистики. М.—Л., 1939.
10. *Цинцадзе Г. В., Швелашвили А. Э.*—О кристаллохимической природе кадмия в сфалеритах Грузии. Сб. АН Груз. ССР, № 1, 1959.
11. *Черукури-Боррешвара*—Геохимия кадмия, индия, железа и марганца в сульфидных месторождениях Садонского типа. М., 1961.
12. *Чупров А. А.*—Основные проблемы теории корреляции. Госстатиздат, 1960.
13. *Ahrens L. H.* The lognormal oistribution of elements. Geochim. et Cosmochim Acta. 1964.
14. *Cochran W. G.* The X^2 test oi goodness of fit. Ann. Math. Stat. 23, 1948.
15. *Goldschmidt V. M.* Geochemistry. Oxford, 1954.
16. *Muta K.* The variation of FeS solubility in sphalerite from Kyushu and its relation with minor elements. Mem. Fac. Sci., 1958.
17. *Hahn H., Klingler W.* Über die kristall-strukturen bes In_2S_3 und In_3Se_3—Z. anorgan. shem. 1949.
18. *Hahn H., Frank G.* Zur struktur des Ga_2S_3.—Z. anolgan. ung allgem. chem 1955.
19. *Schroll E.* Über Unterschiede im spurengepalt bei Wurtziten, Schalenblanden und Zinkblanden. Sitzungsber, 1953.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 160—167

Дж. А. ОГАНЕСЯН

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЙОЦДЗОРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В течение последних 17—18 лет на территории Армянской ССР проводятся буровые работы с целью выявления промышленных скоплений нефти и газа.

В основном буровые работы сконцентрированы в пределах араратской котловины и в приереванском районе, где имеются благоприятные литолого-тектонические факторы для обнаружения залежей нефти в отложениях миоцена и олигоцена.

Следует отметить, что в мировом масштабе максимальная добыча нефти приходилась на неогеновые (миоценовые) и палеогеновые (олигоценовые) отложения и минимальная—на юрские и триасовые образования [4, 7].

Однако, за последние 12—13 лет наблюдается резкое изменение в распределении добычи нефти по геологическим системам за счет увеличения добычи из отложений мела, юры, перми, нижнего карбона и девона [4, 7].

В этом аспекте приобретают особый интерес Ведийский, Ехегнадзорский и Азизбековский районы Армянской ССР с примыкающей к ним с юго-востока и юга частью территории Нахичеванской АССР, где имеются значительные выходы осадочных отложений палеозоя, триаса и мела.

Наличие битуминозных слоев в отдельных горизонтах осадочного палеозоя Айоцдзора было замечено еще на заре геологических исследований территории Армении.

Еще Г. Абих, в 1858 г. отмечал наличие битуминозных известняков в отложениях верх. девона в районе с. Гнишик (Айоцдзор) [6], а Ф. Фрех в своей работе, изданной в 1900 г., указывает на наличие мощной пачки битуминозных известняков нижнекаменноугольного возраста в районе г. Норашен [6].

В 1912 г. П. Боннэ описал наличие битуминозных включений, прожилков и стяжений в отложениях карбона в ущелье р. Аракс, в районе г. Джульфа [6].

Все последующие исследователи описываемого района отмечали факт интенсивной битуминозности отдельных горизонтов палеозоя, а результаты анализов отобранных проб не оставляют сомнения в том, что мы имеем дело с нефтяными битумами. На протяжении последних лет нами проводились как крупномасштабные геосъемки в пределах Раздан-ского, Приереванского районов и Араратской котловины, так и специальные тектонические исследования в пределах Ведийского, Ехегнадзорского и Азизбековского районов Армянской ССР, а также части Нахиче-

ванской АССР, с целью выделения участков, перспективных в смысле нефтегазоносности.

В результате этих работ нами составлена серия тектонических и геолого-структурных карт юго-западной части Армянской ССР и прилегающих районов, а также собран определенный геологический материал, который в совокупности с имеющимися геофизическими данными позволяет восстановить более или менее цельную картину истории развития тектонических форм района, условия формирования тех или иных осадков и перспективы района в отношении нефтегазоносности.

В основу составленной тектонической карты (фиг. 1) положен детальный палеотектонический анализ, изменения мощностей и фаций отдельных тектоностратиграфических комплексов, гипсометрическое положение соответствующих маркирующих горизонтов и элементы залегания отдельных слоев. Предлагаемая к рассмотрению карта составлена по принципам, предложенным П. Е. Оффманом, с некоторыми дополнениями в соответствии с конкретной геологической обстановкой [8]. Все тектонические формы показаны в виде их проекций на плоскость в тектоноизогипсах (в абсолютных отметках). Бергштрихи показывают направление прогибания в то время, которое показывается крапом.

Время формирования и преобразования тектонических форм показывается крапом.

Таким образом, составленная тектоническая карта показывает истинную конфигурацию современных тектонических форм, а также всю историю их формирования.

Выяснилось, что из всего многообразия тектонических форм Айоцдзора можно выделить как наиболее перспективный, в смысле нефтегазоносности, Айоцдзорский антиклинорий.

В географическом отношении Айоцдзорский антиклинорий охватывает одноименный хребет со всеми его отрогами на всем протяжении и ограничен с юга Нахичеванской котловиной, а с севера—Араксинской мульдой.

На востоке, по линии сс. Мартирос-Серс-Барцруни, наблюдается общее периклинальное замыкание и погружение антиклинория в восток-юго-восточные румбы.

В западном, северо-западном направлениях непосредственным продолжением Айоцдзорского антиклинория является Данзикская группа складок, сложенных, в основном, палеозойскими отложениями и в структурном отношении являющихся наиболее приподнятой частью регионального Данзик-Айоцдзорского антиклинория.

Айоцдзорская антиклинальная система расположена на северном склоне широкого палеозойского прогиба, фрагмент северного борта которого отчетливо намечается в верховьях р. Аргичи в районе Селимского

перевала. Здесь суммарная мощность отложений палеозоя не превышает 600 м, а севернее указанного пункта отложения мезозоя непосредственно налегают на эопалеозойские сланцы.

Южный борт описываемого прогиба, имеющего ширину порядка 180—200 км, судя по литературным данным, приходится на современную территорию Турции и Ирана [10].

Максимальная мощность осадочных отложений палеозоя, по данным А. Т. Асланяна и Р. А. Аракеляна [2, 3], приходится на Приараксинскую зону и распределяется следующим образом:

1. Готландий (?)—нижний девон (по данным Велидагской скважины)—1500 м.

(Следует отметить, что бурение скважины по техническим причинам было приостановлено на глубине 1734 м и из описываемых отложений она не вышла).

2. Средний-верхний девон—1500 м по разрезам в пределах Садарак—Араздаянской и Гюмушлугской структур.

3. Нижний карбон—350—450 м.

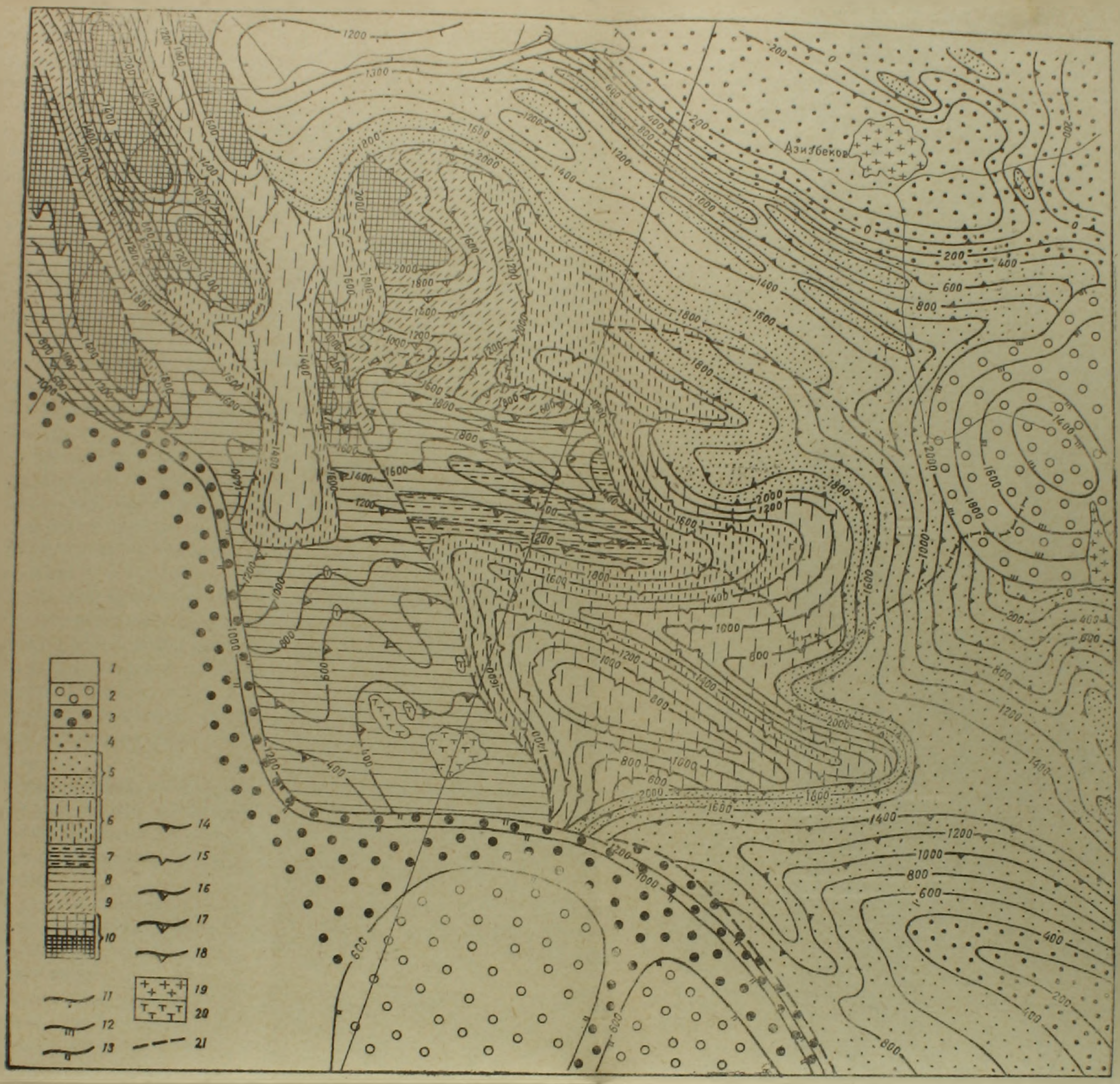
4. Пермь—320—350 м.

