

ՀՄՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական  
գիտությունների սերիա

**ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**  
**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**  
**EARTH SCIENCES**



ԽՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԻՒՔ

Ա. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան,  
Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Իսկու-  
խանովա, Թ. Շ. Թադևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան (խմբա-  
գրի տեղակալ), Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Հ. Մ.  
Վանցյան, Ն. Դ. Մելիք-Մուրադյան (պատ. քարտուղար),  
Ս. Մ. Սյվաթյան:

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. А. Габриелян (ответ. редактор), А. Т. Асланян,  
А. Б. Багдасарян, Г. П. Багдасарян, Г. М. Ванцян,  
Н. И. Долуханова, А. И. Месропян, С. С. Мкртчян,  
Т. Ш. Татевосян, Э. А. Хачатрян (зам. редактора),  
Н. Г. Мелик-Мурадян (отв. секретарь), С. М. Айвазян.

СТРАТИГРАФИЯ

В. М. АМАРЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ТУФО-ТУФОЛАВ  
АРАГАЦСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

Среди плиоплейстоценовых вулканических образований Армянской ССР существенное место занимают туфо-туфолавы (игнимбриты), образующие обширные покровы на склонах и предгорьях Арагаца — крупнейшего полигенного вулканического сооружения Армянского нагорья.

Замечательные строительно-архитектурные качества туфо-туфолав и их петрографическое своеобразие, хотя издавна привлекали внимание многих исследователей, но многие вопросы, касающиеся как генезиса, так и стратиграфической последовательности отдельных извержений этих пород, до сих пор освещены далеко недостаточно.

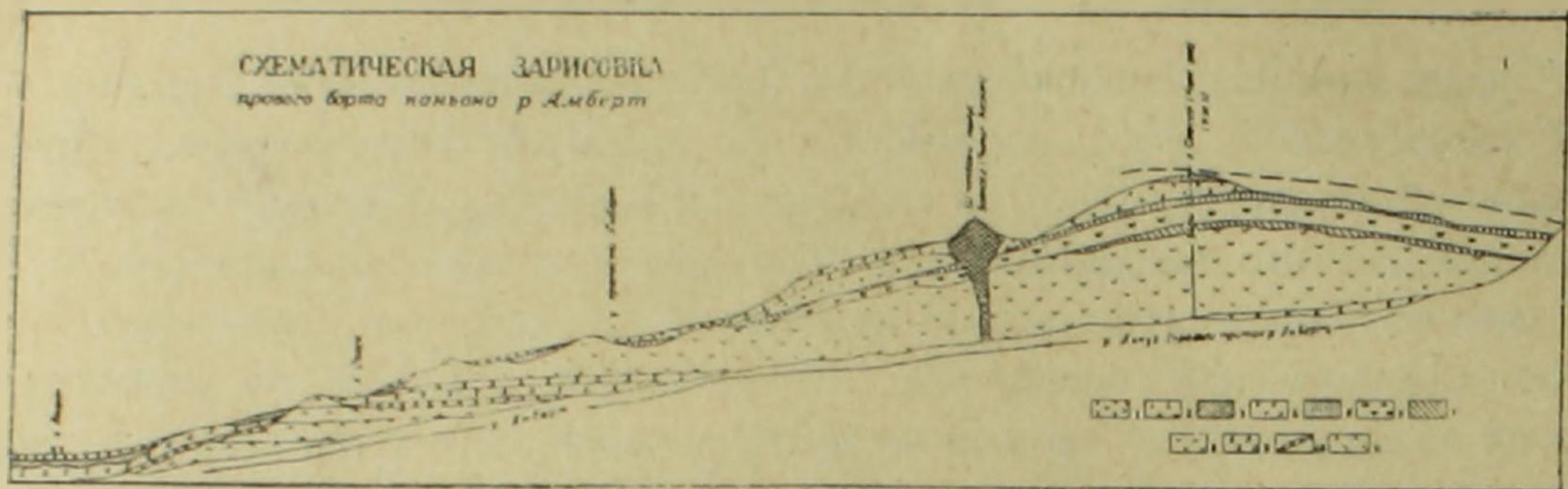
С 1957 г. нами, по заданию Управления геологии и охраны недр при Совете Министров Армянской ССР, проводится детальная планомерная геологическая съемка массива г. Арагац и прилегающих районов. В результате этих работ накоплен большой фактический материал, позволяющий значительно дополнить и уточнить существующие представления о возрасте и стратиграфическом положении отдельных извержений туфо-туфолав.

Прежде всего отметим, что при геологическом картировании были описаны многочисленные естественные разрезы (фиг. 1—2), подтверждающие мнение большинства исследователей о многократности туфовых извержений. Далее было выяснено, что все известные разновозрастные типы туфов (фиолетово-розовые туфы арктического типа, туфы ереванско-ленинканского типа, кирпично-красные туфы и др.), слагают единые покровы и, вопреки мнению некоторых исследователей [2, 9, 14], они нигде не образуют самостоятельных стратиграфических горизонтов. Так, туфы ереванско-ленинканского типа, как правильно заметили П. И. Лебедев [7], К. Н. Паффенгольц [12], а впоследствии А. Н. Заварицкий [6], А. Т. Асланян [3], К. А. Мкртчян [10] и др., замещают конечные части туфов арктического типа и в действительности представляют собой самые крайние фации последнего, образовавшиеся в несколько иных условиях, в частности, при относительно низкой температуре. Не случайна поэтому, приуроченность туфов арктического типа к склонам массива Арагаца — самого центра извержения, а туфов ереванско-ленинканского типа — к его далеким перифериям.

Что касается плотных кирпично-красных туфов, то они представляют поверхностные фации туфов арктического типа, а пятнистые, черно-крас-

ные туфы в основном распространены в зоне перехода туфов арктического и еревано-ленинканского типов.

Словом, все разновидности туфов представляют единые генетические образования, связанные между собой постепенными переходами как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. И если где-то наблюдается резкая граница между отдельными типами туфов, лежащими друг на друге, то в этом случае перед нами имеются разновидности туфов, принадлежащие к отдельным циклам или центрам извержений. При этом следует учесть, что с каждым циклом извержения связаны и те и другие разновидности туфов.



Фиг. 1. 1. Водноледниковые валунно-галечные отложения ( $Q_3$ ). 2. Андезито-базальты вулкана Зовасар ( $Q_3$ ). 3. Туфо-туфолавы четвертого извержения ( $Q_2$ ). 4. Андезито-дациты ( $Q_2$ ). 5. Туфо-туфолавы третьего извержения ( $Q_3$ ). 6. Андезиты ( $Q_1$ ). 7. Туфо-туфолавы второго извержения ( $Q_1$ ). 8. Андезито-дациты ( $N_2$  ар). 9. Долеритовые и др. андезито-базальты ( $N_2$  ар). 10. Туфолавы первого извержения ( $N_2$  ар), 11. Андезито-базальты черные, переполненные белыми плагиоклазовыми вкраплениями ( $N_2$  ак).

Таким образом, в связи со сказанным, стратиграфическое расчленение туфо-туфолав должно проводиться по отдельным извержениям, а не по отдельным их разновидностям или типам, как это искусственно делали некоторые предыдущие исследователи.

По нашим данным извержение туфо-туфолав происходило в четыре этапа, в самых начальных стадиях почти каждого цикла излияния андезито-дацитовых и дацитовых лав, слагающих массив г. Арагац.

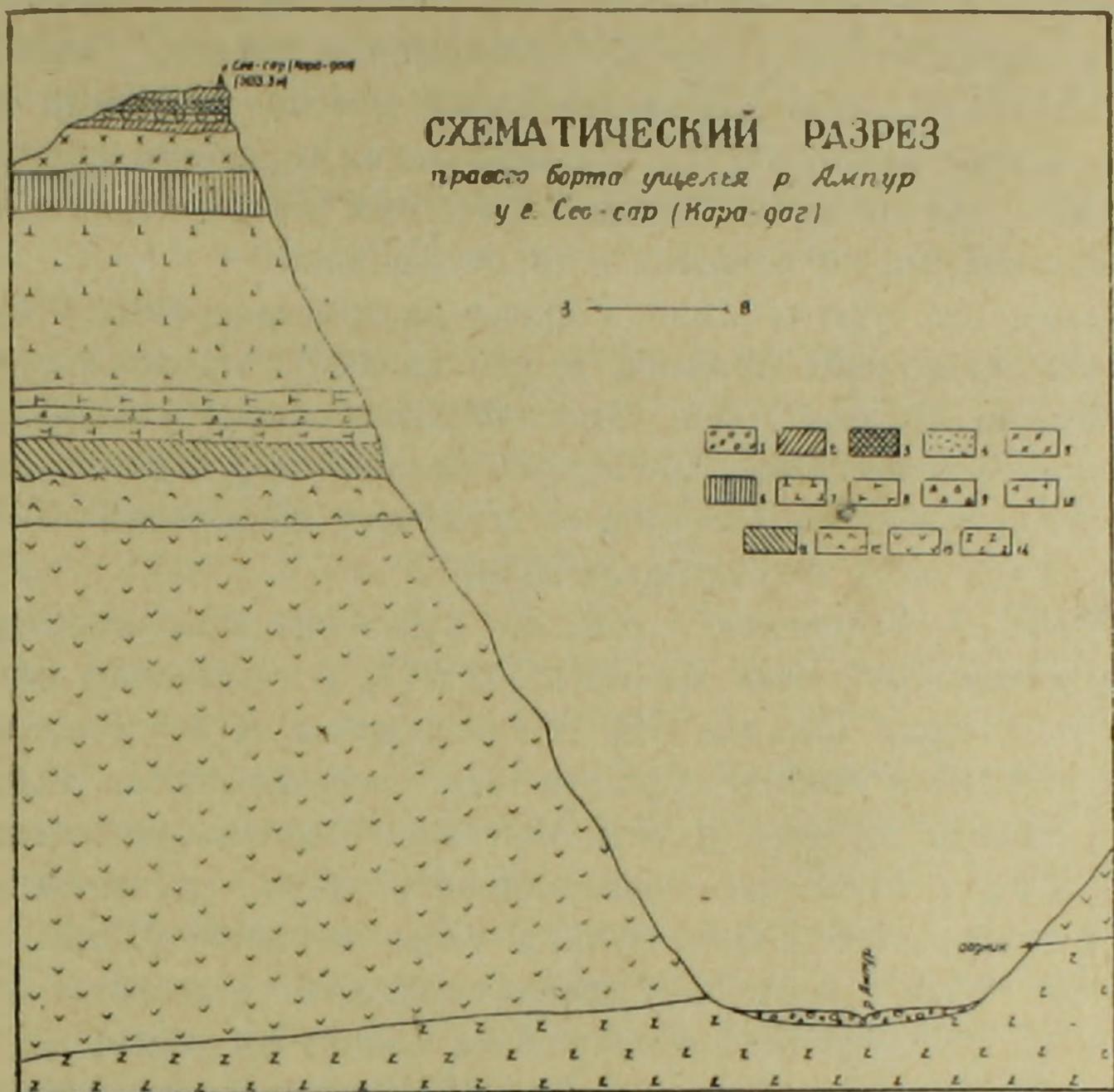
Для подтверждения высказанного приводим общий разрез (снизу—вверх) глубокого (до 600 м) ущелья р. Амберд и ее правого притока р. Амгур, характеризующий строение вулканического щита г. Арагац, почти от основания до верхней части включительно.

1. В основании указанного разреза, в нижнем течении р. Амберд, у сс. Бюракан, Антарут, Оргов располагается мощная (свыше 100 м) свита черных, пористых андезито-базальтов, переполненных белыми плагиоклазовыми вкраплениями.

2. Выше на размытой поверхности андезито-базальтов залегают крепкие, полосчатые туфы арктического типа, мощностью от 1 до 5 м.

3. За туфами следует мощная (до 300—400 м) толща, представленная в основании долеритовыми и другими андезито-базальтами, а вверху андезитами и андезито-дацитами.

4. Стратиграфически выше, на сильно эродированной поверхности всех вышеуказанных эффузий, в районе привершинного плато горы за-  
легалась другая толща, состоящая из перемежающихся свит туфо-туфолов,  
андезитов, андезито-дацитов и щелочных дацитов.



Фиг. 2. Современные аллювиальные отложения. 2. Туфолавы четвертого извержения ( $Q_2$ ). 3. Смоляно-черные породы-пехштейны ( $Q_2$ ). 4. Пемзы ( $Q_2$ ). 5. Андезито-дациты ( $Q_2$ ). 6. Туфолавы третьего извержения ( $Q_2$ ). 7. Андезиты и андезито-дациты ( $Q_1$ ). 8. Андезиты серые ( $Q_1$ ). 9. Вулканические шлаки андезитового состава ( $Q_1$ ). 10. Андезиты черные, стекловатые ( $Q_1$ ). 11. Туфы второго извержения ( $Q_1$ ). 12. Андезиты черные ( $N_2$  ар). 13. Андезито-дациты ( $N_2$  ар). 14. Делеритовые и др. андезито-базальты и их брекчии ( $N_2$  ар).

Наиболее полный разрез этой толщи наблюдается на правом борту ущелья р. Амгур у г. Севсар. Здесь на андезито-дацитах наиболее раннего излияния в стратиграфической последовательности залегают:

- а) туфы пемзовые, желтоватые, переходящие книзу в пемзы и пемзовые пески. Мощность 20—30 м;
- б) андезиты и их шлаки, черные, серые и др. Мощность до 100 м;
- в) туфы типично арктического типа, переходящие местами в пехштейновые породы. Мощность до 10 м;
- г) андезито-дациты серые, светло-серые, плитчатые, переходящие кверху в черные, смоляно-серые разновидности. Мощность 50—100 м;
- д) туфы арктического типа с линзами и прослойками пемзовых и пехштейновых образований. Мощность до 10 м.

5. Еще выше, в верховьях р. Амгур на толщю отмеченных андезитодацитов и перемежающихся с ними туфов ложатся лавы вершинной зоны Арагаца, представленные в основании разреза андезито-базальтами, сменяющимися кверху андезито-дацитами, дацитами, их туфами и туфобрекчиями.

Таким образом, как видно из приведенного разреза, являющегося наиболее полным, в эффузивном комплексе массива г. Арагац четко выделяются четыре отдельных стратиграфических горизонта туфо-туфолав, разделенных друг от друга лавами, а местами аллювиально-делювиальными, озерными, озерно-речными и др. отложениями.

Что касается туфо-туфолав, широко распространенных у подножий и в далеких предгорьях Арагаца, то они являются продолжениями указанных четырех потоков туфов, переслаивающих лавы массива. Это прекрасно устанавливается как при прослеживании туфов по простиранию, так и при сопоставлении разрезов естественных обнажений и буровых скважин, заложенных в предгорьях горы.

Прежние представления о том, что туфо-туфолавы ограничиваются зоной, расположенной ниже высоты 2200 м [7], и что породы эти прислонены ко всем лавам массива [12], не обоснованы. В действительности в пределах указанной высоты туфо-туфолавы перекрываются андезитодацитовыми лавами верхних этажей Арагаца, а местами прослеживаются вверх по склонам горы до привершинного плато (до отметки 3000—3500 м) и далее уходят в низы лавовой толщи вершинной зоны.

Возраст туфов в настоящее время определяется довольно точно, на основании их стратиграфического расположения. Из указанных четырех стадий извержения туфов, первая отвечает верхнему плиоцену. Вторая имела место в нижнечетвертичное время, а третья и четвертая — в среднечетвертичное время.

1. *Верхнеплиоценовые туфы.* К этому времени относятся туфы, подчиненные верхнеплиоценовой вулканической толще основания массива г. Арагац. Они выступают на поверхность в самых нижних частях разреза каньонов рр. Амберд (у сс. Бюракан, Оргов) и Касах (от с. Мугни до с. Сагмосаван Аштаракского района). Далее синхроничные туфы были вскрыты на глубине 255—260 м буровой скважиной, заложенной у с. Агарак.

В районе самого массива г. Арагац и у с. Агарак эти туфы ложатся на размытой поверхности черных андезито-базальтов, слагающих фундамент вулканического щита горы и перекрываются долеритовыми андезито-базальтами Амбердского каньона (фиг. 1), относимыми к верхнему плиоцену [3, 4]. А в каньоне р. Касах они одновременно залегают и на долеритовых андезито-базальтах типа Приереванского района и перекрываются андезито-базальтовыми лавами вулканических центров гг. Араилер, Ератумбер и др. Во многих местах основания туфового пласта встречаются пемзы, пески (пемзовые и др.), песчаники и галечники, причем гальки в большинстве состоят из древних мио-плиоценовых светло-серых андезитов.

2. *Нижнечетвертичные туфы.* К нижнечетвертичному времени следует отнести:

а) туфы района с. Анипемза, которые на юге располагаются на плиоценовых андезито-базальтах и местами перекрываются древнечетвертичными андезито-дацитовыми лавами плато сс. Сабунчи-Заринджа, а на севере входят в состав нижнечетвертичной озерной толщи Агин-Ленинаканской котловины, заключающей в верхах фауну млекопитающих миндель-рисского возраста [1];

б) туфы, подчиненные нижнечетвертичной озерной толще Араратской котловины и вскрытые буровыми скважинами в районах сс. Ахавнатун, Хзнауз и др.;

г) туфы самой нижней части разреза р. Ампур у г. Севсар, лежащие на плиоценовых андезито-дацитах и перекрытые ниже- и среднечетвертичными андезито-дацитами привершинного плато Арагаца.

3. *Среднечетвертичные туфы.* К среднечетвертичному возрасту относятся все остальные туфы, образующие обширные покровы на склонах и далеких предгорьях массива г. Арагац (туфы окрестностей сс. Артик, Мармарик, Пемзашен, Мастара, Талин, Талиш, Шамиран, Кош, Ахавнатун, Аштарак, Апаран, а также бассейна р. Касах, Егвардского плато, Кызылов, гг. Лениакана, Октемберяна и, возможно, Еревана).

Все эти туфы представляют продукты последних двух наиболее мощных извержений, разделенных друг от друга небольшими временами покоя. Они берут начало из привершинной и вершинной зоны Арагаца, а также из некоторых побочных вулканических центров (Иринд, М. Артеми и др.), разбросанных на склонах горы, и прослеживаются радиально от центра массива к его перифериям, радиусом до 50—60 км.

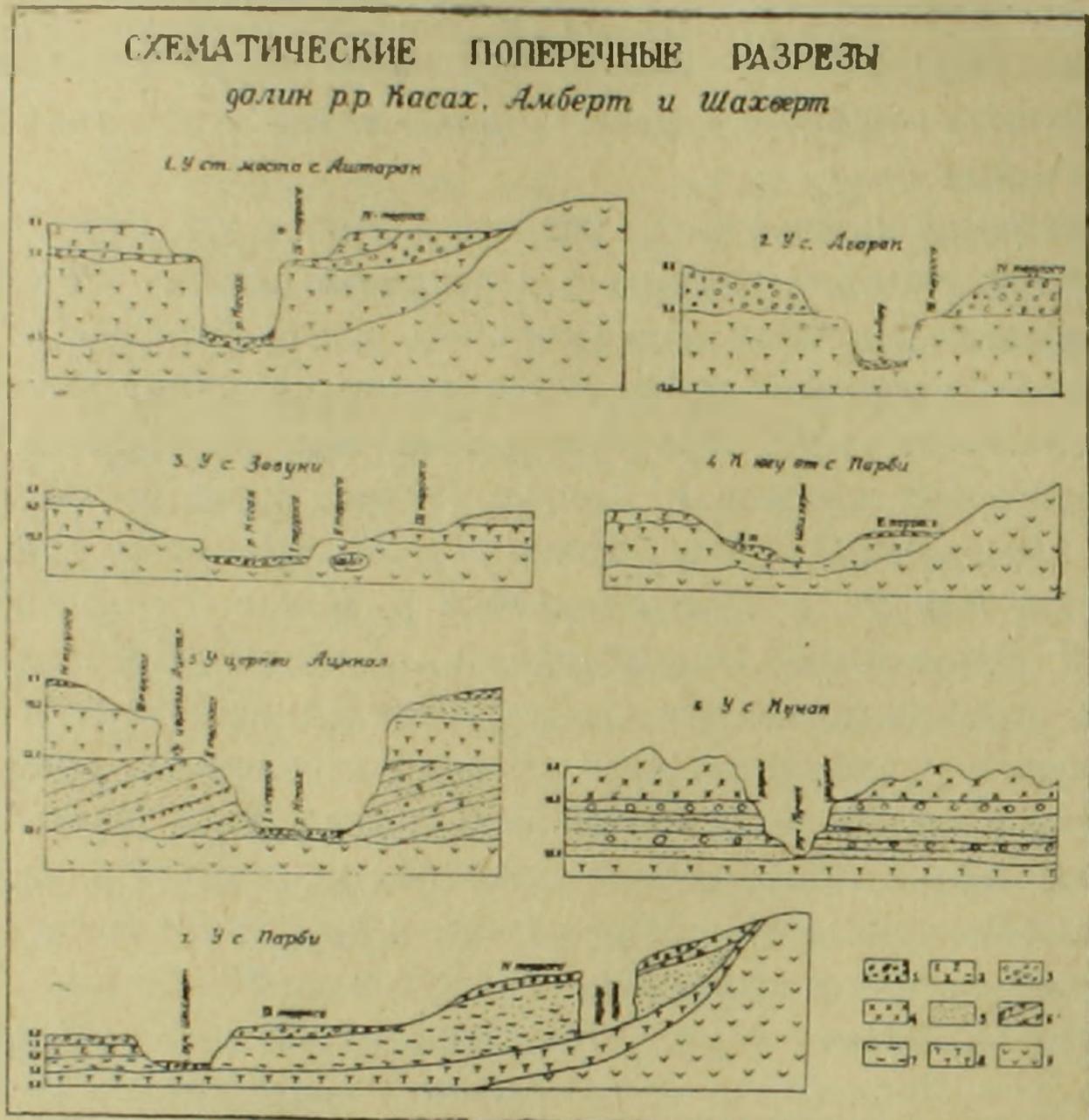
Нижняя возрастная граница этих туфов, образующих обширный единый покров от г. Лениакана до г. Еревана, определяется налеганием их на нижнечетвертичные озерные, озерно-речные отложения Араратской и Лениаканской котловины (слои с *Elephas trogontherii* Phale. Верхний предел возраста туфов устанавливается до вюрма на основании того, что они в ряде мест окрестностей Арагаца (в бассейне р. Касах, в районах конуса выноса рр. Амберд, Геховит и др., а также у сс. Воскеваз, Ошакан, Ахавнатун, Хзнауз, Норабер, Октемберян и др.) перекрываются обширными водно-ледниковыми валунно-галечными отложениями и связанными с ними моренными накоплениями, относимыми к вюрму [5], а некоторыми исследователями [13, 12] даже и к риссу. Далее, рассматриваемые туфы, как было отмечено выше, уходят в низы разреза андезито-дацитовой толщи привершинной и вершинной зоны массива г. Арагац, в которой выработаны многочисленные громадные ледниковые цирки, трои и другие экзарационные формы, также говорящие о доледниковом\* возрасте туфов.

В работах некоторых предыдущих исследователей (12, 3) отмечается, что туфы перекрывают разные речные террасы — от самых древних (плио-

\* Здесь мы имеем в виду Арагацское оледенение.

ценовых) до молодых поздне-вюрмских террас включительно, причем большинство туфовых извержений, по мнению этих исследователей, происходило в рисс-вюрмское, вюрмское и поздневюрмское время.

Между тем, детальными наблюдениями, проведенными нами в последние годы, на всей территории области массива г. Арагац нигде не было установлено налегание туфов на поверхности каких-либо речных террас. На самом деле здесь речные террасы в количестве 3—4, которые пре-



Фиг. 3. 1. Современные аллювиальные отложения. 2. Андезитобазальты вулкана Базарджук ( $Q_3$ ). 3. Водно-ледниковые и др. валунно-галечные отложения ( $Q_3$ ). 4. Андезито-дациты ( $Q_2$ ). 5. Пески пемзовые и др. ( $Q_2$ ). 6. Пески, глины и др. с прослойками галечников ( $Q_2$ ). 7. Диатомиты, глины и др. ( $Q_2$ ). 8. Туфо-туфолавы третьего и четвертого извержения ( $Q_2$ ). 9. Андезито-базальты ( $N_2ар$ ).

красно описывались Б. Л. Личковым [8], выработаны в плиоплейстоценовых лавах, а также в рассматриваемых туфах и вмещающих их озерных, озерно-речных отложениях (фиг. 3), выполняющих древние, широкие палеодолины и котловины. Туфы, таким образом, не моложе, а древнее речных террас. К такому же заключению пришел также Е. Е. Милановский [11] относительно взаимоотношения туфов и террас долины р. Памбак. Этот факт лишний раз доказывает довюрмский возраст туфов, так как сами террасы, выработанные в этих же туфах, относятся к вюрму [5], а некоторыми исследователями — к вюрму и риссу [13, 12].

