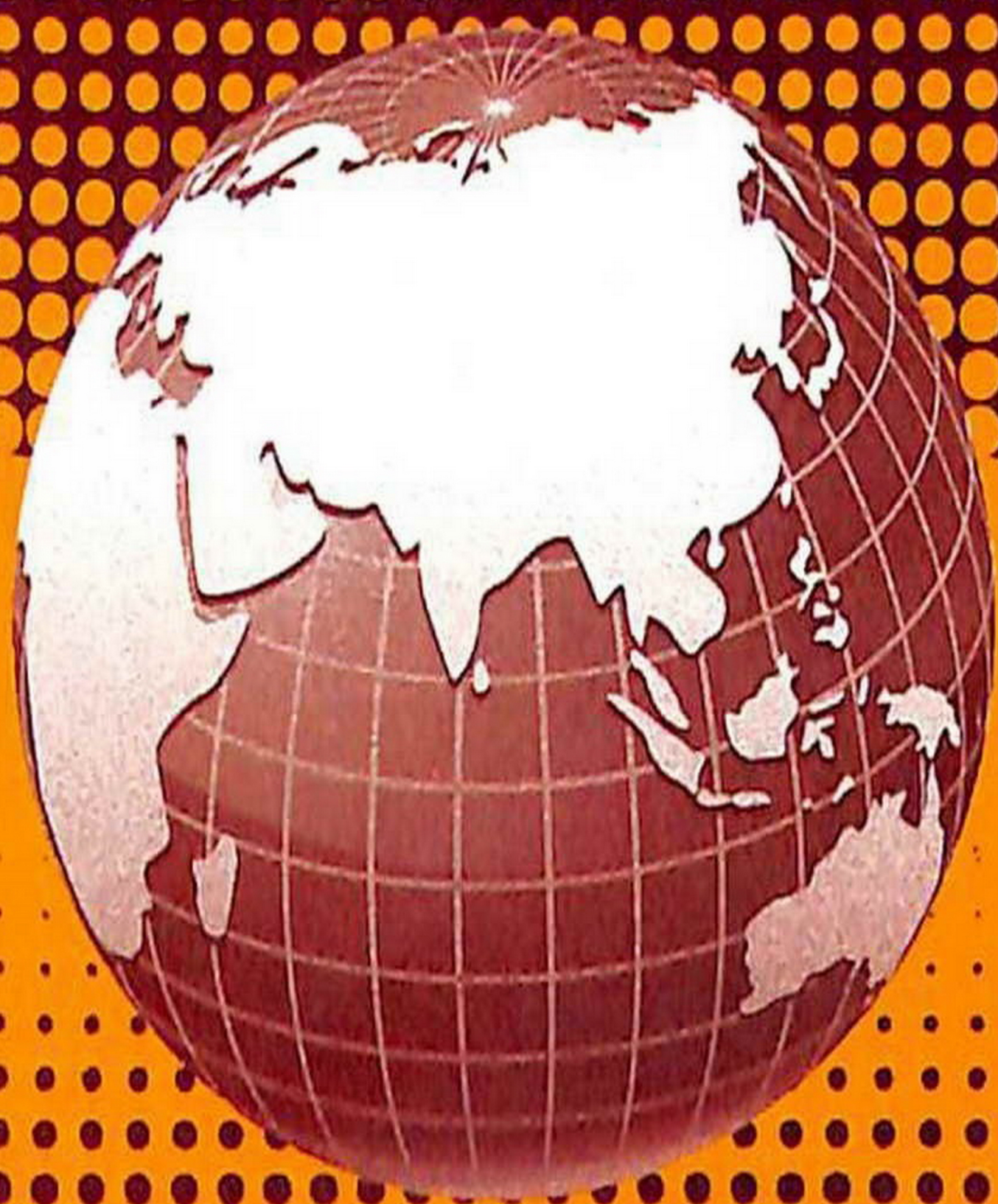


ՀՄՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական
գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԿՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԵԴԵՐԱՆ

Ա. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Դոլուխանովա, Թ. Շ. Թաթևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան (խմբագրի տեղակալ), Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Է. Հ. Հարությունյան (պատ. քարտուղար), Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան:

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. А. Габриелян (ответ. редактор), А. Т. Асланян, А. Б. Багдасарян, Г. П. Багдасарян, Н. И. Долуханова, А. Е. Кочарян, А. И. Месропян, С. С. Мкртчян, Т. Ш. Татевосян, Э. А. Хачатурян (зам. редактора), Э. А. Арутюнян (ответ. секретарь), Н. Г. Мелик-Мурадян.

СТРАТИГРАФИЯ

В. Т. АКОПЯН

К СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АРМЕНИИ

На Малом Кавказе самые нижние горизонты мела известны лишь в юго-восточной Армении и в сопредельных ей некоторых пунктах Азербайджанской ССР.

Самым древним членом нормально-осадочного разреза нижнего мела предыдущими исследователями считался верхний баррем. М. С. Эристави и В. Л. Егоян [14] предполагали, что в низах карбонатной толщи присутствует также нижний баррем.

Подстилающую эти отложения вулканогенную толщу одни исследователи [4, 5, 12] относили к титонскому ярусу, считая, что валанжин, готерив и нижний баррем отсутствуют, а другие [6, 7, 8, 13] — к валанжин-готериву, отрицая присутствие отложений нижнего баррема.

В результате детального изучения нижнемеловых отложений юго-восточной Армении получены новые данные, согласно которым устанавливается непрерывное осадконакопление от верхней юры до баррема включительно, что хорошо наблюдается в районе Кызылдашского перевала, у с. Арцваник и на других участках развития нижнемеловых отложений.

Карбонатные отложения неокома подстилаются мощной (1000—1200 м) толщей вулканогенных пород, представленных различными порфиритами, туфами, туфобречкнями и туфоконгломератами с линзами и прослоями известняков [1]. Из линз известняков, подчиненных нижней части толщи, известна фауна нижнего титона (г. Тапа-сар, хр. Инджабел): *Diceras speciosum* Münster., *Matheronia salevensis* Favre, *Pteroceras wimmisensis* Roll., *Phaneroptyxis renevieri* Log., и др. (определение В. Ф. Пчелинцева). В линзе известняков средней части вулканогенной толщи, на гребне между вершинами гг. Кяки и Аламлу встречается уже верхнетитонская *Itieria rugifera* Zitt.*. Из верхов линзы известняков (г. Адгжиган), подчиненной уже верхней части толщи, были найдены нижневаланжинские гастроподы (*Triptyxis belbekensis* Pšel. и др.).

Таким образом, образование вулканогенной толщи охватывает не только титон, а также нижний валанжин.

* Здесь и далее при отсутствии ссылок при приведении фауны, последняя определена автором под руководством В. Ф. Пчелинцева, Н. П. Луппова и В. П. Ренгартена.

Самые верхи вулканогенной толщи в районе Кызылдашского перевала представлены туфоконгломератами и туфопесчаниками с частыми прослоями известковистых песчаников и известняков с фауной нериней [*Nerinea alizadei* К. Алиев (in litt.)]. Выше они совершенно согласно сменяются брекчиевидными известняками нижней части карбонатной толщи неокома, в низах которого у с. Агарак были найдены валанжинские формы: *Diozoptyxis marcoui* d'Orb., *D. valdensis* Pict. et Camp., *Nerinea renngarteni* Pčel. и др. Однако, учитывая, что эти известняки подстилаются вулканогенными породами с фауной нижнего валанжина (*Triptyxis belbekensis* Pčel.), следует известняки относить к верхнему валанжину и исключить возможность присутствия в низах карбонатной толщи нижнего валанжина.

Таким образом, указанная вулканогенная толща должна быть отнесена к титону — нижнему валанжину.

Вышележащая свита известняков неокома в восточной части Кафанского района протягивается от хр. Сусан-даг в СЗ—С направлении через сс. Агарак, Ужанис, Могес, Арцваник до района с. Давид-Бек (Зейва). Почти всюду нижняя часть свиты выражена брекчиевидными известняками, а верхняя часть — окремненными розоватыми-красноватыми известняками, которые отличаются как по литологическому составу, так и по содержащейся в них фауне.

Исходя из этого можно упомянутую свиту известняков разделить на две подсвиты: агаракскую (нижняя) и кармирванкскую (верхняя) подсвиты.

У с. Агарак наблюдается следующий восходящий разрез свиты известняков неокома, залегающих на фиолетово-серых плагиоклазовых порфиритах титона — нижнего валанжина:

1. Светлосерые, плотные, слабо песчанистые известняки. Мощн. 0,3 м.

2. Чередующаяся пачка желтоватых мелкозернистых песчаников и конгломератов Мощн. 4 м.

3. Мощная пачка желтовато-серых мелкозернистых брекчиевидных известняков с богатой фауной гастропод, рудистов и других пелеципод.

Из нижней части пачки были определены: *Diozoptyxis marcoui* d'Orb., *Dioz. valdensis* Pict. et Camp., *Nerinea renngarteni* Pčel., *Requienia gryphoides* Math., *Monopleura* sp., *Protocardia* sp.

Из средней части пачки были собраны: *Cyprina bernensis* Ieum. var. *lata* Mordv., *Protocardia* ex gr. *imbricata* Ieum., *Requienia ammonia* Goldf., *R. gryphoides* Math., *R. cf. triangularis* Math., *Monopleura sulcata* Math., *M. imbricata* Math., *M. cf. rugosa* Math., *Pachytraga kafanensis* Renn., *Natica* sp. (cf. *karakaschi* Pčel.), *Nerinea renngarteni* Pčel., *Panopaea* sp., *Protocardia* sp., *Pecten* sp. (первые две формы определены Т. А. Мордвилко).

В верхней части пачки встречаются единичные экземпляры такой же фауны, которая известна из средней части. Мощн. 140—150 м.

4. Розовато-серые, местами желтоватые, мелко- и среднезернистые, песчанистые и чистые известняки.

В 1,5 км к востоку от с. Агарак, на тропинке, ведущей к с. Емазлу, в красноватых известняках средней части этой пачки были встречены: *Astieria elegans* Kar., *Barremites compense* Kil., *Latidorsella crassidorsata* Kar., *Protetragonites auctum* Tr., *Belbekella multifomis* Roem. var. *rotundicosta* Jac. et. Fall., *Lacunosella malbosi* Pict. var. *tenuicostata* Noutz., *Lac. malbosi* Pict. var. *biasalensis* Mois., *Terebratulula moutoniana* d'Orb., *Ter. acuta* Quenst., *Ter. cf. ernesti* de Lor., *Nucleata hippopus* Roem. Мощн. 120—130 м.

5. Южнее с. Егварт породы п. 4 перекрываются отложениями (песчаники, известняки, туфопесчаники и туфобрекчии) апта.

Все аммониты из п. 4 указывают на барремский возраст пачки, а из них *Astieria elegans* Kar. характеризует нижний баррем. Состав фауны показывает, что горизонт с вышеупомянутыми аммонитами соответствует арцваникскому нижнебарремскому аммонитовому горизонту (см. ниже).

Из п. 4 другими исследователями [6, 7] приводится также следующий список аммонитов: *Hemitetragonites* cf. *crebrisulcatus* Uhl., *Costidiscus recticostatus* d'Orb. var. *plana* Kil., *Macroscaphites yvani* Puz., *Silesites seranonis* d'Orb., *Barremites* sp. (ex gr. *hemiptychus* Kil.), *Holcodiscus* ex gr. *gastaldi* d'Orb. Интересно отметить, что последний вид выше нижнего баррема не поднимается, тогда как второй, третий, четвертый и пятый виды являются верхнебарремскими. Совместное нахождение этих форм может быть объяснено двузначно: 1) Возможно, что все указанные аммониты происходят из нижнебарремского аммонитового горизонта. В этом случае наличие в списке верхнебарремских аммонитов следует рассматривать как результат плохой сохранности фауны и заранее предвзятого предположения о верхнебарремском возрасте всей толщи известняков. 2). Возможно, что в районе с. Агарак существует второй, верхнебарремский горизонт аммонитов. Однако, согласно данным В. П. Ренгартена, А. Г. Халилова и автора, в барреме Кафанского района имеется только один аммонитовый горизонт.

Для окончательного разрешения данного вопроса нужны дополнительные данные.

Ввиду согласного перекрывания фаунистически охарактеризованными отложениями апта, верхнюю часть п. 4 нужно относить к верхнему баррему. Встреченные в этой пачке брахиоподы не противоречат ее барремскому возрасту.

Нижележащие пачки агаракского разреза имеют более древний, чем баррем возраст, что подтверждается и содержащейся в них фауной. Так, встреченные в нижней части п. 3 гастроподы *Diozoptyxis marcoui* d'Orb., *Dioz. valdensis* Pict. et Camp., *Nerinea renngarteni* Pchel. несомненно указывают на валанжинский возраст включающих их пород, а найденные из этой же пачки *Cyprina bernesis* Leym. var. *lata*

Mordv. известна из готерива Северного Кавказа и Доно-Медведицких поднятый, *Protocardia ex gr. imbricata* Le y m. — из готерива и баррема. Исходя из этого и учитывая то обстоятельство, что пп. 1—3 подстилаются вулканогенной толщей титона-нижнего валанжина и согласно перекрываются известняками нижнего баррема, агаракской подсвите (пп. 1—3) необходимо приписать верхневаланжинский—готеривский возраст. Указанному возрасту не противоречат также следующие формы, фигурирующие в списках фауны В. П. Ренгартена и А. Г. Халилова из упомянутой подсвиты: *Cyprina bernensis* Le y m. (валанжин-готерив), *Gervillia alaeformis* d'Or b. (готерив-апт), *Exogyra minor* Co q. (готерив-апт), *Lima cf. carteroniana* d'Or b. (готерив-апт), *Limatula tombecki* d'Or b. (готерив-апт), *Cardium cottaldinum* d'Or b. (валанжин-апт),

В списках указанных исследователей встречаются также *Cyprina cf. sedgwicki* W a l. (апт), *Cardium cf. landeronense* Lo g. (нижний баррем), *Trigonia vectiana* L y c. (баррем-апт), *Cucculea glabra* Pa r k. var. *fibrosa* So w. (баррем-апт), которые на Малом Кавказе, повидимому, имеют более широкое стратиграфическое распространение, чем в Западной Европе.

Интересной является находка М. С. Эристави и В. Л. Егояном [14] в низах толщи известняков у с. Агарак новых видов *Requienia cornusimilis* E g o i a n (in litt.), *R. costellata* E g o i a n (in litt.), которые по их мнению, являются филогенетически более древними, чем типичные ургонские виды этого же рода.

Относительно присутствия ургонских рудистов в толще верхнего валанжина-готерива будет сказано ниже.

Лучшие обнажения свиты неокома встречаются у с. Арцваник. В 2,2 км к северо-востоку от этого селения на южном склоне высоты 1674,0 разрез свиты известняков неокома представлен следующим образом (снизу вверх):

1. На фиолетовых порфиритах титона—нижнего валанжина согласно налегает пачка серо-зеленоватых, тонкослоистых песчанистых известняков с отдельными мелкими зеленоватыми включениями. Мощн. 3,5 м.

2. Чередование тонкослоистых (по 3—7 см) серых плотных мергелей и песчаников. Мощн. 10 м.

3. Серо-розоватые, среднезернистые известковые песчаники. Мощн. 8 м.

В самой верхней части пачки 3, в 1 км к ЮЗ от этого места, на участке Кер-кар (восточнее с. Арцваник) оказалась богатая, но однородная фауна, среди которой Т. А. Мордвилко была определена *Trigonia longa* A g a s.

4. Серые брекчиевидные—оолитовые известняки с *Requienia gruphoides* M a t h., *Monopleura sulcata* M a t h., *Cyprina* sp., *Protocardia* sp., *Natica* sp., *Nerinea* sp., *Terebratula acuta* Q u e n s t. Мощн. 17 м.

5. Серые, среднеслоистые (по 10—15 см), плотные, мелкозернистые известняки. Мощн. 12 м.

6. Слабо брекчиевидные, среднеслоистые известняки серого цвета. Мощн. 7 м.

7. Брекчиевидные—оолитовые тонкослоистые известняки серого цвета. Мощн. 5 м.

8. Серые, мергелистые, тонкослоистые известняки. Мощн. 7 м.

9. Брекчиевидные, серые, местами слабо мергелистые известняки. В средней части пачки встречена следующая фауна: *Requienia gryphoides* Math., *Monopleura* sp., *Nerinea* sp., *Natica* sp.

В верхах пачки имеется слой известняка, переполненный крупными гастроподами из родов *Natica* и *Nerinea* (которые остались необработанными). Мощн. 80 м.

10. Многократное чередование брекчиевидных серых и розовато-серых мелкозернистых известняков. Мощн. 36 м.

11. Пачка розовато-серых крупнозернистых известняков с мелкими включениями зеленоватых пород. Встречаются *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp. Мощн. 22 м.

12. Среднеслоистые (по 15—20 см) светлосерые—розоватые средне- и крупнозернистые, слабо песчанистые известняки. Мощн. 62 м.

13. Пачка розовато-серых тонкослоистых мелкозернистых известняков с кремнистыми стяжениями. В верхней части пачки имеется слой (мощностью 10—15 см) красноватого известняка с богатой фауной аммонитов, брахиопод и плохой сохранности белемнитов и морских ежей. В этом слое на высоте с отм. 1674.0 и у развалин монастыря „Кармир ванк“ (в 1,6 км к СВ от с. Арцваник) среди наших сборов оказались: *Holcodiscus perezi* d'Orb., *H. geronimae* Herm., *H. cf. sophonisba* (Coq.) Sayn., *Astieria elegans* Kar., *Pulchellia nicklesi* Hyatt, *P. sauvageai* Herm., *P. changarnieri* Sayn., *P. compressissima* d'Orb., *P. armenica* sp. nov., *Barremites falloti* Kil., *B. falloti* Kil. var. *artzvanica* var. nov., *B. psilotatus* Uhl., *B. charrieri* d'Orb., *B. compense* Kil., *B. difficile* d'Orb., *B. cf. difficile* d'Orb., *B. subdifficile* Kar., *B. cf. parandieriforme* Kil., *B. tenuicinctus* Sar. et Schönd., *Latidorsella crassidorsata* Kar., *Salfeldiella milaschewitschi* Kar., *Phylloporoceras* sp., *Costidiscus* aff. *binodosus* Kulj.—Vor., *Protetragonites auctum* Tr., *Crioceras* cf. *dissimile* d'Orb., *Crioceras* (*Leptoceras*) cf. *pumilum* Uhl., *Hamulina* cf. *subcincta* Uhl., *Toxoceras* sp., *Belemnites* sp., *Rhynchonella eichwaldi* Kar. var. nov. (Noutz.) juv., *Terebratula moutonianna* d'Orb. М. С. Эристави и В. Л. Егояном [14] из этого же слоя наряду с другими формами указываются также *Phylloceras* cf. *infundibulum* d'Orb., *Puzosia neumayri* Haug, *Puz. pontica* Kar., *Rhynchonella* (*Lacunosella*) *malbosi* Pict., *Terebratula acuta* Quenst. Мощн. 23 м.

Верхние горизонты неокома более полно представлены у развалин „Кармир ванк“, где за п. 13 следуют:

14. Пачка чередующихся тонкослоистых (по 1—5 см) серых мелкозернистых, песчанистых известняков и неплотных известковистых песчаников. Мощн. 4,5 м.

15. Тонко- и среднеслоистые (по 5—15 см), серые и розоватые-известняки с стяжениями кремня. Мощн. 45—50 м.

16. Туфопесчаники, туфоконгломераты и туфобрекчии апта, слагающие перевальную часть водораздела между г. Зивинкерц (1717.0) и г. Кызыл-ванк (1760.0).

Далее к востоку, на западном склоне г. Кызыл-ванк, породы п. 16 срезаются нарушением, за которым повторяется только что описанный разрез (от п. 9 до п. 15 включительно), слагающий г. Кызыл-ванк. У вершины этой горы был встречен арцваникский аммонитовый горизонт с такой же фауной, что у развалин „Кармир-ванк“.

В туфопесчаниках, перекрывающих барремские известняки у с. Могес, геологом П. Л. Епремяном был найден характерный нижне-аптский *Chelonicer as albrechti—austriac* Н о h. (определение М. С. Эристави).

Возраст пачки 13 хорошо устанавливается как нижний баррем. Среди определенных из нее форм *Holcodiscus perezi* d'Orb. и *Pulchellia compressissima* d'Orb. являются руководящими формами для нижнего баррема средиземноморской провинции, *Astieria elegans* К а г. характерна для нижнего баррема Крыма и Кавказа, *Pulchellia sauvageau* Н е r m. и *Holcodiscus geronimae* Н е r m. описаны из нижнего баррема Алжира и Испании, *Crioceras dissimile* d'Orb. широко распространен в нижнем барреме Западной Европы. Остальные все аммониты встречаются как в нижнем, так и в верхнем барреме, за исключением *Phylloceras* (*Phylloporachyceras*) cf. *infundibulum* d'Orb. (готерив-баррем).

Среди вышеприведенной фауны нет ни одной характерной верхнебарремской формы.

Присутствие руководящих зональных форм не оставляет сомнений о нижнебарремском возрасте п. 13 (зона с *Pulchellia compressissima* и *Holcodiscus caillaudi*).

Встреченные в пачке 13 плеченогие, хотя имеют более широкое стратиграфическое распространение, но встречаются и в нижнем барреме и не противоречат такому возрасту включающих их пород.

Вышележащие пп. 14 и 15 следует отнести к верхнему баррему, ввиду согласного перекрывания фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего апта.

Фауна п. 3 указывает на готерив, так как *Trigonia longa* А g а s. известна из готерива Швейцарии (тип), Крыма, северо-западного Кавказа и из валанжин-готерива Франции.

Граница готерива и баррема нами условно проводится между агаракской (пп. 1—10) и кармирванкской (пп. 11—15) подсвитами.

Согласное налегание агаракской подсвиты на вулканогенную толщу титона—н. валажнина и наличие в низах подсвиты к СВ от с. Арцваник прослоев туфопесчаников и туфоконгломератов указывают на отсутствие перерыва в осадконакоплении между образованиями вулканогенной и карбонатной толщ. Ясно, что даже лишь на основании стратиграфического положения (между нижним валанжином и ниж-

ним барремом) агаракскую подсвиту следует отнести к верхнему валанжину-готериву, что подтверждается также фауной, найденной в ней. На присутствие валанжина указывают *Diozoptyxis valdensis* Pict. et Camp., *Dioz. marcoui* d'Orb., *Nerinea renngarteni* P & E. На готерив указывают *Trigonia longa* Agass., *Cyprina bernensis* Leym. var. *ata* Morg. v. и др. *Cyprina bernensis* Leym. известна из валанжина и готерива. Остальные же двустворчатые и плеченогие, имея широкое стратиграфическое распространение, не противоречат этому возрасту.

На первый взгляд указанный возраст является неожиданным для рудистов (*Requienia gryphoides* Math., *R. ammonia* Goldf., *Monopleura sulcata* Math., *M. urgonensis* Math., *M. imbricata* Math., *M. cf. rugosa* Math. и др.), известных из ургонской фации (верхний баррем—нижний апт) Франции и других областей Зап. Европы. Именно на основании этой фауны предыдущие исследователи [5, 6, 7, 9, 10, 11, 13] всю карбонатную свиту относили к верхнему баррему. Однако значительно низкое стратиграфическое положение пачек с рудистами по отношению отложений нижнего баррема, показывает, что слои с рудистами не только не могут быть верхнебарремскими, а безусловно древнее баррема, о чем свидетельствует также встреченная вместе с рудистами фауна верхнего валанжина-готерива.

Следовательно можно сделать заключение, что рудисты ургонского типа имеют более широкое стратиграфическое распространение и приурочены не к определенному возрасту, а к определенной фации.

В пределах юго-восточной Армении они приурочены, в основном, к зоогенным брекчиевидным известнякам верхнего валанжина-готерива, а в барреме не встречаются по причине отсутствия соответствующей фации. Лишь на вершине г. Ханага в верхней части барремской (Кармирванкской) подсвиты появляются брекчиевидные—зоогенные известняки, из которых и происходят, указанные В. П. Ренгартеном, рудисты: *Requienia gryphoides* Math., *Monopleura urgonensis* Math., *M. cf. sulcata* Math., *Agria marticensis* d'Orb. и др.

Вышеуказанные рудисты распространены в ургонской фации Грузии и Северного Кавказа. Ургон же Грузии охватывает весь баррем [14].

Интересной является также находка сотрудницы среднеазиатской экспедиции ВСЕГЕИ Т. Н. Богдановой в 1956 г. ургонских рудистов (*Requienia gryphoides* Math. и др.) в готериве Копет-дага, которые оказались совершенно сходными с экземплярами этого вида Армении. Вышеуказанным также подтверждается представление о широком стратиграфическом распространении нижнемеловых рудистов в восточной части средиземноморского бассейна.

Интересно отметить, что в Зап. Европе в ургонской фации вместе с рудистами встречаются также гастроподы: *Nerinea chamousseti* d'Orb., *Diozoptyxis coquandi* d'Orb. и другие, отсутствующие в зоогенных известняках агаракской подсвиты, где в ассоциации с рудистами появляются уже другие гастроподы и пелециподы. Изменение комплекса

фауны показывает, что зоогенные известняки указанной подсвиты все же отличаются от типичных ургонских известняков.

Некоторыми исследователями [13] из агаракской подсвиты указываются также *Nerinea archimedi* d'Orb. и *N. vogdtiana* Mort., известные из ургонской фации Зап. Европы. Присутствие их в этой подсвите, подобно рудистам, может быть объяснено их приуроченностью к определенным фациям. Возможно также, что они все же отличаются от типичных западноевропейских представителей этих видов. Для такого допущения мы исходили из того факта, что в наших сборах эти виды вообще отсутствуют, а вместо их были найдены экземпляры, на первый взгляд очень сходные с *Nerinea archimedi* d'Orb. и *N. vogdtiana* Mort., но при тщательном изучении как внешнего, так и внутреннего строения, они выявили значительные отличия от упомянутых форм и, повидимому, представляют новый вид.

Обращаясь к вопросу возраста известняков г. Кызыл-ванк (1760.0) нужно отметить, что нет оснований считать их аптскими [14], так как фациальный характер и состав фауны не оставляет сомнения об их идентичности с арцваникскими известняками. Высокое гипсометрическое положение первых по отношению ко вторым объясняется наличием между ними нарушения северо-западного простирания, проходящей по ядру второстепенной антиклинальной складки.

У дома отдыха Кызыл-даш в низах брекчиевидных известняков, согласно налегающих на вулканогенную толщу титона-нижнего валанжина, встречается обычная для агаракской подсвиты фауна: *Requienia gryphoides* Math., *M. cf. sulcata* Math., *Natica* sp., *Terebratula* sp. Кармирванкская подсвита здесь размыта эрозией.

У с. Давид-Бек отложения неокома собраны в синклинальную складку, в ядре которой расположено упомянутое селение. Наличие этой синклинали заслуживает быть подчеркнутым, так как именно к ее ядру приурочены отложения апта, развитые севернее с. Давид-Бек, у с. Могес и в районе с. Егварт. Северо-западнее с. Давид-Бек на левом склоне р. Кашуни наблюдается следующая последовательность пород (снизу вверх):

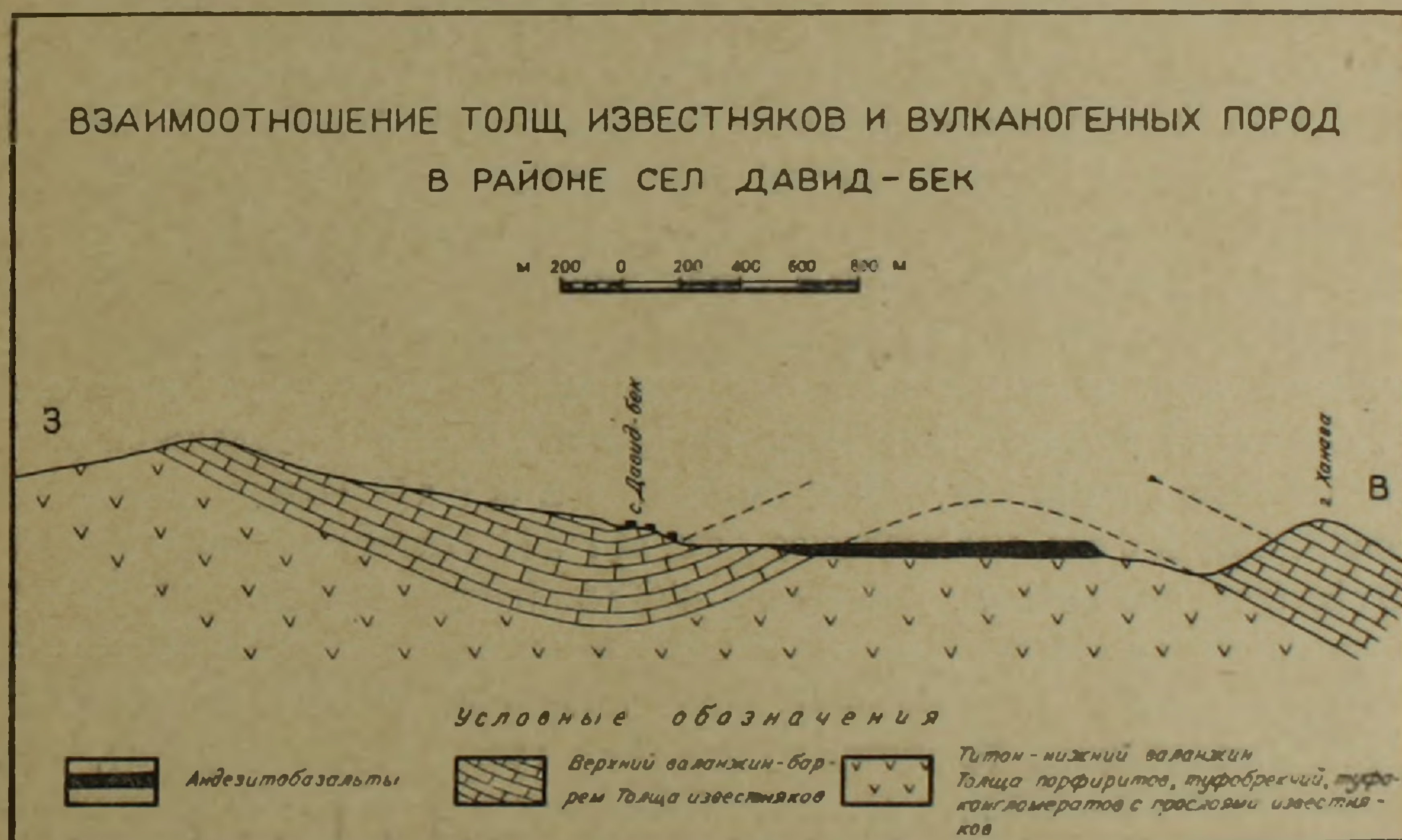
1. Брекчиевидные серые и розоватые известняки. Из них В. П. Ренгартен указывает: *Agria marticensis* d'Orb., *Monopleura* sp., *Pecten* sp., *Lima* sp. Эта часть карбонатной толщи соответствует агаракской подсвите.