Длительное и медленное прогибание в интервале от готландия до верхней перми включительно с накоплением благоприятных для нефтепродуцирования субаквальных фаций было нарушено лишь в среднем и верхнем карбоне, отложения которого отсутствуют в известных разрезах.

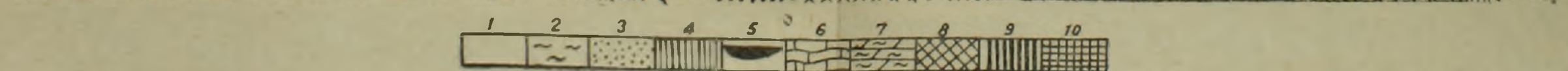
Следует отметить, что уже с низов карбона, с этрена, намечается некоторое расчленение единого палеозойского прогиба с образованием ряда складок конседиментационного характера, что подтверждается закономерным первичным сокращением мощностей нижнекаменноугольных отложений к сводам антиклинальных складок. Одной из таких складок является Данзик-Айоцдзорский антиклинорий. Закономерное уменьшение мощностей нижнего карбона к сводам антиклиналей особенно отчетливо видно в пределах Данзикской антиклинали, причем эта закономерность характерна как для комплекса нижнего карбона в целом, так и для отдельных его пачек и мелких пластов.

Первично простая с очень пологими (первые градусы) падениями крыльев Данзик-Айоцдзорская антиклиналь, заложенная еще в этрене, продолжала развиваться в целом в едином плане на протяжении всей перми, нижнего и среднего триаса, сохраняя все черты, характерные для конседиментационных складок.

Значительная перестройка тектонических форм намечается с низов верхнего мела, когда до этого единая Данзик-Айоцдзорская антиклиналь узким и неглубоким субмеридиональным прогибом в районе с. Хачик расчленяется на собственно Айоцдзорской антиклинорий и Данзикскую группу антиклиналей. Последняя в интервале верх. мел-антропоген существенных изменений в своем строении не претерпела и по всем имеющимся геологическим материалам сохраняла относительно приподнятое по-



АЙОЦДЗОРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ



Фиг. 1. Тектоническая карта Айоцдзорского антиклинория (составил Дж. А. Оганесян, 1964). 1—10—время основного формирования тектонических форм; 1—верхний плиоцен-четвертичное; 2—меотис понтическое; 3—нижнемиоценовое; 4—верхний эоцен—нижнеолигоценовое; 5—нижне-среднеэоценовое; 6—верхнемеловое; 7—юрское; 8—нижне-среднетриасовое; 10—нижнекаменноугольное; 11—18-морфология тектонических форм в тектоноизогипсах; 11—по подошве верхнего плиоцена; 12—по подошве меотиса; 13—по подошве нижнего миоцена; 14—по подошве эоцена; 15—по подошве верхнего мела, 16—по подошве нижнего триаса; 17—по подошве перми; 18—по подошве нижнего карбона; 19—интрузии гранодиорит-монцонитовой формации; 20—интрузии габбро-перидотитовой формации; 21—разломы. Условные обозначения к разрезу: 1—четвертичные отложения. 2—мио-плиоцен. Молассы, песчаники, конгломераты; 3—эоцен. Известняки, песчаники, конгломераты; 4—Верхний мел. Конгломераты, песчаники, аргилиты, известняки; 5—Средняя юра. Конгломераты, песчаники, алевролиты; 6—Нижний-средний триас. Фукоидные и доломитизированные известняки; 7—Пермь. Битуминозные известняки и песчаники; 8—Нижний карбон. Битуминозные известняки и песчаники; 9—Готландий (?)—девон. Глинистые сланцы, филлиты, кварциты, известняки; 10—Эопалеозой. Различные сланцы.

ложение по отношению к площади, охваченной Айоцдзорским антиклинорием.

Верхнемеловые прогибы, охватившие территорию современного Айоцдзорского хребта, сильно осложнили первично простую Айоцдзорскую антиклиналь. В результате дифференцированного прогибания в верхнем мелу оформились Тузейская антиклинальная складка, унаследованная от древней палеозойской складки, Гюлистанская мульда, восточная периклинальная часть Карагюзейской антиклинали и ряд других складок.

Значительная площадь, сложенная древними палеозой-триасовыми структурами, охватывающая в географическом отношении западные и северо-западные склоны Айоцдзорского хребта, массив г. Кезал, верховья р. Кабахлы, оказалась обжатой с запада Хачикским и с северо-востока и юго-востока вышеотмеченным Гюлистанским верхнемеловым прогибами.

На протяжении дальнейшей истории развития тектонических форм района эта субмеридиональная полоса продолжала сохранять относительно приподнятое положение по отношению к соседним областям.

Крупнейший эоценовый прогиб унаследовал в основных чертах верхнемеловую структуру, однако сильно осложнил ее новообразованиями, особенно в прибортовых частях.

Бортовая часть эоценового прогиба еще дальше отошла к северу, северо-востоку и востоку от бортовой полосы верхнемеловых прогибов.

Эоценовый прогиб оформил северное крыло, восточную периклиналь и часть юго-восточного крыла Айоцдзорского антиклинория.

Фактически, к концу цикла осадконакопления верхний эоцен-нижний олигоцен Айоцдзорский антиклинорий был уже оформлен почти во всех современных деталях.

Миоцен-четвертичное прогибание в пределах современной Нахичеванской котловины окончательно оформило юго-западное обрамление складки.

Таким образом, современный Айоцдзорский антиклинорий есть результат длительного—от палеозоя до четвертичного времени, эволюционного развития тектонических форм, в создании которых основная, давлеющая роль принадлежит разновременным и разномасштабным прогибаниям.

В разрезе субаквальных отложений палеозоя наиболее благоприятными для нефтепродуцирования фациями являются глинистопесчанистые отложения готландия (?) — нижнего девона, вскрытые Велидагской скважиной.

По-видимому, сам факт битуминозности этих черных сланцев, а также та или иная битуминозность почти всех остальных стратиграфических комплексов вверх по разрезу говорит в пользу выделения Велидагской свиты как нефтематеринской.

В пользу этого говорят также теоретические соображения и региональные сопоставления с другими областями.

Следует отметить, что рассматриваемый комплекс готландий-нижнедевонских черных глинистых сланцев в площадном отношении имеет региональное развитие и в некоторых странах, например, в США судя по работам Свенсона, подвергнут специальным исследованиям (с перспективой на 50—70 лет вперед), с целью промышленного производства из них нефти в случае истощения имеющихся месторождений жидкой нефти.

Таким образом, Данзик-Айоцдзорский антиклинорий, заложенный еще с нижнего карбона, фактически являлся северным барьером для мигрирующей нефти из глубоких нижних частей разреза палеозойского бассейна (Велидагской свиты).

По мере усложнения Айоцдзорской антиклинали в триасе, юре, меле и эоцене нефть, первично мигрировавшая из продуцирующего слоя в карбоновую Данзик-Айоцдзорского антиклиналь, должна была мигрировать в новые триасовые, меловые, эоценовые структуры.

Очевидно, в процессе этих повторных миграций, а также осложнений старой структуры новообразованиями, время от времени могли создаваться условия, при которых часть залежей могла быть разрушенной.

Такие процессы могли быть в течение среднего и верхнего карбона, на интервалах нижняя юра, нижний мел. Однако следует отметить, что в указанные периоды, по имеющимся данным, глубина эрозии была не настолько большой, чтобы разрушить все залежи. Так, в интервале средний-верхний карбон, судя по имеющимся данным, могла расформироваться лишь часть вторичных залежей, локализованных в структурах, сложенных песчаниками этрена.

Первично мигрировавшая нефть из глин готландия (?)—нижнего девона в отдельные слои песчаников этого же времени в пределах Данзик-Айоцдзорской антиклинали не была разрушена, ибо в ядрах этих складок даже современная эрозия вскрыла лишь слои верхнего девона.

Такая же картина наблюдалась в нижней юре и нижнем мелу, причем наличие отложений этих периодов в глубоких частях соответствующих прогибов в настоящее время еще не может опровергаться. Следовательно, часть возможных залежей нефти могла остаться в запечатанном виде.

Некоторый скептицизм в отношении перспектив нефтегазоносности описываемого района у ряда исследователей вызывает метаморфизм палеозойских слоев.

Следует отметить, что даже в современном виде наряду с интенсивно метаморфизованными слоями палеозоя, потерявшими способность генерировать нефть, имеются отдельные слои песчаников в перми и карбоне, сравнительно слабо метаморфизованные и способные отдать нефть. Кроме того, широко развитая трещиноватость палеозойских слоев также говорит в пользу возможной проницаемости рассматриваемых пород, что в свое время отмечалось еще А. Т. Асланяном.

С нашей точки зрения, в свете истории развития тектонических форм рассматриваемого района становится ясно, что наблюдаемый метамор-

физм палеозойских пород ни в коей мере не может препятствовать нахождению древний готландий (?)—нижнедевонской нефти в перспективных молодых структурах, осложняющих древний Айоцдзорский антиклинорий.

Вполне понятно, что при накоплении песчано-глинистых отложений готландия—нижнего девона, эти отложения находились в неуплотненном состоянии. При мощности этих слоев в 1500 м и последующем накоплении слоев среднего-верхнего девона и нижнего карбона, когда начали закладываться антиклинальные складки, глубина погружения предполагаемых нефтематеринских слоев была вполне достаточной (более 1000 м), чтобы в них начался процесс нефтеобразования [4, 7] и совершенно недостаточным, чтобы эти слои подвергались региональному метаморфизму.

