

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄՐԱԴՐԱԿԱՆ ԿՈՂԸԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Գոլուխանովա
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ֆ. Մ. Մելիքսերյան

Անդամներ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, աշխարհագրական գիտ. դոկտոր Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գարսիելյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կաբալետյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասրարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. Մաղախյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ա. Ե. Քոչարյան:

Պատասխանատու բարտուղար Վ. Ա. Աղամալյան

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор канд. геол. мин. наук *Н. И. Долуханова*

Зам. ответственного редактора канд. геол.-мин. наук *Б. М. Меликсетян*

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

Ответственный секретарь *В. А. Агамалян*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

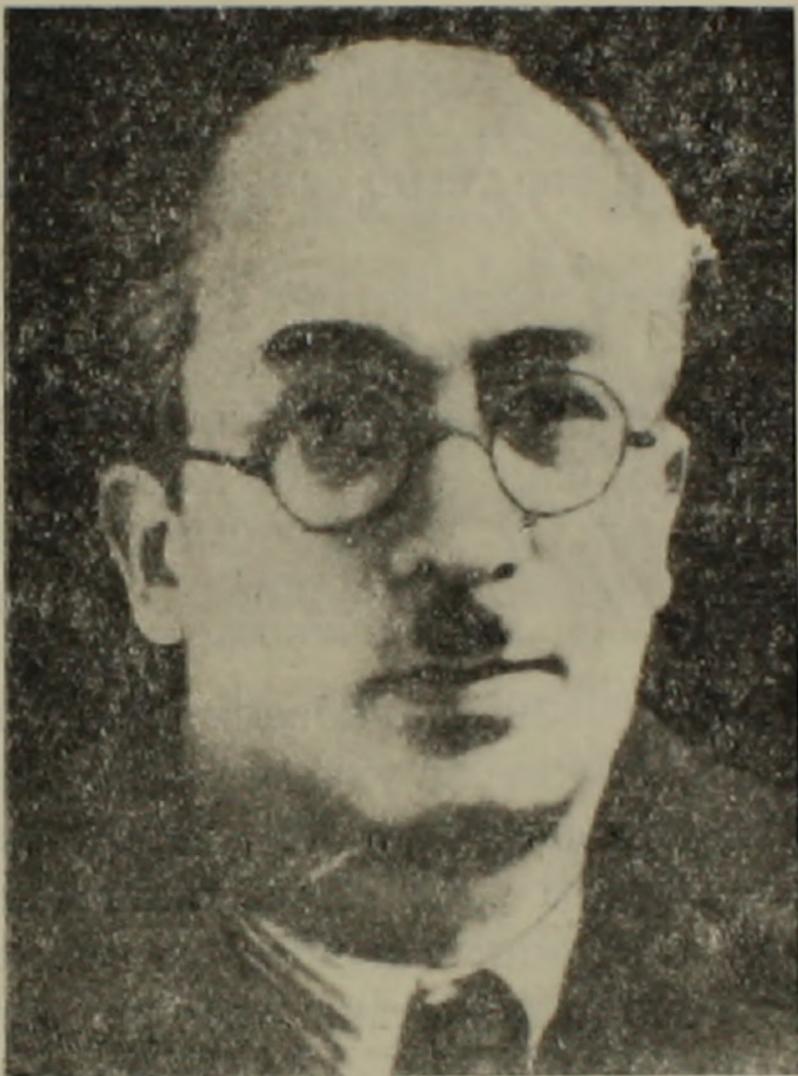
Խմբագրության հասցեն է.
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Барекамутян, 24.

АЛЕКСАНДР ПЕТРОВИЧ ДЕМЕХИН

В январе 1968 г. исполнилось пятнадцать лет со дня кончины выдающегося гидрогеолога Армении Александра Петровича Демехина.

Александр Петрович Демехин родился в 1900 г. в с. Издешково б. Смоленской губернии. После окончания гимназии, а затем Московской Горной Академии, он недолго работал в Пятигорске в геологическом бюро при Бальнеологическом институте Кавказских минеральных вод, откуда в 1931 г. был командирован в Армению для производства разведочных работ в Арзни. В Армении он остался навсегда; здесь он нашел вторую родину, которой был предан до конца своей жизни.



С работ в Арзни начинаются многолетние, плодотворные исследования А. П. Демехина в Армении.

В Арзни был получен блестящий результат. Самый первый в Армении, только что зарождавшийся курорт был полностью обеспечен

гидроминеральной базой. Ценность выведенных буровыми скважинами минеральных вод и их большие запасы сделали возможным быстрый рост курорта и превратили его в здравницу общесоюзного значения.

Одновременно были сделаны и важные научные выводы и совершенно отчетливо расшифрована геологическая и гидрогеологическая обстановка, в которой формируются Арзнинские минеральные воды. Это стало возможным вследствие правильно выбранной методики исследований и весьма качественного проведения изыскательских работ.

А. П. Демехин за работы по курорту Арзни, уже в 1935 г. был награжден почетной грамотой ЦИК ССР Армении.

В 1936—1939 гг. А. П. Демехин вел исследования на месторождениях минеральных вод Джермук и Дилижан.

Не говоря о сложных геологических условиях, с которыми пришлось здесь столкнуться автору, хочется подчеркнуть технические трудности, встретившиеся на пути. Достаточно отметить, что буро-

вое оборудование пришлось доставлять в Джермук вьюками, на лошадях и мулах, а в Дилижане рациональное ведение работ требовало наклонного бурения. Но все было преодолено и были получены прекрасные результаты.

С вводом в эксплуатацию минеральных источников Дилижана, республика обогатилась ценной минеральной водой, близкой по химическому составу к знаменитому «Боржоми». Одновременно А. П. Демехин в сводном отчете, посвященном исследованиям в Дилижане, высказал свою точку зрения на образование вод этого типа, а также привел многочисленные данные о минеральных водах Фиолетово, Фроловой Балки, Агарцина и др.

Небезынтересно, что в те годы взгляды на образование вод типа «Боржоми» связывались с мнениями А. Н. Огильви и А. М. Овчинникова, которые считали, что химизм вод тесно связан с их циркуляцией во флишевой толще.

Для Дилижана имелась возможность стать на уже признанную точку зрения и связать химизм вод со сланцевой толщей, которую можно было параллелизовать с Боржомским флишем. Но А. П. Демехин дал иное объяснение и, вероятно, был прав, ибо новейшими исследованиями грузинских гидрогеологов (И. М. Буачидзе, Н. Церцвадзе, Т. Лазаришвили) достоверно доказана ошибочность указанных представлений.

В Джермуке исследования А. П. Демехина прервала Великая Отечественная война и только в 1945 г. ему вновь удалось вернуться к изучению этого сложного, но исключительно ценного месторождения термальных вод. И вновь, результатом работ было значительное увеличение дебита естественных источников и издание небольшой по объему книги, в которой глубоко разработаны все вопросы гидрогеологии и гидрогеохимии района.

Следует отметить, что последующие, более подробные исследования позволили уточнить только некоторые детали, тогда как основные принципиальные представления А. П. Демехина остались неизменными. Это явилось следствием исключительно качественного ведения геолого-гидрогеологических работ, его глубоких знаний и приверженности к новейшим и прогрессивным представлениям, в частности Б. И. Пийпа по Камчатке.

Отмеченными исследованиями не исчерпывается исключительно широкий круг интересов А. П. Демехина. Он по существу первым привлек внимание гидрогеологов и бальнеологов к таким известным сейчас водам, как «Севан», «Татев», «Арарат» и др.

А. П. Демехин, все более расширяя географию минеральных вод нашей республики, никогда не прекращал систематические режимные наблюдения на открытых и действующих курортах. В последние годы своей жизни он проделал большую работу по обобщению собранного огромного фактического материала, подготавливая крупную монографию по минеральным водам Армении. Эта работа

была прервана его преждевременной смертью. В настоящее время она закончена его учениками.

Изучением минеральных вод не ограничивается плодотворная деятельность А. П. Демехина в Армении. Хорошо зная геологию республики, он успешно занимался также инженерно-геологическим и сейсмическим районированием территории республики. Многочисленные заключения по геологическому обоснованию строительства крупных промышленных и гражданских объектов в гг. Ереване, Ленинкане, а также гидротехнических и других сооружений на территории республики и сейчас являются для нас примером добросовестной работы.

Являясь специалистом широкого кругозора и обладая исключительной наблюдательностью, А. П. Демехин вложил свой вклад и в область изучения материальной культуры древней Армении. Ему принадлежит приоритет открытия урартской крепости Кармир-блур и заслуга открытия в Армении материальной культуры палеолита (у с. Арзни).

В последние годы жизни А. П. Демехиным были открыты на Гегамском хребте наскальные изображения, имеющие большое значение для изучения культуры доисторического человека.

Одновременно с большой научной работой Александр Петрович Демехин проявил себя и как талантливый организатор. Он долгое время руководил крупнейшими геологическими организациями республики — будучи сначала главным инженером Армянского геологического управления, а затем с 1941 по 1951 гг. директором Института геологических наук Академии наук Армянской ССР.

Велики также заслуги А. П. Демехина в деле подготовки и воспитания молодых геологических кадров. С 1937 г. по 1950 г. он читал несколько курсов лекций на геологическом факультете Ереванского Государственного университета и в Политехническом институте.

Многолетняя безупречная научная и производственная работа А. П. Демехина, заслуженно являющегося одним из крупнейших геологов Армянской ССР, была высоко оценена Правительством. Он был награжден орденом «Трудового Красного Знамени» и медалью «За трудовое отличие».

Александр Петрович Демехин был человеком большой души, чутким и отзывчивым товарищем, внимательным руководителем, требовательным к себе и к другим. С исключительной теплотой и сердечностью относился он к людям, был всегда готов прийти на помощь товарищу.

Замечательные душевные качества Александра Петровича завоевали ему любовь и симпатии всех, с кем ему приходилось встречаться в своей большой и многогранной деятельности.

Светлый образ Александра Петровича Демехина никогда не изгладится в памяти его учеников, сотрудников и друзей.

А. А. ГАБРИЕЛЯН, Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Т. ДЖРБАШЯН, К. И. КАРАПЕТЯН, Б. М. МЕЛИКСЕТЯН, Р. Л. МЕЛКОНЯН, А. Х. МНАЦАКАНЯН

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Формирование современной структуры Антикавказа носило длительный и сложный характер и протекало в несколько этапов, охватывающих время от докембрия до антропогена включительно. В течение этих этапов происходили существенные изменения в структурном плане, палеогеографических условиях, проявлениях эффузивного и интрузивного магматизма, эндогенной и экзогенной минерализации. Почти все орогенические фазы, обусловившие качественные изменения в плане расположения главнейших структурно-формационных зон, как в собственно геосинклинальный, так и орогенный этапы, сопровождались магматической деятельностью. В современной геологии исключительное значение имеет изучение связей магматизма с тектоникой в пространстве и во времени. В той или иной степени эта проблема для Антикавказа освещена в работах многих исследователей [8, 11, 14—17, 32, 35, 36, 37, 42, 50], однако, первая попытка рассмотрения этого вопроса с применением формационного анализа для магматизма альпийского этапа территории Армянской ССР была осуществлена лишь в последнее время [24].

За последние 10 лет накопилось огромное количество новых данных по тектонике, магматизму и радиогеохронологии, которые позволяют уточнить наши представления о геологическом строении, истории геологического развития области и, основываясь на формационном анализе [34], по иному истолковать ряд вопросов магматизма и тектоники.

Байкальский — Каледонский (?) этап

Наши представления о верхнепротерозойском-нижнепалеозойском этапе развития в значительной мере ограничены, поскольку породы, условно относимые к этому возрасту, обнажаются лишь фрагментарно в ядрах альпийских антиклинорных структур (Цахкуняцкий, Шамшадинский, Сюникский) и к тому же настолько метаморфизованы, что по ним очень трудно восстановить условия и время их седиментации.

Представлены они в различной степени метаморфизованными вулканогенными и осадочными породами, типичными для зеленосланцевой и частью амфиболитовой фаций (актинолитовые, хлорит-

эпидотовые, кварц-слюдистые и др. сланцы) с прослоями и пачками филлитов, мраморов, доломитов и рассланцованных андезитовых, базальтовых порфиритов, диабазов и других.

Отличительной особенностью рассматриваемого этапа развития является определенное фациальное сходство пород, обнажающихся в различных районах Антикавказа, а также однотипный региональный метаморфизм и интенсивная складчатость. Возраст их определяется условно как верхний протерозой—кембрий на основании их стратиграфического положения и региональных сопоставлений с более или менее близкими по степени метаморфизма образованиями Дзирульского, Храмского и Локского массивов [6, 8, 14, 50]. Абсолютный возраст указанных образований, определенный К-Аг методом, составляет 190—297 млн. лет для Шамшадинского, 278 млн. лет для Зангезурского и 160—184 млн. лет для Цахкуняцкого антиклинориев и соответствует интервалу времени от верхнего карбона до средней юры. Однако, эти данные указывают несомненно не на возраст первичных пород, а на время последнего метаморфизма. Показательно, что на Б. Кавказе, в некоторых районах Антикавказа и в других зонах альпид Евразии древние метаморфические образования, согласно радиологическим данным, имеют байкальский (рифейский) возраст [54].

Можно полагать, что в рассматриваемый этап на территории Антикавказа существовал единый ультрагеосинклинальный режим, характеризующийся исключительной тектонической подвижностью и проницаемостью земной коры.

Проблема магматизма байкальского-каледонского (?) этапа до сих пор не получила своего разрешения. К этому этапу, по-видимому, следует отнести излияния основных лав, внедрение габброидных (амфиболиты) и ультраосновных интрузий (апоперидотиты). Гранитоидные интрузии (плагиограниты, кварцевые диориты, мигматит-граниты), обнажающиеся в пределах метаморфических комплексов, в частности, Цахкуняцкого антиклинория, по мнению ряда исследователей [6, 50], относятся либо к докембрию—нижнему палеозою, либо к верхнему палеозою [8]. Учитывая геологические (рвущий характер контактов, контактовый метаморфизм) и радиолого-геохронологические данные последних лет, указанные интрузии можно отнести к мезозойскому (170—110 млн. л.) возрасту [10].

Варисский этап

Этот этап охватывает время от девона до триаса включительно, в течение которого на территории Антикавказа уже четко выделялись две геотектонические зоны, резко отличающиеся по истории геологического развития. Первая из них охватывает южную и юго-западную части Антикавказа и характеризуется широким развитием морских отложений от девона и до триаса включительно—

Приараксинский прогиб субплатформенного (или многоосинклинального) типа.

Вторая зона охватывает северную и северо-восточную части Антикавказа и вместе с территорией Рионо-Куринской депрессии, образует Закавказское геоантиклинальное поднятие. Последнее характеризуется почти полным отсутствием отложений среднего и верхнего палеозоя и только в районе Храмского массива известны вулканогенно-континентальные образования пермо-карбона.

Закавказская геоантиклинальная суша отделяла Приараксинский прогиб от геосинклинальной зоны южного склона Б. Кавказа.

История варисцийского этапа развития на Антикавказе делится на два подэтапа: девон — нижнекарбонный и пермь — триасовый, которые разделены региональным перерывом, соответствующим среднему-верхнему карбону. В Приараксинском многоосинклинальном прогибе устанавливается мелководный эпиконтинентальный морской режим и происходит накопление терригенной формации в нижнем девоне, известняковой в среднем девоне, терригенно-фосфоритовой в верхнем девоне — нижнем карбоне, известковой в перми — среднем триасе и угленосно-молассовой в верхнем триасе.

Вулканогенные образования андезитового и базальтового составов описываются в Южно-Сюникском антиклинории в составе верхнего девона и перми [45], а также пермо-карбона в Храмском массиве.

По ряду важнейших геологических признаков — типам формаций горных пород, устойчивости фаций и мощностей отложений, отсутствию грубо-крупнообломочных пород, слабому проявлению складчатых движений и почти полному отсутствию магматизма, варисцийский этап напоминает платформенный (субплатформенный) стиль развития. Подробные данные по этому вопросу приводятся в работах А. А. Габриеляна [14]. За последние годы все большее число геологов приходят к такому же выводу в отношении средневерхнепалеозойской истории развития Альпийско-Гималайского складчатого пояса [13, 61, 62].

Альпийский этап

Территория Антикавказа вступает в настоящую геосинклинальную фазу развития начиная с юры. В альпийском этапе выделяются два крупных подэтапа развития: а) юра-эоценовый — главный или собственно геосинклинальный подэтап, характеризующийся наиболее интенсивным прогибанием земной коры, энергичным проявлением эффузивного и интрузивного магматизма и эндогенной минерализации и б) верхний эоцен-антропогеновый — орогенный или заключительный подэтап, ознаменовавшийся завершением геосинклинального режима, горообразованием, формированием современного рельефа.

фа. накоплением молассовых формаций и проявлением финального вулканизма.

Альпийский собственно геосинклинальный подэтап

Этот подэтап делится на три стадии развития: юра-нижнемеловая — раннеальпийская (киммерийская), альб-верхнемеловая — среднеальпийская и палеоцен-эоценовая — позднеальпийская.

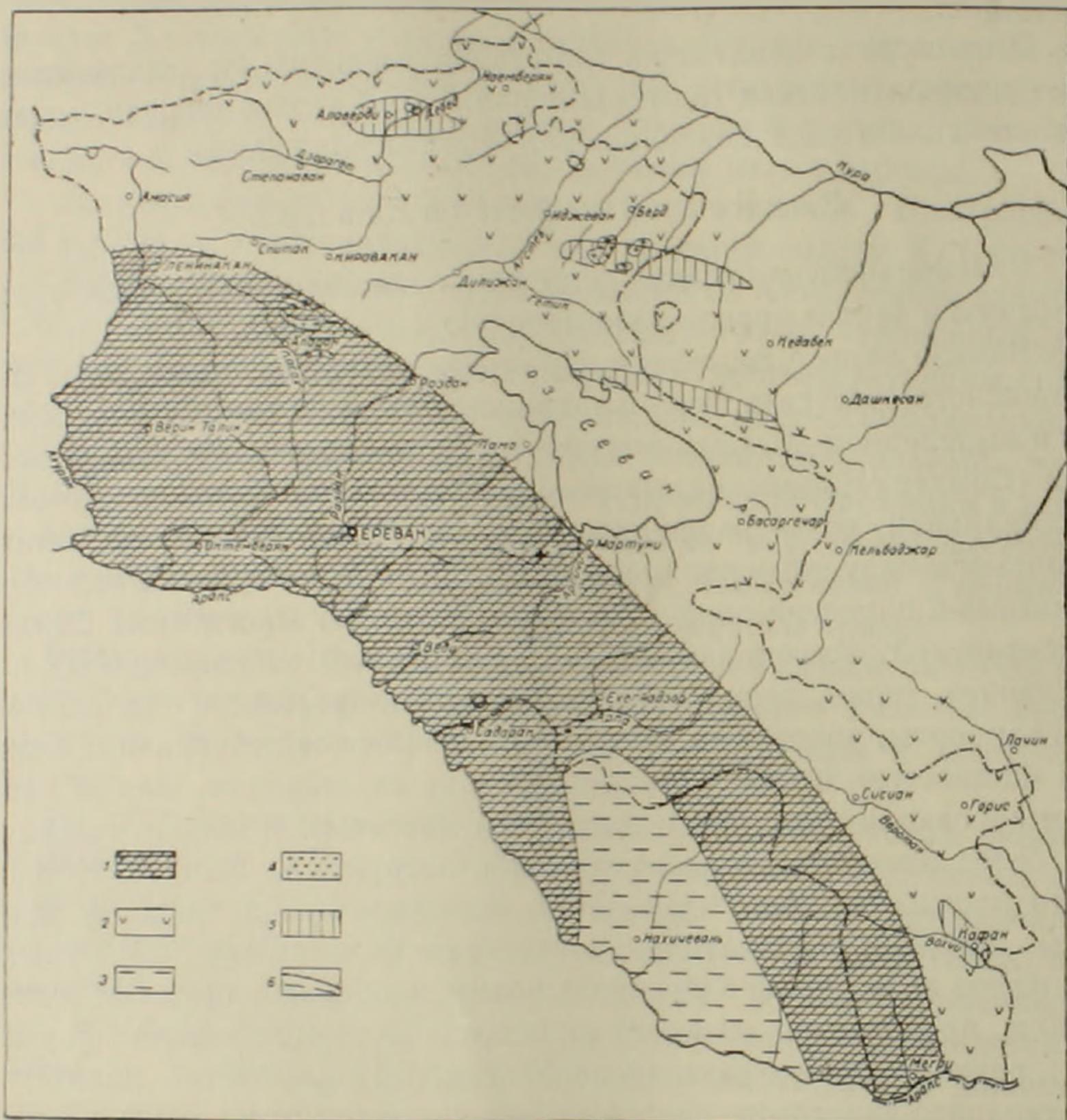
Р а н н е а л ь п и й с к а я с т а д и я

Раннеальпийская стадия делится на две подстадии: нижне-среднеюрскую и верхнеюрско-нижнемеловую.

Начало первой подстадии характеризуется раскалыванием доальпийского субстрата, возникновением разломов глубокого заложения и выделением двух структурно-формационных зон — Антикавказской (Сомхето-Кафанской) эвгеосинклинальной и Армянской геоантиклинальной, резко различающихся историей своего развития. Границей между ними являлась заложённая еще в среднем палеозое Анкавано-Сюникская зона глубинного разлома. Прогибание Сомхето-Кафанской эвгеосинклинальной зоны (лейас) сопровождается накоплением пород терригенно-граувакковой формации (базальные конгломераты, аркозовые и смолисто-кварцевые песчаники и сланцы) мощностью до 300 м, трансгрессивно залегающих на байкальском основании (Локский и Ахумский массивы). В байосе происходит более интенсивное, максимальное погружение Сомхето-Кафанского прогиба, сопровождающееся, одновременно в пределах всей зоны, мощным проявлением ареального вулканизма [38]. Среди продуктов вулканизма байосского времени, общей мощностью около 3000 м, преобладают разности андезитового (андезитовая формация), реже — андезито-базальтового, андезито-дацитового, дацитового, липарито-дацитового составов (потоки, пирокласты, реже субвулканические образования). В составе этой мощной толщи А. Т. Асланяном [8] выделяется стратифицированный (верхний байос) горизонт кварцевых дацитов, плагиолипаритов (кварцевые плагиопорфиры), формирование которого приурочено к участкам локальных поднятий в пределах эвгеосинклинального прогиба. Наиболее широко отмеченные образования развиты в пределах Шамшадинского блока, где они выделяются в виде плагиолипаритовой субформации [24]. Продукты среднеюрского вулканизма характеризуются известково-щелочным химизмом, некоторой пересыщенностью глиноземом, особенно в кислых разностях, и пониженной, отчетливо проявленной натриевой щелочностью.

Заметное ослабление вулканических процессов происходит в бате, отложения которого имеют более ограниченное распространение и представлены туфоосадочными, вулканогенными фациями, характеризующимися невыдержанностью отдельных слоев, быстрой

сменой фацнального состава и другими признаками, указывающими на частые изменения палеогеографических условий в период их формирования.



Фиг. 1. Палеотектоническая схема раннеальпийской стадии ($I_1—I_2$). 1. Области поднятия и размыва. 2. Вулканогенные формации. 3. Терригенная (песчано-глинистая) формация. 4. Интрузивы плагногранитной формации. 5. Участки, испытавшие частичную инверсию в конце средней юры — ядра будущих антиклинорий. 6. Разломы.

На границе средней и верхней юры, в связи с предкелловейскими тектоническими движениями, Сомхето-Кафанская эвгеосинклинальная зона испытывает геоантиклинальное поднятие; происходит перерыв в осадконакоплении, более длительный в юго-восточной и кратковременный в северной части прогиба, в связи с чем породы верхней юры повсеместно трансгрессивно налегают на различные горизонты отложений средней юры. В это же время (конец доггера — начало мальма) возникают ячейки современных кулисообразно расположенных антиклинальных сооружений (Алавердское, Шамшадинское, Кафанское и др.) и происходит формирование среднеюр-

ского плагиогранитного комплекса (Ахлатский, Тавушский, Хндзурутский массивы), слагающего единую плагиогранитную формацию Сомхето-Кафанской зоны [26, 41].

Согласно геологическим данным возраст отмеченных интрузий определяется как верхнебайосский-докелловейский [8, 12]. Радиологические данные (143—146 млн. лет), с учетом допускаемой (до 10%) погрешности К-Аг метода, близко отвечают геологическим данным.

Интрузивы Шамшадинского антиклинория представлены многофазными [12] массивами (1. плагиограниты; 2. плагиогранит-портиры; 3. порфирированные плагиограниты; 4. «граниты») при резком преобладании плагиогранитов. Для этого комплекса характерны: кислый состав пород, некоторая пересыщенность глиноземом и резко выраженная натриевая щелочность.

Начиная с верхней юры, Сомхето-Кафанская эвгеосинклинальная зона вновь испытывает погружение, при этом трансгрессия начинается с севера (келловей) и постепенно распространяется на юго-восток (верхний оксфорд).

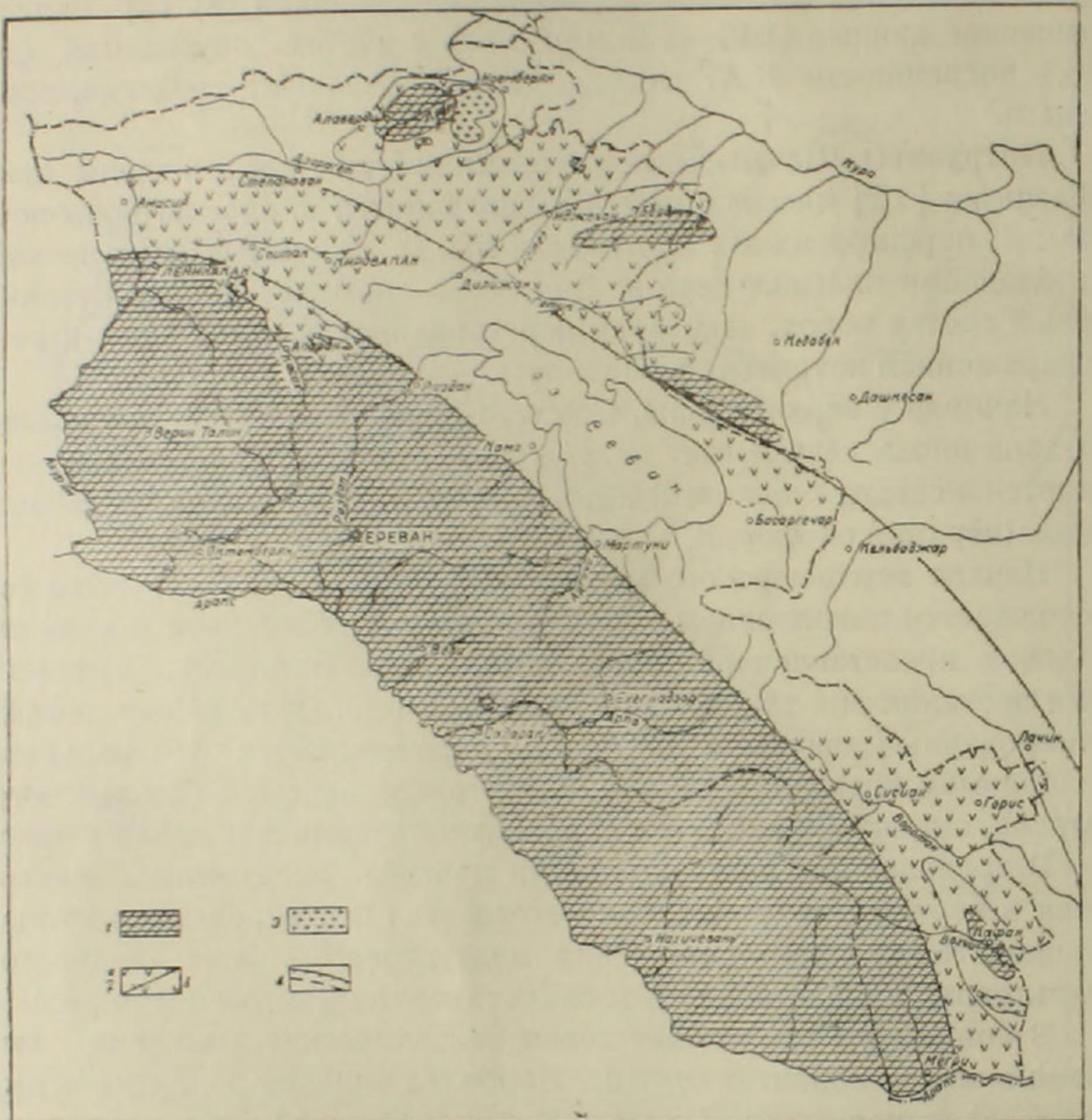
Начало верхнеюрского погружения в северной части зоны сопровождается накоплением пород терригенно-туфогенной формации келловей, представленной аркозовыми, полимиктовыми, туфогенными песчаниками, глинистыми сланцами и др. Дальнейшие дифференцированные движения (оксфорд) сопровождаются субэральным вулканизмом преимущественно андезитового, андезито-базальтового составов, сменяющимся затем карбонатной формацией киммериджа.

В пределах юго-восточной части прогиба погружение, начавшееся в верхнем оксфорде, сопровождается формированием вулканогенной толщи преимущественно андезитового, реже — андезито-базальтового, андезито-дацитового составов (андезитовая формация).

В конце юры происходят новые тектонические движения, вызвавшие общее поднятие страны. Наиболее сильное поднятие испытывает северная часть Сомхето-Кафанской зоны, оно сопровождается возникновением разноориентированных (обычно поперечных) разломов и внедрением многочисленных субвулканических образований альбитизированных, преимущественно натриевых, липаритов (кварцевые альбитофиры). Геологическими данными возраст этих образований укладывается в пределах верхняя юра — эоцен [3, 8, 25]; учитывая же факт прорывания этих образований Шнох-Кохбским интрузивом [25], а также радиологические данные (137.5 млн. лет), возраст их датируется как верхнеюрский.

В юго-восточной части Сомхето-Кафанского прогиба погружение, начавшееся в лузитан-киммеридже и сопровождающееся вулканизмом, непрерывно продолжается и в нижнем мелу, в течение которого формируются вулканогенно-обломочная свита среднего валанжина, зоогенные известняки верхнего валанжина-баррема и терригенно-вулканогенная свита апта [4]. Внедрение кислых суб-

вулканических образований, представленных альбитизированными натриевыми липаритами (кварцевые альбитофиры), здесь также приурочено к периодам геоантиклинального воздымания, однако ввиду его неодновременности, формирование однотипных образова-



Фиг. 2. Палеотектоническая схема раннеальпийской стадии (I_2 — Cr_1). 1. Области поднятия и размыва. 2. Вулканогенные формации (а — большой мощности, б — малой мощности). 3. Интрузивы диоритовой формации. 4. Разломы.

ний растянуто во времени, начиная от верхней юры на участках ранней консолидации (Алавердский антиклинорий), до конца нижнего мела на участках сравнительно поздней консолидации (Кафанский антиклинорий).

В конце рассматриваемой подстадии развития (неоком), ознаменовавшейся складчатостью, общим поднятием и регрессией, происходит становление неокомского-доверхнемелового интрузивного комплекса (Кохб-Шнох-Чочканский, Цахкашатский, Бардадзорский, Цавский, Вачаганский массивы). Первые, несмотря на некоторую территориальную разобщенность, слагают единое крупное штокообразное тело, контуры которого отчетливо фиксируются гравиметри-

ческими данными. В вопросе о возрасте Кохб-Шнох-Чочканского массива имеются мнения о его досеноманском (согласно новым данным [55] доверхнеконьякском) точнее неокомском возрасте [3, 8, 12, 25], эоценовом [50] и, наконец, посленижнеконьяк-доверхнеконьякском возрасте [55]. Многочисленные радиологические данные свидетельствуют о неокомском-доальбском возрасте Кохб-Шнох-Чочканского (127—137 млн. лет), Цахкашатского (125—135 млн. лет) и Вачаганского (118—125 млн. лет) интрузивов. Ввиду неодновременного характера консолидации, внедрение отмеченных массивов несколько разорвано во времени друг от друга. Неокомский интрузивный комплекс (в частности Кохб-Шнох-Чочканский интрузив) представлен многофазным массивом (1. кварцевые диориты; 2. лейкократовые граниты; 3. трондьемиты), преобладающая часть которого сложена биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами (диоритовая формация). Весьма характерно для этого комплекса широкое развитие процессов гибридизма и ассимиляции. Отмеченные интрузивы относятся к известково-щелочным сериям, отличаясь от последних некоторой пересыщенностью глиноземом и незначительно пониженной, натриевой щелочностью.

Таким образом, отчетливо выявляется длительное развитие заложенных еще в средней юре антиклинальных структур, которое сопровождается внедрением магматических масс, что в свою очередь ведет к их разрастанию и формированию своеобразных брахиантиклинорных структур [47].

Армянская геоантиклинальная зона в юре и нижнем мелу представляла область поднятия и размыва. Только в небольшом прогибе, вероятно в северо-западном направлении от Джульфинского района до Айоцдзора, в условиях локального мелководного морского залива в средней и верхней юре происходило накопление терригенных и карбонатных отложений малой мощности.

На Айоцдорском хребте среднеюрские отложения трансгрессивно и несогласно налегают на известняки триаса.

В связи с предкейловейскими и неокомскими тектоническими движениями, интенсивно проявленными в Сомхето-Кафанской эвгеосинклинальной зоне, в юго-западном борту этой зоны вдоль Анкаван-Сюникского разлома, в частности, в Цахкуняцском блоке, в связи с тектонической активизацией, происходило формирование одновозрастных интрузивных комплексов аналогичного состава — среднеюрского плагиогранитного комплекса (Адамадзорский массив, Лусажухская, Чкнахская группы мелких интрузивов) и неокомского кварц-диоритового комплекса (Миракский, Анкаванский, а также Гехаротский массивы). Выделение отмеченных комплексов стало возможным благодаря данным определений абсолютного возраста [10, 57], отчетливо указывающим на наличие среднеюрского (149—169 млн. лет) и неокомского (109—127 млн. лет) интрузивных комплексов.

Геологическими данными возраст отмеченных интрузивов с достаточной определенностью не датируется. Лишь для Гехаротского массива Г. П. Багдасаряном (1956) было отмечено трансгрессивное залегание на размытой поверхности интрузива нижнесенонских известняков, содержащих гальки того же интрузива.

Среднеальпийская стадия

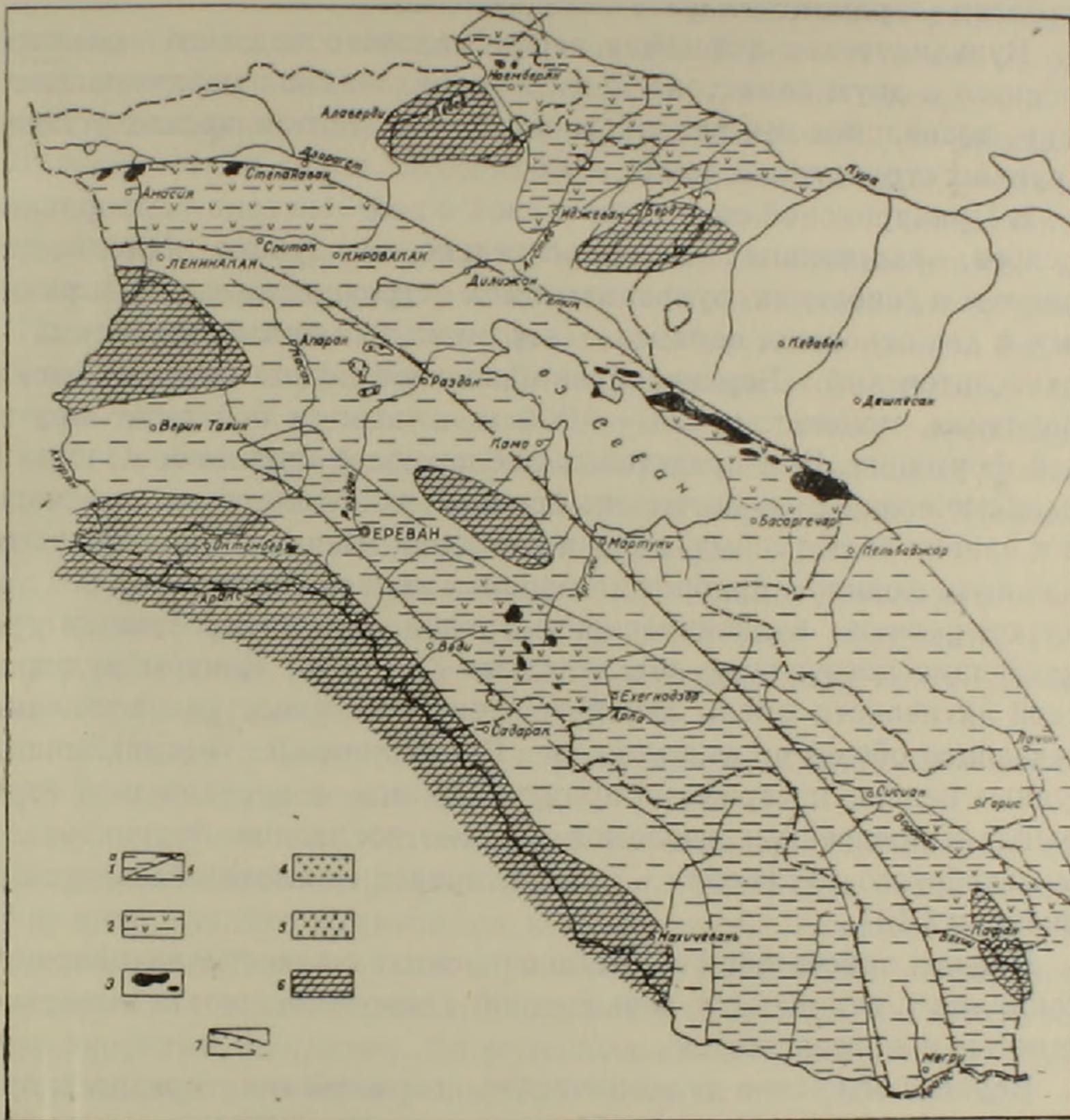
Среднеальпийская стадия характеризуется коренной перестройкой тектонического плана Антикавказа, обширной трансгрессией и возникновением новых прогибов, наложенных на разнородные структурные элементы складчатого фундамента. Выделяются три крупные геосинклинальные зоны — Прикуринская, Присеванская, Приараксинская и разделяющие их две геоантиклинальные зоны — Сомхето-Карабахская и Анкавано-Сюникская [8, 14, 51]. В пределах первых из них закладываются геосинклинальные прогибы — Прикуринский, Севано-Акеринский, Еревано-Вединский, Айоцзорский, формирование которых сопровождалось образованием разломов глубокого заложения, имеющих продольное северо-западное простирание и смещенных относительно юрских складчатых структур к северо-востоку и юго-западу. Кроме того, по системе поперечных разломов на север — северо-востоке закладываются примыкающие к Прикуринскому прогибу Иджеванский, Таузский, Мардакертский, Мартунинский и другие новые прогибы. Акеринский меловой прогиб на юго-востоке разделил единую юрскую Сомхето-Кафанскую структурно-формационную зону на два геоантиклинальных поднятия — Сомхето-Карабахское и Кафанское. В пределах последнего возникает и развивается Срабердский поперечный прогиб.

Одни верхнемеловые прогибы, имеющие преимущественно характер узких приразломных трогов северо-западного простирания, продолжали свое развитие далее в позднеальпийской стадии (Севано-Акеринский, Еревано-Вединский), другие — Прикуринская система прогибов, представляющая сложное сочетание продольных и поперечных разломных структур, замыкались в конце среднеальпийской стадии (дат-палеоцен).

Таким образом, своеобразие тектонических условий наряду со специфичностью магматических формаций этого возраста дают основание выделить среднеальпийский подэтап развития в качестве самостоятельного.

Началом заложения Прикуринского и Севано-Акеринского прогибов следует считать верхнеюрское-нижнемеловое время и поставить его в прямую связь с инверсией геотектонического режима в Сомхето-Кафанской юрской геосинклинальной зоне. Интенсивное геоантиклинальное поднятие последней сопровождалось дроблением новых участков Закавказского срединного массива на северо — северо-востоке территории и Армянского геоантиклинального поднятия —

на юго-востоке. Несколько позже, в сеномане-туроне в пределах того-же Армянского поднятия формируются Еревано-Вединский и Айоцзорский геосинклинальные прогибы.



Фиг. 3. Палеотектоническая схема среднеальпийской стадии ($Cr_2^b - Cr_2$). 1. Терригенно-вулканогенные и карбонатные формации (а — большой мощности, б — малой мощности). 2. Вулканогенно-осадочные формации (с преобладанием вулканогенного материала). 3. Интрузивы офиолитового пояса. 4. Интрузивы габбро-диоритовой формации. 5. Интрузии мигматит-гранитов. 6. Области поднятия и размыва. 7. Разломы.

В комплексе отложения альб-верхнемеловой стадии выделяют следующие формационные ряды: 1) терригенно-глауконитовая формация альб-сеномана, соответствующая начальным стадиям общего погружения Антикавказа; 2) вулканогенно-обломочная формация коньяка-сантона Прикуринской зоны, знаменующая возникновение вулканических островов; 3) терригенно-спилит-диабазовая формация верхнего турона — нижнего коньяка Еревано-Вединской зоны, образовавшаяся в период наиболее интенсивного погружения данной зоны; 4) известняковая формация верхнего сенона, соответствующая

стадии стабилизации тектонических явлений и максимальной трансгрессии в пределах всего Антикавказа; 5) верхнетерригенная флишевая формация даний-палеоцена, образовавшаяся в эпоху поднятий и регрессии (ларамийская фаза складчатости).

Вулканические формации верхнемелового подэтапа развития относятся к двум самостоятельным параллельно развивающимся рядам, возникшим как результат различных тектонических условий в крупных структурных зонах.

В Прикуринской зоне и связанной с ней системе поперечных прогибов, заложенных на относительно неглубоко залегающем складчатом основании, вулканизм имел островной характер и развивался в два основных периода — верхнеконьяк-нижнесантонский и верхнесантонский. Верхнеконьяк-нижнесантонские вулканические накопления, мощностью 800—1000 м, относятся к базальт-андезитовой формации. Они представляют сложное фацциальное сочетание эпикластических вулканических брекчий, конгломератов, песчаников и оливин-базальтовых, андезитовых лав. Накопление этого материала происходило в прибрежно-морских мелководных условиях, при быстром размыве вулканических островов, компенсировавшем преобладающие погружения дна морского бассейна. Центры вулканической активности имели линейное, северо-западное расположение, отвечающее общей протяженности Прикуринской геосинклинали. Крупные центры извержений приурочивались к пересечению продольных и поперечных разломов, причем последние, будучи разломами глубокого заложения, контролировали оливин-базальтовый вулканизм [46].

Породы описанной формации относятся к известково-щелочной ассоциации и отличаются повышенной глиноземистостью, известковистостью и железистостью.

Верхнесантонские вулканические образования представляют своеобразную липаритовую субформацию, образовавшуюся в субаэральных условиях и сложенную разнообразными пирокластическими породами, потоками и экструзивами липаритовых лав, с абсолютным возрастом 74—80 млн. лет. Эта субформация также относится к известково-щелочному ряду, отличаясь неоднородностью составов пород и различными соотношениями K_2O и Na_2O . Вулканические центры верхнего сантона смещаются относительно верхнеконьяк-нижнесантонских к северо-востоку и сосредоточиваются в единой северо-западной полосе поднятия, маркирующей по выходам липаритовых экструзивов. Это свидетельствует о том, что липаритовый вулканизм контролировался в этот период продольными разломами.

В Срабердском поперечном прогибе верхнемеловые вулканические образования сантона представлены главным образом вулканическими брекчиями и мощными потоками лав андезитобазальтового и андезитового состава. По особенностям строения и

формационной принадлежности вулканическая серия Срабердского прогиба сходна с рассмотренной выше серией Прикуринской зоны.

В Еревано-Вединской геосинклинальной зоне верхнемеловой вулканизм связан с развитием узкого трогообразного прогиба, наложенного на консолидированное палеозойское основание по разломам северо-западного простирания, по времени проявления отвечает начальным этапам развития верхнемеловой геосинклинали. Вулканическая серия, относящаяся к нижнеконьякскому возрасту, мощностью около 400—600 м сложена в основном преобразованными лавами, чередующимися с известняками, алевролитами, кремнистыми породами, реже — с туфами и вулканическими брекчиями. Лавы представлены базальтовыми, диабазовыми, реже андезитобазальтовыми порфиритами. Для эффузивов этого региона характерно повышенное содержание щелочей при резком преобладании Na_2O . Особенности петрографического состава и химизма позволяют относить верхнемеловые вулканические образования Еревано-Вединской зоны к спилит-диабазовой формации.

Тесно связанная пространственно со спилит-диабазовой и комагматичная с ней интрузивная габбро-диабазовая формация включает небольшие пластовые и штокообразные тела габбро-диабазов, диабазов и диоритов.

Сходный характер имеет верхнемеловая вулканическая формация Севано-Акеринского прогиба.

Специфические тектонические условия заключительного периода среднеальпийской стадии развития обусловили слабое проявление интрузивного магматизма и, в частности, гранитоидного. Установленные в Ноемберянском районе, в Кафанском антиклинории мелкие тела верхнемеловых интрузивов относятся по составу к габбро-диоритам, диоритам. По радиолого-геохронологическим данным, к низам верхнего мела относятся Агверанский (85—95 млн. лет), Такарлинский (80—90 млн. лет) интрузивы кварцевых диоритов и Арзакан-Бжнийский массив мигматит-гранитов (82—94 млн. лет) в пределах Цахкуняцкого антиклинория.

Из интрузивных формаций рассматриваемой стадии важное значение имеет гипербазитовая, выходы которой в виде разобщенных небольших вытянутых тел, трассирующих зоны глубинных разломов, развиты в бортовой части Севано-Акеринского (северный офиолитовый пояс) и Еревано-Вединского (южный офиолитовый пояс) геосинклинальных прогибов.

Вместе с аналогичными интрузивами Азербайджанской ССР и Северной Анатолии они слагают единый и, по-видимому, одновозрастный офиолитовый пояс. Возраст гипербазитовых интрузивов в пределах азербайджанской части Антикавказа устанавливается, исходя из размещения их в отложениях нижнего сенона, вместе с которыми они согласно дислоцированы, и нахождением их галек в отложениях верхнего сантона, кампана и среднего эоцена. Приведен-

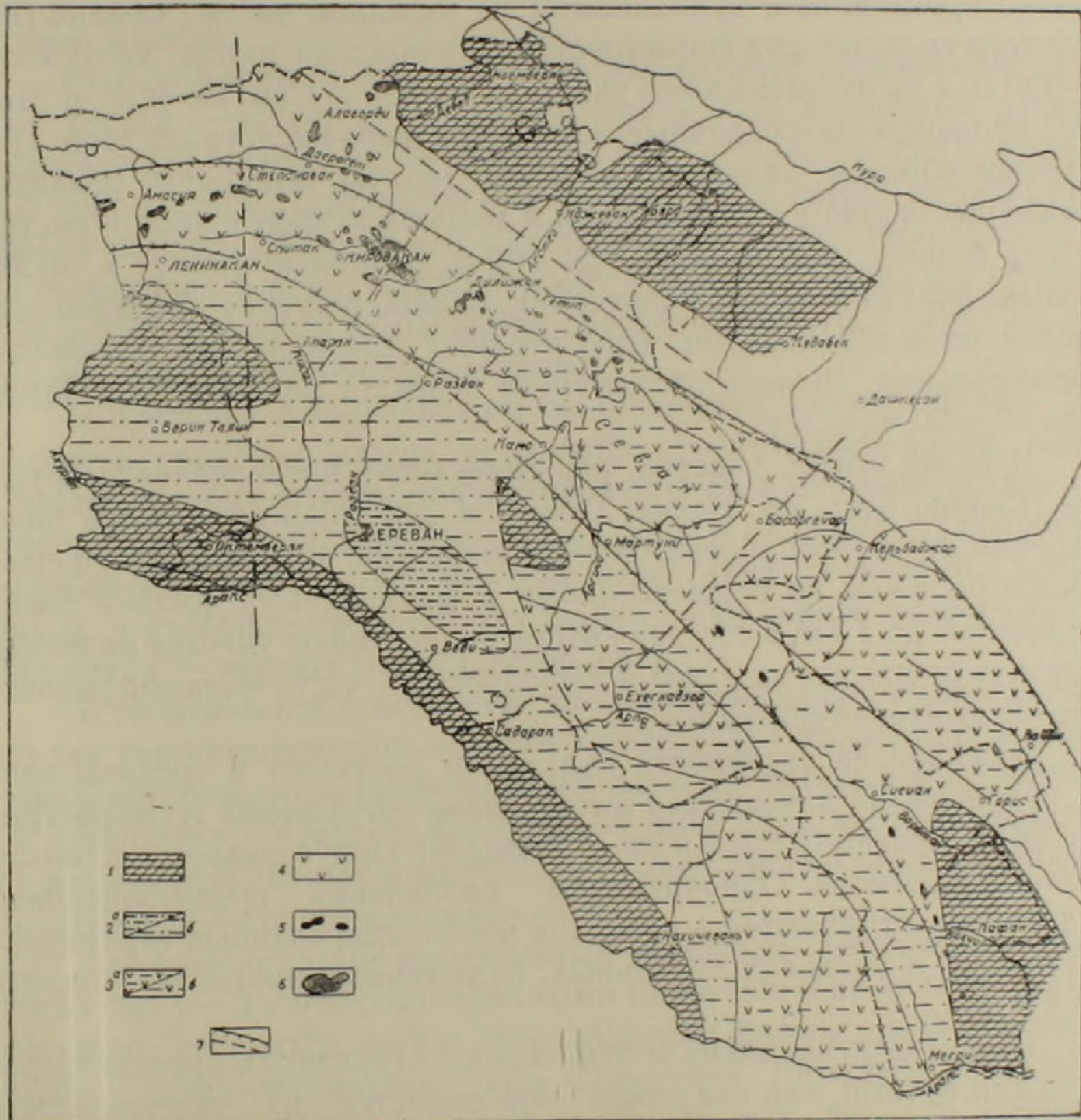
ные данные позволяют возраст гипербазитов определить как досенонский [7, 31, 35, 39, 49, 53, 60]. В пределах западного сегмента офиолитового пояса возраст гипербазитовых интрузий определяется, исходя из нахождения галек серпентинизированных ультраосновных пород в конгломератах сенона. Вопрос о возрасте ультраосновных пород армянской части Антикавказа до настоящего времени является дискуссионным. В настоящее время доказано, что на северо-восточном побережье оз. Севан окатанные гальки ультраосновных и основных пород изобилуют в составе терригенной формации верхнего коньяка-сантона, исходя из чего можно заключить, что магматическое внедрение ультрабазитов происходило до верхнего сенона. Перемещение гипербазитов в верхние структурные ярусы (вплоть до миоцена) обязано повторным активизациям глубинного разлома [40].

Нижний возрастной предел внедрения гипербазитов остается неясным, однако наиболее вероятным является мнение о связи этого внедрения с возникновением Севано-Акеринского глубинного разлома. Заложение последнего имело место в верхней юре-неокоме в эпоху инверсии геотектонического режима, когда происходило геантиклинальное поднятие Сомхето-Кафанской зоны, сопровождавшееся заложением Севано-Акеринского и Аджаро-Триалетского наложенных прогибов. В составе офиолитового пояса выделяются гипербазитовая и пироксенит-габбровая формации [49], которые некоторыми исследователями рассматриваются, однако, в составе единой габбро-перидотитовой формации [1]. Гипербазитовая формация представлена однофазными недифференцированными массивами гарцбургитов, верлитов, лерцолитов, которые обычно интенсивно серпентинизированы. Интрузивные комплексы пироксенит-габбровой формации представлены многофазными дифференцированными массивами, сложенными габбро, пироксенитами, дунитами, кварцевыми диоритами, плагиогранитами. Отмечаемая многими исследователями связь пород габброидной линии со спилит-диабазовой формацией в определенной степени выдерживается, однако, говорить об их генетической связи несколько затруднительно.

Позднеальпийская стадия

На рубеже верхнего мела и палеогена на Антикавказе происходят регионально выраженные складкообразовательные движения, обусловившие значительный перерыв в осадконакоплении, смену формаций и резкое изменение вулканизма. Некоторые из основных структурных единиц, возникших в меловой период, продолжают свое развитие в эоцене, что выражается, как в наследовании плана развития структур, так и в мощностях отложений. Вместе с тем в эоцене происходит дальнейшее дробление фундамента и расчленение геосинклинальных трогов на более мелкие, относительно самостоятельные прогибы, разделенные «поперечными» к ним поднятиями.

Так, Севано-Акеринская геосинклинальная зона поперечными поднятиями района с. Лачин и Зодского перевала расчленяется на три прогиба: Севано-Ширакский, Кельбаджарский и Нижнеараксинский. Продолжают развиваться Еревано-Вединский, Айоцзорский и Ордубадский прогибы, разделенные соответственно Карахач-Зовашенским и Айоцзорским (Мартиросским) поперечными поднятиями. Другая зона поднятия отмечается на территории современной долины р. Аракс; южнее нее расположен верхний мел-эоценовый прогиб Армянского Пара.



Фиг. 4. Палеотектоническая схема позднеальпийской стадии ($P_{g1} - P_{g2}^2$). 1. Области поднятия и размыва. 2. Терригенно-флишевая и карбонатная формации (а — большой мощности, б — малой мощности). 3. Вулканогенно-осадочные формации (а — большой мощности, б — малой мощности). 4. Вулканогенные формации. 5. Интрузивы габбро-диоритовой формации. 6. Интрузивы габбро-диорит-гранодиоритовой формации. 7. Разломы.

В указанных синклинальных прогибах датский ярус и палеоцен представлены, в основном, терригенной флишевой формацией, которая в мульдовых частях прогибов согласно сменяет карбонатные от-

ложения верхнего сенона, а в антиклинальных структурах перекрывает несогласно более древние отложения.

Бурный вулканизм эоцена проявляется на огромной площади указанных геосинклинальных прогибов. Однако, неоднородность строения и тектонического развития последних обусловили очень сложную картину вулканизма и крайне неравномерное его развитие как территориально, так и во времени.

Новое погружение территории, начавшееся в нижнем эоцене, носит более дифференцированный характер и сопровождается локально проявленным вулканизмом. В западной части Севано-Ширакского синклинория формируется флишоидная толща, мощностью до 200 м, а на отдельных его участках (район г. Спитак, басс. р. Черная) вулканогенно-осадочные толщи среднего-кислого состава. Это, главным образом, андезиты, андезито-дациты, лшпариты, развитые преимущественно в эксплозивной и меньше в эффузивной и экструзивной фациях, мощность их до 600 м. Комплекс пород в целом принадлежит андезитовой формации, однако широкое проявление ее кислой ветви обусловлено относительно устойчивыми условиями формирования. Данные абсолютного возраста колеблются в интервале 47—50 млн. лет.

В то же время, участки, испытывающие интенсивное погружение (Сюник, басс. рр. Вохчи, Гехи и т. д.), характеризуются более широким развитием андезитового вулканизма. В результате, формируются сложные по вещественному и фациальному составу толщи мощностью до 1 км, в составе которых принимают участие андезиты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекчии, часто метаморфизованные (андезитовая формация).

Наибольшей активности вулканизм достигает в среднем эоцене, сопровождая начавшееся интенсивное погружение Аджаро-Триалетского, Севано-Ширакского и Айоцдзор-Ордубадского геосинклинальных прогибов. Одновременно проявления среднеэоценового вулканизма отмечаются в соседних консолидированных структурах, развиваясь в пределах локальных, наложенных прогибов (Лалварский и др.).

Развитие вулканизма в отмеченных структурах протекало различными путями, как следствие особенностей их тектонического строения. В то же время, в пределах каждого прогиба вулканизм развивался неравномерно. Так, в Севано-Ширакском синклинории отмечаются постепенное смещение центров активности вулканизма с запада на юго-восток, в Аджаро-Триалетии с востока на северо-запад [22, 23], тогда как в Айоцдзорском прогибе такая направленность проявлена менее отчетливо.

Вулканическая деятельность в среднем эоцене носит, в основном, подводный характер, отличается значительной интенсивностью и масштабами проявления и контролируется преимущественно региональными нарушениями общекавказского простирания.

В пределах Севано-Ширакского синклинория в этот период формируются ширакская, базумская (кироваканская) и блданская свиты мощностью до 2.5 км, которые составляют единый комплекс. Последний характеризуется довольно сложным фаціальным составом — чередованием эффузивных, эксплозивных и экструзивных образований, перемежающихся с терригенно-обломочными. Вулканические образования составляют серию от базальтов до липаритов, с преобладанием пород средней основности и принадлежат андезитовой формации, для которой характерен нормальный известково-щелочной химизм.

Вулканические и вулканогенно-обломочные образования кислого состава — потоки и субвулканические тела липаритов, дацитов (абсолютный возраст их 45—49 млн. лет), а также их туфы, туфолавы, туфобрекчии, туфопесчаники, песчаники, в верхах среднеэоценового разреза принадлежат липаритовой субформации. Появление этого комплекса пород характеризует собой специфические условия, возникшие в связи с замыканием среднеэоценового прогиба и появлением цепи вулканических островов.

В пределах Айоцдзорского синклинория вулканическая деятельность среднего эоцена проявлена сравнительно слабо. Здесь, к этому периоду относится формирование вулканогенно-обломочных и терригенных толщ мощностью до 1.5—2.0 км (туфы, туфобрекчии, туффиты, туфопесчаники, а также известняки, песчаники, алевролиты), в строении которых собственно эффузивные фации — потоки андезитов — играют подчиненную роль.

В тесной связи с историей позднегеосинклинальной-эоценовой стадии геотектонической истории Антикавказа происходит развитие довольно мощного интрузивного магматизма, который в зависимости от отношения к предверхнеэоценовой фазе складчатости разделяется на два интрузивных комплекса: доскладчатый — среднеэоценовый и синхронный — предверхнеэоценовый.

Среднеэоценовый интрузивный комплекс представлен небольшими (до 1—2 кв. км) однофазными интрузивными телами пластообразной, штокообразной и дайкообразной формы преимущественно габбро, габбро-диоритового ряда (Давид-бек, Пирилю). Абсолютный возраст их колеблется в пределах 48—50 млн. лет, т. е. соответствует среднему эоцену, что подтверждается нахождением их галек в основании верхнего эоцена [21, 52]. Типичные доскладчатые интрузии, составляющие габбро-диоритовую формацию, развиты в пределах осевой части Севано-Ширакского, а также Айоцдзор-Ордубадского синклинориев, в гребневой части Мегринского, Айоцдзорского, Баргушатского хребтов и связаны с эпохой максимальных прогибаний геосинклинали. Они соответствуют субинтрузивной формации Севанской геосинклинали и предбатолитовому комплексу Айоцдзор-Ордубадской зоны [21, 44].

Предверхнеэоценовый интрузивный комплекс, отмеченный в пределах Севано-Ширакского синклинория, представлен вытянутыми вдоль преобладающих структур, многофазными (1. габброиды; 2. кварцевые диориты; 3. гранодиориты) интрузивными массивами (Лермонтовский, Базумский). Более мелкие интрузии расположены цепочкой вдоль зоны центрального поднятия и ограничивающих региональных разломов общекавказского направления (Хндзорутский, Головинский, Ждановский, Галаварский, Чернореченский массивы), реже вдоль поперечных разломов (Ягданская, Урутская, Мецдзорская, Агаракская и др. интрузии). Предверхнеэоценовые интрузии приурочены также к бортовым активизированным структурам (Банушская и др.). Возраст интрузивов этой группы, относящихся к габбро-диорит-гранодиоритовой формации, определяется по прорыванию смятых в складки вулканогенно-обломочных пород среднего эоцена и по перекрыванию толщей конгломератов с обломками этих интрузий, датируемой как верхний эоцен [44, 52], а также радиологическими данными — 40—46 млн. лет. Характеризуется известково-щелочным химизмом нормальной щелочности.

Верхнеальпийский орогенный подэтап

Верхнеальпийский орогенный подэтап охватывает время от верхнего эоцена до антропогена включительно и представляет собой заключительную стадию альпийского этапа развития, эпоху горообразования и формирования современного рельефа Антикавказа, заложения новых наложенных прогибов и впадин, накопление орогенных формаций (молассовой, красноцветной, соленосной) и проявления субсеквентного и финального магматизма.

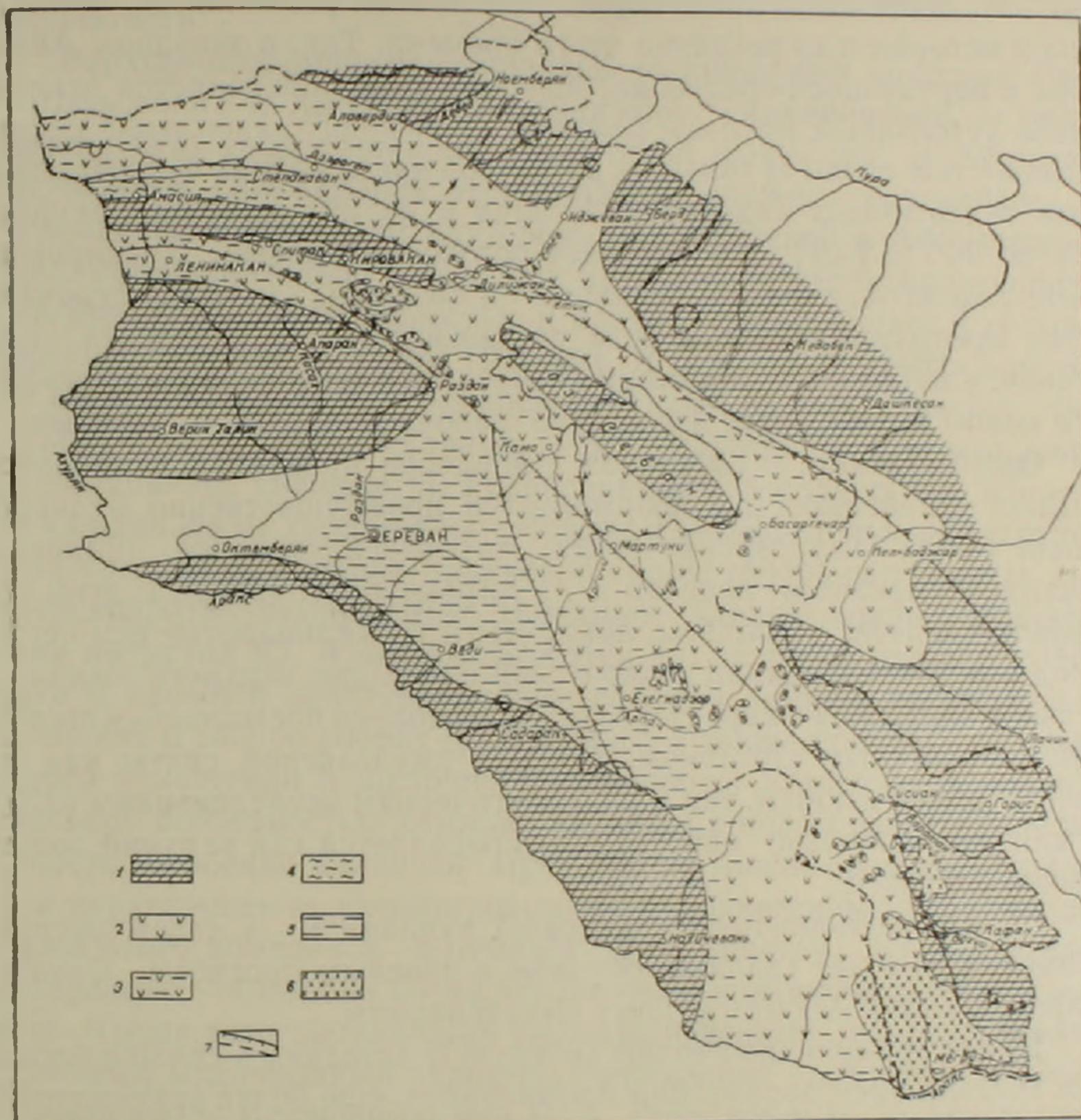
История орогенного этапа подразделяется на две стадии: 1. раннеорогенную (верхний эоцен—верхний миоцен) и 2. позднеорогенную (верхний миоцен (мэотис)—антропоген).

Раннеорогенная стадия

Раннеорогенная стадия подразделяется на две подстадии: верхнеэоцен-среднеолигоценовую и верхнеолигоцен-верхнемиоценовую.

На границе среднего и верхнего эоцена происходят складкообразовательные движения (первая пиренейская или Аджаро-Триалетская фаза складчатости по П. Д. Гамкрелидзе), вызвавшие значительные изменения в плане расположения крупных структурных элементов и отчетливо фиксирующие трансгрессивное залегание пород верхнего эоцена. Наиболее интенсивно эти движения проявились в Аджаро-Триалетском и Севано-Ширакском прогибах и менее интенсивно в Еревано-Вединском и Айоцзор-Ордубадском. В Севано-Ширакском прогибе осевая полоса (наиболее прогнутая в среднем эоцене) геоантиклинально воздымается, превращаясь в область

размыва — зону центрального поднятия. Севернее и южнее этого поднятия в верхнем эоцене формируются Лорийский — Базумский и Памбакский краевые прогибы.



Фиг. 5. Палеотектоническая схема раннеорогенной стадии ($Pg_2^3 - Pg_3^3$). 1. Области поднятия и размыва. 2. Вулканогенные формации. 3. Вулканогенно-осадочные формации. 4. Песчано-глинистая (туфогенная) раннемолассовая формация. 5. Угленосно-сланцевосная молассовая формация. 6. Интрузивы габбро-монзонит-сиенитовой формации. 7. Разломы.