2. Чередование серых, розоватых и красноватых тонко- и средне-слоистых окремненных известняков, в верхней части которых имеется маломощный (0,2—0,3 м) слой с *Barremites* sp., *Belemnites* sp., *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp. Указанный слой, повидимому, соответствует арцваникскому горизонту аммонитов, а окремненные известняки—кармирванкской подсвите (баррем).

Выше местность задернована, а затем обнажаются туфопесчанки апта с характерной фауной: *Chelonicerias martini* d'Orb. var. *caucasica* Anth., *Salfeldiella guettardi* Raspl. и др.

Точно такой же разрез наблюдается на г. Ханага, только с той разницей, что на вершине указанной горы в верхней части свиты розовато-красноватых окремненных известняков появляются брекчиевидные известняки с фауной рудистов.

В литературе [4, 5] существует мнение о том, что зейвинские известняки, под которыми подразумеваются вышеописанные известняки района сс. Агарак, Арцваник, Кызыл-даш, образуют крупную линзу в верхнеюрской (титонской) вулканогенной толще и вместе с ней уходят под ханагинские (верхнебарремские, по их мнению) известняки. Как было отмечено выше, в зейвинской толще известняков обнаружена характерная валанжинская, готеривская и барремская фауна, что исключает ее титонский возраст. Что касается взаимоотношения зейвинских и ханагинских известняков, то следует указать, что первые не подстилают вторые, как допускалось некоторыми исследователями, а соответствуют им по возрасту. Они расположены на противоположных крыльях антиклинальной складки над вулканогенной толщей титона—нижнего валанжина (фиг. 1).



Фиг. 1.

Это подтверждается также идентичностью фаций и составом фауны. При этом устанавливается, что нижняя часть ханагинских известняков соответствует агаракской подсвите (верхний валанжин-готерив), а верхняя часть—кармирванкской подсвите (баррем).

На водоразделе рр. Халадж и Кашуни (Чай-Зами), у тропы Антарашат—Танзавер на изолированной вершине (1992.8) имеется останец зоогенных, брекчиевидных, серых известняков, залегающий на тапасардагской вулканогенной толще и содержащий фауну урганского облика: *Requienia gryphoides* Math., *Monopleura urgonensis* Math., *M. varians* Math. и др. Эти известняки соответствуют агаракской подсвите.

Известняки неокома имеют небольшое развитие в бассейне верхнего течения р. Кашуни. Западнее с. Агвани в средней части толщи известняков геологом П. Л. Епремяном был найден барремский аммонит *Barremites psilotatus* Uhl. (определение Н. П. Луппова), известный также из арцванинского горизонта аммонитов. Описываемые известняки (мощн. 170—200 м) подстилаются тапасардагской вулканогенной толщей и трансгрессивно перекрываются окузаратской вулканогенной толщей верхнего апта—альба (?). Возможно, что кроме баррема здесь присутствуют также более глубокие горизонты неокома, для которых достаточное место остается в нижней части толщи известняков.

К неокому следует отнести известняки вершин гг. Кяпаз (2075,3) и Уюги хут (1917,5), согласно залегающие на толще вулканогенных пород титона—нижнего валанжина.

Толща известняков неокома развита также в западной части описываемого района, на вершинах гг. Карентак, Комбах (2971,0), Хуступ и в виде узкой полосы на западном склоне Хуступ-Чимянского хребта (сс. Шишкерт-Гучулу и севернее от последнего). Эти известняки являются эквивалентными известнякам восточной части района и подобно последним должны быть отнесены к верхнему валанжину—баррему. Указанные известняки подстилаются Хуступ-Чимянской вулканогенной толщей (титон—нижний валанжин).

Восходящий разрез известняков г. Карентак (находящейся в 6 км к ЮЗ от г. Кафан) имеет следующий вид:

1. На фиолетовых плагиоклазовых порфиритах Хуступ-Чимянской толщи согласно налегает пачка темносерых толстослоистых известняков с богатой фауной: *Belbekella multiformis* Roem. (валанжин-апт), *B. multiformis* Roem. var. *castellanensis* Jac. et Fall. (готерив-баррем), *B. multiformis* Roem. var. *ardescica* Jac. et Fall. (готерив-баррем), *B. lata* d'Orb. (готерив-апт), *B. renauxiana* d'Orb. (готерив-баррем), *B. kiparisoensis* Mois. (готерив), *B. aff. gilleroni* Pict. (готерив-баррем), *B. gibbsiana* Sow. (неоком-апт), *Rhynchonella* cf. *valangiensis* de Lor. (верхний валанжин), *Terebratula acuta* Quenst. (готерив-баррем), *Ter. sella* Sow. (готерив-баррем), *Ter. aff. salevensis* Lor. (готерив-баррем), *Ter. cf. valdensis* de Lor. (валанжин), *Ter. valdensis* de Lor. var. *kentugajensis* Mois. (баррем).

Из верхней части пачки были определены: *Neitheia* ex. gr. *N. daghestanensis* Renng. (готерив-баррем, определение Т. А. Мордвилко), *Rhynchonella* aff. *globulosa* Pict. (верхний неоком Западной Европы), *Belbekella kiparisoensis* Mois., *B. renauxiana* d'Orb., *Terebratula acuta* Quenst. Мощн. 13 м.

2. Светлосерые мелкозернистые плотные известняки. Мощн. 27 м.

3. Темносерые известняки с *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp. Мощн. 24 м.

4. Среднезернистые известняки темносерого цвета с *Rhynchonella* sp. Мощн. 28 м.

5. Темносерые, мелкозернистые известняки с крупными брекчиевидными органогенными включениями. Мощн. 5 м.

Вышележащие слои размыты.

Фауна п. 1 указывает на неокомский возраст известняков. Некоторые виды из них (*Rhynchonella* cf. *valangiensis* de Lor., *Belbekella kiparisoensis* Mois., *Terebratula* cf. *valdensis* de Lor.) известны только из валанжина и готерива Западной Европы, Крыма, Грузии и Копет-дага*.

Сравнительно полным является разрез известняков г. Хуступ. В темносерых сильно рассланцованных известняках вершины упомянутой горы В. П. Ренгартеном были найдены *Exogyra subsinuata* Leym., а С. С. Мкртчяном — *Alectryonia* (*Arctostrea*) *rectangularis* Roem. (определение В. П. Ренгартена) [3]. Среди нашего сбора из этой пачки Т. А. Мордвилько определила: *Alectryonia rectangularis* Roem. (валанжин-апт), *Neithea* ex gr. *N. daghestanensis* R'eng. (готерив-баррем). Встречаются также деформированные *Rhynchonella* sp. (cf. *lata* d'Orb.), *Terebratula* sp., морские ежи и др. Упомянутая фауна указывает на неокомский возраст известняков.

Отсутствие в карбонатной толще неокома западной части района руководящих форм не дает возможности подразделить данную толщу на отдельные ярусы.

Согласно данным А. Г. Халилова [13] фациальный характер и состав фауны не оставляют сомнения в том, что в соседних районах Азерб. ССР к нижней (агаракской) подсвите относятся вся карбонатная часть разрезов сс. Пирчеван, Кечикли, Сеидляр и др., а также нижняя большая часть толщи известняков разрезов г. Гартыз и с. Керджаланлы. Мощность агаркской подсвиты у г. Пирчеван составляет 90 м. Повидимому к указанной подсвите относятся также брекчиевидные известняки г. Бартаз, из которых Г. А. Алиев [2] указывает: *Requienia* cf. *ammonia* Goldf., *R.* cf. *gryphoides* Math., *Natica javaschovi* Toul., *Terebratula acuta* Quenst.

Верхняя (кармирванкская) подсвита окремненных красноватых-розоватых известняков по данным А. Г. Халилова хорошо развита в районах с. Керджаланлы, г. Гартыз и др. Местами они полностью размыты последующими трансгрессиями.

Надо отметить, что в нижней части толщи известняков неокома с. Аликулиушаги К. Н. Паффенгольцем был найден коралл *Thamnastraea tentagarensis* Dietrich., а А. Г. Халилов из этой толщи указывает *Smilotrochus striatus* Eichw., *Stylomeandra* aff. *regularis* From., *Cyclolites* aff. *intumescens* Tr., которые известны из готерива и противоречили верхнебарремскому возрасту включающих их пород.

* Благодаря любезности сотрудницы ВСЕГЕИ С. В. Шматковой, мы имели возможность сравнить нашу коллекцию брахиопод с ее коллекцией из готерива Копет-дага и убедиться в большом их сходстве. Интересно также, что сходными оказались и фауны, содержащие эту фауну.

Установление верхневаланжин-готеривского возраста агаракской подсвиты согласуется с указанными данными.

Заканчивая описание отложений неокома следует также привести некоторые новые данные, позволяющие установить наличие образований верхней части нижнего мела в северо-западной части описываемого района.

На водоразделе рр. Воротан и Кашуни (хр. Окузарат), севернее сс. Агвани и Малдаш и в районе сс. Тандзатап и Татев развита довольно мощная (300 м) трансгрессивная вулканогенная толща, представленная туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками с прослоями песчаников и потоками различных порфиритов. В некоторых участках в основании толщи встречаются маломощные пачки известковистых песчаников и известняков, которые не выдержаны и по простиранию быстро выклиниваются.

Являясь трансгрессивной, эта (окузаратская) толща налегает на разные горизонты подстилающих пород от баррема до вулканогенных образований верхней юры включительно.

На южном склоне г. Навчалу (1943,0) наблюдается следующий восходящий разрез описываемой толщи:

1. Базальные конгломераты, налегающие на размытую поверхность темносерых, плагиоклазовых порфиритов и туфобрекчий толщи титона-нижнего валанжина, а к СЗ от с. Агвани—на известняки баррема. В зеленоватом цементе встречаются обломки белемнитов. Мощн. 5 м.

2. Тонкослоистые, мелкозернистые, серо-розоватые известняки, в нижней части которых встречаются *Belemnites* sp., *Belbekella* cf. *multiformis* Roem., *Terebratula* sp. Мощн. 30 м.

К западу мощность пачки известняков уменьшается и в 1 км к СЗ от с. Агвани они выклинаваются.

3. Пачка крупнозернистых, известковистых, серых песчаников. Мощн. 25 м.

4. Зеленовато-серые, грубозернистые туфопесчаники. Мощн. 15 м.

5. Поток серых порфиритов с порфировыми выделениями плагиоклазов и пироксенов, который не выдержанный и по простиранию замещается туфобрекчиями и туфоконгломератами. Мощн. 15—20 м.

6. Зеленовато-серые, крупнозернистые туфопесчаники с прослоями туфоконгломератобрекчий, выходы которых наблюдается на дороге Горис—Татев.

7. Выше от указанной дороги, на привершинной части г. Навчалу имеется маломощный слой (5—6 м) зеленовато-розоватых крупнозернистых известковистых песчаников с примесью туфогенного материала. Среди фауны из этого слоя оказались: *Salfeldiella guettardi* Raspr., *Belemnites* sp., *Terebratula* sp.

8. Туфоконгломератобрекчии с гальками и обломками различных порфиритов, песчаников и др. пород.

Вышележащие слои здесь размыты. Они обнажаются западнее, в

районе Окузаратского перевала, где туфоконгломератобрекчии пачки 8 имеют зеленоватый цвет, а гальки представлены мандельштейновыми (миндалины выполнены кальцитом), зеленоватыми и серыми плагиоклазовыми порфиритами, туффитами, серыми известняками. Мощн. 50—60 м.

9. Выше, породы пачки 8 сменяются потоком светлосерых плотных, плагиоклазовых порфиритов, слагающих склоны высоты с отметкой 2094,0. Мощн. 40—50 м.

10. Мелкозернистые, желтоватые туфопесчаники и туффиты. Мощн. 8—10 м.

К северу—северо-западу от с. Малдаш в верхах разреза развиты плагиоклазовые серые порфириты (на выс. 2127.0 и западнее от нее).

Окузаратская вулканогенная толща перекрывается (на г. Чурчур, северо-восточнее с. Татев на выс. с отм. 1756.8) трансгрессивной туронской толщей карбонатных пород с прослоями туфогенных образований.

Найденный в пачке 7 аммонит *Salfeldiella guettardi* R a s p. известен из верхнего апта и нижнего альба, но скорее всего характеризует верхний апт (Грузия, Дагестан, юго-восточная Армения—с. Давид-Бек и др.).

Встреченная в пачке 2 *Belbekella* cf. *multiformis* R o e m. (валанжин-апт) не противоречит верхнеаптскому возрасту включающих пород.

Следует отметить, что вулканогенный характер имеет верхний апт также в восточной части Кафанского района (сс. Агарак, Давид-Бек и др.) и сопредельных ему частях Азербайджанской ССР.

Учитывая значительную мощность вышеописанной вулканогенной толщи можно допустить возможность присутствия в верхах ее альба, что подтверждается и региональными данными, согласно которым вулканогенные образования альба развиты и в Мартунинском прогибе (район сс. Дашкенд, Сызнек, Сарушен, г. Степанакерт), на г. Гартыз [13], у с. Аликулиушаги [5].

Таким образом, окузаратскую вулканогенную толщу, трансгрессивно залегающую на барремские и более древние отложения, а также трансгрессивно перекрываемой образованиями турона и содержащей в средней части верхнеаптскую фауну, необходимо относить к верхнему апту-альбу (?).

Трансгрессивность окузаратской толщи согласуется с данными В. П. Ренгартена о трансгрессивном залегании верхнего апта на подстилающие породы в районе с. Давид-Бек.

Окузаратская толща предыдущими исследователями была отнесена к юре. П. Л. Епремяном разные части данной толщи, без достаточного обоснования, относились к средней и верхней юре, валанжин-готериву и верхнему баррему.

Исходя из всего вышеуказанного можно сделать следующие выводы:

1. Подстилающая известняки неокома вулканогенная толща имеет титон—нижневаланжинский возраст.

2. В Кафанском районе кроме верхнего баррема развиты фаунистически охарактеризованные карбонатные отложения верхнего валанжина, готерива и нижнего баррема.

3. Установлено наличие отложений верхнего апта-альба (?) в районах сс. Атвани, Малдаш, Тандзатап и Татев.

4. Выясняется, что рудисты и некоторые другие формы, известные из ургонской фации Зап. Европы, имеют более широкое стратиграфическое распространение, чем верхний баррем, приурочены к определенной фации и появляются только в таких стратиграфических горизонтах, где имеется соответствующая фация.

Институт геологических наук
Академии наук Армянской ССР

Поступила 14 XII 1957

Վ. Թ. ՀԱԿՈՔՅԱՆ

ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՍՏՈՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱՅԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

ՀՍՍՌ Ղափանի և Գորիսի շրջաններում հեղինակի կատարած ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ այստեղ վերին մալմում սկսված ապարառաջացման պրոցեսն անընդհատ կերպով շարունակվում է նաև նեոկոմի ընթացքում:

Նեոկոմի կրաքարերի տակ տեղադրված հզոր հրաբխածին շերտախմբի տարրեր հորիզոններում հանդիպում են ֆաունայով հարուստ կրաքարերի ոսպնյակներ: Նշված շերտախմբի ստորին մասում (թափասար լեռան շրջանում և Աչրխլու գյուղի դիմաց՝ Ոխջի գետի աջ ափին) հանդիպում է ստորին տիտոնի ֆաունա (*Diceras speciosum* Mü n s t., *Matheronia salevensis* Favre), միջին մասում՝ վերին տիտոնի ֆաունա (*Itieria rugifera* Z i t t. և այլն, որոնք գտնված են Քյակի և Ալամլու լեռնագագաթները միացնող ջրբաժանի վրա) և վերին մասում՝ արդեն ստորին վալանժինի ֆաունա (*Triptyxis belbekensis* P ċ e l., գտնված Ագջիկային լեռան շրջանում): Ելնելով վերոհիշյալից այդ հրաբխածին շերտախմբին պետք է վերագրել տիտոն-ստորին վալանժինյան և ոչ թե վալանժին-գոտետիվյան [6, 7, 8, 13] կամ միայն տիտոնյան [4, 5] հասակ:

Ղափանի շրջանի արևելյան մասում տիտոն-ստորին վալանժինի շերտախմբին ծածկող կրաքարային ապարների հաստվածքը լիթոլոգիական առանձնահատկությունների և պարունակած ֆաունայի հիման վրա կարելի է բաժանել երկու մասի, 1) Ագարակի կամ ստորին և 2) Կարմիր վանքի կամ վերին շերտախմբեր:

Ագարակի շերտախումբը, որն ունի 180—200 մ կարողություն, հիմնականում ներկայացված է բրեկչիանման կրաքարերով և ներդաշնակ կերպով տեղադրված է վերոհիշյալ հրաբխածին շերտախմբի վրա: Ագարակ գյուղի մոտ այդ կրաքարերի մեջ հանդիպում են *Diozoptyxis marcoui* d'Or b., *D. valdensis* P i c t. et C a m p., *Nerinea renngarteni* P ċ e l., *Cyprina bernensis* L e y m var. *lata* M o r d v., *Requienia gryphoides* M a t h., *Monopleura sulcata* M a t h. և այլն:

Առաջին երեք ձևերը բնորոշ են վալանժինի համար, իսկ չորրորդը՝ գոտերիվի։ Արժվանիկ գլուղի մոտ կրաքարերի ստորին մասում հանդիպում է *Trigonia longa* Agas. (գոտերիվ), *Requienia gryphoides* Math. և այլն։ Նույնպիսի ֆացիայով է զարգացած կրաքարային ստորին շերտախումբը նաև Կարմրաքարի հանգստյան տան և Դավիթ-Բեկ գլուղի շրջանում։

Հաշվի առնելով Ագարակի շերտախմբի ստրատիգրաֆիական դիրքը (ստորին վալանժինի և ստորին բարրեմի միջև) և պարունակած ֆաունան, նրան պետք է վերագրել վերին վալանժինյան-գոտերիվյան հասակ։

Կարմիր վանքի շերտախումբը ունի 120—150 մ հզորություն, ներգաշնակ տեղադրված է Ագարակի շերտախմբի վրա և նրա հետ կապված է աստիճանական անցումներով։ Ներկայացված է այն վարդագույն կրաքարերով, որոնց մեջ Արժվանիկ գլուղի շրջանում (Կարմիր վանքի ավերակների մոտ և այլ վայրերում) հանդիպում է հարուստ ամմոնիտային ֆաունա։ *Holcodiscus perezi* d'Orb., *Astieria elegans* Kar., *Pulchellia compressissima* d'Orb., *P. sauvageau* Herm. և այլն, որոնք ղեկավարող ձևեր են հանդիսանում ստորին բարրեմի համար։ Թվարկված ձևերը մի քանիսը գտնվել են նաև նմանօրինակ ապարներում Ագարակ գլուղի մոտ։ Քանի որ Կարմիր վանքի շերտախումբը ներգաշնակորեն ծածկվում է ֆաունայով բնորոշված ստորին ապտի նստվածքներով, պետք է ընդունել, որ առաջինի վերին մասը պատկանում է վերին բարրեմին։

Հետաքրքիր է այն, որ Արևմտյան Եվրոպայի ուրգոնյան ֆացիայի (վերին բարրեմ—ստորին ապտ) ուղիստային ֆաունան Ղափանի շրջանում հիմնականում հանդիպում է Ագարակի շերտախմբում, իսկ բարրեմում բացակայում է (բացառությամբ Խանազա լեռան շրջանի)։ Հենց այդ ֆաունայի հիման վրա է, որ նախորդ հետազոտողները [6—10, 13] Ղափանի շրջանի նեոկոմի կարբոնատային հաստվածքն ամբողջությամբ վերագրել են վերին բարրեմին։ Սակայն վերևում բերված փաստերը ցույց են տալիս, որ ուրգոնյան ուղիստները ունեն լայն ստրատիգրաֆիական տարածում և կապված լինելով որոշակի ֆացիայի հետ, հանդես են գալիս ստրատիգրաֆիական այն հորիզոններում, որտեղ զարգացած է համապատասխան ֆացիան։

Զելվայի (Դավիթ-Բեկի) և Խանազա լեռան կրաքարերն ըստ հասակի համապատասխանում են միմյանց, որը հաստատվում է նրանց ֆացիայի և պարունակած ֆաունայի նույնությամբ։ Նշված կրաքարերը տեղադրված են անտիկլինալ ծալքի հակադիր թևերում (տես գծ. 1)։

Նեոկոմի կրաքարային շերտախումբը զարգացած է նաև Ղափանի շրջանի արևմտյան մասում՝ Խուստուկ, Կոմրախ, Քարենտակ լեռների շրջանում։ Այստեղ ուղիստային և ամմոնիտային ֆացիաներ հայտնաբերված չեն։ Այդ կրաքարերը տեղադրված են Խուստուկ-Զիմյանի հրաբխածին շերտախմբի (տիտոն—ստորին վալանժին) վրա և պարունակում են ուստանինների և երկփեղկավորների հարուստ ֆաունա։ *Neithea* ex gr. *N. daghestanensis* Renn g., *Belbekella multiformis* Roem. var. *castellanensis* Jac. et Fall., *B. lata* d'Orb., *B. kiparisoensis* Mois., *Terebratula acuta* Quenst. և այլն, որոնք հաստատում են կրաքարերի պատկանելիությունը նեոկոմին։ Ելնելով Ղափանի շրջանի արևելյան և արևմտյան մասերի կրաքարերի համարժեքությունից, առաջինների պես վերջիններին ևս պետք է վերագրել վերին վալանժինին-բարրեմին, որին չի առարկում վերոհիշյալ ֆաունան։

Օքլուզարատի լեռնաշղթայում (Որոտան և Քաշունի գետերի ջրաբաժան) և Տանձատափ ու Տաթև գյուղերի շրջանում զարգացած է բավականին հզոր (300 մ) հրաբխածին շերտախումբ, որը կազմված է տուֆոկոնգլոմերատներից, տուֆորրեկչիաններից, տուֆոավադաքարներից, պրոֆիրիտներից, կրաքարային և ավադաքարային ապարների ենթաշերտերից: Նավչալու լեռան հարավային լանջին (Աղվանի գյուղից դեպի հյուսիս) հրաբխածին շերտախմբին ենթակա կրաքարային ավադաքարի ենթաշերտում գտնված ֆաունան (*Salfeldiella guettardi* R a s p.) ցույց է տալիս, որ պարունակող ապարները պատկանում են վերին ապտին: Հաշվի առնելով նկարագրվող (Օքլուզարատի) շերտախմբի բավականին հզոր լինելը և հարևան շրջաններում ոչ միայն վերին ապտի, այլ նաև ալբի հրաբխածին բնույթը, կարելի է ենթադրել, որ նրա վերին մասում մասնակցում է նաև ալբը:

Օքլուզարատի շերտախումբը տրանսգրենիվ տեղադրված է բարրեմի կրաքարների և ավելի հին ապարների վրա և նույնպես տրանսգրենիվ կերպով ծածկվում է սուրոնի նստվածքներով: Ստրատիգրաֆիական դիրքի և պարունակած ֆաունայի հիման վրա այդ շերտախմբին պետք է վերագրել ոչ թե յուրային կամ վալանժինին-գոտեստիվին, ինչպես վարվել են նախորդ հետազոտողները, այլ վերին ապտին-ալբին (?):

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. В. Т. Акопян. О возрасте вулканогенной толщи вершины г. Тапасар. ДАН АрмССР, т. XXIV, № 4, 1957.
2. Г. А. Алиев. О нижнемеловых отложениях района горы Бартаз (Малый Кавказ). Докл. АН Аз. ССР, т. 12, № 9, 1956.
3. С. С. Мкртчян. Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1948.
4. К. Н. Паффенгольц. Юрские отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, т. X, ч. 1. 1941.
5. К. Н. Поффенгольц. К стратиграфии меловых отложений Восточной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.
6. В. П. Ренгартен. Новые данные по стратиграфии меловых отложений Восточного Закавказья. ДАН СССР, т. XXIX, № 5—6, 1940.
7. В. П. Ренгартен. Нижнемеловые отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, т. X, ч. 1, 1941.
8. В. П. Ренгартен. О вулканогенных горизонтах в меловых отложениях Восточного Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1949.
9. В. П. Ренгартен. Рудистовые фации меловых отложений Закавказья. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 130, геол. серия (№ 51), 1950.
10. В. П. Ренгартен. О некоторых меловых рудистах Закавказья. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 164, геол. серия (№ 71), 1956.
11. В. П. Ренгартен. Палеогеография мелового периода в Малом Кавказе. Тр. сов. по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР. Баку, 1956.
12. А. Н. Соловкин. О меловом вулканизме и стратиграфии мела в Восточном Закавказье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1949.
13. А. Г. Халилов. Нижнемеловые отложения Азербайджанской части Малого Кавказа. Баку, 1956.
14. М. С. Эристави и В. Л. Егоян. Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений Армянской ССР. ДАН АН АрмССР, т. XX, № 3, 1955.

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

С. А. ЗУБИКЯН

ОСТРАКОДЫ ИЗ САРМАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЕНИИ

В 1952 г. в процессе изучения сарматских отложений Котайкского района в послойном разрезе СЗ крыла Раздаискской антиклинали, был выявлен комплекс фораминифер и остракод. На основании данных микрофауны изученные отложения были расчленены на четыре пачки (снизу вверх):

1. Пачка известняково-песчано-глинистых отложений с гипсом мощностью 144,0 м, содержащая мелкие и редкие фораминиферы и остракоды.

2. Пачка известняково-глинисто-песчанистых отложений мощностью 110,0 м с *Cyprideis sarmatica* (Zalany i), *Candonella schubinae* Mandelstam.

3. Пачка песчано-глинистых отложений с прослоями псевдооолитовых известняков мощностью 137,5 м, в которых встречены мелкие гастроподы, мелкие фораминиферы, а также остракоды; *Cyprideis sarmatica* (Zalany i), *C. torosa torosa* (Jones), *Limnocythere suzini* sp. n., *Eucypris hrazdanica* sp. n., *Candonella schubinae* Mandelstam.

4. Пачка глинисто-известняковых пород мощностью 11,5 м с *Mastra*, мелкими гастроподами, милиолидами и остракодами: *Cyprideis sarmatica* (Zalany i); *Limnocythere suzini* sp. n., *Candonella schubinae* Mandelstam, *Eucypris hrazdanica* sp. n.

В выявленном комплексе остракод обращает на себя внимание массовое присутствие вида *Cyprideis sarmatica* (Zalany i) описанного из сарматских отложений Венгрии и впервые зарегистрированного в Армении.

Описание остракод

Голотипы и оригиналы хранятся в лаборатории микрофауны ИГН АН Армянской ССР.

Cyprideis sarmatica (Zalany i)

Табл. I рис. 1а, в

1913. *Cytheridea punctillata* Brady var. *sarmatica* Zalany i Miocene Ostracoden aus Ungarn. Mitt. Jahrb. Ung. Geol. Reichanst., Bd. 21, Heft 4, Табл. VI, фиг. 9—11.

Оригинал № 224 происходит из окрестностей курорта Арзни, Котайкского района. Миоцен, сармат.

Материалы. В нашем распоряжении имелось несколько сот закрытых раковин и отдельных створок этого вида хорошей сохранности.

Описание. Раковина продолговато-овальная, крупная, передний конец высокий, дугообразный, снабжен мелкими шипами. Задний конец несколько ниже переднего, также закругленный. Спинной край слегка выгнутый, плавно переходит в передний и задний концы. Брюшной край вогнутый в средней части. Поровоканальная зона широкая, снабжена частыми поровыми каналами. Раковина покрыта мелкими ячейками и устьями поровых каналов.

Размеры раковины длина—0,80 мм; высота—0,44 мм. Наибольшая высота расположена в заднебрюшной части створки.

Общие замечания и изменчивость. Раковина варьирует в размерах. На отдельных экземплярах наблюдается бугристость. Встречаются раковины самцов, самок и личинок. В более высоких горизонтах разреза отмечены более толстостворчатые и крупные раковины.

Сравнительные заметки. Раковина данного вида отличается от раковины вида *Cytherideis torosa littoralis* (Grady), описанной А. В. Швеером, (1940) из отложений бакинского яруса Астраханской области, меньшими размерами, и более нежной скульптурой.

От раковины *Cyprideis littoralis* (Grady) описанной А. В. Сузиным (1956) из акчагыльского яруса Грозненской области раковина *Cyprideis sarmatica* (Zalany) отличается меньшими размерами и наличием вышеупомянутой скульптуры створок.

Местонахождение. Окрестности курорта Арзни, сс. Детгородок, Чаткрин Котайкского района, Арцвакар Баязетского района.

Геологический возраст. Сармат.

Распространение. Миоцен (сарматский ярус), Зап. Украина, район Данова; Грузия, Потийский район; Армения, Котайкский, Октемберянский, Баязетский районы. Вне пределов СССР имеются в отложениях сарматского яруса в Венгрии и Албании.