В интервале от нижнего девона до конца нижнего карбона предполагаемые нефтематеринские слои в глубокой части палеозойского прогиба могли лишь подвергнуться значительному уплотнению, что должно было вызвать переход микронефти в капельно-жидкое состояние с отжимом ее из глин в чередующиеся с ними пласты песчаников, по которым нефть должна была мигрировать из глубокой части бассейна к бортовым структурам.

В рассматриваемом конкретном случае северной преградой для этой первично мигрирующей нефти была пологая Данзик-Айоцдзорская антиклиналь. Дальнейшая перестройка и осложнение Данзик-Айоцдзорской антиклинали в следующие после перми эпохи могли лишь вызвать вторичную миграцию нефти в более молодые структуры, что, теоретически, создает возможность нахождения при благоприятных условиях готландий—нижнедевонской нефти даже в четвертичных структурах, в пределах древнего антиклинория.

По имеющимся у нас данным, породы палеозоя были подвергнуты метаморфизму до накопления слоев турона, в базальных конгломератах которого имеются гальки метаморфизованных пород палеозоя. Однако, над палеозойским комплексом и под верхним мелом мы еще имеем мощный комплекс кавернозных доломитизированных, фукоидных известняков нижнего-среднего триаса, а также терригенные песчаники средней юры, которые обладая достаточными коллекторскими свойствами, могли и вместить в себя мигрировавшую из палеозоя нефть, и отдать ее позднее в более молодые мел-эоценовые структуры.

Очевидно этим и объясняется интенсивная битуминозность отдельных слоев турона, кампана, маастрихта, нижнего эоцена в пределах сводовых частей Тузейской, Карагюзейской и других антиклинальных складок (до 8—10 баллов). Резюмируя, можно придти к следующим выводам:

1. Айоцдзорский антиклинорий, заложенный еще в карбоне на северном склоне обширного палеозойского прогиба, на всем поддающемся расшифровке интервале от карбона до четвертичного времени испытывал устойчивую тенденцию к геоантиклинальному развитию.

2. Превалирующая роль в формировании основных тектонических

форм рассматриваемого района приходится на разновременные и разномасштабные прогибы.

3. Современный Айоцдзорский антиклинорий сложен типично конседиментационными складками и является результатом длительного эволюционного развития первично простой пологой нижнекаменноугольной Данзик-Айоцдзорской антиклинали.

4. Мощная серия глинисто-песчанистых черных сланцев готландия (?)—нижнего девона (Велидагская свита) может являться основным нефтематеринским горизонтом в мелководных морских отложениях палеозоя.

5. Уплотнение нефтематеринских (либо нефтесодержащих) слоев и отжим нефти из глин в коллекторы с последующей ее миграцией в благоприятные структуры представляет взаимосвязанный процесс.

6. Представляется вероятным, что к тому времени, когда древний готландий—нижне девонские слои в глубокой части палеозойского прогиба были уже подвергнуты метаморфизму и потеряли способность генерировать нефть, большая часть имевшейся в них нефти уже мигрировала в более высокие горизонты, в благоприятные структуры в пределах Айоцдзорского антиклинория.

7. Необходимо провести поисково-структурные буровые работы в пределах Айоцдзорского антиклинория с целью нахождения готландий-нижнедевонской нефти в мел-эоценовых структурах.

Управление геологии
Совета Министров Армянской ССР

Поступила 15.IX.1965.

Ջ. Ա. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ

ՀԱՅՈՑՁՈՐԻ ԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ՁԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ՊԱՏՄՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ՆՐԱ ՆԱՎԹԱԳԱԶԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԻՐԱՆԿԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Վերջին 12—13 տարվա ընթացքում նկատվում է նավթի հանույթի բալանսի զգալի փոփոխություններ՝ կավճի, յուրայի, պերմի, ստորին կարբոնի և դևոնի նստվածքներից հանույթի ավելացման հաշվին։

Այս տեսակետից առանձնահատուկ հետաքրքրություն է ներկայացնում Վեդու, Ողեգնաձորի, Ազիզբեկովի շրջանների և նրանց հարակից հատվածների համապատասխան նստվածքների տարածման շրջաններում նավթագազաբերության հեռանկարները։

Դեռևս Գ. Աբիխը, Ֆ. Ֆրեխը, Ա. Բոննեն և շրջանի բոլոր հետագա ուսումնասիրողները նույնպես իրենց ժամանակին նշել են պալեոզոյի առանձին հորիզոններում նավթային բիտումների առկայության մասին։

Հեղինակը դաշտային ուսումնասիրությունների հիման վրա, որոնց հիմքում դրված է հնագույն տեկտոնիկայի մանրակրկիտ վերլուծությունը, կազմել է Հայկական ՍՍՀ-ի հարավ-արևմտյան մասի տեկտոնական քարտեզ, որը

ցույց է տալիս ժամանակակից տեկտոնական կառուցվածքների ձևերը և նրանց զարգացման պատմությունը։

Նրա կարծիքով, նավթագազաբերության տեսակետից ավելի հեռանկարային է համարվում Հայոցձորի անտիկլինորիումը, որը տեղադրված է պալեոզոյի հասակի լայն ճկվածքի հյուսիսային լանջի վրա։

Հայոցձորի անտիկլինորիումը իր ամբողջ պատմության ընթացքում, սկսած ստորին կարբոնից մինչև չորրորդական ժամանակաշրջանը կրել է հատուն գեոանտիկլինալային զարգացում։

Օդած փաստացի տվյալները թույլ են տալիս եզրակացնելու, որ նավթի և գազի համար մայր ապարներ են հանդիսանում գոտյանդի-ստորին դևոնի հասակի Վելիդաղի կտրվածքի կավա-ավազաքարային ապարների շերտախումբը։

Հեղինակի կարծիքով պալեոզոյի ապարների մետամորֆիզմը արգելք չի հանդիսանում հայտնաբերելու հնագույն գոտյանդի-ստորին դևոնյան նավթր ավելի երիտասարդ հեռանկարային կառուցվածքներում, որոնք տեղադրված են Հայոցձորի հնագույն հասակ ունեցող անտիկլինորիումի սահմաններում։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Азизбеков Ш. А.* Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, М., 1961.
2. *Аракелян Р. А.* Стратиграфия палеозойских отложений юго-западной части Арм. ССР
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
4. *Вассоевич И. Б.* и *Успенский В. А.* Геология нефти. Спутник полевого геолога-нефтяника. Том II, 1954.
5. *Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Айпетрат, 1959.
6. Геология СССР том X—Закавказье, часть I. М.,—Л., 1941.
7. *Еременко И. А.* Геология нефти и газа, 1961.
8. *Оффман П. Е.* Тектоническая карта Волго-Донского междуречья (к вопросу о разработке принципов построения тектонических карт). Изв. АН СССР, серия геологическая, № 8, 1964.
9. *Пиффенгольц К. Н.* Сейсмотектоника Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван, 1946.
10. *Фюрон Р.* Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. ИЛ. 1955.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 168—172

А. А. ГАБРИЕЛЯН, Э. Х. ХАРАЗЯН

К НЕОТЕКТОНИКЕ ЛОРИЙСКОГО, ГУКАСЯНСКОГО И ЦАЛКИНСКОГО ЛАВОВЫХ ПЛАТО

Последние интенсивные складкообразовательные движения на Антикавказе (Малый Кавказ) происходили, как известно, в конце верхнего миоцена и обусловили дислокацию миоценовых отложений, заполняющих Среднеараксинскую и Севанскую впадины, послесарматскую региональную выраженную регрессию и несогласное перекрывание дислоцированного миоцена молассовыми и вулканогенными образованиями плиоцена и антропогена. В Куринской впадине тектонические движения имели место также в последующие геологические эпохи, в результате чего мэотис-понтические, средне- и верхнеплиоценовые и четвертичные (вплоть до хазарских) морские и озерно-континентальные отложения также смяты в складки и образуют отчетливо выраженные антиклинальные и синклинальные структуры.