В пределах Лорийского и Памбакского краевых прогибов Севано-Ширакского синклинория формируется разнообразная по характеру вулканизма и сложная по вещественному составу памбакская свита. Характерной особенностью строения этой толщи является одновременное развитие на смежных территориях двух серий пород: 1) оливинный базальт-трахилипарит; 2) тразнандезит-лейцитовый фонолит. По особенностям петрографического состава и химизма они относятся к трахиандезитовой формации, для которой характерна повышенная щелочность с преобладанием калия. Дан-

ные абсолютного возраста, для пород как одной, так и другой серий соответствуют цифре 36—37 млн. лет.

Особенности тектонического строения западной и восточной частей Айоцзорского синклинория обусловили различия их геологической истории и вулканизма этого времени. Так, в западном Айоцдзоре в верхнеэоцен-среднеолигоценовое время сохраняется относительно устойчивый морской режим и происходит накопление песчано-глинистых толщ. И только в восточной части района формируется свита палеотипных андезито-базальтов и их пирокластов, мощностью до 300 м [48]. Это пироксен-роговообманковые, двупироксеновые андезиты, андезито-базальты и базальты и т. д., встречающиеся преимущественно в виде пирокластических разностей или потоков, для которых характерно некоторое повышение щелочности, но в целом нормальный известково-щелочной характер химизма.

Одновременно, в восточном Айоцдзоре вулканизм отличается большей интенсивностью: формируется преимущественно вулканогенная толща (амулсарская свита), характеризующаяся широким развитием андезитов, дацитов и их пирокластов, вместе с этим отмечаются андезито-базальты, липариты и трахилипариты. Вся серия пород относится к единой андезитовой формации верхнего эоцена — среднего олигоцена и характеризуется несколько повышенным щелочно-известковистым химизмом. Возраст амулсарской свиты как по геологическим данным, так и радиологическим исследованиям (32—38 млн. лет) довольно однозначно определяется как верхний эоцен-нижний олигоцен.

Верхнеэоцен-нижеолигоценовый вулканизм в своем распространении тяготеет главным образом к краевым прогибам Севано-Ширакского и к Айоцзорскому синклинориям.

В верхнеэоцен-нижеолигоценовую подстадию, в связи с блоковым воздыманием территории Антикавказа, еще более усугубляется неоднородность проявления вулканизма на разных участках. В связи с неодновременностью блокового воздымания, связанного с различной мобильностью блоков, вулканизм раннеорогенной андезитовой формации в Севано-Ширакском синклинории проявляется в верхнем эоцене, а в Айоцзорском — смещается вплоть до среднего олигоцена.

Анализ петрографических, химических особенностей и характера проявления вулканизма, а также данные радиологических исследований, позволяют рассматривать вулканогенные толщи Севано-Ширакского и Айоцзорского синклинориев, как сформировавшиеся в единую верхнеэоцен-среднеолигоценовую подстадию.

В раннеорогенную стадию магматическая деятельность в эффузивной фации несколько ослабевает по сравнению с позднегеосинклинальной стадией, однако резко возрастает роль плутонизма. Мощный гранитоидный магматизм начальной (Pg_1^1 — Pg_2^2) и ко-

нечной ($Pg_3^3 - N_1^3$) подстадий приводит к «гранитизации» — омертвлению геосинклинали.

Интрузивный магматизм сопровождает как главную предолигоценую, так и заключительную предсреднемиоценовую фазы складчатости.

Верхнеэоцен-нижнеолигоценый интрузивный комплекс Севано-Ширакского и Айоцзор-Ордубадского синклинали в целом соответствует габбро-монзонит-сиенитовой формации. В Айоцзор-Ордубадском синклинали этот комплекс сложен крупнейшим на Антикавказе Мегринским плутоном, Баргушатской и Айоцзорской группами сравнительно небольших интрузивов, характеризующихся полигенностью, многофазностью и крайне неоднородным и пестрым петрографическим составом [21, 45]. В целом характерна однотипная последовательность внедрения главных интрузивных фаз: 1. Габбриоды и ультраосновные дифференциаты; 2. Сиенито-диориты, монзониты, сиениты; 3. Граносиениты, гранодиориты. В пределах каждой фазы характерны субфазы и дополнительные интрузии, а для комплекса в целом — дайковая серия: габбро-порфириты, диорит-порфириты, лампрофиры. Наиболее характерными особенностями интрузий Ю. Армении являются интенсивные явления гибридизма и сложной дифференциации по двум линиям: габбро-монзонит-сиенит и габбро-диорит-гранодиорит, а также процессы магматического замещения и щелочного (калиевого) метасоматоза. Отличительной особенностью химизма является в целом повышенная щелочность, особенно калиевая. Прорывание ниже-среднеэоценовых, реже верхнеэоцен-нижнеолигоценых вулканогенных пород интрузивами этого комплекса позволяет большинству исследователей придерживаться мнения об их верхнеэоцен-нижнеолигоценом возрасте. Кроме того, детальными радиологическими исследованиями установлен полихронный характер становления плутонов Южной Армении [21]. Исследованиями Р. Х. Гукасяна и Б. М. Меликсетяна [21] в Мегринском плутоне и в Баргушатской группе, Г. А. Казаряна в Айоцзорской группе [27] выделены два самостоятельных интрузивных комплекса: верхнеэоцен-нижнеолигоценый и верхнеолигоцен-нижнемиоценовый. Данные по абсолютному возрасту следующие: Мегринский плутон — 37—41 млн. лет, Баргушатская группа (Гехинская, Ковшутская) — 37—40 млн. лет. Исследованиями Г. П. Багдасаряна, Р. Х. Гукасяна и А. Г. Акопяна в Айоцзорской группе выделены и радиологически датированы нижнеолигоценые интрузивы — Амулсарский, Базарчайский, Каялинский, Джермукский, Гюмушханский, абсолютный возраст которых укладывается в узкие пределы — 32—34 млн. лет. К этому же возрасту принадлежат, по данным Г. П. Багдасаряна [10], дорудные дайки гранодиорит-гранит-порфиров Анкаванского района (30—35 млн. лет).

Верхнеэоцен-нижнеолигоценовый интрузивный комплекс Севано-Ширакского синклинория включает Ахавнадзорскую с Меградзорской апофизой, Атарбекянскую, Севанскую и ряд небольших интрузий, приуроченных к Анкавано-Сюникскому разлому, и характеризуется многофазностью (1. габбро, 2. кварцевые диориты, монцониты, 3. граносиениты), повышенной калиевой щелочностью, габбро-монцонит-сиенитовым формационным типом и сходством с интрузиями Южной Армении.

Верхнеэоцен-нижнеолигоценовый интрузивный комплекс, по-видимому, формируется также в бортовых активизированных структурах — Лалварский синклинорий, где он представлен небольшим одноименным гранодиоритовым интрузивом. Возраст его определяется на основании прорывания им отложений среднего эоцена (лютетский ярус) и согласно радиологическим данным (37 млн. лет) соответствует верхнему эоцену.

Верхнеэоцен-нижнеолигоценовый щелочной-субщелочной интрузивный комплекс (Тежсарский, Амзачиманский, Бундукский, Гарнасарский, северная часть Такарлинского и др.) представляет собой яркий пример оригинальных интрузивных комплексов центрального типа, характеризующихся концентрически-кольцевым строением, тесной связью с верхнеэоцен-нижнеолигоценовой трахиандезитовой формацией [9, 33], резко повышенной калиевой щелочностью, отсутствием основных щелочных разновидностей и многофазностью (1. щелочные, нефелиновые, псевдолейцитовые сиениты, 2. кварцевые щелочные сиениты, 3. граносиениты, сиенито-граниты). По совокупности признаков относится к щелочно-сиенитовой субформации. Возраст ее определяется прорыванием щелочных вулканитов верхнего эоцена и нахождением галек их в средне-верхнеолигоценовых отложениях [52], что подтверждается и радиологическими исследованиями Тежсар—32—37, Бундук—33—38, Гарнасар—34—36, Амзачиман—36—39 млн. лет, северная часть Такарлинского интрузива—38 млн. лет.

Во вторую подстадию раннеорогенной стадии (в верхнеолигоцен-верхнемиоценовую) интенсивные горообразовательные движения приводят к общему воздыманию Антикавказа. Области осадконакопления резко сокращаются и смещаются на юг — Среднеараксинская впадина, где продолжается накопление молассовых толщ. Области же вулканической активности проявляются в пределах Айоцдзора, Варденисского хребта и бассейна оз. Севан. Вулканизм носит наземный характер и отличается развитием преимущественно кислых продуктов. Это потоки, экструзивные тела, дайки, а также туфы, туфобрекчии дацитов, липаритов и реже трахиандезитов, трахилипаритов. В пределах Зодского рудного поля на продолжении Восточно-Севанского хребта, к этому возрасту относятся липариты низов басаргерачской свиты, абсолютный возраст которых дал

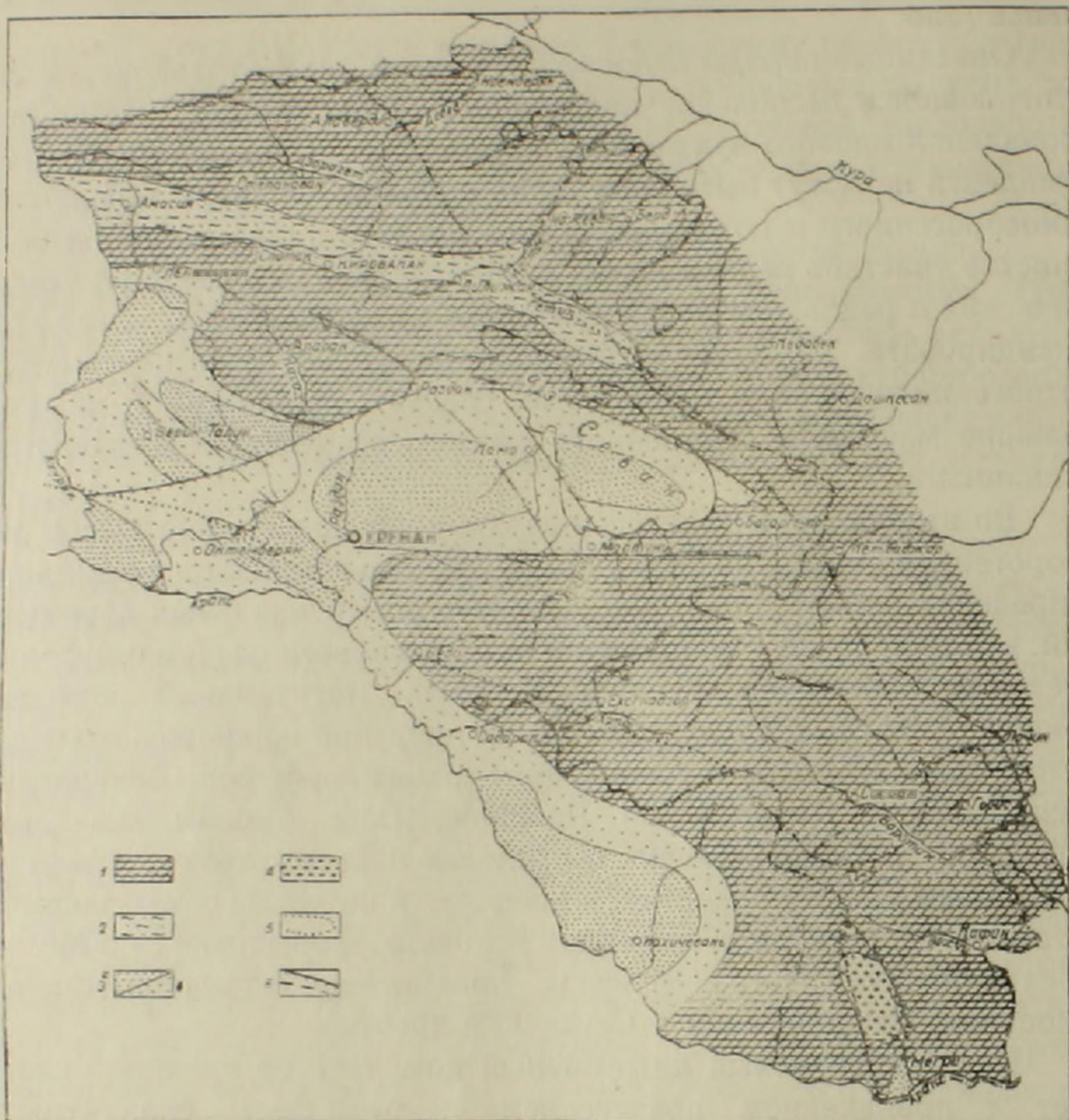
$22 \pm 1,5$ млн. лет [40]. Санидиновые трахилипариты бассейна р. Гетик (абсолютный возраст 25 ± 2 млн. лет) слагают небольшое экструзивное тело.

Описанные породы относятся к единой липаритовой формации, отличающейся несколько повышенной щелочностью. Масштабы проявления кислого вулканизма верхнеолигоцен-нижнемиоценового комплекса не могут быть пока точно оценены. Области проявления раннеорогенного и позднеорогенного кислого вулканизма на большинстве участков перекрываются, а отсутствие надежных стратиграфических и радиологических критериев не позволяют их четко стратифицировать. Учитывая широкое развитие для этого периода гранитного интрузивного магматизма, следует, по-видимому, полагать большие масштабы синхронного кислого эффузивно-экструзивного вулканизма.

Во вторую верхнеолигоцен-верхнемиоценовую подстадию раннеорогенной стадии, на фоне общего блоково-глыбового воздымания, в пределах блоков с большой амплитудой вертикальных перемещений, в тесной связи с молодыми и омоложенными разломами формируется верхнеолигоцен-нижнемиоценовый интрузивный комплекс приповерхностных, субвулканических интрузий порфировидных гранитов, гранодиоритов и гранодиорит-гранит-порфиров (Вохчинский, Казанличский, Шенатагский, Прошибердский, Анкаванские дорудные дайки?). Одновременно в пределах блоков с относительно замедленным темпом поднятий, в пределах и по краям замыкающихся остаточных прогибов, в наземных условиях, формируются эффузивно-субвулканические комплексы липаритовой формации (Сисиан, Айоцдзор, Варденисский и Севанский хребты).

Нижнемиоценовый интрузивный комплекс во времени совпадает с проявлением предсреднемиоценовой фазы складчатости. Интрузии представлены многократными (субфазы и дополнительные интрузии) штокообразными телами и поясами многочисленных даек гранит-гранодиорит-порфиров. Характерными чертами субвулканической гранитовой формации являются лейкократовый, порфировидный облик гранитов и гранодиоритов, слабо выраженные явления контаминации, анхиэвтектический состав, повышенная калиевая щелочность и широко проявленные процессы калиевого метасоматоза. Нижнемиоценовый гранитовый комплекс молибденоносных гранитоидов в пределах Мегринского плутона и Баргушатской группы выделен Р. Х. Гукасяном и Б. М. Меликсетяном [21] по данным радиологических и петрологических исследований. Аналогичный комплекс в Айоцдзоре выделен Г. А. Казаряном [27]. Данные абсолютного возраста для интрузивов этого комплекса следующие: Вохчинского — 21 — 24, Казанличского — 24 — 25, Газминского — 27 млн. лет. По петрографо-минералогическим особенностям и формационному типу к указанному комплексу, по мнению Б. М. Меликсетяна [24], близки и дорудные дайки Анкаванского рудного поля, хотя

и по радиологическим данным (30—35 млн. лет) они относятся к нижнеолигоценному комплексу.



Фиг. 6. Палеотектоническая схема раннеорогенной стадии ($Pg_3^3 - N_1^3$). 1. Области поднятия и размыва. 2. Сланценосно-молассовая формация. 3. Терригенные и соленосные молассовые формации (а — большой мощности, б — малой мощности). 4. Интрузивы субвулканической гранитовой формации. 5. Контуры распространения мио-плиоценовой пролювиально-вулканогенной свиты. 6. Разломы.

Позднеорогенная стадия

Позднеорогенная стадия охватывает время от мэотиса и до антропогена включительно и протекает в две подстадии:

а) верхний миоцен (мэотис) — средний плиоцен; б) верхний плиоцен — четвертичный.

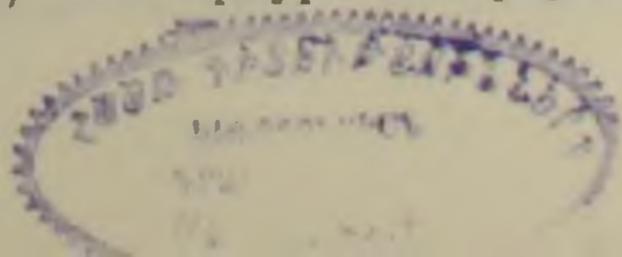
В конце верхнего миоцена (перед мэотисом) происходят новые мощные тектонические движения, в результате чего площадь накопления осадков в остаточных прогибах резко сокращается и Антикавказ в целом испытывает общее поднятие, регрессию и, начиная с мэотиса, он вступает в континентальную фазу развития. Миоцено-

вые отложения Среднеараксинской депрессии сминаются в складки, образуются соляные структуры и депрессия в целом испытывает поднятие. В центральной части Антикавказа на фоне общего блокового поднятия происходят дифференцированные движения, обусловившие интенсивное проявление кислого субщелочного вулканизма (трахилипаритовая формация). Вулканизм носил эксплозивный характер и развивался в бортовых частях остаточных прогибов (Эльпинский, Амулсарский и др.) вдоль разломов. Это, главным образом, эффузивы и экструзии трахилипаритового состава, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники, которые развиты на Варденисском хребте, в Западном Айоцдзоре, в бассейне оз. Севан и других районах, и большинством исследователей выделяются как мио-плиоценовые [8, 18, 42, 48]. Верхнемиоценовыми являются экструзии и вулканические образования санидиновых трахилипаритов и андезитодацитов Западного Айоцдзора (сс. Эльпин-Ринд-Зовашен). Первые прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижне-среднего олигоцена и перекрываются вулканогенно-обломочной свитой, наиболее вероятный возраст которой — верхний миоцен [18]. Радиологические определения абсолютного возраста пород этой формации в среднем составляют 12,5 млн. лет.

В нижнем-среднем плиоцене в центральной части Антикавказа, на территории от Ахалцихского остаточного прогиба на северо-западе и до Сюника на юго-востоке, происходит накопление мощных (до 1 км) свит вулканогенно-обломочных образований андезитдацитовой формации, отлагавшихся в озерно-континентальных условиях — Вохчабердская и Годерзская свиты и их стратиграфические эквиваленты. Образования эти представлены туфобрекчиями, агломератовыми туфами, агломератами, туфопесчаниками, конгломерато-брекчиями, переслаивающимися с потоками и покровами лав и пронизанными дайками и силлами. Формирование этих свит связано с деятельностью полигенных вулканов. Одновременно происходило образование специфичной эффузивно-субвулканической серии той же формации с подчиненным развитием приповерхностных интрузий. Породы этой серии образуют экструзии, лакколиты, сфенолиты, пластовые тела, дайки, потоки и покровы в пределах Цахкуняцкого и Сюникского хребтов, Нахичеванской впадины, Айоцдзор-Ордубадского синклинория.

Главная масса пород формации представлена андезитами и дацитами; менее развиты базальты, андезито-базальты, андезито-дациты и реже липарито-дациты. Все они выражены нормальной известково-щелочной серией. Абсолютный возраст представителей формации 7—10 млн. лет.

Позднее к отдельным наиболее жестким и приподнятым участкам в зоне Анкавано-Сюникского разлома (Гегамское и Варденисское нагорья, Западный Айоцдзор) было приурочено формирование



трахиандезитовой формации. Характер вулканизма ареальный; породы формации слагают купола, дайки, потоки, покровы, брекчии и туфы. Породы трахиандезитовой формации налегают на вохчабердскую свиту и несогласно перекрываются верхнеплиоценовыми и четвертичными образованиями. Возраст этой формации 4,5—5 млн. лет.

Основная часть формации представлена трахиандезитами. В состав ее входят также трахидациты, дациты, трахиандезито-базальты, трахилипариты, щелочные базальтоиды, липарито-дациты.

В конце среднего плиоцена, вслед за формированием трахиандезитовой формации, происходят сравнительно слабые складкообразовательные движения, обусловившие дислокацию образований верхнего миоцена — среднего плиоцена.

В первой половине верхнего плиоцена происходит общее опускание страны. Ослабление дифференциальных движений приводит к пенеппенизации рельефа, соответствующей акчагыльской трансгрессии в Куринской впадине и в Закаспии. В среднем-верхнем акчагыле вновь усиливаются тектонические движения, выразившиеся в сводово-глыбовых поднятиях древних антиклинальных сооружений и грабенообразных опусканиях синклинальных впадин. Эти явления сопровождались оживлением глубинных разломов (Анкавано-Сюникского) и образованием новых крупных разрывов, приуроченных, главным образом, к границам растущих горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. В это же время в унаследованных от миоцена тектонических депрессиях (Севанской, Ширакской, Ленинаканской) и новообразованных впадинах (Воротанская) формируются водоемы, в которых происходит накопление пресноводно-озерных осадков. В результате всего этого структура страны приобретает современный складчато-глыбовый характер.

Вулканические явления верхнеплиоцен-четвертичного времени тяготеют к зоне Транскавказского поперечного поднятия и к зоне Анкавано-Сюникского глубинного разлома. Вулканизм этих зон различается по ряду признаков; исключение составляет район г. Арагац, который, располагаясь в месте пересечения указанных структурных единиц, отличается сложностью эруптивных явлений и магматизма, носящих черты, характерные для Транскавказского поднятия с одной стороны, и зоны Анкавано-Сюникского разлома — с другой.

В зоне Транскавказского поперечного поднятия верхнеплиоцен-четвертичный вулканизм приурочен к области Джавахетских гор, массивам Арагац, Араилер, Арарат. История развития вулканизма этих областей сходна и носит ряд принципиально общих черт.

Начало вулканической деятельности в зоне ознаменовалось трещинными излияниями лав базальтовой формации, наиболее типичные представители которой известны как «долеритовые базальты». Лавы формации выходят далеко за пределы перечисленных горных сооружений, обычно образуя обширные, нивелирующие

рельеф, покровы-поля. Извержения, происходившие из системы линейных вулканов, были многократными, местами доставляя на поверхность до 20 потоков небольшой мощности.

Формация выражена оливиновыми базальтами немного повышенной щелочности с долеритовой структурой основной массы. С базальтами подчиненно ассоциируются андезит-базальты, часть которых также «долеритовая». Верхнеплиоценовый возраст базальтов у большинства исследователей не вызывает сомнений: подкрепляется он геологическими и палеомагнитными данными [2, 5, 8, 58].

В ходе роста Транскавказского поднятия вслед за базальтами происходили извержения пород андезит-дацитовой формации, которыми, в основном, и сложены горные массивы этой зоны. Формирование формации, вероятно, продолжалось без значительных перерывов с верхнего плиоцена до антропогена включительно; верхнечетвертичный возраст наиболее поздних ее членов бесспорен [8, 14, 43, 50, 58].

Образование формации связано с полигенными вулканами (Арарат, Арагац, отдельные центры Ахалкалакского нагорья), моногенными центрами и, реже, трещинными извержениями. Продукты извержений выражены лавами, экструзивными и обломочными разностями, игнимбритами; в этом смысле наибольшим разнообразием пользуются вулканиты г. Арагац. Преобладающими в формации являются андезиты и дациты, причем последние нередко выделяются повышенной щелочностью; в меньшей степени развиты андезитодациты и андезит-базальты. В общем для формирования формации характерна смена пород среднего состава более кислыми, хотя и известны случаи более сложного хода извержений [56, 58].

В зоне Анкавано-Сюникского разлома продукты верхнеплиоцен-антропогенового вулканизма образуют полосу, протягивающуюся с юго-востока на северо-запад через Сюник, Айоцдзор-Варденис, Гегамское нагорье, г. Арагац, Карсское плато. По всей полосе отчетливо выделяются две формации: липаритовая (верхний плиоцен) и андезит-базальтовая (антропоген).

Породы липаритовой формации по мнению многих исследователей имеют верхнеплиоценовый возраст [8, 14, 30, 58]: в местах стыка вулканических продуктов, связанных с Транскавказским поднятием и зоной Анкавано-Сюникского разлома, липариты налегают на базальты и перекрываются четвертичными вулканитами. Характер вулканизма ареальный. Центры извержений представлены куполами (до 20), которые группируются в пределах современных нагорий (Сюникское, Гегамское, Арагацское) и Карсского плато, кучно располагаясь в водораздельных и периферических частях; возникли они на локальных трещинах близмеридиональных направлений [30]. Возможно, что купола питались изолированными неглубокими очагами, общими для каждой отдельной области [29, 30].

Продукты деятельности выражены лавами, обсидианами, перлитами, брекчиями, нередко образующими потоки агломератового типа. Помимо липаритов в состав формации входит и небольшое количество липарито-дацитов, причем в ряде случаев их извержением завершается деятельность вулканов [30].

На границе верхнего плиоцена и антропогена, после небольшого перерыва, в зоне Анкавано-Сюникского разлома начались извержения андезито-базальтовой формации, длившиеся до голоцена включительно. Извержения, группировавшиеся в три возрастных этапа, носили ареальный и, отчасти, трещинный характер.

В покровах лав формации, занимающих площадь до 4500 км², преобладают андезито-базальты; в меньшей мере развиты андезиты и базальты. Для всех пород, в общем относящихся к известково-щелочной серии, характерна повышенная щелочность.

В границах этих общих характеристик каждая область отличается своей вулканической историей и магматической спецификой [28, 29, 59]. Считается, что эти различия определяются существованием областных периферических неглубоких очагов, в которых происходило окончательное формирование состава лав. Очаги снабжались единой базальтовой магмой, поступающей с больших глубин посредством глубинного разлома; вулканы же сообщались с очагом с помощью локальных, недолговечных трещин [28, 29].

Образование промежуточных очагов и системы локальных трещин связано с воздыманием зоны Анкавано-Сюникского разлома в четвертичное время, когда на общем фоне поднятия начали выделяться отдельные «вздутия» (возможно имеющие характер блоков), к которым и приурочены вулканические нагорья зоны. Не исключено, что структурное и магматическое обособление областей в зоне началось еще в верхнем плиоцене, и уже по-своему отражалось в образовании липаритовой формации.

Следует оговориться, что на юго-восточном окончании зоны Анкавано-Сюникского разлома, в районе Ишхансарского массива, развиты формации, характерные для Транскавказского поднятия, часть которых связана с центром извержения полигенного типа. Этот факт можно объяснить связью указанного массива с поперечным поднятием по линии Южный Сюник — Лачин — Агдам.

В заключение следует подчеркнуть, что в верхнеплиоцен-четвертичное время магматизм поперечных и продольной зон, резко различаемый по ряду черт, развивался параллельно, изолированно, с небольшим запозданием в полосе Анкавано-Сюникского разлома. В самом начале имело место одновременное извержение резко контрастных серий (базальтовой и липаритовой), связанное с различными структурными единицами.

З а к л ю ч е н и е

Этапы тектонического развития, типы возникающих структур, особенности становления и размещения разновозрастных осадочных, магматических и рудных формаций в пространстве и во времени отчетливо выявляют направленный характер геологической истории Антикавказа (табл. 1).

1. Байкальский-каледонский (?) этап характеризуется геосинклинальным типом развития, исключительной тектонической подвижностью и проницаемостью коры, с возникновением регионально-метаморфизованных пород зелено-сланцевой фации. Масштабы и особенности магматизма данного этапа трудно поддаются расшифровке.

2. Варисский этап отличается субплатформенным режимом развития с почти полным отсутствием или весьма ограниченным проявлением эффузивной андезитовой формации (?).

3. Альпийский этап (собственно геосинклинальный и орогенный) знаменует собой качественно новую фазу развития, характеризующуюся интенсивной тектонической активностью земной коры, разнообразными условиями накопления осадочных толщ, мощно проявленным магматизмом и интенсивной эндогенной минерализацией.

4. Собственно геосинклинальный подэтап развития Антикавказа по характеру геотектонического развития, условиям образования и типам осадочных и магматических формаций подразделяется на 3 стадии — раннеальпийскую, среднеальпийскую, позднеальпийскую.

Раннеальпийская стадия характеризуется раскалыванием доальпийского субстрата, возникновением глубинных разломов и формированием Сомхето-Кафанского эвгеосинклинального прогиба, характеризующегося наличием специфического ряда эффузивных (андезитовая, плагиолипаритовая, андезито-дацитовая) и интрузивных (плагиогранитовая и диоритовая) формаций, отличных от формационных рядов первичных геосинклиналей.

Среднеальпийская стадия, в отличие от раннеальпийской, характеризуется наличием групп формаций, свойственных инициальному магматизму первичных прогибов. При этом в длительно развивающихся, преимущественно продольных геосинклинальных трогах (Севано-Акеринский, Еревано-Вединский) формируются интрузивные (гипербазитовая, пироксенит-габбровая, габбро-диабазовая) и эффузивные (спилит-диабазовая) формации, несколько отличающиеся от магматических формаций, возникающих в поперечных прогибах (оливин-базальтовая, габбро-диоритовая).

Позднеальпийская стадия по типу развивающихся структур (Севано-Ширакский, Айоцзор-Ордубадский) и набору магматиче-

ских формаций (эффузивная—андезитовая, интрузивная—габбро-диорит-гранодиоритовая) в определенной степени сходна с раннеальпийской стадией, отличаясь от последней кратковременностью развития и сравнительно ослабленным проявлением магматизма.

5. Орогенный подэтап характеризуется последовательным, хотя и неодновременным замыканием позднеальпийских прогибов в связи с интенсивной складчатостью, специфичным набором магматических формаций и формированием Антикавказского складчато-глыбового сооружения, испытывающего длительное дифференцированное воздымание.

Раннеорогенная стадия в начальную фазу характеризуется возникновением в остаточных прогибах в субэпиральных условиях параллельных рядов эффузивных (андезитовая и трахиандезитовая) и соответствующих интрузивных (габбро-монзонит-сиенитовая и щелочно-сиенитовая) формаций, тесно связанных с активизацией Анкавано-Сюникского разлома. Во вторую фазу в связи с развитием молодых продольных и поперечных разломов, интенсивным блоково-глыбовым воздыманием и «гранитизацией» субстрата формируется самостоятельная липаритовая и гранитовая формации.

Позднеорогенная стадия характеризуется дифференцированным блоково-глыбовым воздыманием, ликвидацией остаточных прогибов, возникновением горных цепей, межгорных и краевых впадин. В начальную подстадию, одновременно в пределах блоков с различной амплитудой вертикальных движений, последовательно формируются своеобразные эффузивно-субвулканические формации (трахилипаритовая, андезито-дацитовая, трахиандезитовая). Во вторую подстадию дифференцированные блоковые поднятия и опускания, оживление древних и возникновение новых продольных разломов приводят к формированию одновременно параллельных эффузивных формаций: липаритовая и андезито-базальтовая в полосе Анкавано-Сюникского разлома и оливин-базальтовая и андезит-дацитовая в зонах поперечных—Транскавказского и Ишхансарского поднятий.

6. Периодизация истории геотектонического развития и формационный анализ магматизма, позволяют отметить проявление, по-видимому, четырех типов магм: первичных — гипербазитовой и оливин-базальтовой, геосинклинально-орогенной-андезитовой и орогенной-гранитоидной, что связано с особенностями строения и развития земной коры на данном участке.

7. Пространственная и возрастная сопряженность интрузивных и эффузивных формаций, приуроченность их к одним и тем же тектоническим структурам в отдельные стадии развития указывают на возможность существования парагенитической связи между ними, не подразумевая при этом общности магматического очага и исходной магмы.

8. Наблюдается определенная пространственная и временная

связь магматических формаций с отчетливо волнообразным развитием с СЗ на ЮВ различных структурных элементов.

Анкавано-Сюникский долгоживущий разлом контролирует проявление андезитового ряда формаций, как в ранне- и позднеальпийскую, так и в ранне- и позднеорогенную стадии, а также в раннеорогенную габбро-монцонит-сиенитовую формацию.

С заложением Севано-Акеринского и Еревано-Вединского разломов тесно связано возникновение гипербазитовой, приоксенит-габброзой и спилит-диабазовой формаций.

9. Выявляется роль поперечных структур в возникновении и пространственном размещении оливин-базальтовой формации как в среднегеосинклинальную, так и в позднеорогенную стадии. В участках сочленения поперечных и продольных структур существенное развитие приобретают кислые и щелочные магматические формации. Орогенные эффузивные (липаритовая) и интрузивные (гранитовые) формации связаны с молодыми разноориентированными разломами в пределах интенсивно воздымающихся блоков.

Интрузивные формации собственно геосинклинального подэтапа приурочены к зоне центрального поднятия Севано-Ширакского синклинория и к брахиантиклинорным структурам Сомхето-Кафанской зоны и Цахкуняцкого блока и представляют собой своеобразные, длительно развивающиеся брахиантиклинории, контролирующие магматизм.

10. Устанавливается достаточно отчетливая связь интрузивных формаций с фазами складчатости. Интрузивные формации возникают в связи с фазами складчатости, обуславливающими коренную перестройку в геотектоническом плане, т. е. инверсию геотектонического режима. Такими эпохами являлись предверхнеюрская, преднижнемеловая, предверхнеэоценовая, предолигоценовая и предсреднемиоценовая. В то же время предпалеогеновая фаза складчатости, не являясь инверсионной, характеризуется незначительным развитием плутонизма, особенно гранитоидного.

11. Направленный характер тектоно-магматического развития Антикавказа отчетливо проявляется в закономерном изменении химизма возникающих магматических формаций, как в течение отдельных стадий, так и при переходе от собственно геосинклинального этапа к орогенному. Это выражается в смене известково-щелочных (с пониженной щелочностью) отчетливо натриевых ассоциаций раннеальпийской стадии известково-щелочными ассоциациями, повышенной (натриевой) щелочности среднеальпийской стадии, известково-щелочными ассоциациями нормальной щелочности позднеальпийской стадии, и далее орогенными щелочно-известковыми (с повышенной щелочностью) существенно калиевыми ассоциациями с возрастанием роли редкометальной геохимической и металлогенической специализации. Общей особенностью геосинклинальных и орогенных формаций является их повышенная глиноземистость и известковистость.

Ա. Ա. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ, Գ. Ս. ԲԱՂԳԱՏԱՐՅԱՆ, Գ. Ս. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ,
Բ. Մ. ՄԵԼԻՔՍԵՅԱՆ, Բ. Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ, Ա. Խ. ՄԱՅԱԿԱՆՅԱՆ

ԳԵՈՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԶԱՐԳԱՑՄԱՆ ԵՎ ՄԱԿԵԱՏԻԿ ԳՈՐԾՈՒՆԵՈՒԹՅԱՆ
ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԷՏԱՊՆԵՐԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՈՇ ՍԱՀՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Անտիկոլկասի տեկտոնամագմատիկ պատմության զարգացումը ստորաբաժանվում է երեք էտապի՝ Բայկալյան-Կալեդոնյան (?), Վարիսցյան և Ալպիական: Առաջին երկու էտապների մագմատիզմը շատ սահմանափակ է և դեռևս չի ստացվել իր միանշանակ վերծանումը: Ալպիական էտապը զարգացման որակապես նոր ֆազ է, որը բնորոշվում է բուն տեկտոնական ակտիվությամբ, նստվածքային հատվածքների կուտակման բազմազան պայմաններով, հոր մագմատիզմով և էնդոգեն հանքայնացմամբ:

Առանձնացվում են գեոտեկտոնական զարգացման բուն գեոսինկլինալային ($I_1 - Pg_2^3$), և օրոգենիկ ($Pg_2^3 - Q$) ենթաէտապներ: էֆուզիվ և ինտրուզիվ ֆորմացիաների տիպերի և առանձին ստրուկտուրային էլեմենտների զարգացման միջև նկատվում է որոշակի ուղղվածություն և փոփոխարձ պայմանավորվածություն (աղյուսակ 1):

Հաստատվում է մագմատիզմի տարածական, ժամանակային կապը ուսիռնայ բեկվածքների, լայնակի ստրուկտուրաների, ծալքավորման ֆազերի և այլ գործոնների հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
2. Адамян А. А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 6, 1961.
3. Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1963.
4. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, 1962.
5. Акопян Ц. Г. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (Арм. ССР). ДАН Арм. ССР, т. XXI, № 5, 1955.
6. Аракелян Р. А. Палеозой. «Геология Армянской ССР, т. II. Стратиграфия». Изд. АН Арм. ССР, 1964.
7. Арутюнян Г. С. Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XX, № 1—2, 1967.
8. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
9. Багдасарян Г. П. Щелочные горные породы центральной части Армянской ССР. В сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.
10. Багдасарян Г. П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. В сб. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения». Изд. «Наука», 1966.
11. Багдасарян Г. П., Ширинян К. Г. К генезису изверженных горных пород на примере изучения глубинного и эффузивного магматизма Армении. В сб.

| Этапы | Подэтапы | Стадии и подэтапы | Типы и наименование структур | Тектонический режим | Формации | | | Абсолютный возраст формаций в млн. лет | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|---|--|---|
| | | | | | осадочные и вулканогенно-осадочные | эффузивные | интрузивные | | | |
| Орогенный (Pg ₃ ³ -Q) | Позднеорогенная (N ₁ ³ -Q) | N ₁ ³ -Q | Антикавказское дифференцированное геосинклинальное поднятие | Среднеараксинская, Ширакская, Воротанская, Селанская наложные впадины | Дифференцированные блоковые поднятия и опускания, оживление древних разломов, возникновение новых поперечных разломов (N ₂ ³ -Q) | Диатомитовая и др. пресноводно-озерные, алялувиально-пролювиальные, ледниковая | В полосе Анкаван-Сюникского глубинного разлома Андезит-дацитовая Липаритовая | В зоне Транскавказского поперечного поднятия Андезито-базальтовая | | |
| | | | | | Дифференцированные блоковые поднятия (N ₁ ¹⁻²) Предтектоническая фаза складчатости интенсивное поднятие Общее опускание палеопланиция гарматская ингрессия (N ₂ ²⁻³) Интенсивное воздымание Антикавказа начало заложения Среднеараксинской впадины (Pg ₃ ³ -N ₁ ¹) | Пролувиально-вулканоогенная (N ₁ ¹⁻²) Терригенная и солесодержащая (N ₁ ²⁻³) Угленосно-молассовая (Pg ₃ ³ -N ₁ ¹) Пестроцветная молассовая (Pg ₃ ²⁻³) | Трахиандезитовая Андезит-дацитовая Трахилипаритовая | Субвулканическая гранитовая | 4-5 7-10 12,5 20-24 23-25 | Айодзор-Ордубадский синклиорий |
| | | | | | Памбакский, Лорский и др. остаточные прогибы | Терригенная-раннемолассовая (Pg ₃ ¹⁻²) Вулканогенно-обломочная и терригенная (Pg ₃ ³) | Трахиандезитовая Андезитовая | Снепитовая Габбро-мошонит-снепитовая | 35-38 36-38 37-39 36-39 | Памбакская синклиналь Севаоп-Ширакский и Айодзор-Ордубадский синкл. |
| геосинклинальный (J-Pg ₂ ²) | Поздосинклинальная (Pg ₁ ¹ -Pg ₂ ²) | Pg ₁ ¹ -Pg ₂ ² | Сомхето-Карабахское, Анкаван-Зангезурское, Арагинское? антиклинальное поднятие | Прикуринский, Севано-Акеринский, Ервандо-Ведикский, Айодзорский наложные прогибы | Геосинклинальное воздымание и складчатость (предверхнеэоценовая) | Терригенно-флишевая (Pg ₂ ²) | Липаритовая Андезитовая | Габбро-диорит-гранодиоритовая Габбро-диоритовая | 40-46 46-48 48-50 49-55 | Севано-Ширакский синклиорий |
| | | | | | Интенсивное прогибание (Pg ₂ ²) Начало прогибания (Pg ₁ ¹ -Pg ₂ ²) | Известняковая (Pg ₂ ¹) Терригенно-флишевая (Pg ₁ ¹) | | | | |
| Сообщственно | Среднесинклинальная (C ₁ ¹ -C ₁ ²) | C ₁ ¹ -C ₁ ² | Сомхето-Карабахское, Анкаван-Зангезурское, Арагинское? антиклинальное поднятие | Прикуринский, Севано-Акеринский, Ервандо-Ведикский, Айодзорский наложные прогибы | Складчатость и интенсивное дифференцированное поднятие (данний) | Терригенно-флишевая (данний) | Липаритовая Базальт-андезитовая Спилит-диабазовая | Мигматит-гранитовая Габбро-диоритовая Габбро-диабазовая Пироксенит-габбровая Гипербазитовая | 82-84 73-80 80-95 | Шахуняцкий антикл. Прикуринская зона Шахуняцкий антикл. Севано-Акеринский прогиб Офиолитовый пояс Антикавказа |
| | | | | | Сравнительно стабильный тектонический режим (кампан-маастрихт) Интенсивное прогибание (турон-сантон) Начало заложения геосинклинальных прогибов и глубинных разломов | Карбонатная (кампан-маастрихт) Вулканогенно-обломочная (коньяк-сантон) Карбонатно-терригенная (верхний турон) Терригенно-глаукоконитовая (альб-сеноман) | | | | |
| Раннесинклинальная (J-C ₁) | J ₂ -C ₁ | J ₂ -C ₁ | Армянская геосинклиналь | Сомхето-Кафанский эвгеосинклинальный прогиб | Геосинклинальное воздымание (непком) | Карбонатная (баррем) Вулканогенно-обломочная (келловей-валяжин) | Липаритовая Андезит-дацитовая | Диоритовая | 114-115 127-109 132-136 | Кафанский антикл. Шахуняцкий антикл. Алавердский антикл. |
| | | | | | Дифференцированное прогибание (J ₂) | | | | | |
| Раннесинклинальная (J-C ₁) | J ₁ -J ₂ | J ₁ -J ₂ | Армянская геосинклиналь | Сомхето-Кафанский эвгеосинклинальный прогиб | Геосинклинальное воздымание (предкелловейская фаза, бат) | Карбонатная (баррем) Вулканогенно-обломочная (келловей-валяжин) | Липаритовая Андезитовая | Плагногранитовая | 144-146 149-169 162-165 | Шамшадинский антикл. Шахуняцкий антикл. Алавердский антикл. |
| | | | | | Максимальное интенсивное прогибание (байос) Начало геосинклинального прогибания (J ₁) | Терригенно-граувакковая (J ₁) | | | 154-166 | Сомхето-Кафанский антикл. |
| Варисийский (D-T) | Поздневарисийский (D-C ₁) | D-C ₁ | Закавказское поднятие | Приараксинский прогиб | Слабо дифференцированные, субплатформенного типа прогибы и поднятия | Угленосно-молассовая (T ₂) Известняковая (P-T ₂) Терригенно-фосфоритовая (C ₁ -C ₁) Известняковая (D ₂) Терригенная (D ₁) | Андезитовая | | | |
| | | | | | | | | | | |
| Байкальский-Камчатский (P ₃ -C ₁) | | | | | Геосинклинальный | Метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы, представленные актинолитовыми, хлоритовыми, кварц-слюдистыми и др. сланцами с пачками и прослоями рассланцованных диабазов, андезитов, мраморов и доломитов. | Гранитоиды? Габброиды Аноперидотиты | 151-108 160-184 190 160-214 278 р-н с. Сварани 233-297 | Паракар-Енгиджа* Арзакан-Апаран р. Асрик Севанский др. р-н с. Сварани р. Ахум | |

* Указан возраст последнего метаморфизма по данным К-Аг метода.

- «Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород». Изд. АН СССР, 1963.
12. Баласанян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. ЕрГУ, Ереван, 1963.
 13. Бархатов Б. П. Палеозойская история и северная граница альпийского складчатого пояса юга СССР. Вестник ЛГУ, № 24, 1966.
 14. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
 15. Габриелян А. А. Эффузивный вулканизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., т. XIII, № 6, 1960.
 16. Габриелян А. А. Интрузивный вулканизм и тектоника. ДАН Арм. ССР, т. XXXIII, № 2, 1961.
 17. Габриелян А. А. Магматизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1964.
 18. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван 1964.
 19. Габриелян А. А. Тектоническая карта Армянской ССР. «Геотектоника», № 4, 1966.
 20. Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1966.
 21. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, №№ 3, 4, 5, 1965.
 22. Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении. В сб. «Вопросы геологии Кавказа», Изд. АН Арм. ССР, 1964.
 23. Джрбашян Р. Т. Петрохимические особенности и эволюция эоценового вулканизма Базумского хребта. В сб. «Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
 24. Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
 25. Казарян Г. А. Магматические комплексы Алавердского рудного района. Автореф. кандид. дисс., Москва, 1962.
 26. Казарян Г. А. К вопросу происхождения плагиогранитов. В сб. «Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
 27. Казарян Г. А., Куюмджян А. Г., Чибухчян З. О. О возрастном расчленении магматических пород Варденисского нагорья. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
 28. Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора (Армения). В сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма», Изд. АН СССР, М., 1963.
 29. Карапетян К. И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. В сб. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». Изд. «Наука», 1966.
 30. Карапетян С. Г. Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении. Сб. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». Изд. «Наука», 1966.
 31. Кетин И. Тектонические структуры Анатолии. «Геотектоника», № 3, 1966.
 32. Котляр В. Н. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. ЗВМО, 2-ая серия, ч. 69, вып. 2—3. Изд. АН СССР, М.—Л., 1940.
 33. Котляр В. Н. Памбак. Изд. АН Арм. ССР, 1958.

34. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», 1964.
35. Леонтьев Л. Н., Ханн В. Е. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. ДАН СССР, т. IXV, № 1, 1949.
36. Леонтьев Л. Н., Ханн В. Е. К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
37. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. X, № 4, 1957.
38. Малхасян Э. Г. Развитие вулканической деятельности и основные петрохимические особенности вулканогенных образований Алавердского рудного района. В сб. «Вопросы геологии Кавказа». Изд. АН Арм. ССР, 1964.
39. Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартазарян Ж. С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XX, № 1—2, 1967.
40. Меликян Л. С. Возраст и условия формирования верхнетретичной вулканогенно-осадочной толщи Зодского рудного поля. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
41. Мелконян Р. Л. К вопросу о генезисе плагиогранитов и трондьемитов (на примере Алавердского района). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 6, 1965.
42. Милановский Е. Е., Ханн В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, М., 1963.
43. Милановский Е. Е. Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа. «Геотектоника», № 3, 1966.
44. Мкртчян К. А. О фазах эвгеосинклинального магматизма. В сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд. «Наука», 1964.
45. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
46. Мнацаканян А. Х. Меловые вулканические серии Северной Армении и связанное с ними минералообразование. Автореф. кандид. дисс., Ереван, 1964.
47. Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1967.
48. Остроумова А. С. Базальто-трахитовая формация Малого Кавказа. В сб. «Щелочные вулканические формации складчатых областей». Изд. «Недра», Л., 1967.
49. Паланджян С. А. К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 1, 1965.
50. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
51. Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6, 1959.
52. Сарксян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклиория. Изд. «Митк», Ереван, 1966.
53. Татевосян Т. Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Амарийского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
54. Тектоника Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин. Изд. «Наука», М., 1966.
55. Туманян Г. А. Новые данные о возрасте Кохбской интрузии. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 5, 1966.
56. Харазян Э. Х. Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского

- плато в разрезе вулканического комплекса Джавахетского хребта. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 5, 1966.
57. Чибухчян З. О. Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузивов Центральной складчатой зоны Армении). Изв. АН Арм. ССР, Науки и Земле, № 6, 1966.
 58. Ширинян К. Г. Антропогенный вулканизм Армении. В сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, М., 1962.
 59. Ширинян К. Г. Петрохимические особенности молодого (верхнеплиоценового-постплиоценового) вулканизма Армении. В сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
 60. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1966.
 61. Штеклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1, 1966.
 62. Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. БМОИП, отд. геол., № 5, 1965.

П. Л. ЕПРЕМЯН

ГЛАВНЕЙШИЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ АРМЕНИИ

Основные тектонические структурные элементы Армении

Вопрос взаимосвязи рудообразования со структурами различных порядков и магматизмом имеет чрезвычайно большое теоретическое и практическое значение.

Изучая металлогению Армении, И. Г. Магакьян [4] особо подчеркивал роль главнейших структур, выделяя три металлогенические области, соответственно приуроченные к определенным структурам. Некоторые геологи возражают против этой схемы. Автор на основании детального анализа рудоконтролирующих структур Армении пришел к выводу, что подразделения, сделанные И. Г. Магакьяном в 1958 г., отлично согласуются с главными структурами Армении.

Изучая закономерное размещение медного оруденения на территории Армении, Б. С. Вартапетян [1] совершенно правильно подчеркивал роль главной рудоконтролирующей структуры, особенно роль антиклинориев. Таковы Алаверди-Кафанская антиклинальная зона с Кафаским, Алавердским и Бердским антиклинориями

Помимо антиклинальных структур, автор настоящей статьи выделяет как основные рудоконтролирующие структуры в Армении также краевые части среднеальпийских прогибов и синклинориев.

По истории геологического развития и возрасту структур, территория Армении делится на три структурно-фациальные зоны: центральную, юго-западную и северо-восточную. Центральная зона сложена структурами, созданными в байкальском, каледонском и герцинском циклах развития, юго-западная — герцинскими структурами, а северо-восточная — раннеальпийскими. Все эти разновозрастные структуры представляют собой антиклинальные поднятия, между которыми располагаются среднеальпийские синклинальные прогибы.

Структуры байкальско-каледонского возраста, являющиеся фундаментом для герцинских и альпийских структур, сложены протерозой-палеозойским метаморфическим комплексом.

Байкальско-каледонские структуры своим расположением в плане отличаются от вышележащих — герцинских и альпийских. Они имеют северо-восточное близмеридиональное простирание, в то время, как герцинская и альпийская складчатости ориентированы в северо-западном направлении и осложняют Анкаванский и Сюникский антиклинории.

Герцинские структуры занимают юго-западную структурно-фациальную зону, где образуют ряд антиклинальных поднятий, повсюду сложенных нормальными осадочными образованиями.

Северо-восточная структурно-фациальная зона Армении занята раннеальпийскими структурами, сложенными осадками юрского и нижнемелового возраста. В отличие от герцинского этапа в это время прогибание сопровождается интенсивными проявлениями магматизма. Часто эффузивный магматизм чередовался с интрузивным. Отдельные ядра зарождающихся антиклинорий начали возникать еще в среднеюрское время, перед келловеем. При этом верхнеюрские образования отлагались по периферии растущих антиклинорий. После верхней юры рост антиклинальных поднятий продолжается непрерывно в нижнемеловое время, причем отлагавшиеся в синклиналиях нижнемеловые осадки имеют меньшие мощности на севере (Иджеванский синклинорий) и большие — на юге Армении (между Кафанским и Воротанским антиклинориями). Процесс постепенного роста антиклинальных поднятий привел к образованию несогласий между нижней и средней юрой, средней и верхней юрой, верхней юрой и нижним мелом, а также между нижним и верхним мелом. Главная фаза движений для раннеальпийского этапа развития была предверхнемеловая. С этого момента юрско-нижнемеловой прогиб превращается в антиклинальную структуру. В синклиналиях в верхнем мелу продолжается прогибание. На раннеальпийском этапе были сформированы: Алаверди-Бердское антиклинальное поднятие с двумя антиклинориями — Алавердским и Бердским и разделяющим их Иджеванским поперечным синклинорием; Присеванская «шовная» антиклинальная зона с двумя антиклинориями — Гукасянским и Севанским; Воротан-Кафанское поднятие — с Кафанским и Воротанским антиклинориями и соответствующими синклинориями.

Раннеальпийские структуры первого порядка (Алаверди-Бердское антиклинальное поднятие) имеют северо-западное близширотное простирание. Структуры второго и третьего порядка, входящие в них, как правило, имеют в плане дугообразную форму, причем хорды этих дуг простираются также, как и все Алаверди-Бердское поднятие.

Западная часть Присеванской «шовной» антиклинальной зоны имеет широтное, даже северо-восточное простирание, а восточная часть — северо-западное, т. е. располагается параллельно Алаверди-Шамшадинскому поднятию. Структуры второго и третьего порядков, входящие в Присеванскую «шовную» антиклинальную зону, имеют также близширотное простирание. Воротан-Кафанское антиклинальное поднятие в целом имеет то же северо-западное близширотное простирание.

При сопоставлении простираний раннеальпийских структур с Каледон-Герцинскими дугами отчетливо видно, что все они косо, под острым углом, приближаются к последним, а не параллельны им, как утверждают некоторые исследователи, подразделяющие Армению на отдельные параллельные зоны.

Создавшиеся к среднеальпийскому этапу развития антиклинальные структуры Армении (каледонские, герцинские и раннеальпийские) контролировали последующие этапы геосинклинального развития. Среднеальпийские прогибы обрамляются раннеальпийскими антиклинальными структурами, поскольку они наследуют раннеальпийские синклинали. Так например, в верхнемеловое-палеогеновое время между раннеальпийскими антиклинальными поднятиями — Алаверди-Бердским и Присеванским заложился Степанаван-Красносельский прогиб, между Присеванским «шовным» антиклинальным поднятием и Анкаван-Зангезурским поднятием создавался Памбакский прогиб; между Анкаван-Зангезурским и Даралагязским антиклинальными поднятиями образовался Ереван-Айоцзорский прогиб.

При прогибании в краевых частях синклинориев образовались флексуры, которые при последующих этапах диастрофизма превратились в разломы большой амплитуды, сыгравшие решающую роль во внедрении интрузий и рудообразовании.

В среднеальпийских прогибах наблюдаются стратиграфические и угловые несогласия между мелом и палеогеном, между эоценом и олигоценом, между олигоценом и миоценом.

Среднеальпийские прогибы не претерпели обращения и остались синклинориями в современной структуре. Ориентировка созданных в среднеальпийское время синклинориев следующая: синклинории, расположенные между байкальско-каледонским и герцинскими поднятиями (Ереван-Айоцзорский), имеют дугообразную форму; синклинории, расположенные между раннеальпийскими поднятиями, приобрели в соответствии с ними северо-западное или близширотное простирание (Степанаван-Красносельский и Памбакский синклинории).

В конце среднеальпийского этапа развития (конец олигоцена — начало миоцена) образуется мегантиклинорий Малого Кавказа. В верхнем миоцене прогибание происходило только по периферии образовавшегося поднятия — в Куринской депрессии и в Араксинском межгорном прогибе. Кроме того, узкой полосой верхнемioценовая трансгрессия проникла вглубь растущего антиклинория до озера Севан, накладываясь на более древние структуры.

Для периферии позднеальпийских прогибов характерен наземный вулканизм. В конце неогена и в раннечетвертичное время вся область Малого Кавказа интенсивно деформируется, и образуются сводовые поднятия и синклинальные впадины (Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин).

Интрузивный магматизм и тектонический контроль

Исследования многих геологов Армении, в том числе и автора, дали возможность выделить ряд разновозрастных интрузий, начиная от допалеозойских и кончая миоплиоценовыми. Детально изучены

петрографический состав и возраст интрузивов; сравнительно хуже рассмотрены вопросы взаимосвязи интрузивных внедрений с тектоникой. В то же время это обстоятельство является важным фактором, контролирующим рудообразование. Два разновременных тектонических процесса (движения) сопровождаются двумя разными типами интрузий — синэпейрогенными и синорогенными, причем первые генетически связаны с процессом развития колебательных движений на этапе прогибания, вторые — с процессом поднятия и складчатостями движениями. Последний тип интрузий изучен довольно детально, сравнительно менее подробно — первый.

Интрузии, связанные с альпийским этапом развития, обнаруживают четкую связь с тектоникой. Что касается каледонских и герцинских интрузий, то в связи с их интенсивным метаморфизмом и дислоцированностью, а также плохой обнаженностью, возраст и связь интрузивов со структурами устанавливается с трудом.

Байкало-каледонский этап складчатости и интрузивные породы

Здесь можно отметить интрузивные породы основного, ультраосновного и кислого составов. Первые имеют небольшое распространение и представлены мелкими выходами. По-видимому, они приурочены к каледонским надвигам, и внедрялись согласно существующим в то время структурам.

Гранитоиды представлены двумя генетическими типами: первые — нормальные граниты, образовались путем внедрения, с которым связано контактовое изменение и рудообразование. Вторые, начиная от мелких инъекций до массивов, площадью в несколько кв. км, на наш взгляд, образовались путем гранитизации при региональном метаморфизме.

Первый тип представлен гранито-гнейсами с. Бжни, второй имеет широкое распространение в Анкаван-Апаранском районе и представлен лейкогранитами.

По-видимому, их образование тесным образом связано со временем метаморфизма древнего комплекса.

Раннеальпийская складчатость и интрузивные породы

С раннеальпийским геосинклинальным этапом развития связаны верхнебайосские кварцевые порфиры (синэпейрогенные), приуроченные к областям поднятий. К ним относятся Алавердский, Кафанский, Шамшадинский массивы, представленные пластовыми залежами и силлами, внедренными в ядра раннеальпийских (Алавердского, Бердского, Кафанского) антиклинорий.

Большое распространение имеют предраннемеловые интрузивы основного, ультраосновного и кислого составов.

Основные и ультраосновные интрузии приурочены к интенсивно деформированным шовным зонам (Присеванская шовная антиклинальная зона). Кислые интрузивы размещены в ядрах антиклинорий (Алавердском, Банушском, Акеринском, Шнохском, Кафанском, Цавском, Чайзаминском и др.).

Таким образом, раннеальпийские интрузивы приурочены исключительно к антиклинальным структурам.

Среднеальпийская складчатость и интрузивные циклы

Со среднеальпийским этапом развития связаны предпалеогеновые, предолигоценые и нижнемиоценовые синорогенные интрузии и нижнеэоценовые и верхнеэоценовые синэпейрогенные интрузии. Предпалеогеновые интрузивы представлены ультраосновными породами — перидотитами и дунитами.

Ультрабазиты распространены в Присеванской шовной антиклинальной зоне.

С предолигоценым интрузивным циклом связаны внедрения гранодиоритов Мегри-Зангезурского плутона и Памбак-Геджалинского массива.

Эти интрузивы расположены главным образом в краевых частях палеогеновых прогибов, как например: в северо-восточной краевой части Ереван-Айоцзорского прогиба (начиная от Мегринского района до верховьев р. Воротан), в районе с. Зовуни (Апаранский р-н), в краевых частях Памбакского прогиба, начиная от с. Галавар до гор. Раздан (юго-западная краевая часть), у с. Субботан (Басаргечарский р-н), между Кироваканом и Дилижаном (северо-восточный край) на северо-восточной краевой части Степанаван-Красносельского прогиба, начиная от Качачкута до Лорута, на юго-западном крае, начиная от северного склона г. Тодор до ст. Шагали. Предолигоценые гранодиориты внедрялись также и по шовной антиклинальной зоне (Геджалинский массив). Очень незначительные проявления магматизма наблюдаются в палеогеновых синклинориях (Каялинский массив и др.).

К предолигоценому интрузивному циклу можно также отнести внедрения монцонитовых интрузий, как, например, Агавнадзорского массива в юго-западной краевой части Памбакского прогиба и некоторых частей Мегринского плутона (северо-восточный край Ереван-Даралагезского прогиба).

Следующим интрузивным циклом надо считать преднижнемиоценовый, который разделяется на два этапа: первый этап характеризуется внедрением щелочных и нефелиновых сиенитов Памбакского, Базумского массивов и частично Мегринского плутона. Эти интрузивы, кроме мелкого выхода в Мегринском плутоне, приурочены исключительно к ядерным частям палеогеновых синклинорий (Тежсарский массив располагается в Памбакском синклинории, Бундукский массив — в Степанаван-Красносельском синклинории). Вто-

рой этап отмечен внедрением порфировидных гранодиоритов. Эти интрузии приурочены к краевым частям палеогеновых прогибов (Гилютский массив); кроме того, отмечаются некоторые мелкие выходы этих пород на южном контакте Памбакского синклинория и в северо-восточной краевой части Ереван-Айоцдзорского синклинория.

Таким образом, гранитоидные интрузивные массивы приурочены к краевым частям палеогеновых прогибов, щелочные интрузивы — к центральным частям синклинальных структур.

Среди синэпейрогенных интрузивов средне-альпийского времени выделяются по составу габбро-порфириты и кварцевые порфиры. Первые по возрасту относятся к началу среднего эоцена — концу нижнего эоцена и связаны со сменой тектонического режима: поднятие сменяется интенсивным погружением. Они распространены в центральной части палеогенового прогиба. Кварцевые порфиры внедрились при смене погружения поднятием (перед верхним эоценом) и приурочены к поднятиям.

Из вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1. Внедрения интрузий приурочены к ядерным частям антиклинориев, краевым частям палеогеновых прогибов, частично, к днищам синклинориев. Соответственно этому, эндогенное рудообразование, связанное с интрузивными внедрениями и их дериватами, сосредоточено в антиклинориях, в краевых частях прогибов и частично в синклинориях.

2. Поскольку рудообразование связано с каждым интрузивным циклом, можно выделить соответствующие циклы эндогенного рудообразования: каледоно-байкальский, раннеальпийский, состоящий из нескольких фаз, и среднеальпийский также с несколькими фазами.

Основные рудоконтролирующие структуры

Расположение различных месторождений металлов и мелких рудопроявлений на территории Армении подчиняется определенной четко выраженной закономерности: состав и характер оруденения связаны со структурами второго и третьего порядка. Таким образом, тектонические условия, как причина определенной локализации руд, выступают на первый план. Помимо связи рудных месторождений с антиклинориями и синклинориями общекавказского простирания, происходит концентрация месторождений и в некоторых структурах близмеридионального направления. На территории Армении наблюдаются две такие поперечные перспективные полосы: западная, которая проходит через Алаверди-Анкаванский рудный район, и восточная, приуроченная к Зангезурскому хребту — от Мегринского района до восточной части Басаргечарского района. В структурном отношении эти полосы представляют собой цепь поперечных поднятий, сопровождаемых кислыми интрузивными внедрениями разного воз-

раста. Перспективность того или иного рудного района определяется пересечением крупных общекавказских структур с указанными поперечными полосами.

Из вышеприведенных структур рудоконтролирующими являются только следующие: 1) антиклинории: Анкаванский, Зангезурский, Алавердский, Бердский, Кафанский, Гукасянский и Зодский; 2) синклинории: Иджеванский, Ереван-Айоцдзорский и Степанаван-Красносельский; 3) краевые части среднеальпийских прогибов: северо-восточный и юго-западный края Памбакского, Степанаван-Красносельского (Лорийского) и Ереван-Айоцдзорского прогибов.

Рудопроявления в антиклинориях

В данном случае рассматриваются только антиклинории второго порядка, образование которых связано с движениями байкальско-каледонского, герцинского, раннеальпийского циклов развития; в среднеальпийском цикле полного формирования антиклинориев не происходит, образуются лишь синклинории, не испытывающие обращения, и намечаются лишь очаги возникновения новых антиклинориев.

Зангезурский и Анкаванский антиклинории. Значительных эндогенных рудопроявлений байкальско-каледонского периода, контролируемых Анкаванской и Зангезурской антиклинальными структурами, не наблюдается. Встречаются лишь мелкие выходы магнетитовых руд и медно-мышьяковое рудопроявление. К байкальско-каледонской структуре генетически приурочена титановая и железорудная минерализации метаморфогенного типа.

Анкаванский и Зангезурский антиклинории оказались благоприятными для локализации руд раннеальпийского и среднеальпийского периодов. К ним приурочены железные оруденения нескольких генераций: каледонского, герцинского, ранне- и среднеальпийского циклов. Это, по-видимому, связано с ассимиляцией железа из метаморфического комплекса интрузиями, внедрившимися в Анкаванский и Зангезурский антиклинории.

При благоприятных структурных и литологических условиях в краевых частях интрузивных массивов концентрируется железная руда. К Зангезурскому и Анкаванскому антиклинориям приурочена локализация железных руд с промышленным содержанием.

В Зангезурском антиклинории известны Сваранцское, Калакарское и др. железорудные месторождения, в Анкаванском антиклинории — Разданское, Моллакишлакское, Дебаклинское и другие месторождения. К последнему приурочено также медное оруденение — Гюлаблинское, Агверанское.

Таким образом, к каледонско-байкальским антиклинориям приурочены магнетит-гематитовое оруденение промышленного значения и непромышленная медно-мышьяковая минерализация.



Фиг. 1.

К Алавердскому антиклинорию приурочены следующие рудные месторождения: Алавердское, Шамлугское, Ахтальское, Учкисинское, Техутское, Кохбское, Армутлинское и другие. Главная минерализация этих месторождений представлена серно-колчедановым, медноколчедановым, полиметаллическим, баритовым и железным оруденениями. Все перечисленные месторождения сосредоточены в ядерной части Алавердского антиклинория в антиклинальных складках третьего порядка, осложненных разломами сбросового типа.

На возраст рудообразования этих месторождений существуют различные взгляды. Алавердский антиклинорий сформирован пред-



Фиг. 2.

келловейскими, предмеловыми, предверхнемеловыми складчатыми движениями. Каждый из этих этапов движений сопровождался интрузивным магматизмом с соответствующими даечными комплексами. Автор считает, что процесс рудообразования связан с конечным этапом складчатости Алавердского антиклинория, т. е. с предверхнемеловыми складчатыми движениями.

Таким образом, к ядерной части Алавердского антиклинория приурочены медно-колчеданные и полиметаллические рудообразования промышленного значения.