Վ. Մ. ԱՄԱՐՅԱՆ

ՆՈՐ ՏՎՅԱԸՆԵՐ ԱՐԱԳԱԾԻ ՀՐԱՐԽԱՅԻՆ ՄԱՐԶԻ ՏՈՒՖԵՐԻ  
ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

## Ա մ փ ո փ ու մ

Վերջին տարիների ընթացքում Արագած լեռան զանգվածի և նրա կից մասերի մանրամասն երկրաբանական ուսումնասիրման ժամանակ կուտակվել են մի շարք նոր տվյալներ, որոնց հիման վրա հեղինակը ապացուցում է, որ նշված շրջանում հիմնականում եղել է տուֆերի շորս ժայթքում: Նրանցից առաջինը տեղի է ունեցել վերին պլիոցենում, երկրորդը՝ ստորին շորրորդականում, իսկ երրորդը և չորրորդը՝ միջին շորրորդական դարաշրջանում:

Վերին պլիոցենին են վերագրվում Ամբերտ և Քասախ գետերի կիրճերի անդեզիտա-բազալտային լավաների միջև գտնվող տուֆերը:

Ստորին շորրորդականին են պատկանում «Անի-պեմզա» շրջանի տուֆերը, Արարատյան հովտի լճային նստվածքների մեջ գտնվող տուֆերը և Ամպուր գետի ձորի ամենաստորին հորիզոնի տուֆերը:

Արագածի հրաբխային մարզի մնացած բոլոր շրջանների (Արթիկի, Մարաիկի, Թալինի, Աշտարակի, Ապարանի, Երևանի, Լենինականի) տուֆերի ժայթքումը տեղի է ունեցել միջին շորրորդականում, քանի որ նրանք բոլորն էլ տեղադրված են ստորին շորրորդականի լճային նստվածքների վրա և ծածկվում են Վյուրմյան ժամանակաշրջանի սառցադաշտային նստվածքներով:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авакян Л. А. Слон трогонтерий (*Elephas trogontherii* Phale). Из четвертичных отложений Армении. Тр. Ер. Гос. университета, т. XXX, 1950.
2. Адамян А. А. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичной туфо-туфолавоваы толщи южных склонов массива г. Арагац. Изв. АН АрмССР, т. III, № 2, 1950.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
4. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
5. Думитрашко Н. В. Древнее оледенение и современные физико-географические процессы на Арагаце (Алагезе). АН СССР, тр. и-та географии, вып. 47, 1960.
6. Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.
7. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы. Сб. «Алагез — потухший вулкан Армянского нагорья», т. 1, тр. Сов. по изуч. пр. сил, серия Закавказск., вып. 3, 1931.
8. Личков Б. Л. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза. Сб. «Алагез — потухший вулкан Армянского нагорья», т. 1, Сов. по изуч. пр. сил, серия Закавказск., вып. 3, 1931.
9. Месропян А. И. О генезисе четвертичных туфов Армении. Изв. АН АрмССР, т. IV, № 4, 1951.
10. Мкртчян К. А. Некоторые замечания о генезисе туфов арктического типа (АрмССР). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.
11. Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1956.
12. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
13. Рейнгард А. Л. Следы древних ледников на Алагезе. Природа, № 3, 1939.
14. Ширинян К. Г. Туфы и туфолавы Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1961.

ТЕКТОНИКА

А. Р. АРУТЮНЯН

ЯВЛЕНИЯ БУДИНАЖА И ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ  
В ПОРОДАХ АРЗАКАНСКОГО И ВЕДИНСКОГО РАЙОНОВ  
АРМЯНСКОЙ ССР

В настоящей статье описываются весьма любопытные примеры структур будинажа и пластической деформации, развитых в толще эопа-леозойских метаморфических сланцев района с. Арзакан и, частично, в меловых породах Вединского района. Изучение упомянутых структур, на наш взгляд, может пролить свет на некоторые вопросы внутренней структуры развитых в указанных районах толщ и объяснить характер и причины современного «ненормального» залегания мраморов, мраморизованных известняков, жил кварца, амфиболита и др. пород.

Термин «будинаж» впервые был введен М. Лоестом в 1909 г. [3] и означает расчлененный на отдельные части пласт сравнительно хрупких пород, заключенных между слоями метаморфических сланцев. Причем, предполагается, что пласт имеет форму удлиненной «колбаски» (будины) или цепочки будин, отделенных пережимами друг от друга. Структуру будинажа, описанную Лоестом, называют классической. В последние годы структура будинажа привлекала внимание многих исследователей, в том числе и видных советских и зарубежных ученых [2, 1, 6, 5, 4] и др.

Детальными полевыми и экспериментальными исследованиями указанных авторов установлены причины, приводящие к образованию структур будинажа (или разлинзованию по В. В. Белоусову) слоев, так называемых компетентных (хрупких) пород, заключенных между пластами некомпетентных (вязких). Доказано, что основной предпосылкой для образования структур будинажа является неоднородность слоев пород, участвующих в деформации (движение растяжения), вследствие чего пластическое течение также носит неоднородный характер—слои с разной степенью пластичности двигаются с различной скоростью, что приводит к разлинзованию (будинированию) более хрупких слоев. Механизм образования структур будинажа довольно прост и заключается, по Г. Рембергу [4], в сжатии и соответствующем удлинении, что в мощных толщах может привести к крупным пластическим перемещениям пород.

Наши наблюдения не претендуют на большую детальность, так как данные явления не были предметом специальных исследований. Они призваны лишь констатировать наличие структур будинажа и пластиче-

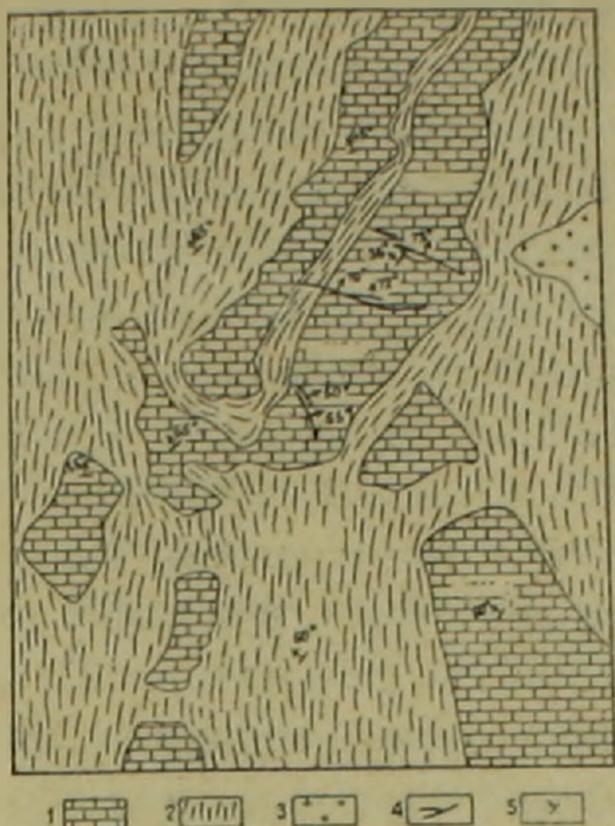
ской деформации в вышеупомянутых районах и дать сильное объяснение им для каждого конкретного случая.

Остановимся, в первую очередь, на мраморах и мраморизованных известняках участка Арзаканского мраморного карьера. Мрамор этого участка изучался многими исследователями, однако, наиболее детальные исследования (разведка месторождения) проводились Б. С. Вартапетяном и Г. Т. Айрапетяном. Известно, что мраморные тела залегают здесь согласно с вмещающими их хлоритовыми метаморфическими сланцами, причем, выходы мрамора представлены отдельными, изолированными друг от друга телами различной величины, нередко суживающимися на глубине. Такое залегание мрамора и послужило причиной различных мнений относительно их генезиса. Б. С. Вартапетян склонен считать их продуктом перекристаллизации рифовых известняков; остальные же исследователи считают их нормально осадочными образованиями, претерпевшими впоследствии процессы метаморфизма. Нам представляется, что здесь имели место процессы будинирования мраморных пластов, являющихся продуктом перекристаллизации нормально осадочных известняков с последующими наложенными на них тектоническими усилиями, приведшими к образованию новых трещин, поворотов отдельных мраморных блоков по этим трещинам, выжимов (инъекций) мрамора во вмещающие их метаморфические сланцы и пр.

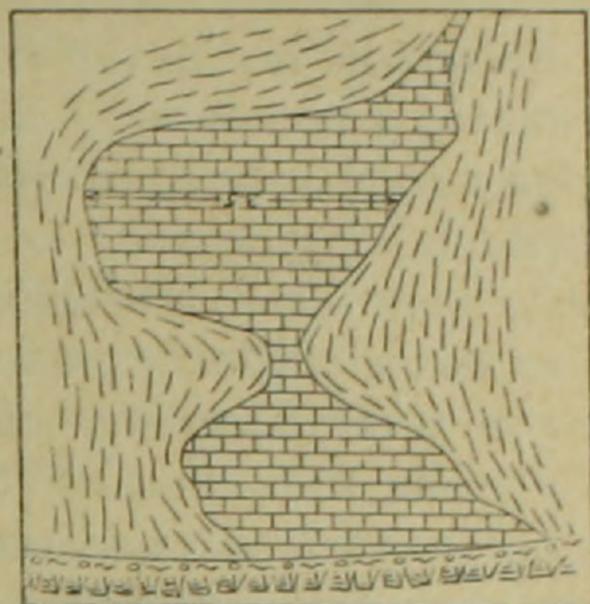
При осмотре мраморного карьера и его окружения в первую очередь бросается в глаза весьма тесная связь между сланцами и мрамором; отдельные изолированные друг от друга мраморные тела—будины—залегают согласно с вмещающими их хлоритовыми сланцами, обволакивающими их со всех сторон, и составляют как бы продолжение друг друга. Между двумя основными (разобщенными на отдельные части) пластами мрамора прослеживается слой хлоритовых сланцев, мощностью 10 м, выдерживающийся на глубину (фиг. 1). Пачка хлоритовых сланцев метаморфизована относительно слабо и поэтому в некоторых случаях не проявляет явных признаков пластического втекания в межбудинные пространства мраморов. Кроме этого, пластическое удлинение сланцев ограничивается трещинами кливажа, чем и отличается от будинирования пластов, залегающих в сильно метаморфизованных породах с отлично развитой сланцеватостью. Примеры последнего приведены ниже.

Будины мрамора большей частью имеют довольно простую форму более или менее правильных прямоугольных или глыбообразных тел с резко выраженными углами, отделенных друг от друга неправильными расколами в плоскости слоистости. Такая форма будин свидетельствует об относительно большей хрупкости мрамора по сравнению с вмещающими породами во время деформации. Помимо описанной основной формы будин, встречаются также пластически деформированные будинированные мраморные тела, соединенные между собой перемычками (шейками) и изменившие в результате последующих тектонических деформаций свою пространственную ориентировку (фиг. 2). Встречаются также удлиненные, сравнительно узкие будины мрамора с одним или двумя

заостренными концами, гораздо плавнее, чем в вышеотмеченных случаях, облекаемые окружающими породами (фиг. 3). В межбудинных пространствах, заполненных обычно сланцами, во многих случаях наблюдаются отдельные, оторванные от основного мраморного тела, частицы мрамора, величиной от 1—2 до 30—40 см в поперечнике.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Арзаканского месторождения мрамора (по Б. С. Варгапетяну, несколько изменена). 1. Мрамор. 2. Метаморфические сланцы. 3. Гранито-гнейсы. 4. Порфириновые дайки. 5. Элементы залегания пород.



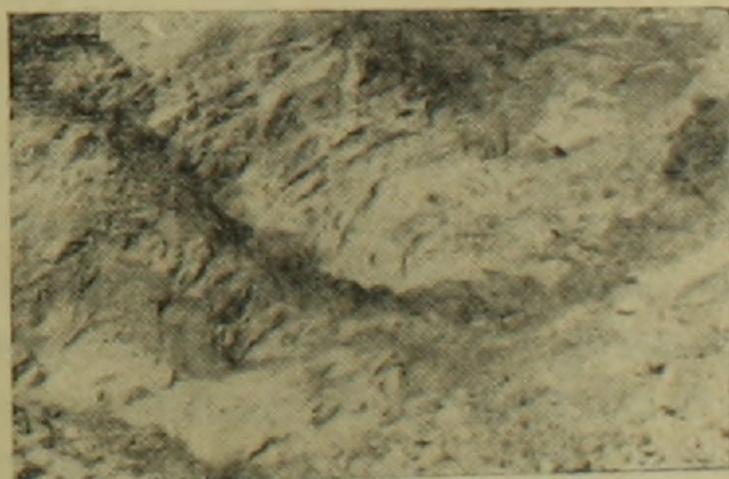
Фиг. 2. Будинированное мраморное тело в хлоритовых сланцах. Арзаканский мраморный карьер (зарисовка).

Структуры, развитые в мраморе описываемого участка, мы относим в основном к блоковой будинаж-структуре, выделенной Н. Судовиковым [6].

Под воздействием сил сжатия мрамор несет на себе хорошо заметные следы концентрической полосчатости (фиг. 4). Во многих местах отмечаются явные следы скольжения в контактах мрамора со сланцами. При этом, скольжение (течение), видимо, происходило под сильным давлением, направленным



Фиг. 3. Будинил мрамора в хлоритовых сланцах. Арзаканский мраморный карьер.



Фиг. 4. Мраморное тело с концентрической полосчатостью, прорванное порфириновой дайкой. Арзаканский мраморный карьер.

перпендикулярно к плоскости слоистости пород, в результате чего почти всегда на мраморе ясно видны примазки сланцев, удлиненные в направлении течения слоев. В метаморфических сланцах почти повсюду отмечается мелкая дисгармоничная складчатость, повышение интенсивности которой отчетливо наблюдается в контактовых частях крупных мраморных тел как описываемого, так и соседних участков.

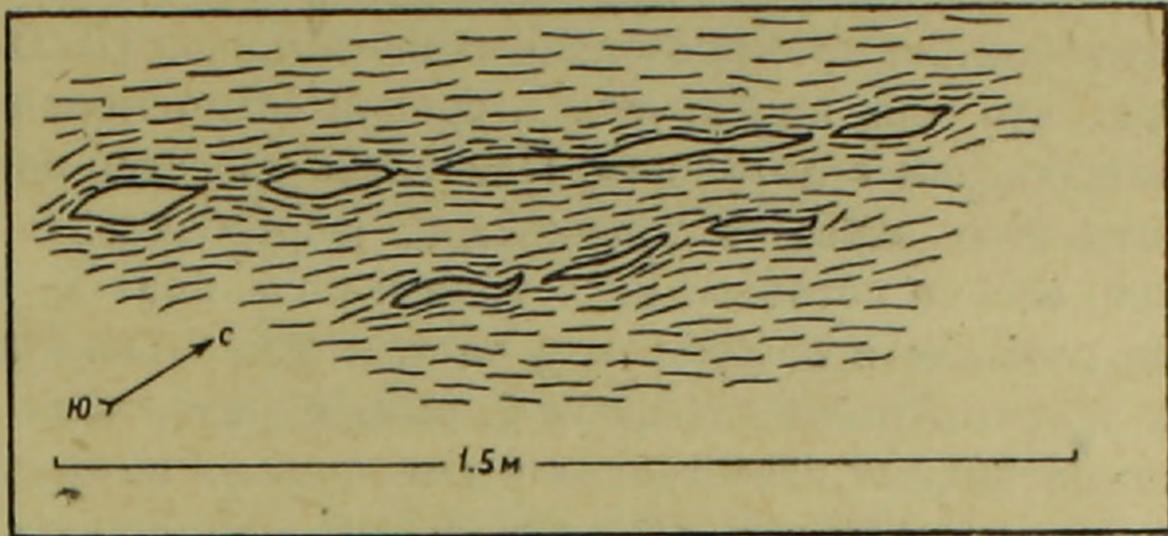
Соотношение мрамора с вмещающими хлоритовыми сланцами в хорошо вскрытом мраморном карьере показывает, насколько разносторонними были тектонические силы, приведшие его к настоящему облику. Во многих местах наблюдается вклинивание крупных мраморных тел в сланцы, а по контакту их—почти всегда тонкие инъекции мраморов в окружающие породы, нарушающие сплошность последних и свидетельствующие, безусловно, о большом давлении, приведшем к подобным внедрениям. Здесь отчетливо наблюдаются процессы выжимания мрамора из более глубоких горизонтов, где мощность их сравнительно меньше (что установлено буровыми и горными работами), в верхние горизонты, где они, избавляясь от больших давлений, но еще находясь в пластическом состоянии, занимали сравнительно большую площадь. На своем пути из глубоких горизонтов в вышележащие мрамор создал структуры переплетания и явные прорывы сланцев.

Такие вертикальные перемещения мрамора являются результатом пластической деформации и в некотором отношении напоминают аналогичные явления, наблюдаемые в соляной тектонике. Однако, если перемещение соли, как доказано детальными работами в этой области, обусловлено в большинстве случаев разницей давлений, вызванной различными мощностями (как правило, громадными!) натсолевых отложений смежных областей, то перемещение мрамора, видимо, можно скорее объяснить тектоническими напряжениями, вызывающими образование складчатости и создающими достаточное давление для превращения мрамора и известняков из нормального физического состояния в пластическое. Инъекции мрамора во вмещающие породы с нарушением сплошности последних свидетельствуют о больших давлениях, создаваемых в условиях закрытых подземных структур. Причем, результаты наблюдений убеждают нас в том, что как только мрамор, находящийся в пластическом состоянии, попадал в более ослабленные зоны (контакты отдельных слоев, трещины и пр.), сразу же заполнял последние, занимая возможно большие площади. Это явление весьма отчетливо наблюдается в пределах Арзаканского мраморного карьера.

Таким образом, исходя из фактического материала, можно предположить, что, в первую очередь, в пластическое течение были вовлечены нормально залегающие пласты мрамора в результате сил сжатия, направленных перпендикулярно слоистости пород, что привело к будинированию пластов. Затем, под воздействием разносторонне направленных тектонических усилий отдельные блоки мрамора подверглись различным деформациям и перемещениям.

Структуры будинажа встречены нами и на других участках района.

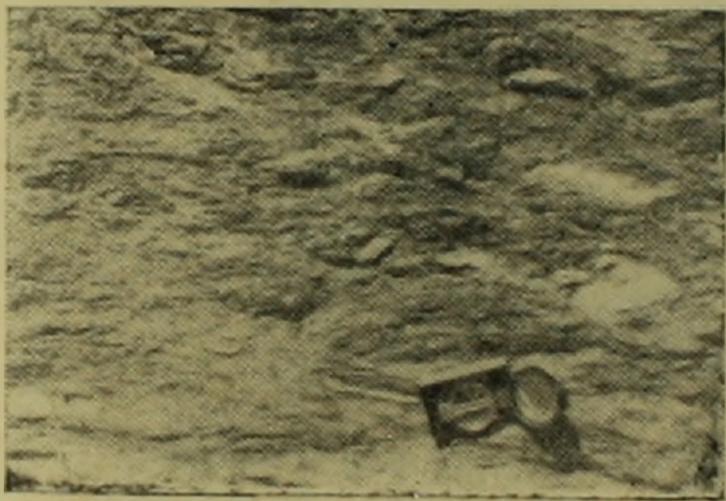
Весьма широкое развитие приобрели они в кварцевых жилах, залегающих в сильно метаморфизованных и хорошо рассланцованных слюдистых сланцах. Представлены они хорошо выраженными овальными или несколько удлиненными будинами, размером от 0,5 до 30 см в поперечнике, нередко в виде цепочек с соединительными шейками (фиг. 5) или



Фиг. 5. Будинированная кварцевая жила в слюдистых сланцах, Арзаканский р-н (зарисовка).

оторванными друг от друга линзочками, составляющими в совокупности будинаж-структуру (фиг. 6). В этих структурах, благодаря сильной метаморфизованности и рассланцованности вмещающих пород, весьма отчетливо наблюдается, как слои сланца плавно обтекают будины с двух

сторон и смыкаются в межбудинном пространстве, не нарушая своей сплошности.



Фиг. 6. Будинированная кварцевая жила в слюдистых сланцах, Арзаканский р-н.

В другом случае встречены концентрически рассланцованные изометричные будины амфиболита также в слюдистых сланцах, расположенные в цепочку без или с соединительными шейками и имеющие в поперечнике до 40 см и более.

Здесь также отчетливо наблюдается явление пластического втекания вмещающих пород в межбудинные пространства. Эти последние две

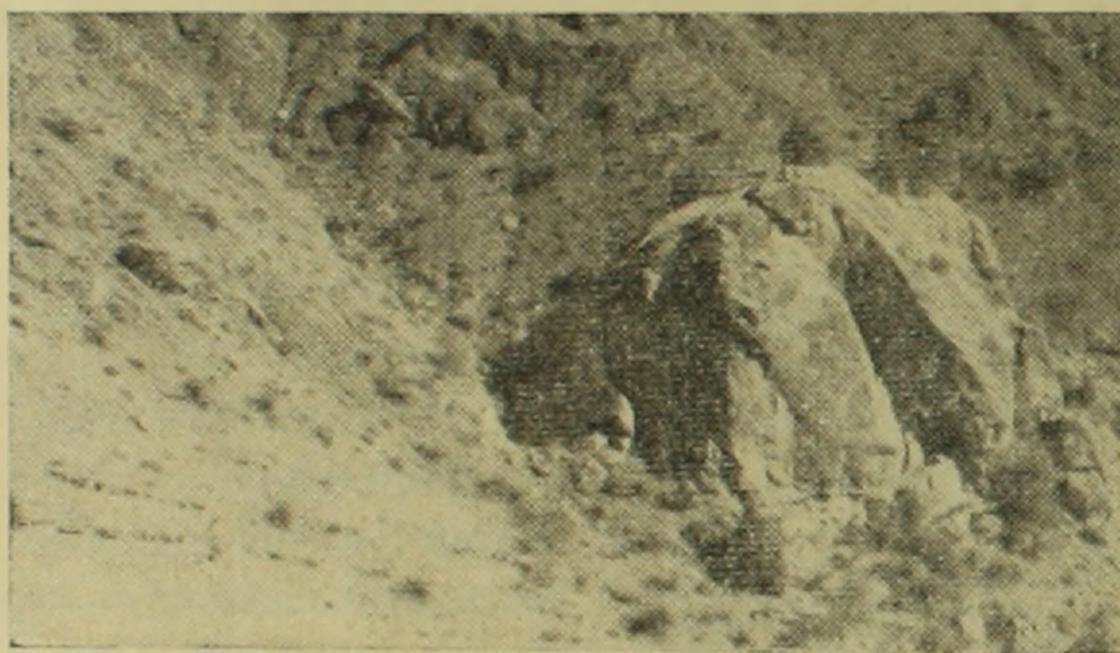
структуры близки по своей морфологии к эмбриональной будинаж-структуре, также выделенной Н. Г. Судовиковым [6].

В одном месте встречена обособленная (видимо по причине плохой обнаженности) будина амфиболита, S-образного очертания, облекаемая кварц-слюдистыми сланцами. Подобное очертание будины свидетельствует [3] об одновременном с будинированием вращении, вызванном дифференциальными движениями. Силы сжатия, направленные перпендикулярно удлинению пластов, привели во время процесса будинажа к образованию трещин, выполненных иногда кварцем, кальцитом и другими минералами. Дислокации, приведшие к образованию структур будинажа, вероятно, повторялись неоднократно, что доказывается большим

разнообразием форм будин и, с другой стороны, большим разнообразием состава пород, участвующих в этом процессе.

По неполным данным, к будинированным можно отнести также отдельные, до 25 м в поперечнике, интрузивные тела габбрового состава (пластовая интрузия), лишенные на первый взгляд корней.

Любопытно также наличие структур будинажа в районе Мармарасарского месторождения мраморизованных известняков (Вединский район), тем более, что они приурочены к сравнительно молодым по возрасту турон-коньякским отложениям. Насколько известно автору, такие структуры встречены лишь в древнейших образованиях. Структура месторождения, весьма детально изученная и описанная К. А. Мкртчяном, довольно сложная и изобилует, в частности, дизъюнктивными нарушениями и другими тектоническими формами, развитыми преимущественно в мраморовидных известняках и вмещающих их песчано-глинистых образованиях—тектонический клин и глыба известняков, высотой 20—25 м, диаметром около 15 м, прорывающие песчано-глинистые отложения с тектоническими контактами и зеркалами скольжения (фиг. 7).



Фиг. 7. Глыба мраморизованных известняков, прорывающая песчано-глинистые отложения. Вединский р-н.

Здесь будинированию (разлинзованию) подверглись пласты розовых мраморизованных известняков, заключенные в породах песчано-глинистой толщи и слагающие, совместно с последними, моноклинали северо-западного простирания, являющуюся северо-восточным крылом Ахсуинской антиклинали.