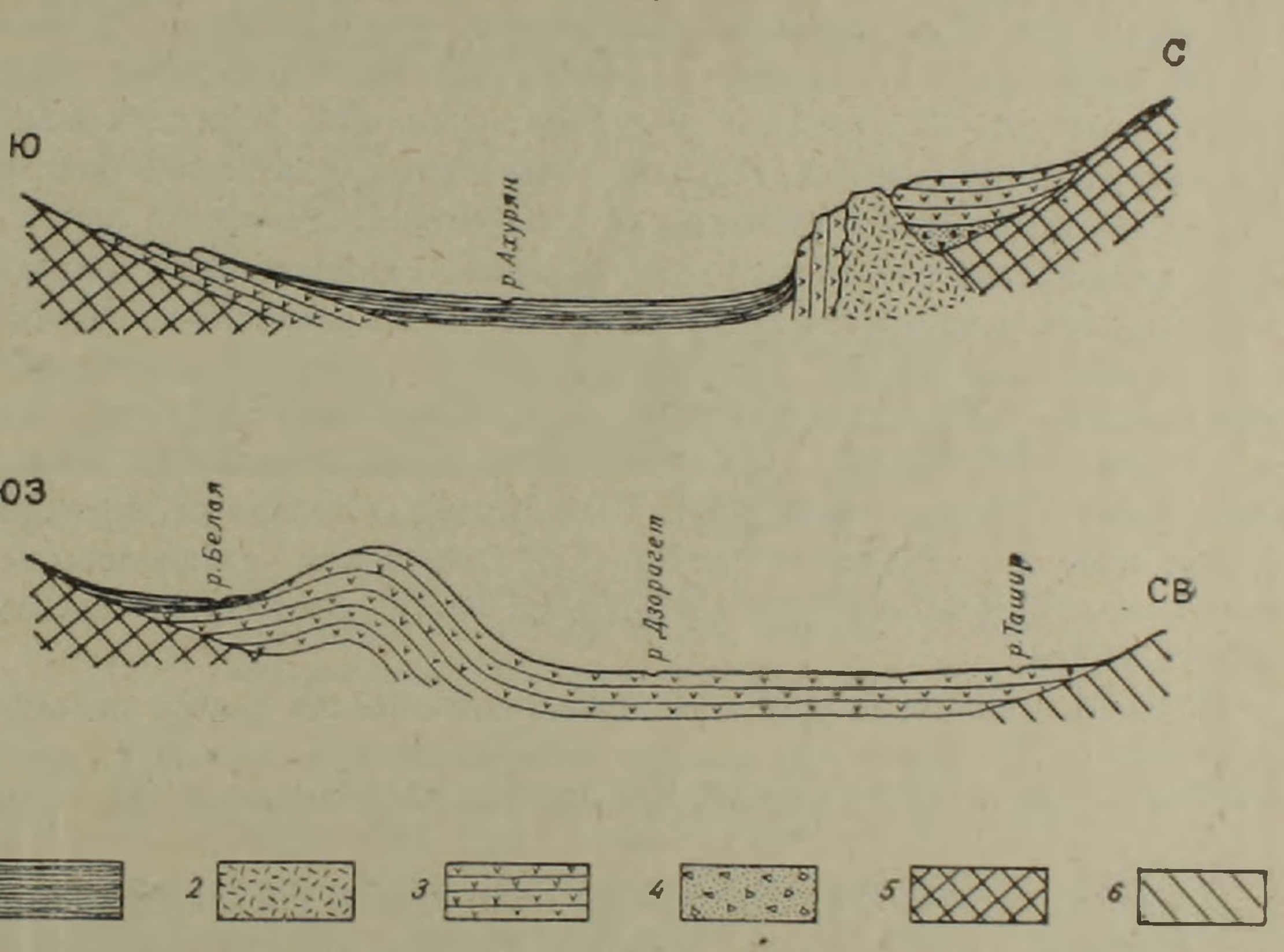
На Антикавказе после сармата происходили орогенические (вертикальные) движения, вызвавшие общее поднятие страны и установление континентального режима. Поэтому морские отложения плиоцена и антропогена здесь отсутствуют, широко развиты вулканогенно-пролювиальные молассовые образования нижнего-среднего плиоцена и вулканогенные и озерно-речные образования верхнего плиоцена-постплиоцена. Из них только нижне-среднеплиоценовые отложения (Вохчабердская свита и ее стратиграфические эквиваленты) очень слабо дислоцированы (углы падения пластов в среднем 5—10°), а отложения верхнего плиоцена и антропогена в региональном масштабе лежат практически горизонтально.

Неотектонические движения, интенсивно происходившие на Антикавказе, выразились преимущественно в глыбовом поднятии отдельных горных хребтов и опускании долин и озерных котловин и обусловили формирование его современного, сильно расчлененного высокогорного рельефа.

Однако, в ряде мест—бассейн оз. Севан, Ереванский прогиб, Памбакская долина и др., верхнеплиоценовые и четвертичные отложения обнаруживают явные признаки дислоцированности [1, 2, 3, 5, 6]. В настоящей заметке авторы приводят некоторые новые данные о дислоцированности верхнеплиоценовых долеритовых базальтов Лорийского, Гукасянского и Цалкинского плато, которые представляют значительный интерес для выяснения ряда вопросов, касающихся характера и амплитуды неотектонических движений на Антикавказе.

В районе Лорийской котловины и Джавахетского хребта, как и в других вулканических сооружениях Антикавказа (в частности на г. Ара-

гац и ее периферических плато), долеритовые базальты составляют основание разреза мощного комплекса вулканических образований (базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты и др.) верхний плиоцен-среднечетвертичного возраста. Обнажаются они узкой полосой вдоль северного подножья Базумского хребта, ограничивают Лорийское плато с юга и отчетливо дислоцированы. По линии сс. Арманис-Куйбышево-Катнахпюр-Лорплемсовхоз они образуют структурный вал близширотного простирания с крутым падением пластов (30—40°, а местами, как, например, у Лорийского совхоза, до 55—60°) на север и более пологим (до 15°)—на юг (фиг. 1). На Лорийском плато эти дислоцированные лавы перекрываются горизонтально лежащими более молодыми потоками вулканогенного комплекса Джавахетского хребта. В ряде мест в этот структурный вал врезаны антецедентные ущелья верховья р. Дзорагет и ее небольших левых притоков. Этот вал расположен вдоль северного из парных разломов глубокого заложения, установленных на Базумском хребте целым рядом геологических признаков.



Фиг. 1. Схематические поперечные разрезы Верхнеахурянской (наверху) и Лорийской (внизу) котловин. 1. Современные аллювиально-делювиальные и озерно-речные отложения. 2. Экструзия гиалодацитов среднечетвертичного возраста. 3. Долеритовые базальты верхнего плиоцена-нижнего антропогена. 4. Долавовый (верхнеплиоценовый) делювий. 5. Нижнемеловые известняки. 6 Среднеэоценовые вулканические образования.

Аналогичная картина наблюдается в Арпинской котловине. Она в плане новейшей тектоники представляет область относительного опускания (овального соединения), ограниченную с севера очень отчетливо

выраженным в рельефе флексурным уступом, отражающим, по-видимому, разлом в фундаменте. Вдоль этого уступа, здесь, как и на Лорийском плато, долеритовые базальты образуют длинный, но узкий структурный вал с крутым (50—60°), местами вертикальным, падением потоков лав на юг, в сторону Арпинской котловины. Обнажающиеся в небольших антецедентных ущельях пролювиально-озерные отложения верхнеплиоценового возраста, залегающие над долеритовыми базальтами, также дислоцированы, и пласты их, как и долеритов, круто падают в сторону Арпинской котловины. Вдоль этого структурного вала местами развиты небольшие экструзии плитчатых андезитодацитов и гиалодацитов, внедрившиеся в толщу долеритовых базальтов. Отчетливо выраженные флексурные уступы образуют долеритовые базальты и по северному борту Амасийской котловины у районного центра Амасия, а также по южному борту Верхнегукасянской котловины (к западу от с. Вартахбюр).

Очень наглядно вырисовывается дислоцированность долеритовых базальтов в районе Цалкинского вулканического плато. Дислоцированность лав Цалкинского района впервые отметил еще в 1936 г. П. И. Желтов. Его наблюдение подтвердилось последующими, более детальными, исследованиями Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [5]. В их небольшой по объему, но очень содержательной статье приводятся веские доказательства верхнеплиоценового возраста долеритов Цалкинского плато и нижне-среднечетвертичного возраста (миндель—миндель-рисс) андезито-базальтовых и андезито-дацитовых покровов Джавахетского (Кечутского) хребта, залегающих над долеритами. Их данные вполне подтверждаются и материалами по Армении. Заслуживает внимания также указание Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили на наличие на южном склоне Аджаро-Триалетского хребта более молодых долеритов, перекрывающих лавы Джавахетского хребта. Э. Х. Харазяном установлено наличие молодых долеритов и в центральной части водораздела Джавахетского хребта.

По Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили волнистая форма рельефа лав Цалкинского района обусловлена тектоникой; возвышенности представляют антиклинальные складки, а пониженные участки рельефа—синклинали.

Наши наблюдения 1965 г. полностью подтвердили мнения указанных исследователей и привели нас к убеждению в том, что долеритовые лавы здесь составляют ряд узких, но вытянутых в широтном направлении антиклинальных и синклинальных складок (фиг. 2).

В синклинальных мульдах в верхнеплиоценовое и четвертичное время образовались озерные бассейны и происходило накопление мелководных песчано-глинистых и диатомитовых отложений.

Наиболее крупная антиклинальная складка расположена вдоль южного подножья Аджаро-Триалетской складчатой зоны и, как и на Лорийском плато, в ряде мест прорезана антецедентными ущельями. Южнее этой антиклинали развита синклинальная складка, в мульдовой части которой построено водохранилище Храмгэса.

Эти складки расположены вдоль северной периферии Сомхетской (Артвинско-Болнисской) глыбы, граничащей с севера с Аджаро-Триалетской складчатой зоной. Вдоль границы указанных двух крупных геотектонических зон—Аджаро-Триалетской и Сомхетской, по данным П. Д. Гамкрелидзе [4], развита система параллельных, длительно развивающихся разломов глубокого заложения, поверхностными отражениями которых, по нашему мнению, являются указанные выше дислокации верхнеплиоценовых лав.

Фиг. 2. Схематическая карта новейшей тектоники Ахалкалакского вулканического нагорья. 1. Глубинные разломы, 2. Оси антиклинальных складок в молодых лавовых образованиях.

Таким образом, дислокации верхнеплиоценовых лав периферии Джавахетского вулканического сооружения, Лорийского и Цалкинского плато не обусловлены тангециальными складкообразовательными движениями земной коры, а отражают глыбовые движения структурных блоков по длительно развивающимся разломам, заложенным по границам различно построенных геотектонических зон.

Доказательством этого является тот факт, что дислоцированность лав имеет локальный характер и приурочена только к разломам (надразломная и приразломная). Вне пределов разломов лавы эти лежат горизонтально. Структурные валы и антиклинальные складки, сложенные верхнеплиоценовыми лавами, как правило, несимметричны, с более крутыми падениями пластов (переходящими места во флексурные изгибы) в сторону опустившихся частей глыб. По своим морфологическим особенностям описанные складки очень напоминают структуры платфор-

менных чехлов (валы, плакантиклинали, флексуры), которые, как известно, генетически связаны с глыбовыми движениями фундамента.

Аналогичные флексурные изгибы в плиоценовых и нижнечетвертичных отложениях, обусловленные разломами фундамента, наблюдаются по северному борту Ширакской котловины, они впервые отмечены А. Т. Асланяном [1] и по северо-восточному и юго-западному бортам Севанской впадины. С разрывными нарушениями связаны также дислокации долеритовых базальтов у сс. Птгни, Джрвеж, Мангюс в Приереванском районе, а куполовидные вовышенности, сложенные этими лавами (Ераблурская группа по дороге Ереван-Аштарак и у сс. Аван, Ариндж, г. Мурад-тапа), обусловлены соляной тектоникой [3].

