

ՀՄՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական
գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԴԻԱ՝

Ա. Հ. Փաբրիկյան (սլաո. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյոն,
Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդոսարյան, Ն. Ի. Իոլու-
խանովա, Թ. Շ. Թաղևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան (խմբա-
գրի տեղակալ), Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Հ. Մ.
Վանցյան, Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան (սլաո. քարտուղար),
Ս. Մ. Այվազյան:

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

СТРАТИГРАФИЯ

А. А. ГАБРИЕЛЯН

НУММУЛИТИДЫ АРМЯНСКОЙ ССР И ЯРУСНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ
ПАЛЕОГЕНА

На территории Армянской ССР имеется один из наиболее полных и фаунистически хорошо охарактеризованных разрезов палеогеновых отложений в СССР. При этом, в отличие от других районов, палеогеновые отложения Армянской ССР содержат богатый и разнообразный комплекс фауны нуммулитов, дискоциклин, орбитоидов, важная руководящая роль которых в определении возраста отложений общеизвестна. Она заключается в том, что представители его претерпевают быстрое эволюционное развитие во времени, независимо от повторения в разрезах сходных фаций, пользуются широким географическим распространением в отложениях палеогена Альпийско-Гималайской геосинклинальной области и часто встречаются в изобилии, что облегчает сопоставление разрезов значительно удаленных друг от друга различных структурно-фациальных зон.

В разрезах палеогеновых отложений Армении достаточно четко выделяются семь нуммулитовых горизонтов, соответствующих эпохам обновления в эволюционном развитии фауны [5].

Первый этап охватывает нижний эоцен и характеризуется появлением и затем значительным распространением мелких нуммулитов — *Nummulites planulatus* Lam., *N. nitidus* de la Harpe, *N. globulus* Leym. (A, B), *N. lucasi* d'Arch., *N. atacicus* Leym. (A, B), *N. pustulosus* Douv., *N. aquitanicus* Ben.

Встречаются также единичными экземплярами *Assilina placentula* Desh., *Discocyclus* ex gr. *archiaci* (Schlumb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *Asterocyclus stellaris* (Brun.). Из мелких фораминифер наиболее характерными для рассматриваемого горизонта являются *Globorotalia crassata* Cushman., *Globorotalia aragonensis* Nutt.

В этом комплексе совершенно отсутствуют крупные нуммулиты.

Отложения нижнеэоценового возраста, содержащие вышеуказанный комплекс фауны, в бассейне р. Веди представлены трансгрессивным комплексом пород, состоящим из базальных конгломератов, песчаников и плотных, массивных, слоистых, серых и желтовато-белых нуммулитовых известняков, общей мощностью до 100 м. Подстилаются эти отложения терригенным флишем палеоцена — датского яруса, но в соседних районах — зонах геоантиклинальных поднятий, они лежат на различных горизонтах верхнего мела и верхнего палеозоя.

Большой расцвет в развитии фауны нуммулитов происходит в среднем эоцене. В отложениях этого возраста имеется наибольшее количество видов, и при этом вместе с мелкими нуммулитами пышно развиваются и их крупные формы в ассоциации с дискоциклинами, ассилинами, актиноциклинами и другими крупными фораминиферами. Подобный скачок в развитии фауны нуммулитид обусловлен, главным образом, тропическими климатическими условиями, установившимися в бассейнах Крымско-Кавказской геосинклинальной области, начиная со среднего эоцена. Об этом свидетельствует также массовое развитие в ассоциации с нуммулитами таких теплолюбивых форм, как кораллы, морские ежи и толстостенные крупнораковинные пелециподы и гастроподы. В это же время более отчетливо вырисовывается зональность географического распространения фауны нуммулитов.

Нуммулитовая фауна северных районов Армянской ССР соответствует северной нуммулитовой провинции, охватывающей на территории СССР Северное Приаралье, Мангышлак, Кавказ, Донецкий бассейн, Крым, южную Украину и, вероятно, Карпаты.

В этой провинции большое развитие получает группа нуммулитов с меандроформными следами септ без грануляции — *Nummulites irregularis* Desh., *N. murchisoni* Brun. *N. distans* Desh., а также *N. atacicus* Leum.

В составе же Южной нуммулитовой провинции, охватывающей в СССР южные районы Армянской ССР и Нахичеванскую АССР, доминирующую роль играют более крупные и массивные нуммулиты — *Nummulites laevigatus* Brug., *N. perforatus* Montf., *N. brongniarti* d'Arch., *N. gizehensis* Forsk. и особенно гигантский нуммулит — *N. millescaput* Voub. Граница этих двух нуммулитовых провинций на Кавказе достаточно отчетливо отмечается по широте бассейна оз. Севан.

Указанная зональность географического распространения нуммулитовой фауны, несомненно, связана с климатическими условиями и, в частности, более теплым, тропическим характером климата эоценового морского бассейна Южной провинции по сравнению с Северной.

Эта климатическая зональность еще более отчетливо проявляется в олигоцене, когда в Северной провинции нуммулиты почти повсеместно вымирают или встречаются редко, а в Южной зоне они продолжают пышно развиваться в ассоциации с кораллами, морскими ежами и богато орнаментированными крупнораковинными гастроподами и пелециподами.

Таким образом, начало среднего эоцена фаунистически датируется появлением и широким распространением группы крупных нуммулитов. Нижняя граница среднего эоцена четко фиксируется также тектонически и литологически.

По всей Армении среднеэоценовые отложения трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывают различные горизонты более древних отложений от нижнего эоцена и до палеозоя включительно, и выражены, преимущественно, в карбонатной фации.

В отложениях среднего эоцена выделяются два нуммулитовых горизонта:

а) Нижний горизонт с фауной *Nummulites laevigatus* Brug. (A, B), *N. lucasi* d'Arch., *N. granifer* Douv., *N. pustulosus* Douv., *N. atacicus* Leym., *N. globulus* Leym. В северных районах Армянской ССР, входящих в состав Северной нуммулитовой провинции, кроме вышечисленных форм, широко развиты также *N. irregularis* Desh., *N. murchisoni* Brunn., которые в Южной провинции встречаются единичными экземплярами. Из дискоциклин единичными экземплярами встречаются *Discocyclina scalaris* (Schlumb.).

В бассейне оз. Севан в отложениях этого горизонта имеется очень много ассилин — *Assilina exponens* Sow., *As. granulosa* d'Arch., *As. spira* Sow.

б) Верхний горизонт характеризуется массовым развитием крупных нуммулитов — *Nummulites perforatus* Montf. (A, B), *N. gizehensis* Forsk., *N. brongniarti* d'Arch., которым сопутствуют *N. atacicus* Leym., *N. distans* Desh., *N. partschi* de la Harpe, *N. oswaldi* Meff., *Discocyclina archiaci* (Schlumb.), *D. bartholomei* (Schlumb.), *D. augustae* (v. d. Wejden), *D. pratti* (Michel.), *D. sella* d'Arch., *D. scalaris* (Schlumb.), *D. nummulitica* (Gümb.), *D. douvillei* (Schlumberger), *D. chudeaui* (Schlumb.), *Asterocyclina pentagonalis* (Schafh. *As. stellaris* (Brunn.).

Единичными экземплярами встречаются также *Nummulites millecaput* Voub. и верхнеэоценовый вид *N. striatus* Brug.

Из мелких фораминифер встречаются *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wisl.), *Hantkenina liebasi* Schok., *Globigerinoides conglobatus* Brady.

Указанные два горизонта среднего эоцена различаются также литологически. В области Среднеараксинской депрессии, где палеоген представлен преимущественно нормально-морскими фациями, нижний из указанных горизонтов сложен массивными светло-серыми и желтовато-серыми зоогенными известняками, а верхний — песчано-глинистыми отложениями с прослоями нуммулитовых известняков.

Следующий, четвертый горизонт характеризуется массовым развитием самого крупного нуммулита — *Nummulites millecaput* Voub. (горизонт с *N. millecaput* Voub.), резким сокращением в количестве, а в отдельных случаях и полным вымиранием всех остальных крупных нуммулитов и появлением и массовым развитием типичных верхнеэоценовых видов нуммулитов, орбитоидов и дискоциклин. Общий состав фауны нуммулитид данного горизонта следующий: *Nummulites millecaput* Voubée (A, B) (очень много), *N. perforatus* Montf. (A, B) (единичные), *N. fabianii* Prever (A, B), *N. striatus* Brug., *N. incrassatus* de la Harpe, *N. chavannesi* de la Harpe var. *hajastanica* Grig., *Operculina alpina* Douv., *Op. ammonica* Leym., *Pellatispira douvillei* Boussac, *P. madarasi* Hantk., *Spiroclypeus granulatus* Bouss., *Grzibowskia reticulata* Bieda, *Discocyclina angustae* (v. d. Wejden), *D. sella* d'Arch., *D. veronensis* Douv., *D. nummulitica* (Gümb.), *D. roberti* Douv., *D. ro-*

berti Douv. var. Ilarenai R. Gaona, *D. scalaris* (Schlumb.), *D. marthae* (Schlumb.), *D. strophiolata* (Gümb.), *D. aspera* (Gümb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *D. andrusovi* Cizanc., *D. pratti* (Mich.), *D. varians* (Kaufm.), *D. chudeaul* (Schlumberger), *Asterodiscus stellaris* (Brunn.), *Ast. pentagonalis* (Schafhautl), *Actinocyclus radians* d'Arch., *Act. patellaris* (Schloth.).

Далее следует пятый — дискоциклиновый горизонт, в котором исчезают все крупные нуммулиты группы *N. perforatus*, а *N. millecarut*, играющий доминирующую роль в подстилающем горизонте, здесь резко сокращается в количестве, встречаясь лишь единичными экземплярами генерации А. Вместе с тем, в отложениях рассматриваемого горизонта дискоциклины и орбитониды достигают максимума развития и к тому же появляются некоторые новые верхнеэоценовые нуммулиты — *N. garnieri* de la Harpe и *N. bouillei* de la Harpe.

Общий состав фауны нуммулитид в дискоциклиновом горизонте такой: *Nummulites incrassatus* de la Harpe (А, В), *N. striatus* Brug. (А, В), *N. bouillei* de la Harpe (В), *N. chavannesi* de la Harpe, *N. chavannesi* de la Harpe var. *hajastanica* Grig. (А, В), *N. garnieri* de la Harpe, *N. fabianii* Prever (А, В), *Operculina alpina* Douv., *Op. ammonica* Leym., *Pellatispira douvillei* Bouss., *P. madaraszi* Hantk., *Spiroclypeus granulatus* Bouss., *Grzibowskia reticulata* Bieda, *Discocyclus sella* d'Arch., *D. nummulitica* (Gümb.), *D. scalaris* (Schlumb.), *D. strophialata* (Gümb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *D. pratti* (Mich.), *D. varians* (Kaufm.), *D. chudeauli* (Schlumb.), *D. roberti* Douv., *D. augustae* (v. d. Wejden), *D. aff. sella* d'Arch., *D. veronensis* Douv., *D. roberti* Douv. var. *Ilarenai* R. Gaona, *D. marthae* (Schlumb.), *D. aspera* (Gümb.), *D. andrusovi* Cizanc., *Asterocyclus stellaris* Brunn., *As. pentagonalis* (Schafh.), *A. taramellii* (Schlumb.), *As. bayanii* (Schlumb.), *Actinocyclus radians* (d'Arch.), *Act. patellaris* (Schlumb.).

Очень существенные, кардинальные изменения происходят в составе фауны нуммулитид в следующем, шестом горизонте. Вымирает подавляющее большинство дискоциклин, орбитонидов и верхнеэоценовых нуммулитов. Из них продолжают встречаться *Nummulites incrassatus* d. l. Harpe, *N. bouillei* d. l. Harpe, (А), *Discocyclus nummulitica* Gümb. Вместе с тем, в этом горизонте появляются и массового развития достигают новые подвиды — *Nummulites vascus initialis* Grigorian и *N. fabianii retiatus* Grigorian, являющиеся переходными формами между верхнеэоценовыми видами *Nummulites incrassatus* de la Harpe и *N. fabianii* Prever и олигоценовыми видами *N. vascus* Joly et Leym., *N. intermedius* d'Archiac.

По исследованиям С. М. Григорян [9], *N. vascus initialis* Grig. отличается от *N. vascus* присутствием центрального бугорка и меньшим количеством оборотов на один и тот же радиус, а от *N. incrassatus* — уплощенной раковины и большим количеством септ в $1/4$ оборота. *Nummulites fabianii retiatus* Grigorian отличается от типичного *N. fabianii* значительно маленьким центральным бугорком, плохо вы-

раженной грануляцией, а от *N. intermedius* — ясно выраженной косвенной спиральной полосой, правильно распределенными петлями (особенно у формы А) и присутствием центрального бугорка.

В этом горизонте появляются также *Operculina victoriensis* Chapman and Walter, который переходит в следующий, седьмой горизонт, относящийся к олигоцену.

Касаясь возраста описанных трех горизонтов — горизонта с *N. millescaput*, дискоциклинового горизонта и горизонта с *N. fabianii retiatus* Grig., необходимо отметить следующее: комплекс фауны дискоциклинового горизонта бесспорно указывает на верхнеэоценовый возраст вмещающих отложений. Некоторое сомнение может вызвать возраст горизонта с *Num. millescaput* Voub., ибо здесь состав фауны представляет смесь типичных верхнеэоценовых видов и гигантского нуммулита — *N. millescaput*. Однако, учитывая то обстоятельство, что в отложениях этого горизонта мы имеем представителей почти всех типичных верхнеэоценовых видов нуммулитов в большом количестве, а из крупных нуммулитов только *N. millescaput* достигает массового развития, а все остальные вымирают (*N. laevigatus*, *N. gizehensis*, *N. distans*), или же резко сокращаются в количестве (*N. perforatus*, *N. brongniarti*), мы этот горизонт также относим к верхнему эоцену (нижняя часть). О верхнеэоценовом возрасте указанных двух горизонтов свидетельствует также состав мелких фораминифер (*Clobigerinoides conglobatus* Brady, *Hantkenina alabamensis* Cushm., *Turborotalia armenica* Sahak и др.) и моллюсков (*Lucina prominens* Opp., *Miltha gigantea* Desh., *Corbis subpectunculus* Orb., *Crassatella vapincana* Bouss., *Gryphaea brongniarti* Bronn., *G. gigantea* Sol., *Pholadomya pushi* Gold., *Panope oppenheimi* Korob., *Rostellaria goniophora* Bell., *Terebellum sorpitum* Sol. и др.).

Литологически отложения указанных двух горизонтов составляют единый фациальный комплекс и представлены перемежающейся свитой известковистых песчаников, карбонатных глин, мергелей и зоогенных известняков.

Более сложным является вопрос возраста горизонта с *Nummilites fabianii retiatus* Grig. Как уже указывалось, в составе фауны нуммулитид этого горизонта доминирующую роль играют новые подвиды, являющиеся переходными между верхнеэоценовыми *N. fabianii* и *N. incrassatus* и олигоценовыми *N. intermedius*, *N. vascus* видами. Другие виды нуммулитов, встречающиеся в этом горизонте — *N. incrassatus* d. l. H. и *N. bouillei* de la Harpe, как известно, имеются как в верхнеэоценовых, так и олигоценовых отложениях. Все остальные виды верхнеэоценовых нуммулитов не переходят в этот горизонт. Из дискоциклин, столь богато представленных в пятом и четвертом горизонтах, только *Discocyclus nummilitica* (Gümb.) переходит в рассматриваемый горизонт, встречаясь единичными экземплярами.

Таким образом, время отложения горизонта с *N. fabianii retiatus* Grig. является одним из переломных этапов в развитии фауны нум-

мулитид, характеризующейся вымиранием эоценовых видов и появлением предков олигоценовых представителей. Это переходная между эоценом и олигоценом эпоха, отражающаяся и в литологическом составе отложений. В разрезах палеогеновых отложений Армении переход от верхнего эоцена к олигоцену литологически выражается сменой карбонатных фаций терригенными. Отложения же горизонта с *N. fabianii retiatus* Grig., представленные глинами и песчаниками, являющимися пограничными слоями между верхним эоценом и нижним олигоценом, менее карбонатные, чем верхнеэоценовые и более карбонатные, чем олигоценовые. Такие кардинальные изменения в составе фауны и литологии пород следует поставить в прямую связь с существенными изменениями палеогеографических условий морских бассейнов и областей размыва, обусловленными мощными тектоническими движениями, происходившими на рубеже эоцена и олигоцена.

Фауна моллюсков, встреченная в отложениях рассматриваемого горизонта, также имеет переходный между верхним эоценом и нижним олигоценом характер. Наиболее характерными из них, по П. М. Асланяну и А. А. Габриеляну, являются: *Divaricella rigaulti* Desh., *Lueina rectangularata* Hofm., *Nucula Korobkovi* Aslanov, *Nuculana perovalis* Koen., *N. lezginica* Korobk., *Bathyarca saxonica* Koen., *Variamussium fallax* Korobk., *Pecten arcuatus* Brocc., *Pseudamussium corneum* Sow., *Pinna hungarica* Mayer, *Gryphaea brongniarti* Bronn., *Ostrea plicata* Sol., *Corbula ficus* Sol., *Tellina budensis* Hofm., *Crassatella woodi* Koen., *Tympanotonus vivarii* Opp., *Cerithium dregeri* Boub., *Natica micromphalus* Sandb., *Dentalium haeringense* Dreg., *D. cf. novaki* Koen. и др.

Этот комплекс фауны в северо-восточных предгорьях Малого Кавказа (Кировабадский район, по данным И. Н. Асланова [3] и К. А. Ализаде [1]) встречается в нижнем олигоцене (майкопская свита), а на Северном Кавказе характеризует зону *Variamussium fallax*, относимую И. А. Коробковым [12] и др. к верхам верхнего эоцена. Комплекс микрофауны, встречающийся в отложениях горизонта *Nummulites fabianii retiatus*—*Bulimina ovata* Orb., *B. pupoides* d'Orb., *B. sculptilis* Cushm., *Bolivina beyrichi* Reuss., *B. nobilis* Hantken, *B. antegressa* Subb. и др. соответствует фауне зоны *Bolivina* (зона *Variamussium fallax*) Северного Кавказа. Однако следует отметить, что этот же комплекс микрофауны с незначительными изменениями встречается и в вышележащих фаунистически охарактеризованных отложениях нижнего-среднего олигоцена.

Важно отметить, что род *Planorbella*, являющийся характерной формой для олигоценовых отложений Крымско-Кавказской области, в Армении появляется также в горизонте с *Nummulites fabianii retiatus*.

Учитывая отсутствие в отложениях этого горизонта типичных олигоценовых нуммулитов, мы этот горизонт относим условно к верхнему эоцену, хотя не исключается и принадлежность его к нижнему олигоцену. Для окончательного разрешения этого вопроса необходимо произвести более детальные исследования.

Самый верхний, седьмой, нуммулитовый горизонт относится к нижне-среднему олигоцену и характеризуется развитием типичных олигоценовых нуммулитов — *Nummulites intermedius* d'Arch. (A, B), *N. vascus* Joly et Leym. (A, B). В нижней части разреза ниже-среднеолигоценовых отложений встречаются также *N. bouillei* de la Harpe, *Operculina victoriensis* Chapm. and Walter, а *N. incrassatus* d. l. Н. в указанных отложениях распространен по всему разрезу.

В отложениях рассматриваемого нуммулитового горизонта встречается богатая моллюсковая фауна, среди которой наиболее характерными являются *Chama vicentina* Fuchs, *Cardium saribulachicum* Gabrielian, *Crassatella* aff. *subtumida* Bell., *Polymesoda convexa* Brongn., *Meretrix armeniaca* Gabrielian, *Chione agglaurae* Chemn., *Pectunculus obovatus* Lam., *Trochus lucasianus* Brongn., *Delphinula latesulcata* Dreg., *Potamides plicatum* Brug., *Cerithium delbosi* Mich., *C. meneguzzoi* Fuchs, *Tympanotonus margaritaceum* Brongn., *Megatilotus crassatinus* Lam., *Strombus irregularis* Fuchs., *S. auriculatus* Grat. и др. Встречается также богатая фауна кораллов и морских ежей.

Состав фауны рассматриваемого нуммулитового горизонта обнаруживает большое сходство со слоями Кастель-Гомберто Северной Италии.

Указанный комплекс фауны определяет возраст вмещающих отложений как нижний-средний олигоцен.

Верхний олигоцен в Армении фаунистически не охарактеризован. К этому возрасту условно относится свита красноцветных лагунноконтинентальных молассовых образований, трансгрессивно перекрывающих подстилающие, фаунистически охарактеризованные отложения нижнего-среднего олигоцена.

Изложенный выше фактический материал позволяет высказаться по некоторым общим вопросам, касающимся границ среднего и верхнего эоцена, эоцена и олигоцена и их подразделений. Нижняя граница среднего эоцена как в Армении, так и в других районах Малого Кавказа устанавливается достаточно отчетливо. Она фиксируется широкой трансгрессией и появлением представителей крупных нуммулитов (*N. laevigatus* Brug.), а также гораздо более широким развитием, чем в нижнем эоцене, теплолюбивых форм моллюсков, морских ежей и кораллов.

Вопрос верхней границы среднего эоцена, как известно, является предметом оживленной дискуссии.

В Западной Европе в пограничных слоях среднего и верхнего эоцена выделяется «оверский» ярус, в отложениях которого среднеэоценовые крупные нуммулиты (*N. perforatus* Montfort) встречаются совместно с верхнеэоценовым видом *N. striatus* Brug. При этом одни исследователи относят этот ярус к верхнему эоцену, а другие — к среднему эоцену.

А. Л. Яншин [13], детально проанализировавший этот вопрос, присоединяется к мнению тех геологов, которые относят к среднему эоцену (лютецкому ярусу) все слои с крупными нуммулитами, и на этом основании считает необоснованным выделение оверских слоев в качестве самостоятельного яруса.

Типичный «оверс», в понимании западноевропейских геологов, в СССР имеется в Армении. Здесь в ряде мест (бассейн р. Веди, Айоцзорский синклиорий) в отложениях верхней части среднего эоцена, т. е. в горизонте с *N. perforatus* Montf., действительно встречается единичными экземплярами верхнеэоценовый вид *N. striatus* Brug.

Однако общий комплекс фауны этого горизонта (*N. perforatus* Montf., *N. gizehensis* Forsk., *N. brongniarti* Brunn., *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wisll.), *Hantkenina liebuseri* Sch. и др.), как уже указывалось выше, настолько характерен для среднего эоцена, что присутствие в нем только одного верхнеэоценового вида (*N. striatus* Brug.) в единичных экземплярах не дает никакого основания для отнесения этих отложений к верхнему эоцену, а равно и для выделения их в качестве самостоятельной стратиграфической единицы в рангах яруса.

Известно, что появление новых видов и вымирание старых не происходит повсеместно одновременно, поэтому нельзя базироваться на них при установлении границ между стратиграфическими подразделениями. Стратиграфические границы должны соответствовать эпохам крупных палеогеографических преобразований земной коры и обусловленных ими изменений условий седиментации и развития фауны и флоры. По нашему мнению, при применении палеонтологических критериев надо основываться на комплексе фауны, а не на появлении или вымирании отдельных видов.

Таким образом, мы полностью разделяем точку зрения А. Л. Яншина, который опровергает существование «оверского» яруса как самостоятельной стратиграфической единицы и предлагает включить слои с *Num. perforatus* Montf. и *N. striatus* Brug. в состав среднего эоцена (лютецкого яруса).