Разлинзование слоев известняков происходило по падению пластов в направлении почти перпендикулярном к оси антиклинали и весьма близко напоминает механизм разлинзования, описанный Э. Клоосом [2] и относимый им к структурам линейности вторичного течения. Будины мраморизованных известняков имеют в описываемом случае форму линз различных размеров и не всегда правильной формы, соединенных перемычками или отстоящих друг от друга на различном расстоянии (фиг. 8). Межбудинные пространства заполнены слабообтекающими их песчано-глинистыми породами. В последних, в результате действия сил, приведших к разлинзованию и образованию вышеупомянутых тектони-

ческих структур, наблюдаются мелкие тектонические формы—флексуры, сбросы, взбросы и пр.

Заканчивая на этом далеко неполное описание будинаж-структур, развитых в районе сс. Арзакан и Веди, отметим, что даже сравнитель-



Фиг. 8. Линзовидная будина мраморизованных из-ков (слева видна соединительная шейка). Вединский р-н.

но поверхностное изучение последних, представляющее само по себе несомненный геологический интерес (тем более, что на территории Армянской ССР таких исследований не проводилось), указывает на весьма сложные тектонические условия, имевшие место как при образовании, так и при более поздних процессах формирования складчатых метаморфических и осадочных толщ.

Управление геологии и охраны недр  
при Совете Министров Армянской ССР

Поступила 22.XII. 1961.

Ա. Ռ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

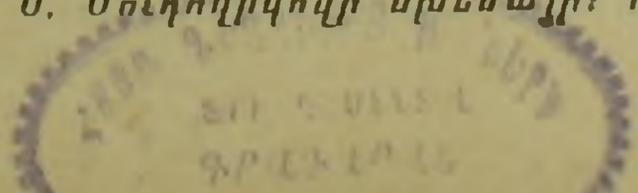
ԲՈՒԴԻՆԱԺԻ ԵՎ ՃԿՈՒՆ ԴԵՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ ԵՐԵՎՈՒՅԹՆԵՐԸ  
ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԱՐՁԱԿԱՆԻ ԵՎ ՎԵՒՈՒ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում շարադրվում է Արվախանի էոպալեոզոյան մետամորֆային շերտախմբում և Վեդու շրջանի վերին կալվճի նստվածքներում դիտված բուդինաժ-ստրուկտուրաների մի քանի տիպերի նկարագրությունը:

Հայտնի է, որ այդ ստրուկտուրաներն առաջանում են մաժուցիկ և փխրուն տարատեսակ ապարների շերտերի սեղմման և համասլատասխանաբար երկարացման հետևանքով:

Հայկ. ՍՍՌ տերիտորիայի համար առաջին անգամ նկարագրվում են մարմարներում, մարմարացած կրաքարերում, կվարցի ու ամֆիբոլիտի երակներում զարգացած բուդինաժ-ստրուկտուրաները: Նկարագրվող յուրաքանչյուր դեպքի համար տրվում է այդ ստրուկտուրաներն առաջացնող գործոնների բնութագիրը, ինչպես նաև նրանց ստորաբաժանումը բլոկային և էմբրիոնալ բուդինաժ-ստրուկտուրաների ըստ Ն. Սուդոլիկովի սխեմայի: Բերվում է հա-



մանման ստրուկտուրաների նկարագրությունը, որոնք կապված են վերին կալիքի հասակի ավազա-կավային շերտախմբում տեղադրված մարմարացած կրաքարերի հորիզոնի հետ:

Գրականության մեջ մինչև այժմ այդպիսի ստրուկտուրաները նշվել են միայն ուժեղ դիսլոկացված մետամորֆային շերտախմբերի կազմում: Հողվածում փաստեր են բերվում այն մասին, թե ինչպես մարմարները և կրաքարերը մեծ ճնշման պայմաններում խոր հորիզոններից վեր են մղվում, պատռելով և ներարկելով ներփակող ասլարները: Այդ երևույթները որոշ իմաստով պարզում են ծալքավորված, մետամորֆիզացված և նստվածքային շերտախմբերի ձևավորման պրոցեսների ժամանակ տեղի ունեցող տեկտոնական շարժումների բարդ բնույթը:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
2. Клоос Э. и др. Вопросы структурной геологии. Изд. иностр. лит., 1958.
3. Николаев В. А. и др. Методика геологического картирования метаморфических комплексов. Госгеолтехиздат, 1957.
4. Ремберг Г. и др. Вопросы экспериментальной тектоники. Изд. иностр. лит. 1957.
5. Сорский А. А. О роли послойных дифференциальных движений при формировании складчатых структур. Доклады АН СССР, № 3, т. 72, 1950.
6. Судовиков Н. Г. Структура будинаж в гранитизированных областях. Доклады АН СССР, т. 58, № 8, 1947.

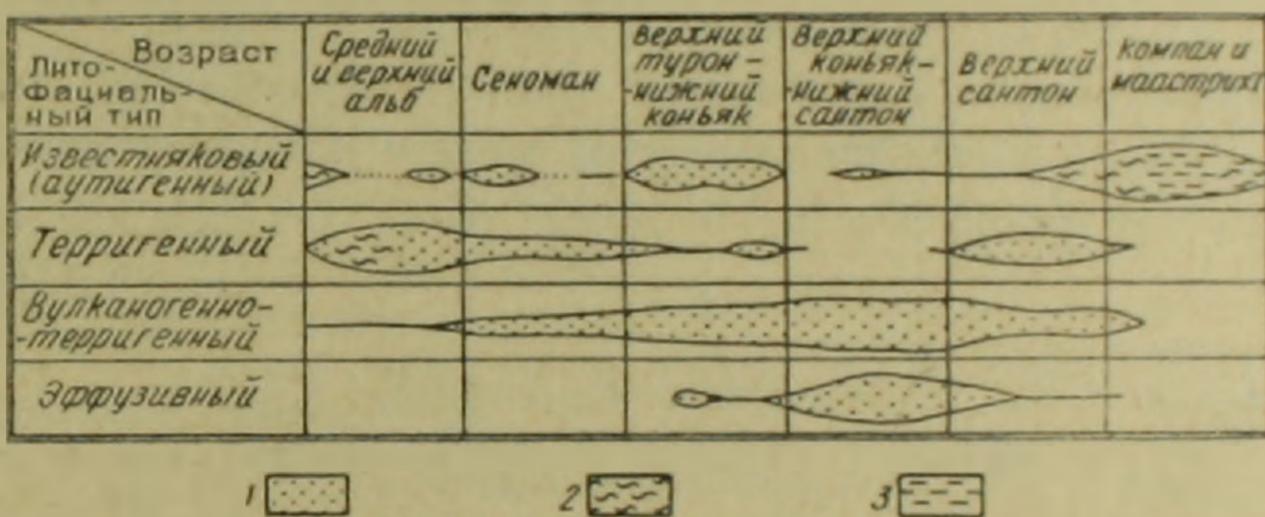
ЛИТОЛОГИЯ

М. А. САТИАН

ОПЫТ РАСЧЛЕНЕНИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
 БАССЕЙНА р. АГСТЕВ ПО МАЛЫМ ХИМИЧЕСКИМ ЭЛЕМЕНТАМ

Химические элементы успешно используются для расчленения и корреляции осадочных толщ [3, 4]. Сравнительно слабее выяснены возможности расчленения и корреляции вулканогенно-осадочных отложений.

Многообразное сочетание вулканогенно-осадочных и нормально-осадочных отложений в разрезе мела бассейна среднего течения р. Агстев (фиг. 1) позволяет считать целесообразным постановку на этом объек-



Фиг. 1. Литофациальная схема меловых отложений. 1. Морские прибрежные и мелководные отложения. 2. Морские умеренно глубоководные отложения. 3. Морские сравнительно глубоководные отложения.

те специальных геохимических исследований. Отметим достаточно детальную стратиграфическую изученность [1, 2 и др.] меловых отложений; в последние годы выполнено их литологическое исследование [6].

Полученные исходные данные показывают, что в корреляционных целях могут быть использованы Ni, Co, V, Cr, Cu, Pb, Sr, Ba, Zr\* (фиг. 2). Граница вулканогенно-осадочных отложений (нижний сенон) и нормально-осадочных, карбонатных отложений (верхний сенон) отбивается по малым химическим элементам достаточно четко. В разрезе вулканогенно-осадочных отложений (альб, сеноман, верхний турон, нижний

\* Определение химических элементов проведено полуколичественным спектральным методом, аналитики Г. М. Мкртчян, М. Я. Мартиросян (ИГН АН АрмССР). Чувствительность метода для Cu — 0,0003%, для Ni, Cr, V, Pb, Zr — 0,001%, для Co, Sr, Ba — 0,003%. Для каждого типа пород высчитаны взвешенные средние арифметические содержания химических элементов.

сенон) заметно колеблется содержание малых элементов на границе среднего-верхнего альба и сеномана. Менее четко фиксируются: граница сеномана и верхнего турона, нижнего и верхнего коньяка, граница нижнего и верхнего сантона. Таким образом, по малым химическим элементам наиболее отчетливо возможно расчленение нижнего и верхнего мела, нижнего и верхнего сенона.

Сравнение содержаний малых элементов в отложениях различных горизонтов мелового разреза показывает следующее.

Для отложений среднего-верхнего альба характерными являются высокие содержания большинства корреляционных элементов.

В сеноманских отложениях из ассоциации выпадают Ni, Co, Sr, Pb, либо определяются в заметно малых количествах. Сравнительно меньше в отложениях сеномана V, Cu и Zr, но возрастают содержания Ba и Sr.

По сравнению с сеноманскими, в отложениях верхнего турона—нижнего коньяка содержание элементов семейства железа увеличивается, оставаясь по разрезу все же неустойчивым. Стабильно высокие содержания Ni, V, Co, Cu и устойчиво низкие Zr, Sr устанавливаются в отложениях верхнего коньяка-нижнего сантона.

На границу нижнего и верхнего сантона приходится увеличение в породах Sr, Pb, Sr, Zr, уменьшение содержаний V, Cu, Ba.

Для верхнесенонских отложений (кампан-маастрихт) характерны низкие содержания элементов семейства железа, заметно высокие — Sr и высокое значение отношения Sr : Ba (табл. 1).

Таблица 1

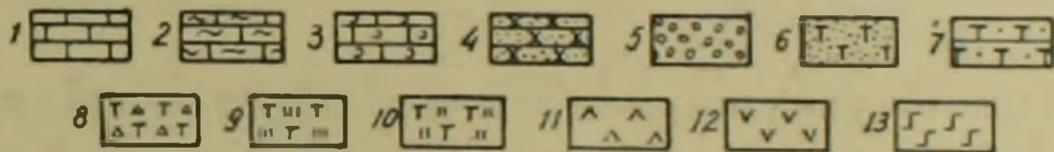
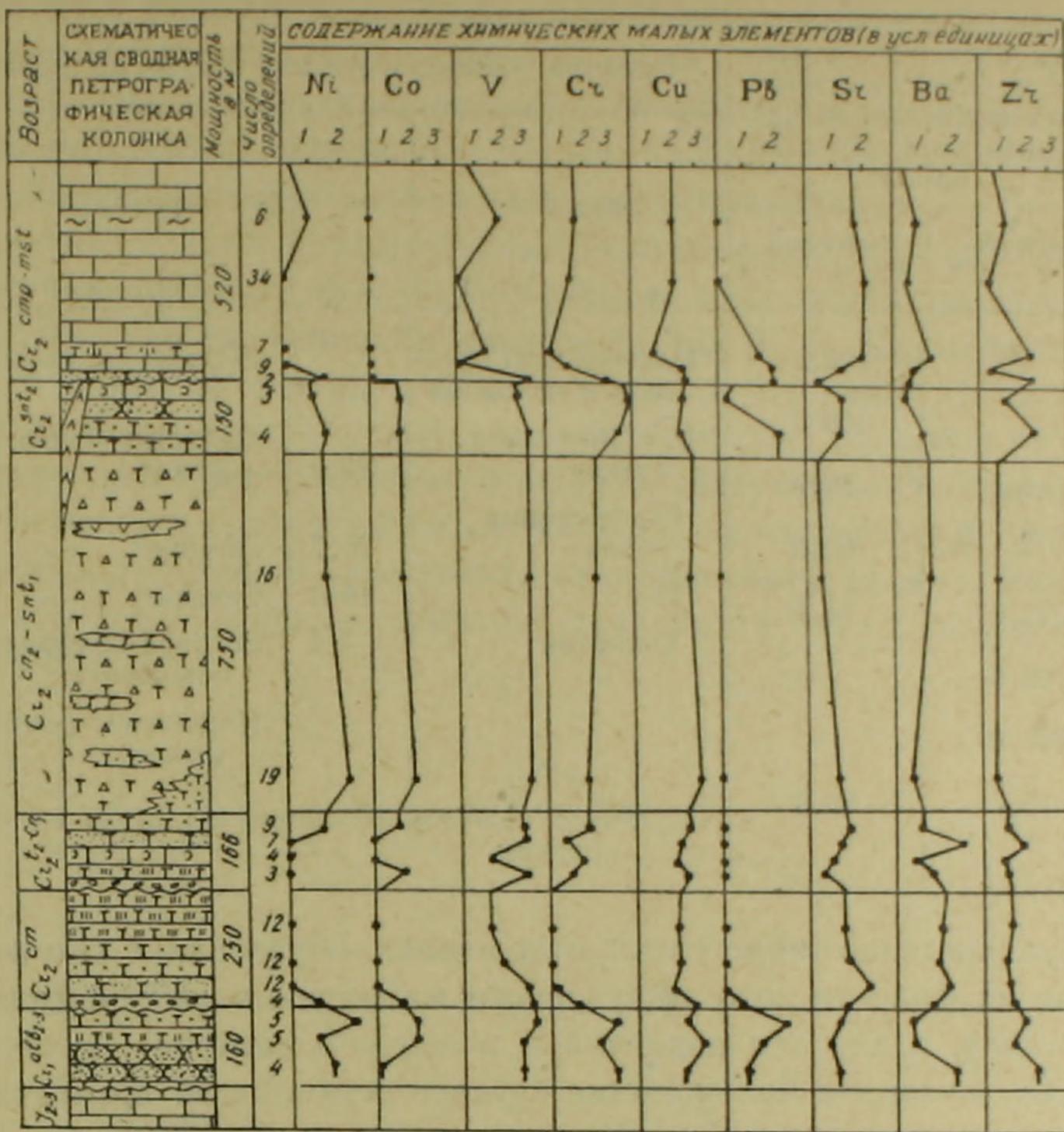
Отноше- ние	Средний и верх- ний альб	Сеноман	Верхний турон-ниж- ний коньяк	Верхний коньяк-ниж- ний сантон	Верхний сантон	Нижний кампан	Верхний кампан- маастрихт
Sr:Ba	2,1	0,9	1,3	1,0	1,8	1,6	4,5

Для нижних горизонтов (нижний кампан) показательно наличие в породах Pb и высокое содержание Zr.

Среди приведенных элементов наиболее пригодными для корреляции оказываются Ni, Co, Sr, Pb, Sr, менее показательны V, Ba, Zr и, наконец, Cu. По разрезу устанавливается взаимосвязанность и однонаправленность колебаний количеств элементов семейства железа Ni, Co, V, Sr.

Рассмотрим некоторые особенности связи малых элементов с минералого-петрографическим составом отдельных типов меловых отложений.

В вулканогенно-терригенных породах, накопившихся в обстановке наложения на осадконакопление среднего и основного вулканизма (коньяк-нижний сантон), отмечаются высокие содержания Ni, Co, V, Sr, Cu, которые сосредоточены, главным образом, в пироксенах и в рудных минералах (табл. 2). В отложениях сравнительно мало циркония. Последний установлен в авгите и представляет, по-видимому, изоморфную примесь [8].



Фиг. 2. Схема расчленения меловых отложений по малым химическим элементам. 1. Известняки крипто- и микрозернистые, фораминиферовые. 2. Известняки глинистые. 3. Известняки органогенно-детритовые. 4. Песчаники и алевролиты. 5. Конгломераты. 6. Песчаники и алевролиты туфогенные. 7. Песчаники и алевролиты туффитовые. 8. Туфобрекчии. 9. Туффиты фельзитовые известковистые. 10. Туффиты пелитовые (основного и среднего состава). 11. Альбитофиры и липаритовые порфиры. 12. Андезитовые порфириты. 13. Базальтовые порфириты.

Условные единицы	Никель (в %)	Кобальт, ванадий, хром (в %)	Медь (в %)	Свинец (в %)	Барий, стронций (в %)	Цирконий (в %)
1	~0,001	~0,001	~0,0003	~0,001	~0,03	0,001—0,003
2	~0,003	0,003—0,01	~0,001	~0,003	0,03—0,1	0,003—0,01
3	—	~0,01	0,003—0,01	—	—	0,01—0,03

Таблица 2

Элементы	Распределение элементов по минералогическим фракциям (в %) (среднее по 4 образцам пород)		Средний минералогический состав по фракциям			
	легкой уд. в. < 2,8	тяжелой уд. в. > 2,8	легкой	%	тяжелой	%
Ni	—	100,0	Плагиоклазы средние и основные	25,4	Пироксены моноклинные	45,4
Co	—	100,0	Вулканическое стекло	29,2	Магнетит и ильменит	29,2
V	1,1	98,9	Разложенные зерна	26,7	Лимонит	17,5
Cr	—	100,0	Опал	14,3	Гематит	8,4
Cu	25,0	75,0	Халцедон	4,4	Роговая обманка обыкновен.	0,4
Sr	100,0	—			Пироксены ромбические	0,1
Ba	100,0	—				
Zr	16,7	83,3			Выход тяжелой фракции составляет в среднем . . . . .	15,2

В вулканогенно-терригенных отложениях, образование которых происходило на фоне кислого эффузивного магматизма (в сеномане, нижнем кампане, а для зон поднятий и в верхнем сантоне) содержания Ni, Co, Cr, малы и в большинстве случаев остаются за пределами чувствительности метода; заметно мало в породах V, значительно больше становится Sr, Ba, Zr.

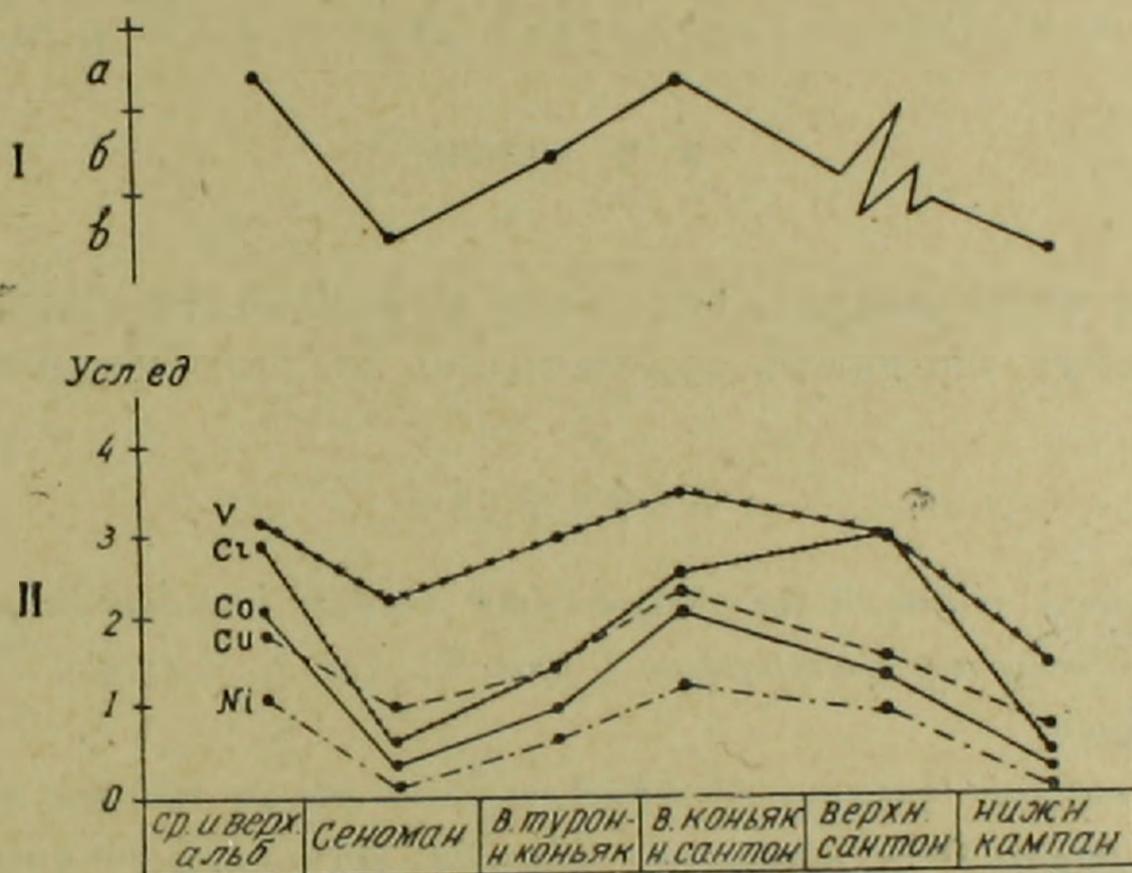
В минералогии указанных отложений характерны высокие содержания кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, кислого вулканического стекла, кварца. Среди тяжелых минералов в малом количестве отмечаются пироксены, амфиболы, сравнительно много циркона, магнетита, лимонита, в отдельных горизонтах—барита. Выход тяжелой фракции низкий—в пределах десятых и сотых долей процента.

Очевидна тесная связь содержаний малых элементов с минералогическими особенностями вулканогенно-терригенных отложений. С тяжелыми минералами: пироксенами, амфиболами, цирконом и рудными минералами, связана подавляющая часть Ni, Co, V, Cr, Cu, Zr, в единичных случаях и Ba (баритсодержащие горизонты), с легкими минералами: полевыми шпатами и др.—основная часть Sr и Ba.

В свою очередь, соотношение в породе тяжелой и легкой групп минералов (выход тяжелой фракции), а также вариации минералогического состава внутри каждой из групп для всех типов отложений в конечном счете определяются условиями осадконакопления: составом пород, подвергавшихся размыву, темпами сноса материала в морской бассейн и условиями его захоронения. Однако, как известно, источники и механизм образования вулканогенно-осадочных и нормально-осадочных отложений принципиально различны [7]; в равной мере это относится и

к терригенному и аутигенному минералонакоплению, а также распределению малых химических элементов в осадках.

На примере нормально-осадочных отложений (верхний сенон) устанавливается уменьшение содержания Ni, Co, V, Zr, Ba, менее отчетливо Cu, в фаціальном ряде: прибрежные известковистые песчаники—умеренно-глубоководные микрозернистые фораминиферовые и «сферовые» глинистые известняки—сравнительно глубоководные микрозернистые известняки. Это обстоятельство позволяет считать Ni, Co, V, Zr, Ba, по-видимому, большую часть Cu, связанными с терригенной примесью, в составе которой на профиле от прибрежных к глубоководным отложениям все большее место занимает пелитовая фракция. Содержания Sr возрастают от прибрежных к сравнительно глубоководным отложениям. Основные содержания стронция в известняках накапливались, видимо, биогенным путем [5], незначительная доля Sr приходится на нерастворимый остаток известняков.



Фиг. 3. Зависимость распределения малых элементов в вулканогенно-терригенных отложениях от изменения состава вулканизма. I. Состав вулканизма: а) основной, средний, в) кислый. II. Содержание малых элементов в вулканогенно-терригенных отложениях (приближенное значение условных единиц: 1=0,001%, 2=0,006%, 3=0,02%, 4=0,03%).

Помимо фаціальной зональности в распределении изученных малых элементов верхнесенонских отложений, намечается ряд аномалий в пределах отдельных зон; образование их достаточно надежно увязывается с составом и местоположением питающих провинций Алавердской палеосуши.

В вулканогенно-терригенных отложениях мела распределение малых элементов носило иной характер: контролировалось вулканизмом, синхронным осадконакоплению.

В результате высоких темпов сноса и захоронения вулканогенно-обломочного материала не происходила сколько-нибудь глубокая его дифференциация. Об этом свидетельствуют: минералогическое сходство

вулканогенно-терригенных и собственно вулканогенных одновозрастных пород, весьма плохая отсортированность обломочного материала вулканогенно-терригенных отложений, однообразие и малочисленность ассоциаций аллотигенных минералов и обилие малоустойчивых разностей, очевидная связь между изменениями по разрезу вулканогенно-терригенной толщи содержания малых химических элементов и, с другой стороны—состава сопутствующего осадконакоплению вулканизма (фиг. 3). Отметим также сходство эффузивных\* и вулканогенно-терригенных пород по содержанию Ni, V, Cr, Co, Sr и Ba.

Результаты расчленения разреза мела и данные по распределению малых химических элементов в нормально-осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях могут быть использованы при корреляции разрезов меловых отложений изученного района с соседними.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 29.XI. 1961.