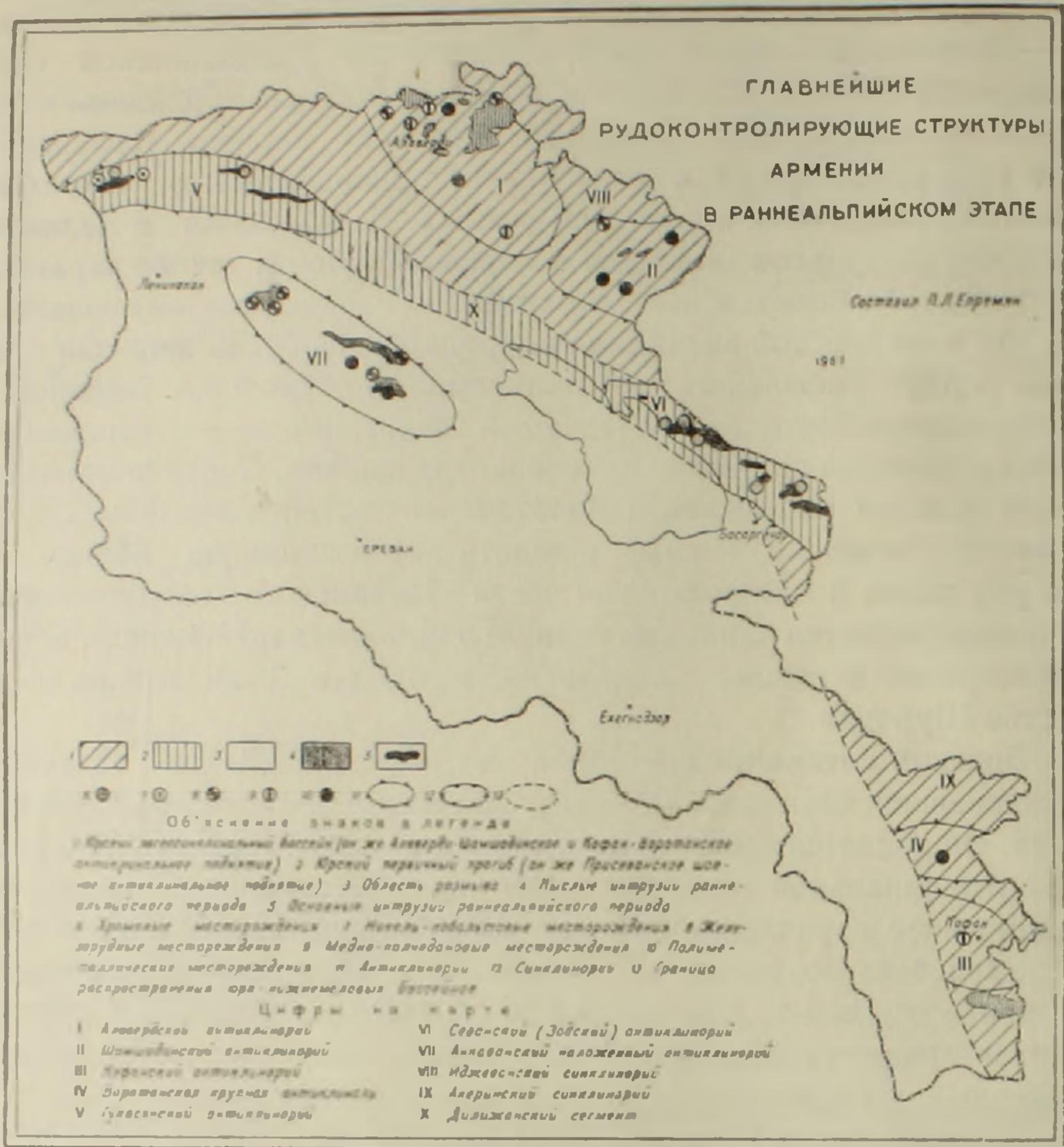
Бердский антиклинорий отличается от Алавердского меньшим количеством мелких складок третьего и четвертого порядков, меньшим объемом проявлений магматизма. Бердский антиклинорий располагается вне перспективной поперечной зоны, и поэтому здесь можно встретить только средние по масштабу месторождения. В осевой части этого антиклинория известно свинцево-цинковое рудопроявление.

Кафанский антиклинорий состоит из двух крупных антиклиналей — Кафанской и Воротанской, разделенных Чайзаминской синклинальной структурой. Эти три крупные складки осложнены многочисленными мелкими складками третьего порядка. Кафанская часть отличается общей относительной приподнятостью, широким развитием разрывных нарушений разных направлений и мелкими выходами интрузивов (кварцевые порфиры). Почти тот же характер имеет крупная Воротанская антиклиналь. Разница состоит только в том, что в Кафанской антиклинали эродирована более широкая площадь. К ядру Кафанского антиклинория приурочено Кафанское месторождение медного колчедана, к Воротанскому — серноколчеданное, свинцово-цинковое и медное оруденения. Тектоно-магматические условия Кафанской и Воротанской частей одинаковы, поэтому автор считает возможным ожидать промышленную концентрацию руд также и в Воротанской части Кафанского антиклинория, что подтверждается наличием свинцово-цинковых проявлений, встреченных нами в районе Барправана, в ущелье Джандамдара и на участке Шурчухи.

Зодский антиклинорий — одна из раннеальпийских структур, продолжавших свое тектоническое развитие и в среднеальпийское время. Он является суживающим антиклинорием и находится в шовной антиклинальной зоне. Построен как горстообразное поднятие, ограниченное параллельными широтными разрывными нарушениями домелового возраста, по которым в раннем мелу происходило внедрение основных, ультраосновных и кислых интрузий, в поздне-меловое время — ультраосновных, а в палеогене — кислых интрузий и даечных комплексов.

К осевой части этого поднятия приурочены медные, золоторудные, хромитовые, никелевые рудопроявления, а также киноварь. В пределах Зодского антиклинория располагаются Караиманское и Джанахметское месторождения меди, Зодское золоторудное месторождение, Джанахметское и Шоржинское хромитовое месторождения и другие. Таким образом, для него характерны золото-теллуровые, хром-никелевые, медные и ртутные рудные формации.

Зодский антиклинорий, образовавшийся одновременно с Алавердским и Кафанским на раннеальпийском этапе развития, отличается от них своими рудными формациями. Это объясняется, по-видимому, тем, что Зодский антиклинорий расположен в пределах Присеванской шовной антиклинальной зоны, где происходила интенсивная деформация, в то время, как Алавердский и Кафанский антиклинории имеют брахантиклинальную структуру. Это обстоятельство показывает насколько процессы рудообразования, состав и структура руд тесно связаны с тектоникой и геологической структурой области.



Фиг. 3.

Гукасянский антиклинорий, который находится также в Присеванской шовной антиклинальной зоне, имеет структуру аналогичную структуре Зодского. Он также имеет горстообразный облик и осложнен многочисленными разрывными нарушениями и интрузивными внедрениями основного и ультраосновного состава. И также, как и в Зодском антиклинории, здесь встречаются медные, хромитовые, медно-мышьяковые рудопроявления, хотя пока промышленных месторождений не отмечено.

Таким образом, со структурами байкальско-каледонского возраста связаны в основном железорудные месторождения магнетита и гематита. К раннеальпийским антиклинориям приурочены серно- и медноколчеданные и золоторудные месторождения, причем месторождения серного и медного колчедана связаны с брахиантиклинориями, а золоторудные и хромитовые с шовными и горстообразными структурами.

Рудопроявления в синклинориях

В Ереван-Айоцзорском синклинории свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения вытягиваются в цепочку от г. Капуджих до Еревана. К ним относятся: Саридаринское (долина р. Киги), Тахтакерпинское, Салвардинское (Сисианский р-н), Софибиинское, Азатекское, Енгиджинское, Газминское (в Айоцзоре). Все эти месторождения составляют линию, совпадающую с осевой частью палеогенового синклинория. При более детальном изучении структуры месторождений мы убеждаемся, что они локализованы в антиклинальных складках третьего порядка, имеющих брахи-форму. Таким образом, упомянутые места оруденения приурочены к осевой части палеогенового синклинория.

Кроме этого, в Армении имеются еще два синклинория того же возраста — Памбакский и Степанаван-Красносельский (Лорийский).

В Памбакском синклинории сколько-нибудь сходная минерализация отсутствует. Это объясняется следующим: Памбакский синклинорий делится на три сегмента — Басаргечарский, Ширакский и Тежсарский. На Басаргечарском сегменте палеогеновые отложения перекрываются миоценовыми и четвертичными, которые являются пострудными образованиями. Тежсарский сегмент является наиболее приподнятой частью синклинория, а также участком благоприятным не для свинцово-цинкового, а для медного оруденения. Ширакский сегмент находится за пределами западной поперечной перспективной полосы.

Следующим палеогеновым синклинорием является **Степанаван-Красносельский (Лорийский)**. К нему приурочены месторождение Шиштапинское, Привольненская группа и другие, причем все они располагаются в осевой части синклинория. Однако перспективная область находится только в пределах западной поперечной полосы от с. Норашен (Калининский р-н) до с. Техут (Иджеванский р-н). Остальная часть синклинория для локализации руд не перспективна. Рудные тела в Лорийском синклинории имеют форму пластовых залежей и пологопадающих жил. К последнему типу относится свинцово-сурьмяное месторождение Азатека (Ереван-Зангезурский синклинорий).

Иджеванский синклинорий. Заложение этого синклинория началось с верхней юры (келловей) и геосинклинальное развитие продолжалось до верхнего мела.

В Иджеванском синклинории находятся Мец-Ракусское — железомарганцевое, Кохпское — железорудное, Ицакарское железорудное, Котигюхское — марганцевое, Саригюхское — марганцевое, Мосесское — свинцово-цинковое месторождения. Все они имеют пластовую и линзообразную форму.

Краевая часть палеогеновых прогибов, как рудоконтролирующая структура

Северо-восточная краевая часть Степанаван-Красносельского (Лорийского) синклинория ограничена большими разломами — Качачкутским и Поладским. Они имеют северо-западное простирание и расположены кулисообразно. Качачкутский разлом, выявленный автором в 1956 г., позволил более точно провести здесь границу между эоценовыми и юрскими образованиями. Прежде эта граница проводилась намного южнее и все породы окраинной части Лорийского синклинория относились к юрским. Кроме того, вдоль краевой части синклинория протягивается вытянутая антиклинальная структура третьего порядка.

Качачкутский разлом не является рудовмещающим, но он контролирует оруденение, поскольку от него ответвляются многочисленные северо-восточные, близмеридиональные, оперяющие разрывные нарушения, являющиеся рудоносными. Такое же северо-восточное простирание имеют рудные тела (жилы и гидротермально измененные зоны) Палантекянского, Качачкутского, Агвинского, Сананского, Спасакарского, Бабаджанского месторождений. К указанному разлому приурочены мелкие выходы гранодиоритовых интрузий.

По Поладанскому разлому, в отличие от Качачкутского, наблюдается пиритизация, свинцово-цинковая и медно-гематитовая минерализация. Здесь были найдены обломки кварца с молибденитом, однако, коренных выходов этих пород не найдено. Наличие молибдена подтверждается спектральным анализом проб, отобранных из зоны Поладанского разлома, и из месторождений, связанных с Качачкутским разломом. Это дает основание предполагать, что краевые части Лорийского прогиба являются благоприятными для локализации молибденовых руд, однако, глубина среза здесь небольшая и обнажены только апикальные части рудных зон, молибденовые руды, вероятно, присутствуют на глубине. Таким образом, северо-восточный край Лорийского синклинория является благоприятным для локализации медно-полиметаллических и свинцово-цинковых руд.

Юго-западный контакт Лорийского прогиба характеризуется многочисленными параллельными разрывными нарушениями типа надвигов и взбросов. К ним можно отнести Пушкинский, Аглаганский, Катнахпюрский, Арчасарский, Шагалинский, Дилижанский (Гошский) и другие. Кроме параллельных нарушений имеются также и оперяющие, ответвляющиеся от основных под острым углом. Поэтому здесь встречаются жилы и зоны, параллельные или расположенные под косым углом к основному разлому. Кроме основных систем трещин, рудоконтролирующим фактором служат также пликативные структуры третьего порядка.

В этой полосе отмечаются лишь мелкие выходы гранодиори-

тов. Рудопроявления приурочены как к висячему, так и к лежащему боку основного надвига, но большей частью к висячему. К числу таких месторождений и проявлений можно отнести: Карахачское. Катнахпюрское, гора Климово, Арчасар, Куйбышевское (Чибухлинское), Рудокопское, Чернореченское. Тодорское, Замалинское, Сисимаданское, Шагалинское, Маймехское и другие.

Минерализация упомянутых месторождений и проявлений представлена медным, медно-гематитовым, полиметаллическим, реже свинцово-цинковым и серноколчеданным оруденениями. Таким образом, юго-западный контакт Степанаван-Красносельского прогиба характеризуется медными и полиметаллическими рудопроявлениями, приуроченными к краевым оперяющим разрывным нарушениям (фиг. 4).



Фиг. 4.

Северо-восточный контакт Памбакского прогиба. В Памбакском прогибе, также как и в Лорийском, краевые части ограничиваются крупными разрывными нарушениями. По северо-восточному

краю Памбакского прогиба проходят Арчутский и Дзкнагетский разломы. Кроме того, отмечается еще целый ряд разломов, параллельных им, с оперяющими и косорасположенными трещинами, которые являются рудоконтролирующими. К северо-восточным краевым частям Памбакского прогиба приурочен ряд выходов гранодиоритовых интрузий, вытянутых параллельно границе прогиба. В этом районе специфическим рудоконтролирующим фактором являются небольшие антиклинали третьего порядка. Так, например, Ждановское, Тандзутское месторождения, Фролова балка, Егшатова балка и другие приурочены исключительно к антиклинальным структурам, к их осевой части или крыльям. Основная минерализация данной полосы является медной, золоторудной и серноколчеданной.

Юго-западная краевая часть Памбакского прогиба. Здесь по крупным и мелким нарушениям краевая полоса разбита на несколько блоков, по границам которых происходили неоднократные внедрения гранодиоритовых и монцонитовых интрузий, сопровождавшихся образованием сложных даечных комплексов. Кроме того, вся эта полоса осложнена пликативными дислокациями.

Состав, структурная приуроченность и характер оруденения юго-западной краевой части Памбакского синклинория позволяют предположить, что на юго-западном продолжении Памбакского синклинория располагаются Субботанский интрузив (Басаргечарский район) и Кетинская антиклиналь, к которой приурочено медное рудопроявление (выявленное нами в 1953 г.). Возможно открытие в этом районе медно-молибденового и золотого оруденения.

Особо следует подчеркнуть, что в тех местах, где палеогеновые прогибы (или синклинории) контактируют с древними палеозойскими и допалеозойскими антиклинальными структурами, там встречается медно-молибденовое оруденение промышленного значения, а там, где они контактируют с юрскими и нижнемеловыми антиклинальными структурами, встречаются медные и полиметаллические месторождения.

Степанаван-Красносельский (Лорийский) синклинорий контактирует с двух сторон с юрскими и нижнемеловыми структурами. Памбакский синклинорий граничит на северо-востоке с юрско-нижнемеловой антиклиналью, а на юго-западе с допалеозойской антиклиналью. Ереван-Айоцзорский синклинорий с северо-востока ограничен байкальско-каледонской антиклинальной структурой, а с юго-запада герцинской антиклиналью.

Северо-восточная краевая часть Ереван-Айоцзорского синклинория. Северо-восточная граница Ереван-Айоцзорского прогиба проходит примерно по линии: северный склон г. Арагац—с. Бужакан—Агмаганский хребет—Варденисский хребет—курорт Джермук—Сисиан,— месторождение Дастакерт, западнее с. Киги—Каджаран—месторождение Агарак. По этой линии нами проводится

контакт палеогенового прогиба с допалеозойской антиклинальной структурой. Общеизвестно, что северо-западная половина краевого прогиба покрыта мио-плиоценовыми лавами и четвертичными лавовыми потоками, которые как плащом покрывают все более древние образования.

В юго-восточной части этой краевой полосы располагаются известные медно-молибденовые месторождения: Дастакерт, Каджаран, Агарак.

Юго-восточная часть полосы, к которой приурочены упомянутые выше промышленные медно-молибденовые месторождения, характеризуется крупным северо-западным разрывным и более мелкими оперяющими нарушениями, причем последние являются рудопроводящими. Подробную характеристику этих структур и зон дал К. А. Карамян.

Анкаванское медно-молибденовое месторождение приурочено к южной краевой части Памбакского палеогенового прогиба. Каджаранское и Дастакертское медно-молибденовые месторождения приурочены к северной краевой части Ереван-Айоцзорского палеогенового прогиба.

Между этими прогибами располагается большое палеозойское антиклинальное поднятие. Следовательно, соединять Анкаванское медно-молибденовое месторождение с Каджаранским и Дастакертским одной структурной линией, как делают некоторые геологи, нет оснований. Кроме того, эту структурную линию проводят также и через Варденисское рудопроявление, которое приурочено к северной краевой части палеогенового прогиба. И тогда эта линия не соединяется с Мисханским месторождением, а располагается на прямом продолжении линии, соединяющей Каджаранское и Дастакертское месторождения. Отсюда напрашивается вывод о наличии двух медно-молибденовых полос: первая проходит по южной краевой части Памбакского палеогенового прогиба, имеющего субширотное простирание, через Анкаван — с. Субботан (Басаргечарский район). Вторая линия проходит через Агарак-Дастакерт, по верхнему течению рр. Воротан, Арпа, южному склону Варденисского хребта через с. Зовуни (Апаранского района) и далее по северному склону г. Арагац. Эта вторая полоса богата многочисленными дорудными и пострудными разрывными нарушениями, разнообразными кислыми интрузивными внедрениями и соответствующими даечными комплексами.

Обе указанные полосы приурочены к краевым частям Мисхано-Зангезурской региональной зоны, выделенной Магакьяном И. Г.

Некоторые исследователи указывают на наличие молибдена (спектрально и микроскопически) в Сомхето-Кафанской зоне. По этому поводу можно сказать следующее. На крыле Сомхето-Кафанской зоны наложены вторичные палеогеновые прогибы, краевые части которых, как ясно из предыдущего изложения, могут быть

перспективными для полиметаллов и меди. Наличие молибдена говорит о синхронности образования медно-молибденовых оруденений, расположенных в краевых частях палеогеновых прогибов.

Из вышесказанного вытекает, что медно-молибденовое оруденение промышленного значения связано с краевой частью палеогенового прогиба.

Мы считаем, что помимо северо-западных близповерхностных структур (герцинские, альпийские), существуют глубинные структуры близмеридионального простирания, которые как бы определяют размещение интрузивных внедрений, а уже распределение интрузий и оруденения вблизи поверхности подчиняется более мелким поверхностным структурам. Следовательно, промышленное оруденение в указанной полосе можно встретить там, где она пересекается близмеридиональными структурами, о которых более подробно было сказано выше.

Таким образом, медно-молибденовое оруденение приурочено к краевой части палеогенового прогиба. Промышленная концентрация медно-молибденовых руд связана с теми случаями, когда краевые части палеогеновых прогибов контактируют с байкал-каледонскими антиклинальными поднятиями. В связи с этим необходимо отметить, что в Ереван-Айоцзорском синклинории встречаются молибденовая минерализация и редкие элементы, однако, промышленного значения они не имеют.

Можно отметить, что каждому структурному типу свойственны определенные рудные формации: к байкальско-каледонскому консолидированному антиклинорию приурочены титано-магнетитовые рудообразования метаморфогенного и магматогенного типа, образовавшиеся в разных металлогенических эпохах; к раннеальпийским брахиантиклинальным структурам приурочены медноколчеданные и полиметаллические месторождения; к раннеальпийским шовным антиклинальным структурам (при наличии интенсивной деформации и глубинных разломов) приурочены месторождения хрома, никеля, кобальта, платины и наложенных золоторудных рудообразований. В краевых частях среднеальпийских прогибов, примыкающих к раннеальпийским антиклинальным структурам, локализованы медные, полиметаллические, золоторудные, серноколчеданные месторождения. А к краевым частям среднеальпийских прогибов, примыкающих к байкальско-каледонскому антиклинальному сооружению, приурочены медно-молибденовые, медные и золоторудные месторождения, редкие элементы и киноварь.

Поскольку краевые части прогибов в Армении характеризуются наличием глубоких разломов, следовательно, медно-молибденовые рудообразования и редкие элементы приурочены к глубоким, возможно, глубинным разломам земной коры.

К синклинориям приурочены полиметаллические, марганцево-

рудные, железорудные месторождения магматогенно-осадочного типа.

Резюмировать изложенное можно следующим образом:

1. Для среднеальпийского этапа складчатости рудоконтролирующими структурами являются краевые части верхний мел-палеогенового прогиба и, частично, синклинии. К краевым частям среднеальпийского прогиба приурочены медно-молибденовые, медные, полиметаллические, золоторудные месторождения и редкие элементы, которые локализовались в последнем этапе деформации.

В том случае, когда среднеальпийский прогиб контактирует с раннеальпийскими структурами, образуются медные, полиметаллические и золоторудные месторождения, а в случае, когда среднеальпийский прогиб контактирует с байкал-каледонскими герцинскими структурами — образуются медно-молибденовые месторождения и редкие элементы. Медно-молибденовые и золоторудные месторождения более перспективны в том случае, когда они расположены в экзоконтакте прогиба.

2. Для раннеальпийского этапа главными рудоконтролирующими структурами являются антиклинории.

К брахиантиклинальной структуре приурочены медноколчеданные и полиметаллические рудообразования, а к крутопадающим структурам приурочены хром-никель-кобальт-платиновые рудообразования, образовавшиеся в последнем этапе деформации.

3. В герцинском этапе эндогенные рудообразования неизвестны. В этот период образовались битуминозные породы, фосфор, уголь и другие полезные ископаемые, а к байкальско-каледонскому этапу приурочены оруденения метаморфогенного типа, главным рудоконтролирующим фактором является региональный метаморфизм.

4. В Степанаван-Красносельском среднеальпийском прогибе главными рудными формациями являются полиметаллическая и железорудная, которые образовались при синэпейрогенном этапе развития в низах верхнего эоцена (или в верхах среднего эоцена). В Иджеванском синклинии главной рудной формацией является марганцевая, которая образовалась в синэпейрогенном этапе верхнего мела. В Ереван-Айоцдзорском прогибе главными рудными формациями являются свинцово-цинковая и сурьма-свинцовая, которые образовались в последнем этапе деформации и связаны с разрывными нарушениями.

5. В Армении участками перспективными на оруденение являются краевые части среднеальпийских прогибов, которые более перспективны для медно-молибденовых, медных, золоторудных формаций и менее перспективны для полиметаллических руд; синклинии раннеальпийского этапа перспективны для медных и полиметаллических руд, а байкал-каледонские антиклинории для титано-магнетитовых формаций. Синклинии менее перспективны.

6. Медно-молибденовая полоса, протягивающаяся по северо-восточному контакту Ереван-Айоцдзорского прогиба и по юго-западному контакту Памбакского прогиба, продолжается — первая через Севан-Джермук-Варденис, вторая — через Камо-Субботан. Она скрыта под новейшими лавами, и ее можно проследить в полосе Сиснан-Варденис, в районе г. Кети, с. Субботан и южнее.

7. Золоторудная формация проявляется в краевых частях всех среднеальпийских прогибов, в пределах западной и восточной перспективной полосы.

8. Перспективы Кафанского медного месторождения должны расти к западу от месторождения в сторону г. Чимян, поскольку к востоку антиклинорий замыкается, а к западу, наоборот, расширяется.

В Воротанской крупной антиклинали перспективы медно-колчеданного оруденения возрастают от Барцраванского месторождения в сторону ущелья Джаанам-дара.

9. Перспективные железорудные месторождения следует ожидать в эопалеозойских метаморфических комплексах, в эндо- и экзоконтактах габбро-диоритовых и гранодиоритовых интрузий, распространенных в пределах древнего комплекса. Возможно такую закономерность можно встретить во многих областях альпийской геосинклинали.

Получена 30.XI.1967.

Պ. Լ. ԵՓՐԵՄՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՀԱՆՔԱԿՈՒՏԱԿԱՄԱՆ ԳԼԽԱՎՈՐ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Մինչև այժմ Հայկական ՍՍՀ-ում որպես գլխավոր հանքակուտակող ստրուկտուրաներ հայտնի էին միայն անտիկլինորիումները: Մեր ուսումնասիրությունները ցույց սովեցին, որ բացի նրանցից, ալբիի կարևոր նշանակություն ունեն միջին-ալպիական ճկվածքների կողային մասերը: Համեմատաբար ալբիի պակաս նշանակություն ունեն սինկլինորիումները:

Բայկալ-կալեդոնական անտիկլինորիումների հետ կապված են գլխավորապես երկաթի կուտակումները (տարբեր ժամանակների և տարբեր ծնունդի):

Ստորին ալպիական թույլ ծալքավորված անտիկլինորիումների հետ կապված են պղինձ-կոլչեդանային և բազմամետաղային հանքակուտակումները: Ուժեղ ծալքավորված անտիկլինորիումների հետ կապված են քրոմ-նիկել-տիտանի հանքակուտակումները: Միջին ալպիական ճկվածքների կողային մասերի հետ կապված են պղինձ-մոլիբդենային, ցինկ-կապարային, բազմամետաղային, ոսկու և հազվագյուտ էլեմենտների հանքագոյացումները: Այն դեպքում, երբ միջին ալպիական ճկվածքները կոնտակտ են կապում բայկալ-կալեդոնյան և կամ հերցինյան անտիկլինորիումային կառուցվածքների հետ,

առաջանում են պղինձ-մոլիբդենային, ոսկու և հալվադյուտ մետաղների կուտակումներ, իսկ այն դեպքում, երբ միջին ալպիական ճկվածքները կոնտակտ են կազմում ստորին ալպիական անտիկլինալային կառուցվածքների հետ, առաջանում են պղնձի, ցինկ-կապարային և ոսկու հանքակուտակումներ:

Սինկլինալային կառուցվածքների հետ կապված են ցինկ-կապարային, երկաթ-մանգանային, ծարիր-մկնդեղային հանքային կուտակումները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Вартапетян Б. С.—Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР, Изд. АН Арм. ССР, 1965.
2. Вольфсон Ф. И.—Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим нарушениям. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.
3. Крейтер В. М.—Структуры рудных полей и месторождений, Госгеолтехиздат, 1956.
4. Мкртчян С. С.—Зангезурская рудоносная область Армянской ССР, Изд. АН Арм. ССР, 1958.
5. Пейве А. В.—Тетконика и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.

С. Г. КАРАПЕТЯН

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ НОВЕЙШИХ ЛИПАРИТОВЫХ И ЛИПАРИТО-ДАЦИТОВЫХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР

Возраст новейших липарит-липарито-дацитовых продуктов вулканов Артени, Атис, Спитакасар, Базеник и др. довольно спорный: расхождения в его определении охватывают время от верхнего олигоцена до нижнечетвертичного периода включительно.

Липариты относятся к верхам мощной вулканогенно-обломочной толщи (представленной андезито-дацитами, андезитами, андезито-базальтами и их обломочными разностями), возраст которой К. Н. Паффенгольц [18] датирует олигоценом, а большинство других исследователей неогеном. Еще одна группа исследователей (Г. Абиш [11], Б. М. Куплетский [14], А. А. Турцев [21] и А. Н. Назарян [16]) относит липариты к нижнечетвертичному возрасту.

В настоящее время указанная толща расчленена на ряд свит и горизонтов. Самые низы ее имеют олигоценовый возраст [7]. Интересующие нас липаритовые породы, венчающие эту толщу, ранее некоторыми исследователями [3, 8, 9] относились к верхнему плиоцену, а другими — к нижнему или мио-плиоцену [2, 6, 15 и др.].

Трудность четкого определения возраста липаритов объясняется рядом причин: а) отсутствием фаунистических данных; б) недостаточной изученностью взаимоотношений отдельных вулканогенных свит, в частности, липаритов и долеритов; в) отождествлением одинаковых по составу, но разновозрастных лав; г) недостаточностью данных абсолютного возраста и т. д.

Данные о взаимоотношении липаритов с вмещающими породами в виде стратиграфических колонок приведены на фиг. 6. На основании имеющихся результатов исследований можно считать, что липариты всюду занимают почти одинаковую геологическую позицию, т. е. примерно одновозрастны.

Наиболее полно взаимоотношение липаритов с известными маркирующими стратиграфическими единицами (сарматские глины, долериты, диатомиты, вулканогенно-обломочные породы—аналоги вохчабердской толщи и др.) устанавливается в окрестностях вулканов Атис, Гутансар, а также сс. Нурнус, Лусакерт (Аргел), Гюмуш и Арзни (Абовянский р-н Арм. ССР).

Прежде чем перейти к описанию разрезов указанных выше участков, некоторое внимание уделим возрасту липаритов вулкана Артени (Талинский р-н) [2].

Вулкан Артени. Продукты вулкана Артени В. М. Амаряном [2] считаются нижнеплиоценовыми на основании неубедительных, на наш взгляд, фактов.

Во-первых, андезито-базальтовые лавы, обтекающие липариты Артени у его юго-восточного подножья и принимаемые В. М. Амаряном за верхнеплиоценовые долериты, никакого отношения к долеритам ни по структуре, ни по возрасту, не имеют и являются двушироксеновыми андезито-базальтами. Эти лавы перекрывают как липариты, так и долериты. Долериты же по данным всех остальных исследователей уходят под вулкан Артени. Это мнение подтверждается находкой обломков долеритовых лав в пирокластических продуктах первой фазы извержений вулкана Артени [13]; они слабо окатаны и местами сварены с перлитами.

Во-вторых, тот факт, что под верхнеплиоценовыми андезитобазальтами (долеритами) каньона р. Ахурян «...встречаются гальки, по составу напоминающие липариты г. Артени», еще не говорит о том, что это лавы именно Артени. Нельзя по ним судить о возрасте вулкана Артени по следующим причинам: а) выше было показано, что долериты не перекрывают липариты Артени, а подстилают их и следовательно обломки липаритов под ними оказаться не могли; б) указанные обломки не могли попасть туда еще и ввиду обратного наклона рельефа; в) не исключена возможность, что эти обломки принадлежат более древним липаритам.

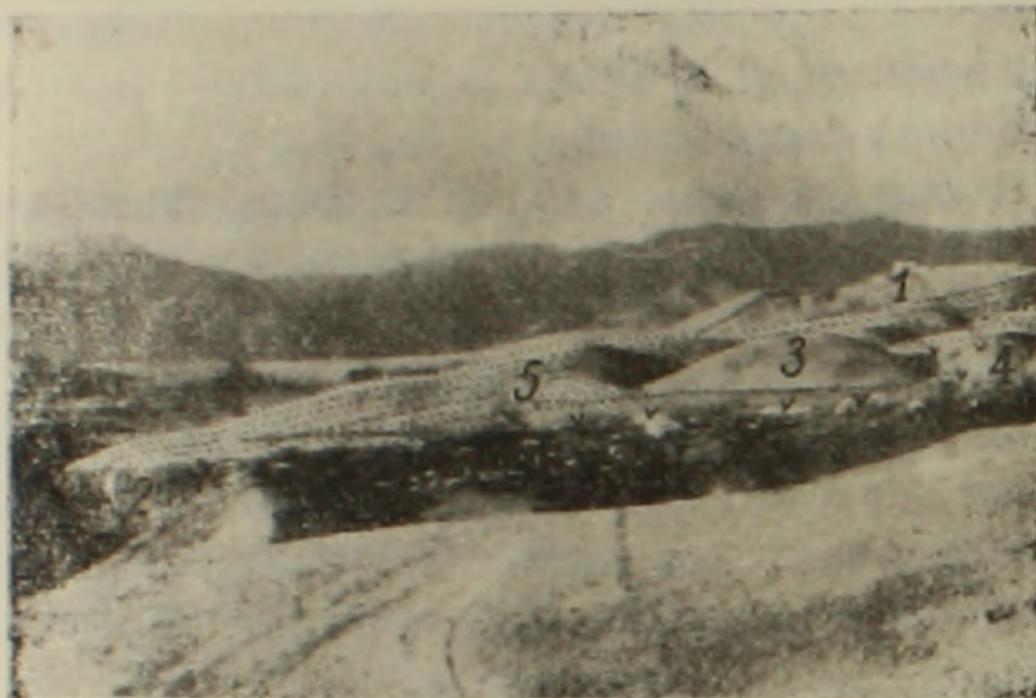
В-третьих, хотя и допустимо, что анийская мио-плиоценовая вулканогенно-обломочная толща подстилает липариты Артени, но тот факт, что она связана с ними «... взаимными переходами», не доказывается указанным исследователем и не подтверждается также нашими детальными наблюдениями.

Абовянский р-н, участок № 1. Окрестности с. Нурнус. Здесь на относительно небольшом участке устанавливаются взаимоотношения нескольких вулканогенных свит с фаунистически охарактеризованными Нурнусскими диатомитами.

Район в геологическом отношении хорошо изучен и закартирован еще П. П. Гамбаряном [11]. Несмотря на это, некоторые детали взаимоотношения пород остались еще недостаточно выясненными. Некоторые последующие исследователи [5, 9, 20] считают диатомиты моложе или одновозрастными с липаритами.

При детальном разборе геологического взаимоотношения отдельных толщ, потоков и, в частности липаритов и диатомитов (частью по данным искусственных выработок — шурфов, штолен и скважин, заданных Т. А. Джрбашяном (1929) и П. П. Гамбаряном [11]), выявляется, что диатомиты не перекрывают липариты, а древнее их. Диатомиты залегают, (как показано и П. П. Гамбаряном) на самых древних в районе роговообманковых андезитах, и, в свою очередь, перекрываются небольшим глинистым слоем и нурнусским базальтовым потоком, погружающимся к северу под перлиты. К северо-западу от с. Нурнус эти базальты обтекают (возможно, они фациально связаны) куполовидный останец долеритов (фиг. 1). Последние, в свою очередь, с севера перекрываются и обтекаются перлитами Гу-

тансара. В приведенном разрезе несколько неясным остается взаимоотношение долеритов с диатомитами. По данным К. Н. Паффенгольца [18], А. А. Габриеляна [9], А. Т. Асланяна [3, 5] и др. диатомиты залегают на долеритах. А. Н. Назарян [16] предлагает обратную схему взаимоотношения. Наши данные больше подтверждают вторую схему.



Фиг. 1. Окрестности с. Нурнус. 1. Липарито-дацитовый купол Гюмуш. 2. Грубостолбчатые андезито-базальты каньона р. Раздан. 3. Останец долеритовых лав. 4. Нурнусские базальты. 5. Гутанасарские перлиты. Породы занумерованы в возрастной последовательности.

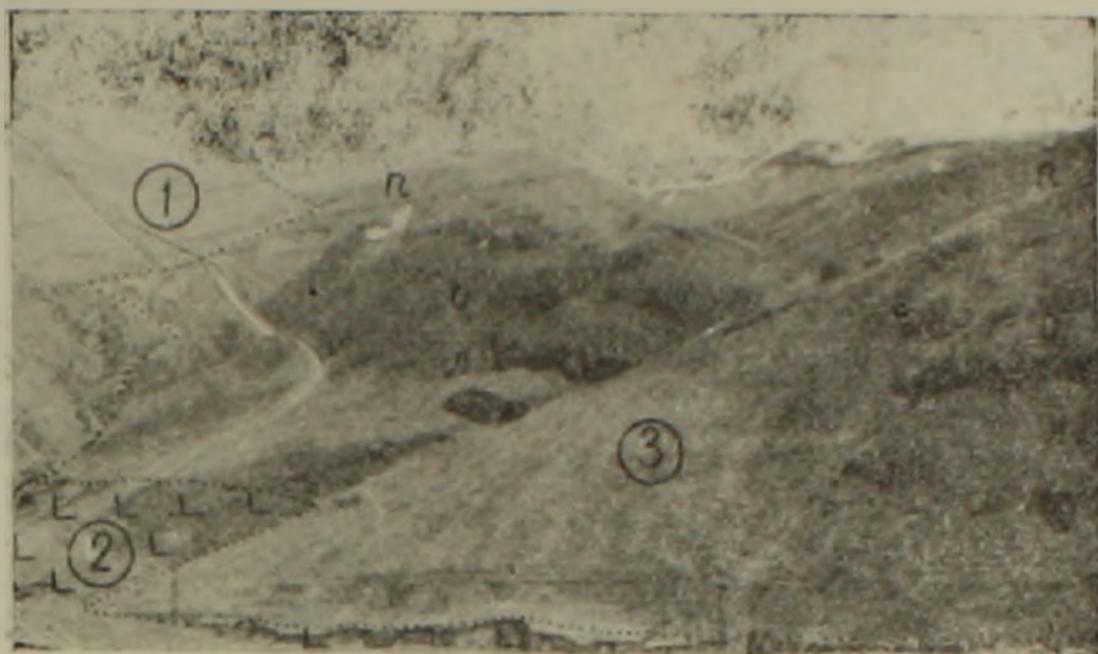
Из описанного видно (фиг. 6), что диатомиты перекрывают древние роговообманковые андезиты, а на них последовательно залегают: долериты (?), нурнусские базальты и перлиты Гутансара. Таким образом, диатомиты для липаритов могут служить не верхним возрастным пределом, а нижним. Возраст диатомитов, по последним данным Л. К. Габуня [5, 10], акчагыл-апшеронский.

Участок 2. Левый берег р. Раздан, у Гюмушской ГЭС. Здесь видно непосредственное залегание липаритов Гутансара на андезито-базальты (фиг. 2). Некоторые исследователи (Д. А. Оганесян, С. П. Бальян) эти лавы необоснованно считают долеритами. Но поскольку по их же данным долериты на других участках (у купола Гюмуш) залегают на липаритах (а липариты Гюмуша и Атис-Гутансара они считают одновозрастными), они считают андезито-базальты указанного участка не подстилающими липариты, а прислоненными к ним.

Отмеченные лавы, во-первых, не являются долеритами; это известные грубостолбчатые (пироксеновые) андезито-базальты каньона р. Раздан. Во-вторых, эти лавы подстилают липариты, что хорошо видно у гюмушского моста и ниже него, в небольшом овраге, у водосливного канала Гюмуш ГЭС. Кроме того, начиная от моста вниз, начинаются молодые липариты и обсидианы. Близ контакта указанных андезито-базальтов и перекрывающих их мелкостолбча-

тых андезитов-базальтов, известно большое количество обломков океанного обсидиана и палеолитические орудия из них.

Участок 3. Окрестности с. Аргел. Здесь достойны внимания два обнажения: а) овраг у развалин с. Аргел, под церковью и б) обнажение в конце этого оврага, у обочины дороги Ереван-Гюмуш.



Фиг. 2. Окрестности с. Гюмуш. 1. Липарито-дацитовый купол Гюмуш. 2. Крупнстолбчатые андезитов-базальты каньона р. Раздан. 3. Свита липарит (л)—обсидиан (о)—перлитовых (п) пород.

а) В пойме и на бортах указанного оврага обнажаются рыжеватосерые останцы долеритовых лав; часть их от выветривания местами распалась на бесформенные обломки. Некоторые исследователи (С. Мартиросян и др. (1960), В. М. Амарян [2], С. П. Бальян [6]) эти породы принимают за вулканогенно-обломочные образования и отождествляют с вохчабердской толщей. Эти лавы, по нашему мнению, могут быть останцами авгитовых и — «нижних» долеритовых лав коренного берега р. Раздан.

На размытой поверхности отмеченных лав залегают черные обсидианы, затекшие сюда с левого берега реки. Такое взаимоотношение двух серий лав оставило на указанных выше исследователей почему-то впечатление фациального перехода и взаимного переслаивания друг с другом.

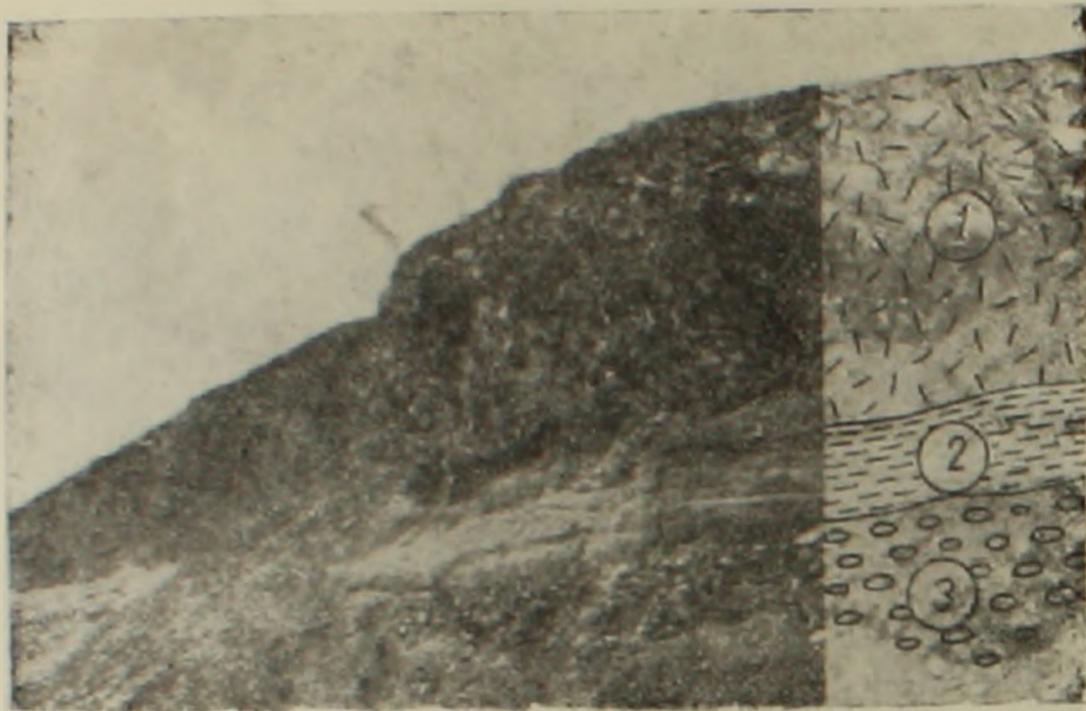
б) У выхода оврага к дороге, слева, дорожными работами вскрыт интересный разрез (фиг. 3). В самом низу его горизонтально залегают галечные отложения, мощностью 50—60 см. Гальки представлены различными древними сланцами, интрузивными и эффузивными породами.

К северу галечные отложения, чуть увеличиваясь в мощности, налегают на грубостолбчатые лавы каньона р. Раздан.

На гальках согласно залегает небольшая пачка желтоватых и серых глин с диатомитовыми и пепловыми прослоями, мощностью 1—1,20 м.

Над указанными глинами согласно и с «горячим» контактом за-

легают черные обсидианы, мощностью 1,5—2 м; из контакта собрано несколько обломков долеритовых лав, очень похожих на таковые предыдущего обнажения. На обсидианах залегают гальки как молодых, так и древних лав.



Фиг. 3. Окрестности развалин с. Аргел. 1. Обсидианы. 2. Прослой глины и диатомитов. 3. Галечники.

Путем корреляции разрезов обоих обнажений составлен сводный разрез (фиг. 6).

Участок 4. Два экструзивных купола — Гюмушский и Авазанский, расположенные соответственно в 0,5 и 1 км к югу и востоку от одноименных сел, по мнению К. Н. Паффенгольца [18], Д. А. Оганесяна (1962), В. А. Амаряна [2] и др., являются останцами или экструзивной фацией кислых лав атис-гутансарской свиты. По данным А. Н. Назаряна [16], нашим [13] и К. И. Карапетяна (1965), указанные купола по облику слагающих их пород, структурно-текстурным и минералогическим особенностям резко отличаются от окружающих их лав атис-гутансарской свиты и значительно древнее их (табл. 1).

Купол Гюмуш, по данным А. Н. Назаряна [16], прорывает сарматские глины; ксенолиты последних встречены в кернах скважин, пробуренных на куполе. Последний с юга перекрывается перлитами Гутансара, а с севера «верхними» долеритовыми лавами (фиг. 4). Эти долериты по морфологии и возрасту отличаются от относительно более древних долеритовых и авгитовых базальтов, протягивающихся параллельно правобережной части р. Раздан (начиная от с. Лусакерт) в виде пологих гряд.

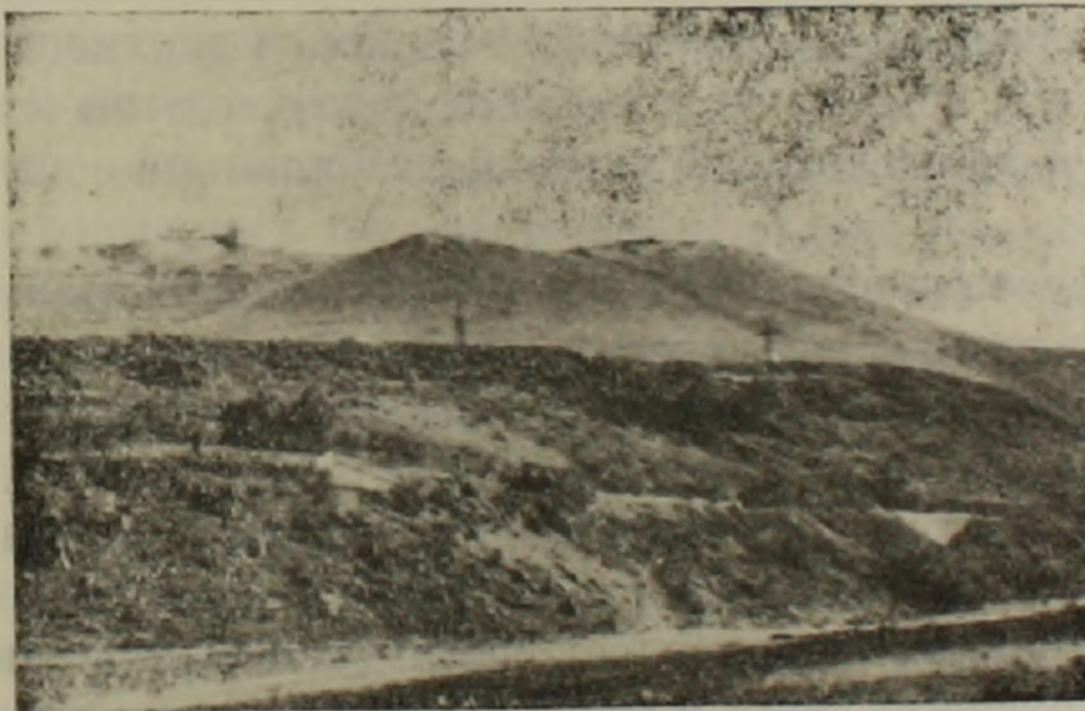
Неправильно отождествляя лавы Гюмуша с лавами Атисской свиты, а также два разновозрастных потока долеритов, учитывая факты прорыва Гюмушским куполом сарматских глин и перекрывание их долеритами (акчагыл), некоторые исследователи отводят место липаритам между сарматом и акчагылом — в нижнем плиоцене. Этим они фактически определяют возраст Гюмушского купола,

Таблица 1

Возраст новейших липарит-липарито-дацитовых продуктов Армянской ССР
(по данным лаборатории абсолютного возраста ИГН АН АрмССР)

| Номера образцов | Название минерала или горной породы и место взятия | Содержание калия в % | | K ⁴⁰ г/г 10 ⁻⁶ | % радиогенн. Ar ⁴⁰ | Ar ⁴⁰ см ³ /г 10 ⁻⁶ | Ar ⁴⁰ г/г 10 ⁻⁹ | Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰ 10 ⁻³ | Возраст в млн. лет |
|-----------------|--|----------------------|--------|--------------------------------------|-------------------------------|--|---------------------------------------|--|--------------------|
| | | калия | оксида | | | | | | |
| 538 | Липарит; вулк. Артени | 3,74 | 4,57 | 2,0 | 0,12 | 0,22 | 0,05 | | ~1 |
| 839 | " | 4,01 | 4,90 | P _v =95 | Ar ⁴⁰ =0 | | | | ~1 |
| | " | 4,01 | 4,90 | P _v =110 | Ar ⁴⁰ =0 | | | | ~1 |
| 859 | " | 3,86 | 4,70 | 6,0 | 0,19 | 0,35 | 0,07 | | ~1 |
| 94 | " | 3,70 | 4,51 | 8,5 | 0,221 | 0,396 | 0,09 | | ~1,5 |
| 1259 | Обсидиан; | 3,78 | 4,61 | P _v =10 | Ar ⁴⁰ =0 | | | | ~1 |
| 814 | Липарито-дацит | 3,06 | 3,73 | 4,0 | 0,144 | 0,258 | 0,07 | | ~1 |
| 1303 | Липарит; вулк. Атис | 3,34 | 4,07 | 5,0 | 0,09 | 0,16 | 0,04 | | ~0,5 |
| 160 | " | 3,50 | 4,27 | 5,0 | 0,213 | 0,381 | 0,09 | | ~2 |
| 1494 | Липарито-дацит; вул. Гутансар | 3,08 | 3,76 | 2,5 | 0,08 | 0,14 | 0,04 | | ~1 |
| | " | 3,08 | 3,76 | 2,0 | 0,216 | 0,39 | 0,13 | | ~2 |
| 932 | Липарит из Ашридзора | 3,34 | 4,10 | 7,5 | 0,05 | 0,09 | 0,02 | | ~0,5 |
| 974 | Липарит южнее с. Джрабер | 3,54 | 4,22 | 3,7 | 0,07 | 0,13 | 0,03 | | ~0,5 |
| 1384 | Обсидиан; карьер Лусаван | 3,39 | 4,14 | P _v =67 | Ar ⁴⁰ =10 | | | | — |
| 906 | Липарит; купол Фонтан | 3,56 | 4,34 | 1,5 | 0,05 | 0,09 | 0,02 | | ~0,5 |
| 908 | " | 3,27 | 3,99 | P _v =120 | Ar ⁴⁰ =0 | | | | — |
| | " | 3,27 | 2,99 | P _v =124 | Ar ⁴⁰ =0 | | | | — |
| 1225 | Обсидиан; вулк. Гехасар | 3,23 | 4,07 | P _v =106 | Ar ⁴⁰ =0 | | | | — |
| 965 | Липарито-дацит; купол Авазан | 3,14 | 3,83 | 45,3 | 0,58 | 1,04 | 0,27 | | 4,9 |
| | " | | | 45,8 | 0,53 | 0,95 | 0,25 | | 4,5 |
| 968 | " купол Гюмуш | 3,14 | 3,83 | 36,2 | 0,67 | 0,19 | 0,29 | | 5,3 |
| | " | | | 30,8 | 0,51 | 0,91 | 0,24 | | 4,3 |

* По материалам К. И. Карапетяна.

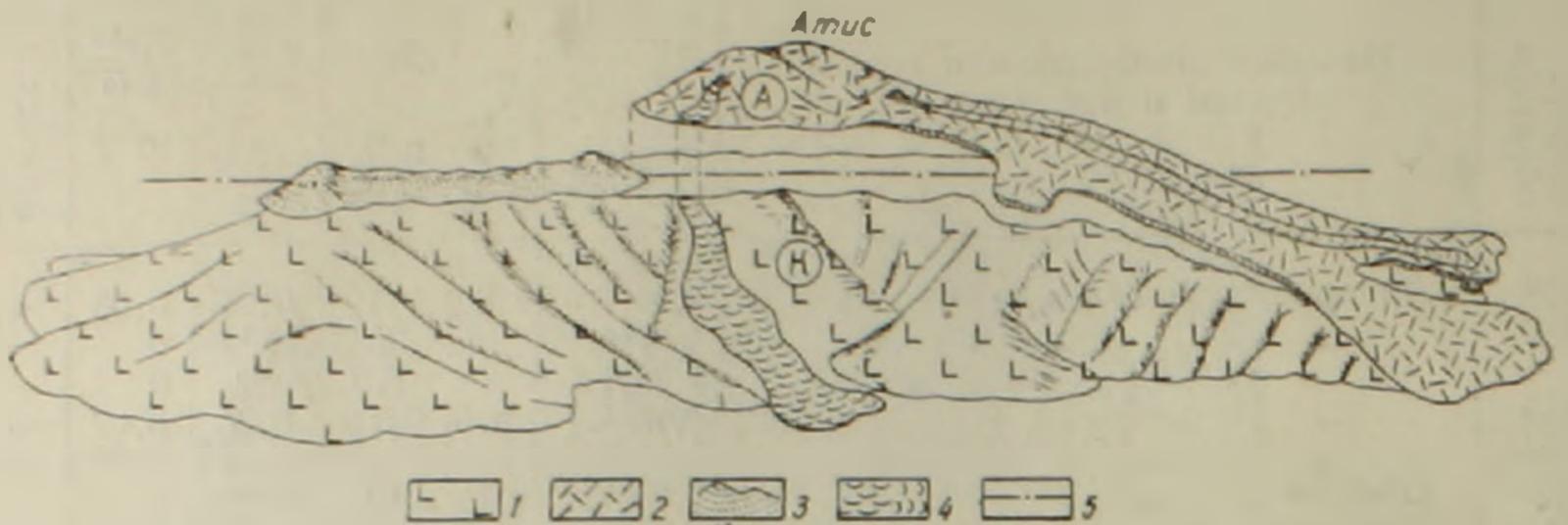


Фиг. 4. Липарито-дацитовый купол Гюмуш. Ниже виден прислоненный к склону купола карниз долеритовых базальтов.

а не атисских лав. Если же учитывать данные абсолютного возраста этого купола (средний-верхний плиоцен), то определение его возраста по геологическим данным получается заниженным.

Участок 5. Гора Атис. Гора Атис имеет сложное геологическое строение [13]: нижние части ее сложены вулканогенно-обломочными
Известия, XXI, 1—2—5

породами, представленными андезито-дацитами, андезитами, андезито-базальтами и базальтами, обозначенными нами как капутанская толща (фиг. 5).



Фиг. 5. Гора Атис. А—атисская свита, К—капутанская толща. 1. Андезито-дациты, андезиты, андезито-базальты и их обломочные разности. (Капутанская толща). 2. Липариты, обсидианы, перлиты: последними сложена куполовидная вершина горы (атисская свита). 3. Четвертичные андезиты трещинного вулкана Гцаин. 4. Андезито-базальтовые и базальтовые потоки вулканов Текблур и Харамблур (3,4—Атисская группа четвертичных вулканов). 5. Уровень предполагаемого пенеплена: этой же линией г. Атис делится на два морфологических яруса—верхний и нижний.

Сильно размытая и пенепленизированная поверхность указанной толщи перекрывается липаритовой атисской свитой.

Морфологически Атис имеет двухярусное строение: щитовидное основание и куполовидная вершина. Нижний ярус сложен в основном капутанской толщей и частично потоками молодой Атисской свиты, затекшими сюда с купольной вершины верхнего яруса. Оба яруса прорваны еще более молодыми андезитовыми и андезито-базальтовыми лавами, которые стекали с вершинной зоны горы к ее основанию.

Такое сложное структурно-морфологическое взаимоотношение кислых и основных лав верхнего и нижнего ярусов послужило причиной ряда неточных представлений и выводов относительно строения Атиса в целом.

Так, некоторые исследователи [10, 18. Оганесян, 1962] считают Атис сложенным породами ряда долерит-липарит, связанными между собой постепенными переходами. А. А. Габриелян [10], принимая двухярусность горы, в то же время по причине залегания кислых лав в пределах нижнего яруса отрывает липариты от центра их излияния—вершинного купола горы (или собственно вулкана Атис) и, причисляя их к нижнему ярусу, снижает возраст липаритов до возраста подстилающей их капутанской толщи, т. е. до среднего плиоцена.

Немалую путаницу в вопросе возраста липаритов вносит и наличие на привершинных склонах Атиса фрагментов древней поверх-

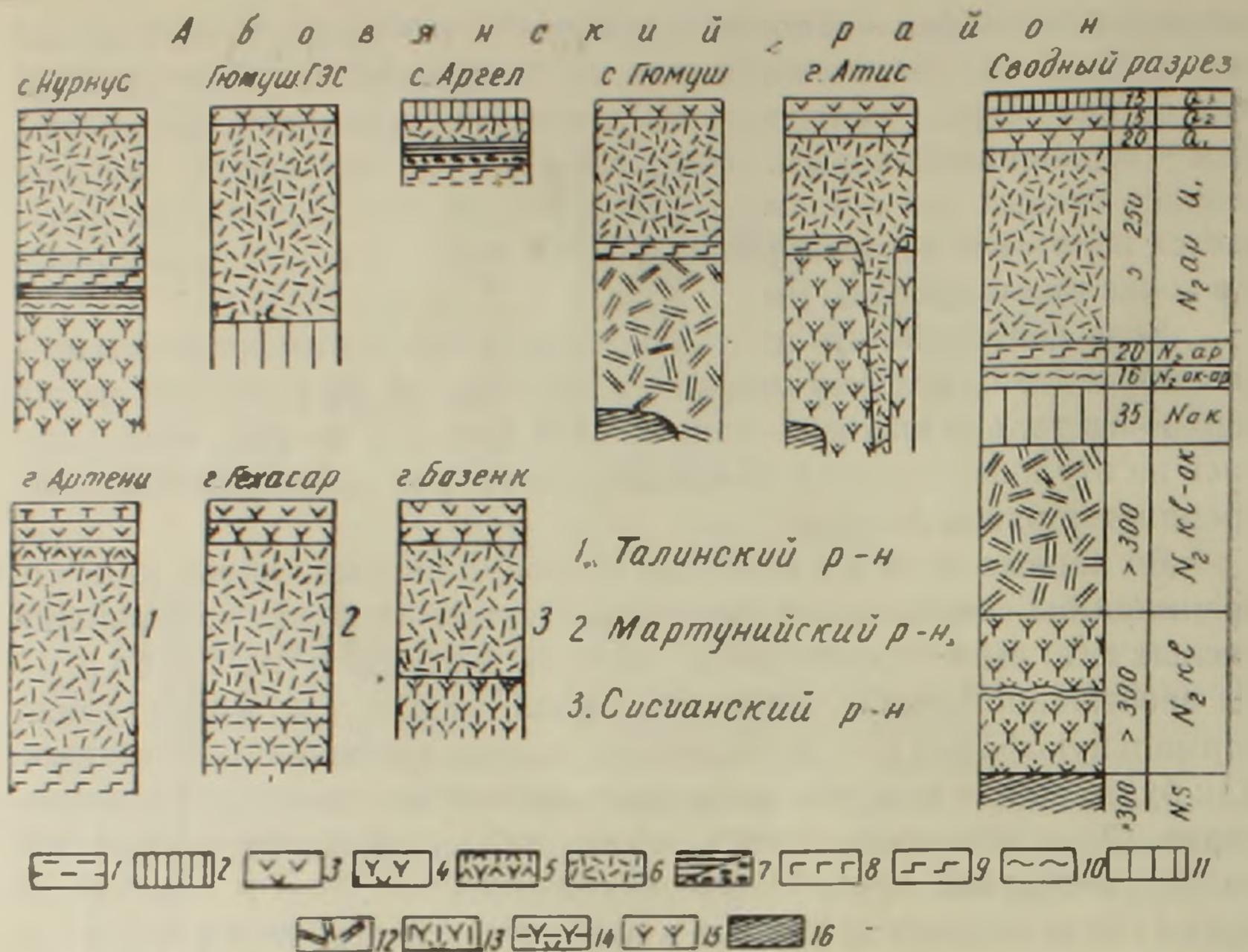
ности выравнивания — основного пенеплена, отмечаемого А. Т. Асланяном [4], А. А. Габриеляном [10], Х. Е. Назаряном [17] и др. Первым из них возраст пенеплена считается среднеплиоценовым, а вторым — верхнеплиоценовым. Учитывая, что до недавнего времени возраст кислых лав принимался ими как верхнеплиоценовый, получается некоторое несоответствие, т. е. липариты и моложе пенеплена, и в то же время срезаны им.

Если допустить, что на г. Атис действительно имеются останцы пенеплена, то по нашему мнению, этот пенеплен был заложен на поверхности только нижней — капутанской свиты, а кислые лавы излились на эту поверхность и унаследовали ее. Это предположение подкрепляется рядом фактов.

Во-первых, если бы пенеплен затронул кислые лавы, то не сохранился бы современный вершинный купол горы (центр излияния кислых лав) выше уровня пенеплена или, в крайнем случае, он имел бы необычайно крутые, отточенные края; между тем купол имеет нормальную форму и от него отходят хорошо сохранившиеся потоки. Как будто желая сгладить напрашивающееся из сказанного противоречие, Д. А. Оганесян (1962) пишет, что «...эпицентр извержения кислых **экструзий** Атиса (подчеркнуто нами. — С. К.) в настоящее время почти полностью размыт и находится, по всей вероятности, на наблюдаемой в настоящее время пенепленизированной поверхности, в 1500—2000 м на юго-западе от современной вершины г. Атис». Далее, в подтверждение сказанного, липарито-дацитовый вершинный купол горы он принимает за верхнечетвертичный стратовулкан (?), давший андезито-базальтовые потоки длиной 8—10 км (?). Однако, как было и ранее нами отмечено [13] приведенные предположения не соответствуют действительности.

Во-вторых, если бы кислые лавы подвергались пенепленизации, то полностью размылись хотя бы верхние порции кислых лав — липарито-дациты, имеющие относительно небольшую мощность (от 2—3 до 15 м). На самом деле указанные потоки лав, довольно целы и сохраняют все характерные признаки, присущие свежему потоку: пористые подошва и кровля, стекловатая зона закалки, трещиноватость и т. д.; почти повсеместно сохранилась на потоке стекловатая — «смоляно-каменная» корка (0,5—2 м), с характерной трещиноватостью, обычно встречающейся на свежих (особенно кислых) потоках.

Из всего сказанного по Атису можно вывести следующее: Атис в целом состоит из двух разнородных в генетическом и возрастном отношении толщ или свит — нижней капутанской и верхней — атисской (кислой). Первая подвергалась пенепленизации, а вторая перекрыла эту поверхность. Современная куполовидная вершина горы является центром излияния липарит-обсидиан-перлитовых пород. Последние излившись из вершины (верхнего яруса) стекали в пределы нижнего яруса.



Фиг. 6. Разрезы неогеновой вулканогенной толщи некоторых участков районов распространения новейших липарит-липарито-дацитовых пород Армянской ССР. 1. Пирокластические туфы ереван-ленинаканского типа. 2. Тонкостолбчатые андезито-базальты каньона р. Раздан. 3. Андезито-базальты вулканов вершинной зоны и склонов гг. Атис, Гутансар, Базенк, Гехасар и др. 4. Роговообманковые и пироксеновые андезиты вершинной зоны и склонов указанных гор (вулканов). 5. Андезито-дациты окрестностей сс. Акко, Сабунчи и др. (Талинский р-н). 6. Липарит-обсидиан-перлитовые породы атис-гутанасарской свиты. 7. Террасовые отложения: галечники и глины с прослоями диатомита. 8. Нурнусские базальты. 9. Долеритовые андезито-базальты и базальты. 10. Нурнусские диатомиты. 11. Крупностолбчатые андезито-базальты каньона р. Раздан. 12. Липарито-дациты куполов Гюмуш и Авазан. 13. Крупнополевошпатовые андезиты окрестностей вулкана Базенк. 14. Андезитовые лавы и их обломочные разности (ущелья Ухтуакунк). 15. Породы калутанской толщи (андезито-дациты, андезиты, андезито-базальты, базальты и их обломочные разности). 16. Разданская толща — сарматские глины.

Обобщая данные по всем 5 описанным участкам Абовянского района, можно предложить следующую упрощенную схему (фиг. 6) стратиграфического взаимоотношения пород (снизу-вверх):

1. Разданская толща — сарматские глины.
2. Вулканогенные и вулканогенно-обломочные образования Капутанской и Нурнусской толщ (возрастные аналоги вохчабердской толщи).
3. Липарит — липарито-дацитовые экстрозивные купола Гюмуш и Авазан.
4. Грубостолбчатые андезито-базальтовые лавы каньона р. Раздан.

5. Нурнусские диатомиты.

6. Долеритовые базальты (?) и андезито-базальты окрестностей сс. Гюмуш, Алапарс, Нурнус.

7. Липарит-обсидиан-перлитовые породы атис-гутанасарской свиты.

8. Андезитовые и андезито-базальтовые лавы вершинной зоны и склонов вулканов Атис и Гутансар и мелко столбчатые андезито-базальтовые лавы каньона р. Раздан, идущие с Гегамского нагорья.

Интересующие нас липариты попадают в довольно узкую возрастную вилку. Нижним пределом ее являются Нурнусские диатомиты; возраст последних считается [5, 10] акчагыл-апшеронским. Верхним пределом нами, как и прежними исследователями, принимаются находки палеолитических (шельских и ашельских) обсидиановых орудий, обнаруженных А. П. Демехиным [12], а затем и С. А. Сардаряном [19] на поверхности четвертой надпойменной террасы на участке от с. Арзни до с. Гюмуш; возраст указанной террасы ориентировочно относится к рисс-миндельскому времени. Если учесть, что после отложения диатомитов и до излияния липаритов произошло излияние долеритов (?) и нурнусских базальтов, то следует поднять возраст липаритов еще выше и уложить его в более узкую вилку — в промежуток между верхним апшероном и нижнечетвертичным временем.

В довольно близкое соответствие с возрастом отмеченных выше свит, в частности и липаритов, приходят и определения абсолютного возраста (табл. 1)*. Последние хорошо подтверждают также вышеприведенную точку зрения относительно разновозрастности лав атис-гутанасарской свиты и Гюмушского купола. Для первой из них определения возраста дают цифры до 2,0 млн. лет, что по последней геохронологической шкале соответствует примерно верхний плиоцен-четвертичному времени. Для лав Гюмуша получены цифры 4,3—5,3 млн. лет, соответствующие верхам среднего или низам верхнего плиоцена.

Данные абсолютного возраста подтверждают также среднеплиоценовый возраст (6—8 млн. лет) капутанской толщи** (рудовмещающих андезитов и андезито-дацитов) и подстилающих липариты крупнополовошпатовых андезитов*** (Сюникское нагорье), определенный на основании геологических данных.