Исходя из этой позиции, мы вправе ожидать наличие отдельных представителей крупных нуммулитов и в нижних слоях верхнего эоцена, как это имеет место в разрезах палеогеновых отложений Армении, несмотря на то, что конец среднего эоцена знаменуется вымиранием группы крупных нуммулитов. Хотя средний эоцен является эпохой расцвета крупных форм нуммулитов, самый крупный из них — *N. millescaput* Boubée в верхней половине среднего эоцена (в горизонте с *N. perforatus*) только появляется, а массовое развитие получает в начале верхнего эоцена в ассоциации с верхнеэоценовыми нуммулитами.

В разрезах фаунистически охарактеризованных отложений среднего эоцена Армении отчетливо выделяются два горизонта, отличающиеся фаунистически и литологически. В нижнем из них преобладают мелкие нуммулиты, а крупные только появляются (*Nummulites laevigatus* Brug.), а в верхнем горизонте в составе нуммулитовой фауны мы имеем все виды крупных нуммулитов: *Nummulites perforatus* Montf., *N. brongniarti* Brunn., *N. gizehensis* Desh. в массовом количестве. Все они в конце среднего эоцена или полностью вымирают (*N. gizehensis*, *N. dis-*

tans) или же резко сокращаются в количестве, переходя в нижнюю часть верхнего эоцена единичными экземплярами (*N. perforatus*, *N. brongniarti*). Только *N. millescaput* Voub., появляясь в этом горизонте, получает массовое развитие в низах верхнего эоцена.

Эти два горизонта точно соответствуют нижнелютетским и верхнелютетским слоям, выделяющимся в разрезах среднеэоценовых отложений Западной Европы. Нижняя граница верхнего эоцена устанавливается появлением и массовым развитием типичных верхнеэоценовых нуммулитов — *Nummulites fabianii* Prever, *N. incrassatus* de la Harpe, *N. chavannesi* de la Harpe и др., а также орбитондов и моллюсков.

Ярусное расчленение верхнего эоцена является одним из спорных и неразрешенных вопросов геологии палеогеновых отложений Европы.

Как указывалось выше, фауна нуммулитид позволяет произвести трехчленное подразделение верхнеэоценовых отложений Армении. Нижняя часть верхнего эоцена характеризуется массовым развитием самого крупного нуммулита — *Nummulites millescaput* в ассоциации с верхнеэоценовыми нуммулитами, орбитоидами и дискоциклинами — горизонт с *N. millescaput*. В среднем горизонте исчезают все крупные нуммулиты и в составе фауны доминируют верхнеэоценовые мелкие нуммулиты, орбитоиды и особенно дискоциклины — дискоциклиновый горизонт, а в верхнем — происходит вымирание подавляющего большинства верхнеэоценовых нуммулитов, дискоциклин и орбитондов, наряду с появлением и широким развитием новых подвидов — *Nummulites fabianii retiatus* Grig., *N. vascus initialis* Grig., являющихся переходными соответственно между верхнеэоценовыми *N. fabianii* и *N. incrassatus* и олигоценовыми *N. intermedius* и *N. vascus* видами.

Граница эоцена и олигоцена на Антикавказе устанавливается тектонически, литологически и палеонтологически. Мощные тектонические движения, имевшие место перед олигоценом, вызвали существенные изменения палеогеографических условий, как морских водоемов, так и суши. Олигоценовое время — период формирования важнейших структурных и орографических элементов Кавказа — мегаантиклинория Большого Кавказа и Антикавказ, Рионо-Куринской и Среднеараксинской депрессий. Это — эпоха воздымания почти всех главнейших горных хребтов, грабен и впадин Альпийско-Гималайской геосинклинальной области. Тектонические и палеогеографические преобразования вызвали существенные изменения в осадконакоплении и развитии фауны и флоры. Карбонатные и флишевые фации верхнего эоцена в олигоцене сменяются песчано-глинистыми терригенными отложениями (майкопская формация), характеризующимися выдержанностью и устойчивостью фации. На рубеже эоцена и олигоцена кардинальные изменения происходят и в эволюции органического мира.

Как уже отмечалось выше, в конце эоцена почти полностью вымирают дискоциклины, актиноциклины, ортофрагмины, большинство нуммулитов и др. эоценовые группы фауны и, вместе с тем, в начале олигоцена в массовом количестве появляются *Nummulites vascus*, *N. intermedius*.

Фауна олигоценовых отложений Армении очень богата и разнообразна. Наряду с конхилиофауной, пышно развиты также нуммулиты, кораллы, морские ежи, мелкие фораминиферы и остракоды. Этот комплекс фауны свидетельствует о том, что олигоценовый бассейн южного Закавказья характеризовался тропическими климатическими условиями и нормальным гидрологическим режимом, в противоположность бассейнам Северного Кавказа и южных районов Русской платформы, температурный режим которых в олигоцене значительно понизился по сравнению с эоценом. Эти бассейны, по-видимому, были изолированы от бассейнов тропической области Кавказско-Карпатскими горными хребтами, и к тому же они широко сообщались с холодными морями северных областей.

Вероятно, этим можно объяснить то обстоятельство, что многие теплолюбивые формы (*Variamussium fallax*, *Gryphaea gigantea*, *Ostrea plicata* и др.), которые в северной зоне Крымско-Кавказской геосинклинальной системы пышно развивались в верхнем эоцене, а в конце эоцена вымирали, в южном Закавказье продолжали развиваться и в олигоцене. Этот факт еще раз показывает, что при проведении стратиграфических границ и определении возраста свит нельзя базироваться на отдельных руководящих видах, а нужно взять за основу комплекс фауны и общие палеогеографические условия. Нам кажется, что исходя из этих позиций, вполне можно объяснить, почему фауна зоны *Bolivina* (или зоны *Variamussium fallax*) в северных районах альпийской складчатой области юга СССР приурочена к верхам эоцена, а в более южных провинциях последней встречается как в верхних слоях верхнего эоцена, так и в нижнем олигоцене.

Комплекс фауны, встречающийся в морских олигоценовых отложениях Армянской ССР, свидетельствует об их нижне-среднеолигоценном возрасте. Однако установить границу между нижним и средним олигоценом не удастся. Типичные олигоценовые нуммулиты — *Nummulites vascus*, *N. intermedius* распространены по всему разрезу отложений, относимых к нижнему-среднему олигоцену, а фауна моллюсков и мелкие фораминиферы пока что дают мало материала для разрешения данного вопроса. Проблема подразделения олигоцена еще более осложняется в связи с новыми данными, касающимися возраста латторфских слоев Западной Европы, считавшихся до последнего времени стратотипом нижнего олигоцена. И. А. Коробков, как и многие другие советские геологи, детально проанализировавший этот вопрос, приходит к выводу о верхнеэоценовом возрасте латторфских слоев и предлагает проводить границу между эоценом и олигоценом по подошве рюпельских слоев, считавшихся ранее среднеолигоценными [12].

Таким образом, перед советскими геологами стоит задача разработать новую, отечественную схему подразделения олигоценовых отложений.

Наши соображения по данному вопросу заключаются в следующем. Нам кажется, что нижне-среднеолигоценные морские отложения Армении (шорагбюрская и шагапская свиты) все же можно подразделить на

два подотдела — нижний олигоцен и средний олигоцен, хотя провести четкую границу между ними затруднительно. К нижнему олигоцену следует отнести нижнюю часть разреза указанных свит, мощностью до 400—500 м (горизонты с *Variamusium fallax*, *Pecten arcuatus* и циреновых песчаников), в составе фауны которой наряду с наличием многочисленных типично олигоценовых форм — *Nummulites vascus*, *N. intermedius*, *Potamides plicatum*, *Cardita kickxi*, *Astarte kickxi* и др. присутствует еще много форм, переходящих из верхнего эоцена — *Nummulites bouillei*, *Variamusium fallax*, *Pteria wemmelenensis* и др.

Среднеолигоценовыми следует считать верхнюю (глинистую) часть шорагбюрской свиты (горизонт кеара-молла), где элементы верхнеэоценовой фауны резко сокращаются и массовое развитие получают формы, известные из среднеолигоценовых отложений Западной Европы — *Megatilotus crassatina*, *Pectunculus obovatus*, *Polymesoda convexa*, *Tympanotonus margaritaceum*, *Ceritium meneguzzoi* и многие др.

По общему комплексу фауны и фациальным особенностям отложений (кораллово-нуммулитовые фации) указанный горизонт вполне соответствует слоям Кастель-Гомберто Северной Италии.

В пользу двучленного подразделения отложений шорагбюрской свиты и ее стратиграфических эквивалентов служит также тот факт, что в ряде районов (в зонах поперечных геоантиклинальных поднятий) отложения горизонта кеара-молла залегают трансгрессивно на различных горизонтах более древних свит. У с. Элпин (западная часть Айоцзорского синклиория) слои с *Megatilotus crassatina* и крупными церитиями налегают на дискоциклиновый горизонт верхнего эоцена, а у с. Советашен они непосредственно лежат на отложениях среднего эоцена.

Трансгрессивность залегания указанного горизонта замаскирована только в крупных синклинальных прогибах (Ереванский бассейн), в которых осадконакопление происходило непрерывно в течение всего олигоцена.

Таким образом, двучленное подразделение фаунистически охарактеризованных отложений олигоцена южного Закавказья обосновывается также и тектонически.

Отложения горизонта кеара-молла, по-видимому, следует сопоставить с Рюпельскими слоями Западной Европы. Если это так, то возникает вопрос, не являются ли горизонты с *Variamusium fallax* и *Pecten arcuatus* синхронными образованиями латторфских слоев, которые в настоящее время многими исследователями относятся к верхнему эоцену. Против такого предположения имеются следующие веские данные:

1) В отложениях указанного горизонта, как уже неоднократно было отмечено в данной работе, появляются и массовое развитие получают типичные олигоценовые нуммулиты — *N. vascus*, *N. intermedius*.

2) Отложения с *V. fallax*, *P. arcuatus* подстилаются слоями с *Nummulites fabianii retiatus*, являющимися самым верхним горизонтом верхнего эоцена (переходные слои). Под указанными слоями лежат отложения с богатой нуммулитовой и моллюсковой верхнеэоценовой фауной.

3) По литофациальным признакам и тектоническому положению породы с *V. fallax* *P. arcuatus* составляют нижнюю часть единого трансгрессивного комплекса терригенных отложений олигоцена.

Таким образом, по всем признакам, как геологическим, так и палеонтологическим, слои с *V. fallax* и *P. arcuatus* в Армении должны быть отнесены к нижнему олигоцену.

Предлагаемая нами схема подразделения ниже-среднеолигоценовых отложений Армянской ССР вполне соответствует схеме расчленения майкопских отложений Кировабадского района Азербайджанской ССР.

По данным К. А. Ализаде [1] и И. Н. Асланова [3], нижняя часть разреза майкопской свиты в северо-восточных предгорьях Малого Кавказа (Кировабадский район) отчетливо подразделяется на две стратиграфические единицы. Нижняя из них представлена песчано-глинистыми отложениями, мощностью ок. 700 м, и содержит богатую моллюсковую фауну нижнего олигоцена (хадумский горизонт): *Nucula crispata* Koen., *N. pervalis* Koen., *N. Korobkovi* Asl., *Cardita camerata* Koen., *Variamusium fallax* Korob., *Dentalium novaki* Koen., *Astarte dilatata* Phill., *Planorbella* и др.

Выше трансгрессивно с базальным конгломератом в основании, по указанным исследователям, лежит другая свита песчано-глинистых пород (карачинарский, нафталанский и инджачайский горизонты), содержащая богатую фауну среднего олигоцена — *Pectunculus obovatus* Lam., *Astarte kickxi* Nyst., *Lairunculus caronis* Brongn. и др.

Вряд ли можно сомневаться в том, что верхняя из указанных свит (слои с *Pectunculus obovatus*) соответствует горизонту кеара-молла Шорагбюрского разреза (Ереванский бассейн), а нижняя — слои с *Variamusium fallax* — должны быть одновозрастными с горизонтом *V. fallax* и *P. arcuatus* Ереванского разреза.

Показательно, что в Кировабадском районе средний олигоцен залегает трансгрессивно, как и в Армении, что свидетельствует о региональном масштабе предсреднеолигоценовых тектонических движений.

Вопрос осложняется, если попытаемся сопоставить Шорагбюрский и Кировабадский разрезы с разрезами Ахалцихской депрессии (Грузинская ССР). Горизонт каратубани, содержащий богатую среднеолигоценовую фауну, И. В. Качарава и И. А. Коробков сопоставляют с хадумским горизонтом. По указанным исследователям, отложения каратубанского горизонта (слои с *Pectunculus obovatus*) подстилаются породами зоны *Volivina* верхнего эоцена.

Согласно новым данным, вид *Pecten arcuatus* в разрезе палеогеновых отложений Ахалцихской депрессии встречается как в верхне-эоценовых, так и в олигоценовых отложениях [12].

Несколько иную схему стратиграфического расчленения олигоценовых отложений Ахалцихского бассейна предлагает Ж. Р. Казахашвили [10].

Обрабатывая большую коллекцию моллюсковой фауны разреза по р. Лерциани, она также приходит к выводу о синхронности слоев каратубани с хадумским горизонтом.

Вместе с тем, по ее данным, слои с Каратубанским комплексом фауны не подстилаются отложениями зоны *Bolivina*, а между ними (между зоной боливин и Каратубанским горизонтом) залегает толща песчано-глинистых отложений, мощностью ок. 50 м, содержащая олигоценовую моллюсковую фауну. При этом, в нижней части этой толщи ею были встречены *Variamussium* sp. (*fallax* Kogob?), а в верхах ее — *Pecten arcuatus* Brocc.

Если принять за основу описанный Ж. Р. Казахашвили разрез по р. Лерциани, при сопоставлении олигоценовых отложений Армении, Кировабадского района и Ахалцихской депрессии получается полная увязка. Горизонт каратубани будет соответствовать слоям с *Pectunculus obovatus* Кировабадского района и горизонту кеара-молла Ереванского прогиба. Становится очевидной также синхронность слоев с *Pecten arcuatus* и *Var. fallax* сопоставляемых районов.

Однако остается неясным, почему на других участках Ахалцихской депрессии (басс. р. Борбало) отложения каратубанского горизонта лежат непосредственно на породах боливинового горизонта. Напрашивается мысль, не вызвано ли это перерывом в осадконакоплении, имевшим место в нижнем олигоцене на этих участках и трансгрессивным залеганием среднего олигоцена (в данном случае каратубанского горизонта), как это имеет место в ряде районов Армении и Кировабадском районе.

Если же сопоставить горизонт кеара-молла Шорагбюского разреза с корбулевыми слоями Ахалциха (средний олигоцен по И. В. Качарава), то горизонт каратубани будет соответствовать слоям с *Pecten arcuatus* и *Var. fallax* Шорагбюра, нижнеолигоценовый возраст которых устанавливается достаточно убедительно. Кажется такое сопоставление разрезов олигоценовых отложений Ереванского и Ахалцихского прогибов является наиболее приемлемым. Однако слои с *P. arcuatus* и *V. sp. (fallax Kogob.)* разреза р. Лерциани, которые, по Ф. Р. Казахашвили, залегают над горизонтом *Bolivina*, подстилают отложения каратубанского горизонта и содержат олигоценовую фауну.

Поэтому до однозначного решения вопроса возраста слоев с *Pecten arcuatus* и *V. fallax* в разрезе р. Лерциани и их взаимоотношения с каратубанским горизонтом и зоной *Bolivina* мы воздерживаемся от распространения схемы двучленного подразделения олигоценовых морских отложений Армении на Ахалцихскую депрессию.

Верхним подотделом олигоцена в Армении мы считаем эпоху накопления континентальной пестроцветной (красноцветной) молассовой свиты. Характер отложений и тектонические условия их образования свидетельствуют о том, что эти континентальные и пресноводные молассовые образования, имевшие огромное распространение в Альпийско-Гималайской геосинклинальной области и заполняющие межгорные и передовые прогибы альпийских хребтов, образовались в завершающую стадию олигоценового отдела.

Ա. Հ. ԳԱՐՐԻՆԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ-Ի ՆՈՒՄՈՒԼԻՏԻԳՆԵՐԸ ԵՎ ՊԱԼԵՈԳՆԻ
ՀԱՐԿԱՅԻՆ ՍՏՈՐԱԲԱԺԱՆՈՒՄՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայաստանի պալեոգենի նստվածքներում հեղինակն անջատում է յոթ նումուլիտային հորիզոններ, որոնք համապատասխանում են ֆաունայի զարգացման թռիչքային էտապներին:

Առաջին էտապը համապատասխանում է ստորին էոցենին և բնորոշվում է մանր նումուլիտների հանդես գալով և զարգացումով:

Նումուլիտային ֆաունան իր ծաղկման շրջանն է ապրում միջին էոցենում, երբ մասսայաբար զարգանում են բոլոր խոշոր նումուլիտները: Միջին էոցենի նստվածքներն ըստ նումուլիտային ֆաունայի բաժանվում են երկու հորիզոնների՝ ստորին, կամ *Nummulites laevigatus*-ի հորիզոն և վերին կամ *N. perforatus*-ի հորիզոն:

Վերին էոցենի ընթացքում մահանում են բոլոր խոշոր նումուլիտները, բացառությամբ *N. millecaput*-ի, որը այս էտապի սկզբում մեծ զարգացում է ստանում: Վերին էոցենի նստվածքներում առանձնացվում են երեք հորիզոններ՝ ստորին կամ *N. millecaput*-ի հորիզոն, միջին կամ դիսկոցիկլինային հորիզոն և վերին կամ *N. fabianii retiatus*-ի հորիզոն: Շատ էական փոփոխություններ են տեղի ունենում նումուլիտային ֆաունայի զարգացման մեջ նշված հորիզոններից վերջինում: Մահանում են գրեթե բոլոր դիսկոցիկլիններն ու օրբիտոիդները, ինչպես նաև էոցենի նումուլիտների գերակշռող մասը: Դրահետ մեկտեղ հանդես են գալիս նոր ենթատեսակներ, որոնք անցողիկ են համարվում վերին էոցենյան և օլիգոցենյան նումուլիտների միջև:

Յոթերորդ նումուլիտային հորիզոնը ընդգրկում է ստորին ու միջին օլիգոցենը և բնորոշվում է տիպիկ օլիգոցենյան նումուլիտների (*N. intermedius*, *N. vasacus*) զարգացումով:

Հիմք ընդունելով նումուլիտային ֆաունայի էվոլյուցյոն զարգացումը, ինչպես նաև բրածո օրգանիզմների մյուս խմբերի տարածումը, հեղինակը առաջարկում է Հայաստանի պալեոգենի նստվածքների ստրատիգրաֆիական ստորաբաժանման հետևյալ սխեման:

Ստորին էոցենը մեկ ստրատիգրաֆիական միավոր է կազմում և հարկերի չի ստորաբաժանվում. միջին էոցենը նույնպես մի միասնական հարկ է կազմում, սակայն նա ստորաբաժանվում է երկու ենթահարկերի կամ հորիզոնների, որոնք համապատասխանում են Արևմտաեվրոպական ստորին և վերին լյուտեցյան ենթահարկերին: Վերին էոցենը առաջարկվում է ստորաբաժանել երեք հորիզոնների, կամ հարկերի, որոնք թվարկվեցին վերևում: Առաջարկվում է օլիգոցենը ստորաբաժանել նույնպես երեք հարկերի: Ստորին օլիգոցենին պետք է վերագրել Շորաղբյուրի շերտախմբի ստորին մասը, որում օլիգոցենի ֆաունայի հետ մեկտեղ դեռ զգալի չափով տարածված են էոցենի էլեմենտները, իսկ միջին օլիգոցենին՝ նշված շերտախմբի վերին մասը, որը որոշ տեղերում (Էլփին, Սովետաշեն գյուղերի շրջան) տրանսգրեսիվ է տեղադրված ավելի հին հասակի ասպառների վրա: Վերին օլիգոցենին պայմանականորեն

վերադրվում է Արարատյան գոգավորութունում տարածված խալտարդեալ
դուլնի մոլախային շերտախումբը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ализаде К. А. Третичные отложения Азербайджана. Тр. совещ. по разраб. унифицир. шкалы трет. отл. Крым.-Кавк. области. Баку, 1959.
2. Асланян П. М. Некоторые Palaeocyprida и Gastropoda из олигоценовых отложений ЮЗ Армении. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр., т. XII, № 5, 1960.
3. Асланов И. Н. Майкопские отложения Кировабадского района. Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. Изд. АН СССР, 1960.
4. Габриелян А. А. Схема деления палеогена Армении. ДАН СССР, т. 105, № 4, 1955.
5. Габриелян А. А. Семь нуммулитовых горизонтов в палеогеновых отложениях Армении. ДАН АрмССР, т. 26, № 1, 1958.
6. Габриелян А. А., Саакян Н. А. Схема расчленения третичных отложений Армении. Тр. совещ. по разр. унифицир. шкалы трет. отл. Крым.-Кавк. области, Баку, 1959.
7. Григорян С. М. Нуммулиты из олигоценовых отложений Ереванского бассейна. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр., т. XIII, № 3—4, 1960.
8. Григорян С. М. Нуммулиты горизонта с *Nummulites millicaput* Voubée из верхнеэоценовых отложений АрмССР. Изв. АН АрмССР, ср. геол. и геогр., т. XIV, № 1, 1961.
9. Григорян С. М. Новые подвиды нуммулитов из верхнеэоценовых отложений Армении. ДАН АрмССР, т. XXXII, № 2, 1961.
10. Казахашвили Ж. Р. К вопросу о возрасте песчаников Каротубани Ахалцихского бассейна Грузии. Сообщения АН ГрузССР, т. XXVII, № 2, 1961.
11. Качарава И. В., Гамкрелидзе П. Д., Качарава М. В. Стратиграфия палеогеновых отложений Ахалцихской депрессии и Триалетского хребта. Палеогеновые отложения Европейской части СССР. 1960.
12. Коробков И. А. О границе эоцена и олигоцена. Советская геология, № 9, 1961.
13. Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Изд. МОИП, 1958.



СТРАТИГРАФИЯ

А. Н. НАЗАРЯН

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ И ОЗЕРНО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. РАЗДАН

Изучение результатов геологических работ последних 10 лет и анализ данных более 500 скважин, пройденных под руководством автора настоящей статьи в связи с гидротехническим строительством в среднем и нижнем течении р. Раздан, дали возможность уточнить стратиграфические взаимоотношения вулканогенных пород и разделяющих их пресноводных и континентальных отложений. Результаты этой работы позволили по-новому трактовать стратиграфические соотношения и, естественно, возраст ряда горизонтов плиоцен-четвертичного разреза.

Попутно с выяснением взаимоотношений различных комплексов мы попытались определить их возраст, основываясь на фаунистически охарактеризованных породах, чередующихся с лавами.

1. ЭКСТРУЗИВНЫЕ ЛИПАРИТЫ (МЭОТИС — ПОНТ)

Липариты слагают два экструзивных конуса на левом берегу р. Раздан у сс. Авазан и Аргел. (фиг. 1). На последнем участке липаритовый купол занимает площадь больше 1 км². Необходимо отметить, что указанные липариты по петрографическому составу, габитусу и возрасту резко отличаются от липаритов вулканов Атис, Гутансар, Артени и др., на чем подробно остановимся ниже.

Указанные два купола липаритов являются типичными экструзивными конусами, а не эрозионными формами.