Մ. Ա. ՍԱՏՆԱՆ

ԱՂՍՏԵՎ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆՈՒՄ ԿԱՎՃԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՀԱՄԱԴՐՄԱՆ  
ՓՈՐՉԸ ՔԻՄԻԱԿԱՆ ՓՈՔՐԱՔԱՆԱԿ ՏԱՐՐԵՐԻ ՄԻՋՈՑՈՎ

Ա մ փ ո փ ու մ

Աղստե գետի ավազանում տարածված կավճի նստվածքների ստորաբաժանումը և համադրումը կուտարված է ըստ Ni, Co, V, Cr, Cu, Pb, Sr, Ba, Zr պարունակության:

Ստորին սենոնի հրաբխա-նստվածքային և վերին սենոնի նորմալ նրստվածքային գոյացումները պարզորոշ կերպով սահմանազատվում են քիմիական փոքրաքանակ տարրերի պարունակությամբ:

Քիմիական փոքրաքանակ տարրերի պարունակությամբ տվյալ շրջանի հրաբխա-նստվածքային գոյացումների երկրաբանական կտրվածքում հստակորեն անջատվում են արբի և սենոմանի, ավելի թույլ սենոմանի և վերին տուրոնի, ստորին և վերին կոնյակի, ինչպես նաև ստորին և վերին սանտոնի սահմանները:

Հաստատված է, որ հրաբխա-տերիզեն նստվածքներում քիմիական փոքրաքանակ տարրերի տեղարաշխումը պայմանավորված է հրաբխականության բնույթով՝ հրաբխային գոյացումների կազմով:

Նորմալ-նստվածքային գոյացումներում քիմիական փոքրաքանակ տարրերի տեղարաշխումը կախված է նստվածքների գոյացման պալեոաշխարհագրական միջավայրից:

\* Результаты полуколичественных спектральных анализов 50 обр. эффузивных пород коньяка-сантона по данным А. Х. Мнацаканян.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Атабекян А. А. К стратиграфии альбских отложений бассейна р. Агстев (Актафа). Изв. АН АрмССР, сер. ФМЕТ наук, № 4, 1952.
2. Атабекян А. А. К вопросу о сеномане района с. Иджеван Армянской ССР. ДАН АрмССР, том XVII, № 1, 1953.
3. Катченков С. М. Корреляция геологических разрезов по спектральному анализу. Изв. АН СССР, сер. физич., № 5, 1950.
4. Катченков С. М. Новый метод корреляции осадочных толщ по данным спектрального анализа. «Нов. нефт. техн.», вып. 3, 1955.
5. Мартиросян М. Я., Мкртчян Г. М., Сатиан М. А. О содержании Sr и Ba в верхне-сеноманской карбонатной толще Северной Армении (Иджеванский и Ноемберянский районы). Тр. Первой Закавказской конференции молодых научных сотрудников. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
6. Сатиан М. А. Литология и палеогеография меловых отложений междуречья р. Инджа-су, среднего течения р. Агстев и р. Гасан-су (северная Армения). Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Ереван, 1960.
7. Страхов Н. М. Основные теории литогенеза, Изд. АН СССР, Москва, 1960.
8. Poldervaart A. Zircon in rocks, American Journal of Science, № 9, 1956.

МИНЕРАЛОГИЯ

В. О. ПАРОНИКЯН

МИНЕРАЛЫ ВИСМУТА ИЗ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД  
АЙОЦДЗОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

При изучении полиметаллических руд Айоцдзорского рудного района (1960—61 гг.) автором был установлен ряд новых минералов висмута. Они довольно часто встречаются в рудах Каялинского, Гюмушханского и, в меньшей степени, Газминского месторождений. В сурьмяно-полиметаллических рудах Азатекского месторождения, несмотря на тщательный просмотр многих полированных шлифов, эти минералы не были обнаружены.

Исследуемый рудный район характеризуется широким развитием вулканогенно-осадочных образований эоценового, реже олигоценового возраста, прорванных небольшими интрузиями гранитоидов и породами жильной серии кислого и основного состава. В тесной пространственной связи с этими интрузиями находятся полиметаллические и сурьмяно-полиметаллические месторождения района.

Рудные тела в виде жил и реже зон с вкрапленно-прожилковым оруденением залегают в эоценовых отложениях (Газма, Азатек), представленных туффитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, в андезитовых туфах (Гюмушхана) и реже переходят в интрузивные породы. На Каялинском месторождении рудные тела, в основном, залегают среди интрузивных пород гранодиоритового состава и реже в его экзоконтактовых участках.

Минералогический состав гипогенных руд довольно разнообразен и приведен в табл. 1. Как видно из таблицы полиметаллические руды указанных месторождений имеют довольно сходный минералогический состав и отличаются только разными количественными соотношениями минералов.

В рудах изучаемых месторождений эти минералы встречаются в различных парагенетических ассоциациях, которые как показывают исследования, принадлежат к разным стадиям минерализации. Выделяются следующие стадии минерализации в последовательности их образования.

1. Турмалинизация и скарнирование пород экзоконтакта (Каялу, Геарчин).

2. Кварц-пиритовая (Газма, Каялу, Азатек, Гюмушхана).

Таблица 1

Наименование минералов	Месторождения		
	Газминское	Каялинское	Гюмушханское
<b>а. Рудные</b>			
Пирит . . . . .	+	+	+
Магнетит . . . . .	—	+	—
Мартит . . . . .	—	++	—
Ильменорутил . . . . .	—	++	—
Пиррогин . . . . .	+	—	—
Халькопирит . . . . .	+	+	+
Молибденит . . . . .	+	+	—
Арсенопирит . . . . .	+	+	+
Сфалерит . . . . .	+	+	+
Блеклая руда . . . . .	+	+	+
Галенит . . . . .	+	+	+
Бурнонит . . . . .	+	++	++
Геокронит . . . . .	++	++	++
Буланжерит . . . . .	—	—	+
Борнит . . . . .	+	++	+
Козалит . . . . .	—	++	—
Айкинит . . . . .	++	++	++
Виттихенит . . . . .	—	++	—
Эмплектит . . . . .	—	++	—
Матильдит . . . . .	++	++	—
Теллуrowисмутит . . . . .	++	++	—
Алтаит . . . . .	++	—	++
Самородное Au . . . . .	+	++	+
Самородное Ag (?) . . . . .	+	++	—
Аргентит (?) . . . . .	+	++	—
Марказит . . . . .	+	++	+
<b>б. Жильные</b>			
Гранаты . . . . .	—	+	—
Хлорит . . . . .	+	+	+
Эпидот . . . . .	+	+	—
Кварц . . . . .	+	+	+
Кальцит . . . . .	+	+	+
Анкерит . . . . .	—	++	—
Барит . . . . .	+	—	+
Халцедон . . . . .	+	+	+
Серицит . . . . .	+	++	+
Каолинит . . . . .	+	++	+

Примечание:

- + — установлены прежними исследователями,
- ++ — установлены автором.
- — не обнаружены.

3. Пирит-халькопиритовая (с молибденитом) (Газма, Каялу, Гюмушхана).

4. Полиметаллическая (Газма, Каялу, Азатек, Гюмушхана).

5. Сульфoантимонитовая (Азатек, частично Каялу).

6. Кварц-антимонитовая (Азатек).

7. Баритовая (Азатек, Гюмушхана).

8. Безрудная-кварц-карбонатная (Газма, Каялу, Азатек, Гюмушхана).

Эти стадии часто совмещены, иногда обособлены. Наблюдается их зональное расположение в отношении интрузивных массивов, которое выражается в смене высокотемпературных ассоциаций низкотемпературными—в горизонтальном и, в меньшей степени, вертикальном направлениях.

Минералы висмута закономерно встречаются в рудах полиметаллической стадии и являются наиболее поздними образованиями. В рудах сульфоантимонитовой стадии содержание висмута высокое, однако его самостоятельные минералы не обнаружены. В других вышеперечисленных стадиях роль висмута незначительная.

Ниже приводится описание установленных минералов висмута<sup>1</sup>.

**Айкинит ( $PbCuBiS_3$ )** является наиболее распространенным из установленных минералов висмута. Особенно часто встречается в рудах Каялинского и Гюмушханского месторождений в тех участках руд, где увеличивается количество блеклой руды. В рудах Газминского месторождения айкинит был встречен на самом нижнем горизонте (гор. шт. № 38, жила 5), где полиметаллическое оруденение сменяется медно-мышьяковым с небольшой ролью галенита и сфалерита. Следует заметить, что руды с повышенной концентрацией айкинита характеризуются также повышенным содержанием золота, которое встречается в виде самородных частиц в полях и стыках айкинита или других сульфидов.

Айкинит образует бесформенные, иногда пластинчатые и игольчатые выделения чаще всего в полях галенита и блеклой руды, реже халькопирита, сфалерита и пирита. Иногда в виде тонких прожилков пересекает поля теннантита (фиг. 2), располагается в пограничных участках сульфидов, замещая и развиваясь по ним (фиг. 3). Время образования айкинита позднее блеклой руды, почти одновременно с галенитом.

Айкинит полируется хорошо, относительный рельеф выше галенита и немного ниже халькопирита. Микротвердость от 140 до 175 кг/мм<sup>2</sup> и в среднем по 8 измерениям составляет 157 кг/мм<sup>2</sup>.

Цвет айкинита в отраженном свете кремово-белый. Кремовый оттенок более ясно наблюдается, когда минерал находится в полях галенита. Двуотражение, в зависимости от сечений агрегатов—от слабого до умеренного, особенно хорошо заметно на границе отдельных индивидов. В масле заметно усиливается с цветным эффектом: светлое положение—кремово-белый, темное—серо-белый, с коричневым оттенком.

При скрещенных николях сильно анизотропный, при этом, структура минерального агрегата аллотриоморфнозернистая (иногда мозаичные картины), местами образует пластинчатые или же удлиненные индивиды. Двойникование не наблюдается.

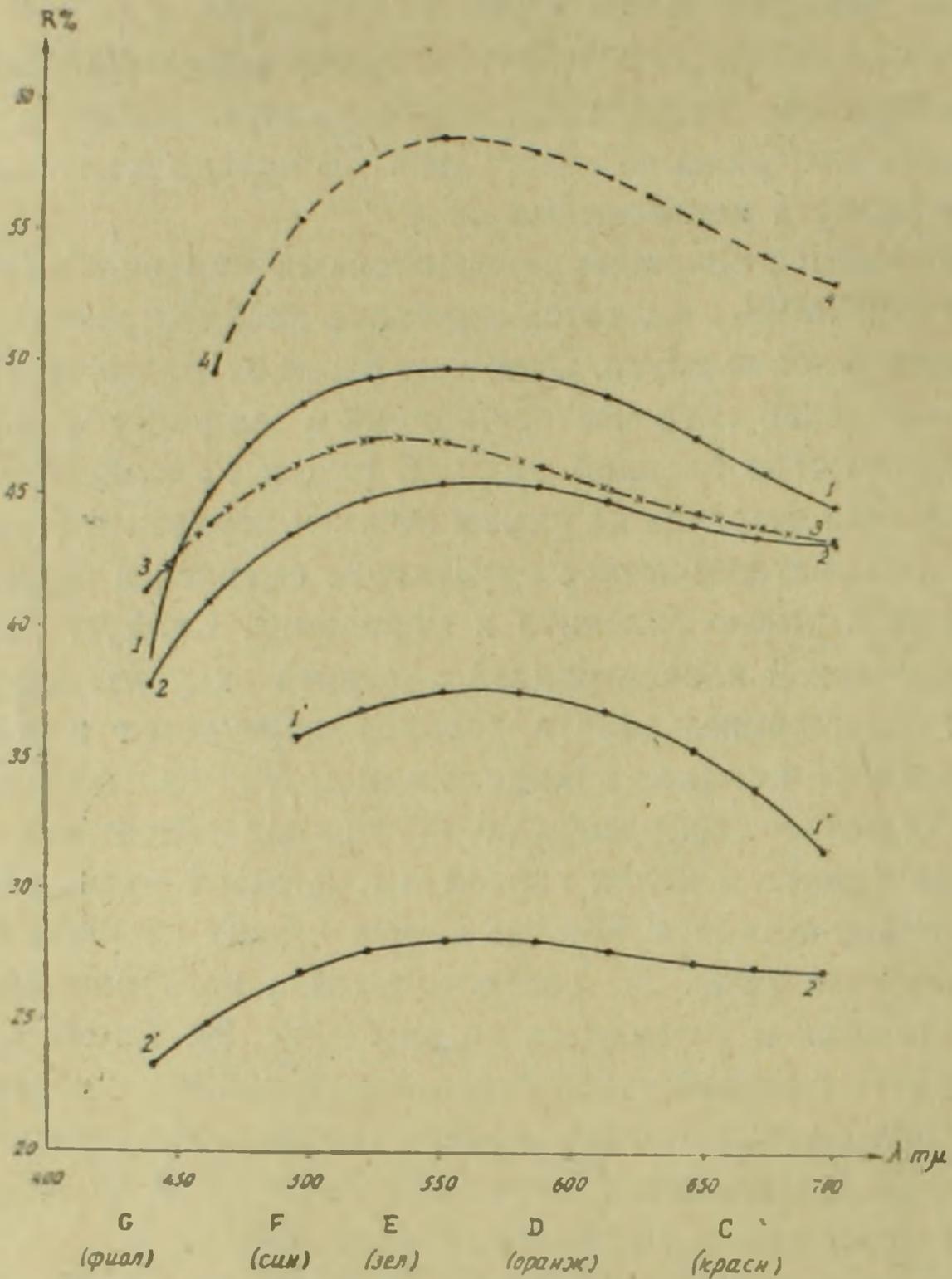
Отражательная способность<sup>2</sup> (R) по 4 измерениям равна в среднем

<sup>1</sup> Впервые в описываемом рудном районе вторичный минерал висмута—базовисмутит был обнаружен И. Г. Магакьяном в шлифах Каялинского месторождения.

<sup>2</sup> Приведенные цифровые значения R измерены в ИГЕМ АН СССР на установке для определения отражательной способности с фотоумножителем при оранжевом светофильтре.

43,5%. Как видно из кривых дисперсии отражательной способности, максимальное значение  $R$  минерал приобретает в зеленой части спектра.

Из исследуемого минерала были приготовлены шарики, которые подверглись рентгенометрическим исследованиям. Данные межплоскостных расстояний айкинитов из месторождений Газма, Каялу и Гю-



Фиг. 1. Кривые дисперсии отражательной способности: айкинита 1—1 и 1'—1' —  $R_g$ ; 2—2, 2'—2' —  $R_p$  (в воздухе и в масле) из месторождения Гюмушхана; 3—3—айкинита и 4—4—теллуровисмута (в воздухе) из месторождения Каялу.

мушхана, как видно из приведенной таблицы (табл. 2), совпадают с данными эталона из Березовска [4].

Условия съемки: Fe—излучение; T—3 ч., камера  $d$ —57,3;  $d$  шарика—0,4 мм. Режим трубки 35 KV, 16 mA.

Микрохимические анализы, проведенные на порошке айкинита, отобранного под микроскопом, дали положительные результаты на Bi. Микроспектральными анализами установлены Pb, Cu и Bi.

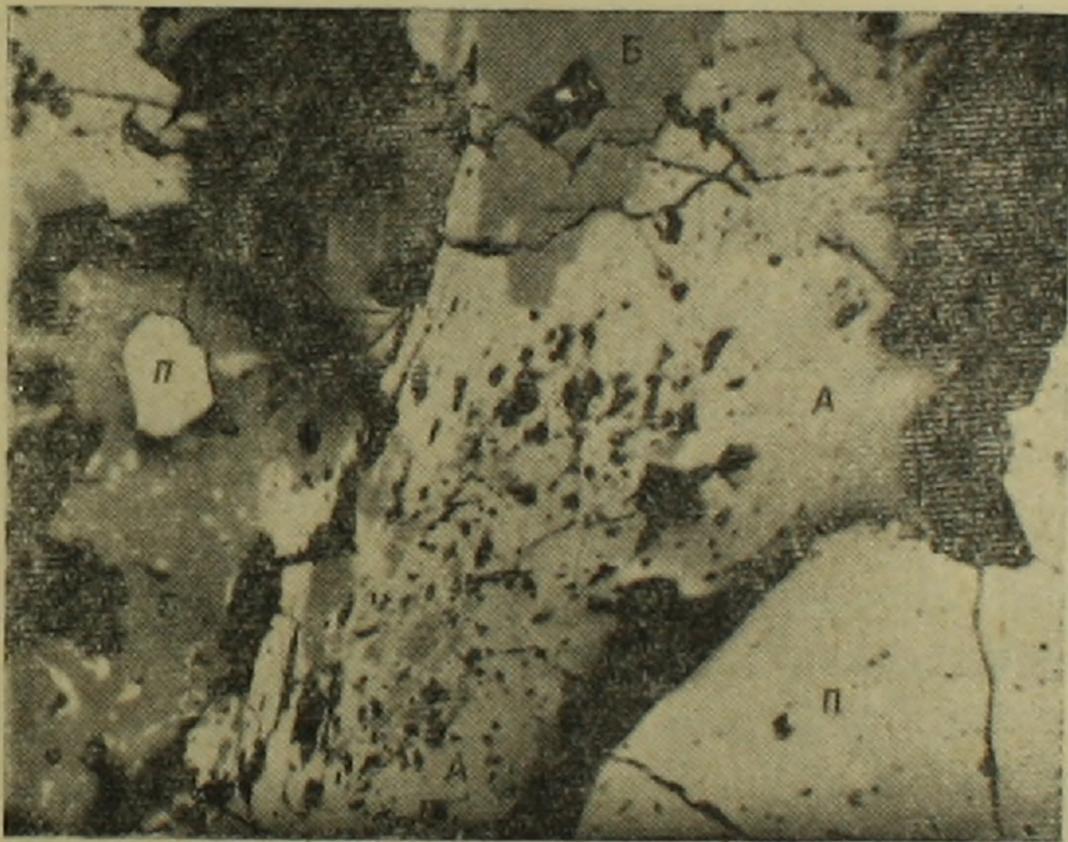
Козалит ( $Pb_2Bi_2S_5$ ) обнаружен в рудах Геарчинского участка Кая-

<sup>1</sup> Кривые дисперсии  $R$  минералов (фиг. 1) составлены на основании измерения фотометрическим окуляром с оптическим клином И. С. Волынского (ОКФ—1) в ИМГРЭ.

линского месторождения. Представлен в виде пластинчатых (фиг. 4) и игольчатых выделений, приуроченных к полям теннантита и халькопирита. Характерно, что в краях козалита на контакте с халькопиритом и блеклой рудой, местами образуются айкинит и реже эмплектит, и виттихенит в виде реакционной каймы.



Фиг. 2. Тонкие прожилки айкинита (А), пересекающие поля теннантита (Т), темно-серые прожилки и выделения — кварц. Месторождение Каялу.  $\times 160$ .



Фиг. 3. Замещение блеклой руды (Б) айкинитом (А) в контакте с пиритом (П). Темные поля — кварц. Месторождение Гюмушханя.  $\times 160$ .

Козалит полируется хорошо, лучше галенита. Относительный рельеф немного выше галенита и ниже айкинита. Микротвердость  $H_{ср1}$  — 107,  $H_{ср11}$  — 132 кг/мм<sup>2</sup>.

Цвет минерала — белый, похож на галенит. Отражательная способность — 42,7%. Двуотражение от слабого до умеренного; умеренно—силь-

Таблица 2

## Межплоскостные расстояния айкинита

Газминское		Каялинское		Гюмушханское				Эталон	
обр. № 1109а		обр. № 1080а		обр. № 1094		обр. № 1096			
l	$\frac{da}{n}$	l	$\frac{da}{n}$	l	$\frac{da}{n}$	l	$\frac{da}{n}$	l	$\frac{da}{n}$
3	4,02	5	4,16	—	—	3	3,99	4	4,07
1	3,78	—	—	7	3,88	—	—	1	3,77
10	3,61	10	3,66	8—9	3,596	8	3,66	10	3,67
10	3,19	10	3,22	10	3,146	10	3,16	9	3,18
—	—	2	2,98	—	—	3	2,98	—	—
9	2,84	8	2,89	8	2,841	10	2,85	8	2,88
—	—	—	—	1	(2,742)	1	2,77	2	2,74
9	2,69	4	2,72	4	2,674	2	2,66	3	2,68
3	2,60	4	2,60	3	2,584	2	2,58	6	2,58
3	2,50	1	2,52	4	2,495	2	2,49	1	2,51
1	2,37	2	2,38	3	2,354	1	(2,35)	1	2,36
3	2,26	2	2,30	3	2,271	2	2,26	3	2,27
3	2,15	3	2,18	4	2,152	—	—	2	2,17
3	2,10	3	2,11	—	—	3	2,11	3	2,15
—	—	3	2,01	5	2,02	9	2,01	3	2,02
10	1,982	3	1,961	6	1,973	2	1,976	5	1,984
3	1,937	—	—	6	1,943	—	—	4	1,947
3	1,887	—	—	2	1,883	—	—	3	1,883
—	—	—	—	1	1,805	—	—	1	1,805
2	1,760	2	1,78	6	1,754	1	1,773	4	1,766
4	1,641	—	—	—	—	1	1,653	1	1,648
1	1,592	—	—	—	—	—	—	4	1,593
—	—	1	1,578	5	1,586	1	1,569	—	—
4	1,526	3	1,535	4	1,520	—	—	4	1,524
4	1,485	1	1,480	1	1,486	—	—	1	1,488
—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,475
2	1,452	—	—	1	1,451	—	—	—	—
1	1,406	4	1,410	4	1,402	—	—	4	1,406
2	1,365	1	1,370	3	1,372	—	—	2	1,380
—	—	—	—	1	1,351	—	—	2	1,354
2	1,332	2	1,337	2	1,326	1	1,313	3	1,330
—	—	—	—	3	1,300	—	—	1	1,302
—	—	—	—	3	1,269	1	1,271	2	1,271
—	—	—	—	—	—	3	1,160	1	1,158

но анизотропный. При скрещенных николях проявляются удлиненные и пластинчатые индивиды без двойникования.

Межплоскостные расстояния исследуемого минерала, приведенные в табл. 3, совпадают с данными эталона из месторождения Бетпакдала [4]. Условия съемки шарика аналогичны вышеописанному (см. айкинит).

Эмплектит и виттихенит ( $\text{CuBiS}_2$  и  $\text{Cu}_3\text{BiS}_3$ ) в исследуемых рудах встречаются редко. Установлены в рудах Каялинского месторождения (участок Геарчин). Здесь они образуют тесные срастания друг с другом, и в виде изометрических выделений встречаются в полях галенита или же образуют кайму вокруг козалита на границе зерен теннантита и халькопирита. В последнем случае наблюдается следующий закономерный переход: козалит-айкинит-эмплектит-виттихенит, далее халькопирит или теннантит.

Оба полируются хорошо. Относительный рельеф виттихенита немного выше эмплектита и ниже халькопирита. Цвет эмплектита светло-серо-белый с желтовато-кремовым оттенком; цвет виттихенита серо-белый с коричневым оттенком. Отражательная способность эмплектита немного ниже козалита и айкинита.  $R$  виттихенита немного ниже эмплектита и выше теннантита.



Фиг. 4. Срастание пластинчатых выделений козалита (К) с теннантитом (Т). X — халькопирит, черные поля и прожилки — карбонат. Месторождения Каялу (уч. Геарчин).  $\times 160$ .

Таблица 3

Межплоскостные расстояния козалита из Каялинского месторождения

Обр. 979a		Эталон		Обр. 979a		Эталон	
l	$\frac{da}{n}$	l	$\frac{da}{n}$	l	$\frac{da}{n}$	l	$\frac{da}{n}$
1	3,91	—	—	5	2,04	7	2,02
1	3,64	—	—	3l	1,812	4	1,905
10	3,45	10	3,42	3l	1,792	7	1,792
1	3,16	—	—	2	1,745	—	—
1	3,08	—	—	2	1,716	4	1,712
10	2,98	10	2,95	1	1,391	3	1,387
1l	2,89	3	2,81	2	1,326	2	1,326
1l	2,79	—	—	—	—	3	1,294
2	2,14	1	2,13	2	1,214	1	1,212
6	2,11	5	2,09	1	1,137	—	—

Двуотражение и эффект анизотропии у эмплектита слабые до умеренных, у виттихенита—слабые.

Матильдит ( $AgBiS_2$ ) обнаружен в рудах Газминского месторождения (жила № 5, шт. № 38) и редкие включения в рудах Каялинского месторождения.

Представлен в виде тонких игольчатых кристаллов (размером до Известия, XV, 3—3

0,08 мм в длину) и реже изометрических зерен, приуроченных к полям галенита, которые имеют разные ориентировки в отношении направлений кубической спайности галенита.

Полируется хорошо, относительный рельеф немного выше галенита. Микротвердость 115—124 кг/мм<sup>2</sup>. Цвет белый с едва заметным кремовым оттенком. Слабо-умеренно двуотражающий с изменением цветного оттенка (особенно хорошо заметно в масле): светлое положение кремово-белый (в этом случае  $R$  матильдита почти равна  $R$  галенита); темное положение серо-белый с нежно-зеленоватым оттенком ( $R$  ниже галенита). Умеренно-сильно анизотропный. Микроспектральным анализом в зернах установлен Ag и Bi.

Многочисленными спектральными анализами рядовых руд и мономинеральных проб галенита из исследуемых месторождений устанавливается прямая зависимость между содержаниями Ag и Bi. Эта закономерность для высокотемпературных галенитов отмечается Рамдором [7] и была подтверждена экспериментально Вен Гуком (Van Hook) [8], согласно которому предел растворимости серебра в галените значительно расширяется при наличии в нем висмута.