Таким образом, введя в приведенную выше схему стратиграфического взаимоотношения пород палеонтологические, археологические и радиологические данные, получаем относительно хорошо да-

* Определения абсолютного возраста произведены в лаборатории абсолютной геохронологии ИГН АН Арм. ССР.

** Определения произведены по материалам А. Р. Арутюняна (1962) и Л. Б. Сарухяна.

*** По материалам К. Г. Шириняна.

тированную схему, позволяющую более точно, чем ранее, определять возраст отдельных маркирующих вулканогенных свит или толщ и, в частности, липаритов.

Институт геологических наук АН
Армянской ССР

Поступила 22.V.1967.

Ս. Հ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ ԼԻՊԱՐԻՏԱՅԻՆ ԵՎ ԼԻՊԱՐԻՏԱ-ԳԱՅԻՏԱՅԻՆ ԿԱԶՄԻ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԱՍԱԿԻ ԵՎ ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱԿԱՆ ԴԻՐՔԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու ս

Հայաստանի նորագույն լիպարիտ-լիպարիտա-դացիտային կազմի հրաբխածին ապարների հասակի հարցը բավականին վիճելի է: Այդ ապարներին տարբեր հետազոտողների կողմից վերագրվում են տարբեր հասակներ, սկսած վերին օլիգոցենից մինչև շորրորդականը ներառյալ:

Հետազոտողների գերակշռող մասը այդ դոյացումները դասում է նեոգենի հասակին, այն է՝ ստորին պլիոցեն կամ վերին պլիոցեն: Վերջին տարիներին այդ ապարները վերին պլիոցենի հասակին վերագրողները փոխեցին իրենց նախկին կարծիքը և այն իջեցրին մինչև ստորին պլիոցեն կամ միոպլիոցեն:

Հարկ է նշել, որ լիպարիտների հասակը որոշվում է նրանց տարածման ոչ բոլոր շրջաններում: Նրանց փոխհարաբերությունը կրտավածքի ստորին և վերին մասերում տեղադրված ապարների հետ ամենից լավ երևում է Հատիս և Գուլթանսար հրաբխային զանգվածների շրջակայքում (Հատիս-Գյումուշ, Նուրնուս, Արքել): Տվյալ շրջանում, և մասնավորապես նշված տեղամասերում, հրաբխային տարբեր շերտախմբերի և հոսքերի փոխհարաբերությունները հնարավորին չափով ճշգրիտ վերականգնելով, գալիս ենք այն եզրակացությունը, որ լիպարիտային ապարներն ունեն վերին պլիոցեն (վերին ապշերոն) — ստորին շորրորդականի հասակ: Ժամանակի այս միջակայքը սահմանափակվում է ներքևից Նուռնուսի վերին պլիոցենի հասակի դիատոմիտներով, իսկ վերևից՝ Արզնի և Արքել գյուղերի շրջակայքում գտնված շելի և աշելի օրսիդիանային գործիքներով:

Լիպարիտների և մյուս նշված շերտախմբերի երկրաբանական եղանակով ստացված հասակը համընկնում է նրանց բաղարձակ հասակի սովյալներին:

Այսպիսով, ստացված տվյալները հաստատում են նախկինում գոյություն ունեցող կարծիքը լիպարիտների վերին պլիոցենյան (ավելի ճիշտ՝ դյունց-մինչել) հասակի մասին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абих Г.—Геология Армянского нагорья. Зап. часть. Зап. Кавк. отд. географ. общ., кн. XXI, 1899.
2. Амарян В. М.—О стратиграфическом положении и возрасте липарито-перлито-обсидиановых лав г. Артени (на арм. языке). НТ сб. № 3, серия геол., Ереван, 1964.

3. Асланян А. Т.—Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Армянская ССР), ДАН Арм. ССР, т. XI, № 5, 1950.
4. Асланян А. Т.—Основные черты послемiocеновой истории тектонического развития Армении. Сб. научн. тр. П. И. № 8, Ереван, 1958.
5. Асланян А. Т.—Региональная геология Армении. Айпетрат. Ереван, 1958.
6. Бальян С. П.—К истории формирования и возраста вулканического нагорья Армении. Мат. XVIII научн. сессии. Ерев. Гос. ун-та Ереван, 1963 (тезисы).
7. Вегуни А. Т.—Стратиграфия палеогеновых отложений бассейнов рек Арпа и Воротан (Армянская ССР). 1961. (Автореферат диссертации).
8. Вегуни А. Т.—Некоторые закономерности верхнетретичного вулканизма Армянского нагорья. «Вулкано-плутонические формации». Тр. II Всесоюз. вулк. совещания, том 2, Изд. «Наука», 1966.
9. Габриелян А. А.—О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района. ДАН Арм. ССР, т. IX, № 1, 1942.
10. Габриелян А. А.—Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
11. Гамбарян П. П.—Нурнусское месторождение диатомита. Сб. НИС-а. Упом. Н. К. Т. № 1, 1934.
12. Демехин А. П.—Арзни (гидрогеологический очерк). Ереван, 1940.
13. Карапетян С. Г.—Куполовидные вулканы Артени и Атис. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, XVII, № 3—4, 1964.
14. Куплетский Б. М.—Геолого-петрографический очерк Агмаганского плато. В сб.: «Бассейн озера Севан (Гокча». Ереван, 1929.
15. Милиановский Е. Е.—О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа.—Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1956.
16. Назарян А. Н.—Вулканические породы и озерно-континентальные отложения нижнего течения р. Раздан. Изв. АН Арм. ССР, серия геологич. и географич. наук. т. XV, № 5, 1962.
17. Назарян Х. Е.—Геология Армянской ССР, т. I. Геоморфология (Раздан-Котайкское плато). Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1962.
18. Паффенгольц К. Н.—Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН Арм. ССР, 1947.
19. Сардарян С. А.—Палеолит в Армении, Ереван, 1951.
20. Тахтаджян А. Л., Габриелян А. А.—Опыт стратиграфической корреляции вулканических толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. VIII, № 5, 1947.
21. Турцев А. А.—Гидрогеологический очерк бассейна р. Занги.—Труды СОПС, серия закавказская, вып. 1, 1931.

А. Д. САРИБЕКЯН

ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИЦЫ ЗОНЫ *TRUNCOROTALIA SUBBOTINAE* НИЖНЕГО ЭОЦЕНА И ЗОНЫ *TRUNCOROTALIA ARAGONENSIS* СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА В СВЯЗИ С ДАННЫМИ ПО КРУПНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

В работах по унификации стратиграфических схем палеогена Юга СССР, проводимых в настоящее время коллективом стратиграфов различных организаций по линии Межведомственного стратиграфического комитета, одним из важных вопросов является положение границы нижнего и среднего эоцена [15]. На Юге СССР эта граница недостаточно разработана и не унифицирована. В районах развития фаций открытого моря Северного Кавказа, Крыма, Азербайджана и Западной части Средней Азии [36] она проводится между зонами *Truncorotalia subbotinae* и *Truncorotalia aragonensis* (табл. 1)*. В Армении комплекс мелких фораминифер с *Truncorotalia aragonensis* (Nutt.) встречается совместно с крупными фораминиферами как нижнеэоценового, так и среднеэоценового возраста [5, 7]. В Грузии зона *Truncorotalia aragonensis* по нуммулитам относится еще к нижнему эоцену [8, 11, 12, 13, 14]. Аналогично проводят рассматриваемую границу и в Средиземноморье — Сирии, Египте [16, 17, 18, 19], Северной Италии [39], на побережье Мексиканского залива [43] и в области Карибского моря [37, 38].

Недостаточно четко обоснована и сама граница между зоной *Truncorotalia subbotinae* и зоной *Truncorotalia aragonensis*, так как между ними имеется пачка переходного характера [1, 26].

Отсутствие унификации указанной границы объясняется с одной стороны недостаточной изученностью мелких фораминифер, с другой — различным пониманием стратиграфического значения крупных фораминифер.

Зональная стратиграфическая схема расчленения палеогеновых отложений впервые была разработана в СССР Н. Н. Субботиной в начале сороковых годов. Позже, Н. Н. Субботина [28] произвела корреляцию палеогеновых отложений Юга СССР со странами Средиземноморской провинции, где в то время зональной схемы еще не существовало, а выделялись только слои с характерным комплексом фораминифер. Анализ литературных данных позволил ей сопоставить зону *Truncorotalia aragonensis* с отложениями формации Арагон Мексики и по возрасту считать их нижнеэоценовыми, поскольку

* Вслед за «Основами палеонтологии» (1959), в настоящей работе принимается самостоятельность рода *Truncorotalia* (Cushman et Bermudez), 1949 в связи с чем названия зон, приведенные в интерпретации автора статьи, расходятся с названиями зон по другим авторам.

формация Арагон относилась к нижнему эоцену. В работе 1949 года Н. Н. Субботина [29] пересматривает прежнее положение и сравнивает зону *Truncorotalia aragonensis* с нижней частью нуммулитовых слоев Северной Африки [Марокко] и относит их уже к среднему эоцену.

Такое положение границы нижнего и среднего эоцена стало общепринятым в отечественной литературе и вошло в унифицированную схему, принятую на Всесоюзном стратиграфическом совещании в г. Баку в 1955 г. [24].

Однако, в зарубежной литературе граница нижнего и среднего эоцена и в настоящее время проводится так, как это было сделано Н. Н. Субботиной в первых работах, т. е. по кровле зоны *Truncorotalia aragonensis*. Так, в зональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений острова Тринидад Болли [37, 38] к нижнему эоцену относит зону *Truncorotalia formosa formosa*, зону *Truncorotalia aragonensis* и зону *Truncorotalia palmerae*, которые отвечают верхней части зоны *Truncorotalia subbotinae* и зоне *Truncorotalia aragonensis* Юга СССР [16, 18].

В работах Болли нет прямых ссылок на обоснование возраста выделенных зональных подразделений. По-видимому, основой для датировки явился возраст тех формаций, с которыми автор сравнивает выделенные им зональные подразделения. Поскольку Болли зону *Truncorotalia aragonensis* синхронизирует с формацией Арагон Мексики, то и возраст этой зоны считает нижнеэоценовым. Но он отмечает то обстоятельство, что его зона *Truncorotalia aragonensis* не вполне синхронна формации Арагон, которая охватывает также и более молодые слои [37].

Нами не было найдено литературных источников, из которых следовало бы, на каком основании сложилось мнение о нижнеэоценовом возрасте формации Арагон. Ведь в отложениях этой формации встречаются многочисленные *Hantkenina aragonensis* Nutt., *H. mexicana* Cush., *H. longispina* Cush. [43], которые отсутствуют в зоне *Truncorotalia aragonensis* Юга СССР, где первые редкие *Hantkenina aragonensis* Nutt. встречаются в последующей зоне *Acarinina crassaeformis* среднего эоцена. На Юге СССР ханткенины в таком разнообразии, как в формации Арагон, известны только начиная с зоны *Acarinina retundimarginata*, залегающей над зоной *Acarinina crassaeformis*. Присутствие ханткенин в формации Арагон скорее всего указывает на то, что данная формация синхронна зоне *Acarinina crassaeformis* и зоне *Acarinina retundimarginata* Юга СССР. Нахождение вида *Truncorotalia aragonensis* в отложениях формации Арагон не противоречит сказанному, так как этот вид в разрезах Юга СССР встречается и в более молодых отложениях, чем одноименная зона — т. е. в зоне *Acarinina crassaeformis* и даже в зоне *Acarinina retundimarginata*.

Вышеупомянутые данные по мелким фораминиферам формации Арагон не позволяют считать ее по возрасту нижнеэоценовой.

Если обратиться к более старым работам [44, 45] о нуммулитовых слоях Северной Африки [Марокко], то мы увидим, что отложения, отвечающие зоне *Truncorotalia aragonensis* Юга СССР, М. Реем в районе Рарб и В. Островским в районе Прериф по возрасту относились к нижнему лютету. Из отложений нижней части нуммулитовых слоев эти авторы указывают комплекс мелких фораминифер, типичный для зоны *Truncorotalia aragonensis* Юга СССР и, помимо того, В. Островский отмечает нахождение *Nummulites atacicus* Leymerie и *N. millescaput* Boubée в самых верхних слоях этих отложений района Прериф, на основании чего и возраст слоев с *Truncorotalia aragonensis*, залегающих непосредственно под слоями с нуммулитами, считается нижнелютетским.

Для более верхней части нуммулитовых слоев, описанных М. Реем и В. Островским, характерно обилие разнообразных ханткенин без *Truncorotalia aragonensis* Nutt., а в самой верхней части этих слоев авторами отмечены *Nummulites gizehensis* Forskal и другие крупные фораминиферы. Возраст этих отложений авторы определяют как верхнелютетский.

На основании этих данных Н. Н. Субботина и сочла возможным сопоставить зону *Truncorotalia aragonensis* Юга СССР с нижнелютетскими отложениями Марокко.

* * *

Вся сложность вопроса о положении границы нижнего и среднего эоцена заключается в том, что в фациях открытого моря, где четко выделяются стратиграфические подразделения по планктонным фораминиферам, обычно отсутствуют крупные фораминиферы и моллюски, позволяющие датировать стратиграфические подразделения. Следовательно, зональная стратиграфическая схема, основанная на планктонных фораминиферах, не может быть с исчерпывающей полнотой перенесена в области распространения мелководных отложений, где встречаются крупные фораминиферы заведомо нижне- или среднеэоценового возраста. Поэтому очень важно совместное нахождение зональных планктонных и крупных фораминифер, что мы имеем в разрезах стратотипического Бахчисарайского района. Вопреки распространенному мнению, что в разрезах Бахчисарая отсутствуют планктонные фораминиферы, нами было обнаружено их значительное количество, позволяющее сопоставить мелководные отложения разрезов Бахчисарайского района с более глубоководными отложениями Северного Кавказа [27].

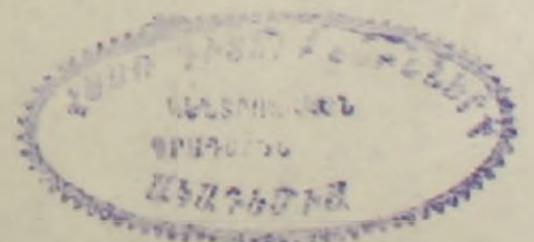
В настоящее время в схеме расчленения нижнепалеогеновых отложений Крыма по крупным фораминиферам интересующие нас отложения составляют бахчисарайский ярус нижнего эоцена и симферопольский ярус среднего эоцена. Нижнеэоценовый возраст отложений бахчисарайского яруса доказывается [4, 9, 23] присутствием

ТАБЛИЦА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВИДОВ СЛОЕВ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА МОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ПО МЕЛКИМ ФОРАМИНИФЕРАМ

Таблица 1

| АРМЕНИЯ | | | ГРУЗИЯ | | | МАРОККО район Раб | | | МАРОККО район Прериф | | | ЕГИПЕТ, СИРИЯ | | СЕВЕРНАЯ ИТАЛИЯ | | ТРИНИДАД | | МЕКСИКА | | | |
|---|------|---------|---|------|-------|----------------------|---------|------|-------------------------|------|---------|------------------------------|--------|----------------------------------|----------|----------------------------------|------|----------------------------------|--------|----------------------------------|--|
| 1964 | | | 1963 | | | 1936 | | | 1936 | | | 1964, 1965 | | 1960 | | 1957, 1957 | | 1930 | | | |
| поддел | зона | подзона | поддел | зона | толща | ярус | подярус | слои | поддел | ярус | подярус | слои | поддел | зона | формация | поддел | зона | формация | поддел | формация | |
| НИЖНИЙ ЭОЦЕН <i>Globorotalia crassata</i> | | | ПАЛЕОЦЕН НИЖНИЙ ЭОЦЕН <i>Truncorotalia crassata var aequa</i> | | | ЛЮТЕТСКИИ | | | СРЕДНИЙ ЭОЦЕН | | | СРЕДНИЙ ЭОЦЕН | | СРЕДНИЙ ЭОЦЕН | | СРЕДНИЙ ЭОЦЕН | | НИЖНИЙ ЭОЦЕН | | НИЖНИЙ ЭОЦЕН | |
| <i>Acarinina crassaeformis</i> | | | <i>Acarinina crassaeformis</i> | | | <i>Верхний</i> | | | <i>Верхний</i> | | | <i>Acarinina bullbrookii</i> | | <i>Acarinina crassaeformis</i> | | <i>Acarinina crassaeformis</i> | | <i>Acarinina crassaeformis</i> | | <i>Acarinina crassaeformis</i> | |
| <i>Truncorotalia aragonensis var aragatica</i> | | | <i>Truncorotalia aragonensis var calceata</i> | | | <i>Нижний</i> | | | <i>Мергели с</i> | | | <i>Acarinina pentamerata</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | |
| <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | | <i>Мергели с</i> | | | <i>Средний эоцен</i> | | | <i>Acarinina bullbrookii</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | |
| <i>Mergerotalia aragonensis</i> | | | <i>Mergerotalia aragonensis</i> | | | <i>Средний эоцен</i> | | | <i>Лютетский</i> | | | <i>Acarinina bullbrookii</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | |
| <i>Millescarum ataticus</i> | | | <i>Millescarum ataticus</i> | | | <i>Средний эоцен</i> | | | <i>Лютетский</i> | | | <i>Acarinina bullbrookii</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | |
| <i>Globorotalia subbotinae</i> | | | <i>Globorotalia subbotinae</i> | | | <i>Средний эоцен</i> | | | <i>Лютетский</i> | | | <i>Acarinina bullbrookii</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | |
| <i>Milnesium</i> | | | <i>Milnesium</i> | | | <i>Средний эоцен</i> | | | <i>Лютетский</i> | | | <i>Acarinina bullbrookii</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | |
| <i>Milnesium</i> | | | <i>Milnesium</i> | | | <i>Средний эоцен</i> | | | <i>Лютетский</i> | | | <i>Acarinina bullbrookii</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | |
| <i>Milnesium</i> | | | <i>Milnesium</i> | | | <i>Средний эоцен</i> | | | <i>Лютетский</i> | | | <i>Acarinina bullbrookii</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | |
| <i>Milnesium</i> | | | <i>Milnesium</i> | | | <i>Средний эоцен</i> | | | <i>Лютетский</i> | | | <i>Acarinina bullbrookii</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | |
| <i>Milnesium</i> | | | <i>Milnesium</i> | | | <i>Средний эоцен</i> | | | <i>Лютетский</i> | | | <i>Acarinina bullbrookii</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | |
| <i>Milnesium</i> | | | <i>Milnesium</i> | | | <i>Средний эоцен</i> | | | <i>Лютетский</i> | | | <i>Acarinina bullbrookii</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | | <i>Truncorotalia aragonensis</i> | |



СОПОСТАВЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА В РАЗЛИЧНЫХ ОБЛАСТЯХ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ П

| | | М. Жилью, 1952 | | М. Г. Дувийе, 1919 | Ж. Буссак. 1911 | | | Э. Белмустакв, 1959 |
|------------------|---------|---------------------------------------|---------------------------------------|---|--|--|---|---|
| отдел, под-отдел | ярус | Парижский бассейн | Бельгийский бассейн | Аквитанский бассейн (Биарриц) | Австро-Бавария | Швейцарские Альпы | Северная Италия (Виченца) | Северная Болгария |
| | | Средний эоцен | Лютецкий | IV Orbitolites complanatus III N. laevigatus var. scaber II N. laevigatus I N. laevigatus var. laudunensis | Брюссельские песчаники с Nummulites laevigatus | N. crassus N. complanatus Assilina spira N. laevigatus N. murchisoni N. irregularis | N. laevigatus N. distans N. murchisoni N. irregularis и др. | N. distans (много) N. murchisoni (много) N. irregularis (много) и др. |
| Нижний эоцен | Ипрский | Пески клоаза Nummulites planulatus | Ипрские пески с Nummulites planulatus | Nummulites planulatus | | N. distans (очень редко) N. murchisoni (редко) N. irregularis (редко) | N. planulatus N. murchisoni N. irregularis (единичные) | N. planulatus N. murchisoni N. irregularis N. nitidus |

ДИЗЕНОМОРЬЯ ПО ЗОНАЛЬНЫМ И НАИБОЛЕЕ ХАРАКТЕРНЫМ ВИДАМ КРУПНЫХ ФОРАМИНИФЕР

| Э. Белмустаков, 1959 | Г. И. Немков, П. П. Бархатова, 1961 | | П. П. Бархатова, Г. И. Немков, 1965 | И. В. Качарова, М. В. Качарова, 1962 | А. А. Габриелян, 1964, А. А. Габриелян, С. М. Григорян, 1961 | | Т. А. Мамедов, 1960, Д. М. Халилов, 1962 | | |
|--|-------------------------------------|---------------------------|--|--|---|--|--|---|--|
| Северная Болгария | зоны, подзоны | | Крым | Мангылаик, Северное Приаралье | Грузия | Армения | | Азербайджан | |
| | Numm. | | | | | южн. нумм. провинц. | сев. нумм. провинц. | Нах. АССР, южн. нумм. провинц. | Акеринск, сн.-клипорий, сев. нумм. провинц. |
| <i>N. laevigatus</i> <i>N. polygyratus</i> <i>N. murchisoni</i> <i>Assilina exronensis</i> и др. | Numm. distans | Numm. distans polygyratus | <i>N. distans</i> (от. много) <i>N. irregularis</i> (много) <i>N. murchisoni</i> | <i>N. distans</i> <i>N. distans minor</i> <i>N. irregularis</i> <i>N. murchisoni</i> и др. | <i>N. laevigatus</i> <i>N. irregularis</i> <i>N. distans</i> <i>N. murchisoni</i> и др. | <i>N. laevigatus</i> , <i>N. partschi</i> , <i>N. atacicus</i> и др. | <i>N. irregularis</i> , <i>N. distans</i> , <i>N. murchisoni</i> , <i>Assilina exronensis</i> и др. | <i>N. laevigatus</i> <i>N. atacicus</i> <i>Ass. exronensis</i> и др. | <i>N. irregularis</i> <i>N. globulus</i> и др. |
| <i>N. planulatus</i> <i>N. murchisoni</i> <i>N. irregularis</i> <i>N. nitidas</i> | Nummulites planulatus | <i>As. placentalis</i> | <i>N. planulatus</i> <i>N. praecasi</i> <i>Assilina placentalis</i> и др. | <i>N. planulatus</i> <i>N. spileceensis</i> <i>N. bolcensis</i> и др. | <i>N. planulatus</i> <i>N. murchisoni</i> (единич.) <i>N. irregularis</i> и др. | <i>N. planulatus</i> , <i>N. globulus</i> (очень много), <i>N. nitidas</i> и др. | <i>N. planulatus</i> , <i>N. subplanulatus</i> , <i>N. praecasi</i> , <i>N. burdigalensis</i> , <i>N. irregularis</i> (единичные), <i>N. distans</i> (единич.), <i>N. murchisoni</i> (единич.) и др. | <i>N. planulatus</i> <i>N. globulus</i> | <i>N. planulatus</i> |

характерных для нижнего эоцена крупных фораминифер—*Nummulites planulatus* Lamarck, *N. leupoldi* Schaub, *Assilina pustulosa* Donc., *Ass. placentula* (Desh.), а также фауной моллюсков—*Chlamys parisiensis* (Desh.), *Ch. orcina* Vass., *Ch. pristina* Vas., *Exogyra eversa* (Mell.) и др.

Среднеэоценовый возраст отложений симферопольского яруса доказываемыми следующими данными: здесь в большом количестве появляются первые представители крупных нуммулитов—*Nummulites distans* Desh., *N. irregularis* Desh. [23], которые в некоторых местах, таких как Аквитанский бассейн, Швейцарские Альпы, Северная Италия, Северная Болгария и Северная Армения [3, 5, 6, 40, 42] в единичных экземплярах появляются в верхней части нижнего эоцена совместно с типично нижнеэоценовыми формами—*Nummulites planulatus* Lam., *N. aquitanicus* Benoist, *N. exilis* Douv., *N. praelucasi* Douv. Они переходят в средний эоцен, где получают широкое развитие, а местами дают массовые скопления и становятся породообразующими организмами. Встречаются они в большом количестве в лютетских отложениях Аквитанского бассейна, Швейцарских Альп, Северной Италии, Болгарии, Мангышлака, Северного Приаралья, Северной Армении, Грузии и др. мест. (табл. 2).

В комплексе нуммулитов симферопольского яруса полностью исчезают характерные для нижнего эоцена формы: *Nummulites planulatus* Lam., *N. praelucasi* Douv., *N. pernotus* Schaub и др.

Породы с многочисленными *N. distans* Desh. и *N. irregularis* Desh. занимают определенное стратиграфическое положение — залегают выше нижнеэоценовых отложений (слоев с *N. planulatus*) и прекрываются фаунистически охарактеризованными породами верхнего лютета (слои с *N. perforatus*). Эти отложения хорошо сопоставляются со среднеэоценовыми отложениями Аквитанского бассейна, Швейцарских Альп, Северной Италии, Болгарии, Грузии, где многочисленные *N. distans* Desh., *N. irregularis* Desh., *N. murchisoni* Rutim. встречаются совместно с типичной среднеэоценовой формой *N. laevigatus* Brug. [10].

Слои с *N. distans* Desh., *N. irregularis* Desh., *N. murchisoni* Rutim. в разрезах палеогеновых отложений Северной Армении трансгрессивно налегают на фаунистически охарактеризованные отложения нижнего эоцена (*N. planulatus* Lam., *N. globulus* Leym., *N. nitidus* de la Harpe, *N. atacicus* Leym., *Assilina placentula* Desh.) и в южных районах (Араксинская зона) они фациально замещаются отложениями, переполненными типично среднеэоценовыми нуммулитами (*N. laevigatus* Brug., *N. perforatus* Montf., *N. gizehensis* Forsk., и др.). [5, 6].

В отложениях симферопольского яруса Крыма присутствуют также характерные *Chlamys solea* (Desh.), *Ch. verneuilli* (Stuck.), *Nemocardium parilae* (Desh.), *Spondylus* cf. *garispinus* Desh. [4].

II. Գ. ՍԱՐԻՔԵՆԿՅԱՆ

ՍՏՈՐԻՆ ԷՈՑԵՆԻ TRUNCUROTALIA SUBBOTINAE եՎ ՄԻՋԻՆ ԷՈՑԵՆԻ
TRUNCOROTALIA ARAGONENSIS ՋՈՆԱՆԵՐԻ ՍԱՀՄԱՆԱԶԱՏՈՒՄԸ՝
ԿԱՊՎԱԾ ԵՈՇՈՐ ՖՈՐԱՄԻՆԻՖԵՐՆԵՐԻ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ ՀԵՏ

Ա մ փ ո փ ո Վ մ

Սովետական Միության հարավի պալեոգենի ստրատիգրաֆիական սխեմաների միասնականացման (ունիֆիկացիա) աշխատանքներում կարևոր հարցերից մեկը հանդիսանում է ստորին և միջին էոցենի սահմանի դիրքը: Հյուսիսային Կովկասի, Ղրիմի, Ադրբեջանի և Միջին Ասիայի արևմտյան մասի բաց ծովային ֆացիաների դարգացման շրջաններում նշված սահմանն անց է կացվում *Truncorotalia subbotinae* և *Tr. aragonensis* զոնաների միջև (աղյուսակ 1): Ստորին և միջին էոցենի սահմանի նման դիրքը համընդհանուր ճանաչում է գտել հայրենական գրականության մեջ և մտել է Բաբլում կայացած համամիութենական ստրատիգրաֆիական խորհրդակցության ժամանակ կազմված միասնականացված սխեմայի մեջ: Մինչդեռ ՀՍՍՀ մանր ֆորամինիֆերների *Truncorotalia aragonensis* (Nutt.) պարունակող կոմպլեքսը հանդիպում է ինչպես ստորին, այնպես էլ միջին էոցենի հասակի խոշոր ֆորամինիֆերների հետ համատեղ: Վրաստանում *Truncorotalia aragonensis* զոնան, ըստ խոշոր ֆորամինիֆերների, վերագրվում է դեռևս ստորին էոցենին: Ուսումնասիրվող սահմանը արտասահմանյան գրականության մեջ անց է կացվում նույն զոնայի առաստաղով (Սիրիա, Եգիպտոս, Հյուսիսային Իտալիա, Մեքսիկական ծովածոցի ափեր, Կարիբյան ծովի շրջան):

Վերոհիշյալ երկու զոնաների միջև անցնող սահմանը ևս բավարար հրստակությունը հիմնավորված չէ:

Քննարկվող սահմանի միասնականացման բացակայությունը բացատրվում է մի կողմից մանր ֆորամինիֆերների անբավարար ուսումնասիրությամբ, մյուս կողմից՝ խոշոր ֆորամինիֆերների ստրատիգրաֆիական նշանակության տարբեր մեկնաբանմամբ:

Այդ սահմանի ճիշտ դիրքորոշման հարցում շափազանց կարևոր հանգամանք է հանդիսանում զոնայ պլանկտոն և խոշոր ֆորամինիֆերների համատեղ հանդիպումը:

Այդ տեսակետից մեծ հետաքրքրություն է ներկայացնում Բախչիսարայի կտրվածքը, ուր հակառակ գերիշխող կարծիքների, մեր կողմից խոշոր ֆորամինիֆերների հետ մեկտեղ հայտնաբերվել են զգալի քանակությամբ պլանկտոն ֆորամինիֆերներ:

Ղրիմի ստորին պալեոգենի ներկայիս սխեմայում (ըստ խոշոր ֆորամինիֆերների), մեզ հետաքրքրող նստվածքները կազմում են ստորին էոցենի Բախչիսարայի հարկը և միջին էոցենի սիմֆերոպոլի հարկը:

Բախչիսարայի հարկի ստորին էոցենյան հասակը որոշվում է նրա ապարների մեջ հանդիպող ստորին էոցենին բնորոշ խոշոր ֆորամինիֆերների և փափկամորթների առկայությամբ, իսկ Սիմֆերոպոլի հարկի միջին էոցենյան հասակը — նրա ապարներում հանդիպող *Nummulites distans* Desh., *N. irregularis* Desh., *N. murchisoni* Rulim. խոշոր նումուլիտներով:

Բաղձաթիվ *N. distans* Desh. և *N. irregularis* Desh. պարունակող ապարների տեղադրված են ստորին էոցենի հասակի ապարներից վեր (*N. planulatus* Lam. պարունակող շերտեր) և ծածկվում են վերին լյուտետի ապարներով (*N. perforatus* Montf. պարունակող շերտեր): Այդ նստվածքները լավ համադրվում են Ակվիտանիայի ավազանի, Շվեյցարական Ալպերի, Հյուսիսային Իտալիայի, Բուլղարիայի և Վրաստանի միջին էոցենի նստվածքների հետ, որտեղ վերոհիշյալ բրածոները հանդիպում են միջին էոցենի համար բնորոշ *N. laevigatus* Brug. ձևի հետ համատեղ:

ՀՍՍՀ Հյուսիսի պալեոգենի կտրվածքում *N. distans* Desh., *N. irregularis* Desh., *N. murchisoni* Rutim. պարունակող ապարները տրանսգրեսիվ են տեղադրված ֆաունայով բնորոշվող ստորին էոցենի նստվածքների վրա և հարավային շրջաններում (Արարսի դոնա) նրանք ֆացիալ կերպով փոխարինվում են միջին էոցենին բնորոշ *N. laevigatus* Brug. պարունակող շերտերով:

Ղրիմի Սիմֆերոպոլի հարկի ապարների միջին էոցենյան հասակը որոշվում է նաև նրանցում բնորոշ փափկամորթների առկայությամբ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алимарина В. П. Некоторые особенности развития планктонных фораминифер в связи с зональным расчленением нижнего палеогена Северного Кавказа. *Вопр. микропалеонтологии*, № 7, 1963.
2. Бархатова Н. Н., Немков Г. И. Крупные фораминиферы Мангышлака и Северного Приаралья и их стратиграфическое значение. Л.—М., изд. «Наука», 1965.
3. Белмустаков Э. Стратиграфия нижнего палеогена на плоскогорьях Северо-Восточной Болгарии. София, 1962.
4. Василенко В. К. Стратиграфия и фауна моллюсков эоценовых отложений Крыма. *Тр. Всес. нефт. н.-и. геол. развед. ин-та*, вып. 59, 1952.
5. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, изд. АН Арм. ССР, 1964.
6. Габриелян А. А., Григорян С. М. Новые данные о возрасте известняковой свиты эоцена бассейна оз. Севан. *ДАН Арм. ССР*, т. XXXIX, № 5, 1964.
7. Геология Арм. ССР, т. 2, Стратиграфия, Ереван, 1964.
8. Геология СССР, т. X, Груз. ССР, ч. I, М., 1964.
9. Геология СССР, т. VIII, Крым, М.—Л., 1947.
10. Жинью М. Стратиграфическая геология, М., изд. ИЛ, 1952.
11. Качарава И. В., Качарава М. В. Стратиграфия палеогена Грузии (в кн. *Colleque sur le Paléogène*, Berdeaux, Septembre, 1962).
12. Качарава М. В. Планктонные фораминиферы верхней части мела и эоцена Аджаро-Триалетского хребта. *Вестник Государств. музея Грузии*, т. XX-A, 1960.
13. Качарава М. В. Стратиграфия пестроцветной свиты Аджаро-Триалетского хребта по фауне фораминифер. *Вестник Государств. музея Грузии*, т. XXI-A, 1963.
14. Качарава М. В., Попхадзе М. В. О возрасте флишевых отложений с Гумбати. *Сообщ. АН Груз. ССР*, т. 16, № 2, 1955.
15. Коробков И. А. Состояние изученности палеогеновых отложений СССР и задачи дальнейших исследований. В кн. «Общие проблемы стратиграфии и биостратиграфии палеогена Тургая и Средней Азии» Ленинград. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 102, 1964.

16. Крашенинников В. А. Значение фораминифер открытых тропических бассейнов датского и палеогенового времени для разработки международной стратиграфической шкалы. *Вопр. микропалеонтологии*, № 8, 1964.
17. Крашенинников В. А. Зональная стратиграфия палеогеновых отложений. В кн. «Докл. сов. геологов на XXII сессии Международного геол. конгресса. Проблемы стратиграфии Кайнозоя». Изд. «Недра», 1965.
18. Крашенинников В. А. Зональная стратиграфия палеогена восточного Средиземноморья. М., изд. «Наука», 1965.
19. Крашенинников В. А., Поникарпов В. П. Стратиграфия мезозойских и палеогеновых отложений Египта. *Сов. геология*, № 1, 1964.
20. Леоянов Г. П., Алимарина В. П. Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа, М., изд. МГУ, 1964.
21. Мамедов Т. А. Схема стратиграфического расчленения эоценовых толщ Нахичеванской АССР по развитию нуммулитовой фауны. *Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка*, № 5, 1960.
22. Муратов М. В., Немков Г. И. Палеогеновые отложения окрестностей Бахчисарая и их значение для стратиграфии палеогена юга СССР. В кн. «Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР», М., 1960.
23. Немков Г. И., Бархатова Н. Н. Нуммулиты, ассилины и оперкулины Крыма. М.—Л., изд. АН СССР, 1961.
24. Резолюция совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. *Труды совещ. по разработке униф. стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области*. Баку, изд. АН Азерб. ССР, 1959.
25. Решение постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР. *Сов. геология*, № 4, 1961.
26. Сарибекян А. Д. Акаринины пограничных слоев нижнего и среднего эоцена Нальчикского района Северного Кавказа. *Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле*, т. XVII, № 6, 1964.
27. Сарибекян А. Д. Граница нижнего и среднего эоцена по планктонным фораминиферам. *Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле*, т. XVIII, № 6, 1965.
28. Субботина Н. Н. Фораминиферы датских и палеогеновых отложений Северного Кавказа. Сб. «Микрофауна Кавказа, Эмбы и Средней Азии», Ленгостоптехиздат, 1947.
29. Субботина Н. Н. Краткий очерк стратиграфии палеогеновых отложений Грозненской области по фауне фораминифер. *Микрофауна СССР*, сб. 2. Ленгостоптехиздат, 1949.
30. Субботина Н. Н. Глобигериниды, ханткениниды и глобороталиды. М., *Тр. Всес. нефт. н.-н. геол. развед. ин-та*, нов. сер., вып. 76, 1953.
31. Субботина Н. Н. Пелагические фораминиферы палеогеновых отложений Юга СССР. Сб. «Палеогеновые отложения Юга Европейской части СССР». М., Изд. АН СССР, 1960.
32. Халилов Д. М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1962.
33. Шудкая Е. К. Стратиграфия нижних горизонтов палеогена Центрального Предкавказья по фораминиферам. *Тр. ин-та геол. наук*, вып. 164, геол. серия, № 71, М., изд. АН СССР, 1956.
34. Шудкая Е. К. Стратиграфия нижнего палеогена Северного Кавказа, Крыма и некоторых других прилегающих областей. *Тр. совещ. по разраб. униф. стратигр. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области*. Баку, изд. АН Азерб. ССР, 1959.
35. Шудкая Е. К. Стратиграфия нижнего палеогена Северного Предкавказья и

Крыма. В кн. «Палеогеновые отложения Юга Европейской части СССР». АН СССР, 1960.

36. Шуцкая Е. К. Нижний палеоген Крыма, Предкавказья и Западной части Средней Азии. Автореферат дисс. на соиск. уч. степени доктора геол. мин. наук. М., 1965.
37. Bolli H. M. The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene—Lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad. B. W. J. U. S. Nat. Museum Bull. 215, 1957₁.
38. Bolli H. M. Planktonic Foraminifera from the Eocen Navel and San Fernando formations of Trinidad. B. W. J. US Nat. Museum Bull. 215, 1957₁.
39. Bolli H. M. and Cita M. B. Upper Cretaceous and Lower Tertiary Planktonic Foraminifera from the Paderno d'Adda Section Northern Italy. Internat. Geol. Congress Report of the XXI Session Norderm, 1960.
40. Boussac J. Etudes paléontologique sur le Nummulitique Alpin. Paris, Impr. Nat., 1911.
41. Colloque sur le Paléogène Bordeaux, Septembre, 1962.
42. Douvillé H. L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées. Paris, Impr. Nat., 1912.
43. Nuttall W. Eocene Foraminifera from Mexico. Journ. Pal., vol. 4. № 3, 1930.
44. Rey M. Distribution stratigraphique des *Hantkenina* dans le Nummulitique du Rharb (Maroc). Bull. Soc. Geol. France. sér. 5, vol. 8, pp. 321—340, 1938.
45. Ostrowsky V. Note Préliminaire sur la repartition graphique des Petits Foraminifères dans la Nummulitique du Prerif (Maroc). Bull. Soc. Geol. France, sér. 5, vol. 8, 1938.

Г. А. САРКИСЯН

О СООТНОШЕНИИ ПРОЦЕССОВ ОКОЛОЖИЛЬНОЙ АРГИЛЛИЗАЦИИ И СЕРИЦИТИЗАЦИИ НА ОДНОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ЗАКАВКАЗЬЯ

Обзор литературы по различным рудным районам мира, в особенности третичной и современной вулканической (в широком смысле слова) активности показывает, что гидротермальная аргиллизация разнообразных алюмосиликатных пород вулканического и осадочного происхождения представляет собой широко распространенный тип гидротермальных изменений. Он почти всегда с той или иной степенью интенсивности проявления предшествует, а нередко и сопутствует формированию жил разного минерального состава — существенно кварцевого, ферберитового, антимонитового, киноварного, полиметаллического, молибденитового, кварц-флюоритового.

Из других типов гидротермальных изменений, ассоциирующихся с аргиллизированными породами в пространстве и во времени, наиболее характерным является серицитизация, и в то же время выяснение соотношений аргиллизации и серицитизации является довольно сложной и далеко не всегда однозначно решаемой задачей.

Оставляя вне данного разбора вопросы, касающиеся места гидротермальной и сольфатарной аргиллизации в генетических схемах классификаций метасоматических процессов, (а также ряд других, поднятых в статьях Н. И. Наковника [5], Г. М. Власова [2] и др.), мы вкратце рассмотрим некоторые случаи соотношений околожильных аргиллизации и серицитизации основных пород (габброидов) на одном из золоторудных месторождений Закавказья.

Краткая характеристика золоторудного оруденения и гидротермальных изменений боковых пород

Рудное поле месторождения пространственно приурочено к ядру крупной асимметричной антиклинальной складки северо-западного простирания, сложенному преимущественно ультраосновными и основными породами досенонского (?) возраста.

Структуры, вмещающие основную массу промышленного оруденения, представлены несколькими субпараллельными зонами дробления и повышенной трещиноватости ультраосновных и основных пород с многочисленными ответвлениями между ними, характеризующимися интенсивным гидротермально-метасоматическим преобразованием в связи с различными этапами развития гидротермального процесса.

В общей схеме тектоно-магматического развития данной обла-

сти золотое оруденение занимает положение месторождений, сформировавшихся в поздние этапы ее развития (в субплатформенных условиях) в парагенетической связи с послеверхнесенонским комплексом даек и малых интрузивов диорит-порфиритов и липаритовых порфиров.

Особенности золотого оруденения: принадлежность к золото-сульфидным, золото-теллуридовым, мышьяковым и сурьмяным семействам; многостадийный характер с резко выраженными явлениями телескопирования и элементами пульсационной вертикальной зональности; неравномерный «бананцевый» характер распределения золота и разнообразных теллуридов; низкое серебряно-золотое отношение; крайнее разнообразие текстур и структур руд и гидротермально измененных пород с развитием массивных, кокардовых, полосчатых, колломорфных, крустификационных и других образований; специфичные околотрещинные метасоматические изменения (пропилитизация, лиственитизация, серицитизация, аргиллизация и др.); парагенетическая, вернее структурно-геологическая связь с комплексом малых интрузий гранитоидов, олигоценый возраст и целый ряд других признаков характеризуют месторождение как аналог мезо-эпитермальных образований третичной золоторудной формации районов альпийской металлогении (Трансильвания, Тихоокеанское кольцо).

В гидротермальном процессе, парагенетически связанном с малыми интрузиями гранитоидов, выделяются додайковый, дайковый, последайково-предрудный, рудный и послерудный этапы развития.

В последайково-предрудном и рудном этапах происходит формирование существенно кварцевых, пирит арсенопиритовых, золото-полиметаллических, кварц-антимонитовых жильных тел, в той или иной степени соответствующих стадиям минерализации [1, 8].

Характерной особенностью формирования собственно металлоносных стадий минерализации (имеются в виду вышеперечисленные постадийно образованные рудные тела) является калиевый метасоматоз (серицитизация) вмещающих рудные жилы габброидов с привнесением калия гидротермальными растворами (в среднем по месторождению в $60—70 \text{ кг/м}^3$ против $2—8 \text{ кг/м}^3$ в слабо измененных габброидах) и образованием в околорудных ореолах кварц-серицитовых, кварц-серицито-карбонатных, кварц-хлорит-серицито-карбонатных пород.

На месторождении отчетливо наблюдаются элементы обратной пульсационной вертикальной зональности, заключающиеся в смене с глубиной ранних минеральных образований более поздними и появлении на глубине новых ассоциаций, крайне слабо представленных на верхних горизонтах.

Вертикальная зональность проявляется также и в строении зон метасоматитов. Но здесь эта зональность в чистом виде встречается

редко, вследствие совмещения нескольких метасоматических колонок, соответствующих разным стадиям рудного процесса.

На верхних горизонтах (на участках развития кварцевых жил) наблюдается аргиллизация габброидов, на которую накладывается серицитизация, а на глубоких горизонтах — аргиллизация с одновременной с ней серицитизацией, которые накладываются на ранее пропилитизированные габброиды.

Вертикальная, равно как и горизонтальная зональность в строении зон метасоматитов значительно усложняется чередованием в разрезе ультраосновных и основных пород, которые характеризуются специфичными типами изменений — лиственитизацией ультраосновных и пропилитизацией, аргиллизацией, серицитизацией основных пород, т. е. отчетливо проявлена зональность, обусловленная решающим значением первичного химического состава пород [9].

Вышеотмеченная зональность, соответствующая выделяемому О. Д. Левицким и В. И. Смирновым [4] типу стадийной или зональности первого рода, в условиях описываемого месторождения выражается в своеобразной цикличности процессов минералообразования, которая с особой наглядностью устанавливается при изучении метасоматических явлений в связи с постадийно образованными рудными телами.

Эта цикличность, проявляющаяся в связи с растворами каждой стадии минерализации, в начальные моменты в виде выщелачивания оснований вмещающих пород, сменяется затем отложением жильных минералов (в основном кварца и разнообразных карбонатов), а позднее — сернистых соединений металлов и золота. Такое изменение свойств растворов, по данным Н. В. Петровской [7], характерно для многих золоторудных месторождений и, по-видимому, отражает закономерные изменения кислотно-щелочного режима каждой порции растворов в соответствии с теорией Д. С. Коржинского [3].

Как показывают расчеты привноса-выноса вещества (с учетом пористости) в совокупности с микроскопическими наблюдениями, по сути дела в связи с каждой стадией минерализации устанавливается различная степень выщелачивания оснований боковых пород (для собственно металлоносных стадий это выщелачивание проявляется на фоне калиевого метасоматоза!) с последующим их осаждением, т. е. та цикличность кислотно-основного взаимодействия для каждой порции растворов, о которой говорилось выше.

Наиболее интенсивное кислотное выщелачивание габброидов наблюдается при образовании кварцевых жил первой и кварц-антимонитовых жил последней, собственно металлоносной, стадий минерализации.

Ниже рассматриваются соотношения околожильных аргиллизации и серицитизации на примере анализа метасоматической зо-

нальности около вышеотмеченных жильных тел, представляющих собой два варианта этих соотношений, а именно:

1. Аргиллизацию с наложенной серицитизацией.
2. Аргиллизацию с сопутствующей серицитизацией.

Аргиллизация с наложенной серицитизацией в зальбандах кварцевых жил

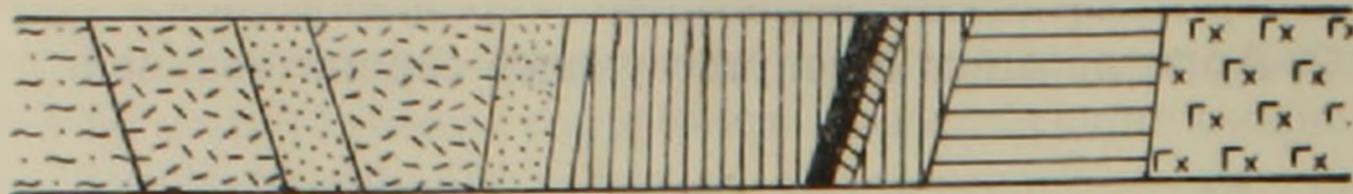
Вопрос соотношения аргиллизации и серицитизации габбровых пород рассмотрен в специальной статье автора [9]. В частности, на конкретном примере (первая часть разреза, фиг. 1) было показано, что при формировании кварцевых жил первой стадии минерализации происходит аргиллизация габброидов с образованием кварц-каолинит-диккитовых пород, сменяющаяся с удалением от жилы пропилитизацией. Там же был показан разрыв во времени между аргиллизацией и околорудной серицитизацией, обусловленной привносом калия гидротермальными растворами в связи с отложением руд пирит-арсенопиритового состава.

Сравнение химических анализов (таблица 1) показывает, что при образовании кварц-каолинит-диккитовых пород по слабо пропилитизированным габброидам происходит интенсивный вынос всех оснований и щелочей породы (Fe^{2+} , Mn, K — 100%, Ca — 97.6%, Mg — 94.6%, Na — 89.8%, Fe^{3+} — 77.6%.) Выносятся также алюминий (12.6%) и титан (35.6%). Каолинит-диккитовая зона существенно обогащается кремнеземом (64.5%).

На основании данных химических анализов апогаббровых метасоматитов разных частей метасоматического ореола (таблицы 1 и 2) построены диаграммы изменения содержания окислов при процессах аргиллизации и пропилитизации (фиг. 1а) и наложенной на них серицитизации (фиг. 1б).

Данные химических анализов (табл. 1 и 2) и диаграмма (фиг. 1б) отчетливо указывают на два момента при околорудном метасоматозе. Во-первых, наблюдается закономерное увеличение содержания окиси калия от каолинит-диккитовых и слабо пропилитизированных пород по направлению к пирит-арсенопиритовой жиле с максимумом непосредственно около нее и, во-вторых, устанавливается различная степень выщелачивания оснований около различных по составу жил — наиболее интенсивное около кварцевой жилы (полный вынос всех оснований, кроме алюминия и титана, накопление кремнезема) и более умеренное около пирит-арсенопиритовой, где на фоне привноса калия происходит существенный вынос Mg (45%), Fe^{3+} (15%), Al (12%) и особенно резкий, натрия (89%) и кальция (83%).

Таким образом, все вышесказанное свидетельствует о том, что на данном разрезе мы имеем:



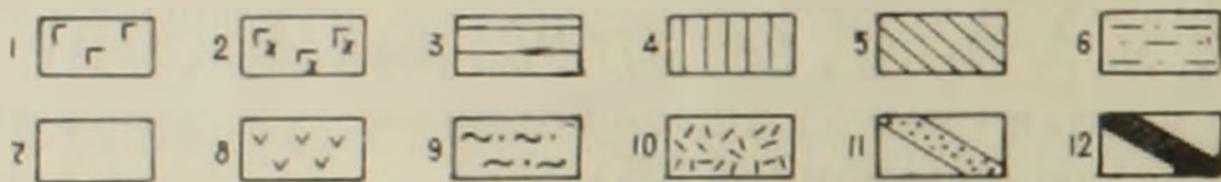
Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 1. Метасоматическая зональность около дорудных кварцевых и пирит-арсенопиритовых жил. Пример наложения околорудной серицитизации на раннюю аргиллизацию.

Фиг. 2. Метасоматическая зональность около антимонитовой жилы на верхних горизонтах м-ния. Пример серицитизации с привносом калия растворами.

Фиг. 3. Метасоматическая зональность около антимонитовой жилы на глубоких горизонтах м-ния. Пример аргиллизации с сопутствующей серицитизацией с привносом калия растворами.

Условные обозначения: 1—мезократовое габбро, 2—хлоритизированное, карбонатизированное габбро, 3—кварц-хлорит-серицит-карбонатная зона, 4—кварц-серицит-карбонатная зона, 5—кварц-серицитовая зона, 6—кварц-хлорит-карбонатная зона, 7—кварц-каолинит-диккитовая зона, 8—карбонатизированные, оталькованные серпентиниты, 9—кварц-тальково-карбонатная зона, 10—кварц-карбонатная зона (собственно листвениты), 11—кварцевые жилы, 12—рудные жилы.

1) Совмещение в пространстве двух стадийно проявленных разновременных процессов кислотного выщелачивания, проявленных с разной интенсивностью.

2) Привнос калия гидротермальными растворами в связи с образованием руд пирит-арсенопиритовой стадии минерализации и наложение околорудной серицитизации на дорудную аргиллизацию вследствие смены состава растворов во времени.

Таблица 1

| № обр. | Весовые проценты | | | | Количество вещества в кг/м ³ | | Привнос-вынос | |
|--------------------------------|------------------|--------|--------------------|--------|---|---------|---------------------|-----------|
| | | | приведенные к 100% | | | | в кг/м ³ | в % к 193 |
| | 193 | 203 | 193 | 203 | 193 | 203 | | |
| Окислы | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 41,02 | 74,74 | 40,99 | 74,38 | 1102,63 | 1799,99 | +697,36 | + 64,5 |
| TiO ₂ | 0,14 | 0,10 | 0,14 | 0,10 | 3,76 | 2,42 | - 1,34 | - 35,6 |
| Al ₂ O ₃ | 17,06 | 16,64 | 17,05 | 16,56 | 458,64 | 400,75 | - 57,89 | - 12,6 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,62 | 2,16 | 8,62 | 2,15 | 231,87 | 52,03 | -179,84 | - 77,6 |
| FeO | 0,16 | — | 0,16 | — | 4,30 | — | - 4,30 | -100,0 |
| MnO | 0,08 | — | 0,08 | — | 2,15 | — | - 2,15 | -100,0 |
| CaO | 10,20 | 0,23 | 10,19 | 0,23 | 274,11 | 5,56 | -268,55 | - 97,6 |
| MgO | 11,05 | 0,11 | 11,04 | 0,11 | 296,97 | 2,66 | -294,31 | - 94,6 |
| Na ₂ O | 1,58 | 0,18 | 1,58 | 0,18 | 42,50 | 4,35 | - 38,15 | - 89,8 |
| K ₂ O | 0,14 | — | 0,14 | — | 3,76 | — | - 3,76 | -100,0 |
| H ₂ O ⁻ | 0,32 | 0,18 | 0,32 | 0,18 | 8,60 | 4,35 | - 4,25 | - 45,9 |
| п.п.п. | 9,70 | 6,14 | 9,69 | 6,11 | 260,66 | 147,86 | -112,80 | - 43,5 |
| сумма | 100,07 | 100,48 | 100,00 | 100,00 | 2690,00 | 2420,00 | -270,00 | |
| об. вес | 2,69 | 2,42 | | | | | | |

Обр. 193 — хлоритизированное, карбонатизированное габбро.

Обр. 203 — кварц-каолинит-диккитовая порода.

Аргиллизация с сопутствующей серицитизацией в зальбандах антимонитовых жил

В качестве примера аргиллизации с сопутствующей серицитизацией с привносом калия рассмотрим два случая метасоматической зональности около антимонитовых жил.

Первый случай зональности (фиг. 2), развитой в слабо пропицитизированных габброидах, по направлению к жиле имеет следующий вид: габбро, слабо измененное с актинолитом, эпидотом, хлоритом карбонатами, магнетитом → габбро интенсивно хлоритизированное и карбонатизированное → кварц-хлорит-серицит-карбонатная зона → кварц-серицит-карбонатная зона → кварц антимонитовая жила.

Для всех зон, начиная со второй, характерна пиритизация, интенсивность которой возрастает с приближением к жиле.

Непосредственный контакт жилы под микроскопом представлен двумя мономинеральными оторочками водяно-прозрачного кварца мощностью до 0,5 см и волокнистого каолинита, местами замещаемого карбонатами.

Как показывают расчеты «привноса-выноса» вещества (табл. 3) и диаграмма изменения содержания окислов (фиг. 2а), при обра-

Таблица 2

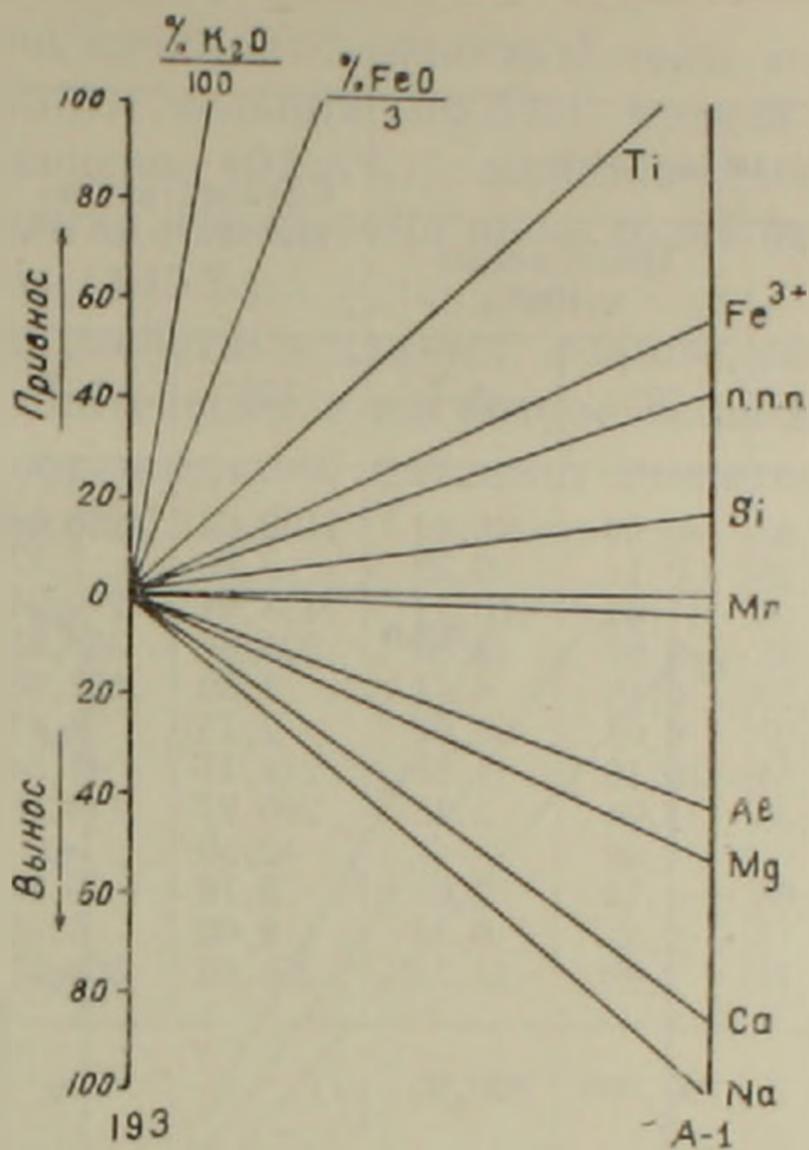
| №№ обр. Окислы | Весовые проценты | | | | | | | | Количество вещества в кг/м ³ | | | | Привнос-вынос | | | | | |
|--------------------------------|------------------|--------|--------|--------|--------------------|--------|--------|--------|---|---------|---------|---------|---------------------|----------|---------|--------------------------|---------|---------|
| | | | | | приведенные к 100% | | | | | | | | в кг/м ³ | | | в % к массе окисла в 193 | | |
| | 193 | 196 | 199 | 200 | 193 | 196 | 199 | 200 | 193 | 196 | 199 | 200 | 193-196 | 193-199 | 193-200 | 193-196 | 193-199 | 193-200 |
| SiO ₂ | 41,02 | 40,00 | 56,60 | 48,00 | 40,99 | 39,96 | 56,28 | 47,73 | 1102,63 | 915,08 | 1502,67 | 1050,06 | -185,55 | +400,04 | - 52,57 | - 17,0 | + 36,0 | + 4,0 |
| TiO ₂ | 0,14 | 0,19 | 0,19 | 0,18 | 0,14 | 0,19 | 0,19 | 0,18 | 3,76 | 4,35 | 5,07 | 3,96 | + 0,59 | + 1,31 | + 0,20 | + 13,0 | + 5,0 | + 2,6 |
| Al ₂ O ₃ | 17,06 | 19,30 | 15,88 | 17,90 | 17,05 | 19,28 | 15,79 | 17,80 | 458,65 | 441,52 | 421,59 | 391,60 | - 17,13 | - 37,06 | - 67,94 | - 3,7 | - 7,6 | - 12,0 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,62 | 0,67 | 2,65 | 1,63 | 8,62 | 0,67 | 2,64 | 1,62 | 231,88 | 15,34 | 70,48 | 35,64 | -216,54 | - 161,40 | -196,24 | - 9,3 | - 6,9 | - 15,0 |
| FeO | 0,16 | 3,22 | 3,27 | 3,69 | 0,16 | 3,21 | 3,25 | 3,67 | 4,31 | 73,51 | 86,78 | 80,74 | + 69,20 | + 82,47 | + 76,43 | + 16,0 | +1930,0 | +1786,0 |
| MnO | 0,08 | 0,08 | 0,05 | 0,21 | 0,08 | 0,08 | 0,05 | 0,21 | 2,15 | 1,83 | 1,33 | 4,62 | - 0,32 | - 0,82 | + 2,47 | - 18,0 | - 41,0 | + 109,0 |
| CaO | 10,20 | 7,42 | 0,84 | 2,10 | 10,19 | 7,41 | 0,84 | 2,09 | 274,11 | 169,69 | 22,43 | 45,98 | -104,42 | -251,68 | -228,13 | - 34,0 | - 91,0 | - 83,0 |
| MgO | 11,05 | 9,09 | 6,57 | 7,42 | 11,04 | 9,08 | 6,53 | 7,38 | 296,97 | 207,93 | 174,35 | 162,36 | - 89,04 | -122,62 | -134,61 | - 33,0 | - 40,0 | - 45,0 |
| Na ₂ O | 1,58 | 0,57 | 0,17 | 0,21 | 1,58 | 0,57 | 0,17 | 0,21 | 42,50 | 13,05 | 4,54 | 4,62 | - 29,45 | - 37,95 | - 37,88 | - 69,0 | - 90,0 | - 89,0 |
| K ₂ O | 0,14 | 1,70 | 1,71 | 2,95 | 0,14 | 1,70 | 1,70 | 2,93 | 3,77 | 38,93 | 45,40 | 64,46 | + 35,15 | + 41,63 | + 60,63 | + 95,0 | +1132,0 | +1654,0 |
| H ₂ O ⁻ | 0,32 | 1,50 | 0,10 | 0,40 | 0,32 | 1,50 | 0,10 | 0,40 | 8,61 | 34,35 | 2,67 | 8,80 | + 25,74 | - 5,94 | + 0,19 | + 30,0 | - 69,0 | + 2,0 |
| п.п.п. | 9,70 | 16,10 | 9,45 | 14,82 | 9,69 | 16,08 | 9,40 | 14,73 | 260,66 | 368,24 | 250,98 | 324,06 | +107,58 | - 9,68 | + 63,40 | + 41,0 | - 3,7 | + 24,4 |
| S | не опр. | 0,27 | 3,08 | 1,06 | не опр. | 0,27 | 3,06 | 1,05 | не опр. | 6,18 | 81,70 | 23,32 | + 6,18 | + 81,70 | + 23,32 | +100,0 | +1249,0 | + 282,0 |
| Сумма | 100,07 | 100,11 | 100,56 | 100,57 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 2690,00 | 2290,00 | 2670,00 | 2200,00 | -100,00 | -20,00 | -190,00 | | | |
| Об. вес | 2,69 | 2,29 | 2,67 | 2,20 | | | | | | | | | | | | | | |

Обр. 193 — Хлоритизированное, карбонатизированное габбро.

Обр. 196 — кварц-хлорит-серицит-карбонатная порода.

Обр. 199 — кварц-серицитовая порода.

Обр. 200 — кварц-серицит-карбонатная порода.



Фиг. 2а — Изменение содержания окислов при серицитизации около антимонитовой жилы. 193 — хлоритизированное, карбонатизированное габбро, А-1 — кварц-серицит-карбонатная порода.

же время происходит накопление кремнезема (18.4%), титана (106.5%) и привнос закисного (28.4%) и окисного железа (54.6%). Соответственно увеличивается содержание серы и углекислоты.

Таким образом, по сути дела, на данном разрезе наблюдается кислотное выщелачивание оснований из внутренней зоны на фоне привноса калия (69.9 кг/м³ против 3.7 кг/м³).

Второй случай зональности изучен на глубоких горизонтах месторождения, примерно на 100 м ниже вышеописанного разреза (фиг. 3).

Здесь по контакту аноперидотитовых тальково-карбонатных и хлоритизированных, карбонатизированных габброидов проходит тонкополосчатый прожилок пирит-антимонитового состава с каолинит-диккитовыми скоплениями.

Метасоматическая зональность по направлению к прожилку имеет такой вид: габбро хлоритизированное, карбонатизированное → кварц-хлорит серицит карбонатная зона → кварц-серицит карбонатная зона → каолинит-диккитовая зона с небольшой примесью карбоната.

Тонкие прослойки габброидов, чередующиеся с пирит-антимонитовыми полосками, полностью превращены в каолинит-диккитовую массу.

Лежачий бок прожилка представлен зеленоватыми листовицами мощностью 25—30 см, образовавшимися за счет серых тальково-карбонатных пород.

Расчеты «баланса» вещества показывают (табл. 4 и фиг. 2б).

Таблица 3

| Окислы | Весовые проценты | | | | Количество вещества в кг/м ³ | | Привнос-вынос | |
|--------------------------------|------------------|-------|---|--------|---|---------|---------------------|--------------------------|
| | | | приведенные к 100 ⁰ / ₀ | | | | в кг/м ³ | в % к массе окисла в 193 |
| | 193 | A-1 | 193 | A-1 | 193—A-1 | 193—A-1 | | |
| SiO ₂ | 41,02 | 47,87 | 40,99 | 48,01 | 1102,63 | 1286,66 | +184,03 | + 18,4 |
| TiO ₂ | 0,14 | 0,29 | 0,14 | 0,29 | 3,76 | 7,77 | + 4,01 | + 106,5 |
| Al ₂ O ₃ | 17,06 | 10,08 | 17,05 | 10,11 | 458,64 | 270,94 | -187,70 | - 40,8 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,62 | 13,35 | 8,62 | 13,39 | 231,87 | 358,85 | +126,98 | + 54,6 |
| FeO | 0,16 | 4,73 | 0,16 | 4,74 | 4,30 | 127,03 | +122,76 | + 284,0 |
| MnO | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 2,15 | 1,87 | - 0,28 | - 1,3 |
| CaO | 10,20 | 1,54 | 10,19 | 1,55 | 274,11 | 41,54 | -232,57 | - 84,7 |
| MgO | 11,05 | 5,33 | 11,04 | 5,35 | 296,97 | 143,38 | -153,59 | - 51,7 |
| Na ₂ O | 1,58 | — | 1,58 | — | 42,50 | — | - 42,50 | - 100,0 |
| K ₂ O | 0,14 | 2,60 | 0,14 | 2,61 | 3,76 | 69,94 | + 66,18 | +1760,1 |
| H ₂ O ⁻ | 0,32 | 0,13 | 0,32 | 0,13 | 8,60 | 3,48 | - 5,12 | - 59,4 |
| п.п.п. | 9,70 | 13,71 | 9,69 | 13,75 | 260,66 | 368,50 | +107,84 | + 41,4 |
| Сумма | 100,07 | 99,70 | 100,000 | 100,00 | | | | |
| Объем вес | 2,69 | 2,68 | | | 2690,00 | 2680,00 | -10,00 | |

Обр. 193 — хлоритизированное, карбонатизированное габбро.