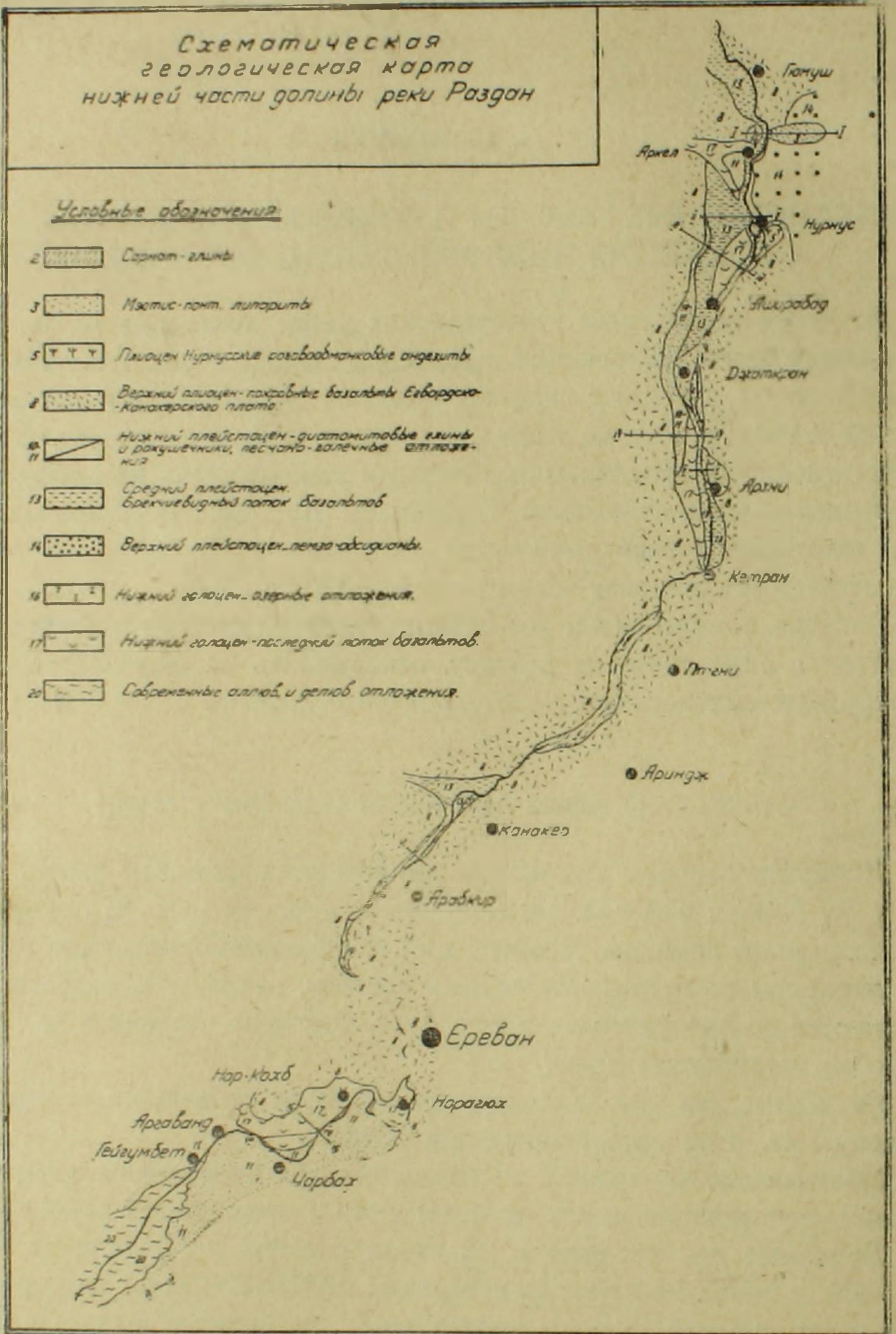
Многочисленные выходы минеральных вод приурочены к периферической части липаритов; они описаны нами в предыдущей работе [9].

Липариты при внедрении захватили с собой и подняли на высоту 350—400 м довольно крупные ксенолиты (350×50×30 м) из пород сармата и гипсоносной толщи с характерной для сармата микро- и макрофауной (фиг. 2).

Породы в ксенолитах представлены раздробленными зеленовато-серыми глинами, песчаниками, оолитовыми известняками, гипсами, по своим литологическим особенностям типичными для сармата. Рядом исследователей эти ксенолиты рассматривались как тектонические трещины, заполненные более молодыми осадочными породами.

Краевые контакты ксенолитов лишены резкого контактового метаморфизма, за исключением реакционной каймы.

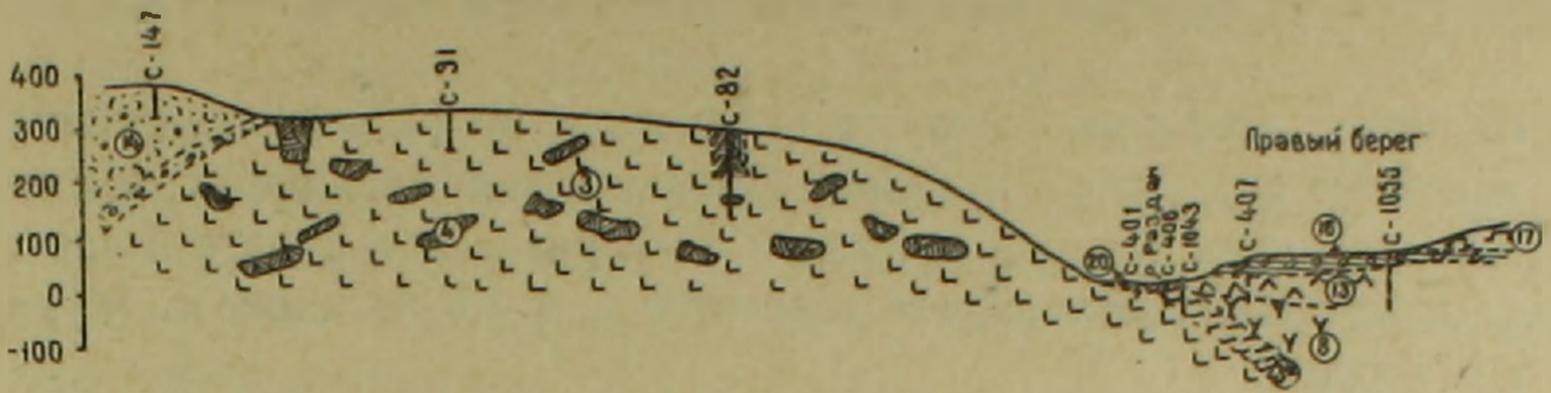
Отсутствие в ксенолитах более молодых пород, в частности базальтов, говорит о том, что нижним возрастным пределом для липаритов сле-



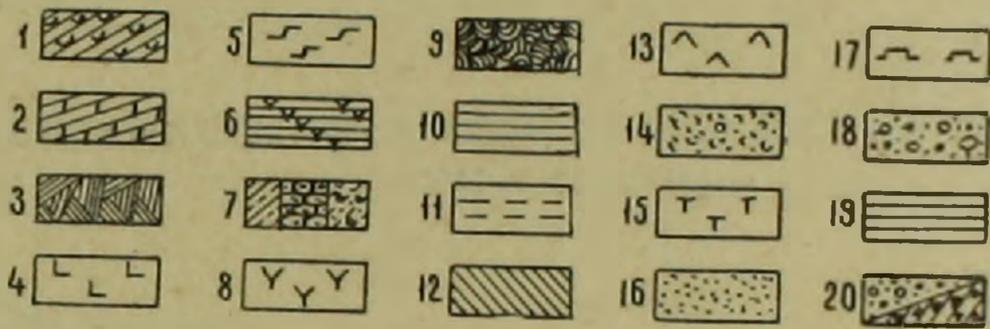
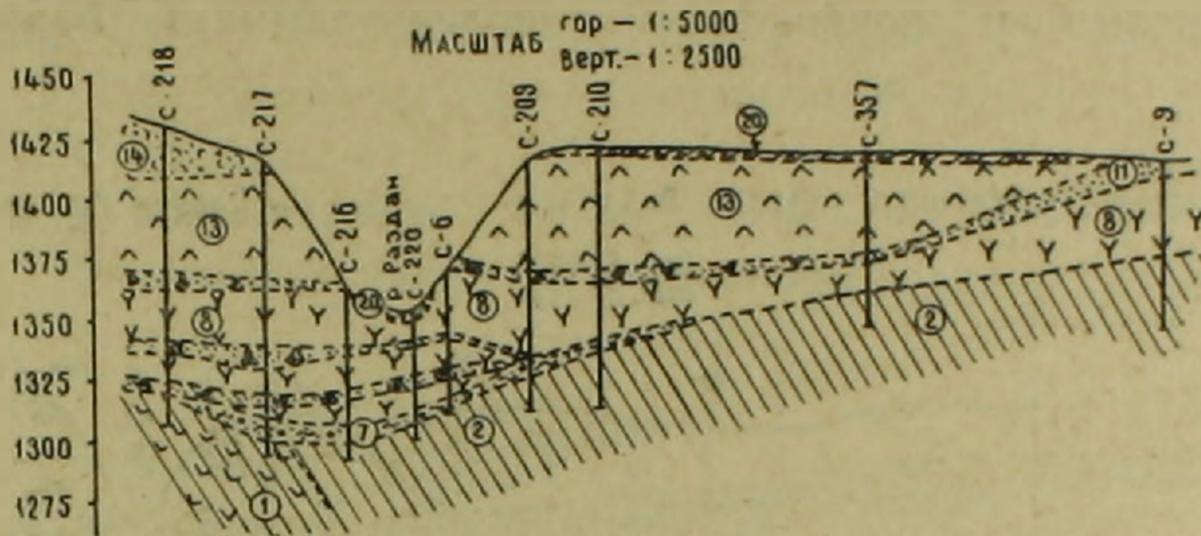
Фиг. 1.

дует считать верхний миоцен-сармат. Базальтовые лавы, обтекающие подошву липаритового холма, залегают совершенно горизонтально и нормально прислонены к липаритам со слабо обожженным контактом. Таким образом, верхним пределом возраста для липаритов являются покровные базальты Канакер-Егвардского плато (долеритовые базальты других

ПОПЕРЕЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ КАНЬОНА р. РАЗДАН У с. АРКЕЛ (I-I)



ПОПЕРЕЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ КАНЬОНА р. РАЗДАН В 0,3 км ВЫШЕ с. НУРНУС (II-II)



Фиг. 2. 1. Гипсоносная толща N_1 . 2. Сарматские глины N_1 sgm . 3. Гипсоносные и сарматские глины, песчаники (ксенолиты). 4. Липариты—мэотис-понт N_{1m} — N_{2p} . 5. Нурнусские роговообманковые андезиты N_2 . 6. Диатомиты с конкрециями опала N_{2ak} —верхн. плиоцен. 7. Озерно-аллювиальные отложения N_{2ak} —верхн. плиоцен. 8. Покровные базальты Егвардско-Канакерского плато—верхн. плиоцен N_{2ak} . 9. Глины обожженные N_{2ak} . 10. Диатомитовые глины и ракушечники—нижний плейстоцен Q_1 . 11. Песчано-галечниковые террасовые отложения—нижний плейстоцен Q_1 . 12. Озерные песчано-глинистые отложения—нижний плейстоцен Q_1 . 13. Брекчиевидный поток базальтов Q_2 —средний плейстоцен. 14. Пемзо-обсидааны—верхний плейстоцен Q_3 . 15. Туфы—верхний плейстоцен Q_3 . 16. Пемзо-обсидаановые озерные отложения—нижний голоцен Q_4 . 17. Последний поток базальтов Q_4 —нижний голоцен. 18. Валунно-галечные отложения Q_4 —нижний голоцен. 19. Диатомиты—верхний голоцен Q_4 . 20. Современные делювиальные и аллювиальные отложения Q_4 .

авторов), которые по возрасту относятся к верхнему плиоцену. Следовательно, возраст липаритов может быть ниже- или среднеплиоценовым. Но так как на Малом Кавказе проявления вулканизма в виде крупных излияний, преимущественно кислых лав, имели место в нижнеплиоценовое время, то более вероятно отнесение липаритов к нижнему плиоцену (мэотис-понт).

2. РОГОВООБМАНКОВЫЕ АНДЕЗИТЫ И АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТЫ

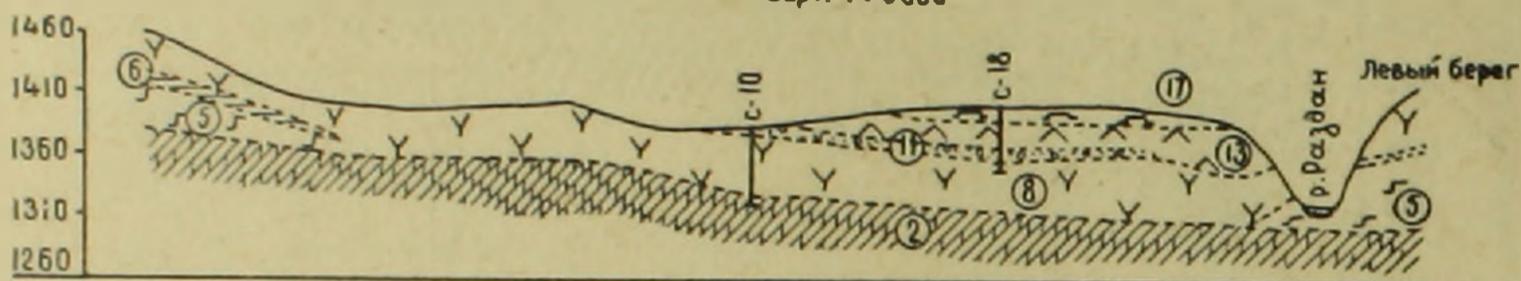
(Средний плиоцен — век продуктивной толщи)

Наиболее древними лавами в исследованном районе являются роговообманковые андезиты и андезито-базальты, занимающие ограниченную площадь в среднем течении р. Раздан. Они развиты в овраге Ашри-дара, в виде плитчатых светло-серых андезитов и в 1,5 км ниже с. Нурнус у уреза р. Раздан.

Андезиты были вскрыты скважинами также в районе курорта Арзни и южнее с. Джаткран, как эрозионные останцы, погребенные под плиоценовыми диатомитами и покровными («долеритовыми») базальтами (фиг. 3).

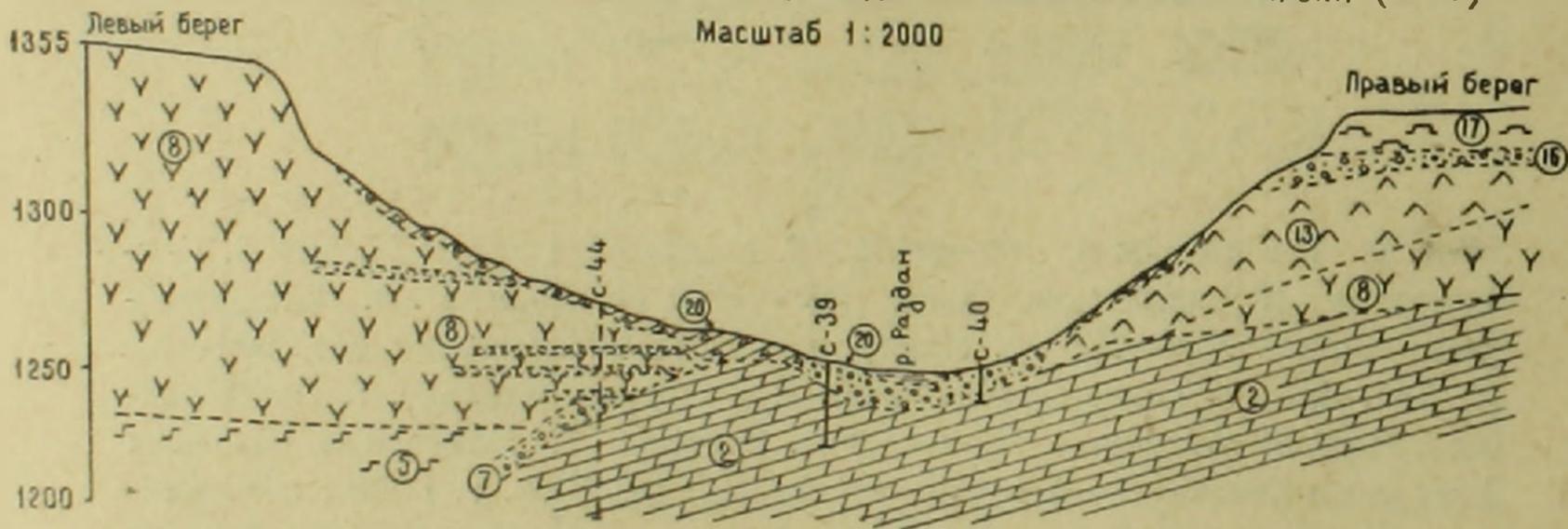
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПОПЕРЕЧНЫЙ РАЗРЕЗ р. РАЗДАН В 1 км НИЖЕ с. НУРНУС (III-III)

Масштаб Гор. 1:10000
Верт. 1:5000



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПОПЕРЕЧНЫЙ РАЗРЕЗ КАНЬОНА р. РАЗДАН НА УЧАСТКЕ КУРОРТА АРЗНИ (IV-IV)

Масштаб 1:2000



Фиг. 3.

3. ОЗЕРНО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ОСНОВАНИИ

ПОКРОВНЫХ БАЗАЛЬТОВ

(Верхний плиоцен — Акчагыл)

Как показали наши исследования, к верхнему плиоцену нижней части бассейна р. Раздан относятся: пресноводные диатомитовые отложения, распространенные по р. Раздан между сс. Гюмуш, Арзни, озерные песчано-глинистые отложения, установленные южнее Еревана в районе сс. Нор-Кохб и Аргаванд и, наконец, восточнее последних сел — озерно-аллювиальные отложения.

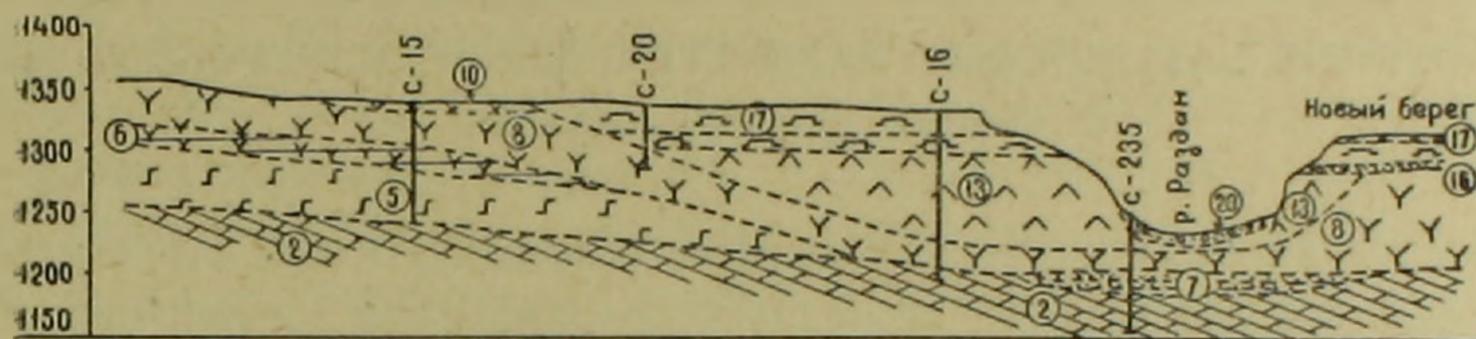
Диатомиты отлагались в озере, занимавшем отрезок р. Раздан от с. Гюмуш до с. Арзни, на размытой поверхности нурнусских роговообманковых андезитов. В двух точках — восточнее с. Нурнус и против с. Джаткран на левом берегу р. Раздан, была собрана фауна, определенная В. В.

Богачёвым: из моллюсков — *Succinea*, *Limnea* и *Planorbis*; из млекопитающих — *Mustella tilhol*, *Gaud Putoris* sp., *Hipparion* sp., *Tragoceras* sp., *Lepus* sp., *Gerbillus* sp., *Rhinoceras etruscus* Falc.

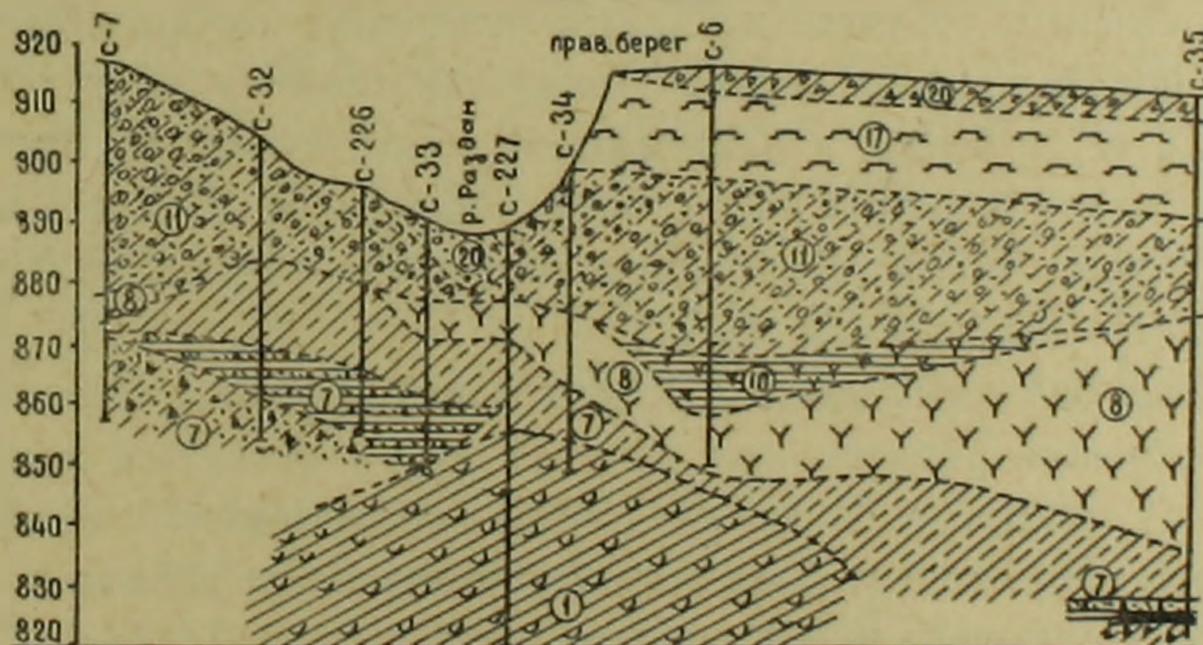
Особенно интересны остатки малорослого *Hipparion* sp., по данным В. В. Богачева, совершенно сходного по строению зубов с гиппарионом из верхне-акчагыльских слоев Палан-Текана и Эльдарской степи. Е. М. Беляева, также определявшая эту фауну, относит диатомиты к плиоценовому возрасту.

Эти же диатомитовые отложения с такими же конкрециями опалов, как у с. Нурнус, были вскрыты скважиной № 15, заложенной на 800 м западнее каньона р. Раздан в районе с. Арзни, на правом берегу, мощностью до 20 м, перекрытые покровными базальтами («долеритовыми») (разрез V—V, фиг. 4).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПОПЕРЕЧНЫЙ РАЗРЕЗ КАНЬОНА р. РАЗДАН у с. АРЗНИ ($\bar{V}-\bar{V}$)
масш. 1 : 5000



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПОПЕРЕЧНЫЙ РАЗРЕЗ 0,3 км НИЖЕ с. НОР-КОХБ ($\bar{VI}-\bar{VI}$)
масштаб гор. 1 : 5000
верт. 1 : 1000



Фиг. 4.

Как известно, в литературе укоренилось мнение о том, что плиоценовые диатомиты перекрывают размытую поверхность покровных базальтов. Наши исследования показывают, что диатомиты не перекрывают, а, наоборот, подстилают покровные базальты и одновременно перекрывают размытую поверхность роговообманковых андезитов. Необходимо оговориться, что в районе курорта и с. Арзни имеются две толщи диатомитовых отложений, занимающих различные стратиграфические положения: нижняя — описанная выше и содержащая фауну млекопитающих — плиоценового возраста, а верхняя — плейстоценовая — описана ниже.