Ереванский Государственный университет
Институт геологических наук АН АрмССР

Поступила 5.V.1966.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асланян А. Т.*—Об открытии нижнего палеолита в Ленинаканской котловине и его геологическое значение. Сб. Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР. 1956.
2. *Габриелян А. А., Асратян В. П., Назарян А. Е.*—К стратиграфии и тектонике Саркаинской толщи басс. оз. Севан. Сб. научн. тр. Ерев. пол. ин-та, № 8, 1954.
3. *Габриелян А. А., Арзуманян С. К.*—О новейшей тектонике Ереванского соленосного бассейна. ДАН Арм. ССР. т. XXXIV, № 4, 1962.
4. *Гамкрелидзе П. Д.*—Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии; в кн. «Гималайский и Альпийский орогенез», 1964.
5. *Заридзе Г. М.* и *Татришвили Н. Ф.*—О возрасте Цалкинского лавового комплекса. ДАН СССР. т. 59, № 1, 1948.
6. *Мкртчян К. А.*—К характеристике послевюрмских тектонических движений бассейна р. Памбак. В сб. Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР. 1956.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 173—175

Э. А. КЮРЕГЯН

О СОДЕРЖАНИИ СЕРЕБРА В НЕКОТОРЫХ ВОДАХ АРМЯНСКОЙ ССР

Разработанная нами чувствительная методика определения серебра в водах [1] позволила произвести анализ некоторого количества рудничных, родниковых и речных проб воды, отобранных на участках развития полиметаллического оруденения в пределах медных месторождений Алаверди, Шамлуг.

Определение серебра проводилось с помощью дитизона, методом колориметрического титрования, основанного на образовании в кислой среде (pH 1,5—2,0) золотисто-желтого однозамещенного дитизоната серебра AgHДz нерастворимого в воде. Чувствительность метода-1 мкг Ag^+ в 1 литре [1]. В табл. 1 приводятся результаты определения серебра в различных водах.

Таблица 1

Содержание Ag^+ в подземных и поверхностных водах районов отдельных месторождений

№ проб	Месторождение	Содержание Ag^+ мг/л
а) рудничные воды		
1, 2, 5	Алавердское	0,002—0,003
6	Шамлугское	0,012
б) родники		
28—31	Шамлугское	0,002—0,003
32—38	Карнутское	0,0005—0,0950
в) ручьи и речки		
9—11	Алавердское	0,0010—0,0075
12—25	Карнутское	0,0005—0,005

Для контроля несколько проб были выпарены и сухой остаток был передан в спектральную лабораторию ИГН АН Арм. ССР. Результаты определения серебра двумя методами сведены в табл. 2.

Как видно из табл. 2, определения серебра химико-аналитическим методом и спектральным дают незначительные расхождения, вполне приемлемые.

Таким образом, серебро обнаружено в рудничных водах изученных месторождений в количестве от 0,002 до 0,012 мг/л; в водах родников, расположенных в районе месторождений, оно присутствует в количестве от 0,002 до 0,095 мг/л; и наконец, в речных водах (реки, протекающие в районе месторождений) от 0,0005 до 0,0075 мг/л.

Таблица 2

Сравнительные данные определения Ag^+ в водах двумя методами

№ проб	Содержание Ag^+ мг/л	
	химический метод	спектральный метод
2	0,0020	0,0015
6	0,0120	0,0160
12	0,0005	0,0006
16	0,0005	0,0006
25	0,0040	0,0030
29	0,0025	0,0025
31	0,0030	0,0030
37	0,0025	0,0030

Полученные результаты позволяют нам судить о содержании серебра в гидросфере лишь районов исследованных месторождений, а говорить о более широкой миграции серебра пока трудно. Не ясен вопрос и о том, в каких соединениях серебро мигрирует, взаимодействуя с водой. Образующийся в зоне окисления сульфат серебра (Ag_2SO_4) трудно растворим (растворимость Ag_2SO_4 составляет 0,79 г/100 г при t° 20°C) [2] и его миграция в этой форме, если и осуществляется, то в очень малом объеме.

Присутствующие в водах хлориды, бромиды и иодиды могут образовывать галоидные соединения, а карбонаты—соединения углекислого серебра, но их растворимость ничтожна [2, 3]:

AgCl	растворяется	0,00016	г/100 г при	t° 18°C
AgBr	„	0,00002	„	t° 18°C
AgJ	„	0,0000003	„	t° 18°C
Ag_2CO_3	„	0,00032	„	t° 20°C

а поэтому миграция серебра и в этих формах, конечно, мало вероятна.

Наиболее растворимы азотнокислые соединения серебра (растворимость $AgNO_3$ составляет 222,0 г/100 г при t° 20°C), которые могут образовываться в результате взаимодействия серебра с нитратами природных водных растворов. Эти соединения легко подвижные, хорошо переносятся водами.

Нашей дальнейшей задачей является более детальное изучение вопроса поведения серебра в природных водах. Работы эти продолжаются.

Полученные на сегодня результаты дают нам возможность говорить о том, что не только рудничные воды, связанные с полиметаллическим оруденением и непосредственно омывающие рудные тела, но и воды родников и рек района месторождений содержат серебро в ощутимых количествах. Эти серебросодержащие воды могут быть хорошим гидрогеохимическим поисковым признаком полиметаллических месторождений.

Не исключена, но и весьма проблематична (ввиду наличия в водах других компонентов) возможность применения этих вод в бальнеологии: бактерицидные свойства серебра известны с древних времен. Электроли-

тический метод обогащения вод ионами серебра (так называемая «серебряная вода») придает воде активное дезинфицирующее действие, вода становится стерильной, в результате чего за несколько секунд уничтожаются все болезнетворные бактерии (при этом концентрация серебра в растворе составляет 1:10.000.000).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 11.XI 1966.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Э. А. Кюрегян, Ц. О. Эксузян* — Определение малых количеств серебра в водах и в породах. Изв. АН Арм. ССР, XVII, № 6, 1964.
2. *Ю. Ю. Лурье*—Расчетные и справочные таблицы для химиков. Госхимиздат, 1947
3. *С. С. Смирнов*—Зона окисления сульфидных месторождения. Госгеолиздат, 1955.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 176—180

Ф. Г. ШАМЦЯН

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА ПОИСКОВ НА ФРОЛОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ* МЕДИ

Биогеохимический метод поисков, применяемый в разных районах Советского Союза, получает в последние годы большое распространение. На территории Армении он был применен в 1956—57 гг. Д. П. Малюгой [3] на Каджаранском месторождении, а в 1960 г. А. И. Макаровой на Алавердском рудном поле.

В 1962—63 гг. биогеохимический метод поисков был использован Фиолетовской ПСП на Фроловском месторождении меди, расположенном в верховьях р. Фролова Балка, на высоте 1600—1700 м.

В районе месторождения распространены горнолесные бурые почвы. Мощность их не превышает 50 см. Растительность представлена густым смешанным лиственным лесом, где преобладают бук (Fagus orientalis), граб (Carpinus betulus), дуб (Quercus Harwissiana).

Выше по склону, с высоты 1800 м лиственный лес сменяется хвойным. Подлесок представлен кустарниковой растительностью.

Сложен район месторождения окремненными известняками сенона, на которых с некоторым угловым несогласием залегает мощная толща вулканогенно-осадочных пород среднего эоцена.

Отмеченные породы прорваны Фиолетовской интрузией порфировидных сиенито-гранитов, которая непосредственно на площади месторождения имеет форму покрова мощностью до 35 м.

Под воздействием интрузии порфириты района месторождения ороговикованы (в приконтактовой части), а известняки участками сильно окремнены и мраморизованы.

Рудовмещающими порсдами месторождения являются гидротермально измененные (окварцованные, хлоритизированные, огипсованные) порфириты, их туфы и туфобрекчии. Мощность зоны гидротермально измененных пород достигает 500—550 м.

Месторождение приурочено к вторичной синклинальной складке близширотного простирания. С юга складка ограничена сбросом, проходящим по р. Фролова Балка, а с севера—подобным же нарушением, проходящим вдоль контакта известняков с вулканогенной толщей.

Рудные тела месторождения, приуроченные к отдельным тектоническим трещинам, имеют близширотное простирание и согласное с вулканогенной толщей залегание.

Основными рудными минералами являются халькопирит, сфалерит, в незначительном количестве присутствуют блеклые руды. Из нерудных минералов присутствуют кварц, сидерит, гипс, хлорит. В значительном количестве присутствует пирит.

---

* Автор месторождением называет Фроловское рудопроявление (прим. ред.).

Среднее содержание меди равно 1,5%.

Развита зона окисления и выщелачивания. С поверхности в большинстве случаев рудные тела не фиксируются.

Известно, что в золе растений, произрастающих на рудных участках, концентрируются химические элементы рудного тела. Это положение и составляет основу биогеохимического метода поисков.

Глубинность этого метода зависит во многом от глубины корневой системы растений, мощности зоны окисления и выщелачивания.

В качестве объекта биогеохимического опробования нами был выбран бук (Fagus orientalis), как наиболее распространенный в районе.

Опробование производилось в конце лета и осенью, в сухую погоду. Материалом для проб (весом 100—150 г) являлись листья и веточки бука. Пробы отбирались по возможности с деревьев, примерно одного возраста.

Опробование производилось по сетке 100×20. Профили располагались вкрест простиранию известных рудных тел.

Для выяснения естественного биогеохимического фона опробование производилось и за пределами месторождения, на заведомо безрудных участках.

Кроме основного рудного элемента—меди, определялось содержание в золе и железа.

Цинк в золе растений спектральным методом не определялся, т. к. отмечалось высокое содержание кальция, линия спектра которого целиком перекрывала соседнюю линию спектра цинка.

Высокое содержание кальция в золе растений, по данным Д. П. Малюги, связано с высоким значением pH почвы (примерно 7).

В табл. 1 приводятся для сопоставления содержания меди и железа в различных породах и над рудной зоной.