Обр. A-1 — кварц-серицит-карбонатная порода.

Таблица 4

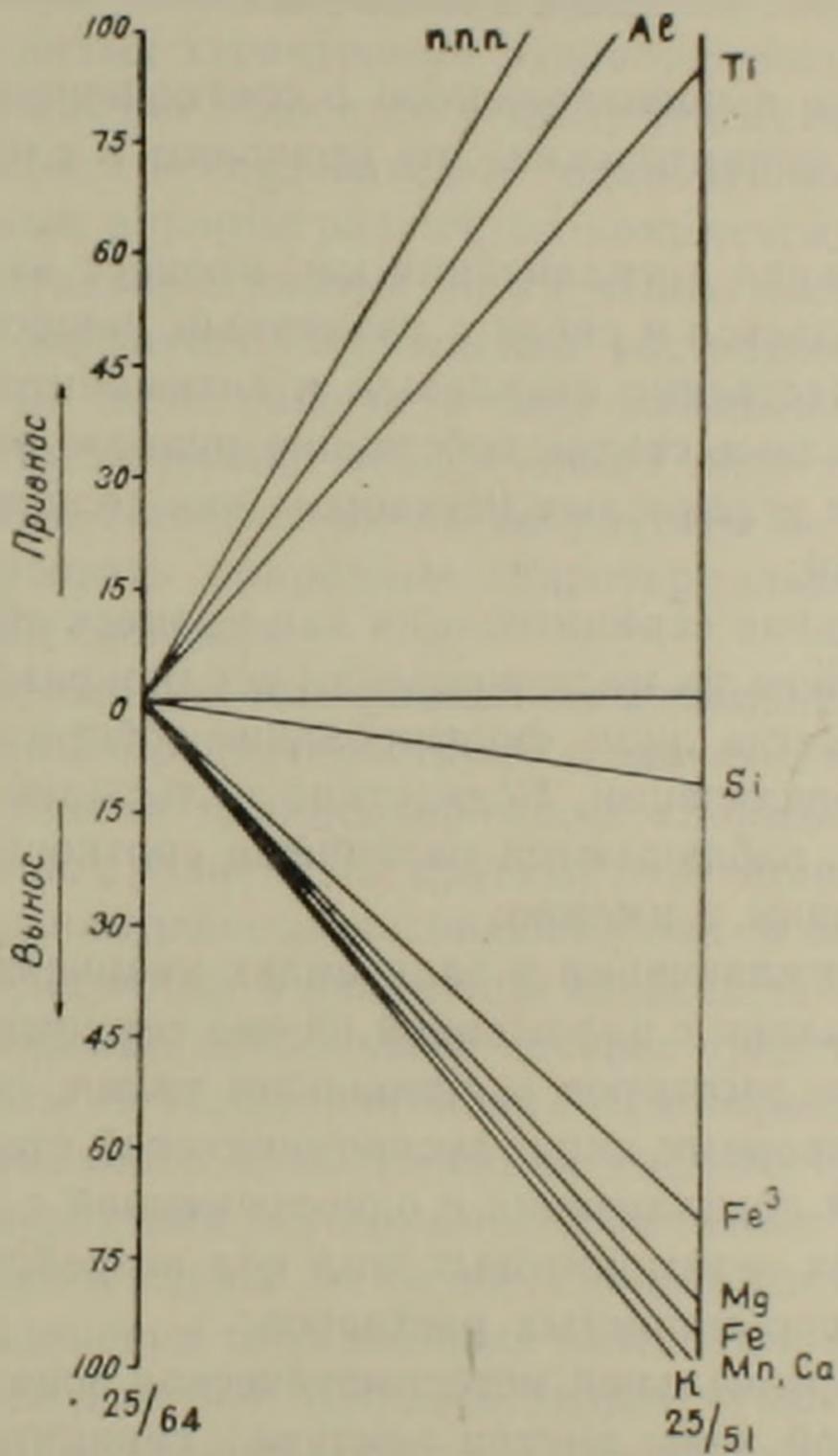
| Окислы | Весовые проценты | | | | Количество вещества в кг/м ³ | | Привнос-вынос | |
|--------------------------------|------------------|-------|---|--------|---|---------|---------------------|--------------------------|
| | | | приведенные к 100 ⁰ / ₀ | | | | в кг/м ³ | в % к массе окисла 25/64 |
| | 25/54 | 25/51 | 25/64 | 25/51 | 25/64 | 25/51 | | |
| SiO ₂ | 45,95 | 44,08 | 45,96 | 44,11 | 1273,10 | 1129,21 | -143,89 | - 11,3 |
| TiO ₂ | 0,23 | 0,46 | 0,23 | 0,46 | 6,37 | 11,78 | + 5,41 | + 85,0 |
| Al ₂ O ₃ | 16,25 | 37,25 | 16,26 | 37,28 | 450,40 | 954,37 | +503,97 | +111,0 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,23 | 0,65 | 2,23 | 0,65 | 61,77 | 16,64 | - 45,13 | - 73,0 |
| FeO | 6,03 | 0,54 | 6,03 | 0,54 | 167,03 | 13,82 | -153,21 | - 91,5 |
| MnO | 0,09 | — | 0,09 | — | 2,49 | — | - 2,49 | -100,0 |
| CaO | 11,41 | 0,44 | 11,41 | 0,44 | 316,06 | 11,26 | -304,80 | - 96,5 |
| MgO | 9,43 | 1,24 | 9,43 | 1,24 | 261,21 | 31,75 | -229,46 | - 88,5 |
| Na ₂ O | 2,20 | — | 2,20 | — | 60,94 | — | - 60,94 | -100,0 |
| K ₂ O | 0,30 | — | 0,30 | — | 8,31 | — | - 8,31 | -100,0 |
| H ₂ O ⁻ | 0,19 | 0,70 | 0,19 | 0,70 | 5,26 | 17,92 | + 12,66 | +240,0 |
| п.п.п. | 5,67 | 14,56 | 5,67 | 14,58 | 157,06 | 373,25 | +216,19 | +145,0 |
| Сумма | 99,98 | 99,92 | 100,00 | 100,00 | 2770,00 | 2560,00 | -210,00 | |
| Объем. вес | 2,77 | 2,56 | | | | | | |

Обр. 25/64 — хлоритизированное, карбонатизированное габбро.

Обр. 25/51 — кварц-каолинит-диккитовая с примесью карбоната порода.

что при образовании каолинит-диккитовой зоны выносятся натрий (100%), калий (100%), кальций (96.5%), магний (88.5%), железо окисное (73%) и закисное (91.5%), марганец (100%). При почти постоянном содержании кремнезема происходит накопление алюминия (111%) и воды (145%).

Как следует из расчетных данных, в приведенном выше случае наблюдается более интенсивное кислотное выщелачивание основных габброидов с образованием каолинит-диккитовой зоны непосредственно у прожилка.



Фиг. 3а — Изменение содержания окислов при аргиллизации с сопутствующей серицитизацией около антимонитовых жил. 25/64 — хлоритизированное, карбонатизированное габбро, 25/51 — каолинит-диккитовая порода.

Таким образом, из анализа метасоматической зональности около антимонитовых жил следует, что:

1. формирование жил антимонитового состава сопровождается калиевым метасоматозом вмещающих их габброидов с привносом калия гидротермальными растворами;

2. калиевый метасоматоз основных пород представляет собой кислотное выщелачивание, проявленное с различной интенсив-

ностью на разных горизонтах месторождения (более интенсивное на глубоких !!).

Несмотря на привнос калия гидротермальными растворами, на глубоких горизонтах месторождения происходит аргиллизация с одновременной с ней серицитизацией (с удалением от жил), а на верхних — серицитизация при отсутствии аргиллизации, что является редким (для близповерхностных месторождений) случаем проявления обратной вертикальной метасоматической зональности.

З а к л ю ч е н и е

Суммируя все вышеизложенное о соотношении околожилльных аргиллизации и серицитизации, мы приходим к следующим основным выводам:

1. околожилльная аргиллизация как процесс кислотного выщелачивания наблюдается в связи с различным вещественным выполнением жил (существенно кварцевым и антимонитовым), представляющим собой разные стадии собственно рудного этапа, и происходит под влиянием углекислых растворов, как содержащих, так и не содержащих калий;

2. околожилльная серицитизация как процесс кислотного выщелачивания проявлена на месторождении неоднократно, сопровождая исключительно всегда лишь формирование собственно металлоносных стадий минерализации. Вследствие пульсационного характера рудообразования наблюдаются различные соотношения аргиллизации и серицитизации, а именно:

а) дорудная аргиллизация в зальбандах кварцевых жил первой стадии минерализации с наложенной на нее серицитизацией в связи со сменой состава растворов (с привносом калия, серы, мышьяка, углекислоты растворами пирит-арсенопиритовой стадии);

б) околорудная аргиллизация с одновременной с ней серицитизацией в зальбандах антимонитовых жил под воздействием калийных углекисло-серно-сурьмянистых растворов;

в) обратная вертикальная метасоматическая зональность с развитием аргиллитовой зоны внутри контура серицитизации (между антимонитовой жилой и зоной серицитизации), а в вертикальном разрезе — под зоной серицитизации.

Кислотно-выщелачивающее действие сложных по составу калий-содержащих углекисло-сернисто-мышьяково-сурьмянистых растворов указывает на то, что при наличии в составе гидротерм такого сильного щелочного металла как калий, кислая реакция таких растворов должна быть обязана особому состоянию и связям в них калия, обуславливающим с одной стороны кислотное выщелачивание при «щелочном»? метасоматозе — серицитизации, и с другой — перенос и отложение таких труднорастворимых металлов, как Cu, Zn, Pb, Fe.

As, Au, Ag, Bi, Sb, In, Sn, Te, Hg, Cd и др. (т. е. наиболее характерных рудообразующих элементов месторождения).

Факторы, обуславливающие первоначально кислый характер рудообразующих растворов и способность их к переносу металлов, достаточно сложны и дискуссионны и анализ их, в сущности, сводится к выяснению вопроса о способе и формах переноса вещества, составе и режиме кислотности—щелочности гидротермальных растворов, который выходит за рамки настоящей статьи.

Не рассматривая здесь также вопроса об источниках калия и причинах его совместной миграции с рудными элементами, следует отметить, что главные характерные рудообразующие элементы изученного месторождения относятся к числу тех металлов, перенос которых большинством исследователей единодушно предполагается наиболее реальным в форме различных комплексных соединений.

Экспериментальные работы по изучению свойств сложных по составу калийсодержащих комплексных растворов крайне немногочисленны. Обычно такие работы (в силу возможностей современного эксперимента) охватывают ограниченное число как металлов, так и растворителей и, естественно, их результаты не могут безоговорочно характеризовать природные гидротермальные системы с их сложным солевым составом.

Однако, данные уже имеющихся экспериментальных работ достаточно убедительно свидетельствуют о значительно большей растворяющей способности калийсодержащих хлоридных, карбонатных и т. п. растворов по сравнению с другими, что объясняется неизбежностью процессов комплексообразования в них со всеми вытекающими отсюда последствиями в изменении свойств таких растворов.

В этом отношении наибольший интерес представляют экспериментальные работы Л. Н. Овчинникова [6], которые показывают, что условия одновременного существования кислого состояния растворов с возрастанием в них растворимости металлов при наличии щелочей сохраняются в случае, если последние в растворах связаны в комплексные соединения типа двойных солей. При этом, кислотность и экстрагирующее действие таких растворов существенно возрастают при прибавлении значительных количеств щелочных металлов, при условии, если растворы содержат также хлор. Характерной особенностью таких ацидокомплексов является их высокая растворимость, большая стойкость и способность к переносу на большие расстояния.

Об участии хлора (наряду с углекислотой, серой, мышьяком, сурьмой и др.) в составе рудообразующих растворов изученного месторождения свидетельствуют результаты анализа водных вытяжек из мономинеральных проб жильных минералов рудных тел, которые указывают на значительные концентрации его (от 7.1 до 23.0 мг на 100 г) в кварцах, халцедонах, кальцитах, доломитах, родохрозитах

разных стадий минерализации. Кроме хлора установлены: бикарбонат-ион, сульфат-ион, натрий, кальций, магний, силиций.

Таким образом, возможность нахождения в природных условиях водных углекислых хлоридно-бикарбонатно-сульфатных растворов с существенным содержанием калия, мышьяка, серы, сурьмы и др., характеризующихся кислыми свойствами вследствие связывания калия в комплексы с разнообразными металлами в присутствии различных аддентов (HCO_3^- , Cl^- , HS^- , $(\text{S}_2\text{O}_3)^{2-}$ и т. п.), доказывается экспериментально.

Взаимодействие таких сложных по составу гидротермальных растворов с боковыми породами приводит к выщелачиванию последних с образованием зон аргиллизации и серицитизации. Дальнейшая нейтрализация и ощелачивание этих кислых растворов как в силу их естественной эволюции, так и в результате реакций с основными породами приводят к осаждению в трещинной полости карбонатов, кварца и разнообразных сульфидов, арсенидов, сульфоантимонитов, создавая тем самым кажущееся несоответствие между щелочным составом жильного выполнения и контактирующими с ним кислотно-выщелоченными (аргиллизированными и серицитизированными) породами.

Описанные выше различные соотношения околожильных аргиллизации и серицитизации являются, по мнению автора, следствием:

1) пульсационного характера рудообразования, при котором происходит прерывистое отщепление отдельных порций растворов различного солевого состава;

2) естественной эволюции, при которой отдельная порция растворов (несущая калий в виде комплексных соединений типа двойных солей) переживает стадию кислотного состояния и, в зависимости от продолжительности и интенсивности воздействия, производит аргиллизацию с одновременной с ней серицитизацией или только лишь серицитизацию.

Стадийное развитие процессов трещинообразования в конкретных условиях описанного месторождения фиксируется разновременными минеральными ассоциациями, сопровождаемыми в зависимости от состава растворов каждой конкретной стадии минерализации однотипными или разнотипными изменениями вмещающих пород. Однако, признаком, общим для растворов каждой стадии минерализации независимо от состава, является закономерное прохождение их через стадию кислотного состояния и последующая нейтрализация с осаждением рудных компонентов. Иными словами, каждая порция гидротермальных растворов характеризуется своей «волной» кислотности (по терминологии Д. С. Коржинского) и, с этой точки зрения, выявление таких «волн» кислотности в других место-

рождениях аналогичного типа может служить дополнительным важным критерием для обоснованного выделения стадий минерализации.

Институт геологических наук
АН Арм. ССР

Поступила 20.X.1966.

Հ. Ա. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ՄԵՐՉԵՐԱԿԱՅԻՆ ԱՐԳԻԼԻԶԱՑԻԱՅԻ ԵՎ ՍԵՐԻՑԻՏԻԶԱՑԻԱՅԻ ՊՐՈՑԵՍՆԵՐԻ ՓՈԽՂԱՐԱՐԵՐՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ ԱՆԴՐԿՈՎԿԱՍԻ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻՑ ՄԵԿՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Արգիլիզացիայի և սերիցիտիզացիայի ենթարկված գաբրոները ներկայացնում են իրենցից հանքավայրի կրակամերձ փոփոխված ապարների ամենալայն տարածված տիպերից մեկը:

Այն մեթասոմատիկ պրոցեսների ուսումնասիրությունը, որոնք կապված են քվարցային, պիրիտ-արսենոպիրիտային, բազամետաղ, սուլֆոանտիմոնիտային ստադիաների հետ, ցույց է տալիս, որ բոլոր բուն մետաղակիր միներալիզացիայի ստադիաները ուղեկցվում են կալյումային մեթասոմատոզով (սերիցիտիզացիայով), ընդ որում, նշանակալից է այն հանգամանքը, որ կալյումային մեթասոմատոզը ներկայացնում է իրենից տիպիկ թթվային տարալուծման օրինակ:

Մեթասոմատիկ զոնալականության անալիզը քվարցային և սուլֆոանտիմոնիտային միներալիզացիայի ստադիաների երակների երկայանքով ցույց է տալիս, որ՝

1. Մերձերակային արգիլիզացիան որպես թթվային տարալուծման պրոցես հանդիպում է տարբեր կազմ ունեցող երակների կրկայանքով հանքային պրոցեսի տարբեր փուլերում, և տեղի է ունենում ածխաթթվային լուծույթների ազդեցության տակ, որոնք մերթ Կարունակում են կալիում, մերթ այն շին պարունակում:

2. Մերձերակային սերիցիտիզացիան որպես թթվային տարալուծման պրոցես արտահայտված է հանքավայրում բազմիցս անգամ, ուղեկցելով միշտ բուն մետաղաբեր միներալիզացիայի ստադիաները:

Հանքառաջացման պրոցեսների պուլսացիոն բնույթի հետևանքով նկատվում է արգիլիզացիայի և սերիցիտիզացիայի տարբեր փոխհարաբերություններ՝

ա) մինչ հանքային արգիլիզացիա հանքայնացման առաջին ստադիայի քվարցային երակների կոնտակտում, որի վրա ներդրվում է սերիցիտիզացիան՝ հիդրոթերմալ լուծույթների կազմի փոփոխման հետևանքով (կալիումի, ծծումբի, քլորի, մկնդեղի սվեյացումով՝ պիրիտ-արսենոպիրիտային ստադիայի լուծույթներում):

բ) մերձերակային արգիլիզացիա գույակցվող սերիցիտիզացիայի պրոցեսով, անտիմոնիտային երակների երկայանքով, կալյումային ածխաթթուծծումբ-անտիմոնային լուծույթների ազդեցության տակ:

գ) հակադարձ վերտիկալ մեխանիզմային գոնալականություն, անտիմոնիտային երակների երկայանքով, որտեղ արգիլիտային գոնան դարգանում է սերիցիտիզացիայի ուրվագծի ներսում (երակի և սերիցիտային գոնայի միջև), իսկ վերտիկալ կտրվածքում՝ սերիցիտիզացիայի գոնայի տակ:

Վերոհիշյալ փոխհարաբերությունները հեղինակի կարծիքով հետևանք են՝

1. հանքառաջացման պրոցեսների պոլիսոցիոն բնույթի, որի պատճառով տեղի է ունենում տարբեր կազմի լուծույթների առանձին բաժինների ընդհատուն անջատումը մագմատիկ օջախից

2. լուծույթների բնական Լվոլյուցիայի, որի հետևանքով լուծույթի ամեն մի առանձին բաժինը (որը կրում է կալիումը կոմպլեքսային միացությունների՝ կրկնակի աղերի ձևով) ապրում է թթվային տարալուծման վիճակ և, կախված պրոցեսի տեղականությունից ու ինտենսիվությունից, կատարում է կամ սերիցիտիզացյա կամ արգիլիզացիյա իրեն զուգակցող սերիցիտիզացիայով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амирян Ш. О. О вещественном составе руд одного из золоторудных месторождений. Изв. АН Арм. ССР, т. 13, № 3—4, 1960.
2. Власов Г. М. О двух типах гидротермальной аргиллизации. Геол. рудн. м-ний, т. VII, № 5, 1965.
3. Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах. Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. «Проблемы генезиса руд». Проблема 5. Москва, 1964.
4. Левинский О. Д., Смирнов В. И. Исследование гипогенной зональности при поисках скрытых рудных тел гидротермального происхождения. В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». Москва, 1963.
5. Наковник Н. И. О новом типе околорудных изменений. Зап. Всесоюзн. Минерал. Об-ва, ч. XXXVI, № 6, 1954.
6. Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур А. С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 5. «Проблемы генезиса руд». Москва, 1964.
7. Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР. Международ. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 16. Генетические проблемы руд. Москва, 1960.
8. Салия Д. Г. Некоторые закономерности локализации гидротермального оруденения Амасия-Акеринской геотектонической зоны Малого Кавказа. Геологический сб., № 2. Тр. КИМС-а, 1962.
9. Саркисян Г. А. Роль вмещающих пород при метасоматизме и зональность его продуктов на примере золоторудного месторождения. Труды первой конференции по околорудному метасоматизму. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании», Москва, 1966.

В. А. АГАМАЛЯН

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ДИАФТОРЕЗ В АРЗАКАНСКОМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ МАССИВЕ

Арзаканский кристаллический массив обнажается в ядре верхнемеловой антиклинали общекавказского простирания на южном склоне Цахкуняцкого хребта в р-не сс. Арзакан, Бжни и Агверан, занимая площадь в 120 км². Он отделен от расположенного севернее и северо-западнее Апаран-Анкаванского метаморфического массива естественными орографическими и геологическими границами—гребнями Шахсуварского и Зинджерлинского отрогов, сложенных верхнемеловыми, третичными и четвертичными образованиями.

Снизу-вверх массив сложен мигматитами и инъекционными гнейсами, различными кварц-слюдистыми и кварц-слюдисто-хлоритовыми кристаллическими сланцами с пачками доломитов и мраморов, зеленосланцевыми порфиритоидами и порфироидами, увенчанный сверху мощными мраморами с пропластками метапсамитовых зеленых сланцев. Интрузивные образования имеют широкое распространение и представлены породами от ультраосновных до ультракислых, размещенных в различных частях разреза Арзаканского кристаллического массива и поэтому дислоцированных и метаморфизованных в различной степени.

Район был охвачен геологическими исследованиями Н. Г. Казнаковой, К. Н. Паффенгольца, В. Н. Котляра, Г. П. Багдасаряна, Р. А. Аракеляна и других исследователей. Однако вопросы петрографии и метаморфизма сланцев остаются слабо изученными. С 1963 г. автором проводится подробное крупномасштабное картирование, петрографическое и минералогическое изучение сланцев и интрузивов Арзаканского кристаллического массива, на основании которого составлена новая крупномасштабная геолого-петрографическая карта, дается новое расчленение сланцев и интрузивов, и уточняются вопросы геологии и метаморфизма района. Впервые обнаружены и изучены явления регионального диафтореза в нижней серии Арзаканского кристаллического массива, чему и посвящена настоящая статья.

Как известно, диафторез или ретроградный (регрессивный) метаморфизм может иметь место только при наличии предшествующего ему метаморфизма более высокой ступени. Этот процесс для своего развития требует наличия метаморфических пород более высокой фации и выражается в смене минеральных парагенезисов высокой ступени более низкими. Распознаются явления диафтореза преимущественно микроскопическими методами по признакам заме-

щения высокотемпературных минералов низкотемпературными. Следовательно, распознавать явления диафтореза возможно только при сохранении реликтов минералов и структур высоких фаций в более низкотемпературных псевдоморфозах по ним [1].

Хорошим примером диафторитов могут служить пятнистые сланцы, широко развитые в Арзаканском кристаллическом массиве в северной части гребня Бжну-ял, на правом берегу р. Даллар, в верховьях оврага Агдаши-дзор и др. участках. Пятнистые сланцы слагают выдержанный стратиграфический горизонт, являясь основанием разреза Арзаканского кристаллического массива. Они на различных участках интенсивно гранитизированы с переходом через инъекционные гнейсы в типичные гранитные мигматиты (гранито-гнейсы).

Пятна, по наличию которых сланцы получили свое название, как будет показано ниже, являются не чем иным, как **псевдоморфозами** по порфиробластам граната и андалузита развитыми ретроградно. Петрографические исследования пятнистых сланцев позволяют установить два этапа регионального метаморфизма.

Пятнистые кварц-слюдистые сланцы характеризуются наличием многочисленных более густо окрашенных пятен — включений размером от 2 до 5—10 мм, обычно вытянутых по линейности сланцев. Окраска сланцев серо-зеленая, а пятен — темно-серая или зеленая, обычно более темная, чем у вмещающей массы. На блестящей поверхности сланцеватости пятна резко выделяются своим матовым блеском.

Текстура породы слоисто-кристаллическая с высокой степенью развития кристаллизационной сланцеватости, мелко-плойчатая с отчетливой линейностью. Последняя выражена в виде тонкой параллельной штриховки на плоскостях сланцеватости, образованной гребешками плек. Четко развит поперечный (к линейности) кливаж в виде грубых параллельных трещин отдельности, без заметных следов движений по ним. Иногда окраска сланцев становится более светлой, до зеленовато-кремовой, или наоборот, более темной, густо серо-зеленой. В первом случае пятна выделяются резче, а во втором слабее. При выветривании, пятна рельефно выступают на плоскостях сланцеватости в виде бугорков.

Под микроскопом пятнистые сланцы обнаруживают grano-лепидобластовую структуру, сильно развитую сланцеватость и резко плойчатую микротекстуру.

На этом фоне выделяются более крупные выделения — пятна-порфиробласты, часто сохраняющие правильные кристаллографические очертания.

В составе пятнистых сланцев установлены следующие минералы: главные — кварц, мусковит, хлорит и биотит; второстепенные — альбит, серицит и гранат; акцессорные — ильменит, магнетит, турмалин, апатит, рутил и циркон.

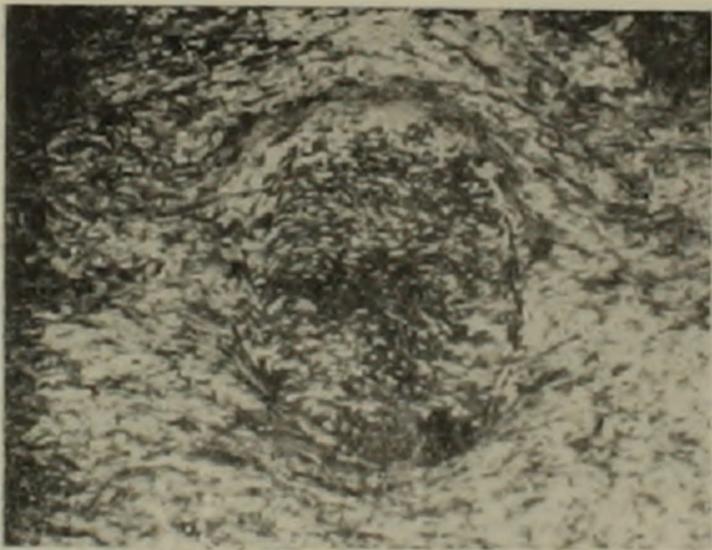
Размер зерен основной ткани колеблется от 0,2 до 0,7 мм, составляя в среднем 0,5 мм, тогда как пятна-порфиробласты имеют размер от 1 мм до 10—15 мм. Пятна сложены мелкочешуйчатым агрегатом с размером зерен 0,01 мм.

По форме и материалу заполнения можно различить по меньшей мере 2 типа пятен:

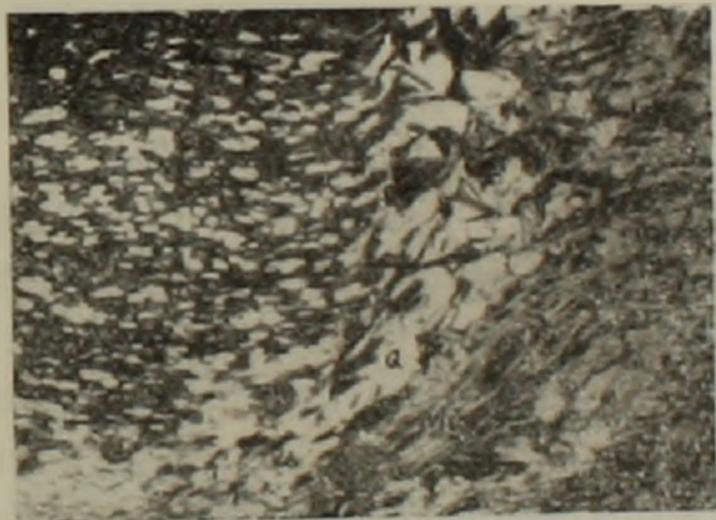
1) пятна округлой формы, сложенные преимущественно хлоритом и серицитом;

2) пятна таблитчатой формы, сложенные в основном серицитом, в которых хлорит может совершенно отсутствовать.

1) Пятна округлой формы преобладают и, как показали наблюдения над большим количеством шлифов, являются хлорит-серицитовыми псевдоморфозами, развитыми ретроградно по синкинематическим порфиробластам граната. В некоторых шлифах, отобранных, по совету проф. Е. А. Кузнецова, из слабо нарушенных участков сланцев (ядра мелких складок, будины), в пятнах этого типа удалось обнаружить реликты альмандина, сохранившегося от замещения, а в одном случае (шл. 538а)—почти целый порфиробласт бледно-розового изотопного альмандина ($n=1,810\pm 5$) пойкилобластического гелицинового строения, только с периферии частично затронутый замещением тонкочешуйчатым агрегатом серицита и хлорита (фиг. 1).



Фиг. 1.



Фиг. 1а.

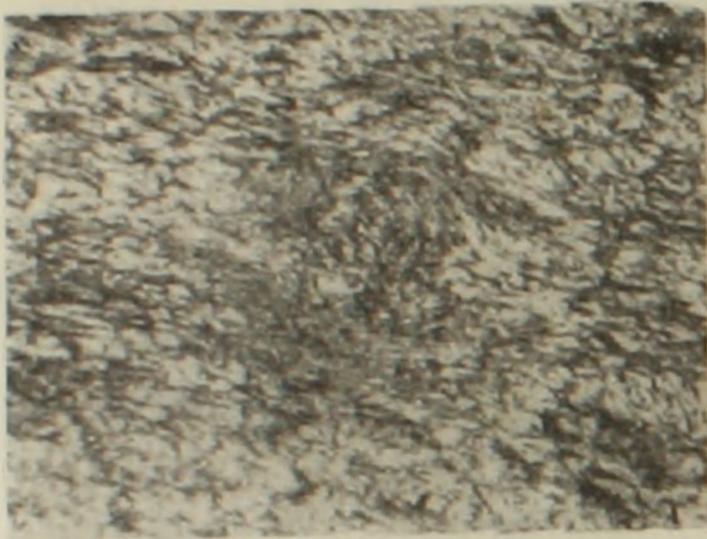
Фиг. 1. Крупный порфиробласт альмандина пойкилобластического гелицинового строения. Видно плавное огибание порфиробласта лепидо-гранобластовой основной тканью и параллельная ориентировка включений в гранате. Обь. $3,5\times$, б/а.

Фиг. 1а. Фрагмент фиг. 1. Белое—кварц, серое—гранат, черное—биотит. Заметно более мелкий размер кварца в порфиробласте по сравнению с кварцем основной ткани. Более крупнозернистый неориентированный агрегат кварц+биотит на стыке порфиробласта и основной ткани представляет собой заполнение «тени давления» порфиробласта. Обь. $9\times$, б/а.

Даже при полном замещении часто сохраняется пойкилобластическое гелициновое строение порфиробласта, что позволяет легко установить принадлежность его к гранату (фиг. 2). Дифференциальные движения, сопровождавшие диафторез, в большинстве Известия, XXI. 1—2—7

случаев разбивают ставшие неустойчивыми (вследствие замещения) порфиробласты, смещая и растирая их (фиг. 3).

Судя по форме и составу граната, его отношению к дислокациям прогрессивного этапа метаморфизма, порфиробласты альмандина имеют синкинематический характер и росли в обстановке регионального метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов. Как



Фиг. 2.



Фиг. 3.

Фиг. 2. Порфиробласт граната (пятно), полностью замещенный агрегатом хлорита и серицита. Видно изгибание включений кварца направо и вверх. Порфиробласт вращался по часовой стрелке. Обь. 3,5^x, б/а.

Фиг. 3. Полностью замещенный мелкочешуйчатый агрегат хлорита и серицита пойкилобластический порфиробласт граната деформирован и разбит дифференциальными подвижками при диафторезе на 3 отдельные части. Темно-серое — псевдоморфоза по гранату, серое в листочках — мусковит, белое в зернах — кварц. Обь. 9^x, б/а.

видно на фиг. 1 и 2, заложение порфиробластов граната происходило тогда, когда порода в целом уже была рассланцована. Об этом свидетельствует параллельная ориентировка включений кварца внутри граната. Порфиробласты росли в обстановке дифференциальных движений, перетерпев некоторое вращение (ориентированные включения изогнуты по отношению к плоскости сланцеватости). Рост порфиробласта сопровождался дальнейшим бластезом основной ткани, о чем говорит более крупный размер зерен кварца основной ткани по сравнению с кварцем включений. И, наконец, плавное огибание порфиробластов основной тканью породы и наличие «тени давления» на их стыке (фиг. 1, 1а) подтверждают синкинематический характер гранатовых порфиробластов.

2) Пятна таблитчатой формы, существенно серицитового состава, в отличие от апогранатовых псевдоморфоз, не содержат хлорита. Иногда оба типа пятен могут встречаться одновременно, нередко во взаимном срастании (фиг. 4), но, как правило, первые распространены в темноокрашенных, а вторые в более светлоокрашенных частях пятнистых сланцев. Реликтов первичного минерала в этом типе пятен обнаружить не удалось, однако судя по таблитчатой форме и посткинематическому характеру, их следует отнести к апоан-

далузитовым псевдоморфозам. Этот вывод основан на факте нахождения посткинematических метакристов андалузита в графитоносных сланцах (фиг. 5), залегающих стратиграфически несколько выше пятнистых сланцев в единой серии, где они также ретроградно замещаются агрегатом тонкочешуйчатого серицита и имеют аналогичную форму кристаллов.



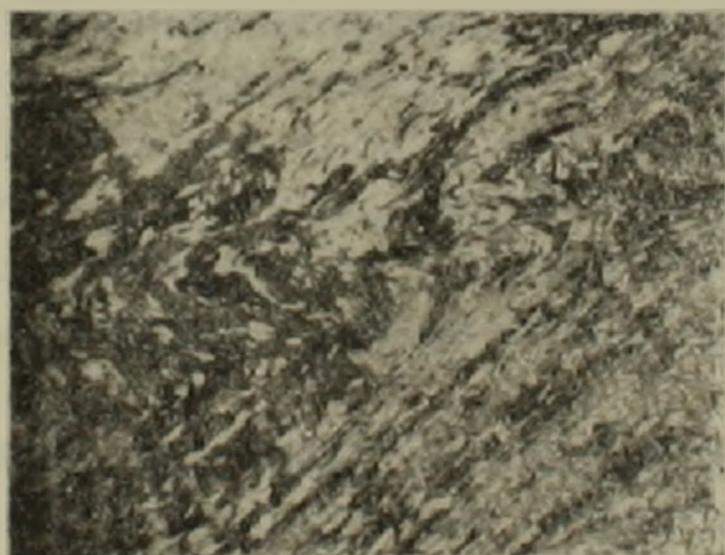
Фиг. 4.



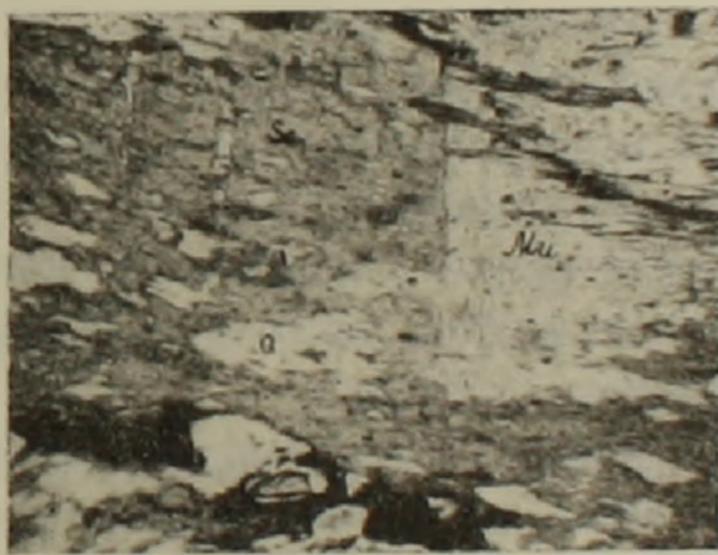
Фиг. 5

Фиг. 4. Таблитчатой формы серицитовая псевдоморфоза по андалузиту в срastании с округлым зерном граната. Видно посткинematический характер андалузита. Черный—гранат, белый—псевдоморфоза по андалузиту. Обь. 9^x, ник. +.

Фиг. 5. Свежий посткинematический андалузит таблитчатой формы в срastании с синкинematическим порфиробластом граната. Обь. 9^x, б/а.



Фиг. 6.



Фиг. 6а.

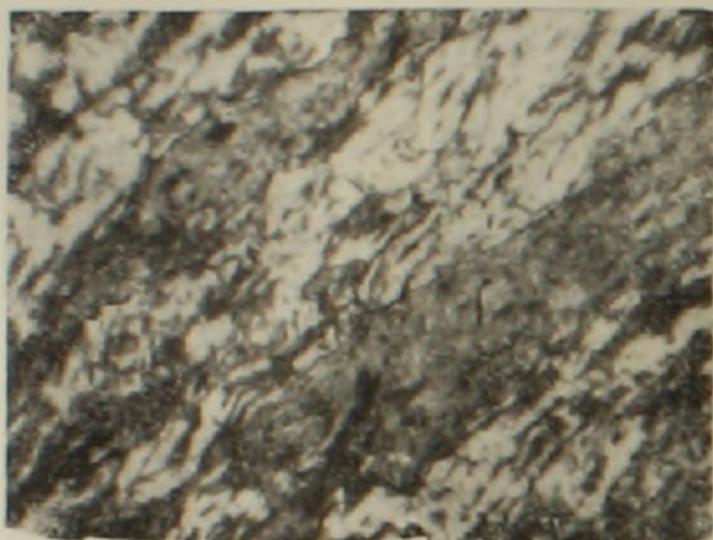
Фиг. 6. Апоандалузитовое пятно-псевдоморфоза таблитчатой формы (левая часть снимка). Видны правильные кристаллические формы и посткинematический характер. Плойчатый структурный рисунок сланца «просвечивает» через псевдоморфозу. Темно-серое — пятно, серое — мусковит, белое — кварц (в зернах). Обь. 3.5^x, б/а.

Фиг. 6а. Фрагмент фиг. 6. Пятно — слева, основная ткань — справа. В центре видно продолжение зерна кварца из основной ткани в псевдоморфозу, а выше — продолжение биотита из основной ткани в псевдоморфозу. Заметно тонкочешуйчатый характер серицита, заместившего андалузит. Обь. 9^x, б/а.

Посткинematический характер кристаллизации андалузита (ныне представлен серицитовыми псевдоморфозами) виден на фиг. 6. — метакристалл «накладывается» на микроплойчатый рисунок сланца. На фигурах 6 и 6а видно, как ориентированные зерна кварца и био-

тита свободно продолжают из основной ткани в метакрист, а структурный рисунок сланца свободно «просвечивает» через псевдоморфозу.

Правильные кристаллографические ограничения апоандалузитовых псевдоморфоз сохраняются в исключительно редких случаях и встречаются только в шлифах, взятых из центральных частей будин и ядра складок. Однако, они угадываются по более мелкочешуйчатому сложению и образуют вытянутые и изогнутые полосы и струйки, деформированные под воздействием повторного рассланцевания, сопровождающего диафторез (фиг. 7).



Фиг. 7. Сильно деформированные и растянутые дифференциальными подвижками при диафторезе аподистеновые псевдоморфозы — пятна (серое). Обь. 3.5[×], б/а.

Основная ткань пятнистых сланцев полнокристаллическая, среднезернистая, липидо-гранобластовой структуры и микроплойчатой текстуры. Состоит преимущественно из кварца, мусковита, хлорита и биотита. При этом с увеличением содержания хлорита соответственно уменьшается количество биотита, по которому хлорит развивается, часто в виде гомосных псевдоморфоз с выделением сагенитового рутила.

Полевые шпаты для пятнистых сланцев не характерны и их появление, особенно микроклина, знаменует начало гранитизации, с усилением которой порода может полностью перейти в типичный очковый гнейс — мигматит.

Приведенные факты свидетельствуют о наличии по меньшей мере двух этапов регионального метаморфизма в нижней серии Арзаканского кристаллического массива: прогрессивного и регрессивного. Минеральные парагенезисы прогрессивного этапа в настоящее время можно восстановить только по единичным реликтам минералов и многочисленным псевдоморфозам по ним, описанным выше. Минеральные парагенезисы второго этапа (регрессивного) легко распознаются по диафторитическим новообразованиям псевдоморфоз.

Таким образом, равновесной ассоциацией первого этапа является: кварц + альмандин + андалузит + биотит (ильменит, магнетит), а второго этапа — кварц + хлорит + серицит (турмалин).

Первая из них соответствует фации альмандиновых амфиболитов, а вторая — фации зеленых сланцев регионального метаморфизма [2].

Абсолютный возраст первого этапа метаморфизма сланцев Арзаканского кристаллического массива не может быть датирован радиологическими данными ввиду наложения второго, регрессивного этапа. Наиболее вероятно, что данные К/Аг определений по кварц-слюдистым сланцам Арзакана в 159—171 млн. лет [3] отражают возраст второго, регрессивного этапа метаморфизма, точнее — время последнего поднятия Арзаканского кристаллического массива выше геозотермы 300° [4].

З а к л ю ч е н и е

Пятнистые сланцы Арзаканского кристаллического массива перетерпели по меньшей мере два этапа регионального метаморфизма, первый из которых имел прогрессивный характер и достиг фации альмандиновых амфиболитов, а второй — регрессивный — фации зеленых сланцев с абсолютным возрастом 159—171 млн. лет (ранне альпийский). Первый этап метаморфизма отделен от второго значительным промежутком времени, в течение которого данный участок земной коры перетерпел поднятие, эрозию, вновь погружение и повторный метаморфизм.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступило 8.XII 1967 г.

Վ. Ա. ԱՂԱՄԱՅԱՆ

ՌԵԳԻՈՆԱԼ, ԴԻԱԶՏՈՐԵԶ ԱՐԶԱԿԱՆԻ ԲՅՈՒՐԵՂԱՅԻՆ ԶԱՆԳՎԱԾՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Արզաքանի բյուրեղային զանգվածի սահմաններում տարված մանրակրկիտ երկրաբանական հանույթի և ապարների հասուկ պետրոգրաֆիական ուսումնասիրության հիման վրա հեղինակը առանձնացնում է բվարց-փայլարային կազմի բծավոր թերթաքարերի շերտախումբ, որպես ամենահինը շրջանի կտրվածքում: Միկրոսկոպիական հետազոտությունները ցույց են տալիս, որ այդ թերթաքարերի մեջ նկատվող բծերը ներկայացված են սերիցիտի և սերիցիտի ու բյուրիտի մանրահատիկ կուտակումներով, որոնք հաճախ հանդես են բերում որոշակի բյուրեղային սահմանափակումներ: Այդ կուտակումների մեջ է հայտ են բերված ալմանդինի և անդալուզիտի մնացորդներ, որոնց ներկայությունը և կուտակումների ձևը վկայում են այն մասին, որ նշված բծերը հանդիսանում են պակոմորֆոզների ըստ ալմանդինի և անդալուզիտի: Միաժամանակ նկատվում է բյուրիտով բիտիտի խորը տեղակալում:

Ալմանդինի և անդալուզիտի ներկայությունը հնարավորություն է տալիս եզրակացնելու, որ բծավոր թերթաքարերը իրենցից ներկայացնում են տիպիկ կանաչ քարային դիաֆտորիտներ ըստ խորը մետամորֆիզացված ալմանդինամֆիրոլիտային ֆացիայի բյուրեղային թերթաքարերի:

Նշված հանգամանքը թույլ է տալիս եզրակացնելու, որ Արզաքանի բծավոր թերթաքարերը, ինչպես ամբողջ շերտայնումբը և ընդհանրապես Արզաքանի բյուրեղային դանգվածի ստորին սերիան (ըստ Տեղինակի տվյալների), ապրել է ռեդիոնայ մետամորֆիզմի 2 շրջան, առաջին և երկրորդ:

Առաջին շրջանում ռեդիոնայ մետամորֆիզմի աստիճանը հասել է ալմանդինային ամֆիրոլիտների ֆացիային [2], իսկ երկրորդում, որը համազորվել է արդեն կոնսոլիդացված բյուրեղային թերթաքարերի վրա, մետամորֆիզմի աստիճանը չի անցել կանաչ-քարային ֆացիայից:

Քանի որ ռադիոլոգիական տվյալները արտացոլում են միայն վերջին մետամորֆիզմի հասակը, հետևաբար գրականության մեջ բերվող թերթաքարերին վերաբերող տվյալները (159—171 մլն. տարի) [3], տալիս են նշված դիաֆտորիտի հասակը, ավելի ճիշտ վանդվածի վերջին անգամ 300°-ի գեոլոգիկումից վեր բարձրանալու ժամանակը [4]:

Առաջին մետամորֆիզմը երկրորդից սահմանադատված է ժամանակ մի նշանակալից հասվածով, որի ընթացքում շրջանը ապրել է բարձրացում, էրոզիա, ընկղմում և նոր մետամորֆիզմ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. А. Харкер. Метаморфизм. Т. ОНТИ, 1937.
2. У. Файф, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Изд. ИЛ. М., 1962.
3. Г. П. Багдасарян и Р. Х. Гукасян. О возрасте палеозойских интрузий Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, XIV, № 4, 1961.
4. Evernden J. F., Curtis G. H., Kistler R. W., Obradovich J. Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite. Am Journ. Sci., 258, 1960

И. Г. ГАСПАРЯН

КРАТКАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И КОРРЕЛЯЦИЯ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО АЙОЦДЗОРА

Третичные отложения Западного Айоцдзора, развитые в бассейне среднего течения р. Арпа, характеризуются большим разнообразием фаций. Так, наряду с типично осадочными образованиями они представлены также вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами.

В тектоническом отношении рассмотренные отложения образуют крупную синклинальную складку почти широтного простирания, осложненную второстепенной складчатостью.

Автором проведены литологические исследования третичных образований двух участков района (сс. Элпин и Арени-Ринд) по естественным обнажениям пород северного крыла упомянутой синклинальной складки. Здесь породы, по данным А. А. Габриеляна (1964) и микропалеонтологических исследований Н. А. Саакян-Гезалян (1957) и Ю. А. Мартиросян, датируются как средний, верхний эоцен и олигоцен и залегают на отложения верхнего мела.

В строении исследованных нижнетретичных отложений участвуют почти все основные типы осадочных пород, среди которых наибольшим распространением пользуются глины и песчаники.

Отложения верхнего мела

В обоих исследованных участках меловые отложения в основном однообразны и аналогичны друг другу. Они представлены тонкоплитчатыми (1—5 см) трещиноватыми известняками, мощностью от 67 до 112 м, с максимальным выражением на участке с. Арени. Порода пелитоморфная, плотная, белого цвета, часто с кремоватым оттенком. На Элпинском участке породы часто по слоистости пропитаны растворами гидроокислов железа, местами образующими мелкие ржавые пятна. Среди монотонной пелитоморфной массы пород этого участка иногда выделяются прослойки песчаных известняков (мощность 3—10 см).

Содержание CaCO_3 в описанных известняках, в частности Элпинского участка, составляет 65—81% породы, что указывает на заметную примесь терригенного материала.

Структура пород под микроскопом пелитоморфная; порода состоит из тонкодисперсной, замутненной глинисто-карбонатной массы, с частыми остатками микроорганизмов в виде «сфер». Терригенных частиц (от 3 до 15%) относительно больше в породах Элпинского

го участка и представлены они кварцем, реже плагиоклазами. В шлифах местами наблюдаются нитевидные прожилочки кальцита.

Минералогический состав нерастворимого остатка описанных (меловых) известняков не очень разнообразен. В породах обоих участков постоянно присутствуют магнетит, циркон, авгит, обыкновенная роговая обманка. Изредка встречаются гранаты (бесцветные и бледно-розовые), сфен, турмалин, корунд, биотит и др. Отличия в минералогическом составе пород двух участков заключаются в присутствии барита на Элпинском участке.

Породы нижнего эоцена на рассмотренных 2-х участках не обнажаются.

Отложения среднего эоцена

Отложения среднего эоцена рассмотренных участков немного отличаются друг от друга.

1. На участке с. Элпин средний эоцен мощностью 55—60 м, с небольшим угловым несогласием, непосредственно налегает на верхний мел и представлен известняками, которые кверху переходят в песчаниково-известняковые породы, обогащенные хлорит-глауконитовым материалом.

Известняки представлены толщей массивных толстоплитчатых (10—20 см) плотных пород темно-серого цвета, в отличие от подстилающих тонкоплитчатых светло-серых известняков верхнего мела, с редкими раковинами макрофауны.

Микроскопически известняки могут быть подразделены на два типа: 1. хемогенные и 2. обломочно-органогенные.

Первый тип известняков под микроскопом состоит из свежих мелких (0,1—0,28 мм) бесформенных зерен кальцита, участками с присутствием (3—7%) угловатых зерен кварца, реже плагиоклаза или слегка замутненных выделений карбоната более крупных (песчаных) размерностей.

Второй тип известняков состоит из фауны и ее обломков, сцементированных мелкозернистой свежей или замутненной карбонатной массой. Среди разнообразных органических остатков изредка замечаются хорошо сохранившиеся продольные срезы нуммулитов (2—3 мм).

Содержание CaCO_3 в элпинских известняках колеблется от 56 до 85%.

Минералогический состав нерастворимого остатка рассмотренных известняков, в сравнении с подстилающими меловыми породами, относительно разнообразен и характеризуется постоянным присутствием полевых шпатов, гранатов (бесцветных и розовых), рутила, турмалина, циркона, корунда, обыкновенной роговой обманки и частой встречаемостью авгита, кварца, реже барита, эпидота и некоторых других минералов.

Верхняя часть среднеэоценовых отложений Элпинского участка, как отмечалось выше, отличается от нижней наличием пластов песчаных известняков, местами переходящих в известковистые песчаники, а весь этот комплекс пород в различной степени обогащен хлорит-глауконитом. Порода неплотного сложения, серого, салатново-зеленого цветов и отличается непостоянной известковистостью (от 55 до 84%). Минералогический состав этих образований отличается от такового нижезалегающих известняков редкой встречаемостью турмалина, рутила, обыкновенной роговой обманки и, наоборот, относительно частой — биотита, эпидота, отсутствием авгита и появлением, в некоторых образцах, пикотита.

Отложения среднего эоцена участка с. Ринд-Арени (50—60 м) литологически отличаются от элпинских. Представлены они, в основном, терригенными образованиями (чередующимися прослоями или пачками глин и алевролитов) и в подчиненном количестве туфогенными породами.

Все разновидности пород плотные, часто тонкоплитчатые (0,5—5 см), сильно оскольчатые и обладают пестрой окраской — серой, желтой, кирпично-красной и салатново-зеленой.

Глины обычные, разной степени известковистые (20—30%), плохо отмученные. Под микроскопом они имеют пелитовую, алевропелитовую структуру. Порода состоит из сплошной тонкодисперсной замутненной известковисто-глинистой массы, среди которой неравномерно распределены раковины микроорганизмов (3—7%), терригенные частицы (до 5%), а местами наблюдаются бесформенные участки изотропной (туфогенной) массы. Иммерсионным методом в рассмотренных глинах часто устанавливаются глауконит, полевые шпаты, магнетит, циркон, авгит, обыкновенная роговая обманка, биотит и очень редко некоторые другие минералы.

Алевролиты обычно плотные мелкозернистые оскольчатые и нередко постепенными переходами связаны с глинами. Порода сравнительно отсортирована и содержит немного больше кластических минералов, чем вмещающие глины или туфогенные породы.

Туфогенные породы (развитые, в частности, в верхней половине толщи) довольно плотные, пелитоморфные, слабо или вовсе не известковистые. Под микроскопом заметна их криптокристаллическая или реже микропористая текстура. Основная масса пород желтого, табачно-зеленого цветов, состоит из сплошной, почти не поляризующей массы, среди которой заметны редкие мелкие карбонатные или терригенные частицы, а раковины микроорганизмов практически отсутствуют. Минералогический состав этих образований, исследованный иммерсионным методом, очень скудный. Наличие среди осадочной толщи подобных, хотя и не мощных, пластов туфогенных образований, явно свидетельствует о влиянии вулканизма на осадконакопление в среднеэоценовое время, которое выражалось в разных участках региона с неодинаковой интенсивностью.

Таким образом, средний эоцен на исследованных двух участках представлен разными типами пород и отличается непостоянством минералогического состава. Очевидно, условия формирования отложений (и областей питания) в указанных двух участках были неодинаковы.

Отложения верхнего эоцена

Верхнеэоценовые отложения на Элпинском участке имеют мощность 70—80 м и представлены, в основном, глинами, с редкими тонкими прослоями известняков, а в районе с. Ринд-Арени (75—80 м) — неравномерно чередующимися пластами глин и известняков с преобладанием последних в верхней части разреза. Для пород обоих районов характерно наличие макрофауны, чаще всего нуммулитов.

В глинистых образованиях обоих участков наблюдается много сходства как по микроскопическим признакам, так и по гранулометрическому и петрографическому составу, но они несколько отличаются по содержанию терригенных компонентов.

Глины обоих участков однотипные, мелкооскольчатые, серого цвета, часто с кремоватым оттенком. По гранулометрическому составу глины плохо отмучены, так как кроме основной пелитовой фракции, в них присутствуют частицы алевритовых (10—30%) и песчаных (16—20%) размерностей и глины отличаются высокой известковистостью.

Глины под микроскопом обычно имеют пелитоморфную структуру, состоящую из тонкодисперсной замутненной карбонатно-глинистой массы бледно-зеленовато-желтого цвета с частыми раковинами мелких фораминифер — «сфер».

Известняки. в частности участка Ринд-Арени, благодаря своей плотности и плитчатой отдельности, образуют выступающие карнизы и довольно четко выделяются в толще. Характерно увеличение плотности и мощности известняковых карнизов снизу вверх. Мощность известняковых карнизов колеблется от 0,03 до 1 м в нижней половине разреза, а в верхней — от 1,5 до 6 м. Макроскопически известняки плотные, пелитоморфные, или мелкозернистые, нередко песчанистые, серого цвета, часто с кремоватым или зеленоватым оттенком. Нередко встречаются обуглившиеся растительные остатки бурого или коричневого цвета и гипсовые выцветы. Содержание CaCO_3 в описанных известняках колеблется от 67 до 95%, а в приконтактных частях с глинами понижается до 54%, что указывает на постепенный переход.

Микроскопически известняки довольно однообразны как по структуре, так и по составу. Породы, в основном, органогенные, равномерно или неравномерно-среднезернистые (0,21—0,42 мм), реже мелкозернистые (0,14—0,21 мм). Известняки верхней полови-

ны разреза часто органогенно-песчанистые. Основная масса пород состоит из скелетов и скорлупок организмов, заполненных карбонатом и сцементированных мелкозернистой свежей карбонатной массой с примесью терригенных частиц. Среди последних описаны кварц, плагиоклазы, реже биотит и обломочки эффузивных и кремнистых пород.

Минералогический состав, установленный методом иммерсии, характеризуется следующим образом:

Породы верхнего эоцена участка с. Элпин скудны минералами — в них, из кластических, постоянно встречаются полевые шпаты, циркон, биотит; часто — магнетит, а из аутигенных — барит.

Породы верхнего эоцена участка сс. Ринд-Арени отличаются относительной многоминеральностью. Глины и известняки по составу терригенных частиц, в основном, однообразны. В них, кроме перечисленных минералов, характерных для Эллиевского района, часто присутствуют также кварц, гранаты (розовые, бесцветные), рутил, сфен, турмалин, авгит, а из аутигенных — глауконит. Редко попадаются эпидот, обыкновенная роговая обманка, мусковит, корунд. Последний, также как и в разрезах среднего эоцена, приурочен к известнякам.

Отложения олигоцена

Отложения олигоцена в исследованных районах (мощность 30—215 м) отличаются от нижезалегающих эоценовых тем, что в их составе доминирует грубообломочный материал: показательно также частое присутствие макрофауны.

Так, слагаются они чередованием пластов и пропластков глин, песчаников и конгломератов, с широким развитием последних. В весьма подчиненном количестве встречаются также известняки. Между обломочными породами существуют всевозможные переходы. Мощность отдельных пластов колеблется в широких пределах (от 3—5 см до 20 м).

Для обоих районов характерно возрастание роли грубообломочных пород снизу вверх по разрезу, а макрофауна характеризуется обилием *Natica*, размером до 5—7 см в длину, с хорошо сохранившимися спиралями.

Конгломераты серого, зеленовато-серого цветов, в большинстве средне-, реже мелкогалечные. Гальки различной формы и размера и хорошей окатанности. В составе галек описаны в основном эффузивы (чаще всего порфириты) различного состава и структуры, реже осадочные породы (известняки) и др. Галька цементируется грубозернистым песчанистым или глинисто-песчанистым материалом, с примесью карбоната. Количество цемента не превышает 35% породы.

Песчаники средне- и крупнозернистые, неплотные, неравномернозернистые. Данные гранулометрии позволяют большинство из них отнести к плохо отсортированным разностям (хлидолитам). Известковистость пород непостоянная (1,5—29%) и обусловлена характером и составом цемента.

Под микроскопом песчаники обычно выявляют псаммитовую структуру, но по типу цементации они разнообразны, среди них господствует базальный тип с кальцитовым составом цемента. Песчаники слабо окатаны и разнообразного состава — полевые шпаты, кварц, пироксен, биотит, магнетит, амфиболы, «обломки» эффузивных пород; однако, гораздо шире распространены плагиоклазы и обломки эффузий.

Глины неплотные, оскольчатые, местами тонкослоистые; обычно в той или иной степени алевритовые или песчанистые. Хорошо отмученные разности глин почти не встречаются. В районе Ринд-Арени, в глинах местами обнаружены отпечатки растительных остатков, прожилки гипса (1—1,5 см) волокнистого строения, жеоды (диаметром до 4 см) арагонита. Известковистость глин непостоянная, большей частью высокая (до 35%).

Известняки образуют пропластки среди глин и постепенными переходами связаны с ними. Это различных оттенков серого цвета неплотные пелитоморфные породы с непостоянным содержанием CaCO_3 .

Минералогический состав терригенной части олигоценовых пород обоих участков довольно разнообразен и постоянен. В них часто, а иногда и постоянно, обнаруживаются полевые шпаты, магнетит, гранаты (бесцветные и розовые), сфен, циркон, диопсид, амфиболы (обыкновенная и базальтическая роговые обманки), биотит, эпидот, а редко встречается и ряд других минералов.

Таким образом, олигоценовые отложения рассмотренных 2-х коррелирующих участков отличаются по мощности (с максимальным выражением ее на Элпинском участке) и по уменьшению роли глинистых образований на участке сс. Ринд-Арени.

Рассмотренные отложения подверглись люминисцентно-битуминологическому испытанию. Работы велись на ламповом люминескопе, снабженном кварцево-ртутной горелкой ПРК-2 и светофильтром Вуда. Количество и содержание битума определялись нефелометрически.

Результаты люминисцентно-битуминологических испытаний свидетельствуют о невысоком содержании битума. Последнее колеблется, в основном, в пределах 2—3 баллов, что соответствует 0,000313—0,000625% битума. В редких случаях эти цифры повышаются до 4—5 баллов (0,00125—0,0025%) битума.

Изложенный в настоящей статье материал позволяет нам сделать следующие обобщения:

1. В строении нижнетретичных отложений исследованного райо-

на участвуют почти все основные разновидности осадочных пород, в распространении которых во времени наблюдается известная закономерность. В восходящем разрезе, от мела до олигоцена, наблюдается возрастание значения обломочных пород. На смену карбонатной и пелитовой толщ среднего эоцена выступают грубообломочные прибрежно-морские образования олигоцена. Так, если в сеноне имела место карбонатная седиментация, а в среднем и верхнем эоцене, примерно в равном количестве формировались как карбонатные, так и глинистые отложения, то в олигоцене доминирующее значение приобрел крупнообломочный материал — песчаники и конгломераты.

Соответственно изменяется количество и состав терригенных компонентов пород (табл. 1).

таблица
наиболее распространенных
минералов пород нижнетретичных
отложений Западного Айоцдзора

масштаб 1:5000

сост. И. Г. Госларен Табл. №1.

| Стратиграфическое положение | Минералы | Легкие минералы | | Тяжелые минералы | | | | | | | | | | | Степень обогащения обломочных пород и минералов | | | | | | |
|-----------------------------|----------|-----------------|-------|------------------|-------|--------|---------|-------|------|----------|--------|--------|--------|---------|---|------------------|------------------|---------|--------|--|--|
| | | Глауколит | Кварц | Полевые шпаты | Барит | Малеит | Гранаты | Рутил | Сфен | Турмалин | Циркон | Корунд | Апатит | Люпитал | | Мон. др. др. об. | Базальт. др. об. | Биверит | Эпидот | | |
| Нижнетретичная | Олигоцен | Верхний | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | Средний | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | Средний | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Меловая | С мел | Верхний | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | Средний | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |

Так, например, меловые отложения характеризуются весьма скудным составом терригенных минералов: начиная со среднего и до верхнего эоцена породы постепенно обогащаются ими, а в отложениях олигоцена характерна богатая ассоциация терригенных минералов. Это обстоятельство указывает на то, что начиная с се-

нона и до олигоцена в рассмотренном районе происходили существенные изменения условий осадконакопления. Можно предположить, что начиная со среднего эоцена восходящие колебательные движения приобретали все более и более возрастающие масштабы и к олигоцену заметно преобразовали рельеф прилегающей суши. Уже в предолигоценное время возникли достаточно крупные поднятия, которые в олигоцене усиленно разрушались и были основным источником обломочного материала олигоценовых отложений.

2. Детальным минералогическим исследованием в рассмотренных отложениях установлен 41 минерал, из них корреляционное значение имеют лишь 15 (табл. 1).

а. Минералогический состав пород среднего и верхнего эоцена непостоянен и обусловлен литологическим различием пород, среди которых относительно богаты карбонатные образования верхнего эоцена. Олигоценовые породы характеризуются еще большим богатством (и постоянством) содержания минералов.

б. Среди многочисленных обнаруженных нами минералов общими для нижнетретичных пород являются полевые шпаты, магнетит, циркон и биотит. Некоторые минералы, наоборот, отличаются локальным распространением; так, например, турмалин и рутил встречаются в эоцене (и приурочены к карбонатным образованиям), корунд — только в среднем эоцене (также в карбонатных слоях), сфен, базальтическая роговая обманка, диопсид и эпидот — в олигоцене и т. д. Такую неоднородность комплекса терригенных минералов в различных стратиграфических подразделениях можно объяснить влиянием дополнительных источников питания, различием условий транспортировки и способности миграции отдельных минералов.

Не обнадеживающие данные о битуминозности пород не окончательны и, возможно, связаны с тем, что опробовались породы из естественных обнажений; в поверхностных условиях вполне возможно искажение истинной битуминозности. В этой связи необходимо в последующей стадии литологических исследований подвергнуть битуминологическому испытанию более глубокие горизонты отложений.

Состав полевых шпатов (средние и частью кислые плагиоклазы), наличие обломков эффузивов, а также установленная ассоциация тяжелых минералов (магнетит, биотит, циркон, сфен, рутил, гранат, обыкновенная роговая обманка и др.) позволяют предполагать, что областями сноса для рассмотренных отложений были горные сооружения сложного петрографического состава с доминирующим значением эффузивов, в основном, среднего состава.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 13.X.1966.

Ի. Գ. ԳԱՍՊԱՐՅԱՆ

ՀԱՅՈՑՁՈՐԻ ԵՐՐՈՐԳԱԿԱՆ ՀԱՍԱԿԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ԼԻԹՈԼՈԳԻԱԿԱՆ
ՀԱՄԱԽՈՏ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Ս. մ փ ո փ ու լ մ

Հայոցձորի երրորդական հասակի (միջին և վերին էոցենի ու օլիգոցենի) նստվածքները լայն տարածում ունեն Արփա գետի միջին հոսանքներում և բնորոշվում են ֆացիաների բազմազանությամբ:

Ստորին երրորդականի առաջացումներն այստեղ կազմված են նստվածքային ապարների համարյա բոլոր հիմնական տիպերից, որոնցից գերակշռող դերը պատկանում է կավերին և ավազաքարերին: Սրանց տարածման մեջ, ըստ ժամանակի, նկատվում է որոշակի օրինաչափություն՝ սկսած կավձից մինչ օլիգոցեն նկատվում է ապարների բեկորային տեսակների ավելի լայն տարածում: Այսպես օրինակ՝ միջին և վերին էոցենի կարբոնատային և պելիտային նստվածքներին փոխարինում են օլիգոցենի խոշորաբեկորային մերձափնյա — ծովային առաջացումները: Համապատասխանաբար փոխվում են նաև տերիգեն առաջացումների կազմը և քանակը: Օրինակ՝ կավձի ապարները զգալի աղբատ են տերիգեն միներալներով: Սկսած միջին և վերին էոցենից ապարները աստիճանաբար հարստանում են նրանցով, իսկ օլիգոցենում նրանք բնորոշվում են տերիգեն միներալների հարուստ ասոցիացիայով:

Նստվածքների այսպիսի անհամաչափ հագեցվածությունը բեկորային ապարներով և միներալներով անկասկած վկայում է այն մասին, որ սկսած սենոնից մինչ օլիգոցենը Հայոցձորի նստվածքառաջացման պայմաններում տեղի են ունեցել էական փոփոխություններ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
2. Гаспарян И. Г. Краткая минералогическая характеристика глинисто-песчанниковой толщи Шорахбюрской антиклинали. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. III, № 2, 1950.
3. Гаспарян И. Г. Краткая петрографо-минералогическая характеристика третичных (осадочных) образований Приереванского района. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, том. XI, № 3, 1958.
4. Гаспарян И. Г. К литологии сарматских отложений Приереванского района. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XII, № 2, 1959.
5. Саакян-Гезалян Н. А. Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1957.

Г. С. ВАРТАНЯН

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ НАПОРНЫХ И БЕЗНАПОРНЫХ ВОД
ВБЛИЗИ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Вопрос о формах сосуществования напорных и безнапорных потоков представляет интерес, в первую очередь, при освоении большой группы месторождений минеральных вод, связанных с трещинными магматогенно-метаморфическими массивами. Известно, что в этих случаях к верхней элювиальной, гидравлически сравнительно однородной части разреза ($K \cong \text{const}$ по простиранию) бывают приурочены пресные грунтовые потоки и лишь локально, в непосредственной близости от зон тектонических нарушений, развиты поступающие из глубин напорные минеральные воды.