Можно полагать, что часть Bi в указанных рудах присутствует в виде сульфовисмутитов серебра.

**Минерал X** обнаружен в рудах Геарчинского участка Каялинского месторождения. Образуется за счет теннантита на участках развития игольчатых кристаллов козалита, образуя вокруг него бесформенные каймы.

Полируется хорошо. Относительный рельеф немного ниже теннантита, заметно выше козалита. Цвет в отраженном свете серый с фиолетово-розовым оттенком (становится более ясным в масле). Фиолетово-розовый оттенок этого минерала более отчетливо наблюдается на пограничных участках с козалитом, дальше от него слабеет и цвет меняется в серовато-белый.

Двуотражение и анизотропность не наблюдаются. Отражательная способность равна или немного выше теннантита.

По-видимому, это обогащенный висмутом теннантит, который по химическому составу является переходным между теннантитом и виттихенитом.

**Теллуровисмутит ( $Bi_2Te_3$ )** обнаружен в Газминском и Каялинском месторождениях. В рудах Газминского месторождения он тесно ассоциирует с айкинитом и представлен в виде мелких игольчатых зерен, рассеянных в полях айкинита или же приуроченных к границам айкинита с галенитом и бурнонитом (фиг. 5). На Каялинском месторождении теллуровисмутит встречается в таких рудах, где имеется скопление минералов висмута, однако здесь он обособлен от них и в виде мелких игольчатых и призматических зерен рассеян в полях галенита (фиг. 6). Размеры зерен теллуровисмутита достигают до 0,03 мм в длину.

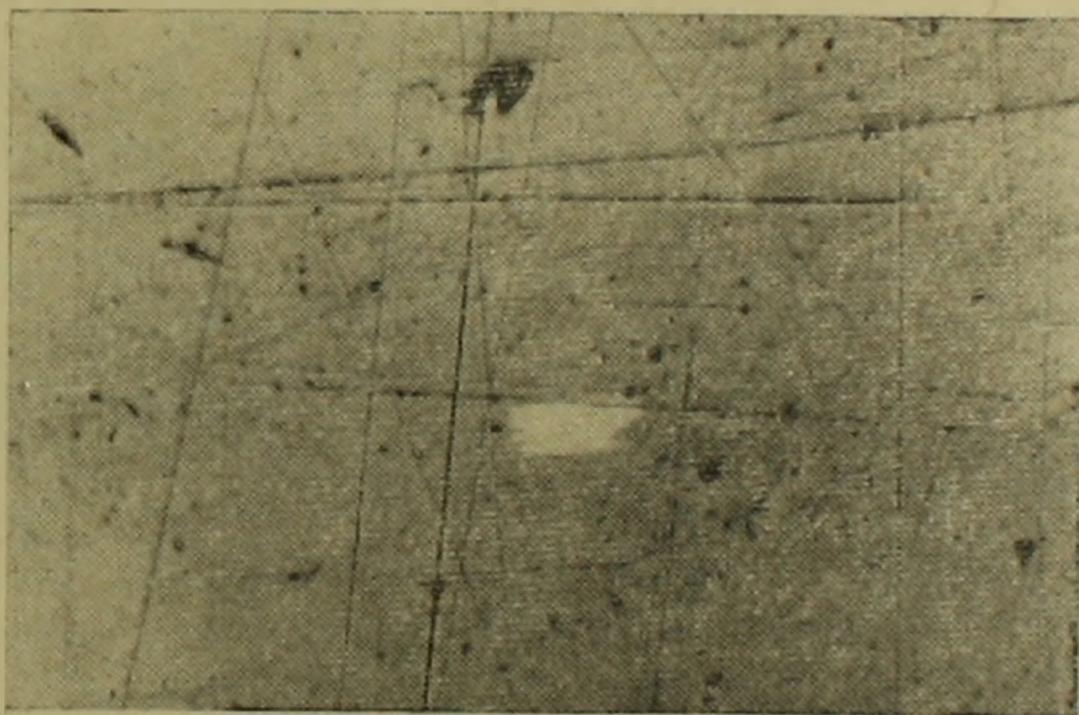
Полируется хуже галенита. Относительный рельеф равен или немного ниже галенита. Микротвердость варьирует от 47 до 95 кг/мм<sup>2</sup>.

R минерала заметно выше халькопирита и, как видно из кривой дисперсии отражательной способности, резко возрастает в зеленой части спектра.

Цвет в отраженном свете светло-кремово-белый. Двуотражение слабое, умеренно анизотропный.



Фиг. 5. Игольчатые и пластинчатые выделения теллуrowисмутита (светло-белые) в полях айкинита (А) и в контакте с бурнонитом (By). Г — галенит. X — халькопирит. Месторождение Газма.  $\times 320$ .



Фиг. 6. Пластинчатое выделение теллуrowисмутита (светло-серое) в полях галенита (серое). Месторождение Каялу.  $\times 320$ .

### В ы в о д ы

Как видно из вышеизложенного, минералы висмута являются характерными примесями полиметаллических руд Айюндзорского рудного района. Наиболее часто они встречаются в рудах, образующихся в относительно высокотемпературных условиях (Каялу, Гюмушхана). В рудах, формирующихся в низкотемпературных интервалах полиметалли-

ческой стадии, эти минералы образуются очень редко и встречаются в образцах, отобранных из нижних горизонтов рудных тел (Газма). Отсутствие самостоятельных минералов висмута в рудах сульфоантимонитовой стадии, несмотря на повышенное его содержание (Азатек), обусловлено в широких пределах изоморфным вхождением этого элемента в кристаллические решетки сульфоантимонитов свинца и меди.

Эти минералы формируются после блеклой руды, одновременно или позже галенита, т. е. в самом конце полиметаллической стадии минерализации. Последовательность их образования, по-видимому, следующая: козалит, айкинит, виттихенит, эмплектит, матильдит и теллуровисмутит.

В табл. 4 приведены данные спектральных анализов главных рудообразующих минералов Газминского, Азатекского и Каялинского месторождений, и на основании этой таблицы составлена диаграмма частоты нахождения Вi в главных сульфидах указанных месторождений (фиг. 7). Минералы в них расположены согласно возрастанию содержания Вi. Эта последовательность примерно совпадает с порядком выпадения минералов из гидротермальных растворов (кроме сфалерита, который здесь стоит впереди пирита, однако образуется позже него). Таким образом, наблюдается закономерное обогащение гидротермальных растворов висмутом в конце процесса, что приводит к образованию самостоятельных минералов в виде сульфовисмутитов Pb, Cu и Ag, а также теллуридов.

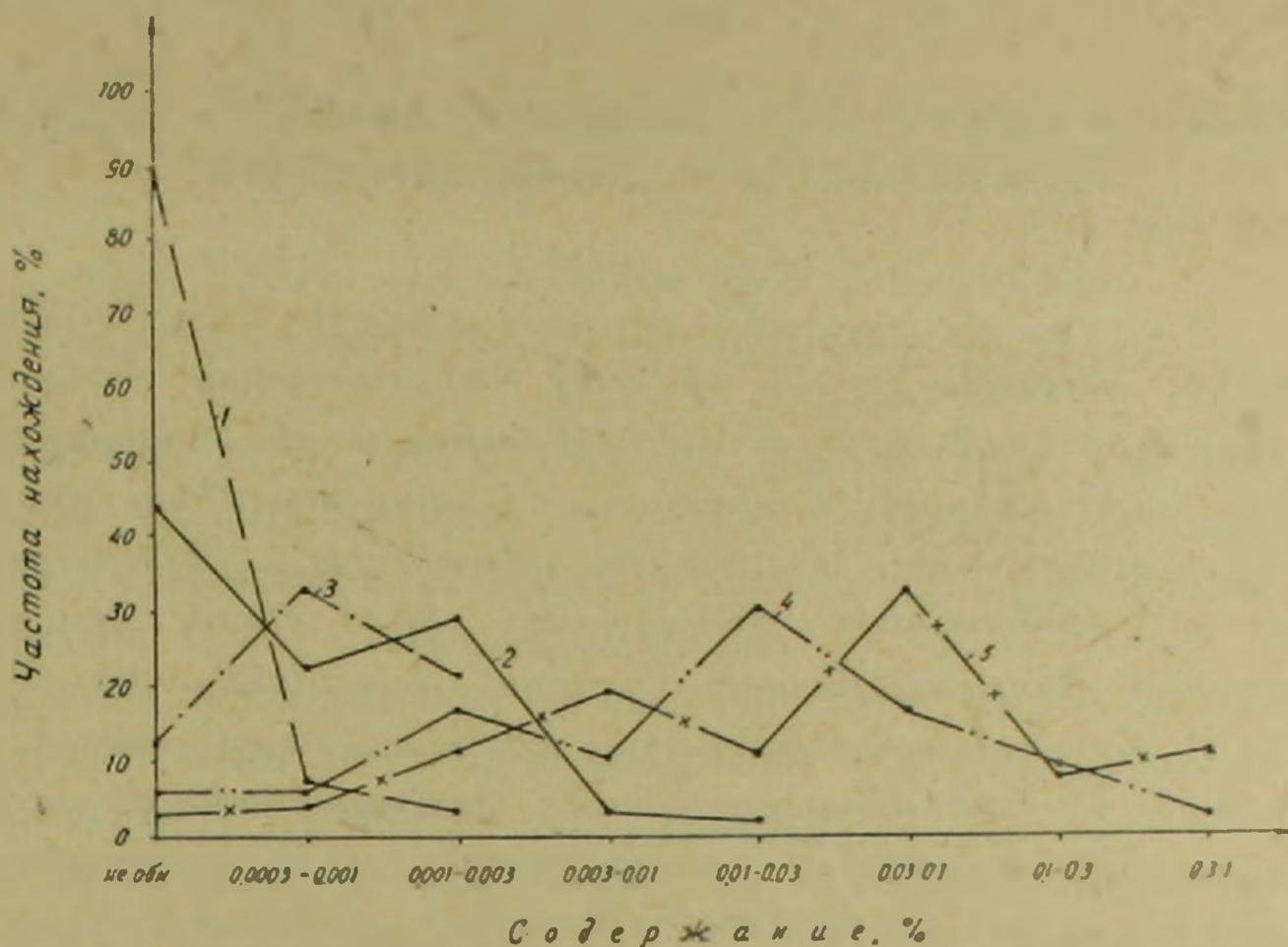
Таблица 4

Месторождение	Название минералов	Кол-во проб в т. ч. обнаружено Вi	Частота нахождения						
			0,0003—0,001%	0,001—0,003%	0,003—0,01%	0,01—0,03%	0,03—0,1%	0,1—0,3%	0,3—1%
Газминское	Сфалерит	14/0	—	—	—	—	—	—	—
	Пирит	15/6	—	6	—	—	—	—	—
	Халькопирит	2/1	—	1	—	—	—	—	—
	Галенит	12/12	1	2	5	2	2	—	1
Азатекское	Сфалерит	10/0	—	—	—	—	—	—	—
	Пирит	12/6	6	—	—	—	—	—	—
	Галенит	7/6	—	1	—	1	4	—	—
	Сульфоантимониты	25/23	2	5	4	5	4	2	1
Каялинское	Сфалерит	4/3	2	1	—	—	—	—	—
	Пирит	11/9	2	5	1	1	—	—	—
	Арсенопирит	3/3	1	1	1	—	—	—	—
	Халькопирит	7/7	3	1	—	1	2	—	—
	Блеклая руда	10/10	—	1	—	6	2	1	—
	Галенит	7/7	—	—	—	—	2	2	3

В исследуемых рудах наблюдается прямая зависимость между содержаниями Au и Вi, Ag и Вi. Первая установлена в полированных

шлифах и выражается в увеличении количества частиц самородного золота в тех ассоциациях, где встречаются минералы Вi.

Зависимость между Ag и Вi установлена многочисленными спектральными анализами руд и мономинеральных проб, при этом содержание серебра закономерно увеличивается с увеличением концентрации



Фиг. 7. Диаграмма частоты нахождения висмута в сфалерите (1), пирите (2), халькопирите (3), сульфоантимонитах Pb и Sn (4), галените (5).

висмута (особенно в галените), что, по-видимому, связано с наличием в рудах сульфовисмутитов серебра. Можно полагать, что в относительно высокотемпературных рудах (Каялу, Гюмушхана) эти элементы большей частью изоморфно входят в кристаллическую решетку галенита (при этом компенсация зарядов идет по схеме  $Ag^{+1} + Bi^{+3} \rightarrow 2Pb^{+2}$ ), т. к. в этих условиях они имеют широкий предел растворимости в галените [7] (образуют изоструктурное соединение с галенитом — кубический шапбахит и остаются микроскопически незаметными). В рудах, образующихся в низкотемпературных условиях, растворимость сульфовисмутита серебра в галените понижается в результате параморфного превращения кубического шапбахита в ромбический матильдит (температура превращения ниже  $225^\circ$ ) [7]. Это выражается в выделении отдельной самостоятельной фазы, наблюдаемой в полированных шлифах в виде минерала-матильдита (Газминское месторождение).

По имеющимся литературным данным висмут является характерной примесью также и для руд других полиметаллических месторождений, приуроченных к медно-молибденовым рудным полям, в которых он часто встречается в виде самостоятельных минералов, в то время как для колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд этот элемент менее характерен и минералы образует редко. Таким образом, ставится вопрос

об изучении полиметаллических руд, приуроченных к медно-молибденовым рудным полям с точки зрения висмутоносности.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 26.II. 1962.

Վ. Հ. ՊԱՐՈՆԻԿՅԱՆ

ԲԻՍՄՈՒՏԻ ՄԻՆԵՐԱԿՆԵՐԸ ՀԱՅՈՑՉՈՐԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ  
ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայոցձորի հանքային շրջանի մի քանի հանքավայրերի հանքանյութերի մանրամասն միկրոսկոպիական ուսումնասիրությունների հետևանքով հեղինակի կողմից հայտնաբերվել են բիսմութի մի շարք նոր միներալներ՝ կոզալիտ, ալկինիտ, վիտիխենիտ, էմպլեկտիտ, մատիլդիտ և թելուրոբիսմութիտ:

Բիսմութի միներալները հանդիպում են միայն բազմամետաղային ստադիայի հանքանյութերում: Ընդ որում, այդ միներալները ամենից շատ բնորոշ են բազմամետաղային ստադիայի այն հանքանյութերի համար, որոնք առաջացել են համեմատաբար բարձր ջերմաստիճանային սլայմաններում (Կայալու, Գյումուշխանա): Հետաքրքրական է նշել, որ սուլֆոանտիմոնիտային ստադիայի հանքանյութերում (Ազատեկ) բիսմութը հանդես է գալիս համարյա նույն քանակությամբ, ինչպես բազմամետաղայինում, իսկ երբեմն էլ ավելի բարձր պարունակությամբ, սակայն այստեղ բիսմութի միներալները բացակայում են: Դա, հավանաբար, բացատրվում է կապարի և պղնձի սուլֆոանտիմոնիտներում բիսմութի լայն իզոմորֆիզմով:

Նշված հանքանյութերում Au և Bi, Ag և Bi պարունակությունների միջև գոյություն ունի որոշակի կապ: Առաջին դեպքում այդ կապը արտահայտվում է բնածին ոսկու հատիկների քանակի աճով այն նմուշներում, որտեղ հանդիպում են բիսմութի միներալները: Արծաթի և բիսմութի պարունակությունների միջև եղած կապը դրսևորվում է բազմաթիվ սպեկտրալ անալիզների միջոցով, որոնցում նկատվում է արծաթի և բիսմութի քանակությունների համապատասխան փոփոխություններ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. Т-3. Госгеолиздат, М., 1949.
2. Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд. Зап., ВМО, № 4, 1950.
3. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, № 4, 1957.
4. Минералы. Т-1, изд. АН СССР, М., 1960.
5. Пароникян В. О. Алтант из руд Азатекского месторождения. Изв. АН АрмССР, геолог. и геогр. н., № 6, 1961.
6. Coldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, 1954.
7. Ramdohr P. Die Erzminerellen und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag. Berlin, 1950.
8. Van Hook H. J. The ternary system  $Ag_2S-Bi_2S_3-PbS$ . Econ. Geol. 55, № 4, 1960.

МИНЕРАЛОГИЯ

Н. М. ЧЕРНЫШОВ

ФЛЮОРИТ ИЗ АХТАЛЬСКОГО БАРИТО-  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В 1960 г. при детальном подземном картировании на Ахтальском месторождении, проводившемся с целью изучения минералогических особенностей и закономерностей пространственного размещения рудных тел, в их составе был установлен флюорит.

Ахтальское месторождение характеризуется сложным геологическим строением и отличается широким развитием в его пределах разнообразных по составу среднеюрских вулканогенных пород.

Рудные тела барито-полиметаллического состава, представляющие собой плоские линзообразные или пластообразные залежи, строго приурочены к зоне межформационного рассланцевания. Последняя совпадает, в общем, с контактом толщи кварцевых плагипорфиров («кварцевых порфиров») и, перекрывающих эту толщу, вулканогенных и туфогенно-осадочных пород дебедской свиты. Непосредственно на контакте с породами дебедской свиты располагается зона красного и серого барита, которая книзу сменяется зоной полиметаллических руд массивного и штокверкового типа, переходящей с глубиной во вкрапленное оруденение.

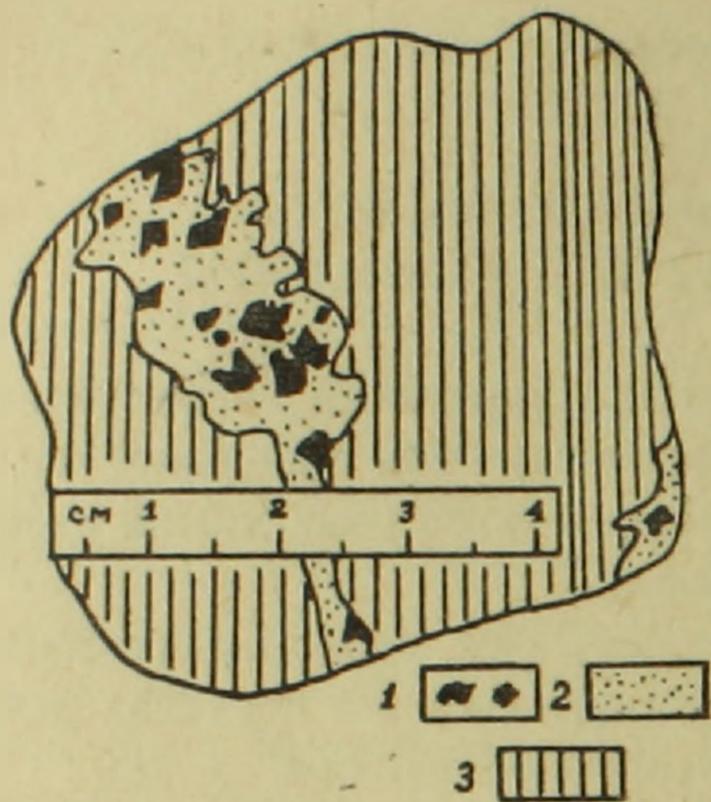
Минералогия Ахтальского месторождения наиболее полно изучена И. Г. Магакьяном [3] и Э. А. Хачатуряном. Главнейшими рудными минералами, определяющими промышленную ценность этого месторождения, являются: сфалерит, галенит, халькопирит, вместе с которыми, но в меньших количествах находятся пирит, борнит, теннантит, халькозин, ковеллин, самородное золото и серебро, станнин и другие минералы редких и рассеянных элементов. Среди жильных минералов известны барит, кварц, карбонат, хлорит, серицит.

Красный и серый барит, образующий крупные скопления промышленного значения, встречается не только в висячем боку рудных тел, образуя в таких случаях линзообразные залежи, но и в виде жил, прожилков и выделений в составе полиметаллических рудных тел.

Кроме того, на Ахтальском месторождении наблюдаются выделения крупнокристаллического белого барита, являющегося не только более поздним по отношению к серому и красному бариту, но и по отношению к рудным минералам. С этим баритом, образующим гнезда и прожилки, мощностью от 0,3 до 20 см, среди полиметаллических рудных тел

(фиг. 1) и залежей серого и красного барита, тесно ассоциирует флюорит, обнаруженный нами вначале в средней части линзы № 11 (штр. 12, шт. 16), а позже в ее верхней части (гор. 24 м, шт. 16) и в отвалах штольни № 9.

Внешне флюорит характеризуется фиолетовой окраской, образует характерные для него кубические, иногда в сочетании с октаэдром, кристаллы, размером от 0,5 до 5 мм. В краевых частях зерен, иногда слабо корродированных белым баритом, флюорит приобретает бледнофиолетовую окраску или вовсе обесцвечен. В ряде случаев устанавливается наличие в флюорите мелких включений (инъекций) барита и еще более редкой вкрапленности сфалерита, галенита, халькопирита и пирита.



Фиг. 1. Выделения флюорита (1) и барита (2) среди барито-полиметаллической руды (3).

Поскольку флюорит, представляющий несомненный интерес для выяснения генетических особенностей Ахтальского месторождения, установлен здесь впервые, это побудило автора провести всестороннее минералогическое его изучение,

результаты которого излагаются ниже.

Как отмечалось, фиолетовый флюорит Ахтальского месторождения образует кубические кристаллы нередко с искажением граней куба неравномерным развитием октаэдрических граней, на которых устанавливается совершенная спайность.

Под микроскопом, в тонком порошке флюорит бесцветен, изотропен. Наблюдаемое нередко аномальное двупреломление, выражающееся в виде слабого волнистого погасания, более отчетливо выступает на стыке зерен флюорита с баритом. Показатель преломления  $n = 1,4335$ .

Дебаеграмма описанного минерала, полученная О. Н. Хорошковой (рентгеновская лаборатория физического факультета Воронежского Государственного университета)<sup>1</sup>, свидетельствует о ее соответствии дебаеграмме эталонного флюорита (табл. 1).

Пространственная группа  $Oh^5 = Fm \cdot 3m$ ;  $a = 5,45 \text{ \AA}$ .

Однако, обогащенность образца некоторым количеством Ва и других элементов приводит к тому, что на полученной дебаеграмме обнаруживаются дополнительные линии (линии № 1, 3, 5, табл. 1), не вызывающие, правда, сколько-нибудь заметных (по сравнению с эталоном) изменений в величине межплоскостных расстояний.

<sup>1</sup> Условия съемки: рентгеновская трубка типа БСВ-2, излучение  $SiK\alpha = 1,5418$ , экспозиция 2 часа, без фильтра, при диаметре образца 0,40 мм и диаметре камеры 57,3 мм.

Таблица 1

№№ линий рентг.	l линий рентген.	$\theta_{\text{исп.}}$	$\alpha$ вычисл. по рентгену	$\alpha$ табл. по В. И. Михееву	l табл. по В. П. Михееву
1	4	12,71	3,49		
2	8	14,26	3,12	3,148	7
3	4	21,28	2,118		
4	10	23,48	1,929	1,928	10
5	2	25,14	1,809		
6	8	28,05	1,635	1,644	7
7	6	34,41	1,360	1,363	4
8 <sub>1</sub>	6	38,03	1,248	1,251	5
8 <sub>2</sub>	2	38,78	1,227		
9	8	43,85	1,110	1,113	7
10	6	47,36	1,045	1,049	5
11	4	53,07	0,964	0,964	5
12	6	56,59	0,921	0,922	6
13	6	62,81	0,864	0,866	5
14	4	67,62	0,831	0,835	4
15	4	72,53	0,806	0,789	2

О наличии элементов-примесей в исследованном фиолетовом флюорите свидетельствуют прежде всего данные спектрального анализа (табл. 2), выполненного в спектральной лаборатории ИГН АН Армянской ССР (аналитики М. Я. Мартиросян, Г. М. Мкртчян).

Как видно, в составе фиолетового флюорита главная роль принадлежит кальцию. Барий, цинк, свинец, железо, медь и ряд других элементов входят, вероятно, в качестве механической примеси в виде, соответственно, барита, сфалерита, галенита, пирита и халькопирита, что устанавливается и при микроскопических исследованиях. Присутствие в составе фиолетового флюорита целого ряда других элементов и, прежде всего, редких земель не исключает, по-видимому, наличия в нем также изоморфных примесей.

Таблица 2

Содержание в %	Элементы	Содержание в %	Элементы
> 10	Ca	0,01—0,03	Mn, Cu, Na, Sr
» 1	F (CaF)	0,003—0,01	Cd, Ti, Yt
1—3	Ba	0,001—0,003	Cr (?), Pb, La
0,3—1	Si, Al, Zn	0,0003—0,001	Ag, Ga
0,1—0,3	Mg, Fe		

Судя по литературным данным, наиболее полная сводка которых приводится Ф. В. Чухровым [4], наличие в фиолетовом флюорите марганца, включений сульфидов, редких земель и радиоактивных примесей, обуславливает, очевидно, его окраску.