Cyprideis torosa torosa (Jones)

Табл. I фиг. 2а, в

1850. *Candona torosa* (T. R. Jones) Ann. and Magaz. Natur. Hist., ser. 2, vol. VI, p. 27. Табл. IXX. фиг. 6а-с.
1856. *Cyprideis torosa* T. R. Jones part (Tertiary Entom. of Engl.) Pal; Soc. London p. 21. Табл. 2, фиг. 1.
1912. *Cytheridea torosa torosa* G. W. Muller, Ostracoda, Das Tierreich, Königl. Preuss. Acad. Wiss. Berlin. Lief. 31, S. 326.
1932. *Cytheridea torosa torosa* А. А. Евлахова, Тр. АЗНИИ, вып. 5, стр. 16, фиг. 4—5.
1951. *Cyprideis torosa torosa* Мандельштам (in litt.). Определитель ископаемых остракод нефтеносных районов СССР, том 2, 664, табл. XXIII, фиг. 4. ВНИГРИ, лаборатория микроб иостратиграфии.

Оригинал № 225 происходит из ущелья Раздан, окрестностей поселка Детгородок Котайкского района. Сармат.

Материалы. В нашем распоряжении имелось небольшое количество закрытых раковин этого вида хорошей сохранности.

Описание. Раковина продолговато-овальная, с наибольшей выпуклостью в заднеспинной части створки, крупная, левая створка больше правой. Передний конец высокий, закругленный. Задний конец ниже переднего, также закругленный. Спинной край прямой, слегка наклонен, плавно переходит в передний и задний концы. Брюшной край слегка вогнут в передней трети. Порово-канальная зона слабо выражена. Раковина покрыта мелкими ячейками и тремя гладкими округлыми бугорками на каждой створке. Один из них расположен посередине створки, ближе к переднему краю, второй—ближе к спинному краю, третий—ближе к брюшному.

Размеры раковины: длина—0,83 мм; высота—0,45 мм.

Общие замечания и изменчивость. Раковина варьирует в размерах. Изменчивость наблюдается в размерах бугорков; наблюдаются более выступающие и уплощенные бугорки.

Сравнительные заметки. Данный вид по форме раковины очень близок к раковине вида *Cyprideis sarmatica* (Zalany), из сарматских отложений Армянской ССР, от которой отличается наличием бугорков на поверхности створок. От раковины вида *Cyprideis torosatorosa* (Jones) описанной А. В. Сузиным из верхнего сармата Заманкулы, описываемая раковина отличается размерами, количеством и расположением бугорков на поверхности створок.

Местонахождение. Детгородок, район р. Раздан, с. Вохчаберд, курорт Арзни, Котайкского района.

Геологический возраст. Сармат.

Limnocythere suzini sp. n.

Табл. 1, фиг. 3а, в.

Голотип № 226 происходит из окрестностей Детгородок Котайкского района. Сармат.

Материалы. В нашем распоряжении имелось несколько десятков раковин этого вида хорошей сохранности.

Диагноз. Длина раковины в два раза и более превышает высоту. Створки слабо выпуклые, с буграми по краям поперечной борозды. Створки слабо ячеистые.

Описание. Раковина уплощенная, сравнительно небольшого размера, длина ее почти в два раза превышает высоту, слабо выпуклая, с двумя уплощенными бугорками по краям поперечной борозды. Передний конец выше заднего и оба округло-закругленные. Спинной край прямой, наклонен к заднему концу. Брюшной край вогнутый в передней своей трети. Порово-канальная зона широкая, уплощенная, каналы редкие. Створки покрыты слабо выраженными ячейками.

Размеры раковины: длина—0,67 мм; высота—0,36 мм.

Общие замечания и изменчивость. Экземпляры вида *Limnocythere suzini* sp. n. Варьируют в размерах и выпуклости раковины.

Сравнительные заметки. По общему очертанию раковина этого вида сходна с раковиной вида *Limnocythere* sp. описанной А. В. Сузиным из верхнего Сармата Восточного Заманкула, Кабардинского хребта [2], от которой отличается широким задним концом, мелким размером и спинным краем.

Местонахождение. Детгородок (ущелье р. Раздан), Арзни, Котайкского района.

Геологический возраст. Верхний сармат.

Eucypris hrazdanica sp. n.

Табл. 1, фиг. 4а, в.

Голотип № 227 происходит из окрестности Детгородка, Котайкского района. Сармат.

Материалы. В нашем распоряжении имелось несколько закрытых раковин этого вида хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина крупная, выпуклая неправильно-овальной формы, с наибольшей высотой в передней трети. Створки гладкие.

Описание. Раковина крупного размера, толстостенная, неправильно-овальная, с наибольшей выпуклостью в средней части. Передний конец высокий, равномерно закругленный. Задний конец значительно ниже переднего, также равномерно закруглен. Спинной край прямой, наклонен к заднему концу. Брюшной край вогнут в средней части. Порово-канальная зона плохо выражена. Створки гладкие.

Размеры раковины: длина—1,01 мм; высота—0,62 мм.

Общие замечания и изменчивость. Экземпляры этого вида варьируют в размерах и в форме раковины.

Местонахождение. Окрестности поселка Детгородок, курорт Арзни, Котайкского района.

Геологический возраст. Сармат.

Candonella schubinae Mandelstam

Табл. 1, рис. 5.

1951. *Candonella schubinae* М. И. Мандельштам (in litt.). Определитель ископаемых остракод нефтеносных районов СССР, том 1, стр. 160, табл. XXIII, фиг. 13, 14. ВНИГРИ, лаборатория микробиостратиграфии.

Оригинал № 228 происходит из окрестностей с. Арцвакар Баязетского района. Сармат.

Материалы. В нашем распоряжении имелось несколько десятков отдельных створок этого вида хорошей сохранности.

Описание. Раковина удлинённая, длина вдвое больше высоты, с наибольшей выпуклостью в средней части. Передний конец несколько выше заднего, оба равномерно округлены.

Спинной край изогнутый, плавно переходит в передний и задний

концы. Брюшной край вогнут в средней части. Поверхность гладкая, покрыта устьями поровых каналов.

Размеры раковины: длина—0,65 мм, высота—0,32 мм.

Общие замечания и изменчивость. Изменчивость наблюдается в размерах раковины и в большей или меньшей изогнутости спинного края.

Сравнительные заметки. Раковина описываемого вида похожа на раковину вида *Candonella suzini* Schneider из акчагылских отложений Грозненской области [2], от которой отличается изогнутым спинным краем и высоким передним концом.

Местонахождение—с. Арцвакар, Детгородок, ущелье р. Раздан.

Геологический возраст. Верхний сармат.

Распространение. Плиоценовые отложения Армянской ССР и Чу-Илийской впадины Казахстана.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 16 XI 1957

Ս. Ա. ԲՈՒԲԻԿՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՍԱՐՄԱՏԻ ՕՍՏՐԱԿՈՂՆԵՐԻ ՆԿԱՐԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում նկարագրված են Հայաստանի (Կոտայքի և Նոր Բայազետի շրջանների) սարմատի նստվածքների ուղղաձիգ կտրվածքներում հայտնաբերված օստրակոդների տեսակները՝ *Cyprideis sarmatica* (Zalany i), *C. torosa torosa* (Jones), *Limnocythere suzini* sp. n., *Eucypris hrazdanica* sp. n., *Candonella schubinae* Mandelstam. Այս տեսակներից վերջինը՝ *Candonella schubinae* Mandelstam նույն շրջաններում հանդիպում է նաև պլիոցենում: Մնացած տեսակները՝ *Cyprideis sarmatica* (Zalany i), *C. torosa torosa* (Jones), *Limnocythere suzini* sp. n., *Eucypris hrazdanica* sp. n. ունենալով փոքր ուղղաձիգ տարածում, հանդիպում են միմիայն վերին սարմատի տահմաններում և բնորոշ են այդ հասակի նստվածքների համար:

ЛИТЕРАТУРА

1. Zalanyi B. Miocene Ostracoden aus Ungarn. Mitt. Jahrb. Ung. Geol. Reichanst. Bd. 21, Heft 4, 1913.
2. А. В. Сузин Остракоды третичных отложений Северного Предкавказья. Гостоптехиздат, 1956.
3. А. В. Швейвр Основные морфологии и систематики плиоценовых и постплиоценовых остракод. Гостоптехиздат, 1946.

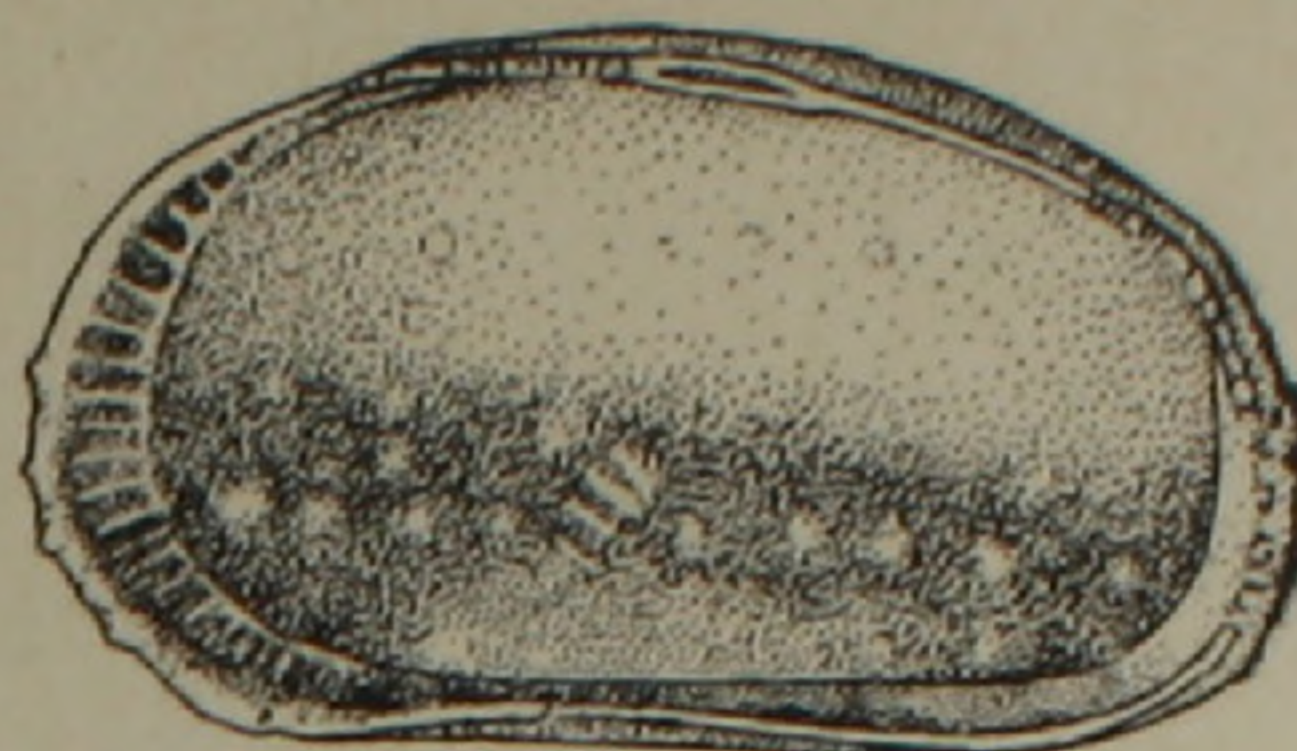
Т а б л и ц а № 1

- | | | |
|--------|---|---------|
| 1а, в. | <i>Cyprideis sarmatica</i> (Z a l a n y i)
Оригинал № 224, Котайкский район, курорт Арзни (обн. 4, обр. № 262, верхний сармат), а—правая створка снаружи, в—правая створка с внутренней стороны. | Стр. 19 |
| 2а, в. | <i>Cyprideis torosa torosa</i> (J o n e s)
Оригинал № 225, Котайкский район, река Раздан (кан. № 6, обр. 637а, верхн. сармат), а—раковина снаружи с правой стороны, в—та-же раковина со спинной стороны. | Стр. 20 |
| 3а, в. | <i>Limnocythere suzini</i> sp. n.
Оригинал № 226, Котайкский район, река Раздан (кан. № 4, обр. № 415, верхний сармат), а—раковина снаружи с левой стороны, в—та-же раковина со спинной стороны. | Стр. 21 |
| 4а, в. | <i>Eucypris hrazdanica</i> sp. n.
Оригинал № 227, Котайкский район, река Раздан (кан. № 6, обр. № 620, верхний сармат), а—раковина снаружи с правой стороны, в—та-же раковина со спинной стороны. | Стр. 22 |
| 5. | <i>Candonella schubinae</i> M a n d e l s t a m
Оригинал № 228, Баязетский район, сел. Арцвакар (обр. № 192), правая створка с внутренней стороны. | Стр. 22 |

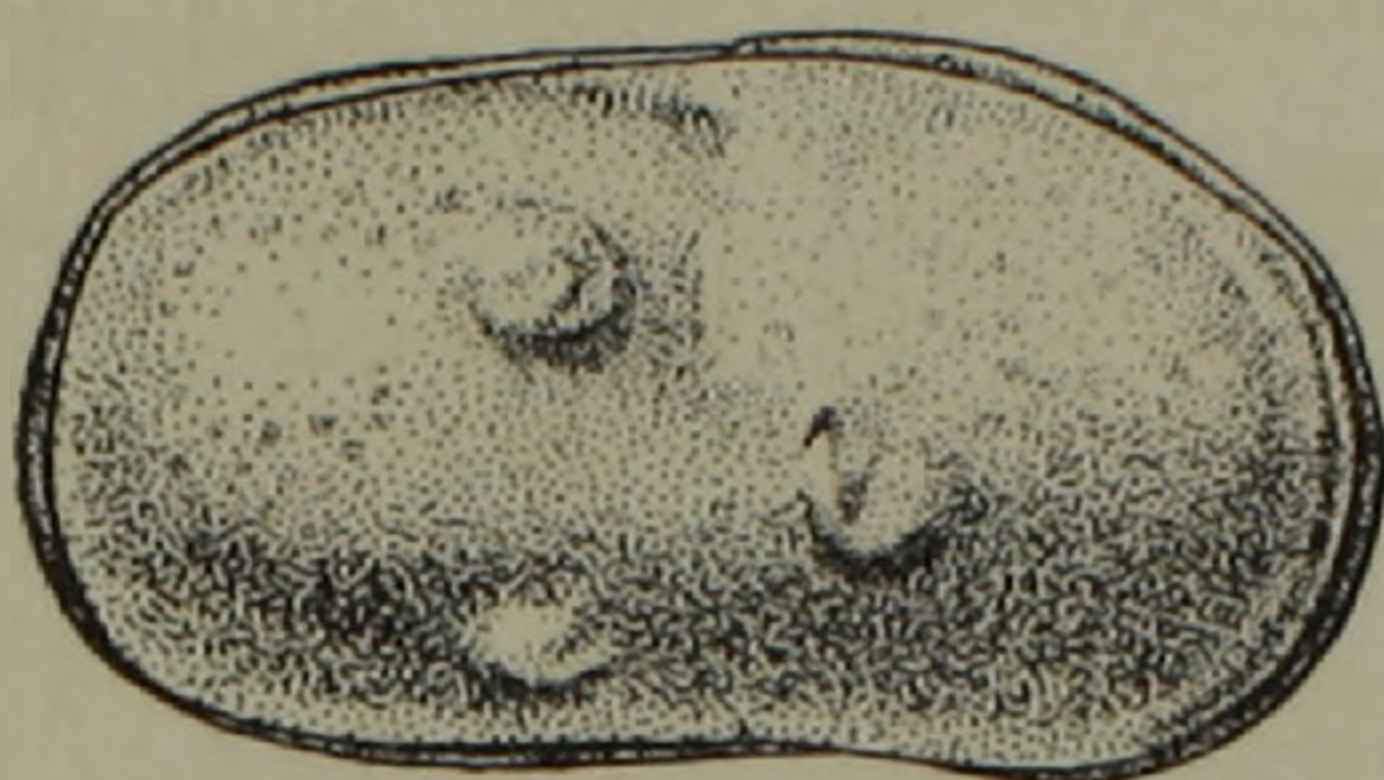
Таблица № 1



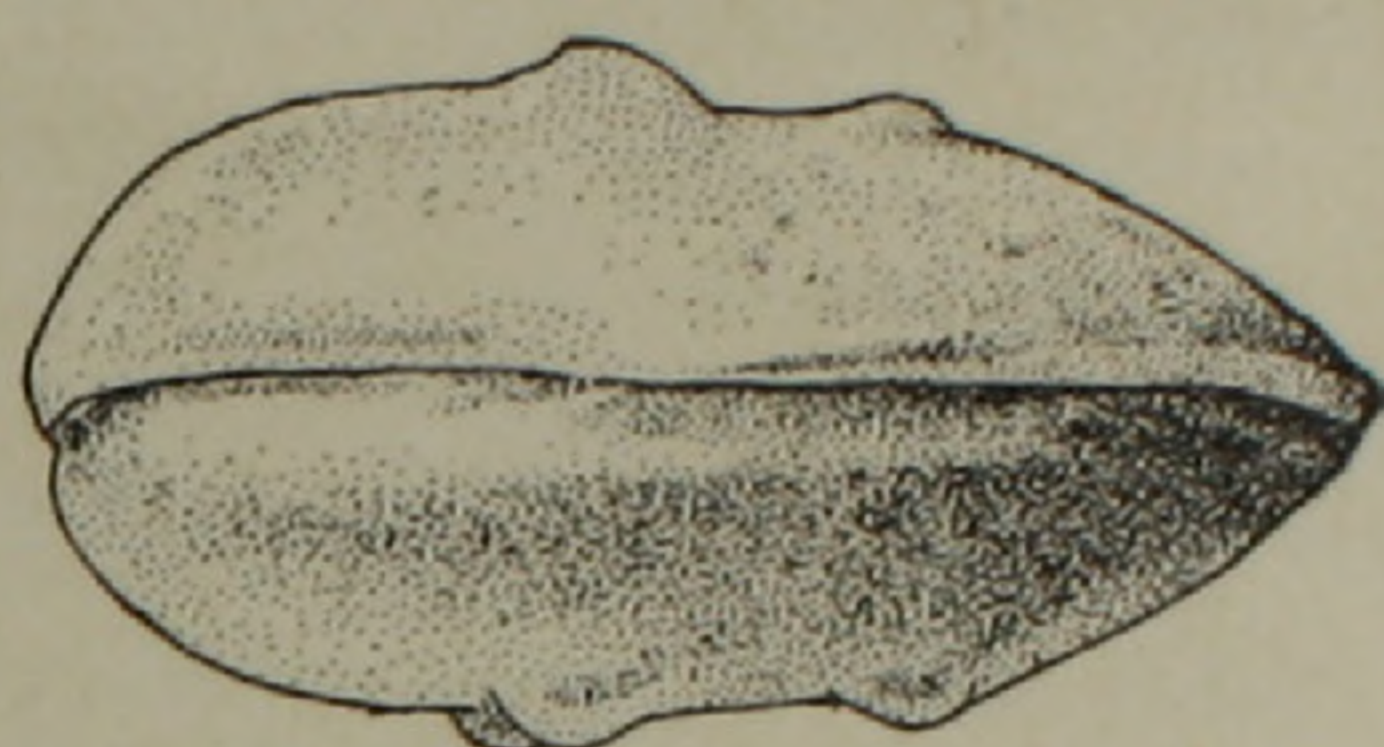
1a



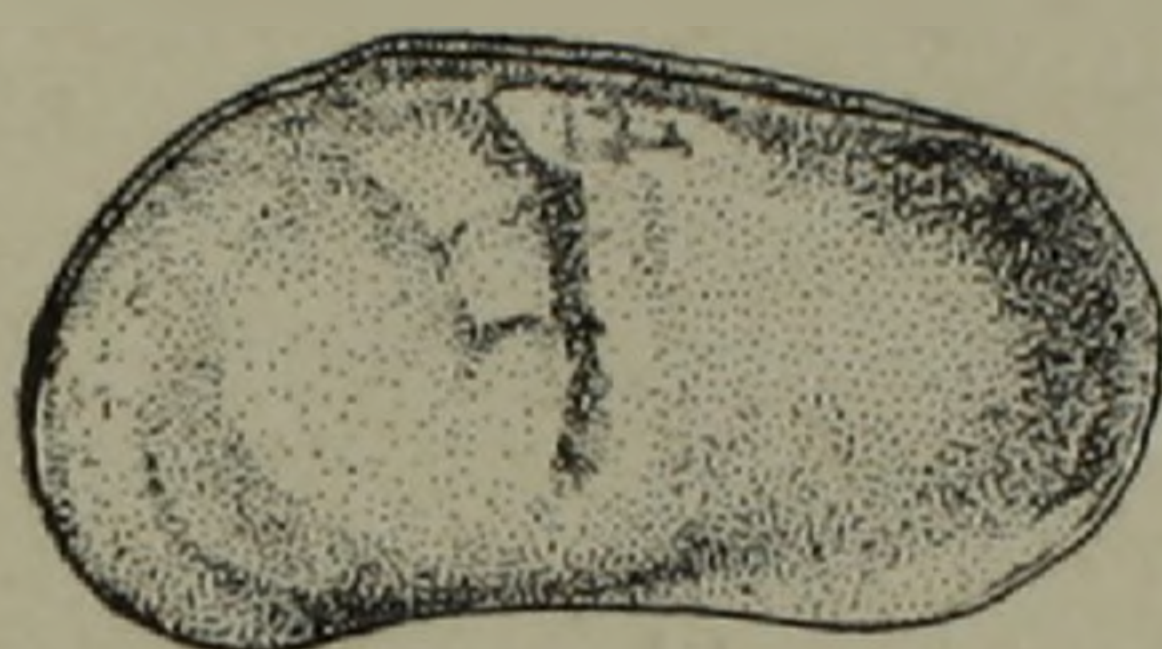
1b



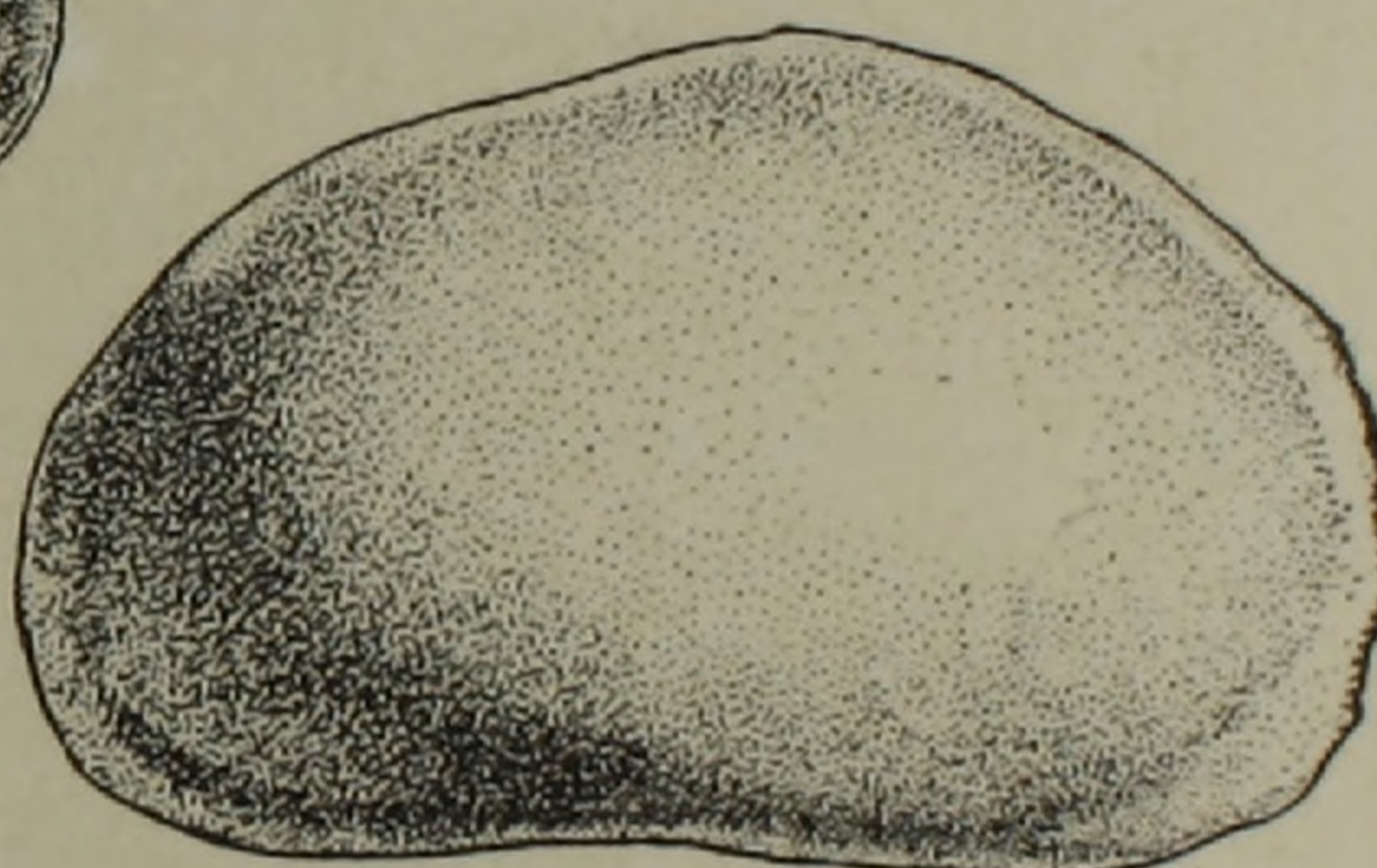
2a



2b



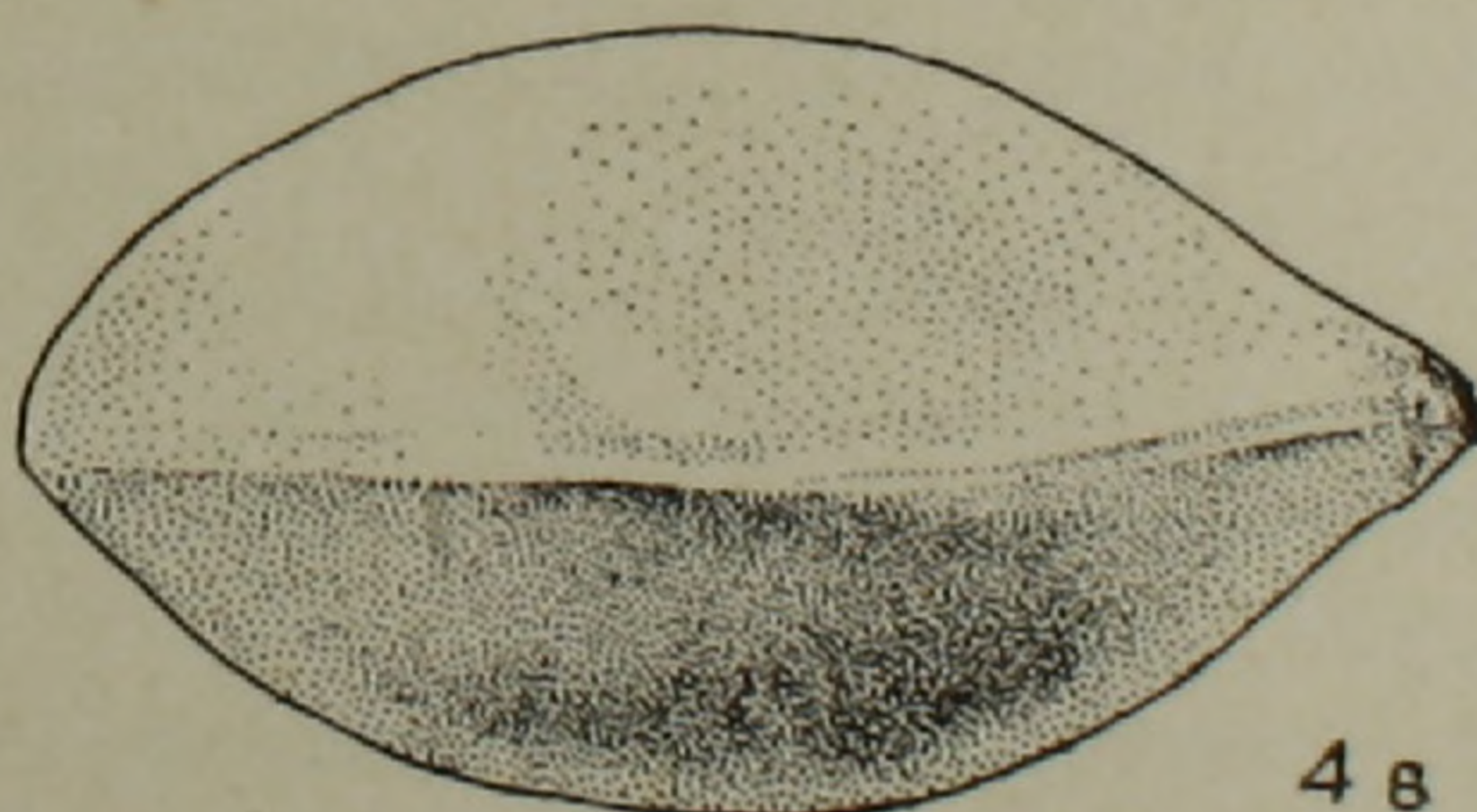
3a



4a



3b



4b



5

ПЕТРОГРАФИЯ

К. Г. ШИРИНЯН

К ВОПРОСУ СТРОЕНИЯ И ГЕНЕЗИСА ТУФО-ТУФОЛАВОВОЙ
ТОЛЩИ АРМЕНИИ

В условиях Армении туфы и туфолавы представляют собою широко распространенные продукты новейшей вулканической деятельности.

Специфичность физико-технических свойств, декоративность и петрографическое своеобразие армянских туфов и туфолав издавна привлекали внимание видных представителей геологической науки. Изучением туфов и туфолав Армении занимались, в частности, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Н. Заварицкий, Д. С. Белянкин, П. И. Лебедев, В. П. Петров.

Несмотря на это, туфы и туфолавы Армении все еще продолжают оставаться одним из наиболее интереснейших объектов геолого-петрографических исследований и многие, связанные с ними, вопросы все еще не решены. Так, например, продолжают оставаться спорными вопросы генезиса и местоположения центров извержений туфов и туфолав, нет надлежащей ясности в типизации вулканических проявлений, способов передвижений вулканического материала, характера и масштаба физико-химических преобразований постэруптивного этапа.

Предложенная в свое время Маршаллом игнимбритовая теория происхождения пород риолитовой формации Новой Зеландии, впоследствии примененная А. Н. Заварицким для объяснения природы туфов и туфолав Армении, несомненно, является одним из значительных открытий последних лет.