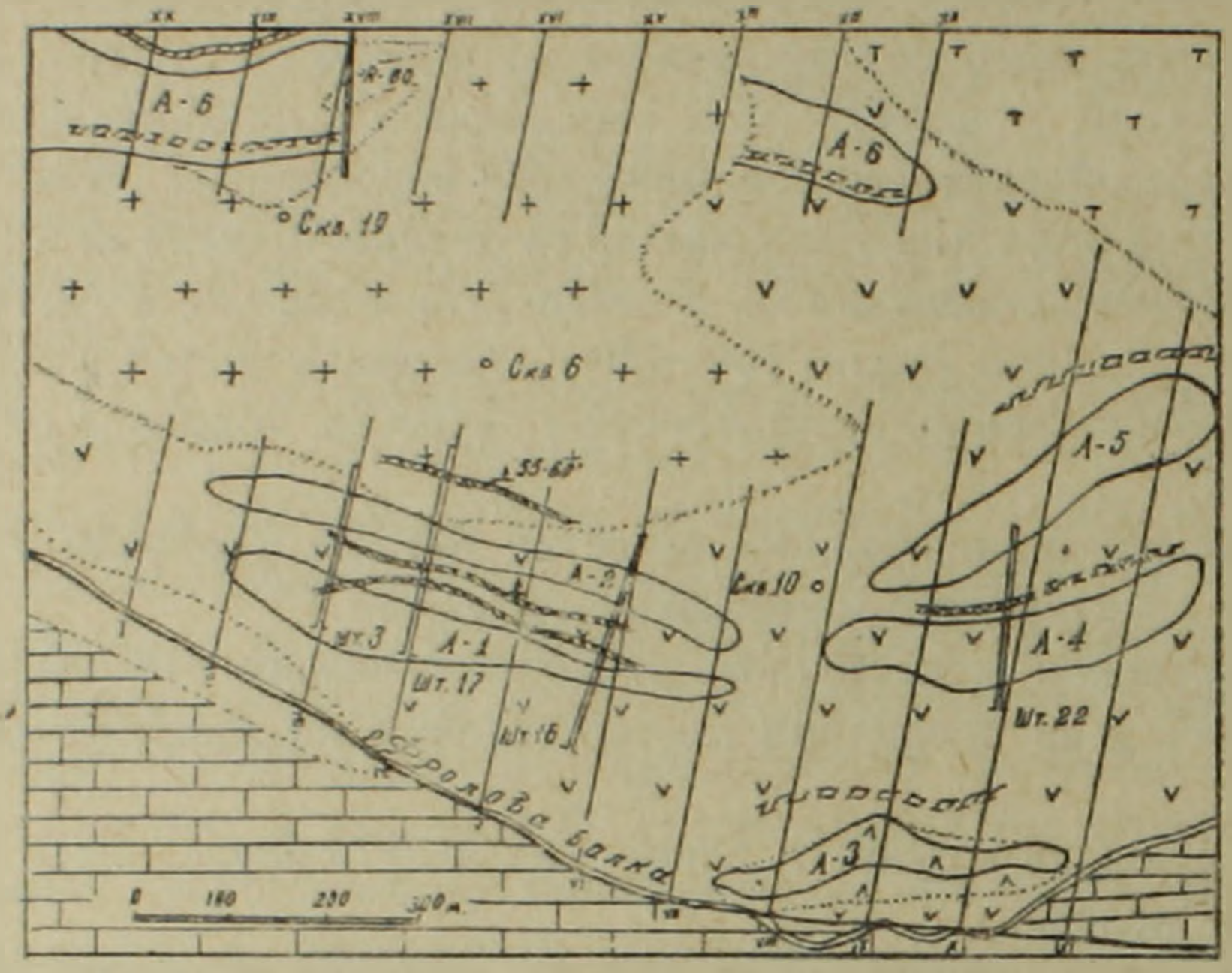
Таблица 1

Содержание в золе бука	Меди	Железа в %
Над известняками	0,001	0,1
Над интрузией сиенито-гранитов	0,001 –0,003	0,3
Над гидротермально измененными порфирами	0,003	0,3—1
Над рудной зоной	0,003—0,03	0,3—1 и более

На сульфидных месторождениях ореолы рассеяния, как правило, всегда обогащены железом. Так как в условиях гипергенного выветривания железо, в отличие от меди и цинка, малоподвижно, оно переносится недалеко от рудных тел. По этой причине повышенное содержание железа в золе растений в некоторой мере являлось поисковым признаком. На характерную роль железа для рудных и особенно сульфидных месторождений указывают А. А. Веселов [1] и С. М. Ткалич [5].

По данным результатов спектрального анализа выделялись аномальные участки меди и железа, которые в основном совпадают друг с другом (фиг. 1).

Схематическая биохимическая карта
Фроловското м-ния меди



Фиг. 1.

Всего на Фроловском месторождении выделено 6 аномальных участков. Среди них наиболее отчетливо выделяются аномалии № 1 и № 2 в районе известных рудных тел между штольнями №№ 16—17.

Четкому выделению этих аномалий способствовали: обводненность участка, зараженность рудничными водами и рудными отвалами, неглубокое залегание рудных тел, сравнительно богатое содержание руды.

Три аномалии выделяются на восточном фланге месторождения и одна крупная аномалия на его северном фланге. Все эти аномалии располагаются в зоне гидротермально измененных пород и так же, как и аномалии №№ 1и 2, вытянуты в близширотном направлении. Длина их достигает 400 м.

При выделении аномалий эталоном являлись аномалии № 1 и № 2, полученные уже по известным рудным телам.

Для сравнения по одному профилю было отобрано также 10 проб листьев и веточек граба.

При сопоставлении результатов спектрального анализа проб граба и бука получились, в основном, тождественные результаты.

Биогеохимическая съемка на Фроловском месторождении подтвердила тот факт, что известные рудные тела к востоку от штольни № 16 прослеживаются не далее 50 м.

Пройденная в 200 м к востоку от штольни № 16 скважина № 10 с целью изучения восточного фланга месторождения, не вскрыла оруденения. Анализы наших проб, взятых по профилю, пройденному через скважину № 10, также не показали завышенного содержания меди.

Скважина № 19, пройденная на северном фланге месторождения с целью проверки биогеохимической аномалии № 6, вскрыла медное оруденение среди гидротермально измененных пород с содержанием меди 1,2%.

Аномалии № 4 и № 5 проверялись эманационной съемкой. По данным этой съемки наиболее отчетливо выделяется аномалия № 5. С целью проверки этой аномалии пройден ряд наземных выработок, которыми вскрыты гидротермально измененные породы с налетами вторичных минералов меди и железа вдоль плоскостей трещин.

Здесь же в районе аномалии № 5, по данным Н. Успенского, старая штольня вскрыла оруденение прожилково-вкрапленного типа.

Таким образом, наиболее перспективной является аномалия № 5, а аномалии № 3 и № 4 проявляются менее четко, вследствие: а) более глубокого залегания предполагаемых «слепых» рудных тел из-за более мощного покрова наносов и б) может быть, сравнительно более бедного содержания руды.

При биогеохимическом методе поисков, кроме выделения аномальных рудных участков, возможно и уточнение контактов пород.

Так, у северного контакта интрузива сиенито-гранитов, по данным канавы № 60, вырисовываются два «языка» гидротермально измененных пород. Ранее предполагалось, что они вклиниваются в интрузию на 40—50 м к востоку от канавы № 60. Результаты анализа наших проб по профилю 15 свидетельствовали о наличии гидротермально измененных пород, которые вклиниваются в интрузию не менее, чем на 100 м. Пройденная по профилю 18 канава подтвердила прогноз биогеохимической съемки.

По данным биогеохимической съемки были также примерно уточнены контакты известняков с зоной гидротермально измененных пород.

С целью уточнения результатов биогеохимической съемки, на площади Фроловского месторождения в 1963 г. проведена металлометрическая съемка, которая показала, что вся площадь месторождения заражена медью с содержанием от 0,02 до 0,05%, поэтому выделить какие-либо ореолы не представилось возможным.

Таким образом, биогеохимический метод поисков в природных условиях северной Армении оказался наиболее эффективным способом обнаружения рудных тел, не выходящих на поверхность.

Нам кажется, что этот метод, в сочетании с другими методами, может быть с успехом применен для изучения зоны гидротермально измененных пород, протягивающихся в районе соседнего Тандзутского рудно-

го поля. Большая часть этой зоны, к которой приурочено серноколчеданное, полиметаллическое, золотое и медное оруденение, покрыта густым лиственным лесом.

К ней приурочены значительные скопления Fe, Cu, Pb, Zn, Ag, Au, а все эти элементы дают положительный эффект при поисках биогеохимическим методом.

Предельную глубину обнаружения медного оруденения биогеохимическим методом И. И. Гинзбург [2] считает равной 50 м, цинкового 30 м, а Д. А. Поскотин и М. В. Любимов [4] считают, что «слепые» медноколчеданные тела могут быть обнаружены биогеохимическим методом до глубины не свыше 30 м.

Таким образом, применение биогеохимического метода на Тандзутском рудном поле, а также в других залесенных районах республики (Бабаджан, Анкадзор и др.), несомненно, поможет выделению новых перспективных участков. При этом надо учитывать небольшую стоимость метода и сравнительную его простоту.

Управление геологии Совета Министров
Армянской ССР

Поступила 1.IV.1966.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Веселов А. А.* Опыт применения биогеохимического метода поисков. Бюллетень НТИ, № 5, 1957.
2. *Гинзбург И. И.* Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. Госгеолтехиздат. М. 1957.
3. *Малюга Д. П.* Биогеохимический метод поисков рудных месторождений. Изд. АН СССР, 1963.
4. *Поскотин Д. Л., Любимов М. В.* Применение биогеохимических методов при поисках медноколчеданных месторождений. Геохимия, № 6, 1963.
5. *Ткалич С. М.* Практическое руководство по биогеохимическому методу поисков рудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1959.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967, 181—186

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН

О ПОЕЗДКЕ В АНГЛИЮ НА V КОНГРЕСС МЕЖДУНАРОДНОЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Международная Минералогическая Ассоциация (ММА) была организована на Учредительном съезде кристаллографов в Мадриде в апреле 1958 г. и согласно Уставу ММА имеет целью содействовать развитию минералогии и международного сотрудничества. Конгрессы ММА созываются через каждые четыре года, однако через каждые два года заседания исполкома ММА совпадают с работой Международного геологического конгресса.