Южнее с. Арзни у сс. Нор-Кохб и Аргаванд озерные отложения, мощностью 100 и более метров, представлены песчано-глинистыми породами и залегают непосредственно на размытой поверхности сарматских и гипсоносных пород. Причем, здесь они сохранились местами, а южнее Еревана имеют сплошное распространение (около 50 скважин вскрыли их) (разрезы VII—VII, фиг. 4). Поверхность озерных отложений интенсивно и длительно размывалась, о чем свидетельствует наличие погребенных останцев-холмов, перекрытых аллювиальными отложениями, в которых доминирующую роль играют гальки туфогенных пород и пемз, причем, гальки обсидиана совершенно отсутствуют. Характерно совершенно горизонтальное залегание слоев озерных отложений в этих останцах-холмах.

Озерно-аллювиальные отложения развиты в Шаумянском районе на участке Зейтун, в сс. Мгуб, Маяковское и Фонтан. Как показывают данные многочисленных скважин, на всех перечисленных участках озерно-аллювиальные отложения перекрыты покровными базальтами.

4. ПОКРОВНЫЕ БАЗАЛЬТОВЫЕ ЛАВЫ ЕГВАРДСКО-КАНАКЕРСКОГО ПЛАТО (Верхний плиоцен — Акчагыл)

Благодаря наличию долеритовой и полудолеритовой структур этих базальтов, все предыдущие исследователи описывали их под названием «долеритовых», причем к «долеритовым» был отнесен ряд потоков, не имеющих с ними ничего общего, отделенных от них значительным перерывом по времени и соответствующими осадочными образованиями. Так как другие, более молодые потоки базальтов также имеют долеритовую структуру, то, естественно, в дальнейшем теряет смысл употреблять термин «долеритовый базальт» в стратиграфическом смысле, потому мы предлагаем взамен этого устаревшего термина — термин «покровные базальты Канакер-Егвардского плато».

Покровные базальты ниже с. Канакер и в пределах Еревана образуют до 14 покровов, разделенных друг от друга шлаками и продуктами вулканических выбросов. Никаких других образований делювиальных, аллювиальных и пр. между базальтовыми покровами этих лав как здесь, так и в других районах не констатировано.

Обычно все покровы имеют в основании плотное строение, а кверху становятся мелкопористыми и ноздреватыми. Характерны полигональные и четырехугольные очертания пустот. При выветривании на дневной поверхности эти пустоты заполняются белой карбонатной массой, хорошо выделяющейся среди темной массы базальтов, благодаря чему эти базальты очень легко отличить от базальтов других потоков.

В самой нижней части залегают два покрова мандельштейновых базальтов, резко отличающихся от остальных покровов зеленоватой и голубовато-зеленоватой окраской и хорошей раскристаллизованностью; по внешнему виду эти базальты напоминают однородную, средне- и крупнозернистую интрузивную породу. Миндалевидные каверны покрыты тем-

но-зеленой и темно-голубой глинистой примазкой. Очень характерно наличие в этих кавернах почкообразного натечного кальцита или игольчатого арагонита. Местами базальты этих двух покровов выветрены до состояния песчано-глинистой массы. Сохранившиеся от выветривания базальты имеют резкие контакты с глинистой массой. Иногда они образуют идеальные шары до 0,7 м в диаметре. Возможно, наличие кальцита и арагонита объясняется циркуляцией подземных вод или поднятием минеральных вод через эти покровы.

Иногда более верхние покровы в средней части обнаруживают весьма мелкую пористость, почти незаметную на свежем изломе, а на обработанной поверхности керн скважин она придает породе сетчато-волокнистый вид. Один из покровов имеет продолговатые поры в виде скобок (камнеломня выше кур. Арзни, на правом берегу).

Для базальтов характерны: глыбовая и толстоплитчатая или пластово-глыбовая отдельности.

Покровные базальты долгое время подвергались длительному размыву, так что местами сохранились только один или два покрова. Так, например, покровные базальты, имеющиеся в районе сс. Арзни-Канакер, мощностью 150—200 м, (фиг. 3), в направлении с. Аргаванд уменьшаются постепенно в количестве покровов в результате размыва и почти сходят на нет (фиг. 4). Они имеют сплошное распространение от с. Фонтан до с. Аргаванд и в широтном направлении от с. Егвард до сс. Джрвеж-Дзорагюх. Местами, в самом каньоне р. Раздан, где кровля третичных осадочных пород поднимается в береговых разрезах, покровные базальты размыты целиком, как, например, в районе кур. Арзни, с. Кетран, с. Канакер. В районе сс. Зейтун, Фонтан, Арамус и Элар они сохранили полную мощность в 200 и более метров. В других местах покровные базальты размыты частично, и потому мощность их колеблется от 20 до 100 м.

Нижним возрастным пределом покровных базальтов являются фаунистически охарактеризованные верхнеплиоценовые диатомиты, которые подстилают базальты. Последние тоже можно отнести к верхнему плиоцену.

Покровные базальты относят к верхнему плиоцену А. Т. Асланян [2], А. А. Габриелян [4] и Е. Е. Милановский [7], но все они предполагают перекрытие базальтов диатомитами, что, как показывают новые данные, не имеет места.

5. ОЗЕРНЫЕ И ЧАСТИЧНО АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ПОКРОВНЫХ БАЗАЛЬТОВ

(Нижний плейстоцен Q_1)

На размытой поверхности покровных базальтов Канакер-Егвардского плато залегают диатомиты, которые в верхней части содержат такое обильное количество фауны, что образуют ракушечники, мощностью до 1,0—1,5 м, повсеместно сопровождающие диатомиты. Среди них В. В.

Богачевым были определены: *Dreissensia diluvii* Abich., *Limnasa ovata* Drap и *L. logatus* Schrauk var *solidior* Mts. Непосредственное их залегание на покровных базальтах установлено на следующих участках: южнее с. Кахси, в районе сс. Арзни и Джаткран, южнее Еревана в районе с. Нор-Кохб; в районе сс. Канакер-Аван они вскрыты скважинами УГи ОН при СМ Армянской ССР. На правом берегу р. Раздан на расстоянии 0,8 км к западу от с. Арзни скважина вскрыла два горизонта диатомитов, разделенных покровными базальтами (фиг. 3).

Такое разрозненное распространение четвертичных диатомитов говорит об их накоплении в замкнутых водоемах, расположенных в настоящее время гипсометрически на отметках от 1700 м до 900 м. На Канакерском плато между сс. Маяковское и Дзорахбюр на высоте 1500 м встречены диатомиты, переходящие в верхней части в зеленые диатомитовые глины с остатками рыб, определенных В. В. Богачевым: *Leuciscus* (*Rutilus*) *osvald*, n. sp. и *Alburnus gambariani* n. sp.

В. С. Порецкий, фаунистически охарактеризовавший диатомит сс. Нурнус, Кисатиби и Арзни, находит, что наиболее молодыми являются арзнинские. По стратиграфическому положению арзнинские диатомиты должны быть отнесены к нижнему плейстоцену.

В районе пос. Арабкир, на правом берегу р. Раздан, на размытой поверхности покровных базальтов также залегают озерные отложения, стратиграфически эквивалентные плейстоценовым диатомитам и состоящие из песчано-глинистых отложений, мощностью 30 м, перекрытых молодым базальтовым потоком.

В самой верхней части залегают галечные отложения, мощностью в 2,0 м. Они обнажаются против здания Канакер-ГЭС и вскрыты скважинами в 1 км ниже последнего по р. Раздан (фиг. 3).

Как диатомиты, так и песчано-глинистые озерные отложения местами размыты и заменены террасовыми отложениями, погребенными под молодыми базальтами, на правом берегу р. Раздан, между сс. Аркел и Джаткран, где диатомитовые отложения частично заменены террасовыми. Такая терраса в районе с. Нурнус находится на относительной высоте — 50 м, и южнее с. Нор-Кохб — на 20 м ниже отметки уреза р. Раздан.

6. БРЕКЧИЕВИДНЫЙ (ШАГРЕНЕВЫЙ) ПОТОК БАЗАЛЬТОВ

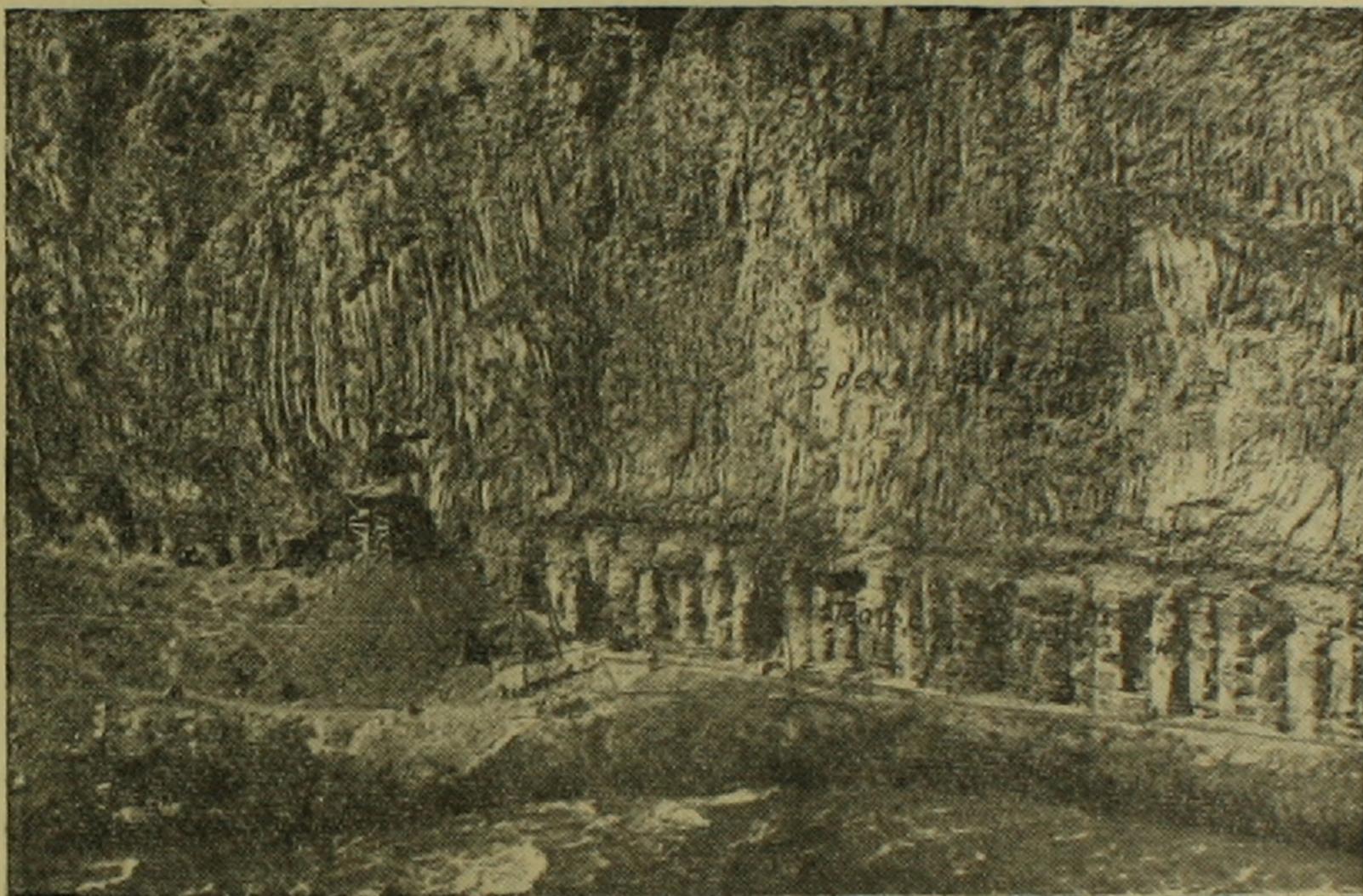
(Средний плейстоцен Q_2)

Последующие излияния лав, за исключением кислых пемзо-обсидиановых, не образовали покровов, а длинными (20—40 км) потоками протекали по разработанной долине р. Раздан (так называемые долинные лавы), причем ширина этих потоков не превышала 0,5—0,8 км. Характерной особенностью этих лав является образование ровных лавовых уступов, которые некоторыми исследователями ошибочно рассматриваются как террасы.

Брекчиевидные (шагреневые) базальты обнажаются, в основном, на правом берегу р. Раздан, редко переходя на левый берег. По характеру

отдельности в этом потоке можно выделить три разновидности, чередование которых весьма постоянное и нигде не нарушается, изменяясь только в мощности. На первый взгляд кажется, что брекчиевидные базальты состоят из трех самостоятельных потоков, но внимательное изучение показывает, что между отдельными разновидностями не существует даже резкого контакта, а одна разновидность плавно переходит в другую.

Самая нижняя часть потока имеет крупностолбчатую отдельность, средняя — брекчиевидную (шагреновую), а верхняя — глыбово-плитчатую. Брекчиевидным этот поток назван исходя из полиэдрической отдельности средней части, благодаря чему поверхность их напоминает брекчию или шагреновую кожу (фиг. 5). Средняя часть трудно поддается выветриванию и образует вертикально нависающие поверхности.



Фиг. 5.

Характерной особенностью этих базальтов является наличие вкрапленников прозрачного кварца, кристаллы которого, под микроскопом, иногда окаймлены мелкими зернами цветных минералов (авгит).

Нормальная мощность потока 40—50 м, иногда доходит до 80 м (участок на 0,5 км ниже кур. Арзни). Лавовый поток залил разработанную долину р. Раздан, и поэтому он частично прислонен к покровным базальтам (фиг. 3), а частично перекрывает озерные террасовые отложения, залегающие на размытой поверхности покровных базальтов, являющиеся нижним возрастным пределом для брекчиевидных базальтов. Центром излияния потока К. Н. Паффенгольц считает г. Менаксар.

7. ПЕМЗО-ОБСИДИАНОВЫЕ ЛАВЫ

(Верхний плейстоцен Q_3)

В верхнеплейстоценовое время происходили излияния кислых лав вулканов Гутансар и Атис, расположенных к востоку от р. Раздан. Их пирокластические продукты и вулканические выбросы распространились весьма далеко и после переотложения образовали скопления пемзовых песков в районе сс. Элар, Мгуб и в Аванском ущелье, по р. Раздан от с. Гюмуш до Еревана с горизонтальными слоями, что говорит об их отложении в водном бассейне.

Вулкан Атис представляет собой мощную «шапку» обсидиановых лав. Кислые лавы вулканов Атис и Гутансар благодаря значительной вязкости их распространились радиально на небольшой площади, на расстоянии 20—30 км от центра, чем обусловлена их большая мощность.

Наблюдается следующая закономерность распространения отдельных разновидностей пород по вертикали: на поверхности развиты пемзовые пески и литоидные пемзы и лишь на отдельных участках имеются пористые, легкие пемзы. Литоидная пемза редко образует сплошные массивы, чаще она встречается в виде отдельных остроугольных обломков (до 0,6 м), промежутки между которыми заполнены пемзовыми песками.

Литоидные пемзы на глубине переходят в пемзо-обсидиановую массу, так называемые перлиты, а они, в свою очередь, — в черные и разноцветные обсидианы. По-видимому, такое распределение обязано гравитационной дифференциации лавы. Перлиты тонкослоистые обладают микроскладчатостью и даже плоччатостью. По химическому составу это те же обсидианы, обогащенные водой и цеолитами.

Ближе к р. Раздан, наряду с обсидианами, залегают первичные обсидиановые брекчии (вернее, брекчиевидные обсидианы), состоящие из остроугольных обломков разноцветных обсидианов, сцементированных затвердевшей лавой, преимущественно красного цвета. Существуют отдельные участки в брекчии, состоящие из массы красного цемента, по весу очень легкого и напоминающего красный туф. Обсидиановые брекчии более устойчивы, чем окружающие сплошные обсидианы; последние быстро растрескиваются и разрушаются, а брекчии сохраняются в виде утесов (от 5 до 15 м высотой), расположенных в ряд. При остывании лавы, обсидианы приобрели полосчатость, напоминающую нормальную слоистость. Эта кажущаяся слоистость на разных участках имеет различные углы падения, что создает ложное представление о дислоцированности обсидианов.

Эта ложная дислоцированность послужила основанием считать, что обсидианы образуют складки. Так, например, по юго-западному склону г. Атис были констатированы две синклинальные и две антиклинальные складки с углами падения крыльев от 30—40° до 90°. Кроме того, эта ложная дислоцированность послужила основанием для отнесения их к более древнему возрасту.

Взаимоотношение обсидианов с подстилающими и пересекающими их базальтовыми лавами дают основание считать их верхнеплейстоценовыми. Стратиграфическое положение их можно наблюдать на отрезке р. Раздан, между сс. Аргел и Нурнус (фиг. 2). Здесь, на левом берегу, видно отчетливое налегание их на поверхность брекчиевидных базальтов явно нижнеплейстоценового возраста, на относительной высоте от 20 до 60 м. Обсидиановые лавы Гутансара текли с востока на запад до современного каньона р. Раздан, а местами отдельные затеки перешли на правый берег. Мелкие останцы их наблюдаются на правом берегу, где они также залегают на базальтах брекчиевидного потока. Характерно, что за время между излияниями пемзо-обсидиановых лав и последующего базальтового потока, первые подверглись размыву и их гальки находятся в обилии под последним потоком р. Раздан от с. Аргел до Еревана и ниже, так что в вопросе отнесения базальтов в любой точке ко времени излияния последнего потока обсидиановые гальки приобретают маркирующее значение.

В каком взаимоотношении находятся пемзо-обсидиановые лавы с нижнеплиоценовым липаритовым экструзивным конусом, установленным около с. Гюмуш? Пемзо-обсидиановые лавы окаймляют этот конус с трех сторон, залегают на липаритах трансгрессивно, имея в основании делювиально-аллювиальные отложения (фиг. 2).

Взаимоотношение пемзо-обсидиановых лав с нижележащими покровными базальтами (брекчиевидные базальты здесь отсутствуют) хорошо видно на юго-западном склоне у подножья г. Атис, а также по северо-западному отрогу ее (у с. Кянкян), где обсидианы налегают на покровные базальты.

Е. Е. Милановский [7], А. А. Габриелян относят липариты, обсидианы, пемзо-пепловые образования г. Атис к верхнему плиоцену. Впервые А. А. Турцев, исходя из взаимоотношения лав по р. Раздан, правильно отнес обсидианы и литоидные пемзы к четвертичной системе.

8. ТУФЫ (ИГНИМБРИТЫ)

(Верхний плейстоцен Q_3)

Вулканические туфы имеют в долине р. Раздан сравнительно большое распространение. Первые выходы их отмечены около с. Алапарс. Они развиты также на Егвардском и Канакерском плато. На последнем плато туфы вскрыты скважинами к востоку от с. Канакер, у сс. Элар, Маяковский, Арамус, где они залегают на покровных базальтах и только в двух скважинах установлено их залегание на четвертичных диатомитах, перекрывающих покровные базальты. В Аванском ущелье под туфами обнажается мощная толща пемзовых песков. В долине р. Раздан туфы залегают на отдельных участках на размывтой поверхности различных базальтов. Здесь, у с. Давиташен, они залегают на горизонтально слоистых пемзовых песках и пеплах с галькой обсидиана. Туфы также распространены около сс. Малатия, Себастья, Шаумян и Аргаванд. На участке сс. Арга-

ванд-Элар, где отсутствуют брекчиевидные и последние потоки базальтов, туфы залегают на покровных базальтах, имея в основании галечники, мощностью в 15 м. Как видно, во многих местах туфы залегают на пемзо-пепловых породах и эта ассоциация не случайная.

9. ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ЗАЛЕГАЮЩИЕ В ОСНОВАНИИ ПОСЛЕДНЕГО ПОТОКА БАЗАЛЬТОВ (Нижний голоцен Q_1)

Последний поток базальтов подстилается галечниками и тонкослоистыми мелкозернистыми пемзовыми песчаниками, общей мощностью 4—5 м. Галечники характеризуются обильным содержанием галек обсидиана и пемзы (фиг. 3).

10. ПОСЛЕДНИЙ ПОТОК БАЗАЛЬТОВ Р. РАЗДАН (Нижний голоцен Q_1)

Лавы этого потока залили разработанную долину, вскоре после излияния брекчиевидных базальтов, когда эти последние были незначительно размыты. В районе сс. Аргел, Джаткран, Арзни и Кетран подошва этих лав находится на относительной высоте до 80 м, в районе поселка Арабкир — 65 м, а у с. Новый Кохб — 10 м. На последнем отрезке, как видно, подошва резко спускается. Изредка поток дает затеки в разработанный каньон на глубину 10 м. Последний поток базальтов, в основном, распространен на правом берегу, и только в районе сс. Арзни, Кетран и Канакер он переходит и на левый берег. На правом берегу поток базальтов образует совершенно ровные лавовые уступы, шириной до 0,8 км. Эти ровные площадки, создаваемые последним потоком базальтов, представляют неизмененную первичную поверхность лав в момент их течения и остывания. Везде и всюду базальты залегают на отложениях террас с подстилающими горизонтально-слоистыми пемзовыми песками и пеплами, с обильной галькой и гравием обсидиана, мощностью в 3—4 м.

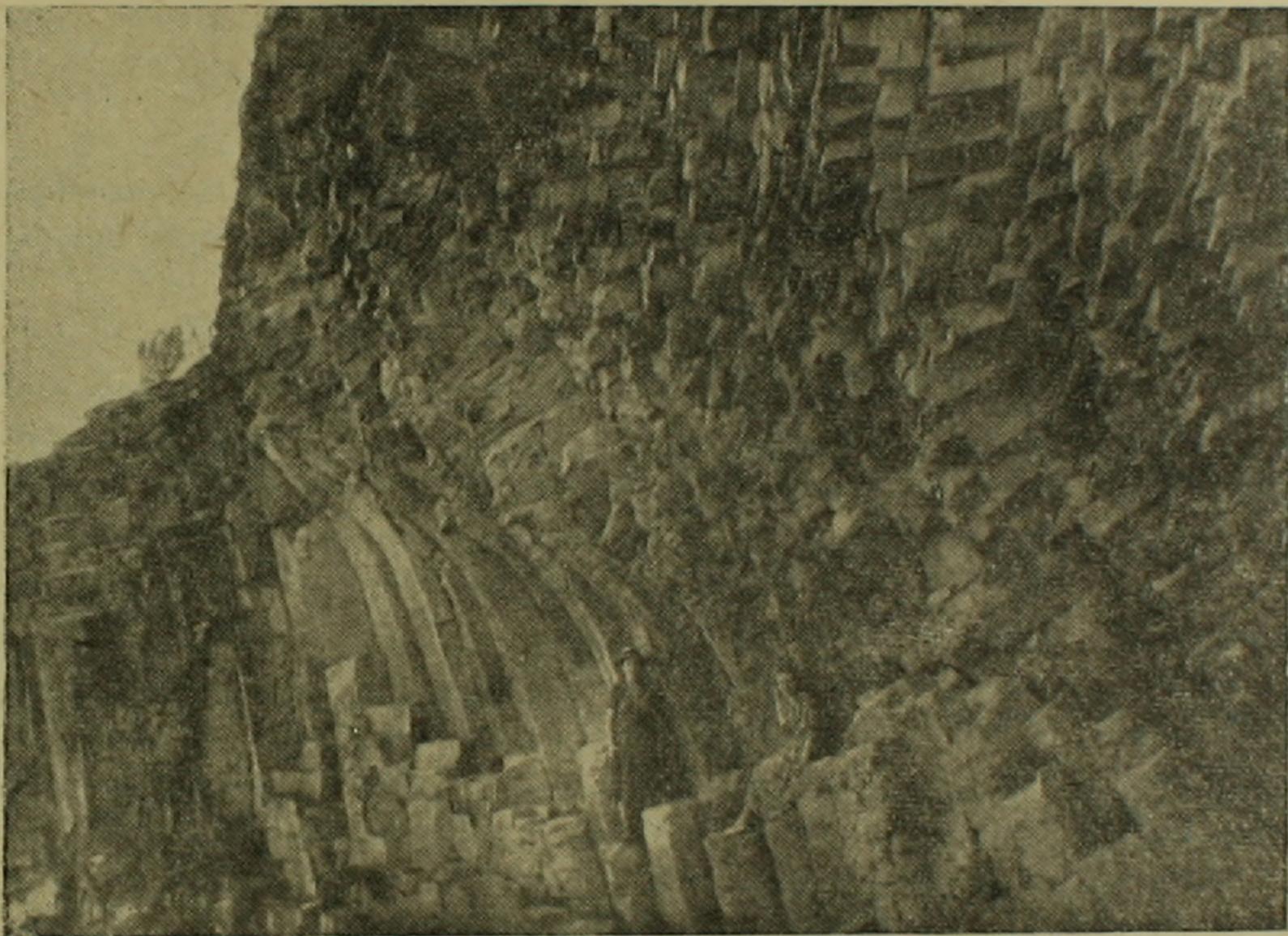
Мощность потока незначительная, 10—15 м. Иногда, взамен одного потока, появляются два потока тонкостолбчатых базальтов без аллювиально-делювиальных отложений между ними. В таких местах мощность увеличивается и доходит до 30—35 м (фиг. 2). Иногда в средней части последнего потока появляется брекчиевидная отдельность и в таких местах они становятся вполне похожими на предыдущий поток брекчиевидных базальтов.