Игнимбритовой теорией объясняются многие особенности туфов и туфолав Армении. Но этот новый взгляд, как отмечал и сам А. Н. Заварицкий [5], пока является рабочей гипотезой, требующей дальнейшего развития, доработки и уточнения.

В игнимбритовой теории, на наш взгляд, не нашел своего полного решения вопрос о строении туфо-туфолавовой толщи Армении, представленной двумя основными разновидностями туфовых образований: туфов ереванско-ленинканского типа и туфов арктического типа или туфолав.

Основные различия между указанными разновидностями, как известно, заключаются в том, что туфолавы не имеют характерной для туфов витрокластической структуры. Присущая туфолavam стекловатая структура напоминает скорее всего структуру лав.

Отсутствие пирокластической структуры в туфовых лавах А. Н. Заварицкий [5] объяснял интенсивным свариванием частиц раскаленного пепла после их отложения.

Почти такой же точки зрения придерживается и К. Н. Паффенгольц [10], полагающий, что особенности туфовых лав обусловлены воздействием паров и газов при высокой температуре.

Туфы и туфолавы рассматривались А. Н. Заварицким [5] как единые генетические образования, связанные между собой постепенными переходами.

По мнению А. И. Месропяна [8], все известные разновидности туфов ереванско-ленинканского типа произошли в результате единого вулканического акта.

Таким образом, ставился вопрос о генетическом единстве всей туфо-туфолаговой толщи принималась одноактность ее образования.

Изучение туфо-туфолаговой толщи южных склонов массива г. Арагац позволило А. А. Адамян [1] впервые расчленить туфо-туфолаговую толщу этого района на три стратиграфических горизонта, отделенных друг от друга небольшими перерывами. Эти горизонты, по ее данным, снизу вверх представлены: туфами ереванско-ленинканского типа, фиолетово-розовыми туфолавами (арктический тип) и пятнистыми черно-красными туфолавами. Несмотря на то, что такое представление о строении туфо-туфолаговой толщи Армении является неполным и включает в себе некоторые неточности, тем не менее оно представляет определенный интерес, как первую попытку ее расчленения.

Наши исследования позволили дополнить и уточнить картину строения туфо-туфолаговой толщи применительно ко всей области их распространения [12]. Собранный нами фактический материал позволил нам не только разделить туфы от туфовых лав в виде самостоятельных горизонтов, но и установить в пределах каждой из этих разновидностей пирокластических образований несколько самостоятельных горизонтов.

Прежде чем остановиться на некоторых фактах, подтверждающих вышесказанное, рассмотрим общий разрез туфо-туфолаговой толщи.

Хотя в Армении нигде не удастся наблюдать непрерывного разреза всех разновидностей туфов и туфолав, тем не менее анализ имеющихся материалов позволяет достаточно определенно наметить картину последовательности образования туфо-туфолаговой толщи.

В наиболее полных разрезах туфо-туфолаговая толща (снизу вверх) имеет следующую последовательность напластования: 1) пемзы — постепенно переходящие в желтые пемзовые туфы анийского типа; 2) черные витрокластические туфы ереванско-ленинканского типа; 3) туфовые лавы арктического типа, и снова, 4) черно-красные витрокластические туфы ереванско-ленинканского типа. С такой последовательностью разрезов мы встречались на месторождениях Арктического района (Могровский, Кипчагский и Туфошенский овраги), в Талинском и в Аштаракском районах.

Такое постоянство взаимоотношений туфов и туфолав на достаточно значительной площади, казалось, в достаточной мере свидетельствует об одноактности образования всей туфо-туфолаговой толщи.

И действительно, на первый взгляд трудно совместить наличие та-

кой согласованности в последовательности расположения разновидностей туфов и туфолав, с одной стороны, и существования перерывов во время их образования — с другой. Но вместе с тем, нельзя не обратить внимания на некоторые факты, имеющие, на наш взгляд, решающие значения в обосновании многоактности процесса формирования туфо-туфолаковой толщи Армении.

Остановимся на некоторых из них. В овраге, расположенном в юго-западной части с. Верхний Талин, темно-фиолетовые туфолавы залегают непосредственно на андезито-базальтовых лавах верхнего плиоцена. Следовательно, здесь отсутствуют располагающиеся в других местах под ними черные, а также желтые туфы. Важно подчеркнуть, что хотя мощность туфолав в южном направлении уменьшается до 2 м, но все же порода продолжает сохранять характерную для туфолав структуру.

В этом же разрезе над туфовыми лавами залегают туфы ереванско-ленинканского типа с изменяющейся снизу вверх окраской от черной к желтовато-коричневой и далее к кирпично-красной окраске. Для этих туфов характерно большое содержание включений материнской лавы, имеющих в разрезах характерную форму языка пламени.

В самой южной части того же оврага туфолавы вообще выклиниваются и здесь черные туфы ереванско-ленинканского типа залегают непосредственно на андезито-базальтовых лавах. В том же Талинском районе на дацитах г. Заринджа залегают красные и желтовато-коричневые туфы ереванско-ленинканского типа, а шурф, пройденный в дацитах (у основания горы), вскрыл залегающие под ними желтые пемзовые туфы анийского типа. Таким образом, здесь мы сталкиваемся с фактом, когда два различных по времени своего образования туфовых покрова разделяются лавовым потоком.

В овраге, протягивающемся к югу от г. Заринджа, над желтыми туфами залегают туфовые лавы, перекрываемые, в свою очередь, туфами ереванско-ленинканского типа. Дацитовые лавы здесь отсутствуют.

В Агинском районе развиты только желтые туфы анийского типа, а туфовые лавы здесь совершенно отсутствуют. В этом же районе большой интерес представляют впервые найденные нами включения частично окатанных обломков анийских туфов в залегающих над ними черных туфах ереванско-ленинканского типа.

В некоторых случаях наблюдаются примеры залегания над пемзами туфов не анийского типа, а непосредственно — ереванско-ленинканского типа. В подобных случаях между этими двумя разновидностями пород постепенных переходов не наблюдается. При сравнении петрографических особенностей желтых туфов и залегающих непосредственно над ними черных туфов сходство между ними обнаруживается только в присущей этим типам пород обломочной структуре.

В черных туфах практически отсутствуют характерные для желтых туфов пемзовые включения и резко снижено количество содержащихся в них обломков древних пород. Вместо включений обломков пемз, в чер-

ных туфах большей частью наблюдаются плотные смоляно-черные стекловатые обломки.

Неоспоримым подтверждением перерыва между временем образования туфолав и подстилающих их черных туфов является наличие между ними 20 см слоя суглинка, что установлено нами в районе Туфашенского месторождения в Арктическом районе.

Особенно бросается в глаза различная окраска отдельных горизонтов туфо-туфолоавовой толщи. Поскольку окраска обусловлена постэруптивными окислительными процессами и происходит сверху вниз, трудно допустить единство в образовании рассматриваемых типов туфов.

Приведенные примеры, на наш взгляд, достаточно убедительно свидетельствуют о том, что в строении туфо-туфолоавовой толщи принимает участие ряд самостоятельных горизонтов пород, среди которых петрографически и генетически обособляются друг от друга туфы и туфолавы.

Основные петрографические различия туфов и туфолав сведены в нижеследующей таблице, где указаны также существенные различия их физико-технических свойств.

Данные таблицы основаны на испытании 180 образцов туфолав и 200 образцов туфов.

	Т у ф о л а в ы	Т у ф ы
Удельный вес	от 2,42 до 2,60	от 2,42 до 2,55
Объемный вес	. 0,67 . 1,73	. 1,36 . 2,32
Пористость истинная .	. 29,43 . 72,98	. 6,83 . 41,65
Предел прочности сжатия в сухом состоянии	. 14 до 397 кг/см ²	. 92 до 582 кг/см ²
Характер включений . .	Крупные пористые включения серого, бурого и красного цветов, часто со слоистым сложением. Смоляно-черные, плотные стекловатые включения лав совершенно отсутствуют.	Преобладают смоляно-черные, плотные стекловатые включения лав. Серые включения совершенно отсутствуют.
Окраска	В основном розовато-фиолетовая, иногда красная. Очень редко черная.	Основной цвет черный, в зависимости от степени окисленности меняется до коричневого и разных оттенков красного. Фиолетово-розовая окраска отсутствует.
Средняя мощность . . .	10—15 м	3—4 м
Структура	Витрофирова́я главная масса с включениями лапилли и более крупных пемзовидных обломков.	Пирокластическая—с пепловой структурой основной массы.

Существование столь значительных различий между туфами и туфолавами не оставляет сомнения в том, что они представляют образования различного генетического типа, разделенные к тому же и по времени своего образования.

Что касается особенностей физико-технических свойств туфовых лав, то и они позволяют сделать некоторые существенные выводы.

Установлено, что степень механической прочности туфов и туфолав зависит от интенсивности спекания пирокластических частиц после их отложения и изменяется в зависимости от глубины залегания.

Поскольку туфолавы принимались за туфы, лишенные пирокластической структуры вследствие интенсивного спекания пирокластических частиц [5], то сверху вниз при переходе от туфов к туфолавам следовало бы ожидать значительное увеличение плотности и механической прочности туфолав по отношению к вышележащим туфам. Однако, фактически этого не наблюдается. Кроме того, среди известных разновидностей туфов и туфолав весьма плотные и, следовательно, наиболее интенсивно сваренные красные окисленные туфы ереванско-ленинканского типа имеют прекрасно сохранившуюся пирокластическую структуру.

Необходимо также отметить, что туфы ереванско-ленинканского типа сохраняют присущую им пепловую структуру на всю свою мощность, даже и в тех случаях, когда их мощность достигает 10—12 м. В таких случаях нижние части туфов достигают такой плотности, когда различия между объемными и удельными весами составляют всего лишь 0,17 (2,49—2,32).

В настоящее время на основании имеющегося большого фактического материала можно говорить не только о стратиграфической обособленности туфов от туфолав, но и о неоднократности формирования каждого из этих разновидностей в отдельности.

Остановимся на разборе некоторых из этих фактов.

На вершине шлакового конуса г. Капах, в Талинском районе, нами установлены три горизонта туфов, переслаивающихся с красными шлаками. Нижняя часть каждого горизонта характеризуется черной окраской, а верхняя — красной.

Хорошо выражены перерывы между отдельными горизонтами туфов и на южных склонах Базумского хребта. Здесь, в районе с. Шенаван можно выделить два основных горизонта чернокрасных туфов мощностью до 8—10 м, разделенных друг от друга 4—5 м слоем аллювиальных отложений. Кроме того, в пределах каждого из этих горизонтов можно выделить три отдельных слоя туфов мощностью от 0,5 до 1,0 м, разделенных небольшими слоями грубообломочного вулканогенного материала.

Перерывы в разрезах туфов ереванско-ленинканского типа устанавливаются также и в северной части г. Ереван, в начале Аванского шоссе. Здесь, между двумя пластами наблюдаются слои грубообломочного материала из пород древних андезитобазальтовых лав.

Подтверждается также неоднократность образования туфовых лав.

Так, например, в Пемзашенском месторождении достаточно хорошо выделяются фацциально переходящие друг в друга пестроцветные и фиолетово-розовые разновидности туфолов, перекрываемые пятнисто-красными туфолами. В Заринджа-Дзитханковском месторождении, снизу вверх, выделяются три горизонта туфолов: светлофиолетовые, светлорозовые (весьма пористые и рыхлые) и фиолетовые (мелкопористые и плотные) туфолы. Переход от одной разновидности к другой резкий и отчетливо прослеживаемыми контактами. Почти такой же разрез мы встречали на месторождениях в районе сс. Мастара и Бюракан.

Отсутствие постепенных переходов, полная стратиграфическая обособленность и существенные петрографические различия между туфами и туфолами, как было отмечено выше, не позволяют считать их вполне однотипными образованиями.

В настоящее время можно считать доказанной игнимбритовую природу туфов ереванско-ленинканского типа. При этом надо полагать, что образование их происходило неоднократно в виде извержений, которые по своему характеру могут быть приравнены к извержениям пелейского типа, образующим нисходящие раскаленные лавины, движущиеся с большой скоростью.

Об этом свидетельствуют хаотически заключенные в тонком пепле обломки и глыбы слабо окатанных пород ранних образований, захваченных раскаленными потоками из выветрившейся поверхности разных пород. Характерно, что состав этих обломков в каждом случае отвечает составу пород, распространенных в районе залегания туфовых пластов.

Это обстоятельство дает основание полагать, что известные туфовые месторождения Армении представляют образования, отложившиеся не на большом отдалении от центров своих извержений.

Отсутствие пепловой структуры в туфолах, не объясняемое постэруптивными изменениями (интенсивное спекание пепловых частиц с потерей первоначальной структуры), не дает основание считать их игнимбритами.

Однако, это не означает, что мы склонны вернуться к прежним представлениям о полной лавовой природе этих пород.

Несмотря на существенные различия между туфами и туфолами, существуют и некоторые факты, позволяющие предполагать наличие между ними некоторой генетической связи. Такими фактами являются большое химическое и минералогическое сходство, часто совместное залегание, горизонтальный характер поверхностей покровов, особенности состава и распределения содержащихся древних обломков и др.

Таким образом, сопоставляя сходства и различия туфов и туфовых лав, можно предполагать, что здесь представлены продукты определенных фаз вулканической деятельности, отличавшихся друг от друга характером выхода вулканического материала на поверхность.

На наш взгляд, при образовании туфов расширение газов в магматическом расплаве получает свое полное развитие в виде взрыва газовых пузырьков в расплавленной массе. И действительно, по своей форме об-

ломки в туфах ереванско-ленинканского типа представляют собою не что иное, как частицы разорванной и распыленной газами лавовой массы, окружавшей в виде пленки пузырьки газа. Сохранение в пирокластических обломках некоторых контуров газовых пузырьков говорит одновременно и о высокой вязкости лавы в момент взрыва.

При образовании же туфовых лав расширение газов, видимо, не завершалось катастрофическим взрывом и кончалось тем, что сильно насыщенная газами лава доставлялась на поверхность во вспученном до максимума состоянии.

Процесс этот сопровождался, видимо, и выбросами некоторого количества обломочного материала, который тут же смешивался с сильно пористой (пенистой) лавой. Об этом свидетельствуют включения пемзово-шлаковых обломков в туфовых лавах. Следует отметить, что обломков в туфовых лавах значительно меньше, чем принято считать. Очень часто за обломки ошибочно принимаются образованные газами местные вспучивания лавы, имеющие округлые, линзовидные и продолговатые формы, которые в зависимости от степени окисления выделяются на общем фоне породы и по своей окраске.

Относительно характера движения вулканического материала (туфолав) после извержения, можно сделать лишь предположения.

Указанные сходства туфов и туфолав позволяют предполагать, что движение туфовой лавы происходило в виде высокоподвижной насыщенной газами пенистой массы.

Анализируя вышеприведенный материал, мы можем коротко сформулировать основные положения, изложенные в статье, следующим образом:

Туфо-туфолаговая толща Армении сложилась в результате неоднократно повторяющихся вулканических извержений. В этой толще туфы и туфолавы представлены в виде самостоятельных горизонтов и отличаются друг от друга по ряду существенных признаков. Обособленность туфов и туфолав исключает возможность существования между ними постепенных переходов и поэтому лавоподобная структура туфолав является первичной и не может быть объяснена потерей первоначальной пирокластической структуры, вследствие интенсивного сваривания.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 16 VII 1956

Կ. Գ. ՇԻՐԻՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏՈՒՖՈ-ՏՈՒՖՈՂԱՎԱՅԻՆ ՀԱՍՏՎԱԾՔԻ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԻ ՈՒ ՊԱԳՄԱՆ ՀԱՐՅԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա. մ. փ. ռ. փ. ռ. ի. մ.

Ինչպես հայտնի է Հայաստանի չորրորդական հասակի հրաբխային տուֆերը ներկայացված են երկու հիմնական տիպերով՝ Երևան — Լենինականի և Արթիկի տիպի տուֆերով կամ տուֆոլավաներով:

Նշված տիպերի տարրերությունը կայանում է նրանում, որ տուֆոլավաները զուրկ են տուֆերին լուրահատուկ պիրոկլաստիկ կառուցվածքից և իրենց ապակենման ստրուկտուրայով ավելի նման են լավաներին:

Ըստ Ա. Ն. Զավարիցկու տուֆերի ծագման իզնիմրրիտային թեորիայի, տուֆոլավաներն իրենցից ներկայացնում են Երևան — Լենինականի տիպի նույնպիսի տուֆեր, միայն՝ այն տարրերությամբ, որ նրանց պիրոկլաստիկ կառուցվածքը անհետացել է մեծ ճնշման հետևանքով շիկացած բեկորային նյութի ինտենսիվ ձուլման շնորհիվ:

Այդ տեսակետը հիմնավորվում էր տուֆո-տուֆոլավային հաստվածքի գե- նետիկական ամբողջականությամբ, այսինքն վերից վար տուֆերի աստիճանա- կան անցումով տուֆոլավաների:

Սակայն վերջերս կատարված ուսումնասիրությունների շնորհիվ հավա- քած փաստային տվյալները ժխտում են այդ տեսակետը:

Պարզվում է, որ տուֆո-տուֆոլավային հաստվածքը ներկայացված է առանձին ստրատիգրաֆիական հորիզոններով, որտեղ տուֆերի առանձին պետրոգրաֆիական տիպերը լրիվ կտրվածքներում վարից վեր դասավորվում են հետևյալ կերպ.

1) Պեմզային դեղին տուֆեր (Անիի տիպ), 2) Երևան — Լենինականի տի- պի սև տուֆեր, 3) Արթիկի տիպի տուֆեր կամ տուֆոլավաներ, 4) Երևան — Լենինականի տիպի սև և կարմիր տուֆեր:

	Տուֆոլավաներ	Տ ու ֆ ե ր
Տեսակարար կշիռ	2,42—2,60	2,42—2,55
Ծավալային կշիռ	0,67—1,73	1,36—2,32
Ծակոտկենություն	29,43—72,98	6,83—41,65
Սեղմման ժամանակավոր դիմադրություն չոր վի- ճակում	14—397 կգ/սմ ²	92—582 կգ/սմ ²
Ներփակումների բնույթը	Մոխրագույն գորշ և կարմիր գույնի խոշոր ծակոտկեն ներփակում- ներ, հաճախ շերտավոր կառուցվածքով: Ծակոտի- ներից զուրկ, մուգ սև գույնի լավաների ապա- կենման ներփակումները բացակայում են:	Գերակշռում են ծակոտկենու- թյունից զուրկ մուգ սև գույնի, լավաների ապակենման ներփա- կումները: Մոխրագույն ներփա- կումները լրիվ բացակայում են:
Գույնը	Հիմնականում վարդա- մանիշակագույն, երբե- մբն կարմիր: Շատ հազ- վադեպ սև:	Հիմնական գույնը սև է, որը կախված օքսիդացման աստիճա- նից. փոփոխվում է մինչ շագա- նակագույնի կամ կարմիրի տար- րեր երանգների: Վարդա-մանի- շակագույն գունավորումը բա- ցակայում է:
Միջին կարողությունը	10—15 մ	3—4 մ
Կառուցվածքը	Հիմնական զանգվածն ունի ապակենման կա- ռուցվածք լավիլների և ավելի խոշոր պեմզային բեկորների ներփակում- ներով:	Հիմնական զանգվածն ունի հրա- բեկորային կառուցվածք:

Տուֆերը և տուֆոլավաները տարբերվում են միմյանցից մի շարք պետ-
րոգրաֆիական և ֆիզիկա-տեխնիկական հատկանիշներով, որոնք ի մի են
բերված տվյալ աղյուսակում:

Անհրաժեշտ է նշել, որ Երևան — Լենինականի տիպի տուֆերը պահպա-
նում են իրենց լուրահատուկ հրաբեկորային կառուցվածքը բոլոր դեպքերում,
որքան էլ որ բարձր լինի նրանց ձուլվածույթյան աստիճանը: Այսպես օրի-
նակ, 10—12 մ խորության վրա տեղադրված տուֆերը, որոնց տեսակարար
և ծավալային կշիռների տարբերությունը կազմում է միայն 0,17 (2,49—
2,32), իրենց հրաբեկորային կառուցվածքը չեն կորցնում:

Այսպիսով, կարելի է հանգել այն եզրակացության, որ տուֆոլավաների
լավանման կառուցվածքն ունի սկզբնական բնույթ:

Տուֆերի և տուֆոլավաների միջև աստիճանական անցումների բացա-
կայությունը, նրանց ստրատիգրաֆիական մասնատվածությունը, ինչպես
նաև պետրոգրաֆիական հատկանիշների մի շարք տարբերությունները հիմք
են տալիս մեզ բացասելու նրանց ծագման ընդհանուր իզոմորֆիտային հի-
պոթեզը:

Ներկայումս կարելի է ապացուցված համարել միայն Երևան — Լենինա-
կանի տիպի տուֆերի իզոմորֆիտային բնույթը, որը պելեյան տիպի ժայթ-
քումների հետևանք է եղել: Տուֆերի առաջացումը պայմանավորվել է նրա-
նով, որ մագմատիկ հալոցքում գտնվող գազերի լայնացումը ստացել է իր
լրիվ զարգացումը գազային բշտիկների պայթման ձևով: Եվ իսկապես, Երևան —
Լենինականի տիպի տուֆերում գտնվող միկրոսկոպիկ բեկորներն իրենց
ձևով ներկայացնում են այդ բշտիկները ներփակող լավային հալոցքի կտոր-
ներ: Հրաբեկորային նյութում գազային բշտիկների որոշ ուրվագծերի
պահպանման փաստը խոսում է լավային հալոցքի բարձր մածուցիկության
և նրանց ոչ շատ դանդաղ սառնեցման մասին:

Ինչ վերաբերվում է տուֆոլավաների առաջացմանը, ապա դա բացա-
տրվում է նրանով, որ գազերի լայնացումը մագմայում չի տվարտվել
կատաստրոֆիկ պայթյունով, այլ գազերով ուժեղ հագեցված լավան
դուրս է հոսել երկրի մակերևույթ ծայր աստիճան ուռճացված ձևով: Այդ
երևույթը ուղեկցվել է նաև որոշ չափով բեկորային նյութի ժայթքումով, որը
հենց նույն տեղում խառնվել է փրփրանման լավային հալոցքի հետ:

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамян А. А. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичной туфо-ту-
фолавоваы толщн южных склонов массива г. Арагац. Изв. АН АрмССР, т. 3,
№ 2, 1950.
2. Белянкин Д. С. К вопросу о туфовых лавах Армении. Изв. АН СССР, сер. геол.,
№ 3, 1952.
3. Заварицкий А. Н. О четвертичных вулканических туфах и туфолавах Армении.
Вестник АН СССР, № 10—11, 1945.
4. Заварицкий А. Н. О четвертичных вулканических туфах Армении. ДАН СССР,
1945, т. 53, № 8.

5. Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.
6. Лебедев И. И. К вопросу о природе туфовых лав вулкана Алагез. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1947.
7. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье. Природа № 5, 1928.
8. Месропян А. И. О генезисе четвертичных туфов Армении. Изв. АН АрмССР, т. IV, № 4, 1951.
9. Мкртчян К. А. Некоторые замечания о генезисе туфов арктического типа (Армянская ССР). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.
10. Паффенгольц К. Н. К вопросу о возрасте и генезисе туфолав Армении. Зап. Всеросс. мин. общ. ч. XVIII, № 3, 1938.
11. Ширинян К. Г. Совершенная столбчатая отдельность в покровах вулканических туфов Армении в связи с их происхождением. Сборн. научн. трудов Ереванск. политехн. инст-та, № 13, 1956.
12. Ширинян К. Г. Общая последовательность образования четвертичных вулканических продуктов области г. Арагац и их фациальные взаимоотношения. Сборн. „Вопросы геологии и гидрогеологии Армении“, АН АрмССР, Ереван, 1956.

ПЕТРОГРАФИЯ

Э. Г. МАЛХАСЯН

О БАРАБАТУМСКИХ КВАРЦЕВЫХ ПОРФИРИТАХ
КАФАНСКОГО РАЙОНА

Кафанский рудный район по своему геологическому строению и металлогении является одним из интереснейших и сложных районов Малого Кавказа. Несмотря на то, что исследование этой области проводится свыше ста лет, однако ряд вопросов стратиграфии, петрографии и металлогении до сих пор еще окончательно не разрешен.

В настоящее время накопился большой фактический материал, который позволяет обобщить и уточнить некоторые из вышеотмеченных вопросов геологии.

В тектоническом отношении описываемый район находится в Сомхето-Кировабадской зоне. Он характеризуется широким развитием образований юрского периода, представленных, главным образом породами эффузивной фации и их пирокластическими материалами.

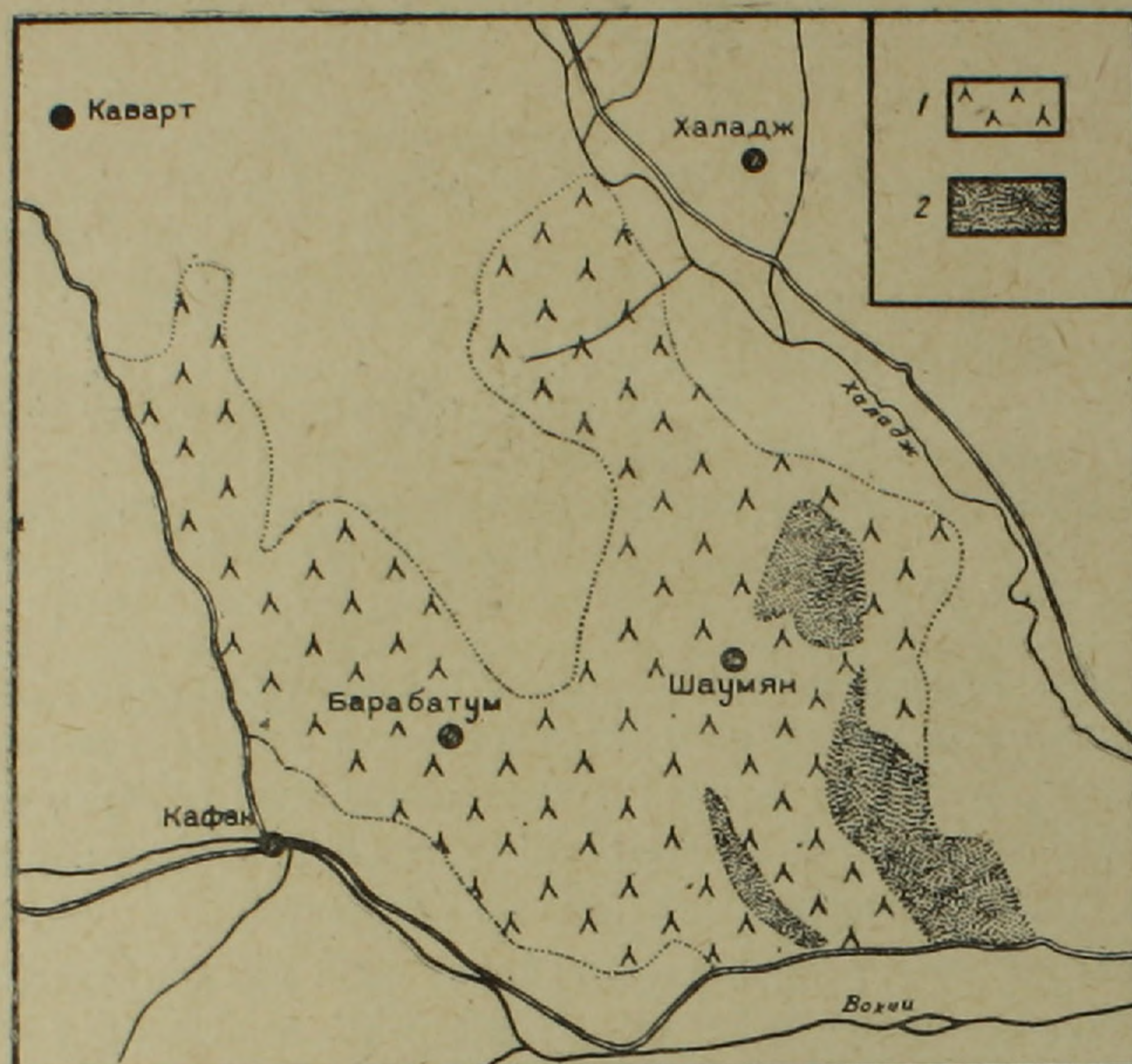
В настоящей работе описываются кварцевые порфириды барабатумской серии, являющиеся одним из наиболее интересных эффузивных образований Малого Кавказа.

Кварцевые порфириды барабатумской серии занимают восточную часть Кафанского рудного поля, слагая площадь около 8 кв. км. Они располагаются вокруг с. Барабатум и поэтому А. Л. Додиним и В. Н. Котляром этой толще дано название «кварцевые порфириды барабатумской серии». В северо-восточной и восточных частях она протягивается почти до бассейна р. Халадж, западной границей является р. Каварт, а южной — бассейн р. Вохчи (фиг. 1). Мощность пород барабатумской серии переменная, колеблется на различных участках от 20—30 до 250 м. Средняя мощность рассматриваемой толщи составляет 150—200 м.

Возраст указанных пород ранее трактовался по разному.

Контакты описываемой толщи с нижележащими плагиоклазовыми и эпидотизированными порфиритами нижнеюрского возраста считались тектоническими и были предположения (А. Эрн [3] и ранние работы В. Н. Котляра), что по этим крутопадающим плоскостям нарушений происходило горстообразное, ступенчатое поднятие кварцевых порфиров. Последние считались наиболее древними образованиями района, залегающие под нижнеплагиоклазовыми порфиритами. Амплитуда поднятия кварцевых порфиров по вертикали считалась более 400 м.

Схема распространения барабатумских порфиров в Кафанском районе



Фиг. 1. 1. Барабатумские кварцевые порфиры.
2. Гидротермально измененные разности.

Более поздними детальными работами В. Н. Котляра и других исследователей выяснилась ошибочность такого толкования стратиграфии района. Было установлено, что эта толща пород налегает на плагиоклазовые порфиры и туфопесчаники, которые в свою очередь налегают на эпидотизированные плагиоклазовые порфиры.