Рассмотрим условия, определяющие проявление глубинных минеральных вод вблизи дневной поверхности.

Если допустить наличие некоторого тектонического канала, по которому движутся снизу вверх напорные воды, то очевидно, будет справедливым записать значения напоров в двух сечениях этого канала, удаленных друг от друга на величину $z = z_2 - z_1$ (см. рис. 1), как

$$\begin{aligned} H_1 &= h_1 + z_1 \text{ и} \\ H_2 &= h_2 + z_2 \end{aligned}$$

где z_1 и z_2 — высотные координаты рассматриваемых плоскостей;

h_1 и h_2 — пьезометрические высоты;

H_1 и H_2 — напоры в точках с координатами z_1 и z_2 .

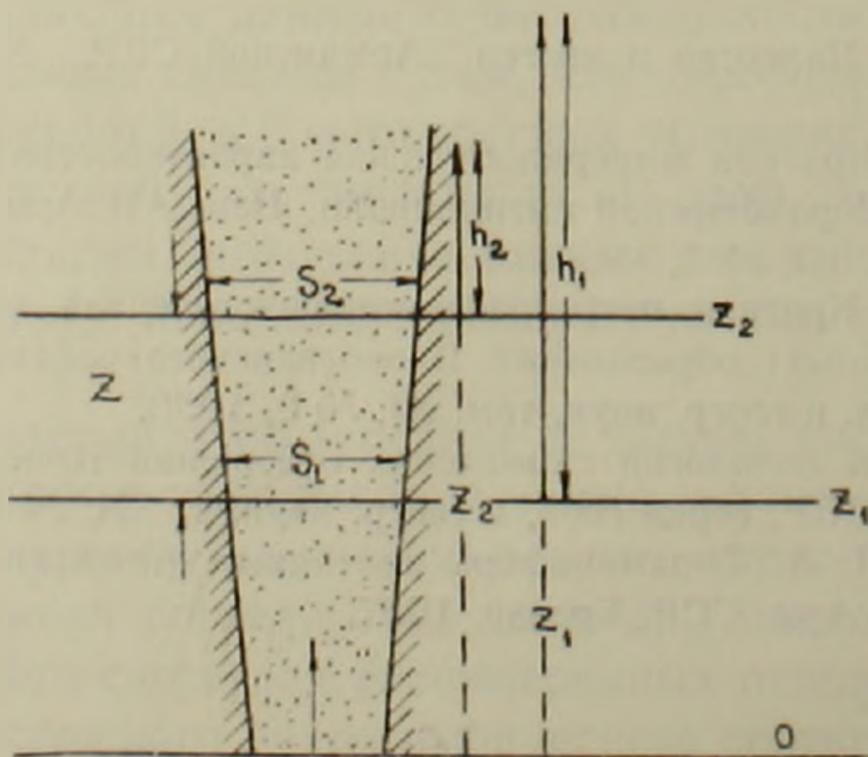


Рис. 1. Схема движения напорного потока подземных вод восходящего по вертикальному каналу.

Тогда градиент напоров можно записать в следующем виде:

$$J = \frac{dH}{dz} = \frac{(h_1 - h_2) - (z_2 - z_1)}{z_2 - z_1};$$

$$J = \frac{h_1 - h_2}{z} - 1. \quad (1)$$

А расход Q по тектоническому каналу с сечением „ S “ составит

$$Q = \frac{h_1 - z - h_2}{\frac{z}{kS}}. \quad (2)$$

Приведенное уравнение справедливо для случая, когда сечение (S) водовыводящего канала постоянно. В случае, когда сечение переменное, уравнение (2) примет вид:

$$Q = \frac{h_1 - z - h_2}{\frac{z}{kS_{cp}(z)}} \quad (3)$$

где $S_{cp}(z) = \frac{S_1 + S_2}{2}$ — средняя площадь сечения водовыводящего канала на участке длиной $z = z_2 - z_1$ с начальным и конечными сечениями S_1 и S_2 .

Заменяя коэффициент фильтрации (k) на коэффициент проницаемости (c) получим:

$$Q = \frac{\gamma (h_1 - z - h_2)}{\frac{\mu z}{cS_{cp}(z)}} \quad (4)$$

где μ — вязкость фильтрующейся жидкости;

γ — объемный вес.

Принимая во внимание, что $h\gamma = P$ и $z\gamma = P_{гидр.}$, запишем уравнение (4), как

$$Q = \frac{P_1 - P_{гидр.} - P_2}{\frac{\mu z}{cS_{cp}(z)}}.$$

Знаменатель $\frac{\mu z}{cS_{cp}(z)}$ характеризует фильтрационное сопротивление R .

Тогда условия движения восходящих по разлому напорных вод определяются уравнением

$$Q = \frac{P_1 - P_{гидр.} - P_2}{R} \quad (5)$$

где P_1 и P_2 — давление восходящего потока на плоскостях z_1 и z_2 ;
 $P_{гидр.}$ — гидравлическое давление столба воды высотой $z = z_2 - z_1$ на плоскость z_1 .

Отсюда следует, что поступление глубинных потоков в горизонт грунтовых вод контролируется величиной гидростатического давления вод грунтового горизонта на зону разгрузки восходящих потоков.

То есть:

$$Q_{\text{глуб}} = \varphi \left(\frac{P_{\text{грунт}}}{P_{\text{глуб}}} \right) \text{ или} \quad (6)$$

$$Q_{\text{глуб}} = f \left(\frac{h_{\text{грунт}}}{h_{\text{глуб}}} \right) \quad (7)$$

$$\text{и } Q_{\text{глуб}} \rightarrow 0 \text{ при } P_{\text{грунт}} \rightarrow P_{\text{глуб}}$$

$$\text{или } Q_{\text{глуб}} \rightarrow 0 \text{ при } h_{\text{грунт}} \rightarrow h_{\text{глуб}}.$$

Следовательно, при наличии равенства $P_{\text{грунт}} = P_{\text{глуб}}$, (где $P_{\text{глуб}}$ — давление восходящего потока в месте внедрения его в горизонт грунтовых вод; $P_{\text{грунт}}$ — гидростатическое давление на зону разгрузки глубинных вод), глубинные воды будут полностью экранироваться горизонтом грунтовых вод. Ввиду того, что в большинстве случаев, в горизонте грунтовых вод имеется существенный сток, — противодействующий столб, необходимый для экранирования восходящих вод, не сохраняется и это обеспечивает постоянную разгрузку (в соответствии с существующим балансом гидродинамических параметров) минеральных вод в горизонт с безнапорными потоками.

Как показывают данные проведенных автором физического и математического моделирования, внедрение сосредоточенных глубинных потоков закономерно приводит к формированию среди грун-

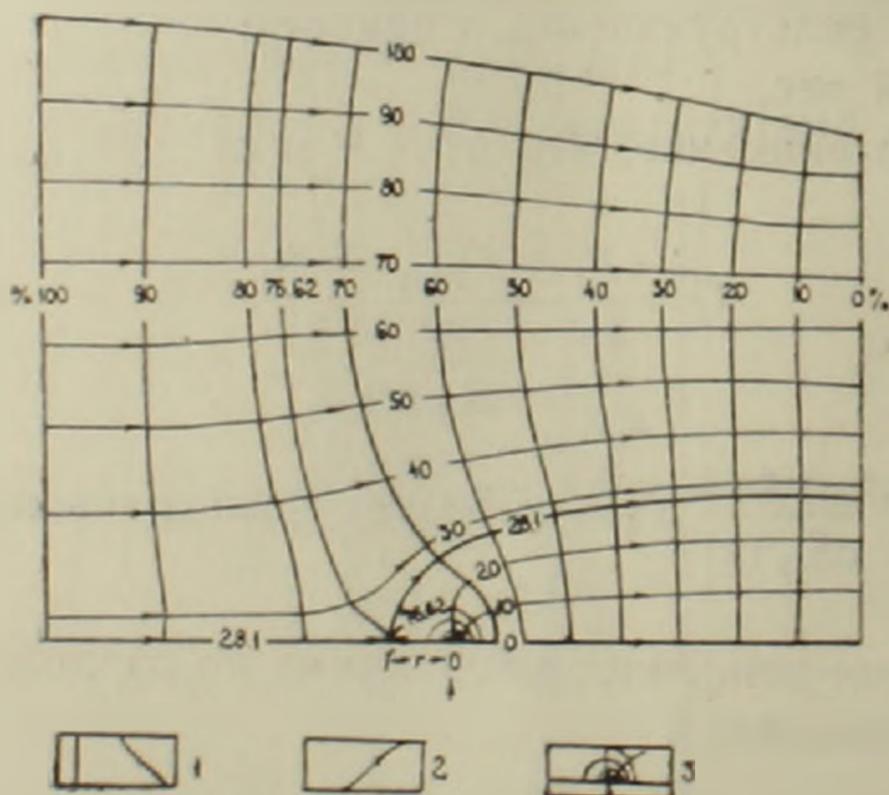


Рис. 2. Гидродинамическая сетка взаимодействия грунтовых и глубинных вод (по данным решения на ЭГДА-9/90). 1 — линии равных напоров; 2 — линии токов; 3 — место внедрения глубинных вод в зону развития грунтовых потоков.

товых вод устойчивого во времени гидродинамического купола (см. рис. 2), венчающего гидрогеологически активное тектоническое нарушение.

Разгрузка восходящих вод сопровождается резким падением градиентов напоров минерального потока, что вызвано, в первую очередь существенным увеличением его сечения. Вместе с этим, выше зоны разгрузки глубинного потока отмечается обусловленное подпором падение градиентов напоров и в грунтовом водоносном горизонте. Причем, для этой части фиксируется выполаживание зеркала грунтовых вод. Такое падение градиентов напоров в грунтовом и глубинном потоках приводит к тому, что в некоторой точке горизонтального пласта величины их напоров выравниваются. То есть, глубинные воды, растекаясь в безнапорном водоносном горизонте, в целом, наследуют направление движения грунтового потока, однако меньшая часть, оттесняя от тектонического нарушения пресные воды, проникает внутрь пласта против их движения на некоторое расстояние r , зависящее от соотношения $\frac{H_{\text{грунт}}}{H_{\text{глуб}}}$. Причем, в крайней точке распространения глубинных вод соотношение напоров грунтового и восходящего потоков должно характеризоваться уравнением

$$\frac{dH}{dx} = 0. \quad (8)$$

На полученной при решении на ЭГДА гидродинамической сетке приведенному уравнению отвечает точка «i». Очевидно, что в окрестностях данной точки скорости движения подземных вод должны быть наименьшими. В самой же точке «i» суммарная скорость равна нулю.

Серия решений показала, что при постоянном значении величины напора глубинных потоков ($H_{\text{глуб}} = \text{const}$) и переменных мощностях грунтового потока, условие (8) в каждом отдельном случае удовлетворяется на различном удалении от зоны разгрузки восходящих по нарушению вод. То есть, между мощностью грунтового потока над зоной разгрузки глубинных вод и распространением последних выше зоны разгрузки, существует тесная связь (см. рис. 3а). Обычно при этом истинное плановое положение гидрогеологически активного тектонического нарушения бывает замаскировано.

Кроме того, отчетливо прослеживается зависимость величины растекания глубинных вод r от градиентов напоров, установившихся в грунтовом потоке после внедрения восходящих вод. Так, если рассматривать взаимодействие глубинных вод с грунтовым потоком, мощность которого над зоной разгрузки — величина постоянная ($H_{\text{грунт}} = \text{const}$), а градиенты выше зоны разгрузки меняются $J \neq \text{const}$, то можно установить, что величина r сокращается с ростом градиентов напоров. Принимая (в нашем случае при $J = 0,100$) величину растекания $r_{0,1}$ за единицу, фиксируем, что при градиенте $J = 0,05$ величина продвижения напорных вод против

движения грунтового потока должна составить 2,98 $r_{0,1}$ (см. рис. 3б).

Интересно оценить величину r по сравнению с мощностью горизонта грунтовых вод. В рассмотренном нами случае, при

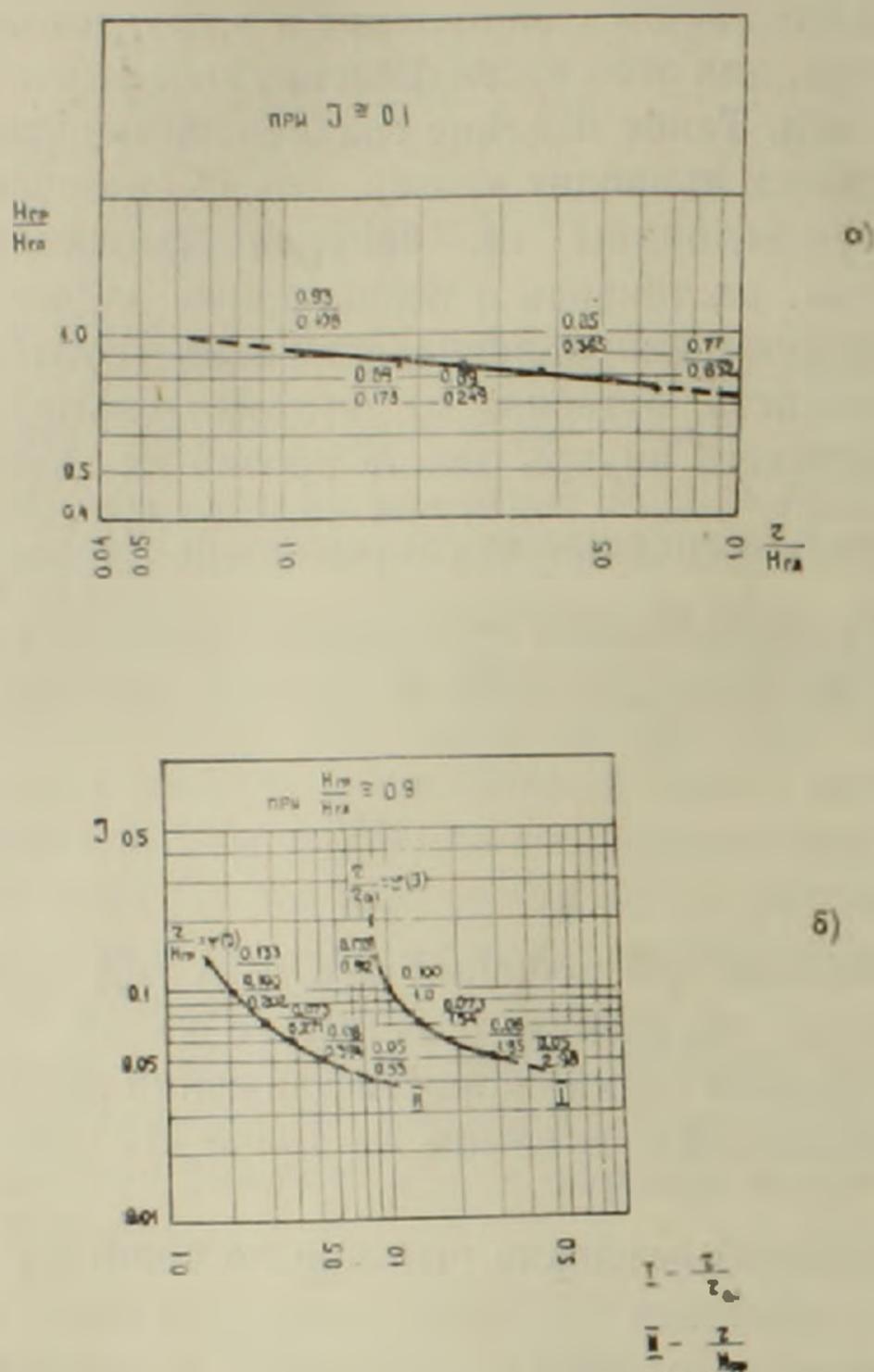


Рис. 3. Графики зависимости величин $\frac{r}{H_{гр}}$ от безразмерной мощности горизонта грунтовых вод (а) и $\frac{r}{H_{гр}}$ от гидравлических уклонов (б).

$\frac{H_{грунт}}{H_{глуб}} = \text{const} \approx 0,9$ величина r менялась от 0,16 $H_{грунт}$ до 0,53 $H_{грунт}$

при градиентах напора 0,133 и 0,05 соответственно. Очевидно, что в природных условиях, при существенно более низких градиентах напоров в горизонте грунтовых вод (нежели это было получено в решениях) проникновение минеральных вод будет очень значительным.

Можно полагать, что с уменьшением отношения $\frac{H_{грунт}}{H_{глуб}}$ абсолютная величина r также должна возрастать, причем это будет сопровождаться также ростом высоты купола минеральных вод, вплоть до прорыва минеральных вод на поверхность земли. Другим следствием

взаимодействия глубинных потоков и вод грунтового горизонта является сильное изгибание линий равных напоров в окрестностях зоны разгрузки восходящих вод (см. рис. 2).

В результате бурения скважин на подобных участках неизбежно должно фиксироваться повышение напоров, хотя нарушение, по которому происходит разгрузка глубинных вод, и не вскрыто. Лишь на значительном удалении от зоны разгрузки глубинных вод в грунтовой потоке вновь удовлетворяется предпосылка Дюпюи о постоянстве напоров*.

В соответствии с деформацией линий равных напоров, при взаимодействии грунтовых и глубинных вод изгибаются и линии токов. Так, вблизи точки «I» линии токов грунтовых и глубинных вод преломляются, выгибаясь кверху и следуют вдоль кривой, выходящей из точки «I». Эта линия тока, по существу, играет роль непроницаемой границы (без учета процессов фильтрационной диффузии), по обе стороны которой существуют самостоятельные, несмешивающиеся потоки грунтовых (выше границы) и глубинных (ниже границы) вод, что находится в хорошем согласии с теорией источников и стоков (Милович, 1946; Чарный, 1963; Милн-Томсон, 1964).

В части пласта, располагающейся по течению ниже тектонического нарушения, где на горизонтальный поток уже не влияет зона разгрузки глубинных вод, граница раздела восходящих и грунтовых потоков устанавливается на предельно высоких (для данных $\frac{H_{\text{грунт}}}{H_{\text{глуб}}}$) отметках и далее прослеживается ее горизонтальный участок. Очевидно, в данном месте и далее мощность водоносного горизонта будет делиться на части, кратные расходам пресных и минеральных вод, что позволяет оценить естественные ресурсы минеральных вод, разгружающихся при существующих соотношениях напоров $\left(\frac{H_{\text{грунт}}}{H_{\text{глуб}}}\right)$, по уравнению:

$$Q_{\text{глуб}} = \frac{Q_{\text{грунт}} (B - b)}{b}$$

где: b — мощность потока пресных вод;

B — мощность грунтового водоносного горизонта;

$Q_{\text{грунт}}$ — расход потока пресных вод;

$Q_{\text{глуб}}$ — расход потока минеральных вод.

Полученные решения позволяют установить некоторые особенности взаимодействия глубинных и грунтовых потоков, что следует учитывать при выборе схемы разведки месторождений минеральных вод и особенно, связанных с трещинными магматогенно-метаморфи-

* Рассматривается случай, когда зона разгрузки глубинных вод ориентирована вкрест движения грунтовых вод.

ческими массивами. Например, в таких случаях представляется целесообразным бурение небольшой сети поисково-разведочных скважин, забои которых проектируются на горизонтальную плоскость с единой, произвольно выбранной, абсолютной отметкой. Уже при построении карты гидроизогипс, по сгущению линий равных напоров удастся выявить ориентировочное местоположение зоны разгрузки напорных вод.

Кроме того, в процессе проходки каждой скважины необходимо вести наблюдение за интенсивностью прироста напоров воды: чем ближе данная скважина к зоне разгрузки напорных вод, тем выше прирост напора на метр проходки. Эти наблюдения следует корректировать с помощью методики расшифровки структурно-гидродинамических условий по данным массовых глубинных опробований скважин (Вартанян, 1965).

ВСЕГИНГЕО

Поступила 10.VIII.1967.

Գ. Ս. ՎԱՐԴԱՆՅԱՆ

ՃՆՇՈՒՄՆԱՅԻՆ ԵՎ ԱՆՃՆՇՈՒՄ ՋՐԵՐԻ ՓՈԽԱԶԴԵՑՈՒԹՅՈՒՆՆԸ ԵՐԿՐԻ ՄԱԿԵՐԵՎՈՒՅԹԻ ՄՈՏ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում բերվում է տեկտոնական խախտումով բարձրացող ճնշումային ջրի բեռնաթափման բանաձևը ճեղքավոր մասսիվների վերին մասերի գրունտային հոսքերի զոնայում, ըստ որի՝

$$Q_{բր.} = J \left(\frac{P_{գր.}}{P_{բր.}} \right)$$

ուր՝ $Q_{բր.}$ — տեկտոնական խախտվածքով բարձրացող ճնշումային ջրի ծախսը.

$P_{գր.}$ — գրունտային հոսքի ճնշումը ճնշումային ջրի բեռնաթափման զոնայի վրա.

$P_{բր.}$ — բարձրացող ճնշումային հոսքի ճնշումը գրունտային ջրերի տարածման զոնային համկցվելու մասում:

Ֆիզիկական և մաթեմատիկական մոդելացման հիման վրա ցույց է տրված, որ գրունտային հորիզոնում ճնշումային կենտրոնացված հոսքերի բեռնաթափման ժամանակ անճնշումային հոսքերի մեջ օրինաչափորեն կազմավորվում է ճնշումային ջրերի հիդրոդինամիկ գմբեթ:

Այդ հանգամանքը հատուկ նշանակություն է ստանում ճեղքավոր մասիվներում հանքային ջրերի ուսումնասիրության ժամանակ, ուր կտրվածքի վերին մասերում սերտորեն համակցվում են բարձրացող հանքային և միներալիզացիայից զուրկ գրունտային հոսքերը:

Բարձրացող ջրերի բեռնաթափման զոնայի մոտակայքում ճնշումների տեղաբաշխման օրինաչափությունների ուսումնասիրության արդյունքները

Հնարավորություն են ընձեռնում առաջադրելու որոնողա-հետախուզական որոշ
շափանիչներ, որոնք կիրառելի են ճեղքավոր մասսիվներում հանքային ջրերի
հանքավայրերի իրացման ժամանակ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Вартанян Г. С. К вопросу о применении методики массовых глубинных гидро-
химических опробований скважин для расшифровки структуры месторож-
дений минеральных вод. БМОИП, отд. геол., т. XI, вып. 2, 1965
- Милн-Томсон Л. М. Теоретическая гидродинамика. Изд. «Мир», М., 1964.
- Милович А. Я. Гидромеханика. Госэнергоиздат, 1946.
- Чарный И. А. Подземная гидрогазодинамика. Гостоптехиздат, М., 1963

Э. И. САРДАРОВ

К ВОПРОСУ О ВЗАИМОСВЯЗИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД
С ПОВЕРХНОСТНЫМ СТОКОМ

Знание взаимосвязи поверхностных и подземных вод играет важную роль в понимании гидрогеологии отдельных областей. Еще в 1944 г. Ф. П. Саваренским была выдвинута проблема «Связь подземных вод с поверхностным стоком». Научное и практическое значение этой проблемы определялось Ф. П. Саваренским следующим образом: «Связь подземных вод с поверхностными водами остается неизученной, между тем она имеет исключительное значение в решении разнообразных вопросов гидрогеологии (питание рек и водоносных слоев, качество воды), водного хозяйства (водоснабжение, ирригация и пр.), геологии и геохимии (выщелачивание и вынос минеральных веществ, карст и отложение в зоне цементации и пр.)». (Б. И. Куделин, 1949).

Взаимосвязь поверхностных и подземных вод на территории Центральной части вулканического нагорья Армянской ССР изучалась рядом исследователей. В 1927—1937 гг. В. А. Захаровым на основании проведенных по р. Раздан гидрометрических замеров была установлена некоторая утечка воды из реки. Позднее исследованиями А. Н. Назаряна (1952) были выделены вдоль р. Раздан характерные участки с различными значениями.

В 1957—1958 гг. сотрудниками Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского, М. А. Сунцовым и В. А. Грабовниковым (1959) при исследовании подземной составляющей бассейна озера Севан, отмечалась взаимосвязь поверхностных и подземных вод. Проведенные ими замеры расходов на некоторых участках рек выявили ориентировочные величины этого процесса. Так, в августе 1958 года, результаты замеров расхода на участке в 150 м вдоль р. Алучалу показали, что река здесь теряет 25% своего расхода. Основываясь на генетической взаимосвязи подземных и поверхностных вод, в 1962—1964 гг. сотрудниками МГУ им. Ломоносова (группа Б. И. Куделина) был проведен подсчет естественных ресурсов подземных вод Малого Кавказа по методике, предложенной Ф. А. Макаренко, путем расчленения гидрографа реки и выделения на нем составляющей подземный сток.

Проведенные ими расчеты показали, что модуль подземного стока представляет функцию, зависящую от многих факторов: гидрогеологических условий, гипсометрического положения, метеорологических данных и пр. Так, среднегодовые модули подземного стока изменяются от 4 л/сек. с 1 км² на абсолютной отметке 2000 м до 7 л/сек. с 1 км² на абсолютной отметке 2500 м.

Вулканическое нагорье занимает значительную территорию

республики и представляет собой район недавно угасшей вулканической деятельности, где наряду с реликтовыми вулканическими постройками имеются совершенно свежие аппараты и лавовые потоки. Этот грандиозный вулканический ландшафт, образованный мощными лавовыми потоками и покровами, излияние которых приурочено как к трещинам, так и к вулканам центрального типа разного периода их деятельности, представляется наложенным на более древнюю структуру складчато-сбросовых гор.

Лавовые покровы и потоки характеризуются большой трещиноватостью, степень интенсивности которой обусловлена особенностями остывания и дальнейшим выветриванием. Своеобразие этих условий оказывает значительное влияние на гидрогеологию вулканического нагорья, в частности сказывается в особенностях взаимосвязи поверхностного стока и подземных вод. В этой связи значительный интерес представляют водные свойства лавовых пород.

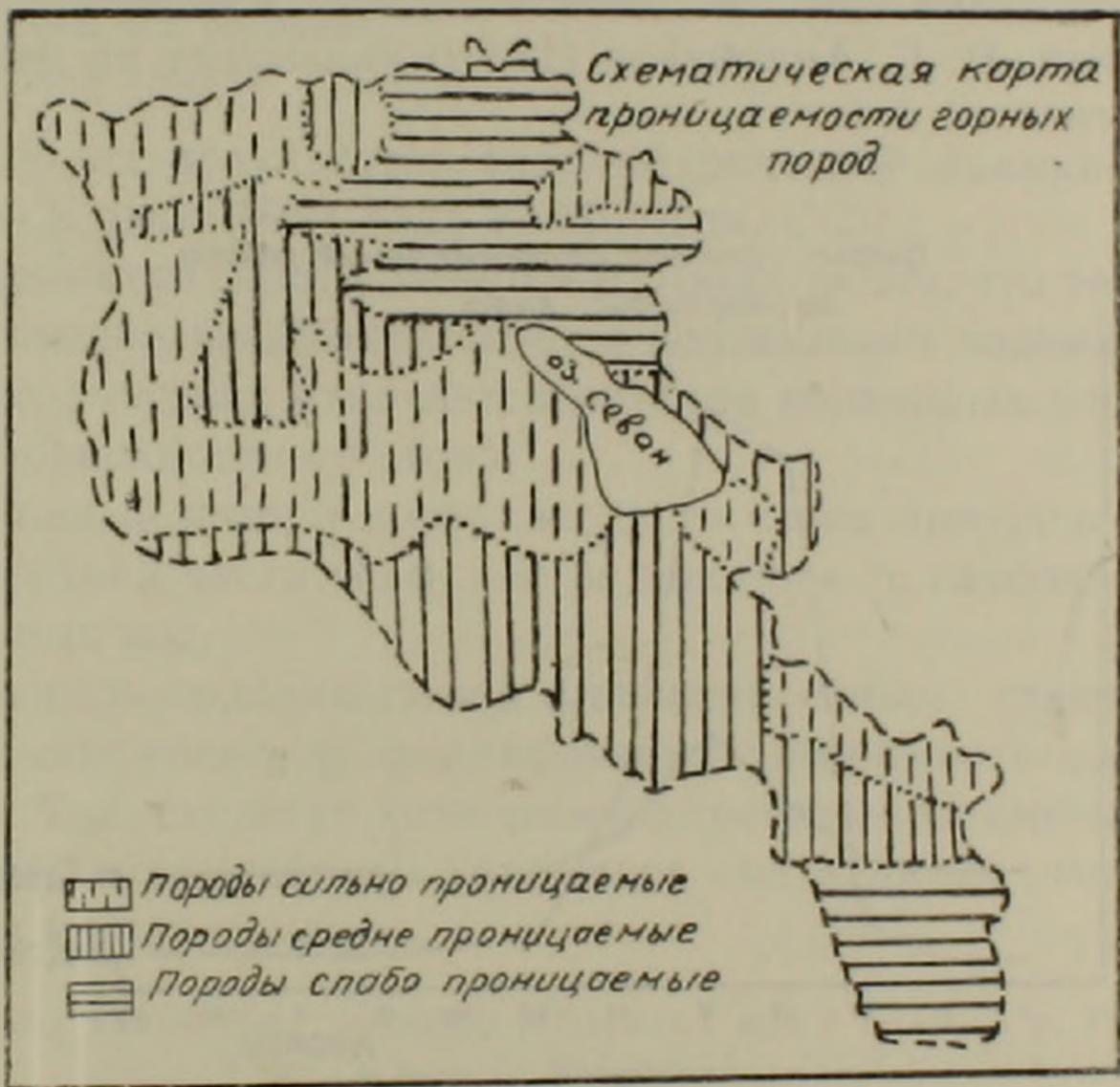


Рис. 1.

Из схематической карты водопроницаемости пород Армянской ССР, составленной А. Н. Важновым (рис. 1), видно, что вся территория вулканического нагорья сложена породами сильно и средневодопроницаемыми. Значительная водопроницаемость лавовых пород, обусловленная наличием множества трещин, небольшими уклонами лавовых полей, объясняет затрудненность формирования поверхностного стока, а на отдельных площадях полное отсутствие его. (ЮЗ склон Арагаца, В склон Гегамского нагорья и пр.).

Вследствие большой трещиноватости лав вулканического нагорья до 70—80% стока приходится на подземный. В зависимости

от степени водопроницаемости лавовых пород и глубины эрозивного вреза реки имеет место различная взаимосвязь поверхностных и подземных вод. Так на участках, где реки прорезают всю толщу лав и углубляются в подстилающие породы, реки дренируют грунтовые воды, которые выходят вдоль склонов или непосредственно в самом ложе реки в виде групп родников.

С другой стороны, на лавовых полях, к примеру на Вардениском нагорье, преобладают участки, где реки не прорезают всей толщи лав и уровень грунтовых вод в лавах находится ниже уровня воды в реках. На этих участках идет инфильтрация поверхностного стока.

Интенсивность процесса инфильтрации зависит от многих факторов: геолого-литологической характеристики пород, степени закальматированности русла, гидрологической характеристики реки и пр. Рассматривая внутригодовое распределение стока двух рек Севанского бассейна (рис. 2), расположенных в одинаковых климатических зонах, В. Г. Андриянов (1960) указывает на некоторые его особенности.

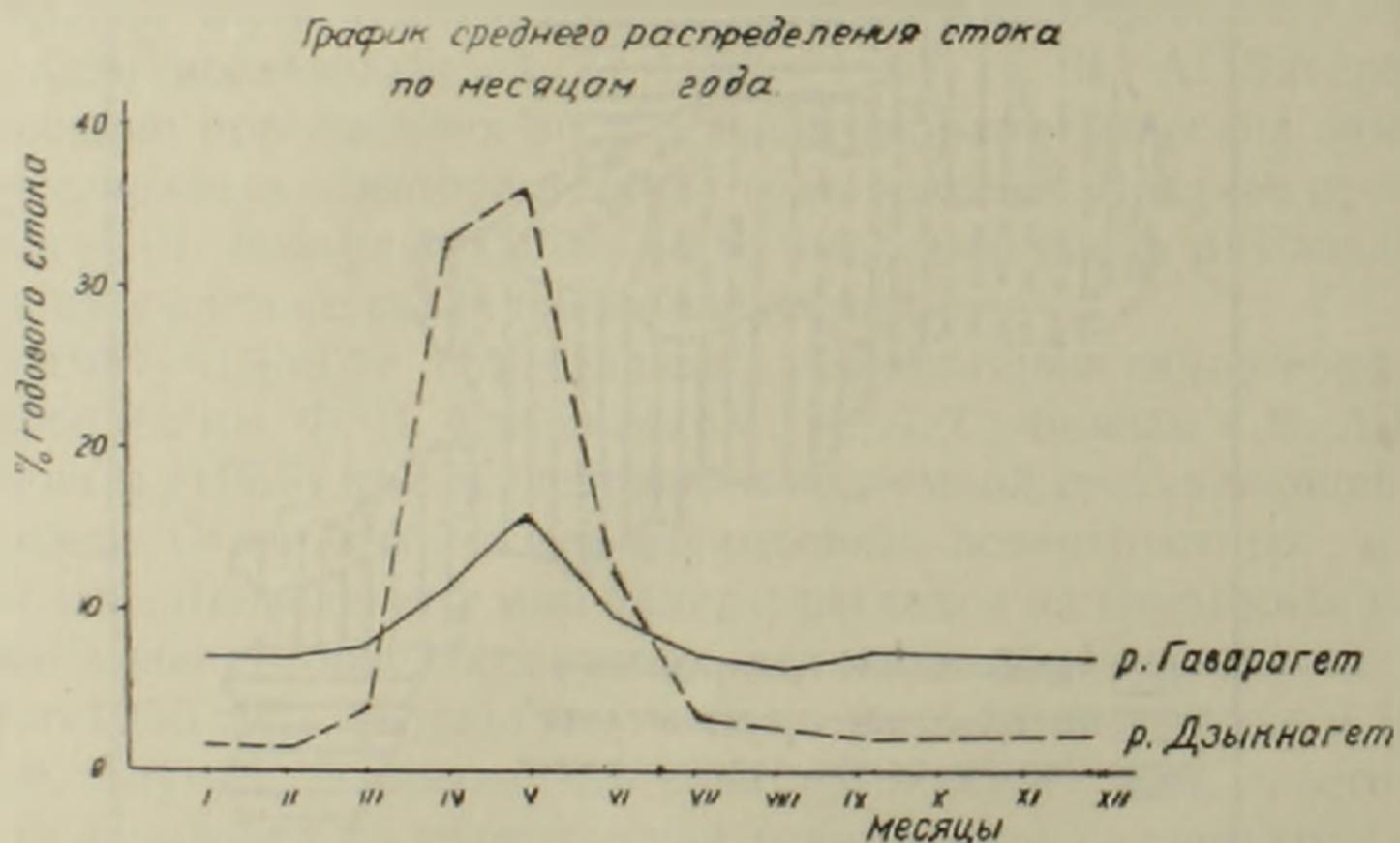


Рис. 2.

Внутригодовое распределение стока р. Гаварагет, как видно из графика, значительно равномернее, чем р. Дзыкнагет. Если исходить из различия геолого-литологической характеристики пород, слагающих речные бассейны, (бассейн р. Дзыкнагет сложен слабо проницаемыми туфогенно-порфиристыми формациями, а бассейн р. Гаварагет сложен сильно трещиноватыми андезитобазальтовыми лавами) становится ясно, что высокая проницаемость пород бассейна второй реки регулирует расход ее в течение года.

Нужно отметить, что взаимосвязь поверхностного стока с подземными водами непостоянна и изменяется по длине рек. Это на-

Результаты гидрометрической съёмки р. Касах

Таблица 1

| Пункт замеров | Расход реки м ³ /сек | Расход | | Приток + м ³ /сек | Потери - м ³ /сек |
|--------------------------------|------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| | | приток м ³ /сек | выводы м ³ /сек | | |
| с. Кондахсаз | 0,478 | 1,016 | | | |
| Мост в с. Апаран | 0,545 | | | | -0,948 |
| Гидропост с. Чамарлу | 2,655 | 0,650* | 0,316 | +1,765 | |
| с. Норашен | 2,616 | 0,775* | 0,259 | | -0,555 |
| с. Агнагюк | 3,038 | 0,300 | | +0,122 | |
| с. Сагмосаван | 1,409 | 0,104** | | | -1,733 |
| с. Карпи | 1,220 | 0,219 | | | -0,408 |
| Гидропост с. Ошкан | 0,931 | 0,278 | 1,563 | +0,996 | |
| После выводов | 0,275 | 0,777 | 1,345 | | -0,058 |

* Не учтены все родники.

** Не учтены выводы.

глядно видно из результатов гидрометрической съёмки р. Касах, проведенной в июле 1931 года УГМС Арм. ССР.

По гидрометрическим замерам р. Касах видно, что река на всем своем протяжении взаимодействует с подземными водами по-разному. На одних участках отмечается питание подземных вод, на других — потери поверхностного стока.

Интенсивные потери поверхностного стока приурочены, в основном, к верхней части реки, т. е. к участкам с глубоким залеганием грунтовых вод.

Взаимосвязь подземных вод с поверхностным стоком сказывается и на особенностях формирования химического состава подземных вод. Так, сходство химического состава подземных вод и поверхностного стока (табл. 2) указывает на наличие генетической взаимосвязи между ними.

Таблица 2

Результаты химических анализов подземных вод и воды из р. Раздан в р-не с. Атарбекян

| Место взятия пробы | Глуб. отбора м | Мг/л | | | | | | Общая минерал. | рН |
|---------------------|-------------------|------|------|-------|------|-----------------|------------------|----------------|-----|
| | | Na+K | Ca | Mg | Cl | SO ₄ | HNO ₃ | | |
| Родник 6 | — | 28,5 | 77 | 11,4 | 14,9 | н. о. | 341,6 | 473,4 | 6,8 |
| " 20 | — | 19,5 | 77,6 | н. о. | 14,9 | 5 | 256,2 | 373,2 | 7,1 |
| Скв. 528 | 3 | 10,4 | 73,6 | 29,8 | 51,8 | 7 | 305,0 | 477,6 | 7,4 |
| р. Раздан | — | 13,3 | 83 | 46,8 | 67,1 | 5 | 402,7 | 617,8 | 8,3 |

Вопрос взаимосвязи поверхностного стока и подземных вод представляет большой интерес и при воднобалансовых расчетах. Од-

нако, несмотря на большую актуальность вопроса, он не получил до сих пор достаточной проработки, и в настоящее время нет обоснованных количественных характеристик роли процесса взаимосвязи поверхностных и подземных вод в формировании подземных потоков.

Исходя из вышесказанного следует, что рассматриваемая проблема является чрезвычайно важной и требует дальнейшего детального исследования. Научная постановка ее должна основываться на комплексном изучении гидрологических и геолого-гидрогеологических условий речных бассейнов, что позволит дать представление как о подземном питании рек, так и о подземном стоке вообще.

Институт геологических наук
АН Арм. ССР

Поступила 26.III.1966

Է. Ի. ՍԱՐԴԱՐՈՎ

ՄՏՈՐԵՐԿՐՅԱ ՋՐԵՐԻ ԵՎ ՄԱԿԵՐԵՍԱՅԻՆ ՀՈՍՔԻ
ՓՈԽԱԴԱՐՉ ԿԱՊԻ ՇՈՒՐՋՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական հրաբխային սարահարթի հիդրոերկրաբանությունում մեծ նշանակություն ունի մակերեսային և ստորերկրյա ջրերի փոխադարձ կապը:

Հրաբխային սարահարթի երկրաբանական կառուցվածքի առանձնահատկությունը անդրադառնում է նրա հիդրոերկրաբանական կառուցվածքի, մասնավորապես, ստորերկրյա և մակերեսային ջրերի փոխադարձ կապի վրա:

Ջրաթափանց լավային ապարների մեծ տարածման պատճառով ստորերկրյա հոսքը գերիշխում է մակերեսայինի նկատմամբ:

Ստորերկրյա և մակերեսային ջրերի միջև, կախված սայարների ջրաթափանցությունից և գետերի խորքային էրոզիայի զարգացման աստիճանից նկատվում է տարբեր փոխադարձ կապ:

Չնայած այդ հարցի մեծ հրատապությանը, նա մինչև այժմ չի ստացել իր բավարար մշակումն և հատուկ ուսումնասիրման կարիք է զգում:

Այդ հարցի գիտական մշակումը պետք է հիմնված լինի գետերի ավազանների հիդրոլոգիական և երկրաբանական-հիդրոերկրաբանական կոմպլեքսային ուսումնասիրությունների վրա, որը թույլ կտա պարզել ինչպես գետերի ստորերկրյա սնման, այնպես էլ ստորերկրյա հոսքի ընդհանուր պատկերը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Андриянов В. Г. Внутригодовое распределение речного стока. ГИМЗ, Л., 1960
2. Валесян В. П. Исследование стока горных рек Армянской ССР. Изд. АН СССР, 1955
3. Захаров В. Ф. Геология и гидрология бассейна р. Занги. Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, 1931.
4. Куделин Б. И. Некоторые результаты изучения связи подземных вод с поверхностным стоком. Тр. ЛГГП, т. VI, 1949.
5. Макаренко Ф. А. О закономерностях подземного питания рек. ДАН СССР, т. 57, № 5, 1947.

Г. М. МКРТЧЯН, С. Б. АБОВЯН

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ СПЕКТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА В МАГНЕТИТАХ

Изучение закономерностей распределения элементов-примесей в магнетитах представляет большой теоретический и практический интерес. Известно, что наличие тех или иных примесей влияет на физические свойства магнетита, позволяет судить об условиях минералообразования, устанавливать генетическую связь оруденения с определенным комплексом изверженных пород.

В процессе образования магнетита некоторые элементы-примеси, в зависимости от физико-химических условий среды кристаллизации и в соответствии со своими кристаллохимическими особенностями, способны входить в его кристаллическую решетку. Установлено, что наиболее характерные примеси Mg, Mn, Co, Zn замещают в структуре магнетита Fe^{2+} а Ti, V, Cr, Al— Fe^{3+} .

Исходя из различных условий образования магнетита, можно предположить и различный состав элементов-примесей. В частности, изучение колебаний содержания изоморфных примесей в акцессорных магнетитах различных пород, а также время его выделения по отношению к силикатам дает возможность судить об особенностях состава первичных магм, давших эти породы. Кроме того, по количеству окиси титана, входящей в магнетит, можно определять температуру кристаллизации системы [8].

Вопросами количественного спектрографического определения элементов группы железа в магнетитах занимались различные исследователи, в частности, Н. А. Ярош, (Институт геологии УФАН СССР) и А. А. Фришберг (ГИН АН СССР).

Ниже излагается методика количественного спектрографического определения элементов группы железа (Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co) в магнетитах, разработанная в спектральной лаборатории ИГН АН Армянской ССР.

Для определения пределов колебаний содержания элементов группы железа все исследуемые магнетиты подверглись приближенному количественному спектральному анализу [2].

Согласно полученным результатам, были построены графики частот встречаемости для каждого элемента и по ним установлены необходимые эталонные концентрации.

Общепринятые пути изготовления эталонов многократным химическим определением в разных лабораториях или зарядением «пустой» железистой основы соответствующими элементами, в рассматриваемом случае были неприемлемы; первый по причине малой

навески исследуемых проб, второй — из-за отсутствия основы, стерильной в отношении исследуемых примесей.

Учитывая это, в качестве материала для изготовления эталонов использовались стандартные образцы «ВНИИСО» (Всесоюзный научно-исследовательский институт стандартных образцов — Свердловск): 1) бурый железняк СО—№ 16, 2) магнитный железняк СО—№ 46, 3) руда титано-магнетитовая СО—№ 256, 4) руда марганцевая СО—№ 44а, 5) титановый концентрат СО—№ 154, 6) руда железная гидрогематитовая СО—№ 194, 7) магнетито-роговиковая обманка СО—№ 195, 8) руда хромовая СО—№ 132. В связи с тем, что указанные стандарты не охватывали всех необходимых пределов содержаний элементов, они смешивались между собой в определенных пропорциях, разбавлялись «железом карбонильным» — особо чистым, класса А₂, а также смешивались с окислами Ni₂O₃, CoCO₃ и V₂O₅.

Список полученных таким путем эталонов, последовательность их приготовления и охватываемый интервал концентраций приведены в таблице 1.

Косвенным подтверждением идентичности состава проб и эталонов служит одинаковый характер изменения скорости испарения элементов Fe, Ni, Co, Ti, Mn, Cr, V из акцессорного магнетита и эталонов. В качестве примера на фиг. 1 приводятся кривые испаре-

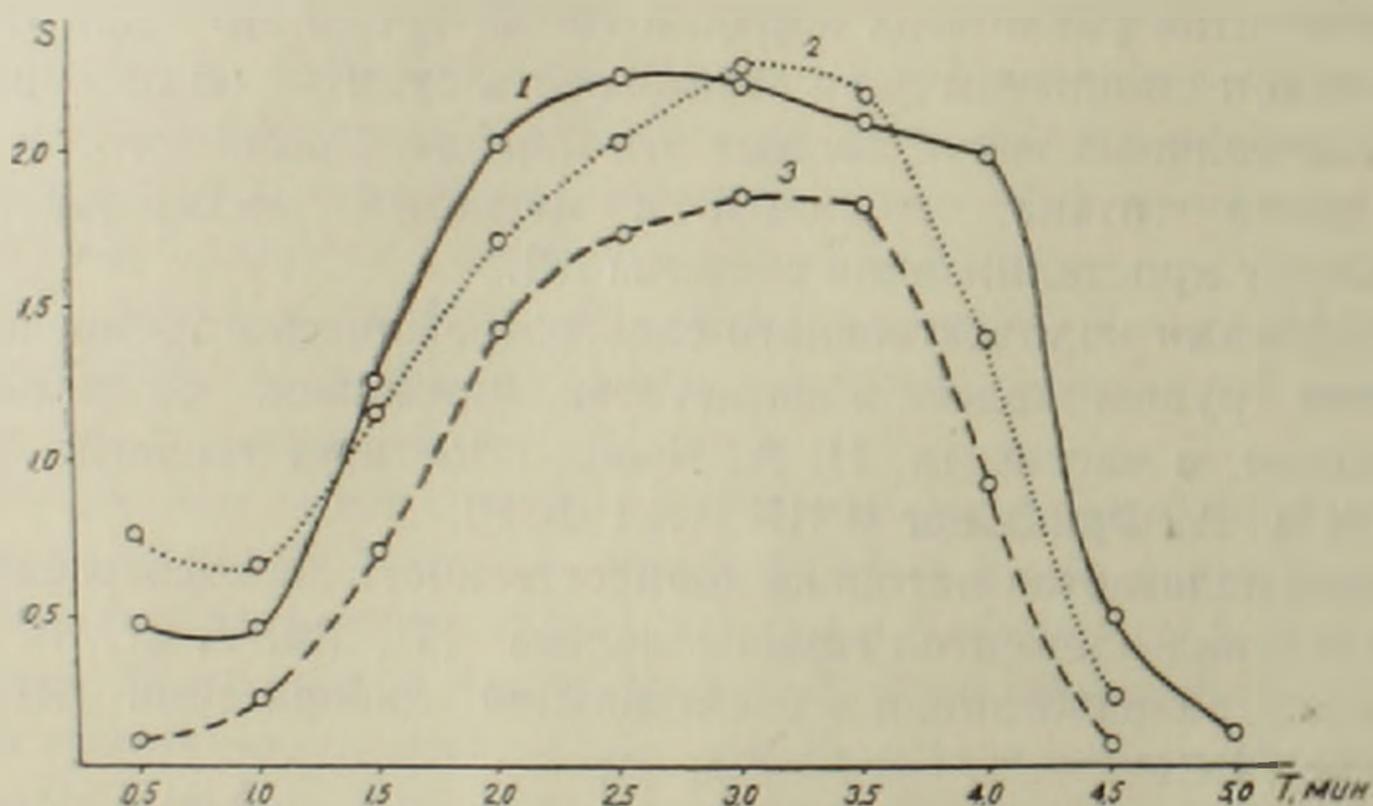


Рис. 1. Кривые испарения титана. 1 — проб магнетита, 2 — СО 25—6, 3 — эталон 8.

ния титана из магнетита и некоторых эталонов. Наблюдаемая тождественность кривых дает основание гарантировать отсутствие значительных систематических погрешностей*. Кроме того, время полного испарения анализируемых элементов из проб и эталонов также

* Известно, что скорость испарения элемента наряду с температурой плазмы и эффективным ионизационным потенциалом последней, является основным фактором, определяющим интенсивность линий [6].

Таблица 1

Эталонные образцы, используемые для анализа магнетитов. (Стандартные образцы ВНИИСО и приготовленные эталоны)

| Эталонный элемент | Пределы содержания элемента (в %) | Номера эталонов | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------|-----------------------------------|-----------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|
| | | СО 25-6 | СО 4-6 | СО 154 | СО 1-6 | СО 194 | СО 195 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | |
| Mn | 0,03 — 2,6 | 0,15 | 0,44 | | 1,65 | | | 2,6 | 0,97 | 0,42 | | | | | 0,05 | 0,017 | | | | | |
| Ni | 0,01 — 0,1 | 0,063 | | | | | | | | | | | 3,05 | 1,06 | 0,4 | 0,18 | | | | 0,021 | |
| Co | 0,003 — 0,1 | 0,03 | | | | | | | | | | | 1,03 | 0,36 | 0,14 | 0,07 | 0,01 | 0,0033 | | | |
| Ti | 0,01 — 10,0 | 7,59 | 0,20 | 26,62 | 0,02 | 0,12 | 0,02 | | | | | | | | 2,53 | 0,84 | 0,28 | 0,09 | 0,03 | | |
| V | 0,001 — 1,0 | 0,38 | 0,07 | 0,17 | | | | | | | | | 1,3 | 0,69 | 0,49 | 0,41 | 0,13 | 0,04 | 0,013 | 0,004 | 0,0013 |
| Cr | 0,01 — 2,8 | 0,44 | | 0,07 | | | | 2,8 | 1,23 | 0,7 | | | | | 0,15 | 0,05 | 0,017 | 0,006 | 0,002 | | |
| Fe | 10,0 — 45,0 | 46,10 | 46,83 | 34,63 | 57,75 | 55,79 | 52,68 | 41,96 | 44,96 | 45,64 | 42,42 | 44,87 | 45,69 | 45,96 | 82,01 | 83,98 | 97,97 | 99,30 | 99,75 | | |

Эталон 1 приготовлен смешением СО 44-а (Mn—35,8%) и СО 132 Cr—25,0%) между собой с последующим разбавлением смеси СО 25-6; эталон 2—разбавлением эт. 1 стандартным образцом 25-6 (1:2); эталон 3—эталон 2+СО 25-6 (1:2); эталон 4—в СО 25-6 введены Ni₂O₃, CoCO₃, V₂O₅ (в пропорциях 52,6:2,41:1,14:1); эталон 5—эталон 4+СО 25-6 (1:2); эталон 6—эт. 5+СО 25-6 (1:2); эталон 7—эт. 6+СО 25-6 (1:2); эталон 8—СО 25-6+железо карбонильное (Fk) (1:2); эталон 9—эт. 8+Fk (1:2); эталон 10—эт. 9+Fk (1:2); эталон 11—эт. 10+Fk (1:2); эталон 12—эт. 11+Fk (1:2); эталон 13—СО 25-6+кварц (1:2); кварц использовался в связи с отсутствием стерильной в отношении никеля железистой основы.

совпадает и колеблется для различных элементов в пределах от 3,5 до 4,5 минут, а для титана достигает 5 минут. В дальнейшем время испарения было ограничено 4,5 минутами, так как за это время основная часть титана также испаряется.

Испарение проб и эталонов производилось из канала угольного электрода в дуге переменного тока ($I = 15$ ампер, $v = 220$ вольт), возбуждаемой генератором дуги ПС-39 [2]. Спектры фотографировались дифракционным спектрографом ДФС-13 с решеткой 600 штрихов на мм. Использование указанного спектрографа вызывалось необходимостью ослабления сильного фона, характерного для спектров железистых проб, и устранения помех железа аналитическим линиям определяемых элементов. Для регистрации спектра была выбрана область $2500 - 3500 \text{ \AA}$, охватывающая необходимые аналитические линии.

Выбор аналитических линий (таблица 2) обуславливался интервалами определяемых концентраций и возможностью работы в области нормальных почернений. Особое внимание обращалось на отсутствие помех от других элементов.

Таблица 2
Аналитические линии для определения содержаний
Mn, Ni, Co, Ti, Cr, V в магнетитах

| Элементы | Аналитические линии (в \AA) | Пределы определяемых концентраций (в %) |
|----------|---------------------------------------|---|
| Марганец | Mn II 2933,063 | 0,03 — 0,2 |
| | Mn I 3044,567 | 0,1 — 1,0 |
| | Mn II 2638,171 | 0,6 — 4,0 |
| Никель | Ni I 3050,819 | 0,01 — 0,06 |
| | Ni I 3037,935 | 0,02 — 0,1 |
| | Ni I 2992,595 | 0,07 — 0,6 |
| | Ni I 2865,502 | 1,0 — 3,0 |
| | Ni I 3031,870 | 0,6 — 2,0 |
| Кобальт | Co I 3453,505 | 0,005 — 0,03 |
| | Co I 3044,005 | 0,03 — 0,2 |
| | Co I 2989,588 | 0,07 — 0,7 |
| Титан | Ti I 2956,131 | 0,91 — 0,3 |
| | Ti II 2841,938 | 0,1 — 2,0 |
| | Ti II 2764,821 | 0,6 — 12,5 |
| Хром | Cr I 3015,194 | 0,01 — 1,0 |
| | Cr I 2878,449 | 0,5 — 2,8 |
| Ванадий | V I 2183,406 | 0,001 — 0,6 |
| | V II 2683,091 | 0,6 — 1,5 |

Использование спектрографа с большой дисперсией дало возможность выбирать наиболее чувствительные линии, которые для установленных содержаний имели достаточную интенсивность даже при ограниченных навесках. В связи с этим основная цель при испарении проб сводилась не к повышению чувствительности анализа, а к повышению его воспроизводимости, тем более, что испарение

магнетитов, как известно, сопровождается выбрасыванием пробы в начальный момент горения дуги и разбрызгиванием расплава в дальнейшем.

Учитывая трудности отбора акцессорного магнетита из ультраосновных и основных пород, были проведены исследования по установлению его минимально необходимого количества для полноценного анализа (слишком малая навеска уменьшает представительность пробы). При максимальном использовании светосилы спектрографа (нормальная ширина щели [12 μ], максимальная промежуточная диафрагма—5 мм и перпендикулярное к оптической оси расположение рельса, несущего осветительную оптику и штатив) постепенно уменьшалась навеска наиболее бедной пробы и замерялись почернения чувствительных аналитических линий. Таким путем был установлен нижний предел навески, обеспечивающий почернение аналитических линий, соответствующее началу области нормальных почернений.

Для обеспечения хорошей воспроизводимости анализа, пробы и эталоны разбавлялись угольным порошком. Оптимальная степень разбавления подбиралась по наименьшему среднему стандартному отклонению почернений аналитических линий ($\bar{\sigma}_s$) [3]. В таблице 3 приведены воспроизводимости различных вариантов разбавления,

Таблица 3

Воспроизводимость почернений аналитических линий ($\bar{\sigma}_s$) для различных вариантов анализа

| № п/п | Пропорции разбавления угольным порошком | Общая навеска смеси (мг) | Глубина кратера электрода (мм)* | Число определений | Cr 3015,2 | Ti 2764,8 | Ni 3037,9 | V 2683,1 | Mn | | Co | | $\bar{\sigma}_s$ |
|-------|---|--------------------------|---------------------------------|-------------------|--------------|--------------|--------------|-------------|--------|--------|--------|----------|------------------|
| | | | | | | | | | 2933,1 | 3044,5 | 3044,0 | 3153,5** | |
| 1 | 2:1 | 20 | 5 | 8 | 0,38 | 0,42 | 0,43 | 0,28 | 0,27 | 0,34 | 0,28 | — | 0,34 |
| 2 | 1:1 | 27 | 7 | 8 | 0,17 | 0,07 | 0,13 | 0,08 | 0,15 | 0,20 | 0,12 | — | 0,13 |
| 3 | 1:2 | 40 | 11 | 8 | 0,11 | 0,05 | 0,07 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | — | 0,06 |
| 4 | 1:2 | 2×10 | 5*** | 9 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,10 | 0,07 | 0,04 | 0,05 | 0,058 |

* Внутренний и наружный диаметры электродов для всех вариантов постоянны и соответственно равны 1,5 мм и 4,0 мм.

** Для линии Co 3453,5 воспроизводимость не вычислялась в связи с тем, что ее почернения находятся в области передержек.

*** Проба набивается в оба электрода.

навески и формы угольных электродов. Из таблицы видно, что наилучшая воспроизводимость достигается при двухкратном разбавлении ($\bar{\sigma}_s = 0,06$). Для сокращения времени экспозиции и уменьшения навески пробы использовался вариант с набивкой пробы в два элект-

трода с глубиной 5.0 мм, который обеспечивает примерно такую же воспроизводимость ($\bar{\sigma} = 0,058$).

Для обеспечения стабильности результатов каждая проба и эталон анализировались по три раза.

По соображениям, изложенным ниже, мы отказались от общепринятого способа усреднения 3-х параллельных замеров почернений линий.

Статистическое изучение характера распределения почернений аналитических линий определяемых элементов [4] (одна и та же проба анализировалась 50 раз) показало, что оно имеет отрицательную асимметрию, выраженную в разной степени для различных элементов и линий и в половине случаев превышающую допуск («критерий 3σ ») нормального распределения (таблица 4). Доминирующим фактором, обуславливающим асимметрию кривой распределения почернений линий, является часто наблюдаемое неполное испарение пробы в связи с частичным ее выбросом.

Таблица 4

Характер распределения почернений линий

| Элемент | Линия (А) | Коэффициент асимметрии (А) | Коэффициент асимметрии, выраженный в величинах σ_A * |
|----------|-----------|----------------------------|---|
| Хром | 3015,2 | -1,03 | 2,94 |
| Железо | 3015,9 | -1,3 | 3,71 |
| Титан | 2764,8 | -2,1 | 6,0 |
| Никель | 3037,9 | -0,99 | 2,83 |
| | 2992,6 | -0,26 | 0,8 |
| Марганец | 2933,1 | -1,8 | 5,1 |
| | 3044,5 | -0,31 | 0,9 |
| Кобальт | 3044,0 | -0,36 | 1,03 |
| | 3453,5 | -1,85 | 5,3 |
| Ванадий | 2683,1 | -1,5 | 4,3 |

* σ_A — стандартное отклонение коэффициента асимметрии.

Поэтому представлялось, что максимально правдоподобной оценкой истинного почернения линий является не среднее из трех параллельных замеров, а среднее из двух максимальных замеров. Действительно, расчеты подтвердили, что в последнем случае обеспечивается более полное исключение ошибок («промахов») и достигается лучшая воспроизводимость ($\sigma_s = 0,09$)* (таблица 5).

Указанным способом мы и пользовались в дальнейшем. Наблюдаемое при этом повышение средних значений почернений, естественно, не влияет на правильность анализа, так как в равной степени относится и к пробам и к эталонам.

* Ухудшение воспроизводимости по сравнению с таблицей 3 объясняется тем, что здесь рассматривается воспроизводимость в течение месяца, т. е. с учетом фактора временной нестабильности, а в первом случае приводится воспроизводимость одновременного определения.

Таблица 5
Воспроизводимость различных вариантов определения содержаний
Cr, Ti, Ni, V, Mn, Co

| Вариант определения | Элементы λ (А) Параметры | Cr | | Ni | | V | Mn | | Co | | $\bar{\sigma}$ (среднее) |
|---|--|--------|--------|--------|--------|------|--------|--------|--------|--------|--------------------------|
| | | 3015,2 | 2764,8 | 3037,9 | 2992,6 | | 2933,1 | 3044,6 | 3014,0 | 3453,5 | |
| Однократное определение | S | 1,52 | 1,64 | 1,29 | 0,29 | 0,91 | 1,70 | 0,52 | 0,49 | 1,72 | 0,16 |
| | σ_s | 0,19 | 0,11 | 0,19 | 0,10 | 0,14 | 0,19 | 0,19 | 0,13 | 0,20 | |
| Трехкратное определение (среднее из 3-х) | S | 1,52 | 1,63 | 1,29 | 0,29 | 0,91 | 1,68 | 0,51 | 0,40 | 1,71 | 0,11 |
| | σ_s | 0,13 | 0,06 | 0,12 | 0,07 | 0,09 | 0,17 | 0,16 | 0,09 | 0,14 | |
| Трехкратное определение (среднее из 2-х максимальных) | S | 1,60 | 1,68 | 1,37 | 0,33 | 0,98 | 1,74 | 0,57 | 0,55 | 1,80 | 0,09 |
| | σ_s | 0,10 | 0,04 | 0,09 | 0,07 | 0,07 | 0,13 | 0,16 | 0,08 | 0,10 | |
| | α° | 58 | 57 | 60 | 45 | 57 | 55 | 58 | 45 | 65 | 14,6 |
| | $\lg \alpha^\circ$ | 1,6 | 1,54 | 1,73 | 1,0 | 1,54 | 1,43 | 1,6 | 1,0 | 2,13 | |
| | $v_c \%$ | 14,4 | 6,0 | 11,4 | 16,1 | 10,5 | 20,9 | 23,0 | 18,0 | 10,8 | |

\bar{S} — выборочное среднее значение почернения линий; σ_s — стандартное отклонение почернения линий; α° — угол наклона градуировочного графика; v_c — коэффициент вариации определения концентрации.

Одновременное определение нескольких элементов затрудняло подбор для них единого элемента сравнения.

Использование фона в качестве внутреннего стандарта также не представлялось возможным, так как в принятых нами условиях для анализа малых навесок акцессорного магнетита почернения его были незначительны.

Учитывая хорошую воспроизводимость, относительное постоянство валового состава проб и его идентичность с составом эталона, в качестве аналитического критерия использовались абсолютные почернения линий.

Графики, построенные в координатах $S, \lg C$ приведены на фиг. 2. Применялся метод твердого графика с учетом свойств каждой фотопластинки.

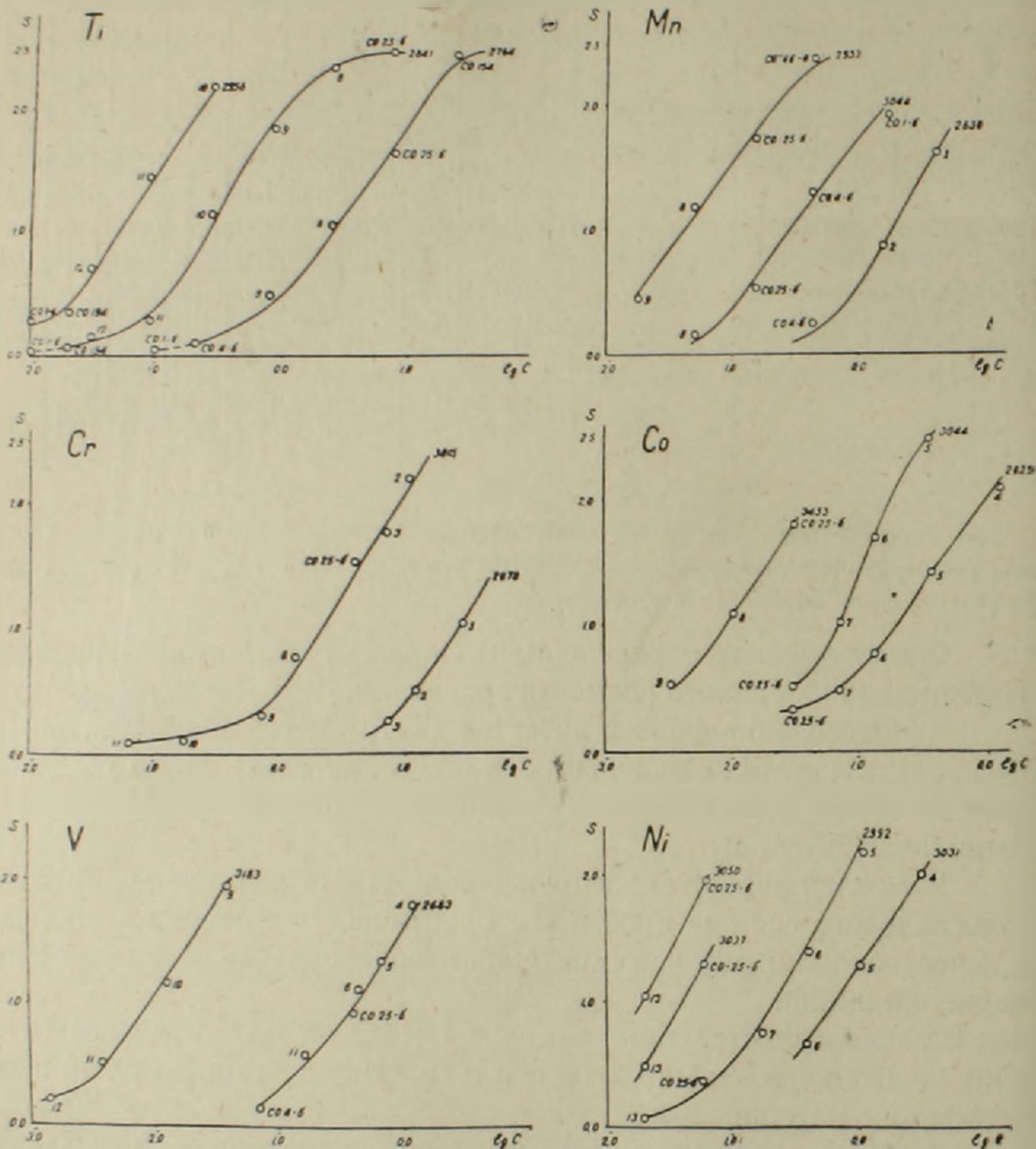
Игнорирование изменения фактора контрастности отдельных фотопластинок при работе по методу твердого графика вносит систематическую ошибку, специфичную для каждой пластинки.