Протяженность этого потока 25—30 км, от с. Авазан до с. Аргаванд, что показывает на весьма жидкое состояние лавы при истечении. Центром излияний является конус Араилер, откуда они по долине р. Караджаранка и по оврагу между сс. Джаткран и Аркел и, возможно, по оврагу севернее Мурад-тапы, вторглись в каньон р. Раздан. По данным К. Н. Паффенгольца, центром излияний этого потока является Гутансар, лавы которого мимо с. Птгни вторгаются в каньон р. Раздан.

II. ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ДИАТОМИТЫ

(Нижний голоцен Q_4)

На левом берегу р. Раздан, между сс. Аргаванд и Эйлаз развиты диатомитовые глины, мощностью 10—12 м, имеющие наиболее высокое стратиграфическое положение. Они залегают на песчано-галечных отложениях чарбахской террасы, перекрывающих туфы, что установлено многочисленными скважинами. Необходимо оговориться, что последний поток базальтов р. Раздан распространяется до с. Аргаванд и потому диатомитовые глины, развитые южнее села, не налегают на эти базальты, как, например, на участке с. Аргаванд — с. Эйлаз, а перекрывают туфы, которые по своему стратиграфическому положению находятся под базальтами последнего потока. Следовательно, диатомитовые глины также моложе последнего потока базальтов и образовались в Чарбахском озере.



Фиг. 6.

В ы в о д ы

Многие исследователи считают, что в развитии вулканизма на Малом Кавказе имели место стадии, в течение которых происходили закономерные изменения в составе вулканических продуктов — от более основных лав в начале стадии к более кислым в конце ее. Если исходить из этого, то в нашем районе можно выделить две законченные и одну незаконченную стадии.

Первая стадия имела место в промежутке времени сармат — средний плиоцен, вторая — верхний плиоцен — верхний плейстоцен. Наиболее грандиозные извержения происходили во второй стадии, когда излились мощные покровные базальты и пемзо-обсидианы. Третья стадия, которая начинается в верхнем плейстоцене, находится в зачаточном состоянии и в этой стадии имело место незначительное излияние базальтов.

Институт геологических наук
Академии наук Армянской ССР

Поступила 15.X. 1961.

Հ. Ն. ՆԱԶԱՐՅԱՆ

ՀՐԱԶԴԻԱՆ ԳԵՏԻ ՍՏՈՐԻՆ ՀՈՍԱՆՔԻ ՀՐԱՔԵԱՅԻՆ ԱՊԱՌՆԵՐԸ ԵՎ ԼՃԱ-ՑԱՄԱՔԱՅԻՆ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մերձերևանյան շրջանի տարբեր մասերում անցած 500 հորատանցքերը ճշտեցին լավային ապառների և նրանց բաժանող լճա-ցամաքային նստվածքների ստրատիգրաֆիական դիրքը:

Ստորև տրվում է նշված ապառների նկարագրությունը և տարածումը՝

1. Լիպարիտները կազմում են երկու էքստրուզիվ կոներ Հրազդան գետի ձախ ափին՝ Ավազան և Արբել գյուղերի շրջակայքում: Ներդրման ժամանակ լիպարիտները իրենց հետ բարձրացրել և, տարել են մեծ քսենոլիտներ, կազմված սարմատի գիպսատար հաստվածքների ապառներից:

2. Միջին պլիոցենյան ամֆիրոլային անդեզիտները տարածված են Նուռնուս գյուղի շրջակայքում:

3. Լճա-ցամաքային նստվածքները տեղադրված են ծածկոցային բազալտների հիմքում (վերին պլիոցեն-ակչազիլ) և ներկայացված են քաղցրահամ ջրային ծագումի դիատոմիտներով, ավազա-կավային և լճա-ալյուվիալ նրստվածքներով, որոնք պարունակում են բրածո կաթնասունների մնացորդներ:

Նորագույն տվյալները ցույց են տալիս, որ դիատոմիտային կավերը փոխված են ծածկոցային բազալտների: Երկու և ոչ թե ծածկում են նրանց, ինչպես ընդունված է գրականության մեջ:

4. Եղվարդ-Քանաքեռ սարահարթի վերին պլիոցենյան բազալտային լավաները (գոլերիտային բազալտները ըստ մյուս հեղինակների) այնտեղ, որտեղ նրանք չեն ենթարկվել լվացման, կազմված են 14 ծածկոցներից:

5. Հրազդան գետի աջ ափին, Արարկիր ավանի շրջակայքում, լճային և ալյուվիալ նստվածքները, որոնք նստած են ստորին պլեյստոցենյան ծածկոցային բազալտների մակերևույթի վրա, ներկայացված են երիտասարդ դիատոմիտներով, ավազա-կավային ապառներով:

6. Ստորին պլիոցենյան բրեկչիանման բազալտների հոսքը տարածված է նեղ գոտով Հրազդան գետի ուղղությամբ ավելի քան 30 կիլոմետր երկարությամբ: Այդ հոսքի ստորին մասում տարածված են խոշոր սուլնաձև, միջին մասում՝ բրեկչիանման, վերին մասում՝ բեկորա-սալային անջատումներ:

7. Վերին պլեյստոցենյան պեմզա-օբսիդիանային լավաները տարածված են Գուժան-սար և Հադիս հրաբուխների շրջաններում: Գրեթե բոլոր հեղինակները այդ լավաների հասակը համարում էին պլիոցենյան: Սակայն նրանց փոխհարաբերությունը ծածկող և նրանցից ներքև տեղադրված լավաների հետ, հիմք են տալիս այդ լավաների հասակը որոշել որպես վերին-պլեյստոցենյան:

8. Հաջորդը ըստ հասակի վերին պլեյստոցենի տուֆերն են, որոնք գրավում են Մերձերևանյան շրջանի ուելեֆի ցածր մասերը:

9. Լճա-ալյուվիալ նստվածքները, որոնք տեղադրված են սառին հոլոցենյան բազալտների ամենաերիտասարդ հոսքի հիմքում, ներկայացված են պեմզային ավազաքարերով և գլաքարերով:

10. Հրազդան դետի սառին հոլոցենյան բազալտների վերջին հոսքը տարածված է Հրազդան դետի մշակված հովտում 20—30 կմ երկարությամբ, Ավազան գյուղից մինչև Արզավանդ գյուղը:

11. Վերին չորրորդական հասակի դիատոմիտները տարածված են Արզավանդ և Էյլազ գյուղերի շրջանում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.
2. Асланян А. Т. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Арм. ССР). Докл. АН АрмССР, т. XI, № 5, 1950.
3. Богачев В. В. К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1940.
4. Габриелян А. А. О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района. ДАН АрмССР, т. IX, № 1, 1948.
5. Гамбарян П. П. Геолого-петрографический очерк района средн. Занги. АН СССР, труды СОПС, серия Закав., вып. 10, 1934.
6. Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. О возрасте молодых вулканических толщ Карабахского плато. ДАН АзССР, т. 3, № 3, 1947.
7. Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1956.
8. Назарян А. Н. Геологическое строение и гидрогеологические условия бассейна р. Раздан. Диссерт. на соискание ученой степени кандидата наук. Инст. геол. АН АзССР, 1953.
9. Назарян А. Н. Распространение и происхождение Арзнинских минеральных вод. Вопросы геологии и гидрогеологии Армении, 1956.
10. Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. Мин. Общ., т. 60, № 2, 1931.
11. Паффенгольц К. Н. К вопросу о возрасте и генезисе туфов и туфолав Армении. Зап. Мин. Общ., ч. 1, т. 19, № 3, 1938.

ПЕТРОГРАФИЯ

С. Б. АБОВЯН

ГАББРО-ПЕГМАТИТЫ ОФИОЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ
АРМЯНСКОЙ ССР

В геологической литературе по офиолитовой формации Армянской ССР габбро-пегматиты отмечены лишь Т. А. Аревшатын в бассейне р. Желтой близ вершины г. Урасар (2992 м) и автором на Джил-Сатанахачском и Караиман-Зодском массивах северо-восточного побережья оз. Севан. В течение последних лет автором обнаружены многочисленные выходы габбро-пегматитов почти на всем протяжении офиолитовой формации. В количественном отношении они составляют примерно 0,3% площади выхода основных пород всех массивов. В настоящей статье освещаются их геологическое положение, особенности строения, вещественный состав, происхождение и на основании морфолого-генетических признаков дается их классификация.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ, ФОРМА И СТРОЕНИЕ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ

На основании условий залегания, формы и времени возникновения все выходы габбро-пегматитов расчленяются на шлировые (или сингенетические) и жильные (или эпигенетические). Примерно две трети выявленных габбро-пегматитов относятся к жильному типу и лишь одна треть — к шлировому.

Обе разновидности габбро-пегматитов по внешнему виду представляют собой крупно- и гигантокристаллические породы, характеризующиеся одинаковым минералогическим составом и отличающиеся лишь количественным соотношением породообразующих минералов — пироксенов (роговых обманок) и плагиоклаза. Последним обстоятельством обусловлено существование среди них мелано-, мезо- и лейкократовых разновидностей. Наиболее распространенными среди шлировых пегматитов являются мезократовые, а среди жильных — лейкократовые разновидности. Редко встречаются лейкократовые пегматиты, представленные мономинеральными породами — плагиоклазитами (анортозитами).

Шлировые пегматиты залегают на месте обособления пегматитового расплава среди материнских пород, представленных среднезернистым мезократовым габбро, с которыми связаны постепенными переходами. Местами границы между ними резкие.

Формы шлировых пегматитов гнездо-, линзо- и жилородобные. Раз-

меры их небольшие. Гнезда, имея примерно изометрические очертания, достигают в поперечнике до 1,3 м. Длина линзоподобных тел колеблется от 0,5 до 2,5 м при мощности от 0,2 до 0,8 м, жилоподобных — от 0,2 до 3,0 м при мощности от 0,1 до 0,5 м.

Линзо- и жилоподобные тела пегматитов обычно вытянуты в субширотном направлении согласно с общим простиранием вмещающих массивов материнских пород (габбро).

Какими-либо особенностями строения шлировые пегматиты не отличаются. По всей площади их выходов они имеют более или менее однородное строение, нарушающееся лишь у контактовых частей, где уменьшается крупность зерна и порода постепенно переходит в среднезернистое габбро. Переходный интервал колеблется от 0,1 до 0,4 м. В некоторых мезо- и лейкократовых разностях переход более или менее резкий. Весьма редко наблюдаются случаи, когда шлировые пегматиты имеют пятнистую текстуру, обусловленную концентрацией плагиоклазовых и пироксенроговообманковых выделений на отдельных участках.

Жильные пегматиты образовались в результате перемещения и кристаллизации пегматитовой расплава по трещинам вмещающих пород, представленных в большинстве случаев породами габбрового состава и реже ультраосновными породами — перидотитами. Какой-либо пространственной связи жильных пегматитов со шлировыми не наблюдается.

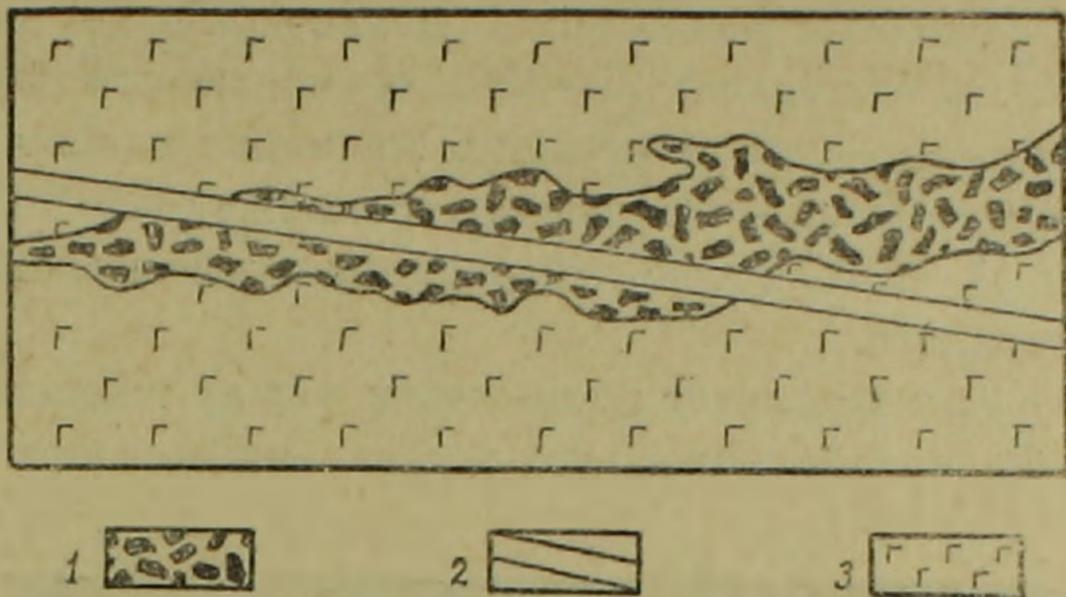
Размеры жил сравнительно большие. Мезократовые разности имеют средние размеры — в длину от 2,5 до 8,0 м при мощности от 0,1 до 0,7 м. Лейкократовые жилы более крупные — длина их колеблется от 5,0 до 20,0 м при мощности от 1 см до 0,5 м. Мезократовые разности обычно залегают среди габбро, лейкократовые же — среди габбро и, чаще, среди перидотитов.

Простирание жил пегматитов совпадает с общей субширотной ориентированностью вмещающих габбро-перидотитовых пород. Углы падения в большинстве случаев колеблются в пределах 50—70°, реже достигая 80—85°.

Жилы имеют резкие контакты и секут породы габбро-перидотитового состава. Следует отметить некоторые особенности строения контактовых частей отдельных разностей жил пегматитов. Мезократовые разности обладают резкими, но извилистыми границами, иногда давая небольшие апофизы во вмещающие габбровые породы, вследствие чего мощность их неравномерная. Лейкократовые же разности характеризуются резкими прямолинейными границами и выдержанной мощностью. Указанные факты позволяют сделать предположение об относительно раннем моменте обособления мезократовых разностей пегматитов по сравнению с лейкократовыми. Это подтверждается также данными полевых наблюдений — имеются случаи пересечения мезократовых пегматитов лейкократовыми (районы к С и СЗ от сс. Бабаджан и Джанахмед, фиг. 1). Контактных воздействий жильных пегматитов на вмещающие породы не наблюдается.

Строение самих жил также несколько отличается друг от друга. Мезократовые разности имеют равномерно- и крупнокристаллическое строе-

ние, типичное для пегматитов. В лейкократовых же разностях редко наблюдается равномерное строение, обычно выделения пироксенов приурочены к зальбандовой части жил (фиг. 2) и иногда ориентированы перпендикулярно к ней. Кроме того, в лейкократовых жилах равномерного строе-



Фиг. 1. Зарисовка взаимоотношений мезократового и лейкократового жильных габбро-пегматитов к северо-востоку от с. Баб джан (Джил-Сатанахачский массив). 1—мезократовый габбро-пегматит, 2—лейкократовый габбро-пегматит, 3—габбро.



Фиг. 2. Жильный габбро-пегматит. Пироксены приурочены к зальбандовой части. $\frac{1}{4}$ натур. величины.

ния темноцветный компонент представлен чаще роговой обманкой, образующей резко вытянутые таблитчатые кристаллы. Весьма редко в лейкократовых разностях наблюдаются случаи, когда темноцветный компонент сконцентрирован в отдельных небольших участках, в результате чего порода приобретает пятнистую текстуру.

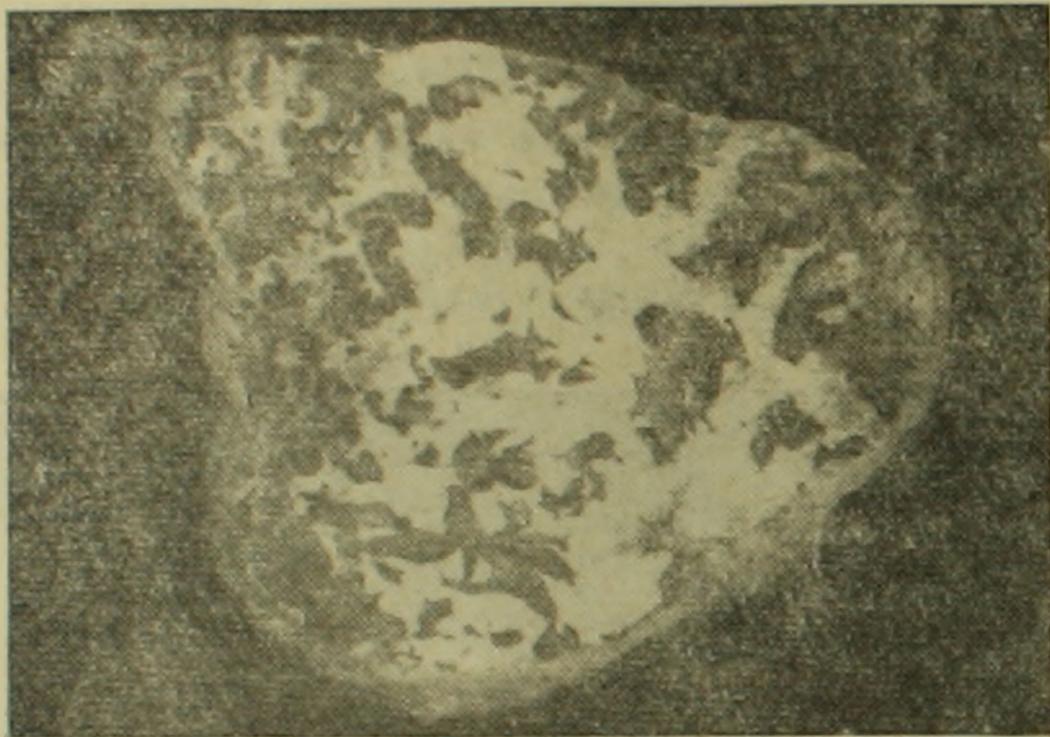
ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГАББРО-ПЕГМАТИТОВ.

Главные породообразующие минералы описываемых габбро-пегматитов представлены плагиоклазом, пироксеном и роговой обманкой, второ-

степенные минералы — апатитом, сфеном, рудные минералы — титаномагнетитом, хромшпинелидом и сульфидами, вторичные минералы — серицитом, карбонатом, минералами группы эпидота, пелитовым веществом, роговой обманкой, хлоритом и редко пренитом.

Количественно-минералогический состав габбро-пегматитов сильно варьирует для отдельных разностей. В меланократовых разностях количество плагиоклаза составляет 15—20%, темноцветного компонента 80—85%, в мезократовых — они встречаются примерно в одинаковых количествах и в лейкократовых — плагиоклаз составляет 80—85%, темноцветный компонент 15—20%. Редко лейкократовые жилы сложены исключительно из плагиоклаза.

Плагиоклаз заполняет промежутки между темноцветными минералами (фиг. 3), на основании чего устанавливается его более позднее



Фиг. 3. Форма выделения плагиоклаза в шлировом габбро-пегматите. $\frac{1}{4}$ натур. величины.

выделение. Характерно отметить, что в шлировых пегматитах состав плагиоклазов соответствует лабрадору (№ 65—78), в жильных же — андезину (№ 40—46). Кроме того, в большинстве случаев в шлировых пегматитах он сильно изменен, а в жильных — довольно свеж. Законы двойникования также различны: в шлировых — альбит-эстерельский $\left(\frac{\perp [001]}{(010)} \right)$, а в жильных — альбитовый $(\perp (010))$.

Из вторичных минералов широкое развитие имеют минералы группы эпидота, серицит, пелитовое вещество, реже карбонат и еще реже пренит. Последний встречается в жильных лейкократовых пегматитах.

В табл. 1* (графа 1) приведен состав чисто отобранного плагиоклаза из шлирового габбро-пегматита, характеризующегося слабой степенью эпидотизации и серицитизации. В графе 2 для сравнения приведен состав сосюритизированного плагиоклаза из габбро-пегматита г. Синей на сред-

* Все химические и спектральные анализы выполнены в соответствующих лабораториях ИГН АН Армянской ССР.

Таблица 1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	44,35	43,45	52,14	48,74	44,13	42,43	49,50
TiO ₂	0,08	сл.	0,24	0,36	0,14	0,12	0,84
Al ₂ O ₃	29,18	31,57	6,27	7,54	17,15	20,51	18,00
Fe ₂ O ₃	1,52	0,73	1,06	3,14	1,69	5,79	2,80
Cr ₂ O ₃	—	—	0,62	—	0,30	0,34	—
FeO	0,98	сл.	3,08	6,18	3,20	4,23	5,80
MnO	0,01	0,07	0,11	0,15	0,07	0,07	0,12
MgO	0,37	0,18	13,83	11,69	12,20	5,80	11,64
CaO	18,21	18,97	22,30	17,85	17,05	16,03	6,62
Na ₂ O	3,24	1,84	0,36	0,23	2,07	2,24	2,82
K ₂ O	1,15	0,49	0,14	0,16	0,48	0,66	0,98
H ₂ O—	0,40	0,05	0,12	0,23	0,20	0,14	1,60
H ₂ O+	—	2,24	—	—	—	—	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,28
CO ₂	—	0,40	—	—	—	—	—
F	—	0,06	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,78	—	0,66	3,40	2,27	2,54	—
Сумма	100,26	100,05	100,93	100,27	100,995	100,89	100,00

1. Плагиоклаз габбро-пегматита из Джил-Сатанахачского массива к С от с. Дара. Аналитик Р. Г. Мелоян.

2. Плагиоклаз габбро-пегматита из г. Синей на Среднем Урале.

3. Диопсид габбро-пегматита из Джил-Сатанахачского массива к СЗ от с. Дара. Аналитик Р. Г. Мелоян.

4. Авгит габбро-пегматита из Ведийского района к СЗ от с. Азизкенд. Аналитик Р. Г. Мелоян.

5. Габбро-пегматит из Караиман-Зодского массива к СВ от с. Джанахмед. Аналитик Р. Г. Мелоян.