Наши исследования также подтвердили последнее предположение о более молодом — среднеюрском возрасте кварцевых порфиров барабатумской серии.

В кварцевых порфирах, в районе с. Барабатум и в 1 км южнее селения Каварт найдены ксенолиты пород чуждого состава. Величина ксенолитов доходит до 5 см. Контакт между ксенолитами и вмещающей породой резкий. Ксенолиты по своему петрографическому составу сходны с вышеуказанными плагиоклазовыми порфирами. Происхождение таких ксенолитов объясняется захватом интродуировавшей магмой обломков, образовавшихся при раздроблении ранее затвердевшей приконтактной части вмещающих пород — эффузивов.

Эти обстоятельства приводят к мысли, что кварцевые порфиры барабатумской серии более молодые образования, чем плагиоклазовые порфиры, как это предполагалось ранее.

На основании найденной фауны, А. Т. Асланяном возраст этой толщи датируется как верхний байос.

О наименовании пород барабатурской серии порфиритов

Рассматриваемые породы барабатурской серии в различных стадиях ее изученности были названы по разному. А. Эри [3] их называл кварцевыми порфирами, В. Н. Котляр и А. Л. Додин [1, 2] кварцевыми порфиритами; К. Н. Паффенгольц до 1949 г. их называл кварцевыми порфирами, а начиная с 1949 г.— кварцевыми порфиритами и порфирами. Позднее А. Т. Асланян описываемые породы вместе с альбитофирами и кварцевыми порфирами относил к кератофирам. Д. Н. Логвин эту серию пород относит к кварц-роговообманковым порфиритам. Р. А. Аракелян и Г. О. Пиджян барабатурскую серию пород подразделяют на три типа в зависимости от преобладания в них какого-нибудь минерала. Эти группы: кварцевые порфириты, кварц-плагноклазовые порфириты и кварц-роговообманковые порфириты.

Произведенные нами, как полевые наблюдения, так и микроскопические исследования и результаты химических анализов позволяют породы барабатурской серии относить к кварцевым порфиритам спилитового характера, образовавшихся в подводных условиях.

Прежде чем изложить фактический материал необходимо остановиться на понимании термина «спилиты» («спилитовая формация»).

В настоящее время термин «спилиты» в большинстве случаев применяется как обозначение определенной совокупности древних вулканических образований формировавшихся преимущественно в подводных условиях и обладающих определенной ассоциацией минералов, определенными, в ряде случаев, особенностями химизма, зачастую характерной шаровой или подушечной отдельностью, а также наличием слоистых осадочно-вулканогенных пород, состоящих из многочисленных пропластков тонкообломочного пирокластического материала.

Описываемые породы в морфологическом отношении представляют эффузивные покровы небольшой мощности (в среднем 150 м). Характерным признаком в большинстве случаев является присутствие типичных „подушечных“ или шаровых форм отдельности (фиг. 2) по типу известных pillow-lavas. Размеры подушек колеблются в пределах 0,3—1,5 м в диаметре.



Фиг. 2. Шаровые образования барабатурских спилитовых кварцевых порфиритов.

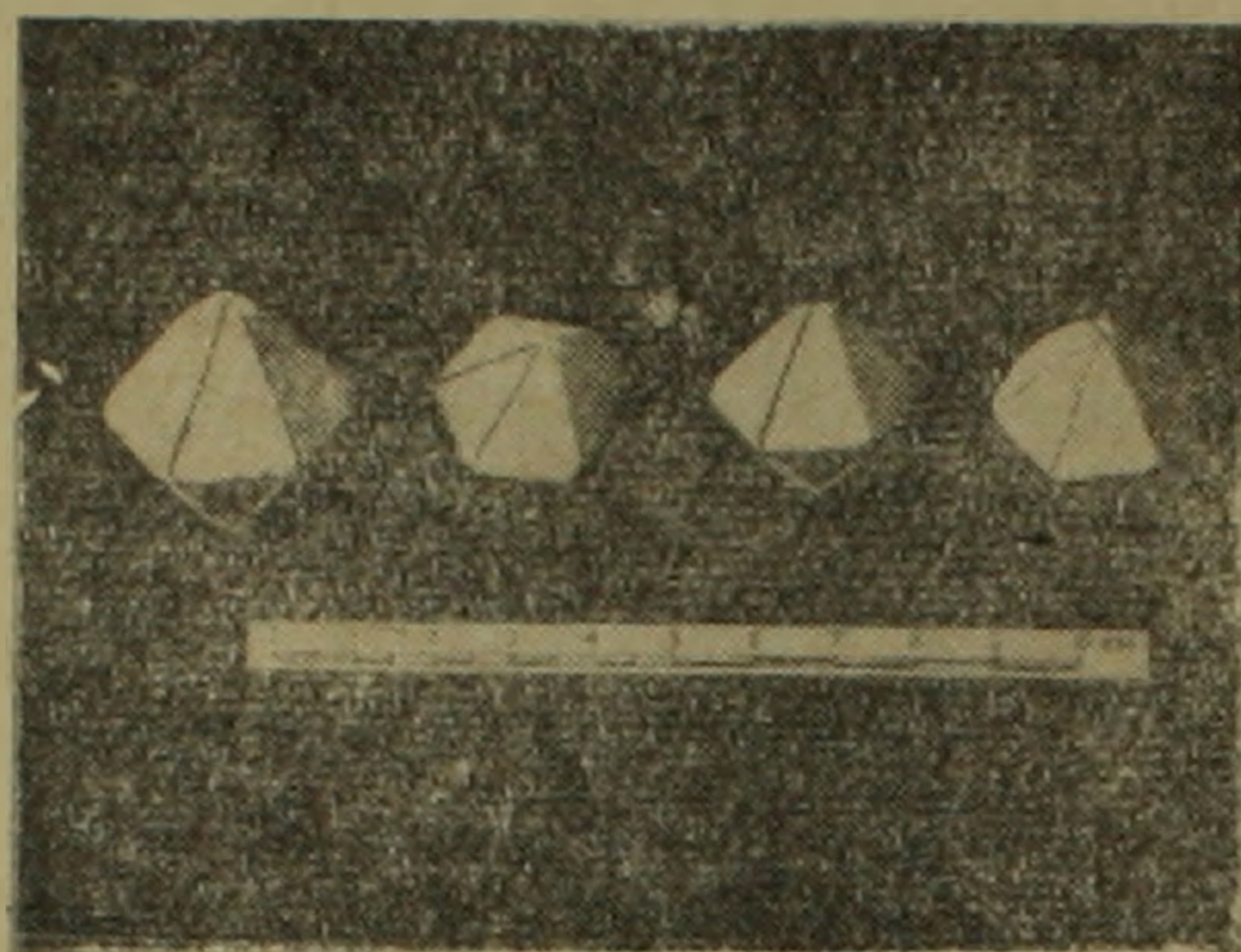
Считают, что образование таких форм отдельностей происходит в подводных условиях и обусловлено: а) последовательными повторными пульсациями лавы во фронтальной части движущегося лавового потока; б) составом, температурой и степенью вязкости лавы; в) скоростью дви-

жения лавового потока, которая определяется рельефом морского дна с одной стороны и насыщенностью лавы газами, облегчающими передвижение и «отщепление» отдельных лавовых «подушек» с другой.

Макроскопически породы имеют серый цвет с различными оттенками от светло-серого до серовато-зеленоватого. Характерной особенностью породы является присутствие кристаллографически очень правильно выраженных кристаллов кварца дипирамидальной формы (фиг. 3, 4).



Фиг. 3. Кварцевый порфирит с крупными дипирамидальными кристаллами кварца и призмами моноклинных амфиболов. $\frac{1}{10}$ натур. велич.



Фиг. 4. Кристаллы дипирамидального кварца из барабатумских кварцевых порфиритов.

Размеры их колеблются от 0,5 до 4—5 см. В количественном отношении кварц составляет 5—10%, а местами занимает до 15% породы и только на немногих участках макроскопически видимый кварц отсутствует. Такие разновидности пород тяготеют к бескварцевым порфиритам.

Следует отметить, что принадлежность гидротермально измененных пород рудников Барабатум, Шаумян и отчасти Халадж к кварцевым порфиритам барабатумской серии устанавливается по хорошо сохранившимся дипирамидальными кристаллами кварца.

В кварцевых порфиритах барабатумской серии, развитых в юго-западной части района, отмечаются крупные, величиной до 2—3, а иногда и 4 см кристаллы роговой обманки с правильными кристаллографическими очертаниями в виде моноклинной призмы (фиг. 5, 6). Макроскопически они не сохранились или превратились в другие вторичные минералы, образуя псевдоморфозы по роговой обманке, о чем мы укажем ниже. Об этом говорит и тот факт, что макроскопически «роговая обманка» хорошо царапается медной иглой и слабо вскипает от соляной кислоты.

В общем эффузивном покрове иногда наблюдаются участки пород брекчиевидного и конгломератовидного строения, которые стратиграфически выдержанного горизонта не образуют. В указанных образованиях, как отдельные обломки, так и цементирующая масса по петрографическому составу сходны с кварцевыми порфиритами. Для них также типичны крупные кристаллы дипирамидального кварца.

Такое брекчиевидное и конгломератовидное строение пород в литературе объясняется следующим образом: излившаяся первая порция лавы еще полностью не застывшая, под влиянием внутреннего напора новой порции лавы, прорывается. Прорывающая новая порция лавы заполняет многочисленные пустоты и трещины уже полужастывшей лавы первой порции, образуя брекчиевидное строение пород. Этот процесс может повторяться несколько раз.



Фиг. 5. Кристаллы «роговых обманок».

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ ФОРМЫ
ДОХОДИЛИТОВ / РОГОВЫХ
ОБМАНК / БАРАБАТУРСКОЙ СЕРИИ ПОРОД



Фиг. 6. Кристаллы «роговых обманок» с основными габитусными гранями.

Среди указанных конгломератовидных и брекчиевидных образований мы не находим пород пирокластического облика.

В порфиритах барабатурской серии, в ряде участков (район Водопойного ручья, западнее с. Барабатур и др.) отмечаются небольшие пачки слоистых осадочно-вулканогенных пород, состоящих из многочисленных пропластков тонкообломочных песчаников и туфопесчаников, являющихся результатом переотложения и перенесения туфового материала в морской среде. Чередующиеся многочисленные тонкие слои свидетельствуют о малой глубине водного бассейна.

Под микроскопом структура пород барабатурской серии порфировая с микрофельзитовой структурой основной массы (фиг. 7), состоящей из мелкозернистого кварцевого и полевошпатового материала.

Основной минералогический состав породы — кварц и плагиоклаз (32—35% An).

Из вторично образованных минералов присутствуют хлорит, карбонат, серицит и пренит.

Акцессорные минералы представлены пиритом, марказитом и магнетитом. В отдельных шлифах встречаются по несколько зерен кристалликов апатита.



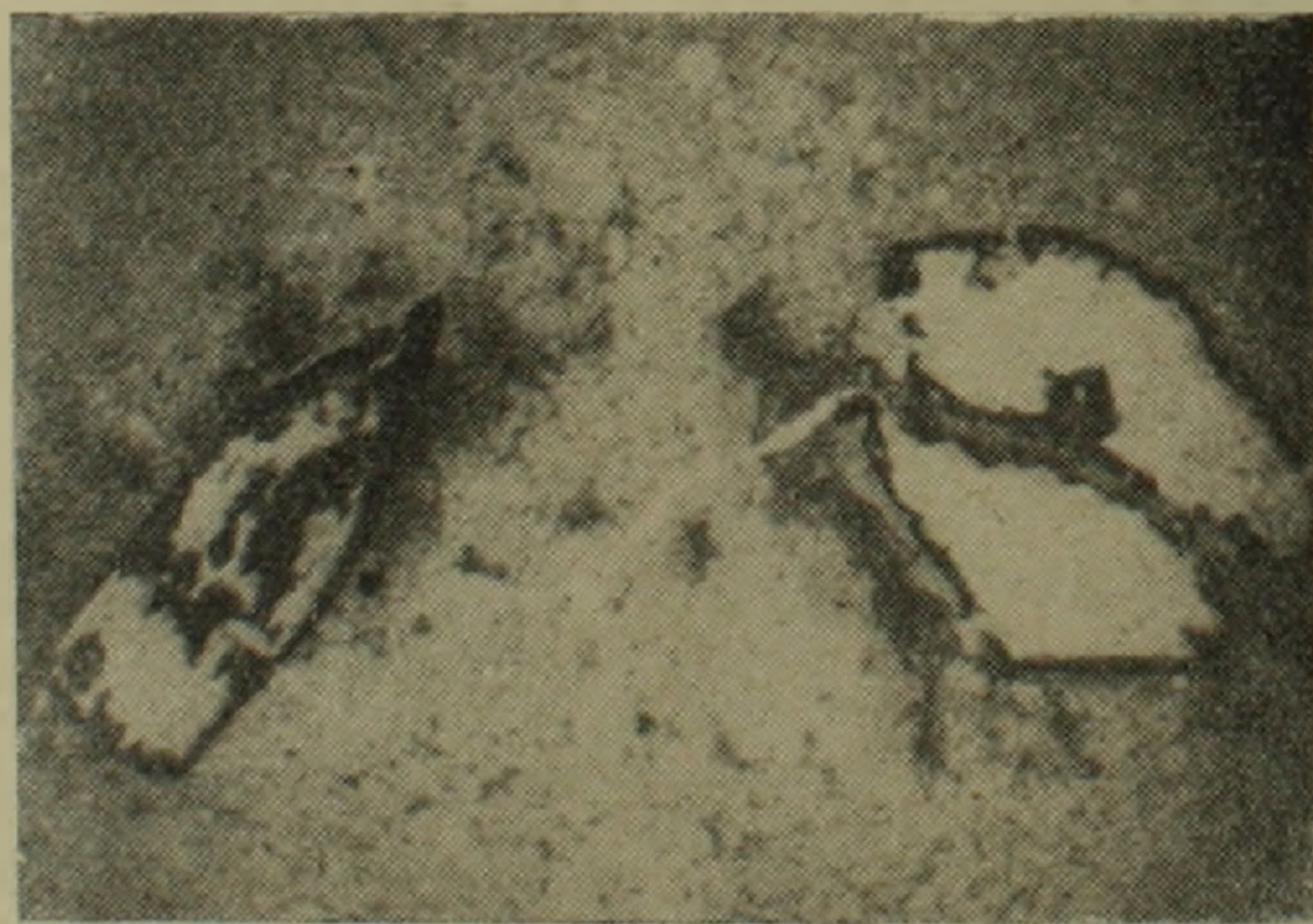
Фиг. 7: Кварцевый порфирит. Шл. 149, ув. 18 ник, х.

Кварц образует неправильные изометрические формы. В шлифах составляет 5—10% породы. Такое относительно малое количество кварца, по сравнению с макрообразцами, объясняется степенью разрушенности кристаллов, обломки которых не остаются в шлифах. Кварц представлен крупными кристаллами, которые обычно раздроблены и по трещинам заполнены хлоритом и карбонатом. Нередко контуры кварца корродированы. Иногда кристаллы кварца проявляют слабую зонарность. В ряде случаев он включает в себе кристаллы роговых обманок.

Как отметили выше величина макроскопически видимых кристаллов кварца очень часто доходит до 4—5 см, причем они имеют правильную кристаллографическую форму гексагональной дипирамиды. Как показывают лабораторные опыты аналогичный кварц образуется также при низких температурах. В литературе хорошо известен низкотемпературный «дипирамидальный» кварц, относящийся к «кумберландскому типу». По Специя, подобный кварц в лабораторных условиях кристаллизуется при температуре около 180°.

По-видимому к ним относятся и наши «дипирамидальные» кристаллы, которые образовались в подводных условиях и вероятно формировались при низких температурах.

Плагноклаз составляет 20—25% породы, принадлежит к кислому андезину (32—35% An), в отдельных случаях содержания анортитовой молекулы в них доходит до 28%, т. е. принадлежат к олигоклазу. Кристаллы сдвойникованы по манебахскому закону $DN_g = 13^\circ$, $DN_m = 76^\circ$, $DN_p = 88^\circ$, $-2v = 83^\circ$, $Ng - Np = 0,007$. Величина кристаллов доходит до 1,5—2 мм в длину. Многие кристаллы обнаруживают зональное строение. Свеже сохранившихся кристаллов мало; в основном они разрушены и превращены в серицит и пренит.



Фиг. 8. Псевдоморфоза хлорита и карбоната по роговой обманке. Шл. 800. ув. 15, без анализатора.

Роговая обманка в шлифах отсутствует. Только иногда можно наблюдать псевдоморфозы вторичных минералов по роговой обманке (фиг. 8), представляющие собою идиоморфные кристаллы с опацистыми каемками, состоящими из тончайших зерен рудного минерала. Внутренняя

часть кристаллов состоит из агрегата хлорита и карбоната. Присутствие таких «роговых обманок» в шлифе составляет 5—10%.

Кристаллики основной массы составляют примерно 40% породы. По величине зерен они бывают от 0,001 до 0,005 мм.

Рудный минерал представленный магнетитом, марказитом и пиритом в шлифах в среднем составляет 2—3%. Магнетит, по-видимому выделился в результате изменения роговых обманок. Марказит занимает подчиненное место.

Апатит присутствует в виде единичных зерен. Степень развития вторичных процессов зависит от степени измененности пород. Для измененных разновидностей характерно широкое развитие процессов серицитизации и карбонатизации и подчиненное значение процесса хлоритизации, что обусловлено почти полным отсутствием темноцветных минералов в породе.

Таблица 1

Химический состав кварцевых порфиритов следующий:*

№№ п/п	№№ образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
1	15	62,75	1,14	16,85	2,3	1,85	0,03	3,13	4,59	4,-1	0,84	0,66	2,15	100,5
2	—	62,07	0,4	15,64	3,5	1,44	0,14	0,95	7,38	2,60	0,28	0,71	5,16	100,27
3	62п	60,00	0,31	18,73	6,24	—	0,08	2,76	3,58	5,20	0,60	—	1,72	99,21
4	991	59,75	0,35	15,36	5,21	3,24	0,10	3,22	5,69	2,60	0,50	0,50	3,82	100,34
5	23—х	58,60	0,27	15,82	3,77	2,30	0,07	2,30	5,45	2,6	0,58	1,16	6,52	99,34

Анализы заимствованы:

1) № 15 у Д. Н. Логвина; 2) у В. Н. Котляра; 3) № 62п у Р. А. Аракеляна и Г. О. Пиджяна. Места взятия перечисленных образцов не указаны; 4) № 991 у С. С. Ванюшина, образец взят у дороги к с. Барабатур; 5) № 23—х у Ю. А. Лейе, образец взят на каменоломном карьере, напротив с. Арфик.

Анализы произведены:

1) В химич. факультете Ереванского государственного университета, аналитиком В. Тараян; 2) в химической лаборатории ЦНИГРИ аналитиком Р. Ильницким; 3), 4) в химической лаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком Т. Авакян; 5) в центральной хим. лаборатории треста „Кавцветметразведка“, аналитиком Н. Осиповой.

Как видно из вышеприведенного материала образования эти соответствуют кварцевым порфирирам формировавшимся в подводных условиях и имеющим спилитовый характер.

Основные доводы, свидетельствующие о спилитовом (подводном) характере образования указанных эффузивов следующие:

1. Тесная ассоциация со слоистыми осадочно-вулканогенными породами.

2. В большинстве случаев, типично выраженный характер отдельных с образованием «подушечных» или «шаровых» лав.

* Числовые характеристики см. табл. 2.

Таблица 2

Числовые характеристики указанных пород по А. Н. Заварицкому

N_0, N_2 п/п	N_0, N_2 образ- цов	a	c	b	s	a'	c'	f'	m'	n	t	φ	Q
1	15	10,80	5,33	9,53	73,33	—	3,68	39,00	57,35	88,3	1,41	56,0	11,74
2	—	6,67	8,0	8,38	76,94	—	21,24	57,52	21,24	93,33	0,48	68,75	32,55
3	62п	12,3	4,19	14,51	69,6	30,33	—	35,07	32,43	93,33	0,29	—	9,81
4	991	6,27	3,80	23,14	66,71	27,08	—	32,27	40,63	89,36	0,5	19,02	17,16
5	23—x	7,14	7,21	11,87	73,67	12,63	—	51,26	36,07	87,5	0,4	30,34	25,97

3. Отсутствие в составе описываемой группы пород типично пирокластических наземных образований — туфов, туфобрекчий и т. д.

4. Наличие ассоциации низкотемпературных минералов (марказит, кварц и др.) и широкое развитие псевдоморфоз хлорита и карбоната по роговым обманкам, более соответствующие низкотемпературному подводному образованию лав.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 31 VIII 1956

Է. Գ. ՄԱԼԽԱՅԱՆ

ՂԱՓԱՆԻ ՇՐՋԱՆԻ ԲԱՐԱԲԱԹՈՒՄԻ ԿՎԱՐՑԱՅԻՆ ՊՈՐՖԻՐԻՏՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ղափանի շրջանը բնորոշվում է լուրջի հասակի ապարների լայն տարածմամբ, որոնք հիմնականում ներկայացված են էֆֆուզիվ ֆացիայով և սրանց պիրոկլաստիկ գոյացումներով: Էֆֆուզիվ ապարների շարքում բավականին հետաքրքիր տեղ են գրավում այսպես կոչված Բարաբաթումի կվարցալին պորֆիրիտները, որոնք տեղադրված են Բարաբաթումի գյուղի շրջակայքում:

Բարաբաթումի կվարցալին պորֆիրիտների հասակը որոշվում է որպես վերին բալու: Նրանք տեղադրված են ափսի հին հասակ ունեցող կանաչավուն էպիդոտացված պլազիոկլազայի պորֆիրիտների վրա: Այս փաստը հաստատվում է ինչպես ֆաունայի տվյալներով, նույնպես և այս ապարներում քսենոլիտների ներկայությամբ, որոնք իրենց կազմով նման են վերը նշված ափսի հին ապարներին:

Տարրեր հետազոտողներ այս ապարներն անվանակոչել են տարրեր, այսպես՝ ոմանք նրանց անվանում են կվարցալին պորֆիրներ, կերատոֆիրներ, կվարցալին պորֆիրիտներ, իսկ ոմանք էլ՝ կվարց-պլազիոկլազ-հորըն-րլենդալին պորֆիրիտներ:

Մեր ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ այդ առաջացումնե-

ըը պատկանում են սպիլիտային բնույթի կվարցային պորֆիրիտներին, որոնք գոյացել են ստորջրյա պայմաններում:

Կվարցային պորֆիրիտների ստորջրյա բնույթն ապացուցվում է ապարների գնդաձև անջատումներով, նստվածքա-հրաբխածին ծագման բարակ շերտիկների ներփակումներով, ցածր ջերմաստիճանային որոշ միներալների ասսոցիացիայով, տիպիկ պիրոկլաստիկ նյութի (տուֆ, տուֆորրեկչիա) բացակայությամբ և այլն:

Էֆֆուզիվ ծածկույթի մեջ, երբեմն նկատվում են բրեկչիանման և կոնգլոմերատանման գոյացումներ, որոնց մեջ թե՛ բեկորները և թե՛ ցեմենտացնող նյութը նույնն են և պատկանում են կվարցային պորֆիրիտներին: Ենթադրվում է, որ այսպիսի գոյացումները հանդիսանում են մագմայի սուլուսացիոն բնույթի արդյունք:

Հատկապես հետաքրքրական է Բարաբաթումի խոշոր (մինչև 5 մ) դիպիրամիդային կվարցի և հորնրլենդի պրիզմաձև բյուրեղների առկայությունը: Պետք է ենթադրել, որ հորնրլենդի ծագումը սկսվել է դեռ մագմայի բարձր ջերմաստիճանային պայմաններում և ընկնելով ցածր ջերմաստիճանային միջավայր նրա բյուրեղները շարունակել են դանդաղ աճել: Այսպիսի տեսակներում հորնրլենդի թարմ սլահպանված բյուրեղներ հազվագյուտ են հանդիպում, ամենուրեք կարելի է նկատել կարրոնատի և քլորիտի պսևդոմորֆոզներ ըստ հորնրլենդի:

Ըստ երևույթին կվարցի խոշոր բյուրեղները նույնպես առաջացել են ցածր ջերմաստիճանային պայմաններում: Կվարցը մի կողմից պարունակում է հորնրլենդի ներփակումներ, իսկ մյուս կողմից հանդես է գալիս մի շարք ցածր ջերմաստիճանային միներալների հետ:

ЛИТЕРАТУРА

1. Грушевой В. Г., Котляр В. Н., Додин А. и Ходиков В. О геологическом изучении Зангезурского рудоносного района. Разведка недр, № 5, 1935.
2. Котляр В. Н. и Додин А. Л. Зангезурское медное месторождение, его структура, оруденение и генезис. Цветные металлы, № 3, 1937.
3. Эрн А. Отчет об исследовании Катар-Кавартского месторождения медных руд Зангезурского уезда Елизаветопольской губернии. Матер. для геологии Кавказа, кн. 9, сер. 3, 1910.

ГЕОФИЗИКА

Ш. С. ОГАНИСЯН

О ПРИРОДЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ
АРАРАТСКОЙ КОТЛОВИНЫ

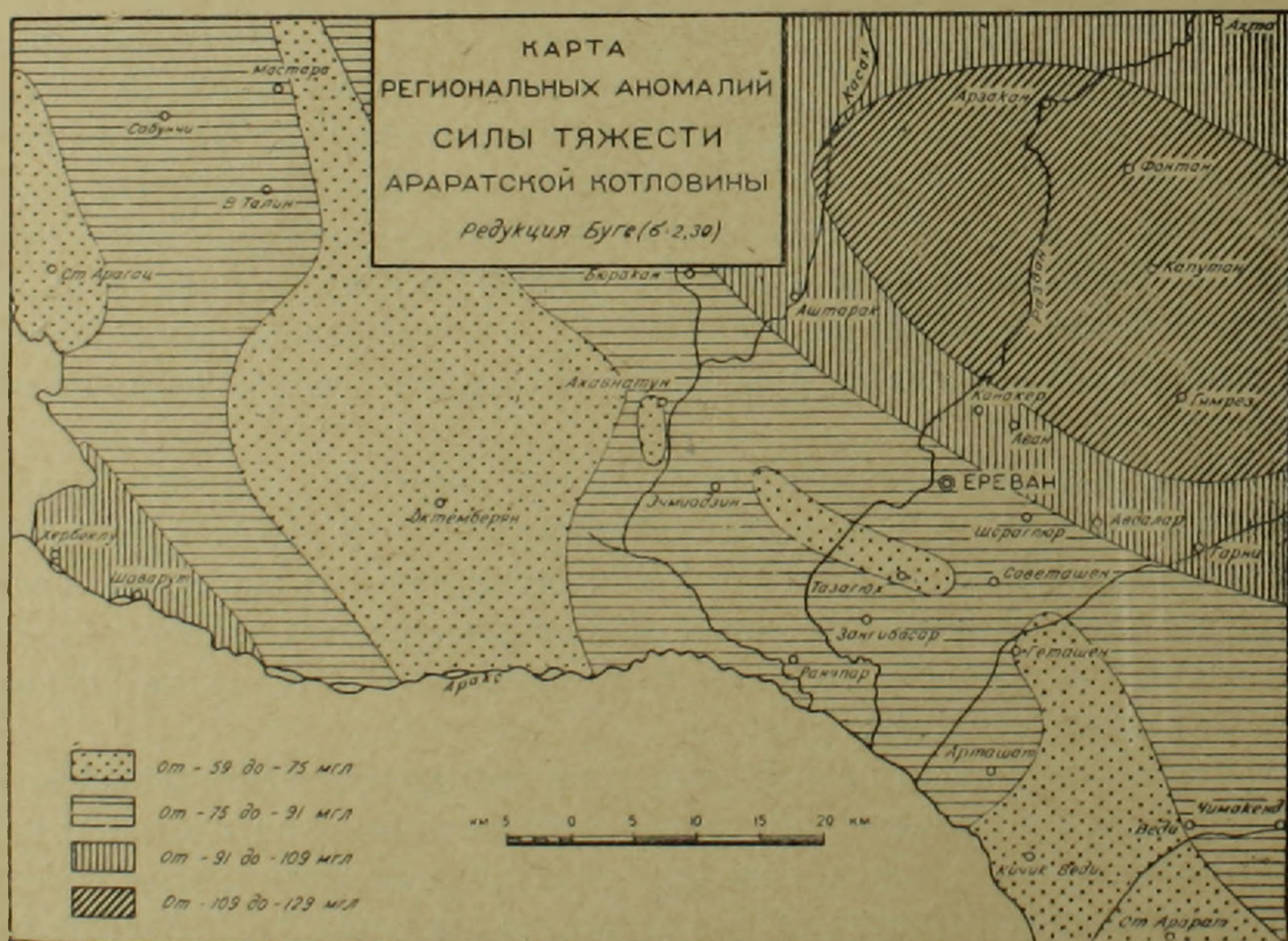
Гравитационное поле Араратской котловины, входящей в состав альпийской геосинклинальной зоны, характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести и разделяется на две зоны: юго-западную (центральная максимальная зона), отличающуюся повышенными значениями аномалий силы тяжести (от -60 до -90 мгл) и северо-восточную со значениями аномалий -90 : -130 мгл. Центральная максимальная зона, в состав которой входят Кичик-Вединский, Тазагюхский, Ахавнатунский, Октемберянский и Арагацский относительные максимумы силы тяжести, с перерывами и ундуляциями протягивается на значительное расстояние от ст. Арарат на юго-востоке, до ст. Арагац на северо-западе, т. е. она представляет собою элемент гравитационного поля, отражающий, в основном, региональную тектонику. Шаварутский минимум, повидимому, является гравитационной структурой того же порядка, что и указанные зоны. В районе с. Шаварут выявлена лишь небольшая часть этого предполагаемого регионального минимума, примыкающего к юго-западной зоне за пределами государственной границы. Фонтанский интенсивный минимум входит в состав северо-восточной зоны, которая охватывает небольшую высокогорную часть центральной Армении.