Изменение фактора контрастности приводит к вращению характеристической кривой вокруг центра, который в зависимости от причин, вызвавших его изменение, или совпадает с точкой инерции, или лежит несколько ниже нее [7]. Градуировочный график $S, \lg C$ испытывает аналогичное вращение ввиду прямой зависимости тангенса угла его наклона [$k = \text{tg} \alpha$] от контрастности пластинки γ

$$k = \gamma \cdot b$$

где b — коэффициент самопоглощения.

Замеры T_i , выполнявшиеся в течение 4-х месяцев (фотопластинки тип 1, чувствительность 1.0 ГОСТ, № эмульсии 1064, год выпуска—1965, время проявления—3,5 мин., температура проявления—21°C) показали его изменение в пределах от 2.29 до 2.48.



Фиг. 2. Градуировочные графики для определения содержания элементов группы железа в магнетитах.

Принимая условно $b=0.78$ (примерно среднее значение для резонансных и нерезонансных линий) для α получим пределы колебаний— $66^{\circ}24'$ — $68^{\circ}03'$. Таким образом градуировочный график испытывает смещение в пределах $1^{\circ}54'$, что вносит систематическую ошибку при оценке содержаний, находящуюся в прямой зависимости от величины почернений аналитической линии (для почернений порядка 1.80 ошибка составит 18.5%, а для 0.50—6.3%).

Учитывая достигнутую при анализе воспроизводимость и правильность (таблица 5, 6), учет фактора контрастности целесообразно

Таблица 6

Проверка правильности метода

| Элементы | Образцы | | | | | | | | | | | |
|----------|------------|---------|------------------------------|------------|---------|------------------------------|------------|---------|------------------------------|------------------|---------|------------------------------|
| | СО 25—6 | | | СО 4—6 | | | СО 154 | | | Магнетит ИГ УФАН | | |
| | содержится | найдено | относительная ошибка деления | содержится | найдено | относительная ошибка деления | содержится | найдено | относительная ошибка деления | содержится | найдено | относительная ошибка деления |
| Ti | 7,59 | 8,00 | + 5,4 | 0,20 | 0,20 | ± 0 | — | — | — | 0,46 | 0,49 | —10,9 |
| Cr | 0,44 | 0,44 | ± 0 | — | — | — | 0,07 | 0,083 | +18,6 | — | — | — |
| Ni | 0,063 | 0,057 | — 9,1 | — | — | — | — | — | — | 0,003 | не опр. | — |
| Mn | 0,15 | 0,17 | +13,3 | 0,44 | 0,39 | —11,3 | — | — | — | 0,25 | 0,21 | —16,0 |
| Co | 0,03 | 0,031 | + 3,3 | — | — | — | — | — | — | 0,012 | 0,020 | +66,0 |
| V | 0,38 | 0,35 | — 8,0 | 0,07 | 0,083 | +18,6 | 0,17 | 0,25 | +47,0 | 0,15 | 0,21 | +40,0 |

Средняя относительная ошибка ±17,8%

зен, особенно при использовании больших значений почернений линий.

Возможные «сползания» графика предупреждались фотографированием на каждой пластинке контрольного эталона. Подбор аналитических линий (таблица 2) позволял пользоваться, как правило, прямолинейным участком графика, соответствующим области нормальных почернений, которая для применявшихся фотопластинок составляла 0,5—2,0.

На основании данных по ε_s для принятого нами способа оценки (таблица 5) были вычислены среднеквадратичные относительные ошибки определения концентраций (коэффициенты вариаций — v_c) по формуле $v_c = 2,3 \frac{\varepsilon_s \cdot 100}{k}$ [5]. где k — тангенс угла наклона определяется по градуировочным графикам. Полученные таким путем данные приведены в 4-ой строке таблицы 5.

При относительно хорошей воспроизводимости определения Ti и V отмечается большая ошибка определения содержания Mn, что, вероятно, связано с неравномерным распределением марганца в пробе и характерном его поведении при испарении в дуге. Коэффициент вариации для определяемых элементов колеблется в пределах от 5,8 до 25% и в среднем составляет 14,8%. Приведенные данные по воспроизводимости получены путем анализа одного и того же образца в течение месяца. В целом полученную воспроизводимость можно считать удовлетворительной для многокомпонентного спектрального анализа [1].

Для проверки правильности анализа был проведен многократный (12 раз) анализ стандартных образцов ВНИИСО, а также про-

бы магнетита, используемого в качестве стандарта в Институте геологии УФАИ СССР, любезно представленного нам Н. А. Ярош. Полученные усредненные результаты и истинные содержания элементов приведены в таблице 6. Усреднение результатов по 12 анализам уменьшает случайную ошибку в 3.46 раза, то есть $v_c = 4,3\%$. Таким образом полученные $\pm 17,8\%$ в основном характеризуют правильность анализа.

В результате проведенной работы можно сделать следующие выводы:

1. Установлена возможность проведения многокомпонентного количественного анализа магнетитов с использованием в основном стандартных образцов ВНИИСО.

2. Достигнутая хорошая воспроизводимость (14,5%) по абсолютным почернениям линий (за счет подбора оптимальной степени разбавления буферным порошком и дифференцированного учета трех параллельных определений) позволила использовать их в качестве аналитического критерия, обеспечив экспрессность метода.

3. Использование малых навесок (на три параллельных анализа расходуются 20 мг магнетита) делает целесообразным применение методики при геохимических исследованиях как для анализа рудных, так и аксессуарных магнетитов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 20.VI.1966.

Գ. Մ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ, Ս. Բ. ԱԲՈՎՅԱՆ

ՄԱԳՆԵՏԻՏՆԵՐՈՒՄ ԵՐԿԱԹԻ ԽՄԲԻ ԷԼԵՄԵՆՏՆԵՐԻ ՔԱՆԱԿԱԿԱՆ
ՍՊԵԿՏՐՈԳՐԱՖԻԿ ՈՐՈՇՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում ցույց է տրվում մագնետիտների արագացված բալմակոմպոնենտ բանակական սպեկտրալ անալիզների կատարման հնարավորությունը: Այդ նպատակով օգտագործվել են Ստանդարտ նմուշների համամիութենական գիտա-հետազոտական ինստիտուտի (ВНИИСО) էտալոնները:

Համեմատական ուսումնասիրությունները ցույց տվեցին որոշվող էլեմենտների գոլորշիացման միանման բնույթը՝ ինչպես ստանդարտ, այնպես էլ ուսումնասիրվող մագնետիտների նմուշներում:

Անալիզները կատարված են մեծ դիսպերսիայով օժտված դիֆրակցիոն սպեկտրոգրաֆի (ДФС—13) օգնությամբ, որը ընդլայնում է նպատակահարմար անալիտիկ գծերի ընտրությունը, բարձրացնում է որոշման զգայունությունը և միևնույն ժամանակ հնարավորություն է տալիս փոքրացնելու անալիզի համար անհրաժեշտ կշռաքանակները:

Փորձնականորեն ի հայտ է բերված մագնետիտները բուֆերով (ածիափոշով) նոսրացնելու օպտիմալ աստիճանը (1 : 2) :

Գծերի սեւացման ինտենսիվության աստիճանի վիճակագրական ուսումնասիրությունները ցույց տվեցին բացասական ասիմետրիայի առկայությունը, որի հետ կապված անհրաժեշտություն է դառնում անալիզի ընթացքում միջինը հաշվել ոչ թե երեք, այլ երկու զուգահեռ որոշումներից: Սպեկտրալ գծերի ինտենսիվ սեւացումների դեպքում, ինչպես ցույց է տված հողվածում, անհրաժեշտ է հաշվի առնել նաև ֆոտոապակու կոնտրաստության աստիճանը:

Կիրառվող մեթոդը ապահովում է 14,5% վերարտադրողականություն (վարիացիոն գործակից): Սիստեմատիկ սխալների վերացման ամբողջականությունը ստույգված է ստանդարտ նմուշների վրա և բնորոշվում է 17,8% միջին հարաբերական սխալով:

Որոշման համար անհրաժեշտ կշռաքանակների փոքր շափր (3 զուգահեռ անալիզի համար ծախսվում է 20 մգ մազնետիտ) հնարավորություն է ընձեռնում առաջադրված մեթոդի լայն կիրառմանը ինչպես հանքային, այնպես էլ ակցեսոր մսուկներին գեոքիմիական հետազոտություններում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Герасимов Р. Д. Одновременное спектрографическое определение элементов в горных породах и пути повышения его точности. Методика и техника разведки. 50, Л., 1965.
2. Клер М. М. Приближенный количественный спектральный анализ минерального сырья, основанный на ослаблении интенсивности спектральных линий на три порядка. Госгеолтехиздат, 1959.
3. Лонцих С. Б., Недлер В. В., Райхбаум Я. Д. Спектральный анализ металлометрических проб. Госгеолтехиздат, 1959.
4. Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. Физматгиз, 1960.
5. Прокофьев В. К. Фотографические методы количественного спектрального анализа металлов и сплавов. Часть II. Гос. издат. технико-теоретич. литературы. Л., 1951.
6. Райхбаум Я. Д., Костюкова Е. С. Изучение и применение при спектральном анализе струйного течения паров в электрической дуге. Ж. П. С., т. IV, в 2, 1966.
7. Русанов А. К. Спектральный анализ руд и минералов. Госгеолиздат, 1948.
8. Buddington A., Faney J., Vlissidis A. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. Amer. J. sci., vol. 253, 1955.

Г. М. МКРТЧЯН, Л. Б. САРУХАНЯН

ПРЯМОЕ КОЛИЧЕСТВЕННОЕ СПЕКТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В АПАТИТЕ

Изучение элементов группы редких земель (цериевой подгруппы — Ce, La, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd и иттриевой подгруппы — Y, Yb, Tb, Ho, Dy, Er, Tm, Lu) и Th может оказать существенную помощь в разрешении ряда вопросов петрогенезиса, условий рудообразования и связи оруденения с магматическими комплексами. Эти задачи требуют отдельного количественного определения редкоземельных элементов.

Элементы группы редких земель отличаются большой близостью химических свойств, что затрудняет их разделение. В настоящее время химический метод применяется только при выделении суммы окислов редкоземельных элементов и при разделении всей суммы на цериевую и иттриевую подгруппы.

Большое применение при определении индивидуальных редкоземельных элементов получил рентгеноспектральный метод, однако низкая чувствительность метода, необходимость большой навески анализируемой пробы, сложность аппаратуры и продолжительность анализа ограничивают возможности применения этого метода.

Универсальным методом отдельного определения редкоземельных элементов является оптический эмиссионный спектральный анализ, развитию которого долгое время препятствовали сложность (многолинейчатость) спектров редкоземельных элементов и наложение на них линий ряда других элементов, присутствующих в минералах и породах. В настоящее время при наличии спектрографов с большой дисперсией использование оптического эмиссионного спектра редкоземельных элементов находит все более широкое применение для их количественного определения.

Методика определения по выделенной сумме их окислов из минералов и пород разработана в трудах многих исследователей [1, 2, 3, 4].

Качественное и полуколичественное определение редкоземельных элементов непосредственно в горных породах и минералах рассматривается в работах С. К. Калинина, Э. Е. Файна, И. Г. Гринмана, Г. Б. Жилинского и В. М. Перевертуна [5, 6], а количественное определение — А. К. Русанова, В. М. Алексеевой, Н. В. Ильясовой и В. Г. Хитрова [4].

В нашей работе мы основывались на методе А. К. Русанова и др. [4], предназначенного для прямого определения сотых-тысячных долей процента редкоземельных элементов и тория в различных горных породах. Нивелирование валового состава обеспечивается сме-

шением проб и эталонов с буферной смесью (1:3), состоящей из 85% угольного порошка и 15% углекислого бария. Повышению воспроизводимости и правильности анализа способствует также введение внутреннего стандарта (иттербия, лютеция и бария) и работа по методу трех эталонов. Стандартная ошибка определения составляет 10% при использовании лютеция и иттербия и 15% при использовании бария в качестве внутреннего стандарта.

Специфика анализируемого нами минерала (апатита) позволила в ходе работ произвести в вышеупомянутой методике некоторые уточнения, несколько повысив этим чувствительность и экспрессность анализа без снижения точности.

Получение и фотографирование спектра осуществлялось с помощью дифракционного спектрографа ДФС-13 с решеткой 600 штр/мм. Возможность работы с указанной решеткой обеспечивается сравнительной чистотой спектра, обусловленной валовым составом анализируемого апатита и невысоким содержанием суммы окислов редких земель по сравнению с редкоземельными минералами (табл. 1).

Таблица 1
Химический состав некоторых анализируемых апатитов

| Компоненты | №№ проб апатита | | | | | |
|--------------------------------|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 144 | 274 | 455 | 447 | 770 | 419 |
| S.O ₂ | 0,15 | 0,99 | 1,26 | 0,54 | 1,92 | 1,10 |
| Al ₂ O ₃ | 0,37 | 0,20 | 0,39 | 0,44 | — | н. о. |
| Fe ₂ O ₃ | 1,20 | 0,35 | 0,15 | 0,50 | 0,01 | н. о. |
| FeO | 0,20 | 0,36 | 0,54 | 0,45 | н. о. | н. о. |
| TiO ₂ | сл. | н. о. | н. о. | сл. | сл. | н. о. |
| CaO | 49,70 | 52,50 | 50,78 | 50,90 | 52,29 | 51,05 |
| P ₂ O ₅ | 42,11 | 38,56 | 39,39 | 38,14 | 40,13 | 42,48 |
| MnO | 0,01 | 0,05 | сл. | сл. | 0,02 | сл. |
| MgO | сл. | 0,12 | н. о. | н. о. | 0,16 | н. о. |
| S | 0,17 | 0,20 | 0,30 | 0,30 | н. о. | 0,08 |
| Cl | 1,17 | 1,63 | 1,42 | 1,24 | 0,72 | 0,36 |
| F | 1,20 | 0,64 | 1,50 | 2,70 | 0,95 | 2,20 |
| ΣTR | 2,33 | 1,61 | 2,54 | 3,11 | 1,15 | 1,35 |
| Na ₂ O | 0,45 | 0,57 | 0,38 | 0,38 | н. о. | 0,30 |
| K ₂ O | сл. | сл. | н. о. | н. о. | н. о. | 0,01 |
| H ₂ O | 0,04 | 0,24 | н. о. | 0,10 | н. о. | н. о. |
| п.п.п. | 0,22 | 1,34 | 0,40 | 0,24 | 0,74 | 0,74 |
| SrO | | | | | 0,56 | н. о. |

Аналитик
ИГН АН АрмССР

М. М. Язиджан

В. А. Бабаян

Спектр фотографировался в двух областях: в области 2500—4500 Å для элементов Ce, La, Y, Yb, Eu, Er, Tm, Lu, Dy, Gd, Nd, Th; в области 3500—4500 Å для элементов Nd, Sm, Pr. Спектр последней области фотографировался через трехступенчатый ослабитель, чем достигалось отделения линии празеодима (4222.98 Å)

единственно свободной от наложения линий других редкоземельных элементов, в 50% степени от диффузной линии кальция—4226.73 Å и одновременно обеспечивалась высокая чувствительность определения Sm и Nd в 100% степени.

Таблица 2

Содержание кальция и фосфора в апатите, синтезированном соединении и искусственной основе

| Элемент | Содержание в % | | |
|---------|----------------|----------------------------|------------------------------|
| | апатит | синтезированное соединение | искусственная смесь (основа) |
| Ca | 39,0 | 17,25 | 40,0 |
| P | 18,0 | 30,2 | 18,0 |

В качестве основы для приготовления эталонов химическим путем было получено соединение, имитирующее валовой состав апатита и свободное от редкоземельных элементов*. Синтезированное соединение, являющееся результатом реакции между равными частями гидрата хлорида кальция ($\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) и ортофосфорной кислоты (H_3PO_4), выпадает в осадок в виде густой белой массы. Осадок после фильтрования прокаливается в муфеле при температуре 1000°C для удаления воды и возможного проявления гигроскопичности в дальнейшем. Расчеты формулы по химанализу** синтезированного вещества (табл. 2) дали соединение типа $\text{Ca}[\text{H}_2\text{PO}_4]_2$, где содержание кальция ниже, а фосфора выше, чем в апатите. Приближение валового состава синтезированного соединения к составу апатита достигалось добавлением к нему окиси кальция (CaO). Требуемая для этого пропорция определялась из формулы:

$$C = \frac{C_1 m_1 + C_2 m_2}{m_1 + m_2},$$

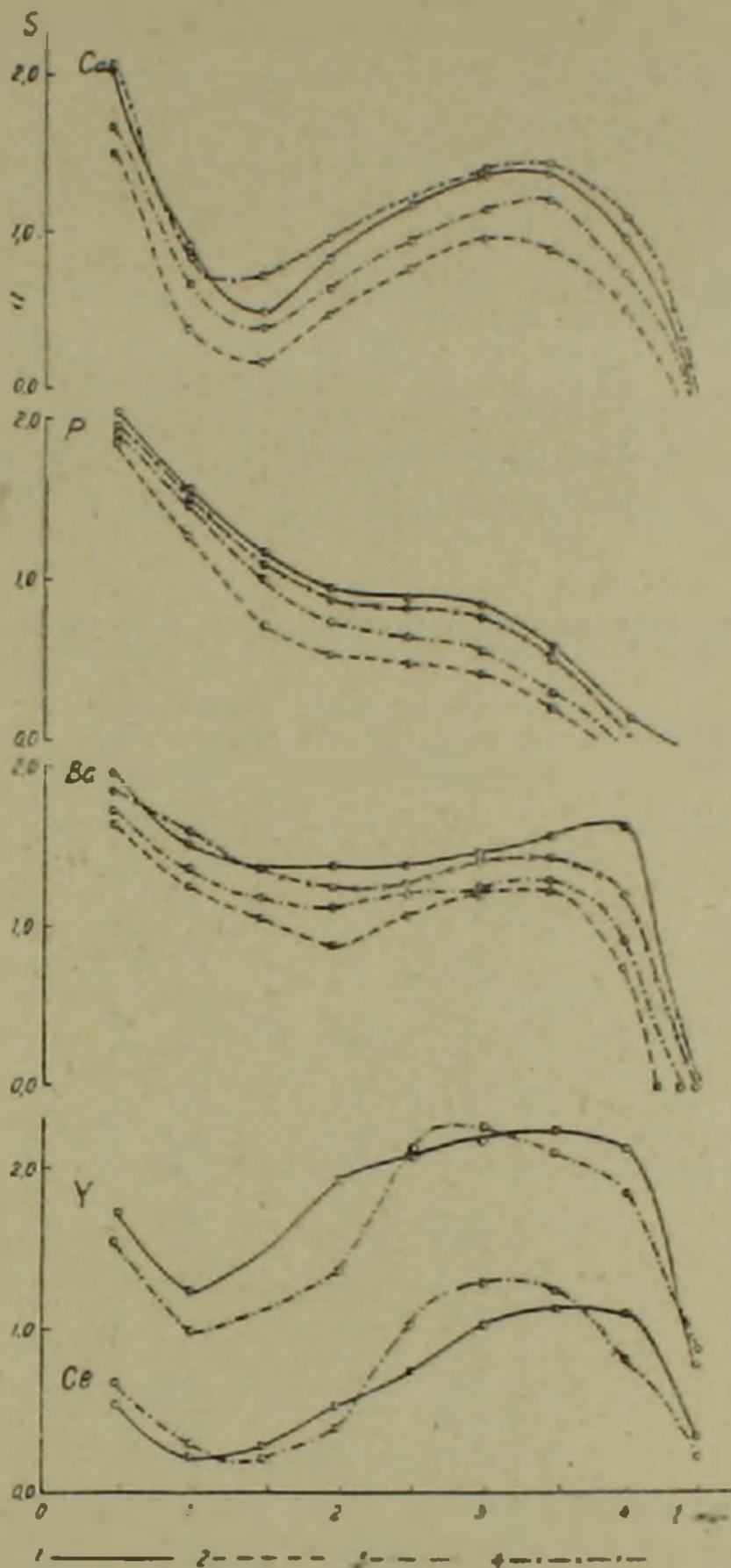
где C — концентрация кальция в апатите; C_1 и C_2 — содержание кальция в синтезированном соединении и окиси кальция; m_1 и m_2 — соответствующие навески. Полученная искусственная смесь (к одной части синтезированного соединения добавлялось 0,7 частей CaO) полностью имитирует валовой состав апатита (табл. 2).

Для выяснения идентичности приготовленной основы и анализируемых апатитов было проведено изучение характера испарения кальция, фосфора, бария (буфера) и редкоземельных элементов из апатита, искусственной смеси и эталонов, приготовленных на ней (фиг. 1).

* Возможность использования существующих соединений, например, суперфосфата, исключается в связи с присутствием в них редкоземельных элементов.

** Аналитик Р. Г. Алахвердов, химлаборатория УГиОН при СМ АрмССР.

Из графиков следует: 1) идентичность характера испарения кальция, фосфора и бария из искусственной смеси и апатита, при несколько более быстром испарении их из смеси; 2) идентичность характера испарения редкоземельных элементов из апатита и ис-



Фиг. 1. Кривые испарения кальция, фосфора, бария, церия и иттрия: 1 — из апатита; 2 — из искусственной основы; 3 — из эталона с содержанием Ce — 1,9%, La — 0,85%, Y — 0,03%; 4 — из эталона с содержанием Ce — 3,8%, La — 1,72%.

кусственной смеси: кроме того, 3) увеличение концентрации редкоземельных элементов в искусственной смеси задерживает испарение фосфора, кальция и бария и характер испарения последних приближается к апатиту, при этом тем в большей степени, чем выше концентрация редкоземельных элементов.

Это дает основание использовать искусственную смесь в качестве основы для эталонов.

Для установления подлежащих изготовлению эталонных концентраций принимались во внимание сумма окислов редких земель

в апатите (табл. 1), полуколичественные определения некоторых из них (Ce—1—3%; La—0.3—1%; Y—0.03—0.3%; Yb—0.002—0.01%) и сведения из опубликованных работ о соотношениях между отдельными редкоземельными элементами [7, 8]: Ce: La=3; Gd:Tb=6; Er: Tu=6; Nd: Pr=3; Dy: Ho=5; Yb: Lu=6; Sm: Eu=10—20. Составлены три группы эталонов: 1) для области 3500—4500 Å для элементов Pr, Nd, Sm; 2) для области 2500—3500 Å для элементов: а) цериевой подгруппы—Ce, La, Eu, Nd, Gd и б) иттриевой подгруппы—Y, Yb, Er, Tu, Lu, Dy и Th.

Аналитические линии, выбранные на основании литературных данных [3, 4, 6, 9, 10, 11, 12] и детального изучения спектра апатита, аналитические критерии, использованные при построении градуировочных графиков, воспроизводимость единичного определения и пределы эталонных концентраций приведены в таблице 3.

Таблица 3

Аналитические линии редкоземельных элементов и тория

| Элемент | Аналитическая линия, λ | Пределы концентраций эталонов в % | Аналитический критерий | Воспроизводимость единичного определения (% отн.) |
|-----------|--------------------------------|-----------------------------------|------------------------|---|
| Церий | 2651,01 | 0,47 — 3,79 | lgJ | — |
| | 2017,20 | | | |
| Лантан | 2610,39 | 0,22 — 1,72 | S | 10,5 |
| | 2893,01 | | | |
| Празеодим | 4223,00 (50%) | 0,004—0,28 | ΔS | 6,5 |
| | 3115,17 | | | |
| Неодим | 4252,44 (50%) | 0,28—0,86 | ΔS | 7,6 |
| | 4252,44 (100%) | | | |
| Самарий | 4329,02 (100%) | 0,04—0,86 | ΔS | 10,6 |
| | 2813,95 | | | |
| Европий | 2813,95 | 0,013—0,28 | lgJ | 9,7 |
| | 3032,85 | | | |
| Гадолиний | 3032,85 | 0,0002—0,01 | lgJ | — |
| | 3100,58 | | | |
| Диспрозий | 3319,89 | 0,004—0,12 | ΔS | — |
| | 2894,26 | | | |
| Иттрий | 2894,26 | 0,002—0,22 | lgJ | 19,0 |
| | 2891,38 | | | |
| Иттербий | 2891,38 | 0,002—0,22 | lgJ | 10,3 |
| | 2910,36 | | | |
| Эрбий | 2910,36 | 0,0002—0,013 | lgJ | — |
| | 3131,30 | | | |
| Тулий | 3131,30 | 0,0002—0,003 | ΔS | — |
| | 2615,42 | | | |
| Лютеций | 2615,42 | 0,0002—0,003 | lgJ | 17,0 |
| | 2870,41 | | | |
| Торий | 2870,41 | 0,003—0,03 | lgJ | 17,0 |
| | 2937,30 | | | |

Однотипность анализируемых проб и относительное постоянство их валового состава (табл. 1), соответствие физико-химических свойств апатита и эталонов, а также удовлетворительная воспроизводимость (табл. 3) позволили проводить анализы без введения внутреннего стандарта.

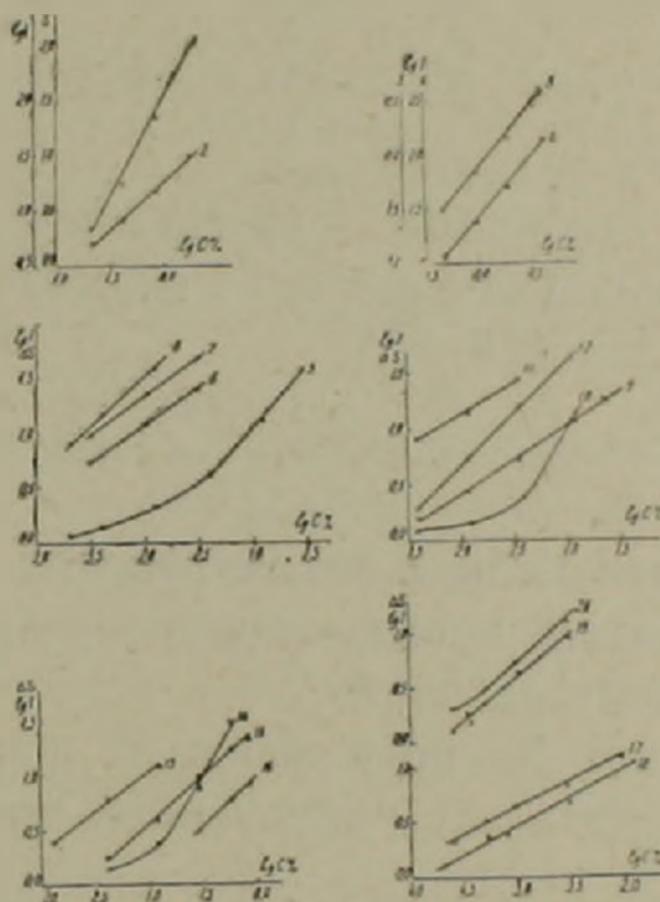
Учитывая, что колебания интенсивности фона часто являются источником значительных ошибок при дуговом спектральном анализе руд и минералов [13], наши усилия были направлены в основном к его исключению в том случае, когда почернение фона превышало 10% от почернения аналитической линии. При этом, если линия и фон (или только фон) находились в области недодержек, учет фона производился переходом к интенсивностям ($J_{\lambda+\phi} - J_{\phi} = J_{\lambda}$): Ce, La

(2893.01 Å), Nd (4252.44 Å), Sm, Eu, Gd, Y, Yb, Er, Lu, Th. Если же почернения линии и фона не выходили за пределы прямолинейного участка характеристической кривой, учет фона производился непосредственно вычитанием ($S_{л+ф} - S_{ф} = \Delta S$): Dy, Nd (3115.17 Å), Tu, Pr.

Неравномерный фон замерялся с двух сторон и усреднялся (Tu, 3131.30 Å и Pr—4222.98 Å).

Необходимо отметить, что в ряде случаев учитывался не только фон, но и мешающие линии элементов, практически присутствующих в апатите. Так, для линии лютеция 2615.73 Å учет фона производился вместе с мешающей линией железа. Для этого фон замерялся вместе с контрольной линией железа 2612.77 Å, равной по интенсивности мешающей линии лютеция 2615.42 Å. Для эрбия 2910.36 Å таким же способом производился учет наложения ванадия (мешающая линия ванадия 2910.39 Å, контрольная линия—2911.06 Å).

Анализ производился по методу твердого графика (фиг. 2).



Фиг. 2. Градуировочные графики для определения редкоземельных элементов: 1) La 2610,34 Å (S); 2) La 2893,07 Å (lgJ); 3) Ce 2651,0 Å (lgJ); 4) Ce 3017,20 Å (lgJ); 5) Pr 4222,98 Å—50% (ΔS); 6) Th 2870,4 Å (lgJ); 7) Th 2837,29 Å (lgJ); 8) Yb 2891,38 Å (lgJ); 9) Y 2984,26 Å (lgJ); 10) Dy 3319,89 Å (ΔS); 11) Gd 3100,58 Å (lgJ); 12) Gd 3032,85 Å (lgJ); 13) Sm 4329,02 Å—100% (lgJ); 14) Nd 3115,17 Å (ΔS); 15) Nd 4252,44 Å—100% (ΔS); 16) Nd 4252,44 Å—50% (lgJ); 17) Eu 2813,95 Å (lgJ); 18) Er 2910,36 Å (lgJ); 19) Lu 2615,40 Å (lgJ); 20) Tu 3131,30 Å (ΔS).

Учет свойств фотопластинок (фактора контрастности) осуществлялся построением характеристической кривой. При построении использовалась информация, содержащаяся в аналитических спектрах без дополнительной съемки спектра через 9-ти ступенчатый ослабитель. Так, для области 2600—3300 Å в качестве «марок почернения» использовались линии 3168.86 Å, 3165.86 Å, 3165.01 Å,

3166.44 Å реперного спектра железа [14], который фотографировался с разной экспозицией для возможности построения всех участков характеристической кривой. В области 4200—4350 Å использовались замеры почернения линии неодима 4252.44 Å в 50% и 100% степенях, произведенные для анализа.

Большое количество данных по коэффициенту контрастности (γ) в пределах как одной, так и разных фотопластинок позволило сделать некоторые выводы относительно точности принятого способа оценки γ (табл. 4).

Таблица 4

Статистические параметры распределения фактора контрастности (γ)

| Область спектра Å | № фотопластинок | Число замеров на фотопла- стинке | Средний коэф- фициент конт- растности | Стандартное отклонение (σ_γ) |
|----------------------|-----------------|--|---|--|
| 2600—3300 | 1 | 8 | 2,80 | 0,14 |
| | 2 | 10 | 2,69 | 0,16 |
| 4200—4350 | 3 | 19 | 2,75 | 0,14 |
| | 4 | 19 | 2,91 | 0,17 |
| | 5 | 13 | 2,72 | 0,17 |

Коэффициент вариации определения концентрации (V_c) обусловленный ошибкой определения фактора контрастности, рассчитывался по формуле [15, 16]

$$V_c = \Delta S \frac{2,3 \cdot 100\%}{\gamma^2 b} \cdot \sigma_\gamma,$$

где ΔS — разность почернения аналитической линии и фона; b — коэффициент самопоглощения линии; σ_γ — стандартное отклонение коэффициента контрастности.

Установлено, что V_c колеблется в пределах 5—8%. Снижение этой ошибки достигалось увеличением числа замеров фактора контрастности.

Во избежание ошибок от «сползания» графика, на каждой пластинке фотографировался контрольный образец апатита, содержащий средние для месторождения концентрации редкоземельных элементов.

Градуировочные графики строились: 1) непосредственно в координатах $S; \lg C$, в том случае, когда почернение линии лежало в области нормальных почернений, а почернение фона составляло менее 10% от почернения линии (фиг. 2₁); 2) в координатах $\Delta S; \lg C$, когда почернение линии и фона лежало в области прямолинейного участка характеристической кривой (фиг. 2_{5, 10, 14, 15, 20}); 3) в координатах $\lg J; \lg C$ в случае, если почернение линии и фона (или только фона) попадали в область недодержек (фиг. 2_{2, 3, 4, 6, 9, 11-13, 16-19}).

Воспроизводимость метода, характеризуемая коэффициентом вариации единичного определения (табл. 3), в среднем составляет

Таблица 5

Сравнение результатов количественного спектрального определения редкоземельных элементов с другими методами

| Элемент | Обр. А-6 | | Обр. 71 | | Обр. 170 | |
|---------|----------------|-------------------|----------------|---------------|----------------|---------------|
| | колич. спектр. | рентгено-спектр.* | колич. спектр. | оптиче-ский** | колич. спектр. | оптиче-ский** |
| La | 0,479 | 0,52 | 0,295 | 0,22 | 0,316 | 0,344 |
| Ce | 0,90 | 0,89 | 0,49 | 0,49 | 0,48 | не. опр. |
| Pr | 0,068 | 0,088 | 0,052 | 0,051 | 0,053 | 0,047 |
| Nd | 0,339 | 0,46 | 0,355 | не. опр. | 0,363 | не. опр. |
| Sm | 0,032 | 0,032 | 0,035 | 0,045 | 0,051 | 0,052 |
| Eu | 0,0023 | 0,0041 | 0,0011 | н. обн. | 0,0008 | н. обн. |
| Gd | 0,034 | 0,022 | 0,045 | 0,039 | 0,042 | 0,041 |
| Y | 0,094 | 0,1 | 0,23 | 0,19 | 0,253 | 0,22 |
| Yb | 6,0026 | н. обн. | 0,0067 | 0,007 | 0,0067 | 0,006 |
| Dy | 0,014 | 0,013 | 0,026 | 0,026 | 0,026 | 0,026 |
| Er | не. опр. | н. обн. | 0,0078 | н. обн. | 0,0081 | н. обн. |
| Tu | н. обн. | н. обн. | н. обн. | н. обн. | н. обн. | н. обн. |
| Lu | 0,0003 | н. обн. | 0,0005 | н. обн. | 0,0006 | н. обн. |
| Th | 0,024 | 0,050 | 0,002 | 0,003 | 0,002 | 0,003 |

* Рентгеноспектральный анализ апатита (из коллекции Б. М. Меликсетяна) произведен в ИМГРЭ АН СССР Р. Л. Баринским.

** Анализ по методу Е. А. Кузнецова произведен Р. Л. Мелконяном в оптической лаборатории при кафедре петрографии МГУ.

14,2%. Проведение анализа по трехкратным параллельным определениям улучшает воспроизводимость до 8,2%.

Для объективной оценки правильности методики анализа в таблице 5 приводится сравнение количественного спектрографического определения редкоземельных элементов в апатите с данными рентгеноспектрального анализа и оптического анализа по методу Е. А. Кузнецова..

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 2.XI.1966.

Գ. Մ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ, Լ. Բ. ՍԱՐՈՒԽԱՆՅԱՆ

ԱՊԱՏԻՏՆԵՐՈՒՄ ՀԱԶՎԱԳՅՈՒՏ-ՀՈՂԱՅԻՆ ԷԼԵՄԵՆՏՆԵՐԻ
ՍՊԵԿՏՐՈԳՐԱՖԻԱՅԻՆ ՈՒՂՂԱԿԻ ՔԱՆԱԿԱԿԱՆ ՈՐՈՇՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում շարադրված է ապատիտներում հազվագյուտ-հողային էլեմենտների ուղղակի քանակական սպեկտրալ որոշման էքսպերիմենտալ արդյունքները: Այդ նպատակով առաջարկվող մեթոդը ունի միանվագ որոշման 14% միջին վարիացիոն գործակից:

Անալիզների ճշտութունը ապահովվում է արհեստականորեն սինթեզված ապատիտի կազմ ունեցող էտալոնների հիմքի վրա: Անալիզների ճշտության

աստիճանի բարձրացման համար՝ կախված գծերի և ֆոնի ինտենսիվությունից, օգտագործվել են տարբեր անալիտիկ կրիտերիաներ

Աշխատանքի ընթացքում օգտագործվել են կայուն գրաֆիկներ: Ֆոտոթիթեղի կոնտրաստության գործոնը հաշվի է առնվում ելնելով բուն անալիտիկ սպեկտրներում եղած ինֆորմացիայից:

Առաջադրվող մեթոդում սիստեմատիկ սխալների բացակայությունը ապացուցվում է ի հայտ բերված պարունակությունների համընկումով ռենտգենոսպեկտրալ և օպտիկական եղանակով ստացված արդյունքների հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

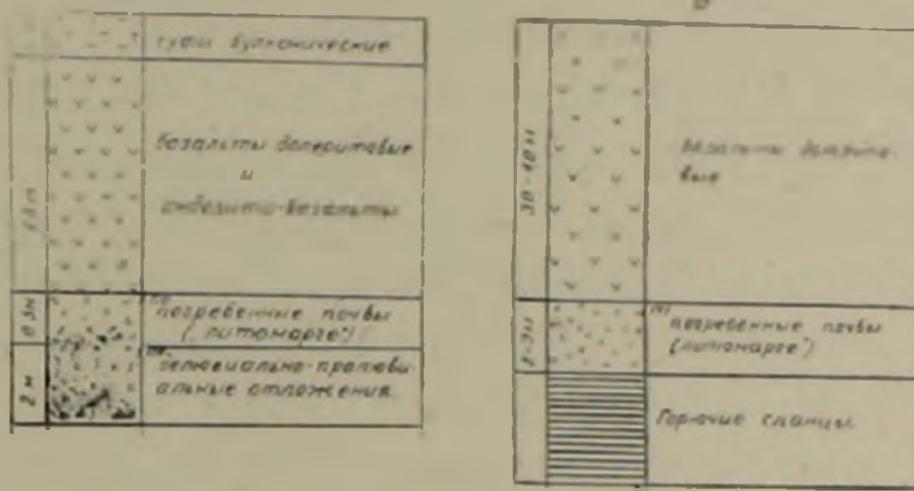
1. Зайдель А. Н., Фафурина Э. Н., Якимова П. П., Яковлева С. С. Методы определения и анализа редких элементов. Изд. АН СССР, 1961.
2. Smith D. M., Wiggins G. M. Analysis of Rare Earth Oxydes by Means of Emission Spectra. The Analyst 74, 1949.
3. Меламед Ш. Г., Полякова С. М., Земскова М. Г. Спектральный анализ редкоземельных элементов. Заводская лаборатория, 5, 554, 1960.
4. Русанов А. К., Алексеева В. М., Ильясова Н. В., Хитров В. Г. Спектрографическое количественное определение малых содержаний редкоземельных элементов в горных породах и минералах. Журнал аналитической химии, XVII, вып. 7, 1962.
5. Калинин С. К., Файн Э. Е., Гринман И. Г., Жилинский Г. Б. Спектрографическое определение редких земель. Труды Института ядерной физики АН Каз. ССР, 1, 288, 1958.
6. Калинин С. К., Файн Э. Е., Перевертун В. М. Применение дифракционного спектрографа (ДФС-13) для анализа минерального сырья. Алма-Ата, 1960.
7. Баринский Р. Л. О соотношении четных и нечетных редкоземельных элементов. ДАН СССР, том 120, № 3, 1958.
8. Геология месторождений редких элементов. Редкоземельные элементы и их месторождения, вып. 3, 1958.
9. Ельяшевич М. А. Спектры редких земель. Изд. техн. теоретич. лит., М., 1953.
10. Gatterer A., Junkes J. Spectren der seltenen Erde (Atlas), 1945.
11. Зайдель А. Н., Прокофьев В. К., Райский С. М. Таблицы спектральных линий. Изд. техн. теоретич. лит. М.—Л., 1952.
12. Harrison G. Wavelength Tables of 100000 Spectrum Lines, New York, 1939.
13. Русанов А. К. Спектральный анализ руд, минералов и горных пород. М., 1948.
14. Нагибина Л. М., Прокофьев В. К. Спектральные приборы и техника спектроскопии. МАШГИЗ, Л., 1963.
15. Прокофьев В. К. Фотографические методы количественного спектрального анализа металлов и сплавов, ч. II, М., 1951.
16. Налымов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. М., 1960.

Ю. В. СЯДЯН

ПОГРЕБЕННЫЕ ПОЧВЫ ШИРАКСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Погребенными почвами как Ширакской котловины, так и всей Армении занимались С. А. Захаров (1929, 1946) и Х. П. Мириманян (1932, 1933, 1940). Их исследования касались, главным образом почв, погребенных под туфами еревано-ленинаканского типа; о них речь будет идти ниже.

Нами впервые в пределах Ширакской котловины погребенные почвы были обнаружены под верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами и андезито-базальтами «амасийского» потока (на окраине с. Капс, на стыке одноименной реки и каньона р. Ахурян).



Фиг. 1. Разрезы погребенных под верхнеплиоценовыми лавами почв:
 а - на окраине с. Капс на стыке одноименной реки и каньона р. Ахурян;
 б - в 1 км к с-з от с. Бандиван.
 x - места отбора образцов

Разрез этого обнажения сверху вниз имеет следующий вид (фиг. 1, а):

1. Туфы еревано-ленинаканского типа. Мощность 3—4 м.
2. Базальты долеритовые и андезито-базальты. Мощность 25 м.
3. Погребенные почвы («литомарге»). Мощность 0,5 м.
4. Делювиально-пролювиальные отложения (погребенные). Видимая мощность 3 м.

Второй раз почвы, погребенные под верхнеплиоценовыми лавами, были нами обнаружены в 1 км к северо-западу от с. Бандиван, на месторождении горючих сланцев.

Разрез этого обнажения сверху вниз имеет следующий вид (фиг. 1, б):

1. Базальты долеритовые. Мощность 30—40 м.
2. Погребенные почвы («литомарге»). Мощность 1—1,5 м.
3. Горючие сланцы. Видимая мощность 3—5 м.

Эти погребенные почвы имеют красновато-желтый оттенок, причем ближе к перекрывающим их лавам они более красноватые, а ниже красный оттенок постепенно сливается с желтым и переходит в него. Такой оттенок, по всей вероятности, появился после излияния лав, обжегших их верхние горизонты. Этот обожженный слой почв в литературе принято называть «литомарге».

Под влиянием температуры изменили свою первоначальную окраску почти все почвенные горизонты, за исключением, пожалуй, только горизонта С, который находился на значительном расстоянии от подошвы лавового покрова*. Этот горизонт имеет бурый или буровато-палевый цвет. Наблюдается выделение карбонатов кальция. Содержит много неразложившихся делювиально-пролювиальных обломков.

Почти все почвенные горизонты лишены макроструктуры, что, по всей вероятности, можно объяснить высоким давлением мощной толщи лав, перекрывающих погребенные почвы.

Высокая температура излившейся лавы воздействовала на погребенные почвы в течение продолжительного времени (т. к. лава очень медленно остывала) и весьма существенно изменила их первоначальное состояние. В дальнейшем на погребенные почвы стали уже постепенно действовать другие агенты, такие как тяжесть лавового покрова, новые температурные условия, сложные био-геохимические и другие вторичные процессы, которые, в свою очередь, также существенно изменили первоначальный облик почв.

Правда, современное почвоведение позволяет определить тип, класс, вид и даже разновидность погребенных почв, и тем самым сделать вывод о палеогеографической обстановке времени их формирования, но, на наш взгляд, погребенные непосредственно под лавами почвы настолько изменены, что почти невозможно восстановить их первоначальную природу.

Тем не менее, в таблице 1 мы приводим результаты некоторых анализов этих погребенных почв в сравнении с современными почвами Ширакской котловины, чтобы хотя бы иметь представление об их современном состоянии**.

Анализ обнаружил весьма незначительное содержание гумуса (0.15—0.26%). Несколько образцов, изученных на предмет содержания пыльцы и спор (аналитик Н. С. Соколова), дали отрицательные результаты. Все это, по всей вероятности, связано с термическим воздействием раскаленной лавы.

* Почвенные горизонты различаются с большим трудом и выделены весьма условно.

** Анализы наших проб выполнены в почвенной лаборатории отдела удобрений и агропочвоведения Института виноделия, виноградарства и плодоводства Министерства сельского хозяйства АриССР.

Таблица 1

Результаты химического, гранулометрического и некоторых других анализов почв Ширакской котловины, погребенных под лавами

| Место взятия пробы | Горизонты | № проб | Глубина залегания в см | Гумус в % | Гигроскопическая вода % | Связанная CO ₂ в % | рН в солянокислой вытяжке | рН в водной вытяжке | Механический состав | | | | | | | Содержание обменных оснований в м/кв | |
|--|-----------|--------|------------------------|------------------|-------------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------|---------------------|-----------|-----------|-------------------|-------------|-------------------|----------------------|--------------------------------------|------|
| | | | | | | | | | 1—0,25 | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | 0,001 | Сумма частиц 0,01 мм | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Современная почва, залегающая над туфами у с. Капс | A | 165 | 0—16 | 6,20 | 7,56 | 0,16 | 6,20 | 7,25 | 4,03 | 27,64 | 20,64 | 15,81 | 19,25 | 12,63 | 47,69 | 42,91 | 6,21 |
| Погребенная под лавами почва у с. Бандиван | A | 141 | 0—10 | 0,15 | 5,91 | 0,13 | 6,00 | 7,55 | 23,14 | 17,56 | 14,21 | 19,84 | 12,35 | 13,90 | 47,09 | 32,23 | 5,96 |
| Погребенная под лавами почва у с. Капс | A | 170 | 0—13 | 0,26 | 5,65 | 0,16 | 6,90 | 8,15 | 20,18 | 15,35 | 17,09 | 13,53 | 16,05 | 18,10 | 47,68 | 38,45 | 7,15 |
| | C | 174 | 13—50 | 0,26 | 5,76 | 0,10 | 6,15 | 6,10 | 27,51 | 23,11 | 14,63 | 18,21 | 9,16 | 7,38 | 24,75 | 27,19 | 7,63 |
| Х и м и ч е с к и й с о с т а в | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | CaO | MgO | —H ₂ O | п.п.п. | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма | |
| Современная почва, залегающая над туфами у с. Капс | A | 165 | 48,95 | 0,92 | 14,88 | 5,11 | 2,29 | 0,13 | 2,80 | 0,95 | 6,60 | 12,16 | 1,10 | 1,40 | 100,09 | | |
| Погребенная под лавами почва у с. Бандиван | A | 141 | 55,49 | 1,65 | 16,10 | 5,24 | 1,79 | 0,07 | 6,30 | 2,24 | 2,73 | 3,84 | 2,80 | 1,38 | 99,63 | | |
| Погребенная под лавами почва у с. Капс | A | 170 | 55,95 | 1,32 | 14,08 | 6,37 | — | 0,17 | 3,52 | 1,92 | 5,03 | 6,97 | 1,20 | 1,70 | 99,23 | | |

Обращает на себя внимание сравнительно большое количество гигроскопической воды (до 5,91%), что, возможно, связано с некоторой глинистостью почв. Количество CO_2 в горизонте А для современной и погребенной почв почти одинаково (0,13—0,16%), а с глубиной в погребенных почвах она уменьшается. Следует отметить, что в современных почвах Ширакской котловины наблюдается обратная картина—с глубиной количество CO_2 возрастает и доходит до 14% (Мириманян, 1940). Реакция погребенных почв колеблется от нейтральной до слабощелочной.

Валовый анализ погребенных почв показывает сравнительно высокое содержание кремнезема в верхнем горизонте, что указывает на более интенсивные, чем в современных почвах, почвообразовательные процессы в прошлом. Количество полуторных окислов у погребенных и у современных почв почти одинаково. Потери при прокаливании сравнительно невелики.

Данные механического анализа показывают сравнительно большое содержание пылеватых и илистых частиц, что дает возможность погребенные почвы причислить к типу тяжелых суглинистых.

Рассматриваемые погребенные почвы можно (условно) датировать верхним плиоценом.

Кроме почв, погребенных под верхнеплиоценовыми лавами, нами в пределах Ширакской котловины было обнаружено несколько случаев залегания погребенных почв под среднечетвертичными туфами еревано-ленинаканского типа. Эти почвы вскрыты буровыми скважинами в сс. Мармашен (№ 6), Ваграмаберд (№ 7) и скважиной № 16 и встречаются в естественных обнажениях на северо-западной окраине г. Ленинакана и в 3,5 км к северу от с. Капс.

Таковые ранее были обнаружены и описаны С. А. Захаровым (1929, 1946) и Х. П. Мириманяном (1932, 1933, 1940) в районе ж. д. станции Джаджур, сс. Капс и Кеты*.

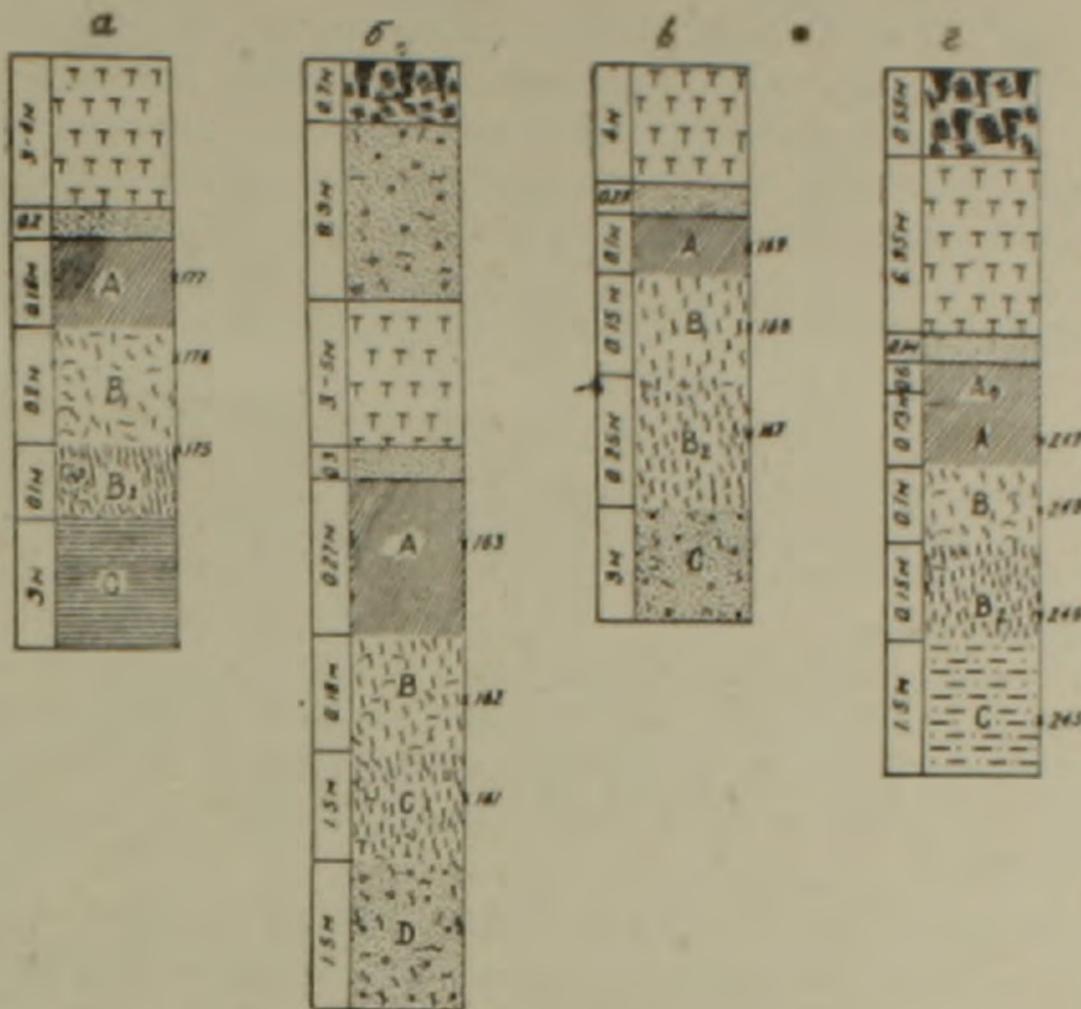
Известно, что почвенный покров даже небольших территорий как правило, имеет комплексный характер; одновременно с преобладающими почвами в нем встречаются почвы—«спутники», занимающие незначительное место в данном типе почвенного покрова, поэтому единичные находки почвенных образований и их недостаточное лабораторное изучение не могут дать полной характеристики рассматриваемого типа почв. Более того, при восстановлении физико-географических условий прошлого, они могут привести даже к ошибочным заключениям.

Учитывая эти обстоятельства, нам пришлось искать новые местонахождения погребенных почв и изучать их всесторонне, а уже известные подвергнуть дополнительным лабораторным испытаниям.

* Следует отметить, что указанные авторы не разобрались в понятиях «вулканический туф» и «базальтическая лава» и в своих работах вместо первого термина употребляют второй.

Приведем разрезы обнаруженных нами погребенных почв.

Разрез погребенной почвы, обнаруженный на северо-западной окраине г. Ленинакана (в районе местечка «Вартапети Бах») сверху вниз имеет следующий вид (фиг. 2):



Фиг. 2 Разрезы погребенных под турами почв
 а - на С-З окраине в Ленинакана. б - в 3,5 км
 к северу от с. Капс; в - у с. Капс; г - у с. Кети

1 Современная почва 2 Делювиально-пролювиальные отложения
 3 Туф вулканический 4 Пепел и песок вулканический 5 Погре-
 бенная почва 6 Делювиальные суглинки 7 Дельтаозерные
 отложения 8 Места отбора образцов

1. Туф вулканический еревано-ленинаканского типа. Мощность 3—4 м.
2. Пепел и песок вулканический. Мощность 20—30 см.

3. Погребенная почва

Горизонт А — темнокаштанового цвета (во влажном состоянии черного цвета). Структура комковато-пылеватая. Мощность 15 см.

Горизонт B₁ — делювий коричнево-бурого цвета с серым оттенком. Содержит мелкие обломки различных пород. Иногда горизонт прослаивают слои аллювиальных отложений (галька, гравий, песок), имеющие мощность 3—10 см. Преобладает песчаный материал. Весь слой пропитан карбонатом, отчего и имеет сероватый оттенок. Мощность 20 см.

Горизонт B₂ — то же самое, но с несколько большим содержанием обломочного материала и меньшим содержанием карбоната. Мощность 10 см.

Горизонт С — верхний озерно-речной комплекс отложений. Гравийно-галечно-песчаные породы. Видимая мощность 3 м.

Разрез погребенной почвы, обнаруженной в 3,5 км к северу от с. Капс (у шоссе) сверху вниз имеет следующий вид (фиг. 2).

1. Современная почва*.

Горизонт A_1 (пахотный) — темносерый, коричневатый, распыленный, в нижней части образует грубокомковатые отдельности; слабо вскипает. Мощность 12 см.

Горизонт A_2 — темносерый, мелкоглыбистый, ниже комковатый, уплотненный с мелкими обломками туфа, вскипает. Мощность 38 см.

Горизонт С — грязновато-желтый, уплотненный, бесструктурный, тяжело-масса мелких обломков туфа и других пород, сильно вскипает. Мощность 20 см.

Механический состав всех этих горизонтов тяжелый, глинистый.

Горизонт С — грязновато-желтый, уплотненный, бесструктурный, тяжело-суглинистый, бурно вскипает, карбонаты распространены равномерно, не образуя заметного скопления или белоглазок. Ниже то же самое с обломками туфа. Мощность 8,3 м.

2. Туф вулканический еревано-ленинканского типа. Мощность 3—5 м.

3. Пепел и песок вулканический. Мощность 30 см.

4. Погребенная почва.

Горизонт А — интенсивно-черного цвета (особенно во влажном состоянии). В верхней половине структура мелкосреднекомковатая, а в нижней — зернисто-комковатая. Нижняя граница выражена хорошо, переход к горизонту В резкий. Мощность 27 см.

Горизонт В — окраска коричневая. Структура в верхней части комковатая, книзу переходит в плохо выраженную призматическую. Мощность 18 см.

Горизонт С — палево-бурый суглинок, пропитанный карбонатом, книзу переходит в бурый суглинок с неясно заметной призматической структурой. Мощность 1,5 м.

Горизонт Д — аллювиально-пролювиальные отложения. Видимая мощность 1,5 м.

С. А. Захаров и Х. П. Мириманян, констатировавшие погребенные под туфами почвы у с. Капс, к сожалению, не приводят ни описания их разрезов, ни аналитических данных. Нам пришлось здесь составить следующий разрез (сверху вниз) (фиг. 2) с отбором образцов, результаты анализов которых приведены в таблицах 2 и 3.

1. Туф вулканический еревано-ленинканского типа. Мощность 4 м.

2. Пепел и песок вулканический. Мощность 25 м.

3. Погребенная почва.

Горизонт А — коричнево-бурого цвета с черноватым оттенком, структура комковатая, книзу постепенно сменяется плохо выраженной призматической. Содержит редкие мелкие обломки различных пород. Мощность 10 см.

Горизонт B_1 — палево-бурый, количество обломочных частиц увеличивается. Горизонт пропитан карбонатом. Мощность 15 см.

Горизонт B_2 — бурый с хорошей призматической структурой. Количество обломочных частиц и карбоната еще больше. Мощность 25 м.

Горизонт С — Делювиально-пролювиальные отложения. Видимая мощность 3 м.

* Разрез № 283 современной почвы мы заимствовали у Х. П. Мириманяна (1940).

Приведем еще один разрез погребенной почвы, обнаруженный и описанный Х. П. Мириманяном (1932) у с. Кети, в дополненном и уточненном виде (сверху вниз) (фиг. 2).

1. Современная почва — темносерая, сильно перегнойная, заметно структурная, тяжело суглинистая, черноземная, вскипающая с 30 см. Мощность 55 см.
2. Туф вулканический еревано-ленинаканского типа. Мощность 6,95 м.
3. Пепел и песок вулканический. Мощность 10 см.

4. Погребенная почва.

Горизонт А — сильно карбонатизированный суглинок который, по-видимому, является продуктом выщелачивания туфового покрова. Мощность 6 см.

Горизонт A_1 — каштанового цвета с сероватым оттенком. Структура комково-пылеватая. Мощность 13 см.

Горизонт B_1 — коричнево-бурого цвета с серым оттенком. Содержит мелкие обломки различных пород. Весь слой пропитан карбонатом отчего и имеет сероватый оттенок. Мощность 10 см.

Горизонт B_2 — то же самое с несколько большим содержанием обломочного материала и меньшим содержанием карбоната. Мощность 15 см.

Горизонт С — Делювиальные суглинки светло-коричневого цвета. Видимая мощность 1,5 м.

Представляет интерес разрез погребенной почвы, описанный С. А. Захаровым (1946) в железнодорожной выемке в 2 км на запад от ст. Джаджур. Он несколько уточнен нами и сверху вниз имеет следующий вид:

1. Современная почва — горно-луговая, залегающая на туфах. Мощность 0,5 м.
2. Туф вулканический еревано-ленинаканского типа. Мощность 5,3 м.
3. Пепел и песок вулканический. Мощность 4—10 см.

4. Погребенная почва.

Горизонт A_1 — черный пылевато-порошистой структуры, довольно рыхлый, щебнево-суглинистый. С самой поверхности на контакте с вулканическим туфом наблюдается несколько просветленная тонкая, коричнево-бурая корочка в 3 см. Мощность 12 см.

Горизонт A_2 — более светлый, черноватой окраски, призмовидно-ореховой структуры, трещиноватый, довольно рыхлый, не вскипает. Мощность 12—30 см.

Горизонт В — коричневатопалевый, призмовидный, комковатый, трещиноватый, рыхлый, легко суглинистый, щебневатый, не вскипает. Мощность 33—90 см.

Горизонт С — коричневатопалевый, неясно призмовидный, рыхлый, суглинисто-щебневатый, не вскипает. Мощность 30—33 см.

Горизонт Д — такой же, более светлый, щебневатый, вскипает от кислоты.

Известно, что погребенные почвы являются ценным показателем палеогеографической обстановки. При правильном определении их генетического типа можно восстановить широкий комплекс физико-географических условий прошлого — климат, растительность и др.

Растительный покров можно восстановить при помощи спорово-пыльцевого анализа. Все образцы из описанных нами разрезов были

переданы Н. С. Соколовой для спорово-пыльцевого анализа, но, к сожалению, он не дал положительных результатов. Однако, это нельзя расценивать как результат отсутствия пыльцы в этих почвах в былые времена. Скорее всего надо полагать, что пыльца была уничтожена в результате термического воздействия пирокластического материала, осевшего на поверхность почв. Следует отметить, что выброшенный из вулкана раскаленный пирокластический материал во время своей транспортировки несколько остывает и осаждаясь, сравнительно быстрее утрачивает оставшуюся теплоту, чем лава, которая после своего излияния остывает очень медленно. Однако, туфы, перекрывающие указанные погребенные почвы, были спекшимися, обладавшими при остывании значительным запасом тепла. Надо учесть еще одно обстоятельство, что перед началом извержения вулкана выбрасывались вулканический песок и пепел (ныне повсеместно встречающиеся под туфовым покровом), которые, почти полностью остывая при транспортировке, осаждались на поверхность почв уже в холодном виде. Они явились как бы «прокладкой» между погребенной под ними почвой и перекрывающей их сравнительно горячей туфовой массой.

Как видно из сказанного, термическое влияние туфов на погребенные почвы было сравнительно слабым и кратковременным. Оно не могло изменить окраску почв, их структуру и другие более устойчивые компоненты, но пыльца, которая весьма чувствительна к температурным воздействиям, уничтожилась или, вероятно, настолько видоизменилась, что под микроскопом ее трудно различить.

Итак, мы видим, что на погребенных под туфами почвах термический фактор не оставил существенного следа. Однако, надо отметить, что с момента погребения на эти почвы действовали такие факторы, как тяжесть туфового покрова и вторичные процессы, существенно изменившие их первоначальный облик. Но все же современное почвоведение, опираясь на ряд точных анализов, позволяет определить былой облик погребенных почв и сделать вывод о климатической обстановке времени их формирования.

Указанные погребенные почвы в отличие от почв, погребенных под отмеченными выше лавами, имеют темный—«черноземный» вид, свойственный почти всем погребенным почвам. Они довольно хорошо сохранили свою структуру и почвенные горизонты. Морфологически они сходны с современными черноземами.

В таблицах 2 и 3 сведены результаты анализов всех нами обнаруженных и ранее известных погребенных почв. Здесь приведены также результаты контрольных анализов наших проб по ранее исследованным компонентам. Следует отметить, что контрольные анализы дали показатели, почти одинаковые с таковыми прежних анализов. Для сравнения приведены и анализы современных почв рассматриваемого района.

В анализах обнаружено весьма незначительное содержание гумуса (0.19—1.24%), что противоречит темной окраске почвы и ее структурному состоянию. М. А. Глазовская (1956) предполагает, что в погребенных почвах сохраняются лишь наиболее устойчивые компоненты гумуса — темноокрашенные гумины, придающие почвам темную окраску.

Анализ обнаружил сравнительно высокое содержание гигроскопической влаги (до 6,61%), что, по всей вероятности, связано с некоторой глинистостью почв, сохраняющих в себе значительное количество воды. Содержание CO_2 по анализам не дает ясного представления о его распространении: оно то уменьшается с глубиной, то увеличивается, между тем у современных почв оно с глубиной постоянно увеличивается и достигает 12,02%. Реакция в погребенных почвах колеблется от нейтральной до слабощелочной, что представляется нормальным для почв черноземного типа.

Наблюдается постепенное уменьшение с глубиной химически связанной воды и потери от прокаливания, что очень характерно для почв черноземного типа.

Анализы водных вытяжек погребенных почв (табл. 4) мы заимствовали из работы С. А. Захарова (1946). Они показывают «почти нормальное для черноземов общее содержание сухого остатка, который наполовину состоит из минеральных веществ».

Распределение полуторных элементов (Fe_2O_3 , Al_2O_3) по профилю погребенных почв обнаруживает почти постоянство, что говорит о сохранении минералов в верхних горизонтах и об отсутствии условий для миграции окислов алюминия. В современных условиях подобное явление наблюдается в почвах, где исключен подзолистый почвообразовательный процесс. Сравнительно меньшее содержание SiO_2 отмечается в верхних слоях, что также свидетельствует об отсутствии подзолистого процесса.

Механический состав рассматриваемых погребенных почв обнаружил высокое содержание физической глины (<0.01 мм) в верхних горизонтах, что дает возможность отнести эти почвы в основном к тяжелым суглинистым.

Таким образом, на основании полученных дополнительных и контрольных аналитических данных мы можем с достаточной уверенностью подтвердить ранее высказанное мнение С. А. Захарова (1946) о том, что рассматриваемые погребенные почвы являются черноземовидными тяжелыми суглинистыми. Наши исследования также хорошо согласуются с данными Х. П. Мириманяна (1932, 1933) о более аридных климатических условиях формирования погребенных почв, чем современные в данной области.