Пятый Конгресс Международной Минералогической Ассоциации проходил в Кембридже (Англия) с 30 августа по 9 сентября 1966 г. На конгресс в Кембридже съехались минералоги около 40 стран, общим числом более 350 человек. Наиболее крупные представительства из стран-участниц имели: Великобритания, США, ФРГ, Франция и СССР. На конгресс прибыли виднейшие ученые также из Италии, Канады, Японии, Бельгии, Австрии, Швеции, Норвегии, Испании, Чехословакии, Болгарии и ряда других стран.

Советская делегация состояла из 21 участника—членов Всесоюзного минералогоческого общества: академика Д. С. Коржинского (глава делегации), докторов геолого-минералогических наук—профессоров Д. П. Григорьева, Г. В. Гвахария, В. Б. Татарского. В. И. Герасимовского, А. М. Даминовой, А. С. Поваренных, В. В. Щербины, В. А. Франк-Каменецкого, Л. Н. Овчинникова и кандидатов геолого-минералогических наук В. А. Дрица, А. Г. Косовской, С. И. Лебедева, Б. М. Меликсетяна, Р. О. Радкевича, И. С. Бородаева, А. А. Годовикова, В. И. Коваленко, А. И. Гинзбург и В. А. Киркинского

Из зарубежных ученых на конгресс прибыли такие видные ученые, как президент ММА Эккерман (Швеция), Барт (Норвегия), Сахама (Финляндия), Костов (Болгария), Бери (Канада), Камерон, Чейс, Доней, Фрондель, Фемистер, Масон, Пабст, Смит, Томпсон, Тейлор, Уайт (США), Готарди (Италия), Леви, Хогарт (Франция), Ватанабе, Моримото, Накамура (Япония), Винклер, Бамбауэр, Хана, Рамдор, Пауль, Штрунц (З. Германия), Лавес (Швейцария), Соерсен (Дания), а также видные английские ученые—Кохрана, Крикшанк, Барка, Гей, Гамильтон, Мак-Кензи, Генри, Ноккольдс, Дна, Тилли, Зуссман, Томкиев, Хагерти и другие.

30 августа, вечером, состоялось официальное открытие конгресса ММА. Оргкомитет конгресса возглавлялся профессором Тилли и доктором Генри.

Работа V Конгресса ММА была организована следующим образом: заседания исполкома, заседания комиссий, деловые заседания официальных делегатов, научные симпозиумы и экскурсии.

В программу конгресса ММА были включены экстра-сессия по методам отраженного света, симпозиум I—кристаллические структуры, связи в кристаллах, синтетические минералы и кристалломорфология и симпозиум II—амфиболы и пироксены.

Заседания конгресса ММА продолжались четыре дня. Всего было заслушано около 90 докладов, причем 25 докладов было сделано учеными Англии, 20—США, 15—СССР. Все доклады были сгруппированы в отдельные сессии, которые носили характер симпозиумов.

Ежедневно происходило два заседания по 2—2,5 часа. На каждой сессии заслушивалось 7—8 докладов с соблюдением строгого регламента. Согласно Уставу ассоциации рабочим языком ММА является английский, но докладчикам предоставлялось право выступления на любом языке. Тезисы докладов в четырех выпусках по темам симпозиумов и отдельных сессий были заблаговременно розданы участникам.

В пресс-центре оргкомитета можно было приобрести и другие необходимые документы: адреса и фамилии участников, карту города, планы колледжей и другие.

Советская делегация остановилась в гостинице колледжа Святого Джона. Заседания конгресса проходили в Тринити колледже, в департаменте петрологии и минералогии. Этот департамент Кембриджского университета является наиболее крупным в Англии. Оба колледжа хорошо оборудованы и отлично приспособлены к современным исследовательским работам, хотя и построены в XV—XVI столетии. Организация конгресса в Кембридже—всемирно известном, но небольшом тихом научном городке (насел. около 100.000 чел.) безусловно содействовала его успешной работе.

Советская делегация принимала активное участие в работах конгресса, выступала с докладами, участвовала в обсуждениях и в заседаниях всех постоянных комиссий по космической минералогии, рудной микроскопии, рефератам, музеям, преподаванию минералогии, новым минералам и минералогическим константам. В перерывах нам была предоставлена возможность ознакомиться с музеем и лабораториями колледжа.

В свободное время наша делегация знакомилась с городом, одним из красивейших в Англии, с колледжами старейшего Кембриджского университета, Кавендишской лабораторией, библиотекой, музеями, парками, а также другими достопримечательностями Кембриджа и его окрестностей: кафедральным собором Или, королевским дворцом-замком Суанстоун-Холл, посетила кинотеатры, ферму и т. д. В последний день конгресса в Черчиль-колледже был дан большой банкет.

На четвертый день, 4 сентября, на автобусе советская делегация прибыла из Кембриджа в Дарем и участвовала в экскурсиях по северному маршруту. Южная экскурсия направилась в Бристоль-Корнауэлл,

По дороге в Дарем мы осмотрели остатки и пещеры неолитической культуры Граймс-Грейвс, осмотрели небольшие города, фермы и были восхищены природой Северной Англии. В Дареме мы остановились в Грей колледже Даремского университета.

В Дареме, кроме того, мы ознакомились с городом и старейшим кафедральным собором, где участников конгресса принимал профессор Данам—ныне руководитель Геологической службы Великобритании. Посетили департамент минералогии Даремского университета, осмотрели музеи и лаборатории. Здесь же мы посетили колледж и музей восточных искусств Гюльбенкяна, имеющего библиотеку с богатой литературой по истории и культуре Армении. Во время экскурсий в окрестностях Дарема осмотрели королевский замок Рейсби-Костелл и таверну Дотбайс, где часто обедал Ч. Диккенс, описавший их в одном из своих романов.

Далее автор в составе советской делегации участвовал в трех экскурсиях.

Первая экскурсия—поездка из Дарема через северо-восточные Пеннины по Даремскому угольному бассейну до Хиг-Фоурс. Район сложен девонскими известняками и сланцами. Здесь мы посетили несколько действующих рудников («Стотфелд-Барн» и «Ред-Барн майн»), разрабатывающих мощную (до 5—10 м) флюорит-галенит-сфалеритовую жилу. Разработку ведет компания «Вирдаблл-Лид». Ознакомились с геологическим строением рудника, с кернохранилищем. Далее осмотрели флюоритовое месторождение Лонгтобе (флюориты этих месторождений имеют большую известность, кристаллы окрашены в различные цвета) и мощный силл кварцевых долеритов с пектолитом.

Путь второй экскурсии проходил через всю Северную Англию вплоть до Ирландского моря. Здесь мы ознакомились с заброшенным рудником Грейнз-Гилл. Месторождение представлено кварц-вольфрамит-молибденитовыми жилами в кварц-слюдистых грейзенах, генетически связывается с габбро-гранофировым комплексом Кэррок-Фелл. Осмотрели гранофиры, контакт с габброидами и габбро с 20—30% ильменита.

Третьей экскурсией было посещение рудника «Билингам ангидрит», на базе которого работает крупнейший в мире химический комбинат «Имериал Кемикл индустриес лимитед», получающий более 30 различных продуктов.

Экскурсии были организованы безупречно. Каждый участник снабжался специальным путеводителем, обильным картографическим материалом, разрезами, минералогическим молотком. Руководились экскурсии доктором Р. Филипсом. Из осмотренных месторождений автор собрал для музея ИГН АН АрмССР большую коллекцию минералов.

Большое впечатление на автора произвело бережливое отношение англичан к природе (восстановление рельефа после открытых разработок, запрет на загрязнение рек вредными отходами, охрана лесонасаждений), а также высокая современная техника ведения горно-разведоч-

ных и эксплуатационных работ. Широко применяется геофизика и бурение скважин большого диаметра.

Поздно вечером 7 сентября советская делегация поездом выехала в Лондон. В Лондоне нас встречала обслуживающая нашу делегацию туристическая фирма «Фреймс турс», которая дала возможность в течение дня ознакомиться с достопримечательностями столицы Великобритании: Букингемским дворцом—резиденцией королевы, Трафальгарской площадью, Гайд-парком, мостами через Темзу, Альберт-Холлом, замком Тауэр, парламентом, Вестминстерским аббатством, Британским музеем и Национальной галлереей. Мы совершили поездку по лондонскому метрополитену и прогулку по Кенигстон-стрит, Оксфорд-стрит и Пикадилли. Девятого сентября наша делегация вылетела в Москву.

Вне работы конгресса и в ходе экскурсий автор имел краткие беседы с зарубежными учеными для установления деловых контактов и обмена публикациями по вопросам, интересующим его и ряд сотрудников ИГН АН Армянской ССР. Эти беседы дали много нового, полезного для организации наших минералогических исследований. Хотелось бы особо отметить организацию работ в лабораториях Англии.

В прослушанных докладах, особенно из США, ФРГ, Англии, а также во время знакомства с лабораториями департаментов петрологии и минералогии Кембриджского и Даремского университетов обращала на себя внимание высокая техническая оснащенность лабораторий современной, более совершенной аппаратурой, не только минералого-сепарационной, оптической и спектроскопической, но и ядерно-физической, электронной, рентгеновской, вычислительной аппаратурой и приборами физико-химического синтеза при высоких температурах и давлениях. При этом бросается в глаза малочисленность обслуживающего технического персонала. Отмечается неуклонная тенденция расширения экспериментальной базы с более широким и ускоренным применением современных средств техники эксперимента для решения сложных теоретических вопросов.

Все доклады, прочитанные на первом и втором симпозиумах, по решению исполкома ММА будут опубликованы к открытию шестого конгресса. Решения V конгресса ММА будут подготовлены и разосланы национальным минералогическим обществам.

Относительно места и времени следующей сессии ММА японская делегация обнародовала открытое письмо Минералогического общества Японии участникам ММА, в котором предлагается созвать VI конгресс в сентябре-октябре 1970 г. в Токио (Япония). Исполком принял это заявление к сведению и окончательное решение отложил до Пражского Геологического конгресса в 1968 г.