Перед тем, как перейти к рассмотрению погребенных масс, обуславливающих региональные аномалии силы тяжести, нам кажется уместным остановиться на причинах, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести в геосинклинальных зонах. Существуют разные гипотезы. Не останавливаясь подробно на разборе литературных материалов, приведем здесь лишь некоторые выводы.

В. Боуи объясняет эти аномалии существованием изостатической компенсации, т. е. наличием под горными областями пород, плотность которых меньше, чем у пород, лежащих под прилегающими к этим областям впадинами [7]. Против теории изостазии выступал А. Д. Архангельский, считавший, что совершенно ненужным является принцип изостазии для объяснения тех геологических явлений, которые с ним связывают, как прогибание геосинклиналей, поднятия отдельных участков земной коры и т. д. «Эти явления зависят от разнообразных причин, но меньше всего от перемещений пластичных подкорковых масс в связи с наруше-

нием изостазии» [2]. По Е. Н. Люстиху, «с точки зрения изостазии весь Кавказ — и в особенности Большой Кавказ — перегружен, т. е. обладает избыточной массой. Следовательно, поднятие хребтов Кавказа совершается против изостатических сил. Восточная часть Кавказа, наоборот, недогружена и, следовательно, опускания здесь также происходят против изостатических сил» [12].

Веннинг-Мейнес выдвинул гипотезу о том, что горные сооружения представляют собой опущенные вниз крупные складки земной коры, на фоне которых приподняты, в виде хребтов, лишь тонкий поверхностный слой. Он предполагает, что основная складчатость типа геосинклиналей распространяется значительно шире, чем поверхностная складчатость верхних горизонтов коры и, что отрицательные аномалии могут быть объяснены широким погружением сиалической оболочки в седатическую, плотность которой больше чем сиала (9). С этой гипотезой согласен Б. А. Андреев, который предполагает, что одним из объяснений наличия крупных региональных отрицательных аномалий в геосинклинальных районах является допущение, что земная кора, имеющая плотность в среднем $2,7 \text{ г/см}^3$ и лежащая на более плотном подкоровом слое ($\sigma = 3,0 - 3,3 \text{ г/см}^3$), в геосинклинальных районах прогибается вниз, т. е. мощность ее здесь больше, чем в платформенных областях. Это предположение за последние годы нашло подтверждение в данных сейсмологии [11].



Предлагались и другие объяснения: П. Эванс и У. Кромптон [18], Браун [19], Гальвиц [20], В. А. Магницкий [14], С. И. Субботин [17] и т. д. Гипотез — сколько угодно. Трудность заключается не в том, чтобы указать на какие-либо причины, вызывающие отрицательные аномалии,

а в том, чтобы из множества гипотез выбрать наиболее реальные на основе рассмотрения гравитационных аномалий с привлечением результатов других геофизических методов, новейшие данные которых заставляют пересмотреть прежние выводы относительно почти совершенного господства изостазии. В Индии, которая является родиной изостазии, в СССР, в морях Индонезии наблюдаются значительные отклонения от изостазии. Согласно теории изостазии, под океанами должны лежать более плотные породы, чем на том же уровне под континентами. Большое число гравитационных измерений было произведено в северо-восточной части Атлантического океана. Значения силы тяжести оказались одинаковыми как над океаном, так и над ближайшими континентами и мелководными морями [19]. Если бы в действительности имело место изостатическое равновесие земной коры, то после введения изостатических редукций аномалий силы тяжести в среднем равнялись бы повсюду нулю. Однако, ни одна схема строения земной коры, основанная на изостатических гипотезах, не обеспечивает это в большинстве районов.

Резкие отрицательные аномалии в области горных хребтов, на наш взгляд, обусловлены процессами глубинного порядка и характеризуют наиболее подвижные участки земной коры. Действительно, альпийская геосинклинальная зона, характеризующаяся преимущественно распространением больших отрицательных аномалий (— 500 мгл на Памире и — 200 мгл на Кавказе), является одной из наиболее подвижных зон земной коры, о чем свидетельствуют имеющиеся здесь место землетрясения, достигающие 7 и более баллов. Слабость сейсмических проявлений на Урале свидетельствует о том, что тектонические движения здесь в основном давно затихли и сейчас проявляются в очень слабой степени. На гравиметрической карте Урала бросается в глаза резко очерченная полоса крупных положительных аномалий Буге до + 85 мгл [3].

Переходя к истолкованию региональных гравитационных аномалий Араратской котловины, укажем, что главнейшим фактором, обуславливающим изменение ее гравитационного поля, является рельеф поверхности кристаллического фундамента. В наблюдаемых аномалиях главную роль играет рельеф поверхности допалеозойских образований, отличающихся заметной избыточной плотностью относительно перекрывающих их отложений. Незначительные колебания плотности в разрезе мезокайнозойских толщ не могут вызвать существенного гравитационного эффекта. Последний накладывается на общую картину гравитационного поля, создаваемого более плотными образованиями палеозойско-докембрийского комплекса. Наличие ряда случаев качественного и количественного соответствия является доказательством правильности этого утверждения. Например: 1) результаты количественной интерпретации гравитационных данных, выразившиеся на глубине 600 м, были сверены с данными скважины в районе с. Тазагюх, которая пересекла кристаллический фундамент на глубине 520 м; 2) полученная нами глубина залегания (около 5 км) в приереванском районе незначительно расходится с существующим представлением о геологическом строении, согласно которому

вся мощность комплекса осадочных отложений, покрывающих породы нижепалеозойско-докембрийского возраста, оценивается величиной в 4—5 км.

Однако, из вышеуказанного нельзя делать вывода о повсеместном преобладающем значении этого фактора. В ряде случаев имеет место обратное явление. Например: 1) Арзаканский кристаллический массив, сложенный разнообразными метаморфическими породами докембрийского и нижепалеозойского возраста, характеризуется аномалиями —110 ÷ —130 мгл; 2) в районе с. Тазагюх, где кристаллический фундамент находится на глубине 520 м (по данным бурения), значения аномалий силы тяжести достигают —60 мгл; 3) разница в аномалиях между Тазагюхским и Октемберянским относительными максимумами составляет 10 мгл. Для того, чтобы при разности плотностей $0,3 \text{ г/см}^3$ обусловить наличие таких колебаний аномалий, нам нужно было предположить погружение фундамента в районе Октемберяна под мезо-кайнозойскими породами, достигающими мощности 1000 м, что по-видимому невозможно. Действительно, скв. № 3, заложенная на оси Октемберянского максимума, после 300 метровой толщи покровных базальтов, вскрыла Загинскую толщу (сармат), затем на глубине 365 м гипсоносно-соленосную толщу (ср.— нижний миоцен), мощность которой оказалась равной 300 м. Забой этой скважины находится на глубине 720 м в пестроцветной толще миоцена. В этом же районе расположена опорная скважина, забой которой находится на глубине 2800 м возможно в пестроцветной толще миоцена.

Можно привести и другие примеры, указывающие на малую связь рельефа кристаллического фундамента с аномальным полем. Этими примерами достаточно убедительно доказывается, что не всегда существует прямая зависимость между рельефом фундамента и аномалией силы тяжести. Если бы изменение гравитационного поля действительно соответствовало неровностям поверхности фундамента, тогда от Арзаканского кристаллического массива к Араратской котловине должно было бы наблюдаться уменьшение величины гравитационного поля. В действительности же имеем обратную картину, т. е. значение гравитационного поля увеличивается почти в полтора раза при учете поправки за рельеф местности, уменьшающей аномалию на 25%. Араратская котловина характеризуется аномалиями от —60 до —80 мгл, а Арзаканский кристаллический массив обуславливает аномалию, достигающую —110 ÷ —130 мгл. Амплитуда колебания аномалий силы тяжести составляет примерно 50 мгл.

Возникает вопрос, какие геологические причины могут привести к возникновению описанного распределения гравитационного поля. В настоящий момент при скудности фактического материала мы еще не можем дать определенное геологическое истолкование этого явления и поэтому наши суждения носят в значительной степени характер гипотезы.

Для объяснения этих явлений можно, например, предположить, что кроме формы поверхности фундамента, на характер гравитационного по-

ля влияет и распределение плотности в толще кристаллических пород, связанное с петрографическим составом последних. По имеющимся данным внутри пород кристаллического фундамента отмечается дифференциация плотности порядка $0,1 \div 0,2 \text{ г/см}^3$ при которой каждый километр вертикальной мощности фундамента обусловит аномалии $4 \div 8 \text{ мгл}$. Как видно, возмущающее действие, обусловленное неоднородностью структуры фундамента, частично может объяснить наблюдаемое в действительности указанное выше несоответствие. Однако, возникает вопрос, можно ли представить толщу внутри кристаллического фундамента, которая имела бы избыточную плотность $0,1 \div 0,2 \text{ г/см}^3$ при мощности в несколько километров. В настоящее время нам трудно дать вполне определенный ответ на затронутый вопрос, так как мы не располагаем фактическим материалом о плотности глубоких частей фундамента и его стратиграфическом расчленении*.

Таким образом, в данный момент нельзя объяснить наличие столь интенсивного колебания аномалии исследованной территории исходя только из результатов изучения плотностей пород. Изменение аномалии в этих районах объясняется влиянием каких-то других, достаточно активных факторов. Это побудило нас рассмотреть более подробно вопрос о возможных причинах возникновения аномальных масс на больших глубинах, измеряемых десятками и даже сотнями километров.

Как известно, вертикальные движения отдельных участков земной коры сказываются на распределении осадочных горных пород, на их составе и мощности. Поднятиям соответствуют зоны размыва, опусканиям — зоны осадконакопления. Араратская котловина представляет собой межгорную впадину, прогибание которой, по мнению некоторых геологов [4, 10], продолжается и в современный период, о чем свидетельствуют накопления континентальных осадков и сейсмические явления. На наш взгляд, не исключена возможность, что возникновение Араратской котловины внутри горных областей может объясняться простым отставанием этого участка от соседних глыб, которые поднимаются быстрее нее. Арзаканский кристаллический массив, входящий в состав центральной (Армянской) геоантиклинальной зоны, характеризуется длительным поднятием, о чем свидетельствует отсутствие отложений целого ряда систем (девона, карбона, перми, триаса, юры, нижнего мела). Вышеуказанные факты делают несомненным вывод о том, что те геологические процессы, которые создают колебательные движения земной коры, одновременно оказывают большое влияние и на величину силы тяжести, т. е. направление движения этих участков, возможно, отражается на значении гравитационного поля, связанного с процессами, происходящими на больших глубинах в земной коре и подкоровом слое. Е. Н. Люстих [13], В. А. Магницкий [14], анализируя гравитационное поле прогибов и поднятий, большую роль приписывают процессам перетекания подкорового

* Единственная скважина, расположенная в районе с. Тазагюх, вскрыла породы кристаллического фундамента на глубине 520 м и прошла в нем всего 80 м.

вещества. При рассмотрении карты Кавказа, Е. Н. Люстих выделяет «минимумы двух родов: а) линейные, связанные с полосами устойчивых поднятий, например, Мисханский антиклинорий; б) связанные с молодыми прогибами, заполненными мощными толщами осадков. Линейные минимумы нельзя объяснить горизонтальным смещением глубинного вещества. Затруднительно отнести их и за счет расширения вещества в глубине, так как довольно большие градиенты силы тяжести указывают на сравнительно неглубокое залегание аномальных масс. Правдоподобнее всего предположить здесь — так же, как и в Индонезии — поднятие легких сиалических масс» [12]. С. И. Субботин [17] приходит к выводу, что источником движений отдельных блоков земной коры является процесс изменения плотности и объема определенных зон подкоркового вещества: сжатие под прогибами и расширение под поднятиями коры. Перетекания подкоровых масс, хотя и вполне возможны, однако, они играют подчиненную роль и не носят обязательного характера. Соблюдая условие неизменности плотности подкоровых масс он получил огромные величины отрицательных аномалий во впадинах и положительных в зонах поднятий, однако не существующих в действительности. Автор этих строк делает попытку на конкретных примерах доказать возможность применения этого вывода на примере Араратской котловины и Арзаканского кристаллического массива.

Прежде всего под названием земной коры понимается толща горных пород, залегающая в материковых областях выше поверхности разрыва Мохоровичича. Согласно данным сейсмологии земная кора состоит из гранитного и базальтового (промежуточного) слоев. Мощности гранитного и базальтового слоев для Кавказа впервые были определены Е. А. Розовой [16]. При этом мощность гранитного слоя получилась равной 46 ± 5 км, а промежуточного — 14 ± 5 км. Однако, следует отметить, что на точности определения этих величин вероятно отразилось то обстоятельство, что для Кавказа были приняты скорости распространения сейсмических волн, полученных для Средней Азии, а также то, что были приняты формулы для случая, когда очаг лежит в гранитном слое, в то время, как глубина залегания очагов землетрясений, на основании записей которых Е. А. Розовой были вычислены мощности, находится на глубине 60 км, т. е. очаг этих землетрясений расположен в базальтовом слое, а возможно и ниже земной коры. Мощность земной коры Кавказа была определена В. Ф. Бончковским по методике, основанной на использовании записи поперечных поверхностных волн, смещения которых горизонтальны и перпендикулярны к направлению распространения. Таким путем им было найдено значение мощности земной коры для Кавказа в районе между сейсмическими станциями «Ереван» и «Грозный». Мощность земной коры при условии распространения поперечных поверхностных волн с групповой скоростью получилась равной 22 ± 1 км, а при условии распространения этих волн с фазовой скоростью — 49 ± 2 км [8]. Мощности указанных слоев для Малого Кавказа были определены Н. К. Карапетян по разностям времен пробега прямых и диффрагиро-

ванных волн по записям одной сейсмической станции. Мощность гранитного слоя (семь определений) получилась равной в среднем 37 ± 2 км, а промежуточного (шесть определений) — 14 ± 2 км [11].

Экспериментальные данные свидетельствуют, что плотность гранитного слоя составляет $2,70 \text{ г/см}^3$, базальтового слоя — $3,10 \text{ г/см}^3$ и нижежащей (перидотитовой) толщи подкоркового вещества — $3,10 \text{ г/см}^3$ [6, 15]. По имеющимся данным, плотность пород осадочного комплекса, в районе Октемберяна равна $2,40 \text{ г/см}^3$. При этих соотношениях плотностей в рассматриваемом районе, являющемся участком опусканий, могут возникнуть зоны дефекта масс в размере $0,30 \text{ г/см}^3$ между осадочной толщей и гранитным слоем, $0,40 \text{ г/см}^3$ между гранитным и базальтовым и $0,20 \text{ г/см}^3$ между базальтовым и перидотитовым слоями. Если принять амплитуду прогибания Араратской котловины в районе Октемберяна в среднем 3 км тогда суммарные влияния дефекта масс могут обуславливать отрицательную аномалию порядка 75 мгл. Сопоставляя полученный гравитационный эффект с наблюдаемой (-70 мгл), видим, что они почти совпадают. Этим доказывается правильность вывода о перетекании подкорковых масс и следовательно о сохранении неизменной их плотности.

Суммарное влияние избытка масс на Арзаканском кристаллическом массиве при поднятии в среднем 2 км и при разности плотностей $0,40 \text{ г/см}^3$ между гранитным и базальтовым слоями и $0,20 \text{ г/см}^3$ между базальтовым и перидотитовым слоями создает положительную аномалию порядка 12 мгл, тогда как средний наблюдаемый уровень аномалий составляет — 120 мгл. Амплитуда колебания этих величин составляет 132 мгл. Возникает вопрос, какие процессы могут вызвать те соотношения, которые имеются между геологическими явлениями и аномалиями силы тяжести и каким способом можно устранить получаемые нами теоретическим путем аномалий в области поднятий Арзаканского кристаллического массива.

При вычислениях мы приняли, что мощность земной коры на исследованной территории не меняется. Однако, сейсмические данные свидетельствуют о ее утолщении в зонах складчатых сооружений. Поскольку Арзаканский кристаллический массив расположен в области центрального нагорья Армении и существует, вообще, прямая зависимость между толщиной земной коры и ее внешним рельефом, то не исключена возможность, что толщина земной коры в этих районах больше, чем в области Араратской котловины. По Б. К. Балавадзе мощность земной коры на территории Грузии меняется в пределах от 41 до 67 км причем под высокогорными областями кора толще и равна примерно 60 км под областями с умеренно высоким рельефом — тоньше и равна примерно 50 км а в равнинных областях мощность земной коры принимается, примерно, равной 40 км [5]. Исходя из указанных данных, достаточно предположить увеличение мощности на 8 км чтобы устранить получаемые аномалии в зоне поднятия Арзаканского кристаллического массива.

Можно предположить, что мощность земной коры остается постоян-

ной, а меняется только плотность подкорового вещества. Физические процессы, происходящие в недрах земной коры, в зонах поднятий, приводят к разуплотнению вещества, которое является главной причиной вертикальных движений земной коры [17]. Расчеты показывают, что уменьшение плотности на $0,10 \text{ г/см}^3$ для цилиндрического тела с радиусом 40 км, ось которого находится на глубине 60 км, создает отрицательную аномалию, равную —130 мгл.

Подытоживая все изложенное, мы приходим к следующим выводам:

1) отрицательные аномалии силы тяжести обусловлены процессами глубинного порядка и характеризуют наиболее подвижные участки земной коры, о чем свидетельствуют имеющие здесь место землетрясения, достигающие 7 и более баллов;

2) главнейшим фактором, обуславливающим изменение гравитационного поля исследованной территории является рельеф поверхности кристаллического фундамента. Незначительные колебания плотности в разрезе мезокайнозойских толщ не могут вызывать существенного гравитационного эффекта. Последний накладывается на общую картину гравитационного поля, создаваемого более плотными образованиями палеозойско-докембрийского комплекса. Наличие ряда случаев качественного и количественного соответствия является доказательством правильности этого утверждения;

3) не всегда существует прямая зависимость между рельефом фундамента и аномалией силы тяжести. В ряде случаев имеет место обратное явление. Например, Арзаканский кристаллический массив, сложенный разнообразными метаморфическими породами докембрийского, нижнепалеозойского и, возможно, верхнепалеозойского возраста, характеризуется аномалиями —110 ÷ 130 мгл: в районе с. Тазагюх, где кристаллический фундамент находится на глубине 520 м, значения аномалий силы тяжести достигают —60 мгл;

4) нельзя объяснить наличие столь интенсивного колебания аномалии (50 мгл), исходя только из результатов изучения плотностей пород. Главнейшими причинами, объясняющими несоответствия гравитационного поля по отношению к рельефу поверхности палеозоя-докембрия, являются или изменение мощности земной коры или процессы, происходящие в недрах земной коры и приводящие к разуплотнению вещества в зонах поднятий Арзаканского кристаллического массива.

Для окончательного решения этого вопроса нужны дополнительные специальные сейсмические исследования.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 1 VI 1957

Շ. Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ

ԱՐԱՐԱՏՅԱՆ ՀՈՎՏԻ ԾԱՆՐՈՒԹՅԱՆ ՈՒԺԻ ՌԵԳԻՈՆԱԼ ԱՆՈՄԱԼԻԱՆԵՐԻ
ԲՆՈՒՅԹԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ուսումնասիրելով Արարատյան հովտի գրավիտացիոն ռեգիոնալ դաշտը, հեղինակը հանգել է հետևյալ եզրակացություններին՝

1. Ծանրության ուժի անոմալիաների բացասական արժեքները պայմանավորված են երկրի կեղևի խորքային սլոյսերներով և գլխավորապես դիտվում են ինտենսիվ տեկտոնական շարժումների զոնայում: Իրոք, Ալպյան դեոսին-կլինալային զոնան, որը բնութագրվում է մեծ բացասական արժեք ունեցող անոմալիաներով (Պամիրում — 500 մգլ և Կովկասում — 200 մգլ), հանդիսա-նում է երկրի կեղևի ամենաշարժուն տեղամասերից մեկը, որի մասին վկայում են այնտեղ տեղի ունեցող 7 և ավելի բալի հասնող երկրաշարժները: Ուրա-լում սեյսմիկ երևույթների թուլացումը բացատրվում է նրանով, որ տեկ-տոնական շարժումները հիմնականում մարել են և հիմա հանդես են գալիս շատ թույլ չափով: Ուրալի գրավիմետրական քարտեզի վրա աչքի է ընկնում, ցայտուն կերպով արտահայտված, դրական անոմալիաների (85 մգլ) զոնան:

2. Արարատյան հովտի գրավիտացիոն դաշտը պայմանավորող գլխավոր գործոնը հանդիսանում է բյուրեղային ֆունդամենտի ռելիեֆը: Մեզո-կայնո-զոյան շերտախմբի մեջ մտնող ապարների խտությունների աննշան տատա-նումները չեն կարող ստեղծել զգալի գրավիտացիոն էֆեկտ: Վերջինս վերա-դրվում է պալեոզոյան-մինչքեմբրյան ֆունդամենտով պայմանավորված գրավիտացիոն դաշտի վրա: Օրինակ՝ Թադագյուղի շրջանի գրավիմետրական տվյալների քանակական մեկնարանության արդյունքների (600 մ) համեմա-տությունը հորատանցքերի արդյունքների (520 մ) հետ, ցույց է տալիս, որ այդ շրջանի գրավիտացիոն դաշտը պայմանավորված է պալեոզոյան-մինչ-քեմբրյան ֆունդամենտի ռելիեֆով: Ֆիշերի անհավասարությունները որոշված բյուրեղային ապարների խտության մեծությունը (5 կմ) մերձերևանյան շրջանում շատ քիչ է տարբերվում երկրաբանական կառուցվածքի մասին գոյու-թյուն ունեցող պատկերացումից, որի համաձայն պալեոզոյան-մինչքեմբր-յան սիստեմը ծածկող նստվածքային ապարների ընդհանուր կարողությունը կազմում է 4—5 կմ:

3. Ոչ միշտ գոյություն ունի ուղղակի կապ բյուրեղային հիմքի ռելիեֆի և ծանրության ուժի անոմալիաների միջև: Մի շարք դեպքերում նկատվում է հակառակ երևույթ: Օրինակ՝ Արզականի բյուրեղային զանգվածը, որը կազ-մված է մինչքեմբրյան և սաուրին պալեոզոյան հասակի տարբեր տեսակի մե-տամորֆային ապարներից, բնութագրվում է —110 : —130 մգլ արժեք ունեցող անոմալիաներով: Թադագյուղի շրջանում, որտեղ բյուրեղային ֆունդամենտը զանվում է 520 մ խտության վրա, ծանրության ուժի անոմալիաների ար-ժեքը հասնում է — 60 մգլ:

4. Ելնելով միայն ապարների խտությունների ժամանակակից ուսումնա-սիրությունից, չի կարելի բացատրել անոմալիաների այնպիսի ինտենսիվ տատանումը (50 մգլ), որը նկատվում է Արարատյան հովտի գրավիտացիոն

դաշտի վրա: Գրավիտացիոն դաշտի և բյուրեղային ֆունդամենտի սելեկտիվ ճիշտ գոյություն ունեցող անհամապատասխանության ամենագլխավոր պատճառները հանդիսանում են կամ երկրի կեղևի հաստության փոփոխությունը, որը աճում է հարթություններից դեպի լեռնային վայրերն անցնելիս, կամ երկրի խորքում կառավարող պրոցեսները, որոնք առաջացնում են Արգականի բյուրեղային զանգվածի զոնայում նյութի նոսրացում և հետևաբար տվյալ տեղամասի բարձրացում:

Այդ հարցի վերջնական լուծման համար հարկավոր է կատարել հատուկ սելեկտիվ հետազոտություններ:

ЛИТЕРАТУРА

1. Абельский М. Е., Андреев Б. А., Голомб В. Э., Самсонов Н. Н. Курс гравиразведки для геолого-разведочных техникумов. Госгеолтехиздат, 1954.
2. Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия. ОНТИ, 1933.
3. Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федьинский В. В., Люстих Е. Н. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР. Изв. АН СССР. Серия геологическая, № 4, 1937.
4. Асланян А. Т. К истории происхождения Араратской котловины. ДАН АрмССР, XI, № 1, 1948.
5. Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изв. АН Груз. ССР. Тбилиси, 1957.
6. Берг Ф., Шерер Д., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Ил. м. 1949.
7. Боуи В. Изостазия. ОНТИ, 1936.
8. Бончковский В. Ф. Толщина земной коры. „Природа“, № 5, 1945.
9. Венинг-Мейнес Ф. А. Гравиметрические наблюдения на море. Изд. геодез. и карт, литературы, ГУГК при СНК СССР. М., 1940.
10. Габриелян А. А. К тектонике Араратской котловины. ДАН АрмССР, IX, № 3, 1948.
11. Карапетян Н. К. Годограф сейсмических волн Малого Кавказа. Изв. АН СССР. Серия геофизическая, № 1, 1956.
12. Люстих Е. Н. Тектоника глубоких частей земной коры по гравиметрическим данным. Труды Геофизического института, № 26 (153), 1955.
13. Люстих Е. Н. Гравиметрический метод изучения причин колебательных движений земной коры и некоторые результаты его применения. Изв. АН СССР, Серия геологическая, № 6, 1948.
14. Магницкий В. А. О возможном характере деформации в глубоких слоях земной коры и подкоровом слое. Бюлл. МОИП. Новая серия. Отд. Геол., т. XXIII, 1948.
15. Магницкий В. А. Основы физики земли. Геодезиздат, 1953.
16. Розова Е. А. Глубинное строение земной коры Кавказа. Труды сейсмологического института АН СССР, № 94, 1939.
17. Субботин С. И. О состоянии подкорового вещества в зонах прогибов и поднятий земной коры. Геологический журнал АН УССР, т. XIV, вып. 2, 1954.
18. Эванс П., Кромптон У. Геологические факторы в гравитационной интерпретации на примере Индии и Бирмы. Ежеквартальный журнал Лондонского геологического общества, т. 102, часть 3, № 407, 1946. (перевод В. Л. Егояна. Библиотека ИГН АН АрмССР).
19. Browne B. C. Gravity measurements and oceanic structure. Proc. Roy. Soc. 222, 1954.
20. Gallwitz Hans. Über Gebirgsbildung. Wiss. Z. Martin—Luther—Univ. Halle-Wittenberg 3. Math.-naturwiss. Reihe № 2, 1953--54.

КЛИМАТОЛОГИЯ

Г. А. АЛЕКСАНДРЯН

О ЛИВНЕ В БАССЕЙНЕ РЕКИ ВОХЧИ

В конце августа 1956 года в Кафанском районе Армянской ССР в бассейне горной реки Вохчи наблюдались исключительные по своей интенсивности ливни, которые нанесли значительный ущерб народному хозяйству республики.

В результате ливневой деятельности, а также вызванных ею паводков и селевых потоков во многих пунктах этого района к концу дня 27/VIII и в ночь на 28/VIII имели место многочисленные разрушения домов и мостов, размывы шоссеиных дорог, затопления посевных площадей, гибель скота и т. п.

Вопрос исследования причин выпадания обильных осадков в целом очень сложный, так как оно обусловлено целым рядом факторов.

Данный вопрос осложняется еще и тем, что последними исследованиями [3] отрицается существующее до сего времени мнение о строгой зависимости между количеством осадков и вертикальной скоростью воздушного потока. Конечно, чем больше вертикальная скорость, тем интенсивнее происходит процесс облакообразования, а, следовательно, тем вероятнее выпадание осадков. Однако, как показывают последние исследования, совершенно недостаточно установить связь только между вертикальной скоростью потока и конечным результатом процесса — количеством осадков, так как вертикальная скорость потока находится в более сложной связи и с рядом других факторов (относительная и удельная влажность, скорость потока, адвекция и т. п.), принимающих участие в формировании и выпадании осадков.

Особенно большую трудность представляет исследование причин возникновения ливня 27 августа 1956 г., так как он носил локальный характер. Достаточно упомянуть, что в то время, как в Гехи, Охчи, Горисе, Дастакерте, Дарбасе и т. д. полусуточные количества осадков превышали месячную норму в 2—12 раз, в Микояне, Мартиросе, Азизбекове, Гергере, Чайкенде, Арени и т. д. расположенных на расстоянии от 30 до 80 км за Заңгезурским хребтом, северо-западнее указанных выше пунктов, осадков вовсе не было.

Общезвестно, что в условиях горного рельефа местности в деле формирования осадков, особенно ливневых, кроме степени увлажненности воздуха, стратификации атмосферы, адвекции температуры и влажности, коллоидальной неустойчивости облаков и т. д., большое значение имеет

вынужденное поднятие по склонам хребтов воздушных масс. Интенсивность этого динамического подъема естественно будет зависеть от направления и скорости потоков влажных воздушных масс. Это положение, как увидим ниже, находит свое полное подтверждение на фактическом материале ливня 27 августа 1956 года.

Исследуемый район является частью Зангезурского физико-географического района, который, в силу ее исключительно сложных орографических условий, представляет довольно пеструю картину в отношении распределений годовых сумм осадков. Как показывают многолетние данные 26 метеорологических станций и дождемерных постов этого района, годовое количество осадков колеблется от 250 мм до 800 мм. В годовом ходе осадков Кафанского района, где выпал катастрофический ливень, 50—70% годового количества осадков выпадает в теплую половину года.

Сравнительно меньшее превышение осадков в теплой половине года, по сравнению с холодной, отмечается в более высокогорной зоне. В указанной зоне максимум осадков выпадает в апреле-мае и составляет 12—17% годовой суммы. Годовой ход осадков имеет вид двойной волны с первым максимумом в апреле — июне и вторым максимумом в октябре-ноябре месяцах. Приближенное представление об интенсивности указанного ливня дают данные первой таблицы, указывающие процентное отношение полусуточных количеств осадков к средним многолетним годовым и августовским суммам.

Из этих данных следует, что полусуточные количества осадков за 27 августа колеблются от 5 до 17% годовой суммы и от 150 до 1217% месячной нормы за август.

Таблица 1

Процентное отношение полусуточных количеств осадков к средним многолетним годовым и августовским суммам

№№ пп	Станции	% от годовой суммы	% от августовской нормы
1	Гехи	17	1217
2	Охчи	12	300
3	Дастакерт	10	425
4	Калер	5	343
5	Личк	5	300
6	Вагуди	6	240
7	Дарбас	7	250
8	Горис	8	196

С целью более ясного представления о количестве осадков, выпавших 27 августа, ниже приводится вторая таблица, в которой даны значения максимальных суточных количеств осадков за август м-ц наблюдавшихся со дня организации некоторых, представляющих интерес, метеорологических станциях.