Тщательно отобранный материал из мономинерального участка был подвергнут химическому анализу и определению удельного веса пикно-

метрическими методами. Результаты этих анализов, выполненные Л. И. Чернышовой (Воронежский технологический институт), показали следующие результаты (табл. 3).

Таблица 3

№№ образца	Содержание в процентах								Удельный вес
	Ca	F	BaO	SiO <sub>2</sub>	MgO	Fe	ппп	сумма	
ош-9	51,16	48,24	0,83	0,05	0,02	0,06	0,10	100,46	3,198
1	51,33	48,67						100,0	3,180
2	51,24	48,29		0,05	0,03	сл.	0,22	99,83	3,175

ош-9 — фиолетовый флюорит Ахтальского месторождения;

1 — стандартный флюорит [2];

2 — флюорит из Италии по Дж. Д. Дэна и др. [2].

Как видно из приведенной таблицы, содержание основных элементов (кальций, фтор) в флюорите Ахтальского месторождения несколько ниже содержания их в стандартном образце. В то же время в флюорите Ахтальского месторождения обнаруживается повышенное содержание BaO, обусловленное не только наличием механической примеси барита, но и возможным присутствием бария в виде изоморфной примеси. Это обстоятельство заметно сказывается и на увеличении удельного веса флюорита Ахтальского месторождения ( $d=3,198$ ).

С фиолетовым флюоритом Ахтальского месторождения нами был проведен также ряд экспериментов по изучению изменения окраски и других физических и оптических свойств при нагревании, а также по его искусственному окрашиванию действием радиоактивного излучения.

В результате этих определений установлено, что фиолетовый флюорит заметно обесцвечивается при температуре 303° и полностью — при температуре 384°. После обесцвечивания флюорит становился тусклым, матовым, а включенные в нем мелкие зерна сульфидов — отчетливыми.

Начало заметного обесцвечивания флюорита совпадает с окончанием его термофлюоресценции. Свечение при нагревании (термофлюоресценция) ярким синевато-зеленым цветом наступало немедленно в виде вспышки, как только достигалась температура 183°. Дальнейшее увеличение температуры до 500° не приводит к термофлюоресценции. Последней не обладает обесцвеченный и вновь нагреваемый флюорит.

Показатель преломления обесцвеченного флюорита составляет 1,4347.

Описываемый фиолетовый флюорит подвергался термическому анализу на пирометре Н. С. Курнакова со скоростью нагревания 5 градусов в минуту. Однако на дифференциальной кривой в интервале, отвечающем началу термофлюоресценции (183°) и окончательному обесцвечиванию флюорита (384°), сколько-нибудь заметных изменений не установлено.

На сравнительно хорошо образованных кристаллах флюорита до и после обесцвечивания его нагреванием было проведено определение микротвердости с помощью прибора ПМТ-3 конструкции М. М. Хрущова и Е. С. Берковича. При сопоставлении результатов этих определений (табл. 4) устанавливается, что в пределах полученных значений на различных гранях твердость испытывает некоторые различия, оставаясь в целом более или менее постоянной до и после нагревания.

Таблица 4

Флюорит	Плоскость кристалла	Абсолютная твердость в кг/мм <sup>2</sup>	Относительная твердость
1) До обесцвечивания	а) $\perp$ (III)	183,0	3,976
	б) $\parallel$ (III)	182,0	3,975
2) После обесцвечивания	а) $\perp$ (III)	183,2	3,977
	б) $\parallel$ (III)	182,1	3,975

Обесцвеченный нагреванием флюорит, будучи облученным в течение 20 дней на радий-бериллиевом источнике с потоком нейтронов  $5,65 \times 10^2$  сек/см<sup>2</sup>, приобрел бледнофиолетовую окраску. Интересно отметить, что фиолетовый флюорит в течение того же времени и при тех же условиях стал обнаруживать ослабление интенсивности окраски, особенно в той части зерен, которая богата примесями барита. Белый барит, заключенный в зернах фиолетового флюорита, приобрел при этом желтовато-зеленую ярко выраженную окраску. В обесцвеченном же нагреванием флюорите включения барита под воздействием радиоактивного облучения по-прежнему оставались белыми, сахаровидными. Возможно, что в данном случае происходит перегруппировка в кристаллических решетках флюорита и барита при одновременном поглощении последним микро-частиц «красителей» из флюорита.

Следует заметить, что в литературе имеются данные (5), согласно которым температура обесцвечивания флюорита указывает на тот температурный предел, ниже которого радиоактивный материал—пигмент мог еще ассоциировать с флюоритом.

Наличие флюорита в барито-полиметаллических рудных телах Ахтальского месторождения, согласно данным А. Г. Бетехтина (1), свидетельствует о возможном переносе тяжелых металлов в гидротермальных растворах в виде легко растворимых фторидов, хлоридов и т. п.

С другой стороны, сам факт окончательного обесцвечивания фиолетового флюорита из Ахтальского месторождения при температуре 384°, является косвенным указанием того, что температура кристаллизации, тесно ассоциирующего с ним белого барита, выделяющегося несколько позже флюорита, не могла превышать указанного предела.

Ն. Մ. ՉԵՐՆՈՇՈՎ

ՖԼՈՐԻՏԻՆ ԱԽԹԱԿԱՅԻ ԲԱՐԻՏԱ-ԲԱԶՄԱՄԵՏԱԳԱՅԻՆ  
ՀԱՆՔԱՎԱՅՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

1960 թվականին Ախթալայի հանքավայրում ստորերկրյա մանրամասն քարտեզահանման ժամանակ հանքանյութերում հայտնաբերվել է մանուշակագույն ֆլուորիտ, որը սերտ կերպով կապված է սպիտակ բարիտի հետ:

Ֆլուորիտը հանդիպում է խորանարդային, երբեմն օկտաեդրի հետ զուգակցված 0,5-ից մինչև 5 մմ չափի բյուրեղների ձևով: Մանրադիտակի տակ ֆլուորիտի փոշին անգույն է, իզոտրոպ է և ունի թույլ արտահայտված տնտմալ երկբեկում: Բեկման ցուցիչը՝  $n=1,4335$ : Նկարագրվող միներալի դերաեզրամը համապատասխանում է էտալոնային ֆլուորիտի դերաեզրամին: Տարածական խումբը՝  $H_n^5=Fm-3m, a=5,45\text{Å}$ :

Քիմիական անալիզի միջոցով ֆլուորիտում, բացի Ca և F սահմանված է նաև BaO, SiO<sub>2</sub>, MgO, Fe պարունակություն: Բարիումի առկայությունը ֆլուորիտում պայմանավորում է վերջինիս տեսակարար կշռի աճը 3,198, էտալոնի համեմատ:

Հաստատված է, որ մանուշակագույն ֆլուորիտը նկատելիորեն գունաթափվում է 303° և լրիվ կերպով՝ 384° ջերմության պայմաններում: Ֆլուորիտի տաքացման ժամանակ նրա կապտա-կանաչագույն լուսարձակումը տեղի է ունենում անհապաղ, բռնկման ձևով, 183° ջերմաստիճանի պայմաններում:

Գունաթափված ֆլուորիտի բեկման ցուցիչը կազմում է 1,4347:

Տաքացման միջոցով գունաթափված ֆլուորիտը 20 օրվա ընթացքում ռադի-բերիլային աղբյուրի ճառագայթմանը ենթարկելուց հետո, որի նեյտրոնների հոսքը կազմում է  $5,65 \times 10^2$  վայրկյալում<sup>2</sup>, ստանում է թույլ մանուշակագույն գունավորում: Մանուշակագույն ֆլուորիտը հանույթի միևնույն ժամանակամիջոցում և պայմաններում հայտնաբերում է գունավորման ինտենսիվության թուլացում, առանձնապես բյուրեղների այն մասերում, որոնք հարուստ են բարիումի խառնուրդով: Հնարավոր է, որ տվյալ դեպքում ֆլուորիտի և բարիտի բյուրեղային ցանցերում կատարվում է վերախմբավորում, միաժամանակ բարիտի կողմից ֆլուորիտի «գունավորող» միկրոմասնիկների կլանմամբ:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
2. Дэна Дж. Д., Дэна Э. С. и др. Система минералогии. Т. II, полутом I, изд. иностр. литературы, М., 1953.
3. Магакьян И. Г. Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1947.
4. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, М., 1955.
5. Begman R. Some physical properties of naturally irradiated fluorite. Amer. Min. 42, № 3—4, 1957.

ГИДРОГЕОХИМИЯ

П. М. КАПЛАНЯН

ОСНОВНЫЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ  
АЙОЦДЗОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В проведении гидрогеохимических поисковых работ в горных областях большое значение приобретает выделение площадей, характеризующихся различными условиями миграции элементов. Как показывает опыт, только количественные выражения мигрантов в водной среде недостаточны для правильного установления значений поисковых признаков. Поэтому, необходимо выделение геохимических микроландшафтных зон, характеризующихся определенными фоновыми содержаниями элементов в породах, почвах и водах.

Цель настоящей статьи — на примере Айоцдзора показать значение выделенных зон при определении гидрогеохимических поисковых признаков.

В геологическом отношении район характеризуется развитием вулканогенных образований эоцена с прорывающими их интрузивами гранитоидного состава. Большое распространение имеют покровы андезитобазальтовых лав, слагающие примерно треть всей поверхности исследованного района.

Используя схему трехчленного деления вод в вертикальном профиле, предложенную Ф. А. Макаренко [3], нами в пределах описываемого района выделяются на глубину три гидродинамические зоны: 1. Зона местного стока. 2. Зона регионального стока. 3. Зона вод глубокой циркуляции.

При изучении процессов окисления и миграции компонентов рудной минерализации в водной среде, основное значение имеют воды верхней зоны — зоны местного стока, ограничивающейся в каждом конкретном случае местным базисом эрозии.

В пределах этой зоны в вертикальном разрезе выделяются:

а) подзона аэрации, б) подзона грунтово-трещинных вод, в) подзона пластово-трещинных вод.

Последние развиты в пределах грубослоистых туфогенов и нормально осадочных отложений, где основное движение подземных вод происходит по плоскостям напластования пород. Но такие участки локальны и основным типом для данного района можно считать грунтово-трещинные воды.

В формировании химического состава вод зоны местного стока огромную роль приобретают климатические и геоморфологические факторы. В пределах описываемого района достигает чрезвычайно широкого диапазона вертикальная климатическая зональность и связанная с ней зональность почв. Эти факторы, наряду с глубокой изрезанностью рельефа (что ограничивает циркуляцию вод), обуславливают разнообразие химического состава вод района. Большой процент подземных вод циркулирует в пределах зоны местного стока и, следовательно, подвергается большому влиянию зональности климатов и ландшафтов.

С целью правильной ориентировки гидрогеохимических поисковых работ на территории района выделяются площади с наибольшей однородностью констант геохимического ландшафта.

В основу выделения микроландшафтов были положены следующие основные факторы: почвенно-климатическая зональность, орографические и геолого-литологические особенности с учетом гидродинамического и гидрохимического режима вод в отдельных частях района.

Формирование химического состава вод зоны местного стока находится в тесной связи с формированием зоны выветривания, развитие которой протекает весьма неравномерно. Одинаковым литологическим комплексам, расположенным в различных ландшафтах, соответствуют различные стадии выветривания.

Согласно Б. Б. Полюнову [5], в процессе образования коры выветривания по преобладанию остаточных продуктов выветривания выделяются четыре фазы, каждой из которых присущи определенные механические и химические состояния:

1. Грубообломочный ортоэлювий;
2. Обызвесткованный ортоэлювий;
3. Сиаллитный ортоэлювий;
4. Аплитный ортоэлювий.

Вся описываемая территория претерпевает действие двух первых фаз. Но и в этих двух фазах, в пределах различных микроландшафтных зон, наблюдаются различия в миграционной способности компонентов.

С учетом вышеприведенных особенностей выделяется шесть геохимических микроландшафтных зон, каждая из которых характеризуется миграционной способностью компонентов и фоновыми значениями гидрогеохимических показателей (фиг. 1).

I. Массив г. Тексар.

II. Массивы гг. Амулсар и Гюйсар.

III. Северный склон Айоцзорского хребта.

IV. Южные склоны Варденисского хребта.

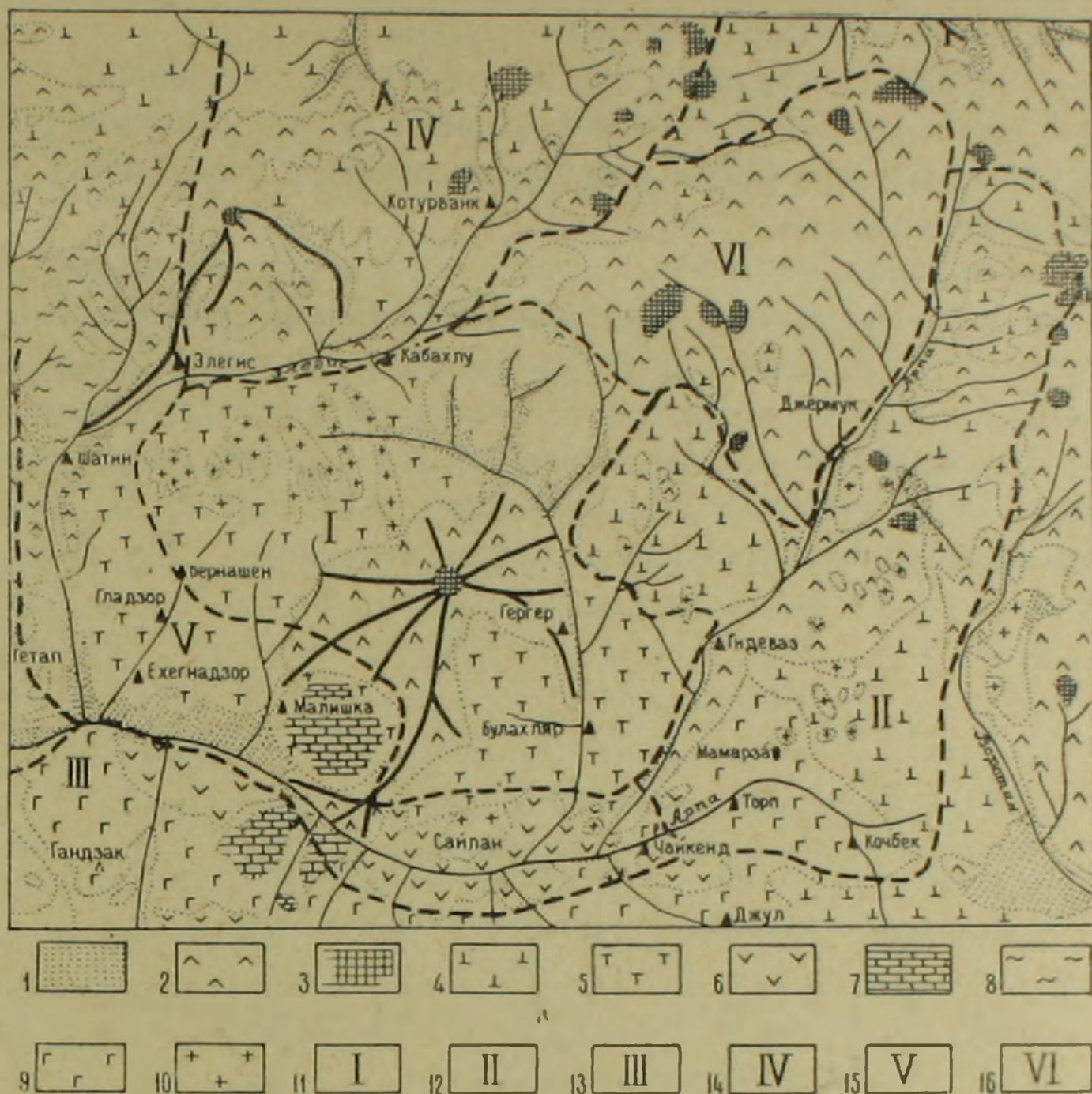
V. Долина среднего течения рр. Арпа и Элегис.

VI. Джермукское вулканическое плато.

### I. Массив г. Тексар

Большого диапазона в данной геохимической микроландшафтной зоне достигает вертикальная климатическая зональность: вершина массива располагается в пределах холодного горного климата, а склоны и подножье — умеренно холодного и умеренно-теплого сухого климата.

В пределах почти всей зоны распространены горно-черноземные, карбонатные, малогумусные почвы. На отдельных локальных участках наибольшее развитие имеют и горно-луговые коричневые типичные почвы.



Фиг. 1. Геохимические микроландшафтные зоны Айоцзорского рудного района. Условные обозначения: 1. Аллювиальные отложения. 2. Четвертичные андезито-базальтовые лавы. 3. Вулканические конусы. 4. Олигоцен. Вулканогенная толща. Андезиты, их туфобрекчии, дацит-липариты и др. 5. Средний эоцен. Вулканогенно-осадочная толща. Туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты и др. 6. Вулканогенная толща. Порфириты лабрадоровые, пироксеновые, амфиболовые. 7. Средний эоцен. Известняки, песчанистые известняки. 8. Нижний и средний эоцен. Брекиевидные известняки. 9. Нижний эоцен. Мергели, известняки и песчаники. 10. Интрузивные породы. Гранодиориты, сиениты, монзониты, габбро-диориты и др. 11. Зона массива г. Тексар. 12. Зона массива г. Амулсар. 13. Зона северных склонов Айоцзорского хребта. 14. Зона южных склонов Варденисского хребта. 15. Зона долины среднего течения рр. Арпа и Элегис. 16. Зона Джермукского вулканического плато.

В геолого-литологическом отношении зона в основном характеризуется развитием эоценовых туфогенных образований и четвертичных андезито-базальтовых лав. Последние слагают восточную часть зоны и являются продуктами извержений вулкана Далик.

В районе Газминского свинцово-цинкового месторождения, расположенного в данной зоне, развиты выходы интрузивных пород, представленные различными дериватами гранодиоритовой магмы.

Толща туфогенных пород представлена: туфопесчаниками, местами измененными и эпидотизированными, туфоалевролитами, ожелезненными туфосланцами и агломератовыми туфами.

Таким образом, указанная свита туфогенов, слагающая массив г. Тексар, располагается в пределах различных климатических и почвенно-растительных зон. Следствием этого является и различное состояние коры выветривания.

Кора выветривания туфогенных пород, расположенных на участках с абсолютными отметками свыше 2500—2770 м при сравнительно сильной изрезанности рельефа, представлена весьма малой мощностью (20—25 см). Непосредственно ниже почвенного покрова, мощность которого не превышает 10—15 см, залегает рыхлая однородная грязно-зеленая масса, переходящая в сплошную коренную породу. В почвенном слое, развитом на этих образованиях, накапливаются хлор и карбонат кальция.

Таблица 1

Химический состав туфогенных пород, их почв и вод, дренирующих эти породы (в %)

Компоненты	Туфогены	Почва	Сухой остаток воды
SiO <sub>2</sub>	46,6	42,5	18,7*
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,43	13,78	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,33	3,69	0,078
Ca	3,54	8,68	20,2
Mg	2,95	2,43	5,4
Na	1,26	0,50	—
K	0,79	0,78	24,3
SO <sub>4</sub>	0,63	0,44	5,9
Cl	0,07	0,08	2,4

\* Содержание SiO<sub>2</sub> в водах дается в мг/л.

Из таблицы следует, что в коре выветривания туфогенных пород массива г. Тексар происходит накопление карбонатов кальция. Увеличение содержания хлора в почвах объясняется задержанием его горнолуговыми почвами, на что в свое время указывал Б. Б. Полюнов [6].

Вследствие благоприятных климатических условий данная зона является одним из наиболее обводненных участков района. Движение вод обусловлено рельефно-морфологическими условиями с направлением с севера на юг—юго-запад.

Таблица 2

Коэффициенты водной миграции<sup>1</sup> элементов из туфогенных пород

Отметки	Компоненты	Компоненты						
	Cl	SO <sub>4</sub>	Ca	Na	K	Mg	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Свыше 2500 м . . . . .	130,3	50,1	10,1	6,2	3,0	1,0	0,27	0,02
До 2500 м . . . . .	80,3	54,3	3,6	2,5	1,3	2,2	0,17	0,05

Ниже приводится химический состав вод<sup>2</sup>, циркулирующих в различных литологических комплексах<sup>3</sup>.

Таблица 3

Средние фоновые содержания компонентов минерализации вод, циркулирующих в пределах данной геохимической микроландшафтной зоны (в мг/л)

Наименование литол. компл.	Na+K	Ca	Mg	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	MoO <sub>4</sub>	Cu	Pb	Zn	Величина минерализации
Туфогенные образования	22—42	37—70	14—32	6—14	20—25	110—160	2—3	не обн.	не обн.	2—3	150—200 мг/л
Андезито-базальтовые лавы	1—16	6—18	5—11	6—14	0—12	35—60	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	75—80 мг/л

Аномальные содержания рудных компонентов минерализации для данной зоны выведены в результате изучения геохимии вод, циркулирующих в пределах Газминского свинцово-цинкового месторождения.

<sup>1</sup> Коэффициенты водной миграции определены по известной формуле А. И. Перельмана  $K_x = \frac{m_x \cdot 100}{n_x \cdot a}$ , где  $a$  — величина сухого остатка в мг/л;  $m_x$  — содержание данного элемента в сухом остатке воды в мг/л;  $n_x$  — содержание данного элемента в исходной породе в %.

<sup>2</sup> Здесь и далее речь идет о наиболее распространенных грунтово-трещинных водах зоны местного стока.

<sup>3</sup> Указанные пробы отбирались с участков, не прилегающих к полям рудной минерализации.

Таблица 4

Гидрогеохимические поисковые признаки в пределах зоны массива г. Тексар

Показатели	Гидрохимические признаки	Основные содержания в мг/л	Аномальные содержания в пределах месторождений в мг/л	Размер ореола за пределы рудного тела в м
Основные	Zn <sup>++</sup>	до 0,005	≥ 0,01	до 1000—1200
	SO <sub>4</sub>	до 20—25	≥ 50	до 1600—1800
Второстепенные	Pb <sup>++</sup>	до 0,003	≥ 0,01	до 100—150
	Cu <sup>++</sup>	до 0,003	≥ 0,008	до 300—400
	Ag <sup>++</sup>	0,0003‰	≥ 0,001‰	?
	спект.			

## II. Массивы гг. Амулсар и Гюйсар

Вся зона располагается в пределах умеренно-холодного лесного и, частично, холодного горного климата. В ее пределах развиты горнолуговые коричневые типичные почвы.

В литологическом отношении зона характеризуется развитием эффузивных образований, (порфириды, туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники), большая часть которых подверглась сильному гидротермальному изменению. Это изменение, выразившееся в алунизации, широко проявившейся непосредственно на массиве г. Амулсар, сопровождалось большим привнесением кремния, алюминия и серы, вследствие чего химический состав пород претерпел коренные изменения.

Таблица 5

Сравнительный анализ химического состава порфиритов и гидротермально измененных пород

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ca	Mg	Na	K	SO <sub>4</sub>	Cl
Порфириды . . . . .	53,30	17,78	4,29	6,27	2,18	0,60	0,56	0,78	0,06
Гидротермально измененные породы . . . . .	61,52	22,63	5,00	0,15	0,12	0,20	0,84	1,22	0,06

Естественно, значительному изменению подверглись и воды, дренирующие эти породы.

Интересны результаты сопоставления данных химического анализа пород и вод с Амулсарского массива, к отрогам которого приурочено Гюмушханское полиметаллическое месторождение.

Таблица 6

Химический состав гидротермально измененных пород и вод Амулсара (в %)

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ca	Mg	Na	K	SO <sub>4</sub>	Cl
Порода . . . . .	61,52	22,63	5,00	0,15	0,12	0,20	0,84	1,22	0,06
Вода . . . . .	11,6 мг/л	—	0,01	29,0	5,5	15,5	—	10,8	6,6

Порода сильно изменена гидротермальными процессами. Первоначальный химический состав породы сильно нарушен. Процессы выщелачивания и образование коры выветривания протекают весьма интенсивно (массив приподнят над окружающей территорией и хорошо промывается поверхностными и подземными водами). Однако, из-за крутизны и изрезанности склонов, полных мощностей рыхлых образований коры выветривания не наблюдается—снос материала весьма высокий. большей частью обнажается свежая коренная порода, или же мощности коры выветрелых пород не превышают 5—10 см. Это—рыхлые продукты, перемешанные со щебенкой коренных пород.

Коэффициенты водной миграции элементов из измененных пород Амулсарского массива не отвечают положениям Б. Б. Полюнова [5] о рядах миграции элементов.

Таблица 7

Cl	Ca	Na	K	Mg	SO <sub>4</sub>	SiO <sub>2</sub>	Cu	Zn	Pb	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
128,6	110,5	40,1	—	38,1	19,2	0,16	0,1	0,07	0,04	0,03

Напрашивается парадоксальный вывод: миграционная способность серы ниже миграционной способности кальция, натрия и магния. Казалось бы, при таких благоприятных условиях, как интенсивные процессы выщелачивания, содержание серы в воде должно было достигать весьма значительных величин (содержание ее в исходной породе достигает 1,22%).