Переходя к научному значению пятой сессии ММА, необходимо отметить следующее:

Пятая сессия ММА отразила те главные направления, по которым развивается за последние годы мировая минералогическая наука, а именно:

1. Широкое применение в минералогии экспериментальных методов физики твердого тела и ядерной физики, и в частности, гамма-лучевой спектроскопии (эффект Месбауэра), ядерного магнитного резонанса (ЯМР), электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР), абсорбционной электронной и эмиссионной спектроскопии, электронно-рентгеновской микроскопии, рентгенографии при высоких температурах и давлениях и другие.

2. Усиленное развитие экспериментальных физико-химических исследований в области изучения фазовых равновесий в мультикомпонентных системах при высоких давлениях и температурах и синтез минералов, в частности, моноклинных и ромбических амфиболов и пироксенов, а также сравнительные структурно-кристаллохимические исследования природных и синтетических минералов.

3. Ускоренное внедрение в практику тонких минералогических исследований новейшей совершенной аппаратуры—электронно-рентгеновской, ядерно-физической, специальной минералогической и экспериментальной для прецизионных исследований кристаллических структур природных и синтетических минералов, полиморфных и фазовых превращений, силы химических связей и других физических свойств и химического состава большой группы минеральных соединений.

4. Развитие макро- и микрокристалломорфологических исследований векториальных скоростей роста природных и синтетических минералов.

Кроме того, были заслушаны доклады по детальным исследованиям различного типа новых минералов, кристаллохимии, физико-химическому синтезу, систематике и классификации минералов группы амфиболов и пироксенов. В докладах отмечается развитие точных количественных оценок оптических констант, элементарного состава, констант кристаллических решеток и других физических характеристик, что требует высокой оснащенности лабораторий совершенной техникой.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что содержание работ, доложенных на V Конгрессе ММА, указывает на очень большой размах в области развития теоретической и экспериментальной минералогии. Необходимо широкое внедрение в практику наших минералогических работ методов и аппаратуры современной физики, оснащение минералогических лабораторий новейшей сепарационной, электронной, оптической и рентгеновской аппаратурой и главное—усиление исследований по физико-химическому эксперименту.

Нам кажется, что следовало бы в ИГН АН АрмССР усилить глубокие детальные исследования по генетической, теоретической и экспериментальной минералогии, тем более, что наша республика очень богата различными минералами. Для этого необходимо оснащение наших лабораторий современной аппаратурой и организация хорошо оборудованной минералогической лаборатории, а также усиление музейной работы по сбору и экспозиции всех минералов, обнаруженных в недрах республики. Давно назрела необходимость приступить к составлению коллективной монографии «Материалы по минералогии Армении», кото-

рая могла бы быть ценным подспорьем при решении ряда теоретических и практических вопросов минералогии и смежных наук геолого-геохимического цикла.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 20.XI.1966.

АЖС 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 1—2 XX том 1967

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Саакян-Гезалян, Ю. А. Мартиросян. Truncorotalia aragonensis (Nuttall) из нижнепалеогеновых отложений бассейна р. Веди (Армянская ССР) . . 3
Л. А. Варданянц. К истории земной коры 13
Л. С. Меликян, С. А. Паланджян, З. О. Чибухян, Ж. С. Вартазарян. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа 21
Г. С. Арутюнян. Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта 42
Р. Л. Мелконян. Формационные типы магматических комплексов Алавердского рудного района 53
В. Г. Кочарян, Р. Н. Таян. Некоторые закономерности ориентировки второго пинакоида плагиоклазов в интрузивах Мегринского плутона 62
Г. М. Мкртчян, М. Я. Мартиросян. О возможности повышения чувствительности полного спектрального анализа минеральных веществ при использовании спектрографа средней дисперсии 74
А. И. Карапетян. К вопросу об альпийской эндогенной металлогении Памбакского рудного района 82
К. М. Мурадян. Новые данные по геологии и металлогении Базумского субвулканического комплекса 89
П. П. Цамерян, М. А. Мовсесян, Л. С. Чолахян. О калиеносности соленосной толщи приереванского района Армянской ССР 95
Э. И. Сардаров, Г. С. Хачатрян. К вопросу о химическом составе атмосферных осадков Центрального вулканического нагорья Армянской ССР . . . 101
Э. С. Халатян. К вопросу о связи гидрогеологических условий Армении с тектоникой 109
Г. Г. Хачикян, В. Н. Ханджян, Б. И. Греков. Повышение несущей способности скальных горных пород при помощи укрепительной цементации . . . 118
Ю. В. Саядян. К литологии и истории развития антропогеновых озерно-речных отложений Ширакской котловины 127
Г. Б. Григорян. Некоторые геохимические особенности «нормальных» ландшафтов верхнего течения бассейна р. Вохчи 136
А. Г. Акопян. О характере и виде функции распределения кадмия в главных сульфидах некоторых полиметаллических месторождений Айоцдзорского рудного района 147
Дж. А. Оганесян История формирования Айоцдзорского антиклинория и перспективы его нефтегазоносности 160

Научные заметки

Л. А. Габриелян, Э. Х. Харазян. К неотектонике Лорийского, Гукасянского и Цалкинского лавовых плато 168
Э. А. Кюрегян. О содержании серебра в некоторых водах Армянской ССР . . 173
Ф. Г. Шамцян. Опыт применения биогеохимического метода поисков на Фроловском месторождении меди 176

Научная хроника

Б. М. Меликсетян. О поездке в Англию на V конгресс Международной Минералогической Ассоциации 181

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 1—2 Հատոր XX 1967

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ն. Ա. Սահակյան-Գյոզալյան, Յու. Ա. Մարտիրոսյան. Truncorotalia aragonensis (Nuttall) *խմբին պատկանող տարբերակները Վեդի գետի ավազանի պալեոգենի նստվածքներից (Հայկական ՍՍՀ)* 3

Լ. Ա. Վարդանյանց. *Երկրակեղևի պատմության մասին* 13

Լ. Ս. Մելիքյան, Ս. Ա. Փալանջյան, Զ. Հ. Ջիբուխչյան, Ժ. Ա. Վարդապետյան. *Փոքր Կովկասի Շիրակ-Սևան-Աքերա գոտու օֆիոլիտային սերիայի երկրաբանական դիրքի և հասակի հարցի մասին* 21

Գ. Ա. Հարությունյան *Սևանի լեռնաշղթայի հյուսիս-արևմտյան մասի ինտրուզիվների հասակային ստորաբաժանումը* 42

Ռ. Լ. Մելքոնյան. *Ալավերդու հանքային շրջանի մագմատիկ կոմպլեքսների ֆորմացիոն տիպերը* 53

Վ. Գ. Քոչարյան, Ռ. Ն. Տայան. *Պլագիոկլազների երկրորդ պինակոիդի կողմնորոշման որոշ օրինաչափությունները Մեղրու պլուտոնի ինտրուզիվներում* . . . 62

Գ. Մ. Մկրտչյան, Մ. Յ. Մարտիրոսյան. *Միջին դիսպերսիա ունեցող կվարցի լուսապատկերագրի (սպեկտրոգրաֆի) օգտագործման ժամանակ հանքային հումքի լրիվ սպեկտրալ անալիզի զգայունությունը բարձրացնելու մասին* 74

Ա. Ի. Կարապետյան. *Փամբակի հանքային շրջանի ալպիական էնդոգեն մետալոգենիայի հարցի վերաբերյալ* 82

Կ. Մ. Մուրադյան. *Նոր տվյալներ Բաղումի սուբհրաբխային կոմպլեքսի երկրաբանության և մետալոգենիայի մասին* 89

Պ. Պ. Ծամերյան, Մ. Ա. Մովսիսյան, Լ. Ս. Զոլախյան. *ՀՍՍՀ մերձերևանյան շրջանի աղաբեր շերտախմբի կալիումաբերության մասին* 95

Է. Ի. Սարդարով, Հ. Ս. Խաչատրյան. *Հայկական ՍՍՀ Կենտրոնական հրաբխային բարձրավանդակի մթնոլորտային տեղումների քիմիական բաղադրության հարցի շուրջը* 101

Է. Ս. Խալաթյան. *Հայաստանի հիդրոերկրաբանական պայմանների և տեկտոնիկայի կապի մասին* 109

Հ. Գ. Խաչիկյան, Վ. Ն. Խանջյան, Բ. Ի. Գրեկով. *Ժայռային ապարների կրողականության բարձրացումը ամրացնող ցեմենտացման միջոցով* 116

Յ. Վ. Սայադյան. *Շիրակի գոգավորության լճային և լճագետային նստվածքների լիթոլոգիայի և զարգացման պատմության շուրջը* 127

Դ. Բ. Գրիգորյան. *Ողջի գետի վերին հոսանքի ավազանի «նորմալ» լանդշաֆտների գեոքիմիական մի քանի առանձնահատկությունները* 136

Ա. Գ. Հակոբյան *Գլխավոր սուլֆիդներում կադմիումի տեղաբաշխման ֆունկցիան և բնույթը Հայոցձորի մի քանի բազմամետաղային հանքավայրերում* . . . 147

Ջ. Ա. Հովհաննիսյան. *Հայոցձորի անտիկլինորիումի ձևավորման պատմությունը և նրա նավթագազաբերության հեռանկարները* 160

ԳԻՏԱԿԱՆ ՆՈԹԵՐ

Ա. Հ. Գաբրիելյան, Է. Խ. Խարազյան. *Լոռու, Ղուկասյանի և Ծալկի լավային սարահարթերի նորագույն տեկտոնիկայի շուրջը* 165

Է. Ս. Կյուրեղյան. *Արծաթի պարունակությունը Հայկական ՍՍՀ որոշ ջրերում* . . 173

Յ. Գ. Շամցյան. *Որոնումների բիոգեոքիմիական մեթոդի կիրառման փորձ Ֆրոլովյան պղնձի հանքավայրում* 176

ԳԻՏԱԿԱՆ ԽՐՈՆԻԿԱ

Բ. Մ. Մելիքսեթյան. *Միջազգային Միներալոգիական Ասոցիացիայի 5-րդ կոնգրեսին մասնակցելու համար Անգլիա կատարած ուղևորության մասին* . . . 181