6. Габбро-пегматит из Джил-Сатанахачского массива к СВ от с. Дара. Аналитик А. А. Петросян.

7. Габбро — средний состав по Р. О. Дэли.

нем Урале [1]. Характер изменений обоих плагиоклазов примерно одинаковый, однако в нашем образце, по-видимому, превалирует процесс серицитизации, в результате чего наблюдается повышенное содержание калия. Содержание других элементов приводится на основании спектрального анализа (табл. 2). Наиболее характерными для плагиоклаза элементами, по-видимому, являются ванадий, медь и отчасти галлий и стронций.

Пироксен характерен для шлировых, реже жильных габбро-пегматитов. Образует крупные призматические зерна то с извилистыми, то с прямолинейными очертаниями. Представлен двумя разновидностями — диопси-

Таблица 2^а

Элементы	Габбро-пегматит	Плагиоклаз	Диопсид	Авгит
Cr	0,3—1,0	0,01	1,0	0,1—0,3
Ni	0,1	0,003	0,1	0,1—0,3
Co	0,03	0,001	0,03—0,1	0,3—0,1
Ti	0,01—0,3	0,01—0,1	0,1—0,3	0,1—0,3
V	0,01—0,03	0,01	0,01	0,01—0,03
Cu	0,01	0,01	0,01	0,01—0,03
Ga	0,001	0,003—0,01	0,001	0,001
Sr	0,1	0,03—0,1	0,03	—

Аналитик М. Мартиросян.

Таблица 3

№№ анализов пород	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому							
	a	c	b	s	f'	m'	c'	n
5	5,3	8,6	36,7	49,4	12,3	55,6	32,1	87,2
6	6,5	11,7	29,7	52,3	32,6	35,8	31,6	83,7
7	7,1	8,7	27,0	57,2	32,5	48,8	18,7	80,4

дом и авгитом. В проходящем свете диопсид имеет слабо-зеленоватый цвет, угол $cNg = 40^\circ$, $2v = +56^\circ$, $Ng - Np = 0,027$. Август бесцветный, иногда со слабым буроватым оттенком, обладает совершенной спайностью по (110), угол $cNg = 38^\circ$, $2v = +59^\circ$, $Ng - Np = 0,029$. Нередко пироксены сдвойникованы. Вторичные минералы, развивающиеся по пироксенам, представлены роговой обманкой, реже хлоритом. Характерно отметить, что замещение пироксенов роговой обманкой чаще происходит по периферии и постепенно захватывает внутренние участки.

В табл. 1 приведены составы слабо измененных пироксенов — диопсида (графа 3) и августа (графа 4). Повышенное содержание глинозема и пониженные содержания кремнезема, магнезия и извести, по сравнению с нормальными составами этих минералов [2], по-видимому, объясняются замещением их роговой обманкой и хлоритом. В табл. 2 (графы 3 и 4) на основании спектральных анализов приведены содержания других элементов. Наиболее характерными для пироксенов являются хром, никель и кобальт.

Роговая обманка встречается чаще в жильных пегматитах, которые иногда полностью амфиболитизированы. Слагает тонкопризматические или игольчатые, реже короткопризматические кристаллы с идиоморфными очертаниями. В шлировых габбро-пегматитах роговая обманка представлена слабоокрашенным тремолитом с углом $cNg = 15^\circ$, $2v = -83^\circ$,

$Ng-Np = 0,024$; в жильных пегматитах — обыкновенной роговой обманкой с углом $cNg = 18, -22^\circ$, $2v = -70, -74^\circ$ и $Ng-Np = 0,026-0,028$. Схема абсорбции следующая: Ng — темно-зеленая, Nm — зеленая, Np — желтовато-зеленая. Иногда обладает двойниковым строением. Роговая обманка в той или иной степени подвержена процессу хлоритизации.

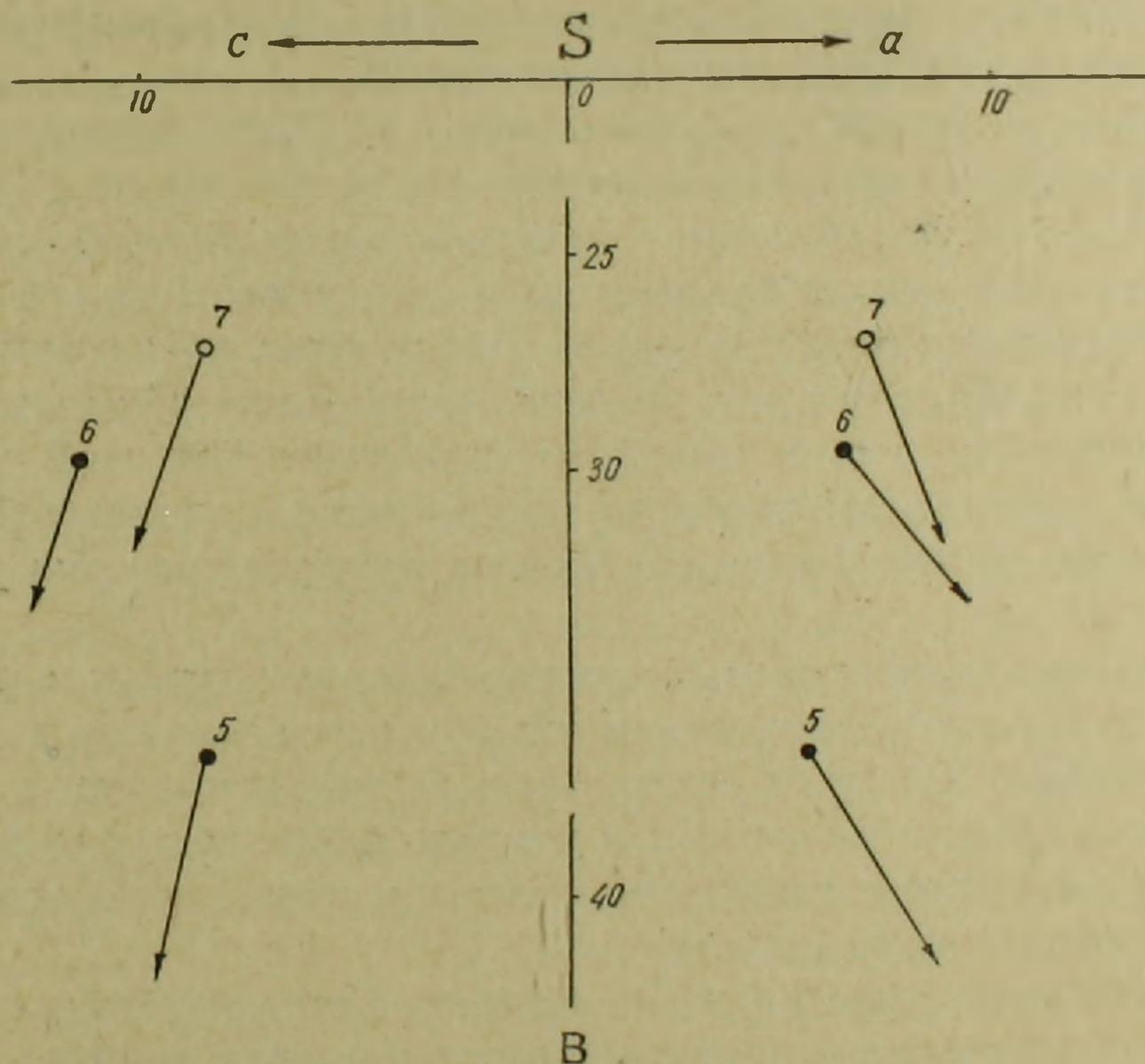
Апатит и сфен образуют мелкие зерна, размерами в 1 мм. Встречаются довольно редко.

Титаномagnetит чаще приурочен к участкам развития пироксенов. Зерна его, размерами до 0,7 мм, имеют ксеноморфные очертания.

Сульфиды установлены в лейкократовых жильных пегматитах. Представлены редкими зернами пирита, халькопирита и пирротина, размерами до 0,5 мм; приурочены к участкам развития зерен плагиоклазов и характеризуются ксеноморфными очертаниями.

В табл. 1 (графы 5 и 6) приведены составы двух шлировых габбро-пегматитов и средний состав габбро по Р. О. Дэли (графа 7). По данным микроскопического определения, пироксен в образце графы 5 представлен диопсидом, а графы 6 — авгитом.

Эти данные нанесены на диаграмму (фиг. 4), построенную по методу А. Н. Заварицкого [4]. Из диаграммы видно, что состав мезократового



Фиг. 4. Диаграмма составов габбро-пегматитов (по А. Н. Заварицкому). 5, 6—составы габбро-пегматитов Армянской ССР, 7—средний состав габбро по Р. О. Дэли.

габбро-пегматита (графа 6) ближе стоит к среднему составу габбро по Р. О. Дэли, но несколько отличается повышенным содержанием темно-цветного минерала (b) и CaO . Последнее объясняется, по-видимому, тем,

что темноцветный минерал представлен авгитом. Состав второго образца (графа 5) характеризуется более повышенным содержанием темноцветного минерала и MgO благодаря тому, что представлен относительно меланократовой разностью, а пироксен — диопсидом. На известковой координатной плоскости ясно видно их сходство с данными Р. О. Дэли, заключающееся в одинаковом содержании полевошпатовой извести при равных соотношениях в породах натрия и калия.

На основании спектрального анализа в табл. 2 приведены содержания некоторых элементов в мезократовом шлировом габбро-пегматите из Джил-Сатанахачского массива. Как видно из таблицы, в его составе присутствуют элементы, которые характерны как для габбро (Ti, V, Cu, Ga, Sr), так и для ультраосновных пород (Cr, Ni, Co).

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГАББРО-ПЕГМАТИТОВ

Приведенные выше данные полевых наблюдений и микроскопического изучения габбро-пегматитов позволяют наметить следующие основные положения.

1. Шлировые габбро-пегматиты приурочены к полю развития габбро, жильные же как к габбро, так и к перидотитам.

2. Форма шлировых пегматитовых тел и их взаимоотношения с вмещающими породами находятся в зависимости от момента распада первоначальной магмы на габбровую и остаточный пегматитовый расплав, а также количества летучих компонентов, растворенных в последнем.

Если распад происходил в ранних стадиях, когда вмещающие породы были еще в жидком состоянии, границы образующихся пегматитовых тел будут расплывчаты, а сами тела будут приобретать шлировый характер. К этой же стадии относится образование пегматитов с пятнистой текстурой, в которых отсутствуют резкие границы между слагающими их минералами.

В конечных стадиях распада, когда вмещающие породы затвердели, формы образующихся пегматитовых тел будут приближаться к линзо- и жиллоподобным. При этом важную роль играли, по-видимому, летучие компоненты, большие концентрации которых могли долго удерживать в пегматитовом расплаве относительно высокие температуры, когда вмещающие породы уже затвердели.

Следует также отметить, что не исключена возможность формирования шлировых пегматитов путем перекристаллизации и преобразования в твердом состоянии обычных габбро под влиянием постмагматических растворов, проникших с глубин, так, как это представляет В. Д. Никитин [5].

3. Шлировые пегматиты, отличаясь от вмещающих их габбро лишь крупнозернистым пегматитовым сложением, имеют одинаковый с ним минералогический состав (плагноклаз, пироксен, роговая обманка) и подвержены тем же автометасоматическим процессам, в результате чего имеют

также и сходные химические составы, приближающиеся к среднему составу габбро по Р. О. Дэли.

4. В пространственной ориентировке жильных пегматитов важную роль сыграла трещинная тектоника вмещающих пород. Пегматиты выполняют трещины субширотного простирания.

5. Жильные пегматиты обязаны своим происхождением распаду первоначальной магмы на глубине. В последующем пегматитовый расплав был внедрен (выжат) в уже застывшие породы габбро-перидотитового состава вдоль слабых зон — трещин субширотного простирания.

6. Среди жильных пегматитов наблюдаются различия двух возрастных типов: ранние — мезократовые и поздние — лейкократовые. В минералогическом составе первых участвует основной плагиоклаз — лабрадор, а вторых — андезин. Выделение последнего, по-видимому, вполне закономерно и соответствует прогрессивной кристаллизации расплава при понижении температуры. О наличии более кислых разновидностей плагиоклазов в составе габбро-пегматитов Урала указывали Г. А. Падалка [6], Н. З. Евзикова [3], Н. А. Сирин и Г. Н. Старицина [8].

7. Автометасоматические процессы сыграли большую роль при дальнейшем формировании обоих типов габбро-пегматитов. В ранней высокотемпературной стадии, вслед за кристаллизацией первичных минералов, произошла амфиболитизация пироксенов и серицитизация плагиоклазов. В среднетемпературную стадию — эпидотизация и цоизитизация плагиоклазов и, наконец, в низкотемпературную — хлоритизация роговых обманок и пелитизация плагиоклазов.

8. Судя по литературным данным, описанные габбро-пегматиты по своим структурно-текстурным особенностям и химическому составу обнаруживают большое сходство с габбро-пегматитами г. Синей на Среднем Урале.

Приведенные выше основные положения позволяют сделать вывод о том, что габбро-пегматиты являются производными той же магмы, из которой образовались и габбро, и ультраосновные породы. На это указывают также содержания ряда элементов, которыми характеризуются отдельные минералы габбро-пегматитов. Так, плагиоклазы несут отпечаток элементов основной магмы (содержат V, Cu, Ga, Sr), а пироксены — ультраосновных пород (содержат Cr, Ni, Co).

Таким образом, схема процесса пегматитообразования представляется в следующем виде. Шлировые пегматиты образовались на месте своего залегания в материнских породах, одновременно с ними. Развитие их во времени происходило в определенной последовательности: в ранней стадии кристаллизации обособлялись мелано- и мезократовые различия, имеющие шлировый характер, а в поздней стадии — мезо- и лейкократовые, имеющие линзо- и жилородный характер. Жильные пегматиты образовались в результате перемещения пегматитового расплава из магматического очага во вмещающие породы по трещинам. Среди них также наблюдается определенная последовательность во времени образования: ранние — мезократовые с резкими, но извилистыми границами, залегаю-

щие среди габбро, и поздние — лейкократовые с резкими прямолинейными границами, залегающие среди пород габбро-перидотитового состава.

На основании всего изложенного ниже дается морфолого-генетическая классификация габбро-пегматитов офиолитовой формации Армянской ССР.

I. Сингенетический — шлировый тип.

1. Габбро-пегматиты ранней стадии с расплывчатыми границами:

- | | | |
|--------------------|--|--|
| а) гнезда, реже | } тела небольших размеров среди габбро | |
| б) линзоподобные и | | } обычно мелзано- и мезократовые, иногда |
| в) жилоподобные | | |

2. Габбро-пегматиты поздней стадии с резкими границами:

- | | |
|--------------------|--|
| а) линзоподобные и | } тела небольших размеров среди габбро |
| б) жилоподобные | |

II. Эпигенетический — жильный тип.

1. Габбро-пегматиты ранней стадии с резкими, но извилистыми границами:

- а) мезократовые жилы средних размеров (длиной до 8 м, мощностью до 0,7 м), залегающие среди габбро.

2. Габбро-пегматиты поздней стадии с резкими и прямолинейными границами:

- а) лейкократовые жилы крупных размеров (длиной до 20 м, мощностью до 0,5 м), залегающие среди габбро и перидотитов..

Ս. Բ. ԱԲՈՎՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ-Ի ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՅԻԱՅԻ ԳԱՐՐՈ-ՊԵԳՄԱՏԻՏՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում պարզաբանվում է գարրո-պեգմատիտների երկրաբանական դիրքը, նյութական կազմը, ծագումը և մորֆոլոգո-գենետիկական հատկանիշների հիման վրա տրվում է նրանց դասակարգումը:

Տեղադրման պայմանների, ձևերի և առաջացման ժամանակի հիման վրա բոլոր գարրո-պեգմատիտային մարմինները բաժանվում են շիրայինների կամ սինգենետիկայինների և երակայինների կամ էպիգենետիկայինների:

Գարրո-պեգմատիտների երկու տարբերակներն էլ ըստ իրենց արտաքին տեսքի ներկայացնում են խոշոր և զիզանտաբյուրեղային ապառներ, որոնք բնութագրվում են միատեսակ միներալոգիական կազմով և տարբերվում են միայն ապառ առաջացնող միներալների՝ պիրոքսենների (հորենբլենդների) ու պլագիոկլազների քանակական հարաբերությամբ:

Գաբրո-պեգմատիտների նյութական կազմի և տեղադրման պայմանների ուսումնասիրությունը թույլ է տալիս եզրակացնել, որ նրանք հանդիսանում են նույն մագմայի ածանցյալները, որից առաջացել են և գաբրոները և ուլտրահիմքային ապառները: Այդ մասին են վկայում նաև մի շարք էլեմենտների պարունակությունները, որոնցով բնորոշվում են գաբրո-պեգմատիտների առանձին միներալները: Այսպես, սլավոկլիազները կրում են հիմքային ապառների էլեմենտների նշանները (V, Cu, Ga, Sr) իսկ պիրոքսենները՝ ուլտրահիմքային ապարների (Cr, Ni, Co):

Պեգմատիտառաջացման պրոցեսի սխեման պատկերացվում է հետևյալ տեսքով: Շիրային պեգմատիտներն առաջացել են մայր ապառների մեջ իրենց տեղադրման տեղում, վերջիններիս հետ միասին: Նրանց զարգացումը ժամանակի ընթացքում տևող է ունեցել որոշակի հերթականությամբ: Բյուրեղացման վաղ ստադիայում առանձնացել են մելանո և մեզոկրատ տարբերակները, իսկ ուշ ստադիայում՝ մեզո և լեյկոկրատ տարբերակները, որոնք ունեն ոսպնյականման և երականման բնույթ:

Երակային պեգմատիտները առաջացել են ճեղքվածքներով մագմատիկ օջախից պեգմատիտային հալոցքի տեղափոխության հետևանքով ներփակող ապառների մեջ: Դրանց մեջ նույնպես ըստ առաջացման ժամանակի, դիտվում է որոշակի հաջորդականություն: Վաղ ստադիայի գոյացումները մեզոկրատ են ու կտրուկ, բայց ոլոր-մոլոր սահմաններով տեղադրված գաբրոների մեջ, իսկ ուշ ստադիայինը՝ լեյկոկրատ են, կտրուկ և ուղղագիծ սահմաններով, տեղադրված գաբրոների և պերիդոտիտների մեջ:

Վերոհիշյալի հիման վրա ստորև բերվում է Հայկական ՍՍՌ-ի օֆիոլիտային ֆորմացիայի գաբրո-պեգմատիտների մորֆոլոգո-գենետիկական դասակարգումը:

Սինգենետիկային՝ շիրային տիպ:

1. Վաղ ստադիայի գաբրո-պեգմատիտներ անորոշ սահմաններով:

- | | | |
|-------------------|---|---|
| ա) բներ, հազվադեպ | } | մելանո և մեզոկրատ, երբեմն բծավոր տեքստուրայով փոքր չափերի մարմիններ գաբրոների մեջ |
| բ) ոսպնյականման | | |
| գ) երականման | | |

2. Ուշ ստադիայի գաբրո-պեգմատիտներ կտրուկ սահմաններով:

- | | | |
|-----------------|---|--|
| ա) ոսպնյականման | } | մեզո և լեյկոկրատ փոքր չափերի մարմիններ գաբրոների մեջ |
| բ) երականման | | |

էպիգենետիկային՝ երակային տիպ:

1. Վաղ ստադիայի գաբրո-պեգմատիտներ կտրուկ, բայց ոլոր-մոլոր սահմաններով:

ա) միջին չափերի մեզոկրատ երակներ (երկարությամբ մինչև 85 մ, հզորությամբ՝ 0,75) գաբրոների մեջ:

2. Ուշ ստադիայի գաբրո-պեգմատիտներ կտրուկ և ուղղագիծ սահմաններով:

ա) կոշոր չափերի լեյկոկրատ երակներ (երկարությամբ մինչև 20 մ, հզորությամբ՝ 0,55) գաբրոների և պերիդոտիտների մեջ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Андреева Е. А. Габбро-пегматиты в пироксенитах горы Синеи на Среднем Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1959.
2. Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат. 1950.
3. Евзикова Н. З. О пегматитах основных пород и механизме возникновения в них письменной структуры полевого шпата и кварца. Зап. ВМО, ч. 84, вып. 3, 1955.
4. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
5. Никитин В. Д. Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов. Зап. ЛГИ, 1959, т. XI.
6. Падалка Г. А. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. В кн. Петрография СССР, сер. 1, вып. 7, ч. 1, 1937.
7. Сирин Н. А. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала. Тр. ИГН АН СССР, петрогр. сер., вып. 72, № 22, 1945.
8. Старицина Г. Н. К вопросу о генезисе габбро-пегматитов Федоровской тундры. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 2, 1958.

ПЕТРОГРАФИЯ

Б. С. ВАРТАПЕТЯН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИВОВ
РУДНОГО ПОЛЯ АЛАВЕРДИ-ШАМЛУГ-АХТАЛА

В результате детального картирования рудного поля Алаверди-Шамлуг-Ахтала нами собраны необходимые материалы, позволяющие высказать определенное мнение о геологическом положении обнажающихся здесь гранитоидных интрузивов.

Нет сомнения в том, что правильное понимание взаимоотношений между отдельными гранитоидными интрузивами и обоснование их возраста имеют чрезвычайно важное значение для расшифровки закономерностей размещения оруденения в пределах рассматриваемого рудного поля.

Алаверди—Шамлуг—Ахтальское рудное поле в структурном отношении приурочено к Армяно-Карабахской тектонической зоне, которая представляет крупную антиклинальную структуру, сложенную в ядре вулканогенными породами юры и на крыльях — породами мела и эоцена.

Эта крупная антиклинальная структура, прослеживающаяся в северо-западном направлении от предгорьев р. Аракс, через Нагорный Карабах, Кировабадский район Азербайджана, Шамшадинский и Алавердский районы Армении в Южную Грузию, обнаруживает тенденцию к ундулированию. Вдымания ее представлены в виде брахиантиклинальных складок, а погружения в форме соответствующих прогибов.

Отмеченные брахиантиклинальные складки на месте фиксируются выходами наиболее древних пород юры Армяно-Карабахской зоны (верхний лейас-байос), представленных кварцевыми порфирами или, как их назвал Ш. А. Азизбеков, кварцевыми плагиопорфирами. Таких брахиантиклинальных складок в пределах Армении известно три под названием Алавердской, Армутлинской и Шамшадинской (Бердской).