Однако, при весьма низком содержании кальция в исходной породе (0,15%) содержание его в воде достигает 20—30%, а содержание серы в водах не превышает 18—20%.

Такое несоответствие между содержанием серы в исходной породе и воде можно объяснить нерастворимостью соединений серы, т. е. тем, что сера входит в состав практически нерастворимых (в природных условиях) соединений. Таковыми являются алуниг, широко развитый по всему массиву и, по-видимому, ярозит, который при описаниях часто принимают за гидроокись железа. Оба эти соединения, по данным, приведенным А. Г. Бетехтиным [1], нерастворимы не только в воде, но и в кислотах.

Фоновые содержания сульфат-иона достигают 45—50 мг/л, что при содержаниях серы в породе 1,22% составляет весьма малые величины.

Несколько завышены и фоновые содержания металлов-индикаторов полиметаллического оруденения. Если в предыдущей зоне фоном явились содержания в водах: цинка—0,005 мг/л, свинца—0,003 мг/л, меди—0,003 мг/л, то в данной — за фон принимаются величины, соответственно 0,008 мг/л, 0,005 мг/л, 0,005 мг/л. Это объясняется повышенным «кларком концентрации» (терминология В. И. Вернадского) этих элементов в пределах данной зоны.

Так, против общекларковых значений содержания свинца, цинка и меди в породах зоны завышены соответственно в 4,2 и 4 раза. В водах, дренирующих порфириды и туфогены, не подвергшиеся гидротермальному изменению, химический состав близок к составу аналогичных образований, развитых в пределах других зон.

Таблица 8

Средние фоновые содержания компонентов минерализации вод, циркулирующих в пределах зоны г. Амулсар ( мг/л)

	pH	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	Ca <sup>+</sup>	Mg <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cu <sup>++</sup>	Pb <sup>++</sup>	Zn <sup>++</sup>	MoO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	Величина минерализации
Туфогены	7,2	6,5	45,1	13,8	13,6	34,2	144,1	0,003	не обн.	0,005	не обн.	250
Порфириды	7,2	21,3	41,4	6,8	13,6	38,2	146,1	0,002	0,002	0,005	—	200
Гидротермально изменен. породы	6,8	34,2	61,1	11,5	8,8	53,9	224,7	0,005	0,005	0,008	—	275

Значительному изменению подвергаются воды под действием окислительных процессов, протекающих на Гюмушханском полиметаллическом месторождении.

Аномальные значения гидрогеохимических показателей, а также размеры их ореолов рассеяния от источника сноса, в пределах данной зоны, даны на основании изучения геохимии вод Гюмушханского месторождения.

Таблица 9

Гидрогеохимические поисковые признаки в пределах зоны массива г. Амулсар

Показатели	Гидрогеохимические признаки	Фоновые содержания мигрантов в мг/л	Аномальные содержания мигрантов в мг/л	Размер ореола за пределы месторождения в метрах
Основные	Zn <sup>++</sup>	< 0,008	> 0,01	до 1200—1500
	SO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	45—50	55—60	до 2000—2200
Второстепенные	Pb <sup>++</sup>	≤ 0,005	> 0,005	до 400—450
	Cu <sup>++</sup>	< 0,005	> 0,005	до 250—300
	pH	6,8—7,7	5,8—6,0	50—100 местами до 300
	Ag (спектр)	0,0003‰	0,003‰	до 2000

### III. Северный склон Айоцзорского хребта

Из всех описанных зон наибольшей однородностью элементов ландшафта отличается данная геохимическая микроландшафтная область.

Указанная территория располагается в пределах зоны сухого континентального климата с относительно небольшой амплитудой колебания абсолютных отметок.

Почвенный покров, развитый повсеместно, представлен исключительно горно-каштановым типом.

В геологическом отношении вся зона представлена нормально осадочным комплексом. Литологически—это разнообразные известняки, известковые мергели, песчанистые известняки, песчаники.

В силу климатических и литолого-морфологических условий зона исключительно бедна водными ресурсами. Основной водной артерией изученной территории является р. Грав (левый приток р. Арпа), имеющая немногочисленные притоки и протекающая по глубоко эродированному ущелью. Хотя глубокая и густая изрезанность рельефа и ограничивает подземную циркуляцию вод зоны местного стока, создавая отдельные орографические единицы со своим гидрогеологическим режимом, тем не менее в силу однородности литологического состава химический состав вод по всей зоне однообразен. По типу—это гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-магниевые воды. В силу высокой карбонатности растворов фоновое содержание компонентов рудной минерализации равно нулю.

В связи с этим в пределах данной зоны большое значение могут приобрести почвенно-гидрохимические поиски [2].

Любые проявления в водах и почвах элементов рудной минерализации могут указывать на соответствующее оруденение, причем, если в описанных выше зонах наличие металлов в водах предполагает поисковые работы в радиусе до 700—800 м, то в условиях данной зоны расстояние сокращается до десятков метров.

Для проведения региональных поисковых работ гидрогеохимическим методом надежным индикатором может служить сульфат-ион. Фоновые содержания этого компонента в силу высокой выщелачиваемости пород значительно завышены. Поэтому, правильнее рассматривать не количество мг/л сульфат-иона в пробе, а его процентное выражение, причем, весьма надежно использовать отношение  $SO_4^- : HCO_3^-$ .

В случае, когда это отношение будет равным или более 1:3, можно предполагать связь сульфат-иона с разложением сульфидов. В противном случае повышение содержания сульфат-иона является следствием длительности циркуляции вод.

Аномальные значения гидрогеохимических показателей были установлены в результате изучения гидрогеохимии Енгиджинского свинцово-цинкового проявления.

Таблица 10

Средние фоновые содержания компонентов минерализации вод, циркулирующих в пределах зоны (в мг/л)

	Na+K	Ca	Mg	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cu	Pb	Zn	pH	Величина минерализации
В известняках	10,2	109,7	20,1	18,0	50,2	254,7	не об-нар.	не об-нар.	не об-нар.	7,4	380
В песчаниках и мергелях	10,2	80,2	14,7	11,3	37,8	284,4				7,2	320

Таблица 11

Значения поисковых признаков и величины ореолов рассеяния индикаторов, в пределах III зоны

Показатели	Гидрогеохимические признаки	Фоновые содержания мигрантов в мг/л	Аномальные содержания мигрантов в мг/л	Размер ореола за пределами рудного тела
Основные	SO <sub>4</sub>	45—50	75—80	до 1000—1200
Второстепенные	Zn	Отсутствует	Любые опр. величины	практич. равен 0
	Pb	Отсутствует	.	.
	Ag (спектр)	Отсутствует	.	.
	Cu	Отсутствует	.	.
	Fe (общ.)	Отсутствует	.	.

#### IV. Южные склоны Варденисского хребта

В климатическом отношении вся зона располагается в пределах холодного горного климата. Сравнительной однотипностью характеризуется и почвенно-растительный покров зоны. Широкое развитие имеют здесь коричневые типичные и торфянистые горно-луговые почвы. Почвенный покров отличается относительной маломощностью (до 30—40 см) и промытостью.

Значительным разнообразием характеризуются геолого-литологические элементы зоны. Это — туффиты среднего эоцена-олигоцена, развитые в западной части, андезиты, порфириды, гидротермально-измененные и, частично, интрузивные породы, слагающие, преимущественно, восточную часть зоны. Довольно широкое распространение имеют и четвертичные андезито-базальты, представленные довольно значительными потоками.

В коре выветривания андезитов, слагающих значительную площадь в пределах Варденисского хребта, рыхлые продукты выветривания почти отсутствуют.

Процесс выветривания проходит по трещинам и по обнаженным плоскостям свежих пород, где под действием экзогенных агентов меняется облик породы.

Вследствие крутизны склонов и расчлененности рельефа наблюдается интенсивный снос материала.

В химическом составе породы протекают следующие изменения: происходит накопление магния, натрия и железа. Значительному выносу подвергаются сера, хлор и кремнезем.

Таблица 12

Химический состав измененных пород и дренирующих их вод района Варденисского хребта (в %)

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ca	Mg	Na	K	SO <sub>4</sub>	Cl
Порода . . . . .	70,36	17,22	1,31	0,33	0,33	1,18	1,1	1,08	0,07
Вола . . . . .	26,2 мг/л	—	0,05	22,8	5,7	5,7	21,3	10,3	5,7

Здесь отмечается высокое содержание кремнезема в исходной породе, причем, он присутствует не только в виде аморфного кремния, но и включений кварца нерастворимого в природных условиях. Поэтому, несмотря на большое содержание его в породе, в водах его значение невелико.

Здесь также, как и во второй зоне, наблюдается несоответствие между содержанием серы в исходной породе (1,08%) и воде. Причины, по видимому, те же, что и в описанном выше случае. Правда, здесь не отмечаются процессы широкой алунитизации, как на Амулсаре, но сера входит в состав сложных и нерастворимых соединений. Об этом свидетельствует также и ряд миграционной способности элементов, где коэффициент водной миграции серы уступает кальцию.

Порода по облику сильно измененная, обеленая, с охристым налетом. Массив, расположенный в зоне с резко окислительной средой, исключительно промыт и процессы выщелачивания имеют широкое

Таблица 13

Коэффициенты водной миграции элементов

Cl	Ca	SO <sub>4</sub>	Na	K	Mg	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mo pH=3,5	Fe (пирит) pH=3,5	Mo pH=5,8	Fe (пирит) pH=5,8	Mo pH=7,0	Fe (пирит) pH=7,0
97,1	45,4	28,8	19,0	?	7,0	0,18	0,02	2,0	1,6	0,4	1,14	0,008	0,2

развитие. Однако, из-за крутизны и изрезанности склонов значительных скоплений рыхлых продуктов выветривания не наблюдается.

Из всех выделенных данная зона характеризуется наибольшей обводненностью. Количество годовых осадков здесь достигает 550—600 мм. Однако глубина эрозионных врезов создает обособленность циркуляции вод в пределах небольших участков, характеризующихся однородностью литологического состава. Таким образом, воды, циркулирующие

в пределах этой зоны, будут иметь химический состав, присущий каждой геолого-петрографической формации.

В связи с этим в зоне по химическому составу выделяются четыре группы циркулирующих вод: 1. В пределах туфогенных образований. 2. В порфиритах и андезитах. 3. В гидротермально измененных породах. 4. В четвертичных андезито-базальтах.

Наибольшими содержаниями рудных компонентов отличаются всды, циркулирующие в пределах порфиритов.

Количество сульфатного иона, отвечающее фоновому значению, достигает 15—18% сухого остатка (30—35 мг/л).

Такое же содержание сульфатного иона отмечается и в водах, циркулирующих в пределах гидротермально измененных пород.

Таким образом, при проведении гидрогеохимических поисковых работ в пределах этой зоны, основной упор должен делаться на воды, приуроченные к порфиритам и гидротермально измененным породам.

В результате гидрогеохимических исследований, проведенных на Варденисском молибденовом месторождении, расположенном в пределах данной зоны, установлены аномальные значения гидрогеохимических поисковых показателей, величины их миграции в условиях данной зоны и коэффициенты водной миграции (табл. 15).

#### V. Долина среднего течения рр. Арпа и Элегис

В климатическом отношении зона располагается в пределах сухого континентального и, частично, умеренно-теплого сухого климата. Однородностью отличается и почвенный покров зоны. Здесь широко развиты горные каштановые и горные пестроцветные гипсоносные почвы. Последние распространены на юго-западе описываемой зоны (к запад-северо-западу от с. Вернашен). Общая мощность почвенного покрова местами достигает 80—100 см. Вследствие неблагоприятных климатических усло-

Таблица 14

Средние фоновые содержания компонентов минерализации вод, циркулирующих в пределах данной зоны (в мг/л)

Литологические комплексы	Элементы и соединения												Величина минерализации
	pH	Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cu <sup>++</sup>	Pb <sup>++</sup>	Zn <sup>++</sup>	Ag	MoO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	
Андезито-базальты	7,2	6,0	16,5	6,5	12,5	9,5	63,2	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	65
Туфогены	7,2	5,8	24,3	9,2	10,1	27,3	82,1	0,003	не обн.	0,005	0,0003	0,002	120
Порфириты	7,0	9,5	23,1	6,8	10,1	24,2	75,1	0,002	не обн.	0,005	0,0003	0,002	150
Гидротермально измененные породы	6,4	24,1	50,0	8,2	7,5	48,21	84,5	0,003	0,002	0,006	0,0005	0,004	220

Таблица 15

Показатели	Гидрогеохимические признаки	Фоновые содержания мигрантов в мг/л	Аномальные содержания мигрантов в мг/л	Размер ореола, в м
Основные	$\text{MoO}_4$	0,002	0,005—0,02	800—1000 м
	$\text{SO}_4$	20—25	> 40 мг/л или 20% сухого остатка	до 1500
Второстепенные	pH (косвенный)	7,0—7,2	≤ 6,6	50—100 м
	$\text{Zn}^{++}$	0,005	0,01	1000—1200 м
	Ag (спект)	0,0003%	0,00п%	800—1000 м
	$\text{Pb}^{++}$	—	Любые проявления	?
	$\text{Cu}^{++}$	0,003	> 0,005	?

вий (сухой континентальный климат с годовым количеством осадков, не превышающим 250—300 мм в год), растительный покров весьма скуден и развит неповсеместно. Значительным однообразием по всей зоне характеризуются геолого-литологические и рельефные особенности. Наибольшее развитие здесь имеют туфогены среднего эоцена, с прорывающими их местами интрузивными породами (последние носят весьма локальный характер). Весьма подчиненное значение имеют и порфириды, локализованные, как правило, на участках рудопроявлений (Азатек, Чирахлу).

В коре выветривания порфиридов, слагающих эти участки, наблюдаются обызвесткованные рыхлые продукты, перемешанные со щебенкой измененных пород. На некоторых пологих участках мощность выветрелых пород достигает 25—30 см.

В гидрогеологическом отношении вся зона характеризуется как одна из наиболее бедных водными ресурсами.

По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатно-магниево-кальциево-натриевому типу.

На западе, где развиты гипсоносные почвы, характер вод зоны местного стока приобретает сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевый тип. Фоновое содержание свинца в водах всех химических групп по всей зоне равно нулю. По цинку установлен фон, равный 0,003 мг/л. Весьма незначительно в этих водах и фоновое содержание сульфат-иона—20—25 мг/л (8—10% сухого остатка). Исключение составляют воды отмеченной полосы, приуроченные к гипсоносным породам и почвам. На этом участке трудно выделить аномальные содержания иона  $\text{SO}_4$  связанного с разложением сульфидного материала. На этой площади сульфат-ион не может выступать как поисковый признак. Единственными показателями тут могут служить прямые поисковые признаки.

Таблица 16

Средние содержания компонентов минерализации вод,  
циркулирующих в пределах V зоны (в мг/л)

Литологич. комплексы	pH	Na+K	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Pb <sup>++</sup>	Zn <sup>++</sup>	Cu <sup>++</sup>	MoO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	Величина минерализации
Туфогены	7,2	21,5	36,2	26,2	7,5	20,5	261,1	не обн.	0,003	не обн.	не обн.	210
Порфириты	7,2	12,5	34,2	48,1	11,1	22,1	287,2	не обн.	0,003	не обн.	не обн.	268
Участки с загипсованными породами и почвами	7,2	35,2	294,4	34,1	13,1	700,3	73,2	не обн.	0,003	не обн.	не обн.	1000—1200

Аномальные содержания гидрогеохимических показателей для зоны, а также величины их миграции выведены на основе изучения геохимии вод Азатекского свинцово-сурьмяного месторождения.

Таблица 17

Показатели	Гидрогеохимические признаки	Фоновые содержания мигрантов в мг/л	Аномальные содержания мигрантов в мг/л	Размер ореола в м
Основные	Pb <sup>++</sup>	0—0,0003	0,005	650—700 м
	Sb (спектр)	—	0,01%	500 м
	Zn <sup>++</sup>	0,003	0,005	700—800 м
	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	10—12% сухого остатка	16—18% сухого остатка	Более 1000 м
Второстепенные	Cu <sup>++</sup>	0,003	0,005	200 м
	Ag (спектр)	0,0001%	0,001%	500—550 м

## VI. Джермукское вулканическое плато

В пределах данной зоны исключительной однородностью отличаются биоклиматические и геологические элементы ландшафта.

Вся зона располагается в пределах холодного горного климата со среднегодовым количеством осадков до 500—550 мм.

Почвенный покров представлен, в основном, горно-луговыми коричневыми типичными почвами с общей мощностью, достигающей 60 см. Наблюдается отсутствие карбонатов во всех горизонтах. Небольшое распространение в пределах данной зоны имеют и горно-луговые торфянистые почвы альпийских ковров. Локализуются они в пределах участков, тяготеющих к вулканам Качалсар и Мурадсар.

Еще большей однородностью характеризуются геолого-литологические элементы ландшафта.

Вся зона представляет собой слабо всхолмленное вулканическое плато, сложенное четвертичными андезито-базальтовыми лавами. Эро-

зионные процессы почти не затронули поверхности плато. Небольшое развитие имеют здесь и процессы выветривания.

Основная фаза ортоэлювия базальтов—обломочная, определяемая механическим составом рыхлых новообразований (чингилей). Гипсометрически в наиболее высоких частях, благодаря морозному выветриванию, наблюдается рассланцевание с образованием плитняковых чингилей.

Незначительны изменения и в химическом составе пород.

Таблица 18

Химический состав свежих и выветрелых базальтов ущелья Дара-юрт и вод, дренирующих эти породы (в ‰)

Компоненты	Свежие андезитобазальты	Выветрелые андезитобазальты	Сухой остаток вод в ‰
SiO <sub>2</sub>	54,26	53,40	10,1 мг/л
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,67	19,72	не определяется
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,82	6,21	0,45 мг/л
Ca	4,38	4,23	17,3
Mg	2,11	2,05	10,4‰
Na	1,40	1,23	22,3‰
K	1,12	1,04	
Cl	0,05	0,03	7,5‰
SO <sub>4</sub>	0,55	0,38	5,2‰

Из таблицы следует, что в четвертичных андезитобазальтах данной зоны формирование коры выветривания находится в начальной стадии. Наибольшим выносом характеризуются хлор, сера и кальций, содержания которых уменьшились соответственно на 40%, 31% и 14%.

Основным типом почв, образовавшихся на андезитобазальтах, являются горно-луговые коричневые типичные. В них происходит накопление хлора.

В гидрогеологическом отношении зона характеризуется развитием грунтово-трещинных вод с основным направлением движения наземного и подземного стока с севера на юг-юго-запад. Воды эти формируются и циркулируют в андезитобазальтовых покровах.

По химическому составу — это гидрокарбонатно-хлоридно-магниевые кальциевые воды. Сульфатный ион отсутствует полностью, а если отмечается, то в весьма незначительных количествах. Увеличение в водах магния, кальция и хлора увязывается с характером выветривания андезитобазальтов. Величина минерализации, зависящая от длительности циркуляции, колеблется в пределах 50—120 мг/л.

В ряду элементов и соединений, являющихся поисковыми критериями, фоновые содержания равны нулю.

Любое проявление компонентов рудной минерализации в водах или содержания сульфатного иона, превышающие 10—15 мг/л, несомненно должны указывать на разложение сульфидов. В пределах данной зоны нами не отмечены рудные проявления и поэтому вопросы миграции рудных компонентов и их аномальных содержаний не выяснены.

Таблица 19

Химический состав вод, циркулирующих в пределах Джермукского вулканического плато (в мг/л)

	pH	Na+K	Ca	Mg	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cu	Pb	Zn	MoO <sub>4</sub>	Величина минерализации
Интервалы со- держ.	6,8—7,2	2—16	4—18	5—16	14,2	0—5,0	24—85	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	50—120
Усред- ненные значен.	7,0	8,0	9,0	9,5	14,2	2—3	62	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	70

Таким образом, на основе данных, приводимых в статье, можно сделать следующий вывод: проведению детальных гидрогеохимических поисков должны предшествовать работы по выделению отдельных площадей, характеризующихся определенными условиями миграции элементов, фоновыми и аномальными значениями мигрантов.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 22.II. 1962.

#### Պ. Մ. ԴԱՓԼԱՆՅԱՆ

### ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՀԱՅՈՑՁՈՐԻ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ՀԻՊՐՈՔՆԻՄԻԱԿԱՆ ՑՈՒՑԱՆԻՇՆԵՐԸ

#### Ա մ փ ո փ ու մ

Այս հոդվածի նպատակն է ռեսպուբլիկայի Հայոցձորի հանքային շրջանի հիման վրա ցույց տալ գեոքիմիական միկրոլանդշափտային զոնաների անջատման նշանակությունը հիպոքիմիական որոնումների համար: Նշված զոնաները անջատվել են շրջանի կլիմայական, հողային, մորֆոլոգիական, երկրաբանական և հիդրոերկրաբանական պայմանների հիման վրա:

Համեմատելով թարմ ու հողմնահարված աղարների, հողերի ու ջրերի քիմիական անալիզների արդյունքները, որոշված են ջրերում տարրերի միգրացիայի գործակիցները և կադմված են տարրերի միգրացիոն շարքերը: Դրանց հիման վրա անջատված է վեց զոնա, որոնք միմյանցից տարբերվում են հիպոքիմիական որոնողական հատկանիշների ֆոնային և շեղումնային պարունակությունների նշանակությամբ:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бетехтин А. Г. Курс минералогии, Госгеолтехиздат, 1956.
2. Долуханова Н. И. Опыт применения гидрохимической съемки на медно-молибденовых м-ниях АрмССР. АН АрмССР, 1957.
3. Макаренко Ф. А. Некоторые результаты изучения подземного стока. Тр. ЛГГП АН СССР, т. I, 1948.
4. Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. Географиздат, 1955.
5. Полюнов Б. Б. Кора выветривания. АН СССР, 1934.
6. Полюнов Б. Б. Геохимические ландшафты. Вопросы минерологии, геохимии и петрографии. АН СССР, 1946.