Из данных таблиц 1 и 2 видно, что во всех пунктах, наблюдаемые за

многолетие наибольшие суточные количества осадков значительно меньше, чем полусуточные осадки за 27 августа.

Таблица 2

Наибольшие величины суточных осадков за август, в процентах от средних многолетних

Станция	Гехи	Охчи	Даста-керт	Калер	Личк	Вагуди	Горис	Дарбас
Суточные суммы	3,0	11,0	3,0	3,0	4,0	4,0	7,0	6,0
Годы наблюдений	1955	1949	1954	1939	1943	1955	1950	1946

Осадки в Зангезурском районе Армянской ССР, особенно в весенний период, большей частью, имеют ливневой характер и сопровождаются сильной грозовой деятельностью. Ярким подтверждением сказанного могут служить данные о повторяемости числа дней с количеством осадков ≥ 20 и ≥ 30 мм.

Все вышеизложенное дает основание полагать, что осадки, выпавшие 27 августа, по количеству и интенсивности являются не превзойденными для данного времени года.

При исследовании генезиса формирования ливневых осадков в бассейне Вохчи большой интерес представляет вопрос об изменении количества осадков по высоте. Об этом ясное представление дает сравнение средних илювиометрических градиентов за многолетие с аналогичными градиентами за 27 августа, приведенные в таблице 3.

Таблица 3

Плювиометрические градиенты за август месяц по многолетним данным и осадков выпавших 26 VIII 1956 г.

№№ пп	Пара станций	Разность в высотах	Август за многолетие	За 27 августа 1956 г.
1	Кафан—Бех	486	1,8	2,3
2	Эйвазлар—Горис	662	2,9	5,2
3	Мегри—Личк	1079	0,5	3,2

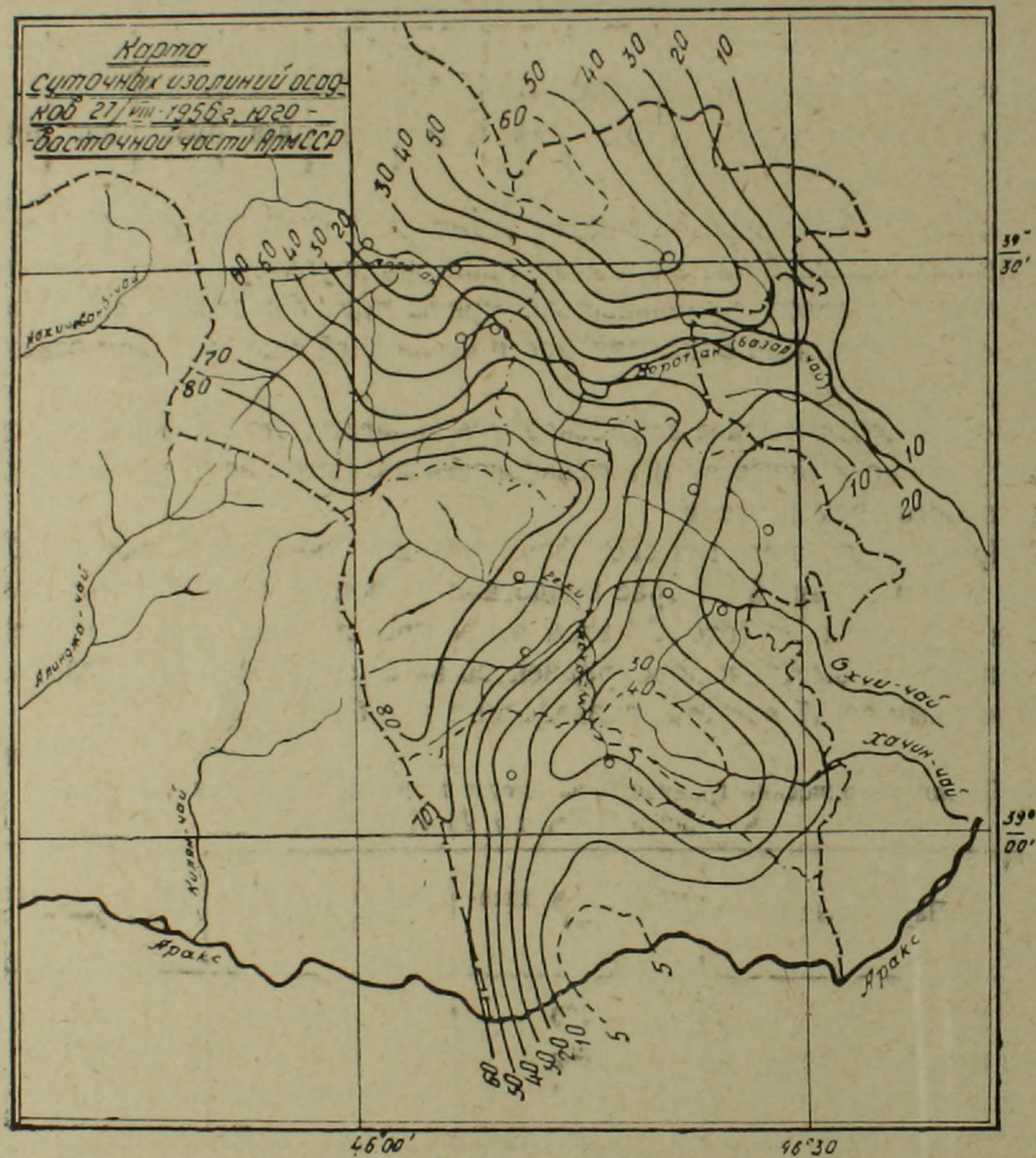
Данные таблицы 3 ясно показывают, что 27 августа 1956 г. имело место усиленное развитие процессов динамического подъема влажных масс воздуха по восточным и южным склонам Зангезурского хребта и его отрогов.

О территориальном распределении осадков в день ливня можно судить по составленной нами карте (рис. 1).

На карте распределения суточных количеств осадков не трудно заметить, что причины такого своеобразного распределения осадков следует искать в специфическом развитии атмосферных процессов как 27 августа, так и предшествующего дня.

В приземном слое атмосферы 26 августа синоптические процессы развивались следующим образом.

Холодный фронт, который связан с циклоном, находившимся над Ботническим заливом, огибая Большой Кавказский хребет в 03 часа проходит через прибрежные районы Западной Грузии. За 6 часов, т. е. к 09 часам того же 26/VIII холодный фронт отошел уже далеко от Черного моря, дойдя почти до западных границ Армянской ССР. Такое ускоренное



Фиг. 1. Карта суточных изолиний осадков 27 VIII 1956 г. в Зангезурском районе Армянской ССР.

продвижение холодного фронта можно объяснить быстрым ростом приземного давления над районами Черного моря.

Произведенный нами расчет динамического изменения давления от 06 часов 25/VIII до 06 часов 26/VIII показывает, что указанный рост составляет от 4—5 мб над восточными районами Черного моря, до 10 и даже 15 мб над западными его районами. Такой динамический рост давления объясняется, по-видимому, значительной адвекцией холода

на западной периферии высотной ложбины и на восточной периферии высотного гребня, направленного с юга в районы Черного моря и Балкан.

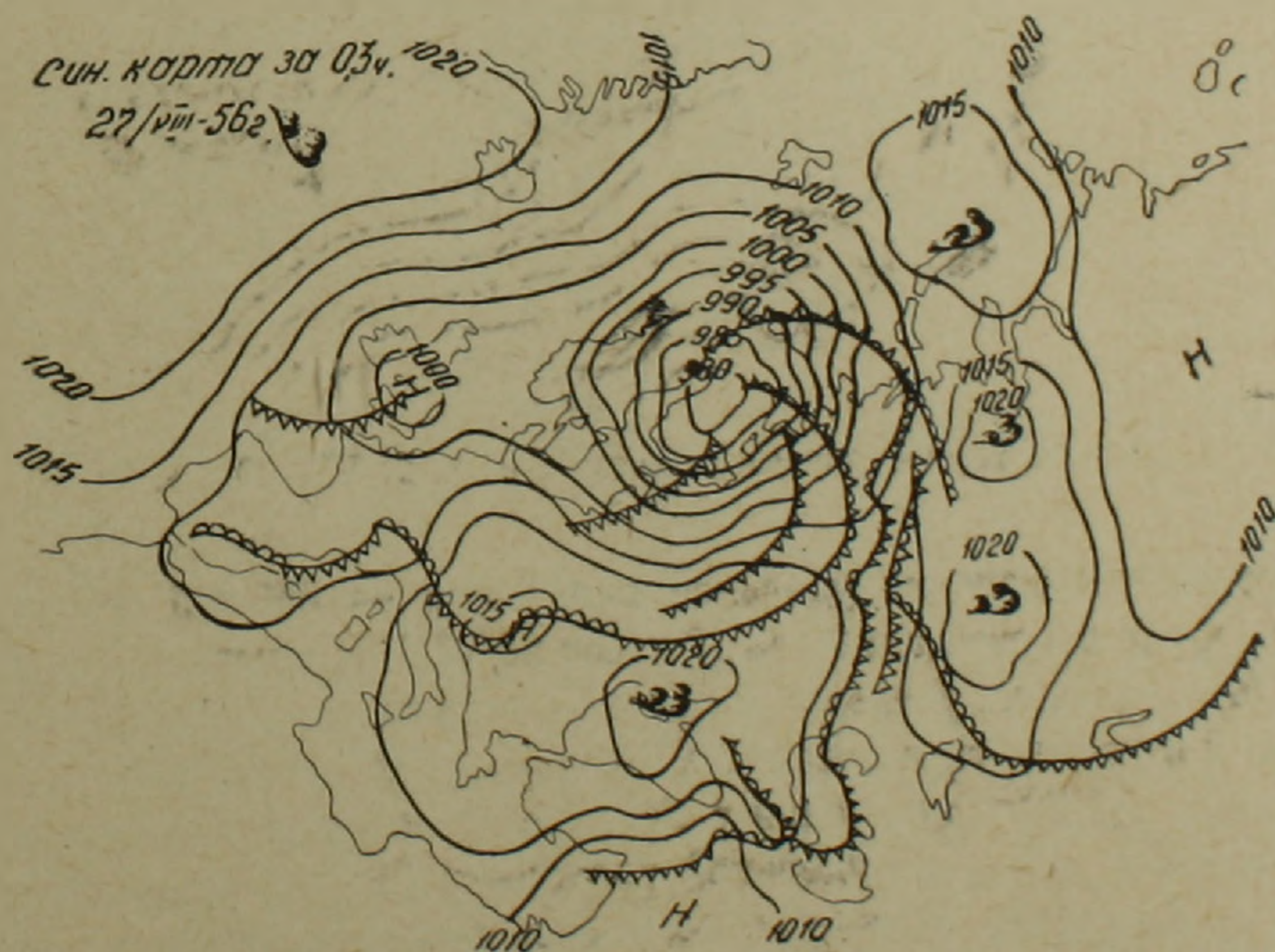
Холодный фронт, продвигаясь довольно быстро в юго-восточном направлении по северному и южному склонам Большого Кавказского хребта к 15 часам того же 26/VIII, огибая хребет с востока сомкнулся и подвергся орографическому окклюдированию.

Благодаря влиянию юго-восточных потоков теплых воздушных масс, связанных с циклонической деятельностью над Ираном, к 15 часам 26 августа почти над всей территорией Закавказья формировалась ложбина пониженного давления, по оси которой и направляется фронт окклюзии. Под действием усиливавшегося выноса юго-восточных теплых воздушных масс одна из ветвей холодного фронта, связанная с орографической окклюзией, меняет свой знак на теплый. Подтверждением сказанного являются шаропилотные наблюдения на высотах 1,5—5 км.

Выносом теплых воздушных масс объясняется тот факт, что несмотря на наличие фронта окклюзии типа холодного и выпадения осадков, максимальная температура воздуха понизилась только на 2—3°, удерживаясь в пределах 20—30°.

Наличие адвекции теплого воздуха, правда незначительной, (0,03—0,07° на высоте до трех—трех с половиной км), была получена также расчетами адвективного изменения температуры по способу Ключарева С. С. [2] на основе данных шаропилотных наблюдений в Кафане, Микояне и Ереване утром 26 августа 1956 года.

К 03 часам 27 августа холодный фронт продвигается далеко на юг Каспийского моря. По восточной периферии циклона, охватывающего территории Ирана и Турции продолжается вынос теплого воздуха (фиг. 2).

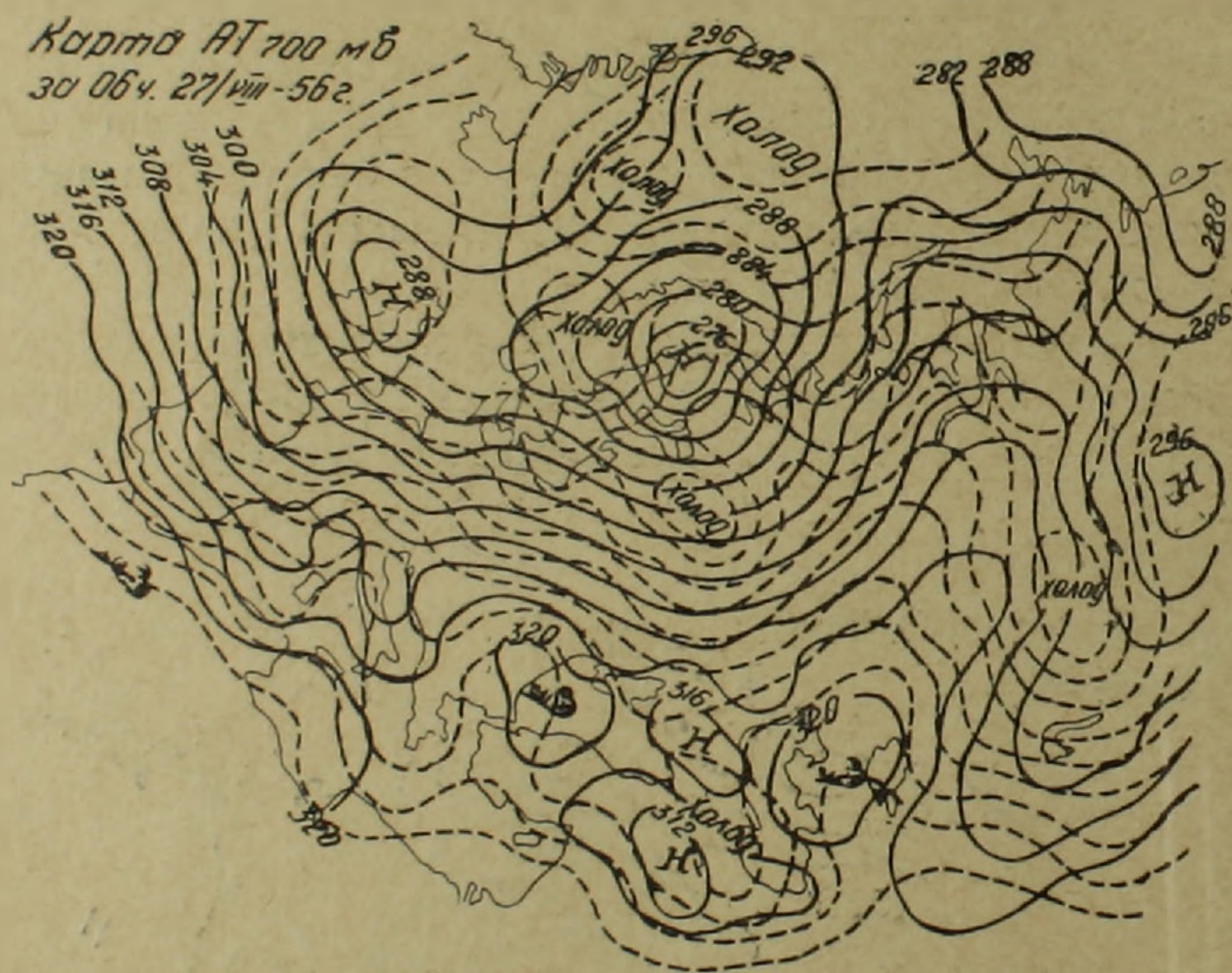


Фиг. 2. Синоптическая карта за 03 ч. 27 VIII 1956 г.

На картах абсолютной барической топографии как 700 мб, так и 500 мб поверхности в 06 часов 26 августа имеется обширный циклон с центром над Ленинградской областью. Ложбина этого циклона, распространяясь на юг, охватывает всю территорию Малой Азии. Над территорией Турции имеется даже отдельный центр циклона.

Описанное выше высотное барическое поле в 06 часов 27 августа, т. е. в день катастрофического ливня, несколько ослабляясь по интенсивности, смещается на территорию Закавказья. На западе и востоке от центра циклоничности, находящегося над юго-западной частью Закавказья как 26-го, так и, тем более, 27-го августа имеются хорошо выраженные высотные гребни.

В указанных выше гребнях, как это ясно видно из рис. 3, 27 августа образовались даже отдельные центры. Термобарическая карта за 06 часов 27/VIII указывает, что над большей частью Малой Азии имеется хорошо выраженная адвекция холода, а над большей частью Кавказа — адвекция тепла.



Фиг. 3. Термобарическая карта за 06 ч. 27 VIII 1956 г.

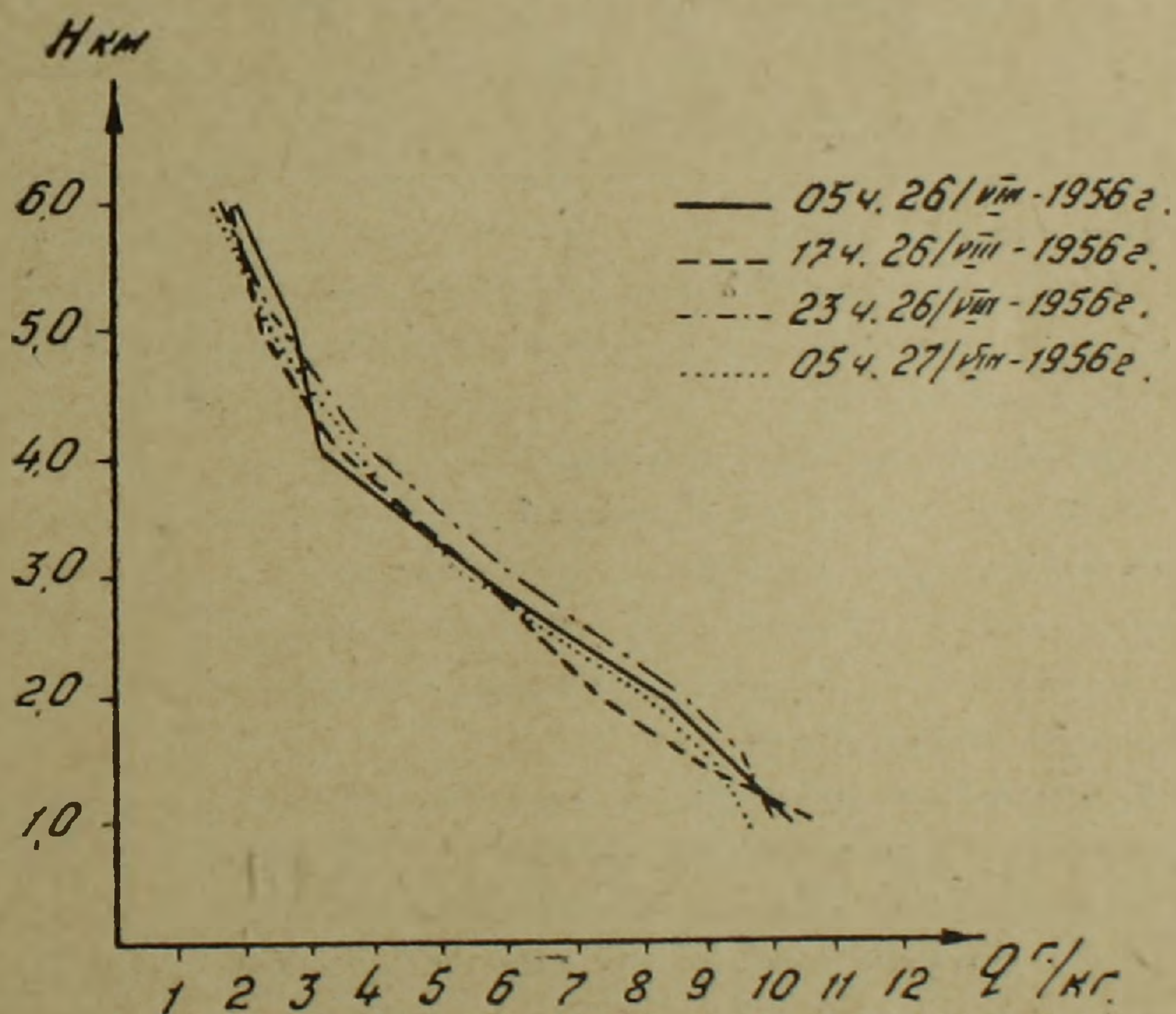
Карта распределения удельной влажности на 850 мб поверхности, построенная на основе данных за 18 часов 26/VIII показывает, что область наибольших значений удельной влажности направлена на территорию Закавказья и в частности на исследуемые нами районы (фиг. 4).

Данные радиозондирования в Ереване также указывают, на относительно высокое значение удельной влажности 26 и 27 августа, причем падение ее с высотой, начиная с 3-х и особенно с 4-х км замедляется довольно значительно (фиг. 5).

Резюмируя все сказанное, можно предположить, что основной причи-



Фиг. 4. Карта влажности за 18 ч. 27 VIII 1956 г.



Фиг. 5. Изменение удельной влажности с высотой над Ереваном.

ной выпадания данных ливневых дождей катастрофической силы являются:

1. Наличие мощного вторжения холодных воздушных масс воздуха на территорию Закавказья, как в приземном слое атмосферы, так и в нижней половине тропосферы.

2. Быстрое продвижение холодного воздуха по территории Закавказья.

3. Вынос теплых масс воздуха с юго-востока, как в приземном слое, так и на высоте до пяти с лишним километров.

4. Усиление контрастов температур, благодаря взаимодействию воздушных масс с абсолютно разными качественными характеристиками.

5. Интенсивное поднятие теплых и влажных воздушных масс по склонам гор.

Водно-энергетический институт
АН Армянской ССР

Поступила 12 XI 1957

Գ. Ա. ԱԼԵՔՍԱՆԴՐԻԱՆ

ՈՒՋԻ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ՀՈՐԴԱՌԱՏ ՏԵՂՈՒՄՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

1956 թվականի օգոստոս ամսի վերջին Հայկական ՍՍՌ-ի Ղափանի շրջանի Ոխչի գետի ափագոտնում նկատվել են բացառիկ ինտենսիվություն հասնող հորդառատ տեղումներ, որոնք զգալի փաստներ են հասցրել սեռալուրջիկայի ժողովրդական տնտեսությանը:

Հորդառատ տեղումների առաջացման պայմանների հետազոտման հարցը, ընդհանուր առմամբ վերցրած, բավական բարդ է, որովհետև այն պայմանավորված է մի շարք գործոններով: Նշված հարցի ուսումնասիրությունը դժվարանում է նաև նրանով, որ վերջին հետազոտություններով [3] հերքվում է մինչև այժմ եղած այն միտքը, թե օդային հոսանքի վերտիկալ արագություն և թափված տեղումների քանակի միջև գոյություն ունի որոշակի կապ:

Աշխատանքում տրված են Հայկական ՍՍՌ-ի Ղափանի շրջանի տեղումների կրճատ կլիմայական տվյալները, որոնք ցույց են տալիս, որ 1956 թվականի օգոստոս ամսին դիտված հորդառատ անձրևները իրենց ինտենսիվությամբ գերազանցում են երկար տարիների ընթացքում նկատված տարվա այդ ժամանակվա անձրևներից:

Նշված հորդառատ տեղումների ուսումնասիրման համար կազմված է նրանց տեղացման օրվա քաղխման քարտեզը, որը ցույց է տալիս այդ տեղումների առաջացման երեք հիմնական օջախներ: Բացի դա, հիշատակված քարտեզը ցույց է տալիս նաև, որ այդ տեղումները ունեն խիստ լոկալ բնույթ:

Ինչպես ցույց են տալիս եղանակի քարտեզները, ցուրտ մթնոլորտային ֆրոնտը վեց ժամվա ընթացքում Սև ծովի արևելյան ափերից հասնում է Հայկական ՍՍՌ-ի արևմտյան սահմանները: Ցուրտ ֆրոնտի ալդախի արագ շարժումը Սև ծովի վրա մթնոլորտային ճնշման ուժեղ աճի արդյունք է: Մթնոլորտային ճնշման գինամիկական փոփոխությունների հաշվումները ցույց են տալիս, որ Սև ծովի շրջանում ճնշումը աճել է 4—5 մբ-ից մինչև 10 և նույնիսկ 15 մբ.: Ցուրտ ֆրոնտի ալդախի արագ շարժումը հանգեցնում է նրան, որ նա շրջանցում է Կովկասյան լեռնաշղթան ինչպես արևմուտքից՝ այնպես էլ արևելքից և ենթարկվում է օրոգրաֆիական օկլյուզացման: Շնորհիվ հարավ-արևելքից եկած տաք օդային զանգվածների, որոնք

Իրանում գտնված ցիկլոնի ազդեցության արդյունք են, օկլյուզացված ցուրտ ֆրոնտի մի ճյուղը վերածվում է տաք ֆրոնտի: Այս երևույթը ապացուցվել է նաև Ս. Ս. Կլյուչարովի [2] մեթոդով կատարված ջերմաստիճանի ադվեկտիվ փոփոխումների հաշվումներով:

Տեղումների պատճառների ուսումնասիրման համար կազմված է նաև օդոստոսի 27-ի ժամը 06-ի տերմոբարիկական դաշտի քարտեզը (տես նկ. 3), որը ցույց է տալիս, որ Փոքր Ասիայի տերիտորիայի մեծ մասի վրա գտնվում է ցայտուն արտահայտված ցուրտ օդի ադվեկցիա, իսկ Կովկասի մեծ մասի վրա, ընդհակառակը, տաք օդի ադվեկցիա: Լեռնային կայանների տվյալներով կատարած օդի տեսակարար խոնավության հաշվումները ցույց են տալիս, որ այդ օրը մթնոլորտի համեմատաբար բարձր շերտերում տեսակարար խոնավությունը ևս ունեցել է բավականին մեծ արժեքներ:

Հորդառատ տեղումների նշված դեպքի աերոսինոպտիկական պայմանների ուսումնասիրությունը ցույց տվեց, որ նրանց առաջացման գործում առանձնապես մեծ դեր են կատարել հետևյալ գործոնները:

1. Ցուրտ օդի զգալի զանգվածների ներխուժումը Անդրկովկաս և, մասնավորապես, Հայկական ՍՍՌ-ի տերիտորիան ինչպես մթնոլորտի գետնամերձ շերտում, այնպես էլ արոպոսֆերայի ներքին կեսում:

2. Անդրկովկաս ներխուժած ցուրտ օդային զանգվածների շարժման մեծ արագությունը:

3. Հարավ-արևելքից տաք օդային զանգվածների արտախուժումը սկսած մթնոլորտի գետնամերձ շերտից մինչև 5 և ավելի կիլոմետր բարձրության շերտերը:

4. Տարբեր ֆիզիկական հատկություններով օժտված օդային զանգվածների փոխադարձ ներգործության հետևանքով առաջացած ջերմային կոնտրաստի ուժեղացումը:

5. Տաք և խոնավությամբ հարուստ օդային զանգվածների ինտենսիվ վեր բարձրացումը լեռների լանջերի վրայով:

ЛИТЕРАТУРА

1. Бачурина А. А., Туркетти З. Л. Условия образования осадков холодного полугодия и возможности их прогноза. Гидрометеониздат, 1953.
2. Ключарев С. С. Техника вычисления адвективных изменений температуры по данным шаропилотных наблюдений. Метеорология и гидрология, № 4, 1950.
3. Туркетти З. Л. О методике исследования осадков. Метеорология и гидрология, № 1, 1951.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

А. Г. КАЗАРЯН

ОБ АССОЦИИ ГИПОГЕННОГО ГИПСА С СУЛЬФИДАМИ
НА ПРИМЕРЕ ДЖИНДАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Джиндаринское медно-молибденовое месторождение расположено в Мегринском районе Армянской ССР. Месторождение приурочено к приконтактовой части интрузии порфировидных гранодиоритов с монцонитами, к участкам развития гранодиорит-порфиров.

На Джиндаринском месторождении развита своеобразная ассоциация гипогенного гипса с сульфидами. В общей схеме минерализации гипс-сульфидная стадия является одной из поздних, имеет незначительное распространение и представлена небольшими линзами, гнездообразными, жиллоподобными телами, размеры которых не превышают 1,0 м в длину при 30 см мощности. Вмещающие породы названных тел интенсивно огипсованы и совершенно безрудны.

Гнездообразные, жиллоподобные тела состоят в основном из белого гипса, тесно ассоциирующего с магнетитом и сульфидами: халькопиритом, гипогенным борнитом, молибденитом, пиритом.

Текстурные взаимоотношения гипса с сульфидами указывают на позднее выделение сульфидов по отношению к гипсу (фиг. 1).

Сульфиды в виде прожилкообразных выделений зачастую тончайших, пересекают гипсовую массу. В отдельных случаях сульфиды либо развиваются по плоскостям спайности гипса, либо образуют густую вкрапленность в последнем.