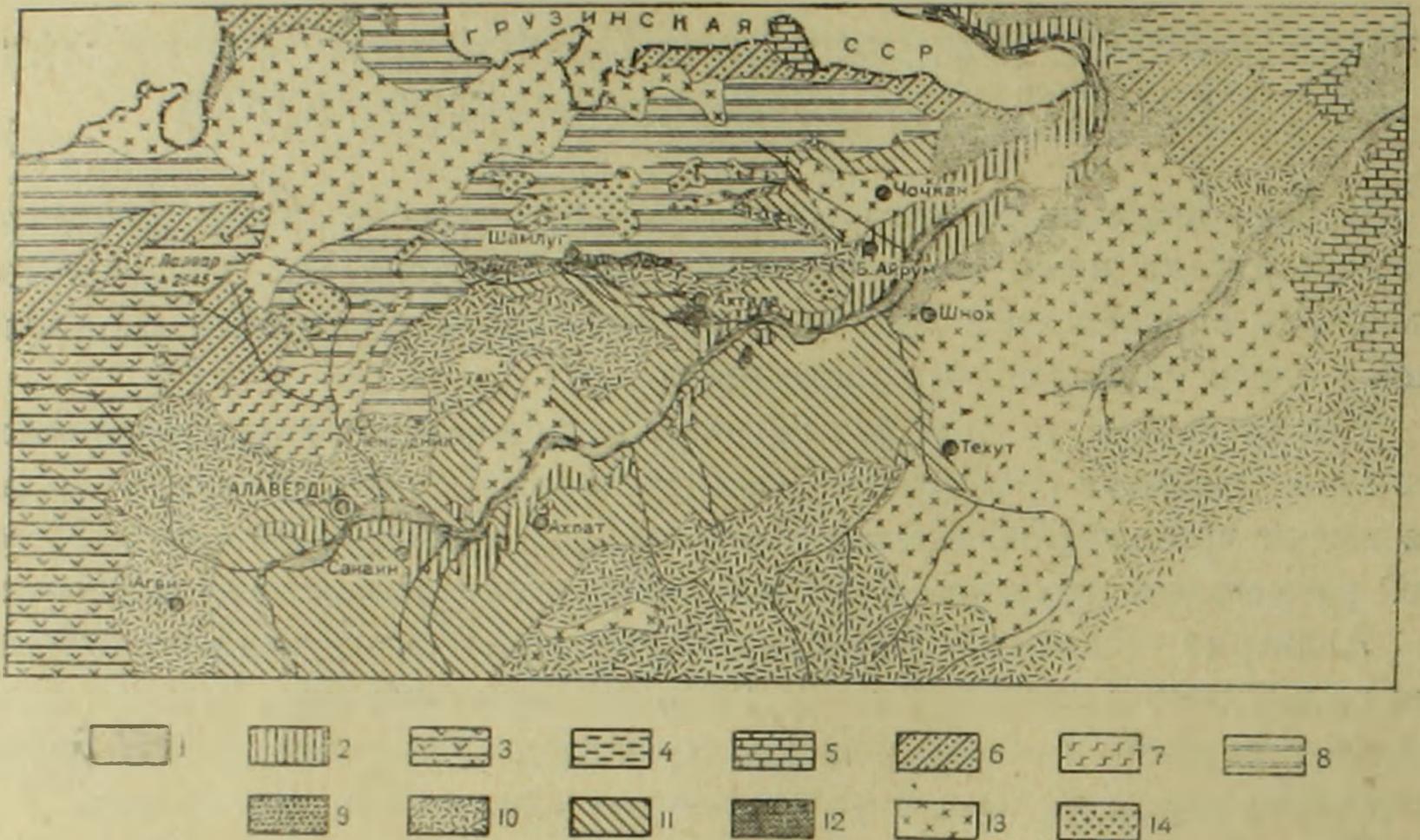
Алаверди-Шамлуг-Ахтальское рудное поле приурочено к приосевой части Алавердской брахиантиклинальной складки, сложенной исключительно породами юры, разбитой крупными дизъюнктивными нарушениями и прорванной гранитоидными интрузиями.

В пределах рассматриваемого рудного поля и прилегающих к нему районов известны четыре относительно крупных интрузива: Шнох-Кохпский, Чочканский, Банушский и Ахпатский.

Шнох-Кохпский, Чочканский и Банушский интрузивы опоясывают рудное поле с востока, северо-востока и севера, а Ахпатский интрузив находится в юго-западной части рудного поля (см геологическую карту).

Шнох-Кохпский интрузив представляет крупный штокообразный массив с обнаженной поверхностью около 80 км². По составу он довольно однообразен и сложен, главным образом, кварцевыми диоритами и местами гранодиоритами.

Геологическая карта расположения гранитоидных интрузивов рудного поля Алаверди-Шамлуг-Ахтала. Составил Б. С. Вартапетян с использованием материалов К. Н. Паффенгольца.



1. Аллювиально-делювиальные отложения. 2. Базальты и андезито-базальты. 3. Вулканогенно-осадочная толща. 4. Порфиры, их туфобрекчии, песчаники, конгломераты и др. 5. Известняки и песчаники. 6. Разнообразные песчаники, частично порфиры. 7. Агломератовые пирокластические породы и туффиты Алавердского месторождения. 8. Туфоосадочные породы. 9. Кераатофиры, кераатофировые брекчии и туфы Шамлугского месторождения. 10. Вулканические брекчии порфиритов. 11. Нижние порфиры. 12. Кварцевые порфиры Ахтальского месторождения. 13. Гранодиориты, кварцевые диориты и др. Розовые граниты. 14. Альбитофиры.

Этот интрузив подробно описан в ряде опубликованных работ. Он образует с боковыми породами секущие контакты с падением их в сторону прорванных пород.

Выход Чочканского интрузива имеет форму штока с обнаженной поверхностью около 12 км². Его контакты с прорванными породами довольно пологие с падением в сторону последних.

По составу рассматриваемый интрузив близко подходит к Шнох-Кохпскому массиву и, в основном, состоит из гранодиоритов и кварцевых диоритов.

Гранодиориты Чочканского интрузива представляют полнокристаллическую, от светло-серого до темно-серого цвета породу со светлыми и розоватыми полевыми шпатами.

Структура породы гипидноморфнозернистая. В ее минералогическом составе присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (олиго-

клаз или олигоклаз-андезин) и темноцветные минералы (роговая обманка, биотит и пироксен). Темноцветных минералов заметно меньше, чем светлых. Количество плагиоклаза примерно равно количеству кварца; калиевого полевого шпата несколько меньше.

С уменьшением калиевого полевого шпата до полного его исчезновения и увеличением темноцветных минералов гранодиориты переходят в кварцевые диориты.

В гранодиоритах отмечены ксенолиты каких-то, видимо эффузивных, измененных, ороговикованных пород. Они редки, имеют слегка округлые формы, размерами от нескольких миллиметров до 15—20 см в поперечнике.

Описанные серые гранодиориты в своей западной периферической части, около дороги, пересекающей Чочканское ущелье, прорываются небольшим телом розовых гранитов. Последние образуют резкие контакты с серыми гранодиоритами, которые, кроме этого, в контакте пронизаны жилками розовых гранитов, отходящих от основного массива.

Структура розовых гранитов переходная от аплитовой к гипидиоморфнозернистой.

В минералогическом составе породы принимают участие калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз и единичные кристаллы биотита. Акцессорные минералы представлены магнетитом и цирконом.

Главными компонентами являются первые два минерала, причем первый несколько преобладает над вторым. Они занимают, примерно, 93% общей поверхности шлифа.

Химический состав розовых гранитов виден из приведенных ниже результатов анализа одного характерного образца этой породы.

Результаты химического анализа розового гранита*

№ образца и место отбора	% окиси кремния	% окиси алюминия	% окиси железа	% окиси кальция	% окиси магния	% окиси марганца	% окиси титана	% окиси бария	% суммы щелочей с пересч. на Na_2O	П.п.п.
564 Чочкан.	75,3	11,93	1,25	0,70	0,1	0,01	0,24	н. о.	7,77	0,5

В целом Чочканский интрузив представлен гранодиоритами с переходом в кварцевые диориты, прорванные розовыми гранитами.

Детальное изучение рассматриваемого интрузива, видимо, установит переходы гранодиоритов к гранитам.

Банушский интрузив обнажается на площади около 40 км², имея форму штока, расширяющегося книзу, с падением контактов в сторону прорванных пород.

Его юго-западная часть (Овсеп-тала) сложена темносерыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами, прорванными розовыми гранитами.

Общие взаимоотношения интрузий здесь совершенно аналогичны с

* Анализ произведен в лаборатории Гинцветмета.

такowymi для Чочканского интрузива. В массиве преобладают кварцевые диориты. Они представляют темно-серые полнокристаллические, с розовыми кристаллами полевых шпатов породы.

Структура породы гипидноморфнозернистая. В ее минералогическом составе присутствуют следующие минералы: главные—плагиоклаз, кварц, обыкновенная роговая обманка и незначительное количество калиевого полевого шпата; акцессорные — магнетит, апатит и циркон; вторичные—серицит, хлорит, карбонаты, реже магнетит и эпидот.

Розовые граниты Банушского массива совершенно аналогичны с таковыми Чочканского интрузива.

Ахпатский интрузив представлен одним значительным выходом гранодиоритовых пород на левом берегу р. Дебед, у ж. д. станции Ахпат, 4 небольшими выходами этих же пород на противоположном берегу р. Дебед, наконец, одним выходом интрузива у с. Ахпат. Не остается сомнения в том, что все эти выходы принадлежат одному и тому же массиву интрузива.

Площадь обнажения Ахпатского интрузива на левом берегу р. Дебед равна 10 км², у с. Ахпат — 0,8 км².

Контакты Ахпатского интрузива на левом берегу реки падают круто в сторону прорванных пород.

Для петрографического состава Ахпатского массива характерны более кислые породы, чем интрузивные породы Банушского, Чочканского (не считая розовые граниты, являющиеся продуктом более поздней фазы внедрения) и Шнох-Кохпского массивов.

Если в этих трех массивах состав пород колеблется в пределах кварцевых диоритов и гранодиоритов с преобладанием одних пород над другими, то в Ахпатском интрузиве колебания состава пород происходят в более широких пределах с переходами от гранодиоритов, с одной стороны, к кварцевым диоритам, с другой — к гранитам, причем, на наш взгляд, в Ахпатском массиве гранодиориты преобладают над кварцевыми диоритами, а граниты занимают подчиненное место. Гранодиориты Ахпатского массива имеют целый ряд разновидностей, отличающихся друг от друга по своим структурным особенностям (от тонкозернистых и аплитовидных до крупнокристаллических), соотношениям между плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем и кислотности плагиоклаза (от альбита до олигоклаз-андезина).

Цвет породы колеблется от темно-серого до светло-серого, часто с красноватым, редко желтым оттенками.

В минералогическом составе породы присутствуют следующие минералы: главные — плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц и роговая обманка; акцессорные — магнетит и апатит.

Главные породообразующие минералы в порядке убывания занимают следующие места: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат и роговая обманка. Среди акцессорных минералов резко преобладает магнетит, а среди вторичных образований хлорит и каолин.

Граниты макроскопически трудно отличимы от гранодиоритов. По

структуре они также имеют ряд разновидностей от тонкозернистых до крупнокристаллических. Граниты обладают более светлыми, розоватыми тонами, чем гранодиориты.

В гранитах Ахпатского массива по минералогическому составу следует выделить две разновидности: типичные граниты, существенными частями которых являются калиевый полевой шпат и кварц и плагиограниты, в составе которых главная роль принадлежит плагиоклазу и кварцу при значительном преобладании первого над вторым.

Породы типичных гранитов слагаются из доминирующего калиевого шпата, кварца, незначительного количества плагиоклаза и единичных, почти нацело разложенных пластинок биотита. Из минералов примеси присутствуют магнетит, апатит и, реже, циркон. Структура породы нередко типично гранофировая (микропегматитовая).

Химическая характеристика плагиогранита иллюстрируется результатами анализа одного характерного образца, сведенными в нижеприведенную таблицу.

Результаты химического анализа плагиогранита*

№ образца и место отбора	% окиси кремния	% окиси алюминия	% окиси железа	% окиси кальция	% окиси магния	% окиси м. гранца	% окиси титана	% окиси бария	% суммы щелочей с пересч. на Na ₂ O	П. п. п.
457 Ахпатский массив	71,2	11,74	4,75	1,64	1,01	0,03	0,56	н. о.	6,59	1,8

* Анализ проведен в лаборатории Гинцветмета.

Кварцевые диориты Ахпатского интрузива похожи на таковые других массивов. Они или вовсе не содержат калиевого полевого шпата, или содержат его в незначительном количестве.

Из описания интрузивных пород рассматриваемого рудного поля видно, что они формировались в две последовательные фазы: в первую фазу внедрилась гранодиоритовая магма, во вторую более кислая гранитная магма. Породы первой фазы представлены гранодиоритами с переходами в кварцевые диориты и редко в граниты. Они внутри отдельных массивов не обособляются в пространстве, а связаны между собой частыми незаметными переходами. Однако в пределах отдельных массивов отмечается преобладание тех или иных разновидностей интрузивных пород.

В Шнох-Кохпском и Банушском массивах преобладают кварцевые диориты, в Чочканском и Ахпатском — гранодиориты. При этом в Ахпатском массиве гранодиориты переходят в типичные граниты, поэтому этот интрузив, по сравнению с другими, представляется наиболее кислым.

Породы второй фазы внедрения интрузии не дифференцированы и представлены довольно однообразными розовыми гранитами. Розовые граниты плохо вскрыты эрозией, имеют ограниченное площадное распространение.

Мы приходим к выводу, что все описанные интрузивы (Шнох-Кохпский, Чочканский, Банушский и Ахпатский) разновозрастны и являются апикальными частями одного и того же крупного массива, залегающего на глубине.

Такой вывод подтверждается следующими данными:

1. Описанные массивы интрузивов весьма сходны друг с другом по своим петрохимическим особенностям. По существу везде интрузивы (первая фаза) отличаются умереннокислым составом (гранодиориты) с одинаковой дифференциацией на две ветви: более основные (кварцевые диориты) и редко более кислые (граниты). Отдельные разности интрузивных пород пространственно не обособлены, а одинаково во всех массивах связаны между собой частыми незаметными переходами. Фактически по составу все описанные интрузивы являются частями более крупного единого тела.

2. Рассматриваемые интрузивы весьма близко (по прямой линии) расположены друг к другу. При этом, Шнох-Кохпский массив фактически сливается с Чочканским массивом по реке Дебед, только в долине реки интрузивные породы, принадлежащие единому массиву, перекрыты базальтами и аллювиальными отложениями (см. геологическую карту).

Чочканский интрузив отдален от Банушского массива расстоянием 3,5 км. Ахпатский массив отдален от Банушского интрузива расстоянием 6 км.

У Ахтальского месторождения, сравнительно удаленного от выходов описанных интрузивов, буровой скважиной вскрыты интрузивные породы типа гранодиоритов Ахпатского или других интрузивов.

Наряду с этим, контакты отмеченных интрузивов, падая в сторону прорванных пород, то есть навстречу друг другу, не оставляют сомнения в том, что с глубиной сольются в одно большое тело.

3. Процессы глубинного вулканизма, которые создали рассматриваемые интрузивы, все же имеют региональный характер и поэтому не могли быть при этом образованы разновозрастные, близко расположенные друг от друга самостоятельные массивы интрузивов одинакового петрографического состава без пересечения древних более молодыми. Рассматриваемые интрузивы, безусловно, разновозрастны, но образованы при двухфазном внедрении: более ранней — гранодиоритовой и поздней — гранитовой (розовые граниты).

Возраст описанных интрузивов нами принимается как послесреднеэоценовый по следующим соображениям:

1) они не могут быть разновозрастными, так как принадлежат к одному массиву, по-видимому, общему гранодиоритовому батолиту;

2) на восточном склоне г. Лалвар интрузия гранодиоритового состава сечет нуммулитовые туфогенные песчаники и мергели среднеэоценового возраста. Этот выход интрузии связан с Банушским массивом рядом обнажений таких же пород и принадлежит также единому массиву;

3) наконец, имеется прямой факт послесеноманского возраста Шнох-Кохпской интрузии. Еще в 1932 г. К. Н. Паффенгольц, проведя свое изве-

стное пересечение Армутли-Кульп (4 км) юго-восточнее районного центра Ноемберян, по дороге в с. Джуджеванк, установил прорыв сеноманских известняков Шнох-Кохпской интрузией [2]. Этот факт впоследствии (1935 г.) был нами проверен при разведках Авиен-Чачского участка барита и повторно подтвержден в 1962 г.

Гальки интрузивных пород в базальных конгломератах основания сеномана, обнажающихся у дороги — районный центр Ноемберян — с. Джуджеванк, не принадлежат к Шнох-Кохпскому интрузиву, а образованы из пород более древнего интрузивного комплекса. Как известно, такие древние гранитоидные интрузивы обнажаются в Лок-Джиндарском массиве, и имеют совершенно аналогичный состав с третичными интрузиями рассматриваемого рудного поля.

Выходы описанных выше интрузивов сопровождаются целой серией жильных пород, имеющих весьма широкое распространение в пределах рассматриваемого рудного поля. Они чрезвычайно разнообразны по составу, отличаются по времени внедрения и характеризуются сложными пространственными взаимоотношениями.

Некоторые авторы слишком осложняют и без того существующую сложную картину жильной формации рассматриваемого рудного поля, излишне петрографически дробя породы жильного комплекса и рассматривая происхождение одних жил в связи с эффузивными породами и других — с интрузиями.

Ниже приводим перечень распространенных в рудном поле жильных пород в порядке возрастания их кислотности.

№№ пп	Наименование пород	Содержание в %	
		SiO ₂	MgO
1	Базальты (пикриты)	41,56	20,98
2	Диабазы и диабазовые порфириты	46,20	7,67
3	Микролитовые порфириты	61,12	5,71
4	Фельзитовые или афанитовые порфиры	66,99	1,36
5	Альбитсфиры	72,5—74,6	1,40—0,61

Из перечня видно, что жильные породы меняются от ультраосновного до кислого состава. Из них исключительно широким распространением пользуются диабазы и диабазовые порфириты, а затем кварцевые альбитофиры. Ограниченное распространение имеют порфировые дайки и, в особенности, пикриты.

В пределах планшета рудного поля фиксируется одна и единственная мощная дайка пикрита, обнажающаяся в вулканических брекчиях порфирита в восточной части Алавердского месторождения. Она тянется в близширотном направлении (СВ 70°) около 400 м и круто падает на север.

Пикриты представляют темные, до черного цвета породы с незамет-

ным зеленоватым оттенком, отличающиеся массивной микрокристаллической (скрытокристаллической) структурой.

Они имеют полнокристаллическую структуру, состоят из оливина и моноклинного пироксена с ничтожным количеством основного плагиоклаза.

Дайки основных пород диабазового, диабазово-порфиритового и порфиритового состава в рассматриваемом рудном поле имеют чрезвычайно широкое распространение. Они рвут все породы, начиная от кварцевых порфиров Ахталы и кончая авгитовыми порфиритами Алавердского месторождения. Они также рвут интрузивы гранодиоритов и кварцевых диоритов, а также интрузив более поздней фазы внедрения — розовые граниты (Ахпатский и Чочканский интрузивы).

Дайки основных пород не рвут только кварцевые альбитофиры, и вообще их взаимоотношения с дайками более кислых пород показывают более раннее формирование жильных пород основного состава.

Многочисленные измерения в поле условий залегания даек основных пород установили, в основном, две их системы:

1. Дайки близширотного и широтного простираний;
2. Дайки близмеридионального и меридионального простираний.

Наряду с этим, изредка встречаются дайки радиально вытянутые, с простиранием СВ 40—50° или СЗ 315—325°.

Среди жильных пород основного состава наиболее распространенными являются диабазовые порфириты.

Структура их порфиритовая, с диабазовой структурой основной массы. Последняя резко преобладает над фенокристаллами и составляет, примерно, 85 % общей площади шлифа. Фенокристаллы довольно мелкие (0,4 мм, реже 1—1,5 мм) и представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном, причем оба минерала присутствуют почти в равном количестве.

Диабазы отличаются от описанных диабазовых порфиритов тем, что в них не наблюдается фенокристаллов, и вся порода имеет характерную диабазовую структуру при идиоморфных кристаллах плагиоклаза и ксеноморфных зернах авгита, заполняющих промежутки между вытянутыми кристаллами плагиоклаза. В диабазах авгит в той или иной степени замещен хлоритом.

Порфириты в дайках отличаются от диабазовых порфиритов и в особенности диабазов прежде всего более ярко выраженной структурой со сравнительно большим количеством фенокристаллов плагиоклаза и авгита, очень часто не несущего продуктов разложения и отличающегося свежестью. Дайки микролитовых порфиритов встречены только к северу от Алавердского рудника и впервые описаны В. Г. Грушевым [1].

Микролитовые порфириты представляют светло-зеленые, сероватые плотные и мелкозернистые породы.

Под микроскопом почти вся площадь шлифа исследуемой породы занята микролитовой основной массой с отдельными редкими мелкими вкрапленниками среднего плагиоклаза.

Вся порода пропитана тонкоагрегатными зернами карбоната, эпидо-

та, хлорита, вторичного кварца. Отмечается вкрапленность рудного минерала. Только на двух участках встречены мощные дайки фельзитовых или афанитовых порфиров: одна из них прослежена по простиранию около одного километра в южной части Алавердского месторождения, перед подъемом в рудники, другая такая-же большая дайка прослежена в западной части Ахтальского месторождения.

Первая дайка имеет близширотное, вторая — близмеридиональное простирание при крутом (местами вертикальном) падении соответственно на юг и восток.

Макроскопически порфиры представляют светло-зеленого цвета, с сероватым оттенком породу с плотной скрытокристаллической структурой. Мощность первой дайки доходит до 3—3,5 м, второй — 5—6 м.

Под микроскопом порода представляет равномерно-тонкозернистую массу, состоящую из агрегатов серицита, кварца, хлорита (мало) и кальцита.

По В. Г. Грушевому, при больших увеличениях в шлифе описываемой породы обнаруживаются аллотриоморфные зернышки калиевого полевого шпата. Альбитофиры являются широкораспространенными породами, с сосредоточением их, главным образом, в северной части рудного поля, в пределах толщи туфоосадочных пород и в породах, залегающих стратиграфически выше последних. Они встречаются в форме секущих жил и пластовых тел (силлы).

Альбитофиры представлены серовато-белыми, серыми с розоватым и желтоватым оттенками массивными породами, иногда с розовыми и зелеными пятнышками полевых шпатов и хлорита.

Структура породы порфировая. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая. Основная масса резко преобладает над вкрапленниками. Последние представлены альбитом и занимают не более 15% общей поверхности шлифа.

Основная масса полнокристаллическая и состоит из аллотриоморфных зерен альбита, кварца и продуктов разложения (пелита, серицита и незначительного количества хлорита).

Из минералов примеси в основной массе присутствуют единичные мелкие изометричные кристаллики магнетита и мелкие призмочки циркона.

В основной массе альбит резко преобладает над кварцем.

Наряду с описанными кварцевыми альбитофирами, встречаются и такие альбитофиры, в которых кварц существенной роли не играет, при этом кварц во вкрапленниках полностью отсутствует и проявляется лишь незначительно в основной массе.

Изучая пространственные взаимоотношения описанных выше жильных пород, приходим к следующим заключениям о последовательности их внедрения.

1. Существуют дайки диабазов и диабазовых порфиритов двух возрастов: более ранние широтного простирания (или близширотного) и более поздние меридионального (или близмеридионального) простирания.

В южной части Алавердского месторождения, где отмечается особенно большая концентрация даек основных пород, меридиональные дайки смещают широтные.

2. Взаимоотношения даек диабазовых порфиритов с дайками микролитовых порфиритов и афанитовых (фельзитовых) порфиров неясны. Нам не удалось проследить контакт отмеченных кислых жильных пород с диабазами и диабазовыми порфиритами, ибо эти дайки кислых пород единичны и оторваны в пространстве от даек основных пород.

Однако, по данным В. Г. Грушевого [1], у каменного моста через р. Лалвар, у рудника жила кислых пород (видимо аданитовых порфиров) сечет диабазовую и содержит в себе сплавленные куски диабаза.

3. Альбитофиры моложе диабазовых порфиритов.

Дайки альбитофиров на юго-восточном склоне г. Лалвар северозападнее Алавердского рудника в 10—12 км секут диабазовые порфириты. К востоку от начала подъема на Алавердские рудники, в первом смежном ущелье, на левом его берегу (вблизи дна ущелья) дайка альбитофиров сечет мощную дайку диабазовых порфиритов.

4. Неясны взаимоотношения и между кислыми дайками микролитовых порфиритов, афанитовых порфиров и альбитофиров.