ՀՈՐԱՆՆԱԿԱՆ ՏԱՐԵԹԻՎ

Ք. Շ. ԹԱԴԵՎՈՍՅԱՆ

Վ. Ն. ԼՈԳՈՉՆԻԿՈՎ

(Մենդյան 75-ամյակի առթիվ)

Նրկրարանական-միներալոգիական գիտությունների դոկտոր, պրոֆ. Վլադիմիր Նիկիտիչ Լոգոչնիկովը, կամ ինչպես նա կոչվում էր մինչև գիմնազիան ավարտելը Վարդան Մկրտչի Նավավարյանը ծնվել է 1887 թ. մայիսի 14-ին Հյուսիսային Կովկասի Գյորգիեսկ քաղաքում հայ հարուստ վաճառականի ընտանիքում:

Սակայն երբ Վարդանը դեռևս նոր էր ընդունվել գիմնազիա, վաճառական Մկրտիչը արդեն սնանկացած էր: Գիմնազիայում դպրոցական տեսուչների կամքով Վարդան Նավավարյանին վերանվանեցին Վլադիմիր Լոգոչնիկով, որպիսին և այնուհետև կոչվեց նա կյանքում: Սնանկացած վաճառականի գիմնազիստ որդին հենց սկզբից դրսևիորեց փայլուն առաջադիմություն: Հյուսիսային Կովկասի հայ եկեղեցուն կից հոգարարձուները, որոնք հոգ էին տանում աղքատ ընտանիքների առաջադեմ երեխաների ուսման գործը ապահովելու ասպարեզում, նկատի ունենալով Լոգոչնիկովի ընդունակությունները, նրան ապահովեցին հասարակական թոշակով մինչև գիմնազիան ավարտելը:

Հասարակության միջոցներով սովորած լինելը նրա մեջ ստեղծել էր երախտագիտության խորը դպացում և վ. Լոգոչնիկովը ուղղակի երազում էր այն օրվա մասին, թե երբ կկարողանա օգտակար լինել հայ ժողովրդին: Սակայն նա այդ բախտին չարժանացավ իրենից անկախ պատճառներով:

1905 թ. Վ. Ն. Լոգոչնիկովը ավարտում է գիմնազիան ոսկե մեդալով: Ի դեպ նա դեռևս գիմնազիայի 2-րդ դասարանից սլարապում էր հետ մնացող աշակերտների հետ և մասնավոր դասեր էր տալիս լատիներենից և ուրիշ առարկաներից:



Գիմնասցիան ավարտելուց հետո Լոգոշնիկովը ընդունվում է Պետերբուրգի լեռնային ինստիտուտը, որը և 1916 թ. ավարտում է փայլուն ցուցանիշներով ու նրա անունը գրանցվում է ինստիտուտի ոսկե տախտակում:

Դեռևս լեռնային ինստիտուտի ուսանող եղած ժամանակ Լոգոշնիկովը հրավիրվում է մասնակցելու Հարավ-արևմտյան Ալթայը ուսումնասիրող արշավախմբի աշխատանքներին, այն արշավախմբի, որին ղեկավարում էին պրոֆեսորներ Վ. Վ. Նիկիտինը և Գ. Ս. Չիչոտը:

Ուսանողական տարիներից են սկսվում նաև Լոգոշնիկովի մանկավարժական աշխատանքները Պետրոգրադի լեռնային ինստիտուտում, որտեղ նա պրոֆեսոր Վ. Վ. Նիկիտինի և այնուհետև Ն. Ս. Ֆյոդորովի հանձնարարությամբ ըննության էր պատրաստում ուսանողներին միներալոգիայից և պետրոգրաֆիայից:

1916 թ. Լոգոշնիկովը իր տաղանդավոր ուսուցչի Ն. Ս. Ֆեոդորովի հետ համատեղ հրատարակում է իր առաջին գիտական աշխատությունը նվիրված ուրալիտիզացման պատճառներին, որտեղ շեշտվում էր այն միտքը, թե ուրալիտիզացիան կասված է ոչ միայն պիրոքսենների, այլև պրագիոկլազների քայքայման հետ:

Այդ նույն 1916 թ. նա մի գիտողություն հրատարակեց ասբեստի մասին Արևելյան Սայանում: Ի դեպ ասբեստով և սերպենտինի խմբի մյուս միներալներով ու նրանցից բաղկացած ապարներով նա շարունակեց զբաղվել մինչև իր կյանքի վերջը:

1918 թ. Վ. Լոգոշնիկովը աշխատանքի է անցնում Երկրաբանական կոմիտեում (հետագայում այն կոչվեց Կենտրոնական գիտա-հետազոտական երկրաբանական-հետախուզական ինստիտուտ), որտեղ և նա աշխատեց մինչև իր կյանքի վերջը:

Ինչպես պատմում են նրա ընկերները և ուսանողները, Լոգոշնիկովը հաճախ էր հայարտանում, որ ավարտել և այնուհետև պրոֆեսոր է դարձել այն ուսումնական հաստատությունում, որի պատերի ներսում են դաստիարակվել Ֆյոդորովը, Դոստոևսկին, Կարայինսկին, Պլեխանովը և շատ ուրիշ նշանավոր մարդիկ:

Երկրաբանական կոմիտեն, որ վարում էր Երիտասարդ Սովետական պետության երկրաբանական ծառայությունը, աշխատանքի էր ընդգրկել Սովետական Ռուսաստանի գրեթե բոլոր նշանավոր երկրաբաններին:

Այն ժամանակ դեռևս Երիտասարդ Լոգոշնիկովը այդ նշանավոր կոլեկտիվի ամենահեղինակավոր անդամներից մեկն էր:

Երկրաբանական կոմիտեում Լոգոշնիկովը ստեղծեց մի շարք խոշոր գիտական աշխատանքներ, որոնք վերաբերվում են ինչպես համընդհանուր պետրոգրաֆիայի հարցերին, նույնպես և պետրոգրաֆիայի հետազոտության մեթոդներին ու պետրոգրաֆիայի տեսական բարդ պրոբլեմներին:

1919 թ. Լոգոշնիկովը գրեց երկու հոդված որոնցից մեկը վերաբերվում էր ակսինիտի նոր ձևին և նրանում նկատվող կրկնաբյուրեղացմանը, իսկ մյուսը՝ լաբրադորում նկատվող կրկնաբյուրեղացման առանձնահատուկ մի դեպքի: Այդ հոդվածներում ուշագրավն այն է, որ շոշափվում է կրկնաբյուրեղացման բազմազանության և նրանց առաջացման պատճառների հարցը:

Այդ պրոբլեմը այնուհետև Լոգոշնիկովը պարզացրեց 1924 թ. Չայսան լճի շրջակայքի ապարներում եղած դաշտային շպատների նկարագրության

ժամանակ, նա եկավ այն եզրակացության, որ դաշտային շպատների բազմապիսի օրենքներով կրկնաբյուրեղացման երևույթներ ավելի շատ նկատվում են պորֆիրային ապարներում, որը նրա կարծիքով հետևանք է այն ներքին ու արտաքին գործոնների, որոնք առաջանում են բյուրեղացման պրոցեսի մեջ գտնվող մագմայի շարժման հետևանքով:

Լոգոշնիկովը այդ հոգվածներում փորձում է կապ ստեղծել կրկնաբյուրեղացման օրենքների և ապարների առաջացման պայմանների միջև:

Մեծ քանակությամբ նյութերի ուսումնասիրության ու դիտողությունների հիման վրա նա պարզում է թե պլազիոկլազների կրկնաբյուրեղացման օրենքներից, որն է հաճախ հանդիպում հրային ապարներում:

Նա փորձում է պատասխանել այն հարցին, թե ինչու հրային ապարների դաշտային շպատներում ավելի շատ է հանդիպում կրկնաբյուրեղացման արիտի օրենքը, իսկ մետամորֆային ապարներում պերիկլինի օրենքը Այստեղից էլ նա եզրակացնում է կալիում-նատրիումային դաշտային շպատների սկզբնական և երկրորդական առաջացում լինելու մասին: Դաշտային շպատներում հղած անոմալիաները նա բացատրում է նրանցում եղած բարիումի օքսիդի և այլ խառնուրդների առկայությամբ:

Իր մի շարք աշխատանքներում Լոգոշնիկովը շոշափել է ապարների ստրուկտուրայի հարցը, որով նա շարունակեց զբաղվել մինչև իր կյանքի վերջը: 1941 թ. Կենտրոնական գիտա-հետազոտական երկրաբանական-հետախուզական ինստիտուտում նրա կարդացած դասախոսությունը բազալտների գլխավոր ստրուկտուրաների գենետիկ նշանակության մասին շատ մեծ հետաքրքրություն առաջացրեց:

1925 թ. նա Տարբազատալու հայտնաբերեց յուրօրինակ արֆվեդսոնիտային սիենիտ-պորֆիրներ և էգիրինային ապլիտներ և այլ ալկալային ապարներ:

Լոգոշնիկովը հենց իր աշխատանքների սկզբից և այնուհետև ողջ կյանքում ճանաչված էր որպես հմուտ և մանրազնին հետազոտող, որի բազմակողմանի, խորը ու նուրբ դիտողությունները զանազան նորություններով հարրստացնում էին գիտությունը: Նրա շրջահայաց դիտողությունները ցույց տվեցին, որ դաշտային շպատներում օպտիկական առանցքների կազմած անկյունը կայուն մեծություն չունի, որ դաշտային շպատների կրկնաբյուրեղացման օրենքները պայմանավորված են նրանց առաջացման պայմաններով:

Լոգոշնիկովի հետազոտությունների արդյունքն են ռոմբային պիրօքսեններում հայտնաբերված օպտիկական անոմալիաները՝ «Դիսպերսիոն էֆեկտի» հայտնաբերումը, որ այնուհետև կոչվեց Լոգոշնիկովի էֆեկտ: Նա զգալի լրացումներ է կատարել նաև Ֆյոդորովի մեթոդի վերաբերյալ, ինչպես, օրինակ՝ սեղանի կիսազնդերում սեղի ունեցող բեկման վերաբերյալ արվող ուղղումը, հերձման դիտումը և օպտիկական առանցքների կազմած անկյան որոշումը անուղղակի եղանակով:

Մեծ ճանաչում է գտել Լոգոշնիկովի բազմակողմայուն սիստեմներն արտահայտող դիագրամը: Խոշոր գիտնականների գնահատմամբ քառկոմպոնենտ սիստեմների համար մեթոդի մշակումը կատարված է սպառիչ լրիվությամբ: Մեծ են քառկոմպոնենտ սիստեմների նրա մեթոդի կիրառման հեռանկարները թե ֆիզ-քիմիայում, և թե պետրոլոգիայում:

Լոգոչնիկովի պետրոգրաֆիական աշխատանքները վերաբերվում են Սովետական Միության զանազան վայրերին՝ Վորոնեժ, Հյուսիսային Կովկաս, Արևելյան Սայան և այլն: Այդ աշխատանքներում փաստացի նյութերի սպառնչ նկարագրության հիման վրա նա արել է բազմաթիվ տեսական ընդհանրացումներ ապարների հիբրիդիզմի և մագմայի տրոհման և դիֆերենցման մեխանիզմի վերաբերյալ:

Լոգոչնիկովի համընդհանուր պետրոգրաֆիական բնույթի բազմաթիվ աշխատանքներից կարևորագույն նշանակություն ունի «К петрологии Воронежской кристаллической глыбы» աշխատությունը, որտեղ ապարների դասական միկրոսկրոպիական նկարագրության հետ միասին նա շոշափում է մի շարք տեսական հարցեր, որոնց թվում մասնավորապես հրային ապարների հիբրիդիզմի հարցը ինչպես և սերպենտինիզացման, ալբիտիզացիայի, միրմեկիտների առաջացման ու այլ հարցեր:

Քսաներորդ դարի առաջին քառորդում արտասահմանյան մամուլում երևան եկան բազմաթիվ աշխատություններ, որոնք շոշափում էին ինտրուզիվ զանգվածների ստրուկտուրային անալիզի անհրաժեշտությունը պետրոլոգիական գիտության համար:

Լոգոչնիկովը իր ռեֆերատներով ձգտում էր ուռու հետազոտողների ուշադրությունը հրավիրել այդ հարցի վրա: Այդ ռեֆերատներից ամենից նշանավորը վերաբերվում էր գերմանացի հետազոտող Հանս Կլոսի պատկերացումների պարզաբանմանը ներդաշնակ ինտրուզիվ մարմինների տեղադրման մասին:

Լոգոչնիկովի ամենից աչքի ընկնող աշխատանքը եղավ նրա «Сerpентины, серпентиниты Ильчирские и другие» 77 մամուլանոց դասական աշխատությունը, որի շնորհիվ նա համաշխարհային ճանաչում գտավ: Այս ստվարածավալ աշխատության մեջ հեղինակը ամփոփել և իմի է բերել այդ բնագավառում մինչ այդ հայտնի բոլոր նյութերը ամբողջ աշխարհի մասշտաբով, կատարելով շատ կարևոր ու խորը տեսական բազմաթիվ ընդհանրացումներ:

Այդ համընդհանուր ամփոփիչ մենագրությունը կազմելիս նա օգտագործել է շուրջ 1900 աշխատություն տարբեր լեզուներով (ի դեպ նա կատարյալ գիտեր լատիներեն, գերմաներեն, անգլերեն, ֆրանսերեն լեզուները):

Այդ աշխատության մեջ Լոգոչնիկովը շոշափում է սերպենտինային միներալների դասակարգման և անվանարկման հարցը, սերպենտինիտների առաջացման հարցը, ջրի դերի ու նշանակության հարցը, մագմատիկ պրոցեսներում լիստվենիտների առաջացման հարցը, ինչպես և սերպենտինիտների հետ կապված օգտակար հանածոների և հատկապես ասբեստի առաջացման հարցը:

Սերպենտինիտների առաջացման հարցում նա առաջնակարգ նշանակություն է տալիս ավտոմետամորֆիզմի երևույթին, կանգնած լինելով այն տեսակետի վրա, որ սերպենտինիտային զանգվածներ առաջացնող մագման ինքը հարուստ է ջրով:

Ի դեպ Լոգոչնիկովի այդ աշխատանքի համար առանց պաշտպանության արարողության նրան շնորհվեց դոկտորի աստիճան դեռևս 1936 թվականին:

Այնուհետև Լոգոչնիկովը հրատարակում է բազալտների մասին իր ծավալուն և խորազնին հոդվածները, որոնք մեծ ճանաչում են գտնում մասնագետների կողմից: Այդ հոդվածներում նա շոշափում է նաև մետեորիտների ծագման հարցը, նրանց համարելով որպես երկնածին մարմիններ, որոնք դուրս

են եկել երկրի ձգողության շրջանից, նրա սկզբնական փուլի մագմատիկ գործունեության ժամանակ, երբ հրաբխի խառնարանից թռչող ումբերը շարժվել են մեկ վայրկյանում 11 կիլոմետրից ավելի արագությամբ: Դասագրքային գրականության մեջ Լոգոշնիկովի կազմած դասագրքերը «Основы кристаллооптики» և «Главнейшие пороодообразующие минералы» ճանաչված են, որպես շատ ինքնատիպ և հետաքրքիր դասագրքեր, որոնք սխտեմատիկ կերպով վերահրատարակվում են Սովետական Միության երկրաբանական բարձրագույն ուսումնական հաստատությունների համար: Այդ դասագրքերին հատուկ է շարադրման ոճի խիստ տրամաբանական և հստակ լինելը, անձնական աշխատանքի հարուստ փորձից բխող բազմաթիվ խորհուրդները և զգուշացումները: Ի դեպ նա ճանաչված էր, որպես միկրոսկոպիական դիագնոստիկայի շգերազանցված գիտակ, ինչպես այդ մասին վկայում են նրա աշակերտները՝ ակադեմիկոսներ Դ. Ս. Կորժինսկին և Վ. Ս. Սորուկը:

Նրկրորդ համաշխարհային պատերազմից առաջ Լոգոշնիկովը շարադրեց իր տեսակետը երկրագնդի կառուցվածքի մասին, որտեղ նա գտնում էր, որ երկրագնդի կոնցենտրիկ գոտիները իրարից տարբերվում են ոչ այնքան իրենց քիմիական կազմությամբ, որքան ֆիզիկական վիճակով: Այդ աշխատության մեջ նա հերքում է նաև երկրագնդի երկաթային միջուկի հավանականությունը: Այդ աշխատության մեջ գլխավոր ուղադրությունը դարձնում է այն բանին, որ դեպի երկրի կենտրոնը գնալով մեծանում է նյութի խտությունը: Այդ նույն հոդվածում նա շոշափում է մետեորիտների առաջացման նոր՝ երկրածին լինելու տեսակետ:

Գերմանացի գիտնական Ռոզենբուշի «Նկարագրական պետրոգրաֆիայի» ուսական թարգմանությունը խմբագրելիս, Լոգոշնիկովն այնքան շատ ու հմուտ ծանոթագրություններ և լրացումներ է կատարել, որ խոշոր մասնագետները այդ փաստը նշում են, որպես լուրջ փտական ծառայություն:

Նրկար տարիներ լինելով Լենինգրադի Լենային ինստիտուտի պրոֆեսոր, նա լուրջ դեր է կատարել Սովետական Միության պետրոգրաֆիական դպրոցի զարգացման գործում:

Լոգոշնիկովը հայտնի էր նաև իր կոնսուլտացիաներով, ուր էլ մեկնելու լինելու նա, Մոսկվա, Թբիլիսի, թե Ռւրալ, կամ այլ վայրեր, անմիջապես նրան շրջապատում էին երկրաբանները և խնդրում, որպեսզի նա սխտեմատիկ կոնսուլտացիաներ աներ իրենց հետաքրքրող հարցերի շուրջը:

Այդքան մեծ ծանրաբեռնվածության հետ միասին նա ուներ նաև նամակագրական շատ ընդարձակ կապեր արտասահմանյան շատ և շատ գիտնականների հետ: Նրան անձամբ ճանաչում էին եվրոպական շատ գիտնականներ և ցիտում էին նրա աշխատանքները:

Ակադեմիկոսներ՝ Ա. Ն. Զավարիցկին, Դ. Ս. Կորժինսկին և Դ. Պ. Գրիգորևը Լոգոշնիկովին բնութագրել են նաև, որպես տաղանդավոր մանկավարժ, որն աչքի էր ընկնում իր մտքերը ցայտուն և շատ պարզ շարադրելու կարողությամբ: Լոգոշնիկովի մշտական ջիւրմ ձգտումն է եղել օգնել և սովորեցնել երիտասարդությանը:

Մեծ է Լոգոշնիկովի դերն ու ծառայությունը նաև Համամիութենական միներալոգիական ընկերության մեջ, որպես նրա հեղինակավոր և գործուն անդամի, որը 20 տարի շարունակ ակտիվ մասնակցություն է ունեցել նրա խորհրդակցություններում և զեկուցումները քննարկելիս: Շատ հաճախ էլ ինքն է

կարգացել շատ հետաքրքիր զեկուցումներ, պետրոգրաֆիայի և միներալոգիայի վերաբերյալ:

Հողոչնիկովը իր մասնագիտության բնագավառում շատ մեծահմուտ գիտնական լինելով հանդերձ, միաժամանակ ճանաչված էր, որպես հետաքրքրությունների լայն շրջան ունեցող և զարգացած մարդ: Նա հրատարակել է թվերի տեսություն: Արվեստի բնագավառում նա առանձնասյես շատ էր սիրում երաժշտությունը:

Իր շրջապատի կողմից նա ճանաչված էր, որպես շատ անկեղծ, ուղղամիտ և խոսքաշեն մարդ և ով առիթ էր ունենում նրա հետ գործ ունենալու, դառնում էր նրա բարեկամը:

Ինչպես վկայում են նրա հետ աշխատած գիտնականները, Հողոչնիկովի համար խիստ բնորոշ էր լյախասխանատվության և պարտքի գիտակցության ղգացումը իր հայրենիքի հանդեպ: Այդ զգացումն էլ նրան շատ խստապահանջ էր դարձնում ինչպես իր աշխատանքների, նույնպես և ուրիշների աշխատանքի նկատմամբ:

Գործի և ուսման բնագավառում անպարտասխանատու և ոչ լուրջ վերաբերմունք ունեցողների նկատմամբ նա կոպտության հասնելու շափ անհանդուրժող էր:

1941 թ. Հայրենական Մեծ սլատերազմի կապակցությամբ հիվանդ Հողոչնիկովը, ուրիշ այլ գիտնականների հետ միասին, իր ընտանիքով փոխադրվում է Կիսլովոդսկ: Սակայն 1942 թ. օգոստոսին նրա վիճակը այնքան է ծանրանում, որ հնարավոր չի լինում նոր տեղափոխություն կատարել: Նա մահացավ 1943 թ. հունվարի 11-ին, մերժելով արդեն Կիսլովոդսկ մտած գերմանացիների կողմից յուրաքանչյուր թե՛ բժշկական, և թե՛ տնտեսական օգնությունը:

Իր ուժերի ստեղծագործական ծաղկման շրջանում անժամանակ մահացած այդ մեծ գիտնականի անունը պատվավոր տեղ ունի հայ ժողովրդի ծոցից դուրս եկած տաղանդավոր զավակների մեծ ցուցակում:

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

О XXII СЕССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
КОНГРЕССА

Оргкомитет XXII сессии Международного геологического конгресса сообщил, что очередная сессия Конгресса состоится в Нью-Дели (Индия) с 14 по 22 декабря 1964 года. Оргкомитет, возглавляемый Президентом доктором Д. Н. Вадиа и Генеральным секретарем доктором Б. С. Рой, утвердил программу сессии, согласно которой намечены к обсуждению следующие проблемы:

1—геология нефти, 2—геологические результаты прикладной геофизики, 3—граница мелового и третичного периодов, включая вулканическую деятельность, 4—деформации пород и тектоника, 5—проблемы генезиса руд, 6—минералы и генезис пегматитов, 7—базальты плато, 8—млекопитающие третичного периода, 9—Гондвана, 10—геология архея и докембрия, 11—гималайский и альпийский орогенез, 12—изостазия, 13—чарнокиты, 14—латериты, 15—геология осадочных пород и осадконакопление, 16—другие темы.

Тезисы докладов, объемом не более 200 слов, должны быть присланы в 1963 году с приложением перевода на английский язык и указанием по какой проблеме представляется доклад.

Полные тексты докладов, объемом не больше 5 тысяч слов, включая иллюстрации, должны быть присланы также в 1963 году в готовом виде для публикации. Доклады должны быть посвящены рассмотрению вопросов, представляющих общий интерес и характеризовать существенный процесс в геологической науке. Они должны основываться главным образом на неопубликованных фактах и давать основания для научных выводов и сами выводы. При использовании опубликованных данных должны быть указаны источники. Карты и другие иллюстрации должны быть черно-белые, аккуратно выполнены, в масштабе, пригодном для репродукции (максимальный размер 15 × 21 см).

Оргкомитет может принять или отклонить доклад, а принятие доклада для представления на сессию не является принятием его для публикации. Доклады, рассмотренные на сессии, Оргкомитет предполагает печатать после окончания Конгресса и дискуссий. К докладам Оргкомитет просит давать перевод на английский язык.

Во время сессии предполагаются заседания международных ассоциаций, союзов и комиссий Конгресса. Симпозиумы проводиться не будут.

До и после сессии состоятся геологические экскурсии по 26 маршрутам в районах Нью-Дели, Нагпура, Бомбея, Калькутты и Мадраса; во

время сессии—экскурсии для осмотра достопримечательностей района Нью-Дели.

Предложения и сообщения для рассмотрения в Совете Конгресса должны быть представлены в Оргкомитет до 1 марта 1964 года.

Национальные комитеты геологов во всех странах будут осуществлять научное и практическое сотрудничество с Оргкомитетом Конгресса и помощь Оргкомитету в подготовке к Конгрессу по своим странам.

Национальный комитет геологов СССР сообщает, что в Советском Союзе работа по подготовке к XXII сессии Конгресса будет проводиться Национальным комитетом геологов СССР, который будет осуществлять связь с Оргкомитетом Конгресса в Индии.

Национальный комитет просит руководителей учреждений и геологов представить в Национальный комитет геологов СССР предложения о докладах, а также о новых работах, геологических картах и других материалах для выставки к Конгрессу, в дополнение к тем предложениям, которые уже были сообщены Национальному комитету. При этом необходимо исходить из указанных выше рекомендаций Оргкомитета Конгресса и представлять доклады по принципиальным вопросам развития науки, имеющим теоретическое или важное практическое значение. По проблемам, указанным в предыдущей информации Национального комитета геологов СССР и не вошедшим в программу Конгресса, доклады могут быть представлены в разделе 16 («другие темы»).

Предложения о докладах и других материалах к Конгрессу необходимо представить в Национальный комитет геологов СССР по получении настоящего извещения, но не позже 1 ноября с. г., тезисы докладов—до 1 апреля 1963 года.

Национальный комитет геологов СССР предполагает опубликовать специальные сборники докладов по проблемам программы XXII сессии Конгресса.

Программа экскурсий и условия поездки на Конгресс будут сообщены во все геологические учреждения. Геологов, получивших заявочные и экскурсионные бланки № 1 и № 2, просим заполнить их и выслать через Национальный комитет геологов СССР. Адрес: Москва, В-71, Ленинский проспект, 14. Академия наук СССР. (Тел. В-2-00-00 д. 1-79).

**Бюро Национального комитета  
геологов СССР**

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ի Թ Յ Ո Ի Ն

**Ստրասիգրաֆիա**

Վ. Մ. Կամարյան Նոր տվյալներ Արագածի հրաբխային մարզի ստրատիգրաֆիայի մասին 3

**Տեկստնիկա**

Ա. Ռ. Հարությունյան, Բուզինաժի և ճկուն դեֆորմացիայի երևույթները Հայկական ՍՍՏ Արցախանի և Վեդու շրջանների ապարներում . . . . . 11

**Լիթոլոգիա**

Մ. Ա. Սարյան, Աղստե գետի ավազանում կավճի նստվածքների համադրման փորձը բիմիական փոքրաքանակ տարրերի միջոցով . . . . . 19

**Միներալոգիա**

Վ. Հ. Պարունիկյան, Բիսմուտի միներալները Հայոցձորի հանքային շրջանի բազմա-մետաղային հանքանյութերում . . . . . 27

Ն. Մ. Չերնիշով, Ֆլուորիտն Ախիալայի բարիտա-բազմամետաղային հանքավայրում 39

**Հիդրոգեոֆիմիա**

Պ. Մ. Ղափլանյան, Հանքային Հայոցձորի հիմնական հիդրոբիմիական ցուցանիշները 45

**Հորելյանական սարերիվ**

Թ. Շ. Թաղևոսյան, Վ. Ն. Լոդոշնիկով (Մենդյան 75-ամյակի առթիվ) . . . . . 61

**Գիտական խրոնիկա**

Միջազգային երկրաբանական կոնգրեսի XXII սեսիայի մասին . . . . . 67

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<b>Стратиграфия</b>	
<i>В. М. Амарян.</i> Новые данные по стратиграфии туфо-туфолов Арагацской вулканической области . . . . .	3
<b>Тектоника</b>	
<i>А. Р. Арутюнян.</i> Явления будинажа и пластической деформации в породах Арзаканского и Вединского районов Армянской ССР . . . . .	11
<b>Литология</b>	
<i>М. А. Сатиан.</i> Опыт расчленения меловых отложений бассейна р. Агстев по малым химическим элементам . . . . .	19
<b>Минералогия</b>	
<i>В. О. Пароникян.</i> Минералы висмута из полиметаллических руд Айоцзорского рудного района . . . . .	27
<i>Н. М. Чернышов.</i> Флюорит из Ахтальского барито-полиметаллического месторождения . . . . .	39
<b>Гидрогеохимия</b>	
<i>П. М. Каплянян.</i> Основные гидрогеохимические показатели Айоцзорского рудного района . . . . .	45
<b>Юбилейные даты</b>	
<i>Т. Ш. Татевосян.</i> В. Н. Лодочников (к 75-летию со дня рождения) . . . . .	61
<b>Научная хроника</b>	
О XXII сессии международного геологического конгресса . . . . .	67