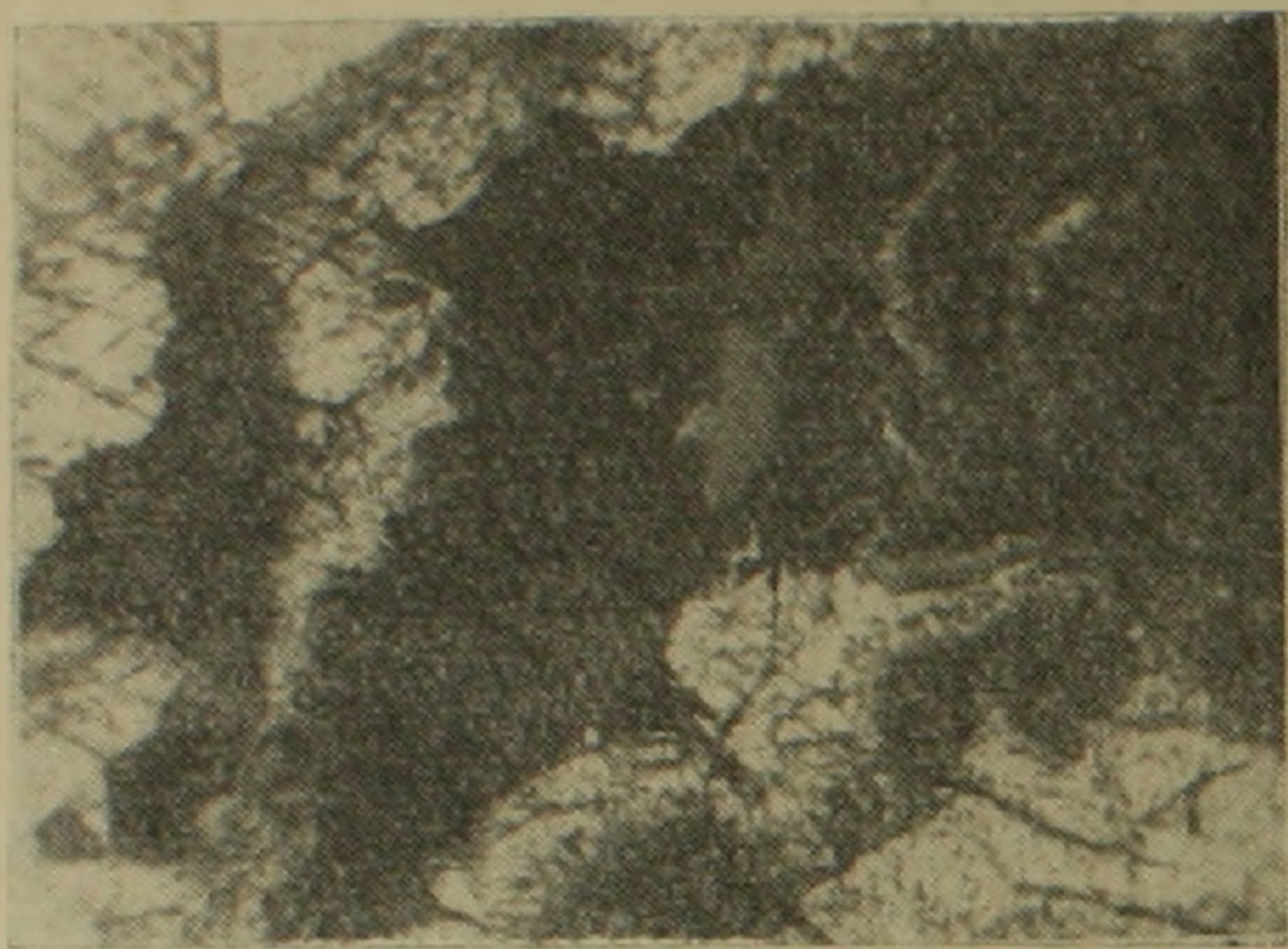
Под микроскопом в тесной ассоциации с гипсом установлены следующие минералы:

Магнетит представлен идиоморфными зернами. Взаимоотношение магнетита с сульфидами явно указывает на более раннее выпадение первого (фиг. 2). Халькопирит приспособливается к магнетиту, нередко заходит в него отдельными язычками.



Фиг. 1. Штуф гипса с сульфидами.

Халькопирит является наиболее распространенным минералом, образуя иногда сплошные поля и небольшие выделения.



Фиг. 2. Взаимоотношение халькопирита с магнетитом. Увел. 165X

Борнит ассоциируется с халькопиритом и кварцем, тесно срастаясь с последним. Халькопирит широко развит в полях борнита, представлен червовидными выделениями.

Пирит встречается редко, является одним из поздних минералов.

Молибденит распространен в небольшом количестве, иногда образуя чешуйки размером в 0,5 см.

Гипс мелкозернист, сахаровиден, характеризуется матовым блеском.

Показатели преломления определены иммерсионным методом;

$$Ng = 1,530 \pm 0,002$$

$$Nm = 1,528 \pm 0,002$$

$$Np = 1,520 \pm 0,002$$

$$Ng - Np = 0,01.$$

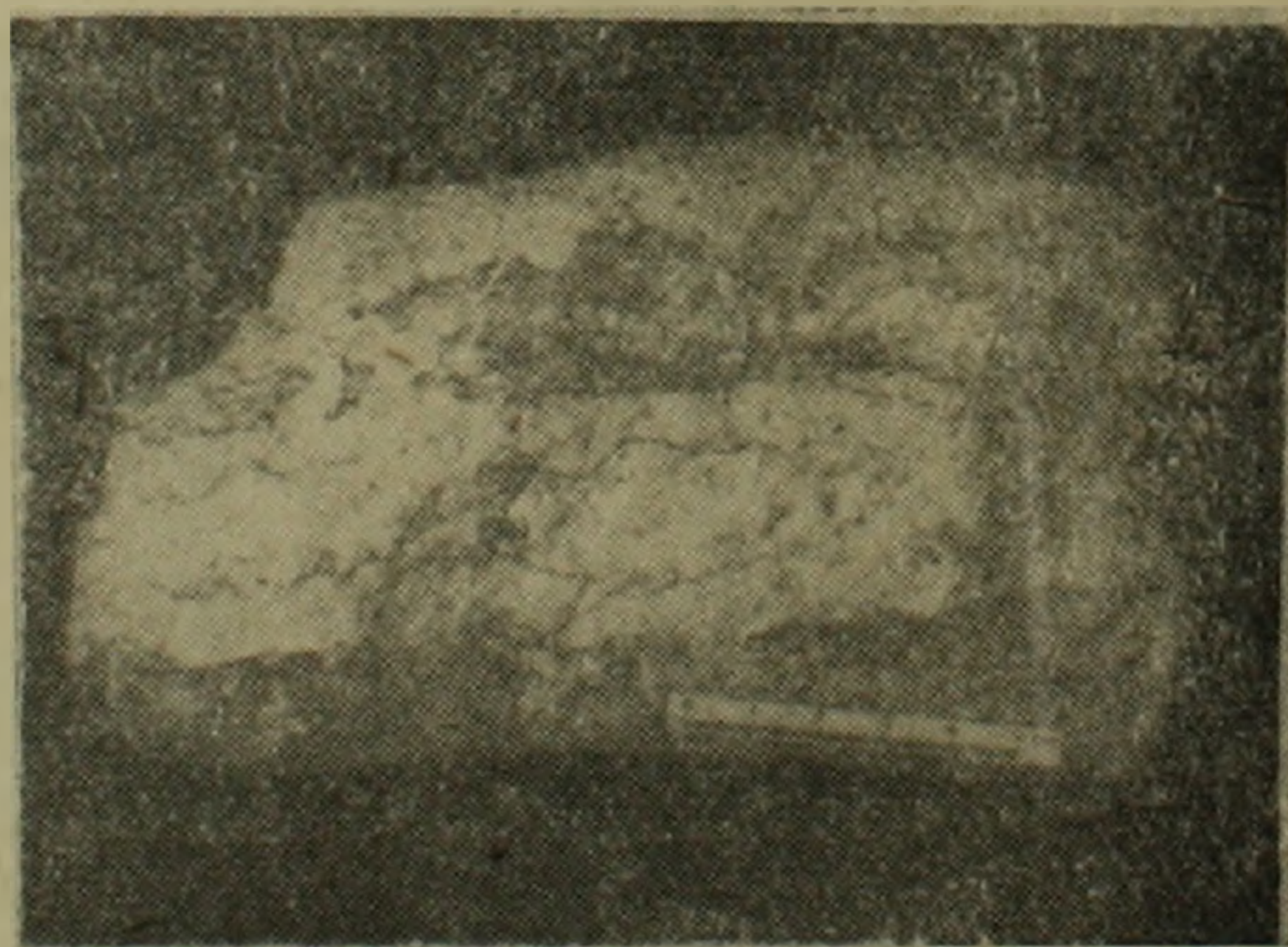
Погасание прямое. Двуосный, положительный. В полированных шлифах наблюдается замещение сульфидов гипсом.

Из других нерудных минералов в шлифах белого гипса в незначительном количестве присутствуют: кварц в тесной ассоциации с халькопиритом, а также хлорит и кальцит.

На Джиндаринском месторождении развита представленная в виде жил и другая минералогическая ассоциация; карбонат-кварц-барит-розовый гипс, редкие сульфиды (фиг. 3). Возрастные взаимоотношения названной ассоциации с гипс-сульфидной не устанавливаются.

Количество таких жил ограничено, однако они представляют определенный минералогический интерес.

Карбонат-барит-гипс-кварцевые жилы обычно имеют полосчатое строение. В призальбандовой части жилы сложены карбонатом и кварцем. В карбонате хорошо выражена структура елки.



Фиг. 3. Штуф карбонат-барит-гипс кварцевой жилы. Увел. 165X

Среднюю часть жилы составляют розовый гипс и таблитчатые кристаллы барита. На барит нарастает кварц.

Барит характеризуется высоким рельефом и совершенной спайностью в двух направлениях.

Показатели преломления барита определены иммерсионным методом:

$$Ng = 1,645 \pm 0,002$$

$$Nm = 1,636 \pm 0,002$$

$$Np = 1,635 \pm 0,002$$

$$Ng - Np = 0,010$$

Двуосный, положительный.

Гипс в данной ассоциации имеет розовый цвет. Показатели преломления в иммерсии характеризуются следующими данными:

$$Ng = 1,530 \pm 0,002$$

$$Np = 1,520 \pm 0,002$$

$$Ng - Np = 0,010$$

Результаты спектрального анализа, произведенного в лаборатории Армянского Геологического Управления Маркосяном С., представлены в табл. 1.

Таблица 1

Элементы Минерал	<i>Fe</i>	<i>Ti</i>	<i>Cu</i>	<i>Ag</i>	<i>Mo</i>
Белый гипс	0,1—1%	< 0,01%	0,1%	0,001%	0,001%
Розовый гипс	0,1—0,1%	н.о.	< 0,01%	н.о.	0,01%
Волокнистый гипс	1%	0,01%	0,01%	0,001%	н.о.

Элементы Минерал	<i>Mg</i>	<i>Si</i>	<i>Ba</i>	<i>Sr</i>	<i>Mn</i>	<i>Ca</i>
Белый гипс	0,01%	> 1%	н.о.	0,1%	н.о.	> 1%
Розовый гипс	1%	> 1%	0,01%	0,1%	0,1%	> 1%
Волокнистый гипс	0,01—0,1%	> 1%	н.о.	н.о.	н.о.	> 1%

Розовый цвет гипса, повидимому, следует объяснить содержанием *Mn*, который присутствует и в карбонате из данной жилы. Что касается *Mo* и *Cu*, то содержание их в гипсе обусловлено загрязненностью навески исследуемого материала.

Наличие же *Sr* в гипсе следует объяснить нахождением его в изоморфной смеси с *Ca*.

Отсутствие *Ba* в других спектральных анализах гипса из той же жилы наводит на мысль о присутствии барита в виде механической примеси в гипсе.

В описанной ассоциации в одном случае встречены сульфиды: халькопирит и борнит в розовом гипсе.

На Джиндаринском месторождении широко распространен и гипергенный гипс, имеющий волокнистое сложение. Цвет снежно-белый. Блеск шелковистый. Интерференционная окраска порядка 0,009.

Гипсовые волокна ориентированы различно: параллельно, пер-

пендикулярно и под некоторыми углами к зальбанду прожилок. Гипс можно отнести к гипс-селениту.

Локальная связь мономинеральных прожилок волокнистого гипса с крупными пострудными нарушениями дает нам основание предполагать о гипергенном происхождении последнего.

В отечественной литературе ограничено количество работ, где можно найти данные об ассоциации гидротермального гипса с сульфидами.

О тесной ассоциации гипса с сульфидами приводит данные В. Г. Грушевой [3], для руд Алавердского месторождения, при этом указывает на явно раннее происхождение сульфидов по отношению к сульфату. В этих рудах гипсовые прожилки пересекают рудные минералы.

С. Т. Бадалов [1] отмечает ассоциацию ангидрита с сульфидами для руд Алмалыкского месторождения, не указывая при этом на их возрастные взаимоотношения.

А. Г. Бетехтин [2] пишет, что барит, целестин, ангидрит распространены в тех гидротермальных месторождениях, которые образовались довольно близко от земной поверхности, указывая при этом, что вышеназванные минералы, имея широкое развитие и в глубинных месторождениях, приурочены в последних исключительно к поздним стадиям минерализации, что свидетельствует о повышении концентрации кислорода в поздних порциях остаточных растворов.

При наложении сульфидной минерализации на баритовую происходит разложение барита. Образовавшийся при этом кислород производит окисляющее действие на ионы двухвалентного железа, находящегося во вновь поступающем растворе. Железо, обладая большим сродством с кислородом, чем *Pb* и *Zn*, образует нерастворимые окислы (в нашем случае магнетит).

В. Линдгрэн в 1908 г. [7] описал жилу, состоящую из турмалина, гематита, пирита, халькопирита, барита, сидерита, ангидрита, залегающую в монцонитах; он приводит следующее объяснение образованию ангидрита:

„Ангидрит был осажден при реакции остаточного раствора, содержащего щелочные сульфаты с нисходящими растворами, несущими карбонат кальция“.

Б. Батлер [4] допускает одновременное образование сульфидов и сульфатов. В другой работе того же автора [5] приводится пример парагенетических взаимоотношений, где пирит и халькопирит отлагались в течение всего рудного процесса. Несколько ближе к концу образовались главные количества гематита и магнетита и последними выделились сидерит, ангидрит, барит.

Указание о гидротермальном ангидрите в ассоциации с халькопиритом, пиритом и баритом имеется и в работе Д. Джилюли [6].

Вопрос об источнике *Sa* для образования ангидрита разными ис-

следователями решается по разному. В. Линдгрэн предполагает . принос Са поверхностными водами, при взаимодействии которых с восходящими растворами образуется ангидрит. Нам кажется более вероятным считать источником Са вмещающие породы..

Взаимоотношения гипса с сульфидами в гипс сульфидных жилах Джиндаринского месторождения явно противоречивые.

С одной стороны наблюдается пересечение гипса сульфидами (в полированных штуфах), с другой—замещение сульфидов гипсом (в шлифах). Подобные взаимоотношения, как указывает А. Г. Бетехтин [2] „отражают состояние равновесия, наступившего в момент окончания массовой реакции замещения“.

Повышение концентрации кислорода в растворе ведет к образованию гипса, при достижении равновесия реакция „с хода“ переходит равновесную точку, что приводит к выпадению сульфидов.

Таким образом, соотношение концентрации серы и кислорода в растворе может колебаться то в одну, то в другую сторону.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.VI.1957

Հ. Դ. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՀԻՊՈԳԵՆ ԳԻՊՍԻ ԵՎ ՍՈՒԼՖԻԴՆԵՐԻ ԱՍՈՑԻԱՅԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ ՋԻՆԴԱՐԱՅԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ջինդարայի պղինձ-մոլիբդենի հանքավայրը գտնվում է Հայկական ՍՍՌ Մեղրու շրջանում: Հանքավայրը հարում է պորֆիրանման գրանոդիորիտների և մոնցոնիտների մերձկոնտակտային մասին, որտեղ տարածված են գրանոդիորիտ-պորֆիրներ: Այդ հանքավայրում տարածված է հիպոգեն գիպսի մի յուրահատուկ ասոցիացիա սուլֆիդների հետ, որը բացակայում է Հայաստանի պղինձ-մոլիբդենային այլ հանքավայրերում: Գիպս-սուլֆիդային էտապը տվյալ հանքավայրում հանդիսանում է միներալառաջացման վերջին էտապներից մեկը, որը տարածված է աննշան չափով:

Հանքային մարմինները ներկայացված են փոքր, մինչև 1 մ երկարությամբ և 0,5 մ լայնությամբ ոսպնյակաձև, բնաձև և երականման մարմիններով:

Հանքային մարմիններ ներփակող ապարները հանքազուրկ են և ուժեղ գիպսացված: Բնանման և երականման մարմինները հիմնականում կազմված են սպիտակ գիպսից, որը հանդես է գալիս մագնետիտի, խալկոպիրիտի, հիպոգեն բոռնիտի, մոլիբդենիտի և պիրիտի հետ միասին: Գիպսի տեքստուրային փոխհարաբերությունը սուլֆիդների հետ ցույց է տալիս, որ վերջիններս առաջացել են ավելի ուշ, քան գիպսը (նկ. 1). սուլֆիդները երականման անջատումների ձևով հատում են գիպսային կուտակումները:

Զինդարայի հանքավայրում զարգացած է երակիկների ձևով ներկայացված միներալոգիական մի այլ ասոցիացիա՝ կարբոնատ-կվարց-բարիտ-վարդագույն գիպս, հազվադեպ սուլֆիդների հետ (նկ. 3)։ Նշված ասոցիացիայի հասակային փոխհարաբերությունը գիպս-սուլֆիդայինի հետ դեռևս պարզաբանված չէ։

Կարբոնատ-բարիտ-գիպս-կվարցային երակներն ունեն զուլավոր կառուցվածք։ Երակի մերձզալբանդային մասը կազմված է կարբոնատից և կվարցից, իսկ միջին մասը՝ վարդագույն գիպսից և բարիտի բյուրեղներից։

Զինդարայի հանքավայրում մեծ չափով տարածված է նաև թելավոր կառուցվածքի հիպերզեն գիպսը՝ սելենիտը։

Հեղինակը գտնում է, որ գիպսի առաջացման համար կալցիումի աղբյուր են հանդիսացել ներփակող ապարները։

Զինդարայի հանքավայրի գիպս-սուլֆիդային երակներում գիպսի հակասական փոխհարաբերությունները սուլֆիդների հետ, այսինքն գիպսի հատվելը սուլֆիդներով մի կողմից, և սուլֆիդների տեղակալումը գիպսով (շլիֆներում) մյուս կողմից, ինչպես նշում է Ա. Գ. Բետեխտինը [2], նման դեպքերի համար «արտացոլում են հավասարակշռության վիճակը տեղակալման բուռն ռեակցիայի վերջանալու պահին»։

Լուծույթում թթվածնի կոնցենտրացիայի բարձրացումը տանում է դեպի գիպսի առաջացում։ Հասնելով հավասարակշռության, ռեակցիան առաջ է բերում սուլֆիդների անջատում։

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С. Т., Новые данные о гидротермальном ангидрите из Средней Азии. ИАН СССР, сер. геол., № 1, 1955.
2. Бетехтин А. Г., Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, 1953.
3. Грушевой В. Г., Алавердское медное месторождение в Закавказье. Труды Главного Геолого-разведочного управления ВСНХ СССР, вып. 1, 1930.
4. Batler B. S., Primary Sulphate minerals in ore deposits. Econ. Geology, XIX, № 8, 1919.
5. Batler B. S., Geology and ore deposits of San-Francisco and adjacent districts U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 80, p. 128.
6. Jilluly Y. The Ajo mining district Arizona Washington on Un. St. governm. prinz of face 1946.
7. Lindgren W. New ocurence of Willemite and Anhydrit Seince new. ser v. 28, p. 933, 1908.

ХРОНИКА

Г. И. ТЕР-СТЕПАНЯН

СОВЕЩАНИЕ ПО ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СВОЙСТВАМ
ГОРНЫХ ПОРОД И МЕТОДАМ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

В Москве с 15 по 20 апреля 1957 г., в помещении МГУ состоялось совещание по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения, созданное Лабораторией гидрогеологических проблем АН СССР, МГУ, МГРИ и ВСЕГИНГЕО. Присутствовало около 200 делегатов. Несмотря на большое количество докладов и сообщений, обсужденных на совещании — свыше 100, не считая многочисленных докладов с мест и выступлений в прениях, совещание было хорошо организовано и явилось значительным этапом в развитии инженерной геологии в СССР. Основной причиной этого успеха, по всеобщему признанию участников совещания, явился новый принцип его проведения. Все представленные к совещанию доклады или тезисы к ним были предварительно опубликованы; первый том трудов был даже разослан на места, а второй — роздан перед началом совещания. Поэтому на совещании имела возможность не заслушивать докладов, и вести только обмен мнениями. Это сильно повысило эффективность обсуждения, так как и ораторы, и слушатели знали сущность вопроса и имели возможность сконцентрировать свое внимание на дискуссионных сторонах проблемы.

Одну из центральных тем совещания представляли вопросы формирования инженерно-геологических свойств горных пород, в частности глин и вопросы классификации этих пород; этой теме было посвящено несколько докладов. Другой темой совещания явились вопросы вещественного состава глинистых пород; здесь внимание исследователей было привлечено к минералогическому изучению глинистых пород, которое должно лежать в основе изучения прочности и деформируемости глин. Доклады о структурно-механических свойствах глинистых пород и роли тонких слоев воды иллюстрировали существенный вклад, сделанный физической химией в развитии грунтоведения и механики грунтов. Были сделаны также доклады геологического характера — о длительной прочности глин и о применении механических схем строения горных пород.

Для обсуждения большого количества представленных докладов были организованы три секции: 1) Природа инженерно-геологических свойств пород и классификация грунтов; 2) Инженерно-геологическая характеристика регионально-генетических и литолого-петрографических типов и комплексов пород; и 3) Методика лабораторного и полевого определе-

ния показателей инженерно-геологических свойств горных пород. Вторая секция достаточно четко обособилась как по тематике представленных докладов, так и по контингенту участников. Этого нельзя сказать про первую и третью секции; причина этого не столько в том, что доклады этих секций были недостаточно четко дифференцированы, сколько в том, что они представляли общий интерес для лиц, избравших эти секции; поэтому одно из заседаний этих секций было даже проведено совместно.

На первой секции обратили на себя внимание доклады о закономерностях электроосмотической фильтрации, о набухании глинистых пород, о тиксотропных превращениях глин и др.; большой интерес вызвало сообщение о результатах экспериментальных исследований, показавших, что нашумевшее одно время представление о начальном градиенте при фильтрации явилось следствием систематической ошибки опыта. На второй секции осуждались вопросы региональной инженерной геологии различных областей Союза. Грунтам нашей республики был посвящен доклад о диагонах и вулканических пеплах Армении и их строительных свойствах. На третьей секции обсуждались разнообразные методы лабораторных и полевых исследований грунтов.

Одно из пленарных заседаний было посвящено докладам о работе научных учреждений, занимающихся исследованиями в области инженерной геологии; эти доклады имели целью обмен опытом и взаимную информацию, а также координацию инженерно-геологических исследований. Среди остальных, был сделан доклад о работах в этой области, проводимых в Институте геологических наук АН АрмССР. Делегаты Армении, Грузии и Азербайджана приняли решение периодически созывать Закавказские региональные инженерно-геологические совещания; первое такое совещание намечается созвать в апреле этого года в Тбилиси.

После совещания состоялись экскурсии участников; были осмотрены лаборатории Московского энергетического института, МГУ и Гидропроекта.

СОДЕРЖАНИЕ

Х ТОМА СЕРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАУК

- С. С. Мкртчян. Успехи науки в исследовании геологического строения и минеральных богатств Армении 4—3

Палеонтология

- Л. А. Авакян. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении . . . 4—13
Н. Р. Азарян. Некоторые Pelecypoda средне- и верхне-юрских отложений Алавердского рудного района 5/6—29
В. Л. Егоян. О двух верхнеаптских аммонитах из окрестностей сел. Верхний Агдан (Армянская ССР) 3—3

Петрография

- С. Б. Абовян, Г. М. Арутюнян. Магнетитизированные ультраосновные породы Армении и их происхождение 1—37
С. И. Баласанян. Опыт применения оптических подсчетов для петрохимических построений 5/6—59
К. Г. Ширинян. К вопросу о природе „полосчатых лав“ Кипчагского оврага в Армянской ССР 2—3

Минералогия

- С. Б. Абовян. О некоторых физических свойствах хромшпинелидов Армении 3—21
С. Б. Абовян. О новых минералах в Армении, связанных с ультраосновными интрузивными породами 4—47
Н. А. Акопян. К минералогии зоны окисления медно-молибденовых месторождений Армении 1—3
А. Г. Бабаев. Парагенезы и генерации аутигенных минералов (на примере меловых отложений Западного Узбекистана) 5/6—41
Э. А. Сагателян. Минералы Азатекского свинцово-сурьмяного месторождения и их парагенетические ассоциации 2—11
Э. А. Хачатрян. К минералогии серноколчеданных руд Танзутского и Чибухлинского месторождений Армянской ССР 3—13

Полезные ископаемые

- С. С. Ванюшин. Геологические условия образования штоквеков в Кафанском рудном поле 4—77
И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа 4—67
С. С. Мкртчян. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района 3—31
Г. О. Пнджян. Ртутное оруденение северо-восточного побережья оз. Севан 3—45

Геофизика

- Ц. Г. Акопян, Э. А. Арутюнян. Опыт магнитной разведки железорудного месторождения в сложных геологических условиях 4—37
Э. А. Арутюнян. О магнитных свойствах горных пород хребтов Памбакского и Цахкуняц (Мисханского) 1—27

Стратиграфия

- Р. А. Аракелян.* Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении 5/6—3

Литология

- О. А. Саркисян.* Палеографические условия формирования угленосных отложений Дилижанского района Армянской ССР 5/6—17

Тектоника

- А. Т. Асланян.* Тектонические проблемы металлогении Армении 4—23

Геоморфология

- Г. К. Габриелян.* О корковых фульгуритах в Армении 3—67

Геохимия

- Э. А. Хачатурян.* К геохимии руд колчеданной формации Северной Армении 4—57

Инженерная геология

- Г. И. Тер-Степанян.* Об исследовании глубинной ползучести склонов 4—101

- Г. И. Тер-Степанян.* О стадийной борьбе с оползнями 3—59

Горное дело

- С. С. Акмаева.* Некоторые данные о флотационных свойствах буланжерита 2—53

- Е. А. Симонян.* Типы и основные параметры люков для подземных горно-рудных разработок 2—29

География

- И. С. Степанян.* Опыт физико-географического районирования Армянской ССР 2—59

Климатология

- А. Б. Багдасарян.* Циркуляционные факторы климата Армянского нагорья 1—43

Научные заметки

- Э. Б. Аджимамудов, Ш. С. Оганесян.* К определению ускорения силы тяжести в Ереване 3—79

- Г. М. Айрапетян.* Разработка технологии извлечения меди и молибдена из окисленных руд Каджаранского месторождения 5/6—95

- О. А. Бозоян.* Минеральные воды курорта Арзни и их аналоги 1—54

- Ж. М. Григорян.* Казанличское медно-молибденовое месторождение 5/6—85

- С. А. Дехтрикян.* К методике определения малых количеств германия в рудах и минералах 4—121

- А. К. Иванян.* Гидрометаллургический метод переработки окисленных медно-молибденовых руд 5/6—91

- П. Х. Канканян.* К вопросу об образовании столбчатой отдельности и поперечных трещин в макарашенских туфах 5/6—75

- К. А. Карамян.* Алабандин из Дастакертского медно-молибденового месторождения 4—115

- Э. А. Кюрегян.* Полевая лаборатория для определения некоторых элементов в водах и в водных вытяжках 3—71

- Г. О. Пиджян.* О гипогенном борните Дастакертского месторождения 5/5—81

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ստրատիգրաֆիա

Էջ

Հակոբյան Վ. Թ. Հարավ-արևելյան Հայաստանի ստորին կավճի նստվածքների ստրատիգրաֆիայի վերաբերյալ	3
---	---

Պալեոնտոլոգիա

Բուբիկյան Ս. Ա. Հայաստանի սարմատի օստրակոդների նկարագրությունը .	19
--	----

Պետրոգրաֆիա

Շիրինյան Կ. Գ. Հայաստանի տուֆո-տուֆոլիային հաստվածքի կառուցվածքի ու ծագման հարցի շուրջը	25
Մալխասյան Է. Գ. Ղափանի շրջանի Բարարաթուժի կվարցային պորֆիրիտների մասին	35

Գեոֆիզիկա

Հովհաննիսյան Շ. Ս. Արարատյան հովտի ծանրության ուժի ոեզիոնալ անոմա- լիաների բնույթի մասին	45
---	----

Կլիմատոլոգիա

Ալեքսանդրյան Գ. Ա. Ոխչի գետի ավազանի հորդառատ տեղումների մասին .	55
--	----

Գիտական ցոթեր

Ղազարյան Հ. Գ. Հիսլոդեն անհիդրիտի և սուլֆիդների ասոցիացիայի մասին Զին- դարայի հանքավայրում	65
---	----

Լրատու

Տեր-Ստեփանյան Գ. Ի. Ապարների ինժեներա-երկրաբանական հատկություն- ներին և նրանց ուսումնասիրության մեթոդներին նվիրված խորհրդակ- ցության մասին	71
Երկրաբանական և աշխարհագրական գիտությունների սերիայի 10-րդ հատորի բո- վանդակությունը	73

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Стратиграфия	
<i>Акопян В. Т.</i> К стратиграфии нижнемеловых отложений юго-восточной Армении	3
Палеонтология	
<i>Бубикян С. А.</i> Остракоды из сарматских отложений Армении	19
Петрография	
<i>Ширинян К. Г.</i> К вопросу строения и генезиса туфо-туфолаво-вой толщи Армении	25
<i>Малхасян Э. Г.</i> О барабатурских кварцевых порфиритах Кафанского района	35
Геофизика	
<i>Оганисян Ш. С.</i> О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины	45
Климатология	
<i>Александрян Г. А.</i> О ливне в бассейне реки Вохчи	55
Научные заметки	
<i>Казарян А. Г.</i> Об ассоциации гипогенного гипса с сульфидами на примере Джиндаринского месторождения	65
Хроника	
<i>Тер-Степанян Г. И.</i> Совещание по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения	71
Содержание X тома серии геологических и географических наук	73



Сдано в производство 11/II 1958 г. Подписано к печати 10/IV 1958 г.
ВФ 03749, заказ 61, изд. 1551, тираж 500, 6,5 п. л.+1 вкл.

Типография Издательства АН Армянской ССР, Ереван, Абовяна, 124.