5. Совершенно неясно в каком взаимоотношении находятся пикритовые базальты с дайками основных и кислых пород.

Описанные жилы основных и кислых пород являются дериватами широко развитых в рудном поле интрузий гранитоидов. Об этом говорят наблюдаемая территориальная приуроченность жильных пород к районам выходов интрузивов, петрографическое и химическое сходство между жильными и интрузивными породами. Они генетически не могут быть связаны с эффузиями юрского возраста по той простой причине, что дайки основного состава (диабазовые порфириты) рвут гранитоидные интрузивы, имеющие, по нашим данным, третичный, по другим — меловой возраст.

Имея в виду, что образование всех перечисленных жильных пород генетически связано с одним и тем же магматическим очагом, а также вышеприведенные факты об их взаимоотношениях, во внедрении даечного комплекса следует принять последовательность от более основных пород к более кислым, то есть в виде такого перечня, который приведен выше.

При таком подходе, к наиболее ранним внедрениям и формированиям жил будут принадлежать пикритовые базальты, к самым поздним — альбитофиры.

Таким образом, среди всего интрузивного комплекса рассматриваемого нами рудного поля наиболее поздним внедрением, а следовательно наиболее молодым по возрасту образованием, являются альбитофиры.

Ереванский государственный
университет

НИГМИ Совнархоза Армянской ССР

Поступила 24. II. 1962.

Բ. Ս. ՎԱՐԴԱՊԵՏՅԱՆ

ԱԼԱՎԵՐԴԻ-ՇԱՄԼՈՒՂ-ԱԽԹԱԼԱ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ԳՐԱՆԻՏՈՒԴԱՅԻՆ
ԻՆՏՐՈՒԶԻԱՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԴԻՐՔԸ

Ա մ փ ո փ ո մ

Ուսումնասիրման ենթակա հանքային դաշտի և նրան կից շրջանների սահմաններում հայտնի են ինտրուզիվ ապառների չորս խոշոր ելքեր—Շնող, Կողպի, Ճոճկանի, Բանուշի և Հաղպատի ինտրուզիաները:

Հիշված ինտրուզիվները, իրենց պետրոֆիզիական կազմով շատ մոտ են մեկը մյուսին, տեղաբաշխված են փոքր տարածության վրա և նրանց կոնտակտները կտրուղ ապառների հետ ընկնում են մեկը մյուսի հակառակ կողմը:

Այս հանգամանքները թույլ են տալիս եզրակացնել, որ ուսումնասիրվող զանգվածները հանդիսանում են միևնույն ընդհանուր խոշոր մարմնի օսլիկալ մասերը:

Վերոհիշյալ ինտրուզիվների հասակը մենք ընդունում ենք հետ-միջին-էոցենյան:

Այս ինտրուզիվ ապառների ելքերը զուգակցվում են երակային ապառներով, որոնց ներդրումը ընդունվում է հետևյալ հաջորդականությամբ—բազալտ (պիկրիտ), դիաբազ, դիաբազային պորֆիրիտներ, միկրոլիտային պորֆիրիտներ, ֆելզիտային պորֆիրներ և ալբիտոֆիրներ: Այս ապառները գենետիկորեն կապված են վերոհիշյալ ինտրուզիվների հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Грушевой В. Г. Алавердское медное месторождение в Закавказье (его породы, руды и генезис). Тр. Глав. геол. разв. упр., вып. 1, 1930.
2. Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего течения рр. Дебед-чай и Акстафа-чай. Тр. Всес. геол. разв. объедин.: 1934:
3. Хачатурян Э. А. О возрасте Кохпской интрузии. Изв. АН АрмССР, т. III, № 8, 1950:

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

С. К. АРЗУМАНЯН

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ АРАРАТСКОЙ
КОТЛОВИНЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ И НАПРАВЛЕНИЕ
ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ

Геологоразведочные и геофизические работы на нефть и газ в пределах Араратской котловины и сопредельных с ней районов начаты еще в 1948 г. В этом районе производились детальные геологоразведочные работы по подсчету запасов на каменную соль, горючие сланцы и гидрогеологические и инженерно-геологические исследования.

В результате проведения этих работ накопилось большое количество ценного материала, обобщение которого несколько изменило наше представление о геологии этого района.

В геологическом строении района принимают участие отложения верхнего мела, палеогена, неогена, а также образования четвертичного возраста.

В северо-восточном участке района (юго-западные отроги Гегамского хребта) обнажаются образования верхнего мела и палеогена, а неогеновые породы в основном размыты.

По данным В. Л. Егояна [3], в Ераносском разрезе принимают участие породы всех ярусов верхнего мела, за исключением сеноманских, которые трансгрессивно с угловым несогласием залегают на метаморфических сланцах эопалеозойского возраста.

Породы верхнего мела здесь представлены слюдистыми глинами, известковистыми песчаниками, мергелями и известняками.

В. Л. Егоян этот разрез делит на три части: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижней части разреза свойственны низкокарбонатные терригенные породы, средней — высококарбонатные мергели серой, желтой и красной окраски, а верхней — низкокарбонатные песчаники. Мощность верхнемеловых пород достигает 600 м.

На этом участке района на размытой поверхности верхнемеловых пород трансгрессивно залегают отложения среднеэоценового возраста. Последние представлены разномерными туфопесчаниками и туффитами, среди которых встречаются тонкие прослойки и линзы глин и мергелей. Среднеэоценовые породы постепенно переходят в верхнеэоценовые.

В литолого-фациальном отношении характер верхнеэоценовых пород не отличается от среднеэоценовых. Возраст как среднеэоценовых, так и

верхнеэоценовых пород обоснован фаунистически [1, 2] и их мощность достигает 2000 м.

На размытой поверхности эоценовых пород трансгрессивно, но без видимого несогласия залегают образования нижне-среднеолигоценового (шорахбюрская свита) возраста [2].

Свита нижне-среднеолигоценовых образований в литофациальном отношении делится на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. При этом нижняя подсвита представлена песчаниками с прослойками глин, а верхняя — глинами с прослойками песчаников. Кроме этих разновидностей пород, встречаются тонкие прослойки и крупные линзы коралловых известняков.

Возраст свиты, мощность которой достигает 900 м, обоснован фаунистически [2].

В северной части (Канакер-Егвардское плато) района литофациальный характер пород несколько меняется. В противоположность северо-восточной части района, где средне-верхнеэоценовые и нижне-среднеолигоценовые образования представлены туфогенно-осадочной литофацией, здесь они представлены преимущественно осадочными фациями.

Кроме того, здесь широко развиты отложения неогена, которые в северо-восточной части Араратской котловины отсутствуют.

Полная мощность верхнеэоценовых пород в пределах Канакер-Егвардского плато не установлена. Мощность нижне-среднеолигоценовых образований в северо-западном направлении постепенно уменьшается, и в центральной части Егвардского плато она составляет несколько десятков метров.

В центральной части Араратской котловины (Ахавнатун-Енгиджинское поднятие) литофациальный характер эоцен-олигоценовых пород отличается от вышеописанных разрезов.

Здесь они представлены глинами с прослойками песчаников и их мощность не превышает 250 м.

В Приараксинском участке района эоценовые породы не вскрыты. Здесь вскрыли лишь верхнюю часть нижне-среднеолигоценовых пород, которые представлены средне-крупно-грубозернистыми песчаниками.

Анализируя имеющиеся данные, можно отметить, что средне-верхнеэоценовые и нижне-среднеолигоценовые образования представлены мелководноморскими породами. В северо-восточной части района они представлены туфогенно-осадочной литофацией, которая по направлению на юго-запад и юг постепенно переходит в осадочно-туфогенную и уже в Паракерском разрезе имеет почти нормальный осадочный характер.

На всех участках описываемого района эоцен-олигоценовые морские мелководные осадки трансгрессивно перекрываются породами пестроцветной свиты верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста.

В Канакер-Егвардском разрезе породы пестроцветной свиты постепенно переходят в соленосно-гипсоносную свиту, а последняя в свою очередь — в разданскую пресноводную свиту, которая трансгрессивно перекрывается мактровыми слоями верхнего сармата. Мощность пород пестроцветной свиты достигает 600 м, а соленосно-гипсоносной и разданской

свит точно не установлена из-за наличия здесь соляной тектоники. Во всяком случае мощность соленосно-гипсоносной свиты не менее 600—700 м, а разданской свиты — 500—600 м.

Возраст пестроцветной, соленосно-гипсоносной и разданской свит определяется на основании их стратиграфического положения как верхне-олигоцен-нижнемиоценовый, среднемиоценовый и ниже-среднесарматский.

В фациальном отношении несколько иначе обстоит дело в пределах Паракар-Енгиджинского участка. Здесь из разреза выпадает верхняя часть разданской свиты и соленосный горизонт соленосно-гипсоносной свиты.

Мощность этих пород совместно с образованиями пестроцветной свиты составляет 600—700 м.

В Октемберянском районе, в противоположность Канакер-Егвардскому разрезу, пестроцветные отложения выше по разрезу постепенно переходят не в каменную соль, а глинисто-песчаные образования. Последние в свою очередь постепенно переходят в породы верхней пестроцветной свиты, а эти в свою очередь переходят в образования верхней соленосной свиты. Все указанные свиты перекрываются слоями, содержащими циприденс сарматика, характерную для мактровога горизонта.

На основании приведенных данных возраст указанных лагунно-соленосно-континентальных свит определяется также, как и в Приереванском районе, как верхнеолигоцен-нижне-сердне-верхнемиоценовый.

Мощность пестроцветной свиты 600 м, октемберянской свиты 1800 м, а верхней пестроцветной и верхней соленосной свит 550—650 м.

Анализируя приведенные данные по лагунно-континентальной и лагунно-соленосной свитам, можно отметить, что лагунно-континентальные образования пестроцветной свиты верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста повсеместно залегают на фаунистически охарактеризованных эоцен-олигоценных и более древних породах.

Лагунно-соленосные образования в пространстве фациально изменяются, в результате чего в среднем миоцене в Приереванском районе осаждались соленосно-гипсоносные породы, в Октемберянском — песчанисто-глинистые породы, а в нижнем и среднем сармате в последнем районе образовались песчанисто-глинистые и соленосные породы, а в Приереванском — глинисто-песчаные образования.

Анализ буровых и геофизических данных, а также составленных нами карт литофаций, мощностей, структурных — позволил уточнить строение рассматриваемой территории и выделить следующие тектонические участки (зоны), отделяющиеся друг от друга крупными нарушениями (фиг. 1).

1. Зона развития структур кавказского простирания.
2. Зона развития структур антикавказского простирания.
3. Зона развития соляных структур.
4. Ахавнатун-Енгиджинское горстовое поднятие.

1. Зона развития структур кавказского простирания расположена в

4. Ахавнатун-Енгиджинское горстовое поднятие [2] расположено в северной части Араратской котловины.

Мощность осадочного чехла в пределах этого поднятия составляет около 700 м, тогда как южнее и севернее последнего мощность осадочных образований превышает 5000—6000 м.

На основании разницы мощностей предполагается наличие горстового поднятия, ограничивающегося от Приараксинского района Эчмиадзинским глубинным нарушением, а от Канакер-Егвардского района — Ереванским глубинным нарушением.

Анализируя приведенные данные можно отметить, что среди выделенных тектонических зон наиболее благоприятной для скопления нефти и газа является Приараксинская зона.

В ходе геологоразведочных работ произведены исследования пород по изучению пористости и проницаемости. Кроме того, нами расшифрованы значения кривой «КС» каротажных диаграмм. При этом установлено, что коллекторские свойства пород, слагающих Приараксинский район, являются более благоприятными, чем образования районов, расположенных севернее последнего.

В ходе работ наблюдались нефтегазоводопроявления как в Приереванском, так и в Приараксинском районах.

Ниже рассматриваются указанные проявления в отдельности.

В нижеследующей таблице приводится проявление нефти в Приереванском районе.

№№ п.п.	№№ скв.	Глуб. проявл.	Возраст пород, с которыми связано нефтепроявление	Характер проявлений
Аванская площадь				
1	2	130	Гипсоносный гор.	Керн с запахом нефти
2	16	134	.	Нефтяной битум
Разданская площадь				
1	16	206	Рыбий гор.	Пленки нефти над глинистым раствором
2	2	256—271	.	Песок с запахом нефти
Арамусская площадь				
1	22	240	Рыбий гориз.	Нефтяная вытяжка
Эларская площадь				
1	112	327	Гипсоносный гор.	Пленки нефти над глинистым раствором

Как видно из приведенной таблицы, проявления нефти в Приереванском районе в основном приурочены к пресноводной разданской свите верхнего миоцена.

Совершенно другая картина наблюдается в Приараксинском разрезе. Здесь как в нижне-среднеолигоценовых, так и в пресноводно-соленовод-

ных образованиях, наблюдались проявления нефти. Так, например, проявление асфальтена было обнаружено в образованиях ниже-среднеолигоценового возраста, а запах нефти и закированность пород наблюдались в разрезе молассовой свиты.

Проявления газа наблюдались как в разрезе Приереванского, так и Приараксинского районов.

В Приереванском районе слабые проявления газа наблюдались как в палеогеновых, так и неогеновых образованиях.

Так, например, в разрезе эоценовых пород, по данным стационарной газокаротажной станции, содержание горючего газа достигает 4,5%, а в олигоценовых образованиях оно составляет 3% и более.

В процессе бурения скв. № 4-р (Приереванский район) наблюдалось проявление газа. Отобранный газ из эоцен-олигоценовых пород изучен в лабораториях АЗНИ.

Ниже приводятся результаты анализа газа:

Азот — 14,47%

Углекислый газ — 42,7%

Воздух — 26,20%

Метан — 9,84%

Как видно из приведенных данных, более 90% газа составляет азот, углекислый газ и примесь воздуха, а метан составляет лишь 9,84%.

Такого типа газ встречается в штате Нью-Мексика в США [4], где имеют большое распространение молодые вулканические конусы.

Другая картина наблюдается в Приараксинском районе. Здесь также получен газ из разреза олигоценовых и неогеновых пород.

Ниже приводится таблица, показывающая фракционный состав и удельный вес, а также содержание других примесей газа:

№№ п.п.	Глубина залегания газосодержащего пласта, м	Фракционный состав в %							уд. вес
		метан	этан	пропан	бутан	выш.	CO ₂	O ₂	
1	2600—2564	99,53	0,37	следы	следы	следы	0,1	0,4	0,551

Как видно из таблицы, основным фракционным элементом газа, полученного из верхнеолигоцен-нижнемиоценовых пород, является метан, который составляет 99,5%, а остальные углеводороды, за исключением этана, составляющего 0,37%, показывают следы.

Такого же состава газ был получен и из октемберянской свиты.

Сравнивая газ Приараксинского района с газами Бакинского района замечаем, что по содержанию этана газ исследуемого района занимает промежуточное положение между трапными газами нефтяных месторождений Азербайджана, включая и Карадаг, и газами чисто газовых месторождений, например Дуванного газа, который практически состоит из метана.

а) БЕСПЕРСПЕКТИВНЫЙ РАЙОН

Бесперспективный район занимает территорию развития структур антикавказского простирания и Ахавнатун-Енгиджинского горстового поднятия.

Структуры этого района в основном размыты и вследствие туфогенного характера палеогеновых пород отсутствуют благоприятные коллекторы.

В пределах Ахавнатун-Енгиджинского горстового поднятия большинство горизонтов осадочных образований выпадает из разреза и уже в районе с. Звартноц лагунно-молассовая толща залегает непосредственно над фундаментом эопалеозойского возраста.

Приведенные данные послужили основанием для отнесения этих зон к бесперспективному району.

б) МАЛОПЕРСПЕКТИВНЫЙ РАЙОН

Малоперспективный район охватывает Канакер-Егвардское плато, где развиты соляные структуры.

Соляные антиклинали и куполовидные тела образовались на фоне слабо дислоцированных ($5-10-12^\circ$) пород эоцена, олигоцена и нижнего миоцена, следовательно, в этом районе не имеются четко выраженные структуры, которые могли бы скопить в себе нефть и газ.

Однако насыщенность газом эоцен-олигоценых пород позволяет отнести эту зону к малоперспективному району.

в) ПЕРСПЕКТИВНЫЙ РАЙОН

Перспективный район охватывает Приараксинскую зону. Здесь ярко выражены складчатые структуры, в которых констатированы проявления нефти в виде закированности пород, асфальтена и запаха нефти, как в олигоценых, так и миоценовых породах. В указанных образованиях наблюдались проявления газа.

Кроме того, в водах застойного режима и в пластовых водах констатировано наличие нефтяных кислот, иода, брома и других компонентов, указывающих на наличие в недрах скоплений нефти и газа.

На основании приведенных данных Приараксинский район по сравнению с другими районами является наиболее перспективным.

Для выяснения перспектив нефтегазоносности Приараксинского района необходимо произвести:

1. Сейсмическую съемку (крупномасштабную),
2. Геологическую съемку (крупномасштабную), с применением методов морфометрической съемки.

3. Гравиметрическую съемку (крупномасштабную).

4. Форсировать структурно-профильное бурение по всей зоне.

При получении положительных результатов следует приступить к разведочному бурению.

Управление геологии и охраны недр
при СМ Армянской ССР
Экспедиция „Нефтеразведка“

Поступила 10.III. 1962.

Ս. Կ. ԱՐՁՈՒՄԱՆՅԱՆ

ԱՐԱՐԱՏՅԱՆ ԳՈԳԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ԿԻՅ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ
ՆԱՎԹԱԳԱԶԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ ԵՎ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ
ՀԵՏԱՆՈՒՋԱԿԱՆ ԱՇԽԱՏԱՆՔՆԵՐԻ ՈՒՂՂՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ ֆ ո ֆ ու մ

Նավթի և գազի որոնման աշխատանքները տվյալ շրջանում սկսվել է դեռ 1948 թ.:

Բացի այդ աշխատանքներից, այստեղ կատարվել են նաև քարաղի և այրվող թերթաքարերի պաշարների հաշվման համար որոշակի հետախուզական աշխատանքներ:

Այդ աշխատանքների ընթացքում կուտակվել են մեծ քանակությամբ փաստացի տվյալներ, որոնց ընդհանրացումը մեզ հանգեցրել է հետևյալին: Տվյալ շրջանի երկրաբանական կառուցվածքում մասնակցում են վերին կավճի, պալեոգենի, նեոգենի և չորրորդական հասակի նստվածքները:

Վերին կավճի և պալեոգենի ապառները ներկայացված են նորմալ ծովային նստվածքներով: Ծովային բնույթ ունեն նաև վերին սարմատի ապառները: Նշված շերտերի հասակները որոշված է ֆաունայով:

Վերոհիշյալ երկու հաստվածքների մեջ տեղադրված են լազունային աղաբեր և կոնտինենտալ նստվածքներ, որոնց հասակները որոշվում են ըստ նրանց ստրատիգրաֆիական դիրքի:

Կուտակված տվյալների ուսումնասիրությունից սլարզվել է, որ այդ շրջանում տարածված ապառների լիթոֆացիալ հատկանիշները միանման չեն:

Վերին կավճի ապառները տարածված են շրջանի հյուսիս-արևելյան մասում, և տեղադրված են տրանսգրեսիվ կերպով էոպալէոզոյան հասակի այլափոխված թերթաքարերի վրա: Այս շրջանում վերին կավճի հասակի ապառները ներկայացված են ծովափնյա նստվածքներով:

Պալեոգենի (միջին և վերին էոգեն, ստորին և միջին օլիգոգեն) հասակի ապառները շրջանի հյուսիս-արևելյան մասում ներկայացված են տուֆոգեն-նստվածքային ապառներով, որոնց կազմը արևմտյան և հարավ-արևմտյան ուղղությամբ աստիճանաբար փոխվում է և արդեն Փարաքար գյուղի կտրվածքում նրանք ունեն համարյա նորմալ ծովային նստվածքների բնույթ:

Հոկտեմբերյանի շրջանի հենակետային հորատանցքը կտրել է ստորին և միջին օլիգոգենի նորմալ ծովային նստվածքներ, որոնք ներկայացված են միջահատիկ և խոշորահատիկ ավազաքարերով:

Հորատանցքերի և գեոֆիզիկական տվյալների վերլուծման հիման վրա ուսումնասիրվող տերիտորիան բաժանվում է շորս տեկտանական շրջանների, որոնք միմյանցից անջատվում են տեկտոնական խախտումներով:

1. Կովկասյան ուղղութիւն ունեցող ծալքերի տարածման շրջան:
2. Հակակովկասյան ուղղութիւն ունեցող ծալքերի տարածման շրջան:
3. Աղավնատուն-Ննգիջայի հորստային բարձրացում:
4. Աղային ստրուկտուրաների զարգացման շրջան:

Բացի այս տվյալներից իմի են բերված նավթի և գազի երևակումները և ուսումնասիրվել են միջշերտային ջրերը:

Այդ բոլոր ուսումնասիրությունները ցույց են տվել.

1. Աղավնատուն-Ննգիջայի հորստային բարձրացումը և հակակովկասյան տարածում ունեցող ծալքերի շրջանը ոչ մի հետաքրքրություն չի ներկայացնում նավթ և գազ պարունակելու տեսակետից:

2. Աղային ծալքերի տարածման շրջանում (Քանաքեռ-Եղվարդի սարահարթ), ուր բացակայում են արտահայտիչ ծալքերը քիչ հետաքրքրություն է ներկայացնում նավթի և գազի հետախուզման աշխատանքները շարունակելու համար:

3. Մերձարաքսյան շրջանը համեմատած վերոհիշյալ շրջանների հետ ավելի մեծ հետաքրքրություն է ներկայացնում նավթի և գազի որոնման աշխատանքների համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, г. Ереван, 1958.
2. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, г. Ереван, 1959.
3. Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части АрмССР. Изд. АН Арм. ССР, г. Ереван, 1955.
4. Ливорсен А. И. Геология нефти. Гостопотехиздат, г. Москва, 1958.

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ի Թ Յ Ո Ի Ն

Ստեփանոս

էջ

Ա. Հ. Պաքիբեկյան. Հայկական ՍՍՌ-ի նուստուրիտիզները և սլաւեոգենի հարկային ստորաբաժանումները	3
Հ. Ն. Նազարյան. Հրազդան գետի ստորին հոսանքի հրաբխային ապաւոնները և լճացումաբային նստվածքները	19

Պետրոս

Ս. Բ. Աբովյան. Հայկական ՍՍՌ-ի օֆիոլիտային ֆորմացիայի գարրա-պիգմատիտները	35
Բ. Ս. Վարդապետյան. Ալավերդի-Շամլուղ-Ախթալա հանքային դաշտի գրանիտոիդային ինտրուզիաների երկրաբանական դիրքը	47

Ընդհանուր երկրաբանություն

Ս. Կ. Արզումանյան. Արարատյան գոգավորութեան և կից շրջանների նավթագաղարկութեան հեռանկարները և երկրաբանական հետախուզական աշխատանքների ուղղութիւնը	59
--	----

СОДЕРЖАНИЕ

Стратиграфия

	Стр.
<i>А. А. Габриелян.</i> Нуммулитиды Армянской ССР и ярусное расчленение палеогена	3
<i>А. Н. Назарян.</i> Вулканогенные породы и озерно-континентальные отложения нижнего течения р. Раздан	19

Петрография

<i>С. Б. Абовян.</i> Габбро-пегматиты офиолитовой формации Армянской ССР . .	35
<i>Б. С. Вартапетян.</i> Геологическое положение гранитоидных интрузивов рудного поля Алаверди-Шамлуг-Ахтала	47

Общая геология

<i>С. К. Арзуманян.</i> Оценка перспектив нефтегазоносности Араратской котловины и сопредельных районов и направление геолого-разведочных работ на нефть и газ	59
--	----