Анализ полученных спорово-пыльцевых спектров наших проб из верхних горизонтов древнеозерных отложений Ширакской котловины, на которых залегают погребенные почвы (аналитик Н. С. Соколова), показывает постепенную смену растительного покрова в

Таблица 2

Результаты химического, гранулометрического и некоторых других анализов почв Ширакской котловины, погребенных под туфами

| Место взятия пробы | Горизонты | № проб | Глубина залегания в см | Гумус в % | Гигроскопическая вода в % | рН в соляно-кислой вытяжке | рН в водной вытяжке | Механический состав | | | | | | | Содержание обменных оснований в мг/экви | |
|---|----------------|--------|------------------------|-----------|---------------------------|----------------------------|---------------------|---------------------|-----------|-----------|------------|-------------|--------|-----------------------|---|-------|
| | | | | | | | | 1—0,25 | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | <0,001 | Сумма частиц <0,01 мм | Ca | Mg |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Современная почва, залегающая над туфами Ширакской равнины (по данным Х. П. Мириманяна, 1940) | Разрез 283 | 0—10 | 5,52 | 8,50 | | | 5,99 | 13,08 | 10,35 | 17,70 | 16,32 | 35,55 | 69,57 | 51,00 | 15,08 | |
| | | 30—40 | 4,11 | 8,30 | | | 5,72 | 11,72 | 9,81 | 17,00 | 25,71 | 30,18 | 72,89 | 45,25 | 13,75 | |
| | | 55—65 | 2,53 | 7,81 | | | 8,51 | 12,30 | 10,78 | 13,89 | 13,59 | 36,19 | 63,67 | 20,00 | 0,33 | |
| | | 80—90 | 0,59 | 5,12 | | | 10,43 | 18,18 | 12,48 | 11,52 | 12,45 | 29,89 | 53,86 | | | |
| Погребенная под туфами почва в 3,5 км к северу от с. Капс | A | 163 | 0—27 | 1,17 | 4,99 | 6,95 | 7,55 | 22,10 | 35,69 | 16,94 | 10,62 | 8,99 | 5,66 | 25,27 | 30,94 | 4,55 |
| | B | 162 | 27—45 | 1,24 | 6,97 | 5,35 | 8,20 | 14,85 | 27,24 | 18,23 | 13,85 | 15,14 | 10,69 | 39,68 | 43,61 | 4,80 |
| | C | 161 | 45—1,95 | 0,36 | 3,45 | 6,41 | 7,84 | 19,25 | 24,15 | 14,65 | 14,78 | 11,35 | 15,83 | 41,95 | 36,11 | 7,25 |
| Погребенная под туфами почва у с. Капс | A | 169 | 0—10 | 0,24 | 4,61 | 6,80 | 8,50 | 16,11 | 10,43 | 13,17 | 19,06 | 14,50 | 26,73 | 60,29 | 42,14 | 11,23 |
| | B | 168 | 10—50 | 0,26 | 3,58 | 7,35 | 8,20 | 17,28 | 14,78 | 16,35 | 20,17 | 16,31 | 15,11 | 51,59 | 40,03 | 10,18 |
| | C | 167 | 50—2,00 | 0,25 | 3,18 | 7,35 | 8,15 | 14,13 | 23,19 | 11,40 | 16,95 | 18,78 | 15,53 | 51,26 | 35,27 | 13,01 |
| Погребенная под туфами почва на северо-западной окраине г. Лени-накана | A | 177 | 0—15 | 0,42 | 3,34 | 7,60 | 8,70 | 5,13 | 34,75 | 19,73 | 8,57 | 16,12 | 15,70 | 40,39 | 48,88 | 9,97 |
| | B ₁ | 176 | 15—35 | 0,24 | 3,90 | 7,35 | 7,75 | 0,60 | 11,36 | 38,20 | 20,16 | 21,57 | 8,11 | 49,84 | 43,22 | 6,21 |
| | B ₂ | 175 | 35—45 | 0,15 | 3,26 | 7,24 | 7,13 | 8,45 | 14,50 | 24,36 | 17,11 | 24,84 | 20,74 | 62,69 | 39,16 | 7,17 |
| Погребенные под туфами почвы на юго-западной окраине с. Кети | A | 249 | 6—19 | 0,45 | 6,61 | 5,50 | 7,40 | 7,33 | 28,55 | 25,26 | 6,77 | 22,76 | 9,33 | 38,86 | 37,20 | 6,27 |
| | B ₁ | 248 | 19—29 | 0,28 | 6,40 | 5,25 | 7,15 | 6,68 | 11,45 | 26,22 | 9,49 | 25,43 | 20,73 | 55,65 | 30,61 | 6,31 |
| | B ₂ | 246 | 29—44 | 0,19 | 6,42 | 6,30 | 7,75 | 11,93 | 20,82 | 16,61 | 12,57 | 21,56 | 16,51 | 50,64 | 30,15 | 5,18 |
| | C | 245 | 44—1,94 | 0,31 | 6,01 | 4,75 | 6,65 | 9,00 | 30,40 | 25,29 | 10,44 | 14,98 | 9,91 | 35,31 | 34,76 | 6,40 |
| Погребенная под туфами почва близ ст. Джаджур (по данным С. А. Захарова, 1946) | A ₁ | | 0—10 | 1,04 | 6,06 | | | 5,41 | 9,69 | 16,85 | | | | 68,05 | | |
| | A ₂ | | 12—30 | 0,90 | 6,07 | | | 5,54 | 10,39 | 16,02 | | | | 68,05 | | |
| | D | | 120—130 | 0,48 | 3,61 | | | 18,52 | 25,02 | 15,87 | | | | 40,59 | | |

Таблица 3

Результаты валового анализа погребенных под туфами почв Ширакской котловины

| Место взятия пробы | Горизонты | Глубина залеган. в см | № проб | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | CaO | MgO | -H ₂ O | п.п.п. | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма |
|---|----------------|-----------------------|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|--------|-------------------|------------------|--------|
| Погребенная под туфами почва в 3,5 км к северу от с. Капс | A | 0—27 | 163 | 54,00 | 1,02 | 9,31 | 11,74 | 1,29 | 0,14 | 5,96 | 1,53 | 4,52 | 6,76 | 1,50 | 1,40 | 99,17 |
| | B | 27—45 | 162 | 55,71 | 0,54 | 12,36 | 11,27 | 0,57 | 0,12 | 3,00 | 1,33 | 5,90 | 5,70 | 1,40 | 1,30 | 99,20 |
| | C | 45—195 | 161 | 60,95 | 0,54 | 9,085 | 10,385 | 0,715 | 0,10 | 4,20 | 1,89 | 3,52 | 5,50 | 1,23 | 1,00 | 99,115 |
| Погребенная под туфами почва у с. Капс | A | 0—10 | 169 | 53,36 | 0,45 | 12,17 | 11,15 | 1,14 | 0,11 | 7,31 | 0,98 | 4,33 | 6,06 | 0,85 | 1,10 | 99,01 |
| | B | 10—50 | 168 | 54,20 | 0,21 | 10,24 | 10,30 | 0,58 | 0,13 | 5,40 | 1,95 | 6,07 | 8,56 | 1,50 | 1,40 | 99,74 |
| | C | 50—200 | 167 | 62,15 | 0,76 | 8,35 | 9,45 | 0,31 | 0,10 | 6,13 | 1,20 | 3,97 | 4,36 | 1,30 | 1,20 | 99,28 |
| Погребенная под туфами почва на северо-западной окраине г. Лениакана | A | 0—15 | 177 | 43,54 | 0,18 | 6,58 | 9,09 | 1,00 | 0,08 | 14,90 | 2,50 | 3,42 | 14,00 | 1,20 | 2,60 | 99,09 |
| | B ₁ | 15—35 | 176 | 52,28 | 0,30 | 3,40 | 15,15 | 0,14 | 0,08 | 10,90 | 0,84 | 3,84 | 9,50 | 1,35 | 2,90 | 100,68 |
| | B ₂ | 35—45 | 175 | 56,36 | 0,24 | 3,58 | 10,85 | 0,46 | 0,15 | 11,31 | 0,87 | 2,97 | 10,17 | 0,84 | 1,65 | 99,45 |
| Погребенная под туфами почва на юго-западной окраине с. Кеты | A | 6—19 | 249 | 46,17 | 0,84 | 7,15 | 13,21 | 1,15 | 0,12 | 10,11 | 1,20 | 5,13 | 12,17 | 0,73 | 1,21 | 99,19 |
| | B ₁ | 19—29 | 248 | 52,31 | 0,68 | 9,23 | 12,13 | 0,47 | 0,31 | 6,43 | 1,76 | 4,35 | 10,17 | 1,25 | 1,32 | 100,41 |
| | B ₂ | 29—44 | 246 | 54,60 | 0,31 | 9,19 | 10,80 | 0,56 | 0,24 | 10,51 | 0,45 | 4,03 | 7,35 | 1,14 | 1,18 | 100,36 |
| | C | 44—194 | 245 | 57,66 | 0,45 | 7,84 | 9,45 | 0,17 | 0,73 | 9,66 | 0,97 | 2,15 | 7,44 | 1,32 | 1,75 | 99,59 |
| Современная почва, залегающая над туфами Ширакской равнины (по данным Х. П. Мириманяна, 1940). Разрез 283 | | 0—12 | | 65,08 | | 16,77 | 12,39 | | 0,13 | 2,65 | 2,86 | | | | | 2,81 |
| | | 12—50 | | 64,51 | | 15,46 | 12,26 | | 0,13 | 3,32 | 3,16 | | | | | 4,43 |
| | | 50—70 | | 64,00 | | 12,62 | 12,39 | | 0,25 | 3,04 | 3,64 | | | | | 4,60 |

Таблица 4

Химический анализ водной вытяжки погребенных под туфами почв Ширакской котловины (в % сухой почвы).
(По данным С. А. Захарова, 1946)

| Место взятия | Горизонт | Глубина залегания в см | Цвет | Гигроскопическая влага | Сухой остаток | Растворимый перегной | Прокаленный остаток | Потери при прокаливании | % содержание минеральных веществ в сухом остатке | CO ₂ | HCO ₃ | Cl | SO ₃ | SiO ₂ | CaO |
|---|----------------|------------------------|------------------|------------------------|---------------|----------------------|---------------------|-------------------------|--|-----------------|------------------|--------|-----------------|------------------|--------|
| Погребенная под туфами почва близ ст. Джаджур | A ₁ | 0—10 | прозрачный | 5,403 | 0,075 | 0,032 | 0,042 | 0,033 | 55,0 | 0,0 | 0,0232 | 0,0032 | следы | 0,0084 | 0,0074 |
| | A ₂ | 12—30 | . | 6,159 | 0,072 | 0,049 | 0,041 | 0,031 | 56,5 | — | 0,0255 | 0,0027 | следы | 0,0098 | 0,0079 |
| | C | 53—90 | слабо желтоватый | 4,27 | 0,073 | 0,032 | 0,047 | 0,030 | 58,9 | — | 0,0301 | 0,0027 | 0,0008 | 0,0033 | 0,0066 |
| | D | 120—130 | слабо желтоватый | 5,40 | 0,091 | 0,043 | 0,074 | 0,013 | 85,6 | — | 0,0228 | 0,0032 | 0,0008 | 0,0030 | 0,0084 |

ходе накопления этих осадков от лесного к степному, что указывает на изменение климата в сторону аридизации. Верхи древнеозерных отложений накапливались в условиях степного ландшафта. Учитывая малую мощность погребенных почв, следует предположить, что они образовались за сравнительно короткое время, в течение которого существенные изменения климата маловероятны. Следовательно, за время формирования погребенных почв также существовали условия степного ландшафта. Учитывая сравнительную аридность условий формирования погребенных почв, можно предположить наличие в данной области во время формирования погребенных почв сухостепной, а возможно, и полупустынной ландшафтной обстановки.

Возраст рассматриваемых погребенных почв нами определяется низами хазарского яруса — гюргянским горизонтом, на основании того факта, что они залегают между горизонтом вулканического туфа и верхним горизонтом древнеозерных отложений Ширакской котловины, датируемых тем же возрастом.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 11.VIII.1967.

Յու. Վ. ՍԱՅԱԴՅԱՆ

ՇԻՐԱԿԻ ԳՈԳԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ԹԱՂՎԱԾ ՀՈՂԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Շիրակի գոգավորության սահմաններում առանձնացվում են երկու տարբեր հասակի թաղված հողերի հորիզոններ:

Առաջին հորիզոնը թաղված է վերին պլիոցենի հասակի դոլերիտային և անդեզիտո-բազալտային լավաների տակը և հավանաբար ունի նույնպես վերին պլիոցենյան հասակ: Այդ թաղված հողերը այնքան են փոփոխված, որ համարյա թե անկարելի է վերականգնել նրանց սկզբնական վիճակը:

Հողերի երկրորդ հորիզոնը թաղված է երևան-լենինականյան տիպի տուֆերի տակ և ունի միջին շորրորդականի հասակ: Հետազոտությունները ցույց են տալիս, որ այդ հողերը նմանվում են չոր տափաստանային ծանր կավաավազային սևահողատիպ հողերի, որոնց գոյացման ժամանակի կլիմայական պայմանները հավանական է հղել են ավիլի չոր, քան ներկայումս:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Глазовская М. А. — Погребенные почвы, методы их изучения и палеогеографическое значение. Вопросы географии, сб. статей для XVII междуна-родн. географич. конгресса. Изд. АН СССР, М., 1956.
2. Захаров С. А. — Древние почвы под лавовыми покровами Закавказья. Ученые записки МГУ, вып. 119, география, кн. II, 1946.

3. Захаров С. А. и др. — Почвы вдоль Арм. ветки Зак. жел. дороги. Тр. Кубанского Сельхоз. Института, № 6, Краснодар, 1929.
4. Мириманов Х. П. — Погребенные почвы Армянской ССР. Почвоведение, № 5—6, 1932.
5. Мириманян Х. П. — Почвы Ленинанканского плато, Памбакской долины и Лорийской степи. Изд. Сельхоз. ин-та и Наркомснаба ССРА, Эривань, 1933.
6. Мириманян Х. П. — Черноземы Армении, Изд. АН СССР, М., 1940.

Л. А. ВАРДАНЯНЦ

ЗАМЕТКА О ПРИОРИТЕТЕ КАЙЗЕРА В СОСТАВЛЕНИИ ТЕОРИИ ТРИАДНЫХ ДВОЙНИКОВ ПЛАГИОКЛАЗА

После опубликования общеизвестных работ М. А. Усова и В. В. Никитина, содержащих описание федоровского метода (1910, 1915), у минералогов СССР создалось убеждение, что этим же авторам принадлежит и приоритет в составлении теории триадных двойников плагиоклаза. Особенность таких триад состоит в том, что они связывают друг с другом 3 или 4 индивида и содержат три двойниковые оси, перпендикулярные друг к другу. В работах упомянутых авторов описаны только четыре триады, а именно:

$$\begin{aligned} & \perp (010) + [100] + \perp [100]/(010), \\ & \perp (010) + [001] + \perp [001]/(010), \\ & \perp (001) + [100] + \perp [100]/(001), \\ & \perp (001) + [010] + \perp [010]/(001), \end{aligned}$$

из которых третья и четвертая триады практически почти не отличимы одна от другой и могут быть приравнены к триаде такого состава $\perp(001)+[100]+[010]$, поскольку первая и вторая кристаллографические оси у плагиоклазов почти перпендикулярны друг к другу.

Такого же мнения о приоритете в этом вопросе в течение многих лет, до 1962 г. включительно, придерживался и я лично, поскольку в упомянутых выше работах М. А. Усова и В. В. Никитина я не находил указаний на то, что идею о такого рода двойниках они заимствовали из какой-то чужой работы, опубликованной задолго до 1910 г.

В 1962—1964 гг., занявшись вопросом о ромбическом сечении периклиновых двойников и связанных с ними парадоксов, я совершенно неожиданно встретил в очень популярном в прошлом столетии издании J. C. Poggendorfs „Annalen von Physik und Chemie“ статью германского минералога Кайзера (G. E. Kayser), содержащую полную теорию триад плагиоклаза, разработанную им на основании непосредственного изучения кристаллов и их сложных двойниковых сростков.

Эта статья Кайзера упоминалась в литературе еще в 1860—1870 гг. в работах Розе (G. Rose) и Рата (G. Rath), после чего была, по-видимому, полностью забыта, притом всего за 30 лет до начала работ Е. С. Федорова. Во всяком случае нужно, по-видимому, думать, что как самому Е. С. Федорову, так и его ученикам М. А. Усову и В. В. Никитину, у которых имя Кайзера ни разу не упоминается, данная статья Кайзера осталась неизвестной.

Мы полагаем, что причина забытости статьи Кайзера связана с тем, что как раз в эти же годы (1869—1872) Рат выступил с идеей о роли ромбического сечения в периклиновом двойниковании, которая почти на целое столетие как бы загипнотизировала научную общественность всего мира и отвлекла ее от более простого и более правильного понимания сущности периклинового двойникования.

Для того, чтобы восстановить истину и приоритет Кайзера, к данной заметке прилагается точный перевод последних двух глав (IX и X, стр. 313—319) упомянутой статьи Кайзера, показывающих сущность его идей и позволяющих судить о том, как много наука потеряла из-за того, что теория триадного двойникования вошла в науку и была полностью признана с опозданием более чем на сто лет.

В статье Кайзера содержится также прогноз относительно триады, связанной с первым пинакоидом. Прогноз этот не оправдался. В то время главная двойниковая ось такой триады, а именно $\perp(100)$, еще не была обнаружена Кайзером, как, впрочем, она неизвестна и в настоящее время, поскольку грань первого пинакоида (100) несравненно слабее граней второго и, особенно, третьего пинакоида, в связи с чем срастания индивидов у плагиоклаза происходят всегда только по граням второго или третьего пинакоидов.

Перевод последних двух глав (главы IX и X, стр. 313—319) из упомянутой статьи Кайзера:

IX (стр. 313—316). Отдельные двойниковые законы, описанные выше, в предыдущих главах, могут быть резюмированы с очень примечательной точки зрения, если принять по Мосу, Брейтгаупту и Науману, что ребро вертикальной призмы есть ось c , что длинная диагональ в плоскости P есть ось b , а короткая диагональ—ось a .

1. При этой предпосылке имеем для трех двойниковых законов, которые были выведены для группы из четырех или трех индивидов альбита, рассмотренной выше в главе V, следующие соотношения с осями системы. Двойниковая ось первого закона есть нормаль к плоскости кристалла ac , вторая двойниковая ось—сама ось кристалла c и у третьего закона двойникования ось перпендикуляр к оси кристалла c в плоскости ac .

Если в согласии с Нейманом рассматривать соотношения симметрии не осей, а плоскостей, то у первого закона двойниковой плоскостью будет плоскость ac , а у второго закона—плоскость, перпендикулярная к оси c , и у третьего закона двойниковой плоскостью будет плоскость, параллельная оси c и вместе с тем перпендикулярная к плоскости ac . Эти три двойниковые оси, как и соответствующие три двойниковых плоскости перпендикулярны друг к другу.

Одна из этих линий, ось кристалла c , и одна из двойниковых плоскостей, плоскость ac , является, таким образом, рациональными линией и плоскостью, в то время как две другие оси (линии) и плоскости пересекаются с осями системы в иррациональных отношениях. Наконец, все три индивида имеют общую рациональную плоскость ac , по отношению к которой две двойниковые оси (c и нормаль к ней в ac) параллельны, а третья—перпендикулярна.

2. В совершенно таких же соотношениях с системой осей находятся три двойниковых закона, присутствующие в группе трех периклиновых индивидов, описанной выше в главе VI. Двойниковая ось первого закона—это нормаль к плоскости ab , у второго закона двойниковая ось—сама ось кристалла b , а у третьего—перпендикуляр к оси кристалла b в плоскости ab .

Если вместо двойниковых осей рассматривать двойниковые плоскости, то у первого закона двойниковой плоскостью является плоскость ab , второй закон имеет в качестве двойниковой плоскости, перпендикулярную к оси b , а третий закон—плоскость, параллельную оси b и перпендикулярную к плоскости ab .

Эти три двойниковые оси, как и соответствующие три двойниковые плоскости перпендикулярны друг к другу.

Одна из этих линий, ось кристалла b и одна из плоскостей, плоскость системы ab , являются, таким образом, рациональными линией и плоскостью, в то время как обе остальные линии и обе плоскости пересекаются с осями системы опять-таки в иррациональных отношениях. Наконец, все три индивида имеют общую рациональную плоскость ab , по отношению к которой две двойниковых оси (b и нормаль к ней в ab) параллельны, а третья—перпендикулярна.

3. Из обеих этих групп может быть выведено следующее. В числе шести двойниковых плоскостей, с которыми должны быть связаны упомянутые шесть законов, имеются только две рациональные плоскости, а именно, ac и ab . Поскольку сущность двойникового состоит не просто во взаимно симметричном положении индивидов, но в равной мере и в том, какими гранями или плоскостями они срастаются друг с другом, и поскольку сама природа как бы выделяет в равной мере какие-то определенные плоскости (границы), по отношению к которым индивиды образуются симметрично, постольку эти обе группы показывают, что должна существовать рациональная двойниковая плоскость, которая в трех индивидах каждой группы лежит параллельно одному и тому же ее положению, причем по этим плоскостям срастаются по остальным законам каждой группы также и каждые два индивида, и что в противоположность этому, иррациональные двойниковые плоскости, параллельно которым лежат те или иные два индивида группы, не могут выступать как такого же рода плоскости срастания индивидов друг с другом.

4. Три закона, по которым срастается та или иная из обеих групп, стоят в таких соотношениях друг к другу, что если один из индивидов срастается с двумя другими по двум из этих законов, то для срастания второго и третьего индивида выводится геометрически третий закон. Доказательство этого общего положения, которое было приведено для одного особого случая (в главе VII, п. 1), выводится всегда аналогичным образом.

Поэтому, если, например, к индивиду A в группе двух индивидов AB , связанных обычным периклиновым двойниковым законом (т. е. по оси b , Л. В.), прирастает третий индивид C по закону нормали к плоскости ab , то срастание индивидов B и C будет по закону, который представлен осью a (см. главу VII, п. 1). Если же этот индивид C свяжется по этому третьему закону, т. е. по оси a со вторым индивидом A , который уже срастается с третьим индивидом B по обыкновенному альбитовому закону [т. е. по $\perp ac = \perp(010)$; Л. В.], то закон срастания индивидов C и B будет тот, который представлен перпендикуляром к a в плоскости ac и т. д. Эти последние два закона, двойниковые оси которых—кристаллографическая ось a и нормаль к ней в плоскости ac , могут приниматься столь же уверенно, как и доказанные наблюдением, ибо нужны только комбинации уже известных и столь часто встречающихся двойниковых законов, из которых они выводятся непосредственно.

Х (стр. 316—319). 1. Итак, если сопоставить оба эти закона с теми, которые вполне установлены наблюдениями в одну категорию, то можно все двойниковые законы распределить на три группы. Из них первая A включает те законы, которые имеют в качестве двойниковых осей оси системы. Вторая группа B охватывает те законы, у которых двойниковыми осями являются нормали к осевым плоскостям. Наконец, третья группа C содержит законы, двойниковыми осями которых служат перпендикуляры к осям кристалла на соответствующих осевых плоскостях.

Группа А.

- 1) Двойниковая ось параллельна оси кристалла c . Встречается в сростках из трех и четырех индивидов альбита (гл. V, п.п. 2 и 3), периклина (гл. VIII, п. 1), олигоклаза (гл. VIII, п. 2), лабрадора (гл. IV, п. 2).
- 2) Двойниковая ось параллельна оси кристалла b . У периклина (гл. VI, п. 2).
- 3) Двойниковая ось параллельна оси кристалла a .

Группа В.

- 4) Двойниковая ось—нормаль к плоскости осей ac . У альбита (гл. V, п. 2), периклина (гл. VI, п. 2), олигоклаза (гл. III, п. 1 и гл. VIII, п. 2), лабрадора (гл. IV, п. 2) и у анортита.
- 5) Двойниковая ось—нормаль к плоскости осей ab . У периклина (гл. VI, п. 3).

Группа С.

- 6) Двойниковая ось—перпендикуляр к оси кристалла c в плоскости осей ac . В сростках из трех и четырех индивидов альбита (гл. V, п. 2), периклина (гл. VIII, п. 2), лабрадора (гл. IV, п. 2).
- 7) Двойниковая ось—перпендикуляр к оси кристалла a в плоскости ac (сравн. с гл. IX, п. 4).
- 8) Двойниковая ось—перпендикуляр к оси b в плоскости кристалла ab . У периклина (гл. VI, п. 4).
- 9) Двойниковая ось—перпендикуляр к оси кристалла a в его плоскости ab . У периклина (гл. I, п. 4), олигоклаза (гл. II, п. 1 и гл. VIII, п. 2), лабрадора (у гл. IV, п. 2).

2. Такие же тесные связи, какие имеются у двойниковых осей 1, 3, 4, 6 и 7 с плоскостью кристалла ac имеются также у двойниковых осей 2, 3, 5, 8 и 9 с плоскостью кристалла ab , причем двойниковая ось 3, принадлежащая обоим рядам, связывает их друг с другом.

Рассматривая взаимосвязь этих законов, можно обнаружить в вышеприведенном сопоставлении еще три, пока не наблюдавшихся закона, которые вместе с законами 1 и 2 составляли бы ряд, аналогичный вышеприведенным, и имели бы к плоскости кристалла bc такое же отношение, как и оба ранее описанных ряда к плоскостям ac и ab , а с другой стороны в этом ряду закон 1 занимал бы такое же положение, как и в первом ряду, а закон 2 то же положение, как и во втором ряду. Эти три отсутствующие закона следующие.

10) Двойниковая ось—нормаль к плоскости кристалла bc . Закон этот принадлежит к группе В.

11) Двойниковая ось—перпендикуляр к оси кристалла c в его плоскости bc .

12) Двойниковая ось—перпендикуляр к оси кристалла b в его плоскости bc .

Эти два закона принадлежат к группе С.

Если бы теперь был обнаружен один из трех законов, то тем самым было бы доказано существование и двух остальных, аналогично законам 3 и 7 (гл. IX, п. 4), так как если из трех индивидов А, В и С индивид А связан с индивидом В по закону 1, то из этого следует, что индивид С связан с индивидом В по закону 11. Если же индивиды А и С связаны по закону 2 в то время, как А и В связаны по закону 10, то из этого следует, что В и С связаны по закону 12. Так обстоит дело с тремя законами 10, 11 и 12, которые принимаются предположительно как уже известные и комбинируются с другими, уже установленными.

Для наблюдения этих трех законов должно служить как бы указующим перстом то, что было установлено выше в гл. IX, п. 3. Именно, если для законов ряда 1, 3, 4, 6 и 7 плоскостью срастания индивидов служит плоскость осей ac , а для законов ряда 2, 3, 5, 8 и 9 плоскостью срастания служит плоскость осей ab , то нужно ожидать, что для законов ряда 1, 2, 10, 11 и 12 плоскостью сраста-

ния должна быть плоскость осей bc . И далее, что из трех законов 1, 2 и 3, из которых каждые два являются связующими членами одного из рядов с двумя другими, причем каждый из них имел бы также по две плоскости срастания, а именно те две, которые принадлежат рядам, связанным этими законами.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 25.IX.1966.

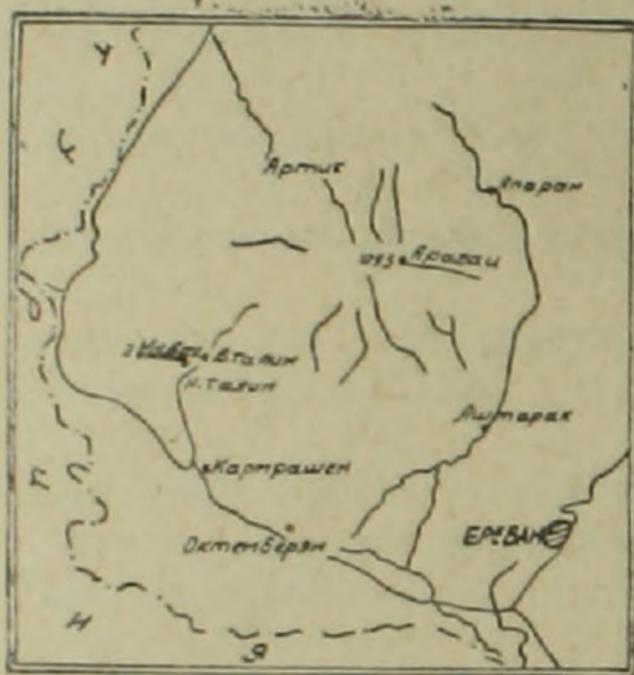
Л И Т Е Р А Т У Р А

- G. E. Kayser. Ueber einer Cyclus von zwölf Zwillingsgesetzen, nach welchen die Krystalle ein- und etngliedrigen Feldspatharten verwachsen. Annalen von Physik und Chemie von J. C. Poggendorff. Bd. 34, 1835, Leipzig. 1 u. 2. Stück, ss. 109—149 u. 301—319.

М. Д. ОВАНЕСЯН

ВУЛКАН КАБАХ

Среди многочисленных центров вулканических извержений четвертичного периода в Армении вулкан Кабах (1918,7 м) в структурном отношении занимает особое место. Он приурочен к юго-западной периферии массива г. Арагац и расположен между сс. В. и Н. Талин (фиг. 1).



Фиг. 1.

Морфологически вулкан представлен усеченным конусом с почти круглым основанием, имеет высоту порядка 170 м. Он возвышается на вулканическом плато, пологонаклонном к юго-западу и сложенном андезито-базальтами, частично прикрытыми новейшими туфами.

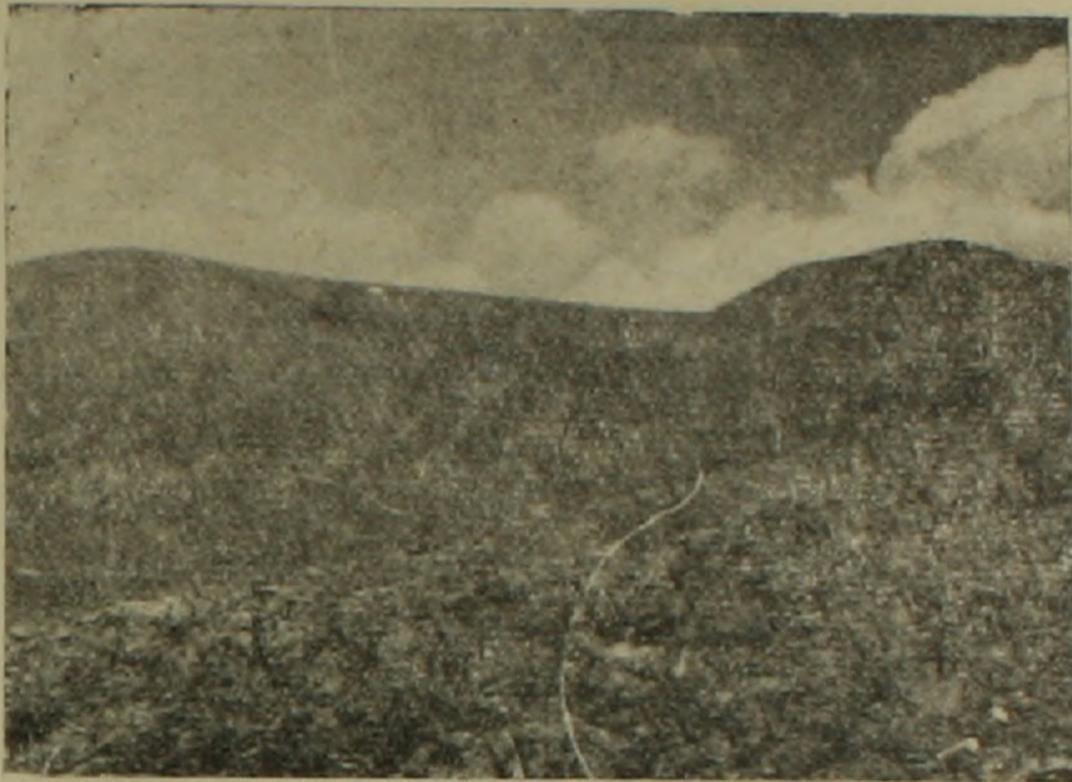
В центре конуса расположен необычайно узкий и дугообразно удлиненный кратер, открытый к югу, откуда происходил основной излив лав, стекавших в этом же направлении.

Конус почти целиком состоит из рыхло-обломочных шлаков черного и реже бурого цветов, а также шлаковых песков, лапиллей, стекловатых и скрюченных обломков величиной до 10—15 см и вулканических бомб величиной до 0,5—0,8 м. Однако, вулкан интересен тем, что восточная часть его вершинной зоны состоит из разнотипных туфовых пластов почти горизонтального залегания, чередующихся с пемзо-пепловым материалом, общей мощностью около 50 м (фиг. 2).

Наличие туфо-пемзовой залежи только на одной половине шлакового конуса и морфологическая «спаянность» трех различных типов пород (туфов, шлаков и пемз) придает комплексу внешний

вид генетической целостности и может считаться редким явлением для данного типа вулканизма.

Следует подчеркнуть, что при отсутствии единого мнения о центрах выброса пирокластического материала Армении этот факт



Фиг. 2. Кратер вулкана Кабах. Вид с юга.

имеет весьма важное значение. В пользу того мнения, что шлаковые конусы выбрасывали пирокластический материал высказывались Паффенгольц К. Н. (1948, 1964), Асланян А. Т. (1958) и др. Однако это мнение весьма основательно опровергали Ширинян К. Г. (1961) и Амарян В. М. (1964).

Вместе с тем на основе нескольких примеров (в том числе и вулкана Кабах) допускается возможность выброса пирокластического материала из шлаковых центров, если они пересекаются новыми трещинами и происходит омоложение старых нарушений (Ширинян К. Г., 1961).

Настоящим автор пытается в свете новых данных, на примере вулкана Кабах дать несколько иное разъяснение вопроса, не делая, однако, окончательных выводов.

В геологическом строении вулкана отмечаются следующие характерные черты (фиг. 3):

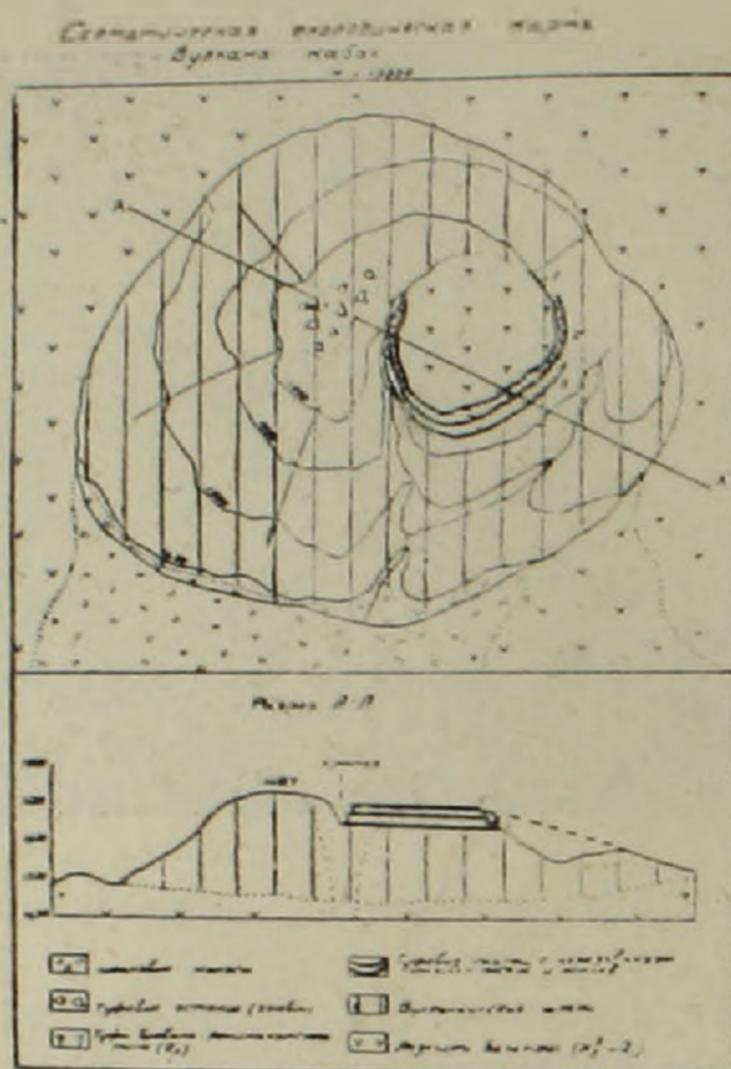
1. Конус подстилается андезито-базальтами, возраст которых определяется нижне- либо среднечетвертичным.

2. Вулканические шлаки залегают периклинально с последующим выполаживанием к перифериям.

3. С северо-востока к вулкану примыкают туфы еревано-ленинканского типа, аналоги которых наблюдаются на восточной части вершины. Здесь они образуют пластовое тело—1, покрывая пемзовую залежь мощностью до 1,5 м. Пласт отличается плотным сложением, мелкими включениями стекловатых обломков, и черным цве-

том. Постепенно убывая в мощности, пласт обрывается на гребне северного склона. Ниже туфового пласта — 1 в разрезе участвуют:

а) пепловые пемзы типа алевритовых наносов мощностью 5—10 м. Состоят из белоземистых рыхло-сыпучих супесей. На ос-



Фиг. 3.

нове разрушенности частиц до пылевидной массы и по другим признакам можно полагать, что материал долгое время выветривался и потерял значительную часть своей мощности:

б) туфовый пласт — 2 кремового цвета, мощностью, не превышающей 1,5—2,0 м. Залегают почти горизонтально и выклиниваются в северном направлении. Плотность сравнительно меньше, наблюдаются включения пемз и твердых пепловых частиц;

в) грубозернистый пемзо-пепловый слой мощностью 25—30 м, светложелтого цвета, слабоуплотненный с крупными включениями пемзы и темного обсидиана;

г) туфовый пласт — 3 (анипемзового типа) мощностью 4—5 м. Залегают параллельно остальным. Представлен грубым конгломератом из пемз, пеплов и шлаковых включений. Уплотненность слабая, окрашен в серожелтый цвет. В силу слабой цементации интенсивно разрушается, образуя осыпи и глыбовый элювий на склонах и особенно в кратере вулкана. Уменьшение мощности (выклинивание) происходит также в северном направлении.

4. Вулканические шлаки черного цвета, подстилающие непосредственно туфопемзовую залежь. Общая мощность до подстилающих андезито-базальтовых лав составляет более 100 м. Контакты с пластом — 3 холодные и очень четкие.

5. Туфовые пласты в силу своей относительной плотности выступают концентрическими карнизами и прослеживаются весьма четко. Их продолжения на западной половине вулкана нигде не констатируются. Межпластовые рыхлые пемзы, наоборот, разрушаясь более интенсивно, образуют выемки и пустоты.

6. На западной вершине вулкана констатируется туфовый элювий в виде мелких обломков и дресвы черного и реже бурого цветов. Он занимает небольшой участок и по характеру аналогичен пласту — 1.

7. Кратерная часть вулкана отличается весьма ясным сложением шлаковых пород и отсутствием каких-либо промежуточных разностей. В равной степени отсутствуют также следы выброса пирокластического материала туфов или туфоподобных образований.

8. В основании конуса выступают мелкослоистые шлаки, прикрытые делювием того же состава. Они принадлежат к переотложенным разностям периферийных участков и, как всегда, обладают весьма ограниченным развитием.

На основе перечисленных выше характерных черт попытаемся восстановить основные этапы образования данного комплекса.

Шлаковый конус Кабах возник на теле андезито-базальтовых лав в ранней стадии четвертичного вулканизма. При этом отдельные циклы сопровождались мощными взрывами, о чем свидетельствует наличие в шлаках множества бомб в основном крупных размеров.

В морфологическом отношении конус вначале был несколько асимметричен, причем западная его вершина была более высокой, чем восточная. В настоящее время этот разрыв сглажен за счет накопления туфо-пемзового материала. Подобная асимметрия могла образоваться в результате либо выброса шлаковой массы в основном к западу, либо уничтожения восточного гребня вулкана последующими взрывами.

Надо полагать, что в образовании этой асимметрии эрозионные процессы никакой роли не играли, ибо отсутствуют причины, вызывающие интенсивный снос только одной половины вулканического аппарата.

Вулкан и его окрестности после значительного перерыва покрылись туфо-пемзовым чехлом. Естественно, на восточной и более низкой части вершинной зоны новый материал отлагался более мощным слоем, нежели на ее западной и более крутой половине.

Кроме того, если провести линию контакта между туфо-пемзовой залежью и подстилающими шлаками, то получим первичный рельеф восточного борта с определенным уклоном к югу (фиг. 4).

Таким путем восстанавливается первичная асимметричность

вулкана Кабах, которая впоследствии была выравнена накоплением туфов и пемз в более низкой (восточной) половине.

Вещественный состав, залегание и прочие особенности туфо-пемзовой залежи говорят о воздушно-переносном характере ее поступления в разное время из очагов вспышек кислых лав. В этом разрезе четко отбивается более ранний возраст пластов 2 и 3 и совершенно молодой (средне- либо позднечетвертичный) возраст пласта — 1. Последний совершенно идентичен остальным туфам ереванско-ленинканского типа и привнос этого материала следует увязать с общими центрами.



Фиг. 4 Восточная часть вулкана Кабах. На гребне три туфовых пласта.

Структура и малая мощность (5,0—10 м) белоземистого пемзо-пеплового слоя (размещенного между пластами 1 и 2) говорит о значительном изменении и интенсивном сносе его в аэральных условиях (признак перерыва). Эти процессы были приостановлены лишь после образования туфовой «шапки» (пласта — 1) на его размытой поверхности.

Размещение шлаковых обломков (и даже крупных кусков) в пемзо-пепловых слоях и характер их цементации не вызывают сомнения в том, что пемзовый материал чужой и при оседании обволакивал местную породу (шлаки).

Обломочный элювий западной вершины свидетельствует о первично сплошном туфовом чехле, от которого в настоящее время сохранились лишь останцы разной мощности (пласт — 1, туфы восточной периферии и т. д.).

Отсутствие бурых шлаков в вершинной зоне и наличие их в шлаковых наносах южной периферии можно считать косвенным доказательством того, что деятельность вулкана завершилась задолго до образования туфо-пемзовой залежи, когда уже бурые шлаки были частично снесены эрозией.

Необычайно узкий и дугообразно удлинненный характер кра-

терной воронки можно объяснить лишь тем, что туфопемзовой материал, заполнив также кратерную часть, последующей эрозией сносился в основном вдоль контактов со шлаками. В этих условиях пемзовые материалы размывались интенсивнее, вследствие чего в первую очередь повторяются очертания внутренней стены кратера, наблюдаемого в настоящее время в виде дугообразной узкой воронки.

Таким образом, вулкан Кабах является центром извержения лав и шлаков андезито-базальтового состава. Туфо-пемзовая залежь восточной вершины по своему генезису и залеганию не увязывается с вулканом и, по всей вероятности, является воздушно-переносным материалом соседних центров извержений, действовавших в разное время.

Залежь в целом обнаруживает почти все элементы несогласного залегания на размытой поверхности вулканических шлаков.

Образование пемз и пемзовых туфов (пласты 2 и 3) происходило гораздо раньше, нежели туфов ереванско-ленинканского типа (пласт—1). Это в возрастном отношении довольно хорошо согласуется с образованием пемзовых и пирокластических туфов западной периферии массива г. Арагац.

Вулкан Кабах является примером редкого сочетания разнотипных и разновозрастных пород в общем морфологическом плане, придающем им внешний эффект «генетического единства».

Институт камня и силикатов

Поступила 9.IX.1965.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат. 1958.
2. Амарян В. М. Вулкан Арагац, его строение и история формирования. Автореферат, 1964.
3. Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т. Арагац. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
4. Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1961.

А. В. ВАРДАНЯН

МЕЛКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ В ЗОВАШЕНСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

Зовашенская антиклиналь прослеживается по среднему течению р. Арацогет (Джанам-дараси) и имеет почти широтное простирание. Она с севера граничит с Советашенской синклиналью, с востока — с Джафарлинской, а с юга — с Кяркинской синклиналими. К западу шарнир Зовашенской антиклинали погружается и дальше, снова воздымаясь, соединяется с Урцским антиклинорием.

Зовашенская антиклиналь имеет асимметричное строение. Так, в южной ее части северное крыло более широкое и пологое, чем южное, что обуславливает опрокидывание свода к югу. Совершенно противоположную картину мы наблюдаем в северной части антиклинали. Здесь северное крыло более узкое и крутое, чем южное.

На обоих крыльях имеются разрывные нарушения типа сбросов, амплитуда которых доходит до 150—200 м.

Ядро Зовашенской антиклинали сложено карбонатно-терригенными отложениями фаменского яруса. В основном, это мелко-среднезернистые известняки серого цвета, темно-бурые и белые кварциты, а также черные глинистые сланцы, среди которых встречаются маломощные пропластки фосфоритов.

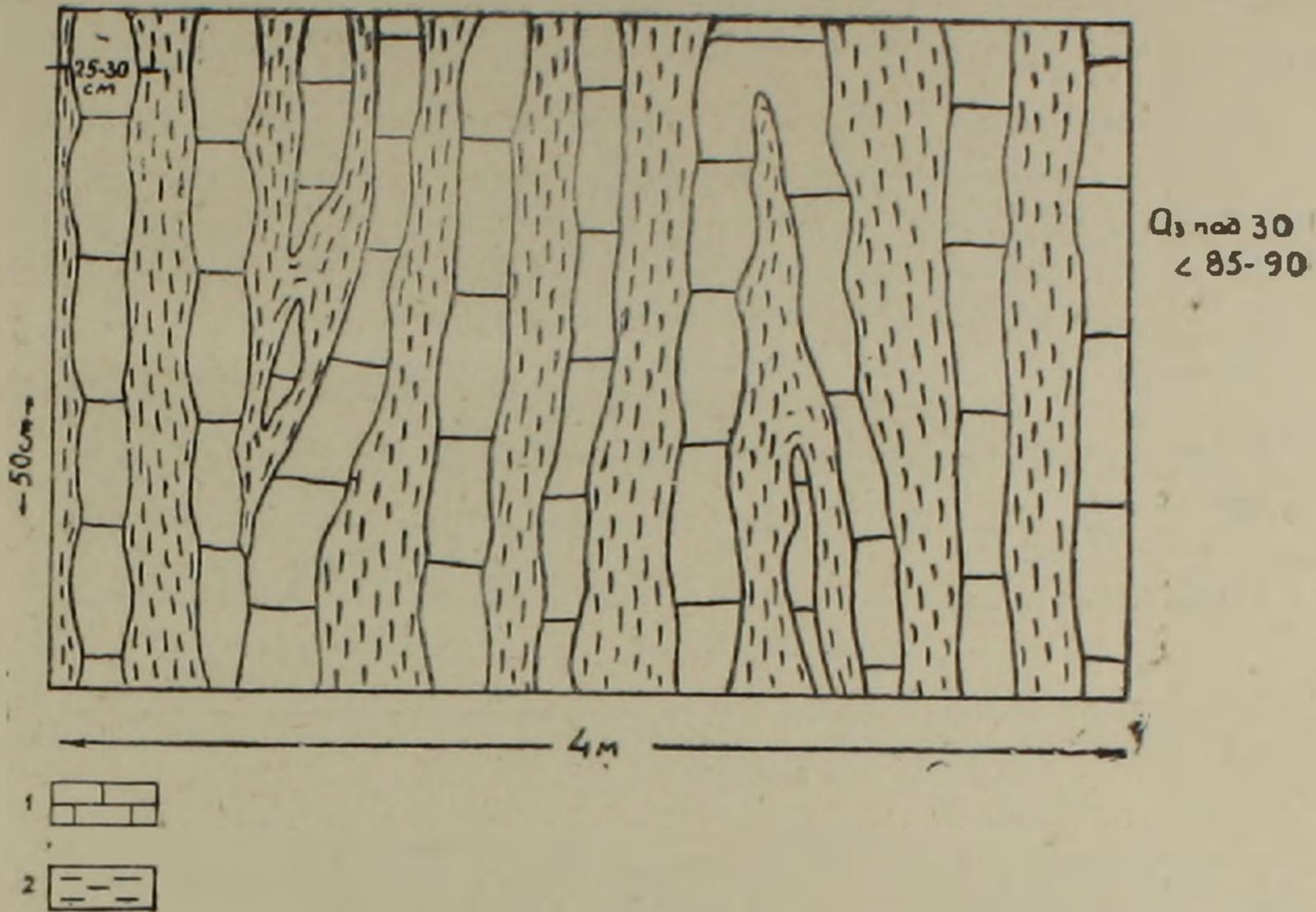
На обоих крыльях, на отложениях фаменского яруса согласно залегают породы турнейского возраста, которые представлены теми же отложениями, что и первые, однако, здесь известняки преобладают. Среди отложений турнейского яруса также встречаются фосфориты. Отложения турнейского возраста согласно сменяются породами визейского яруса, которые сложены исключительно средне-слоистыми известняками темно-серого цвета.

Темно-серые, битуминозные известняки перми трансгрессивно, а местами и с угловым несогласием перекрывают отложения визейского яруса. Контакт перми и карбона хорошо выражен маломощным (2—5 м) красно-бурым эрозионным слоем. На пермских известняках трансгрессивно, с угловым несогласием и с базальным конгломератом в основании залегают светло-серые и белые крупнозернистые известняки эоцена.

Особенно интересное строение имеет Зовашенская антиклиналь в своих периклинальных частях. На северо-востоке, на левом берегу р. Арацогет, разлинзованные и поперечно-трещиноватые тонкослоистые известняки турнейского возраста залегают почти вертикально: аз. пад. СВ $30^\circ < 80-85$. Среди известняков имеются маломощные слои черных глинистых сланцев (10—15 см), в которых наблюдается кливаж (фиг. 1). На юго-западе Зовашенской антикли-

нали, к периклинали, наблюдается такая же картина, где круто ($70—80^\circ$) залегают известняки визейского яруса.

Зовашенская антиклиналь привлекательна еще своей мелкой складчатостью, которая наблюдается не только в ядре, но и на обоих



Фиг. 1. Северо-восточная периклиналь Зовашенской антиклинали.

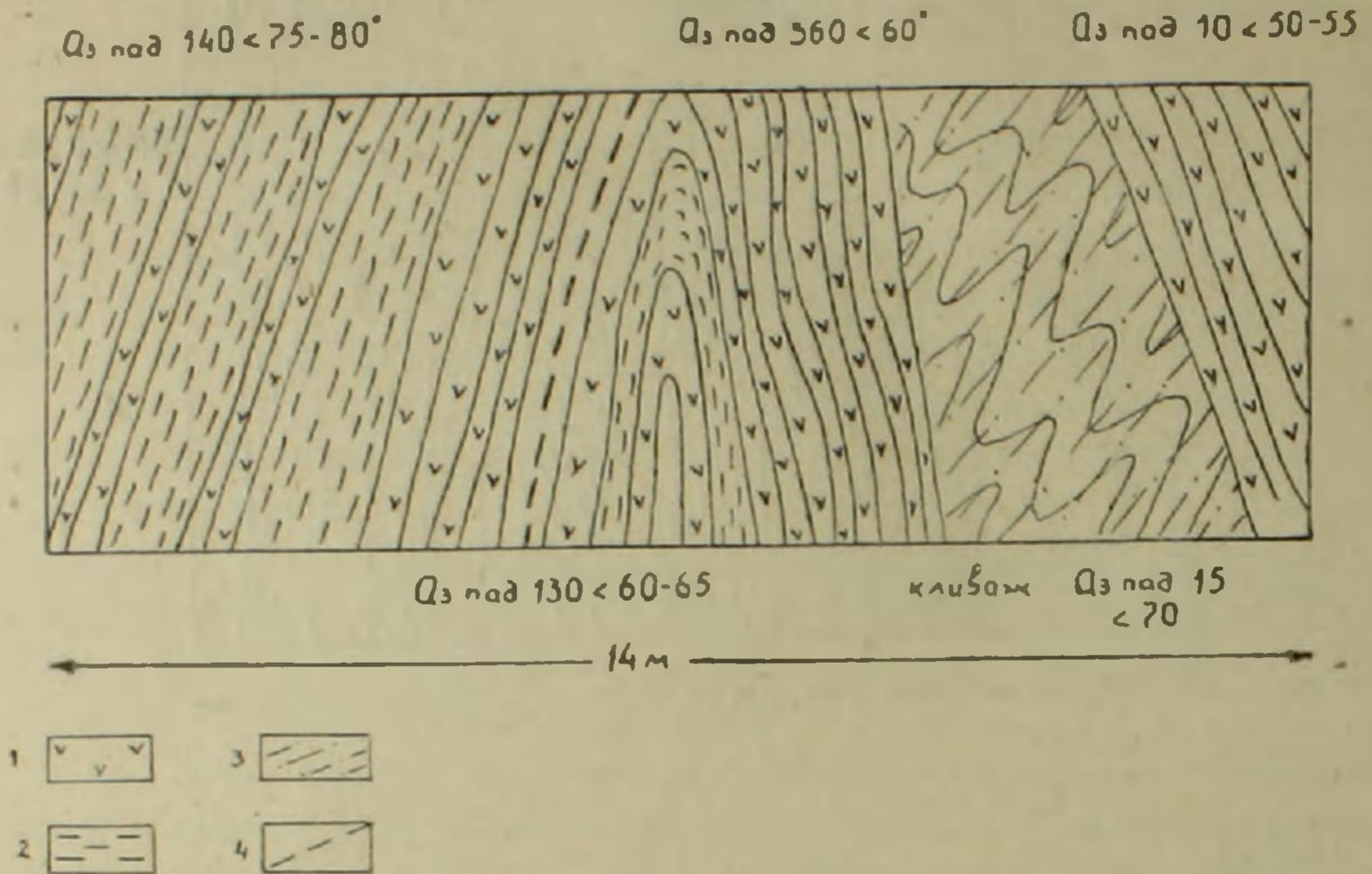


Фиг. 2. Антиклиналь на южном крыле Зовашенской антиклинали.

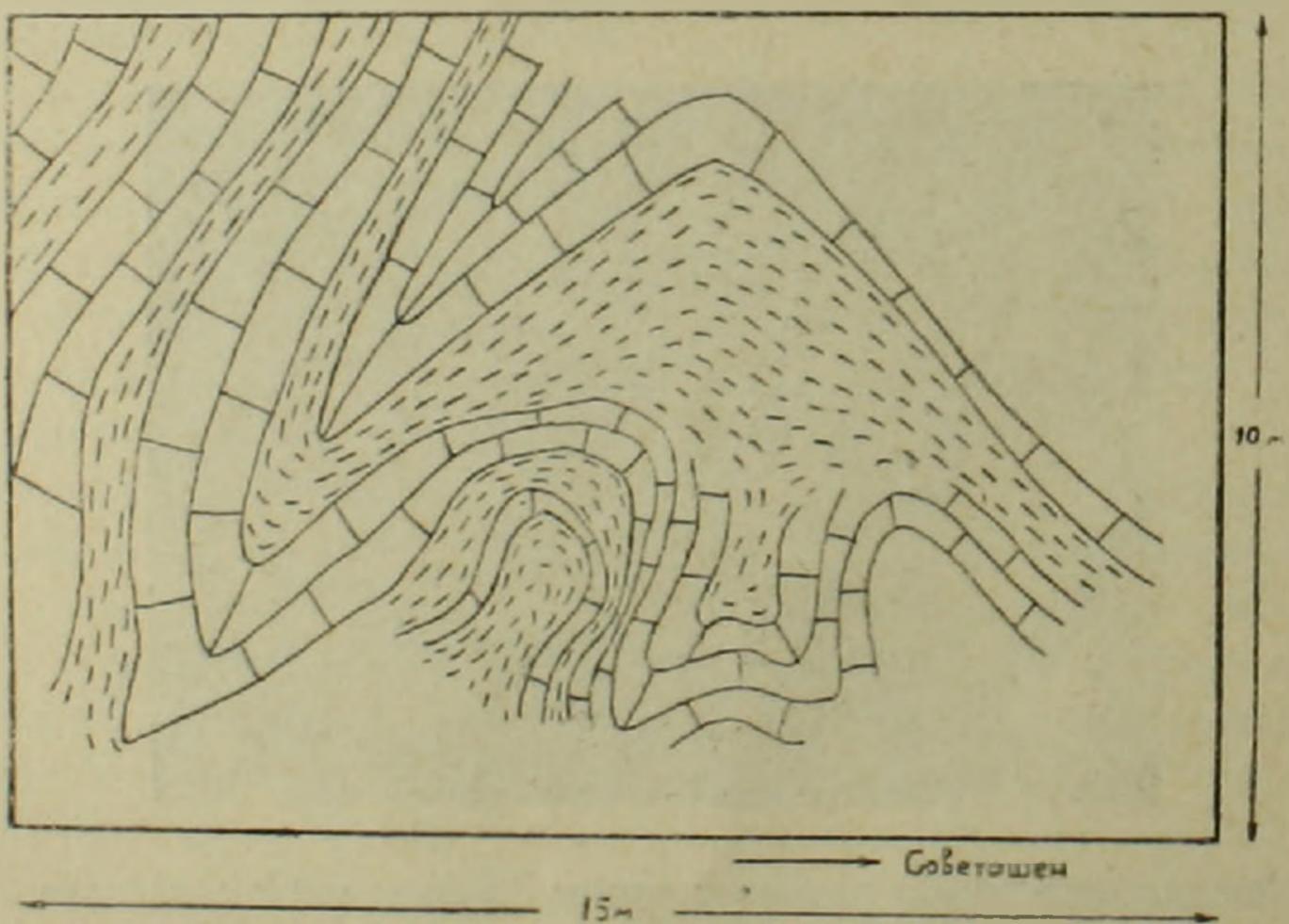
крыльях. Так, на южном крыле Зовашенской антиклинали, среди кварцитов (которые преобладают) и глинистых сланцев турнейского возраста наблюдается изометричная, прямая складка (фиг. 2). Здесь при сминании слоев в складку, как будто решающую роль сыграли более пластичные глинистые сланцы. В них наблюдается тече-

ние материала от крыльев к своду, где их мощность увеличивается почти в 2—3 раза. Мощность кварцитов также увеличивается в своде.

Ближе к замку, на южном крыле Зовашенской антиклинали, среди кварцитов и глинистых сланцев фаменского яруса наблюдается небольшая изоклиальная складка (фиг. 3). На северном крыле этой



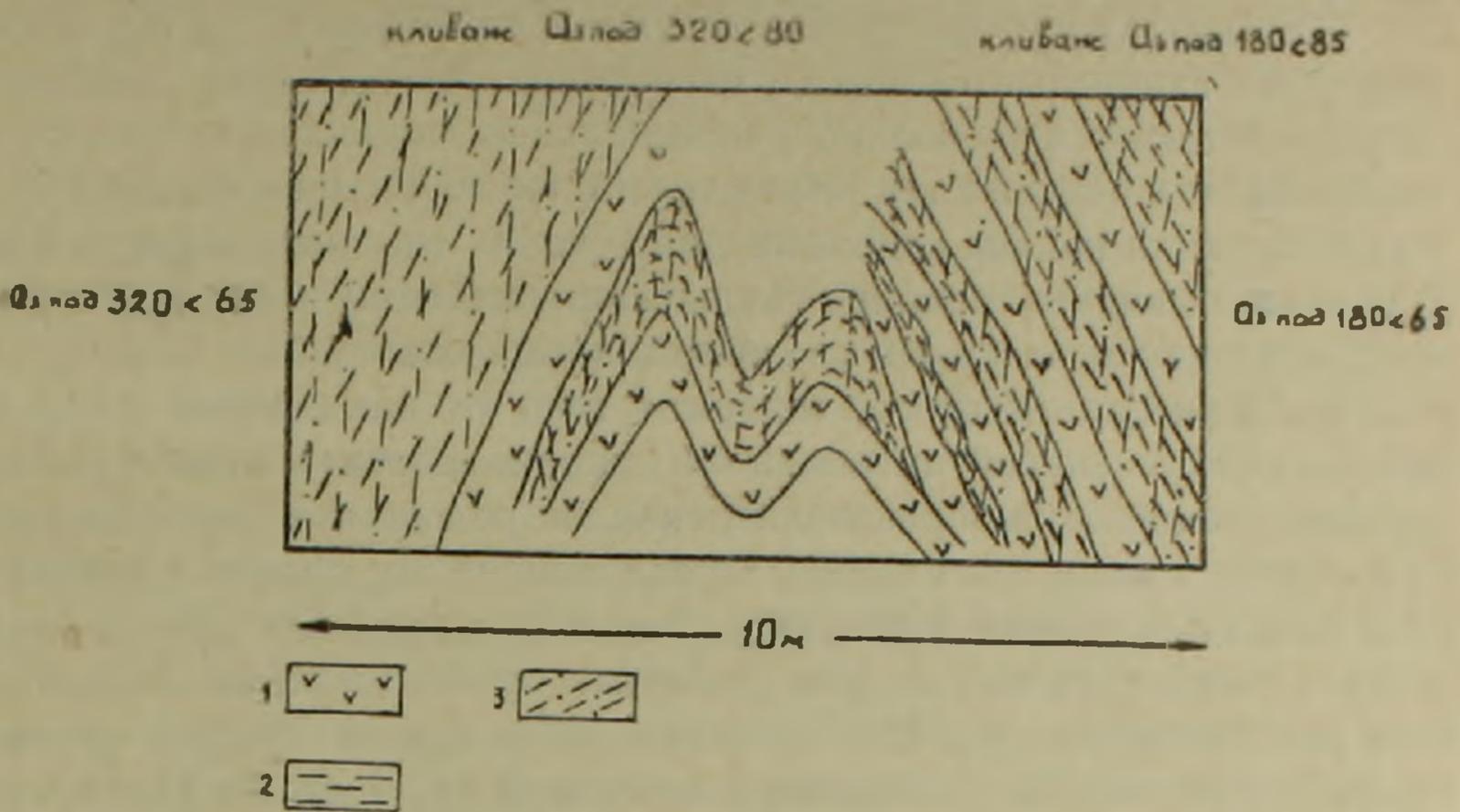
Фиг. 3. 1—кварцит; 2—глинистый сланец; 3—кливаж; 4—разрывное нарушение.



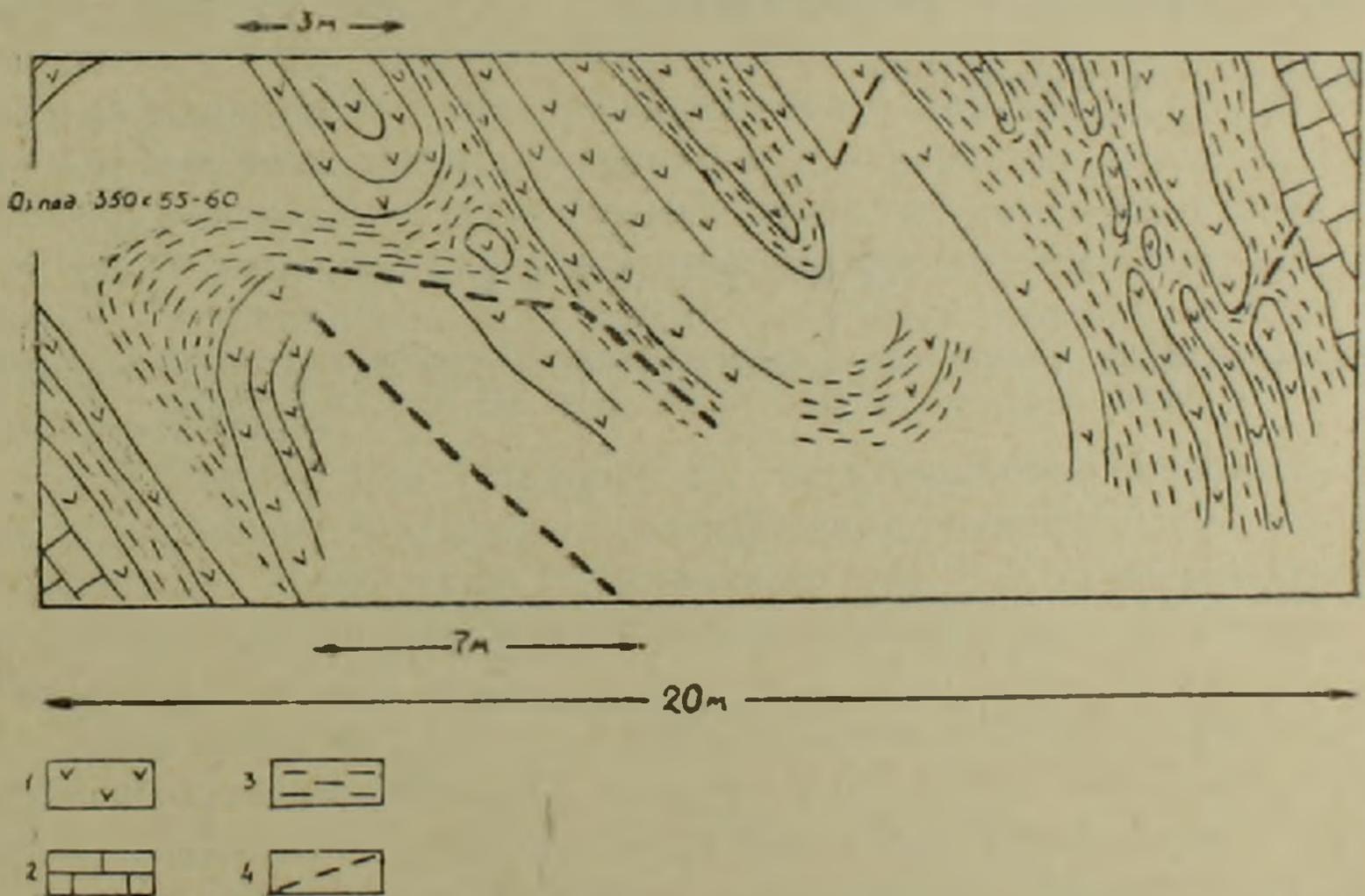
Фиг. 4. Мелкие складки на северном крыле Зовашенской антиклинали.

складки, в глинистых сланцах образовались более мелкие складки, где хорошо выражен также кливаж течения (параллельный осевым плоскостям складок). На южном крыле отчетливо виден разрыв среди кварцитов.

Из многочисленных зарисовок, сделанных на северном крыле Зовашенской антиклинали, приведем одну из более интересных (фиг. 4). Складка сложена тонкослоистыми известняками и глинистыми сланцами турнейского яруса. Как видно из зарисовки, ядро



Фиг. 5. Ядро Зовашенской антиклинали: 1—кварцит; 2—глинистый сланец; 3—кливаж.



Фиг. 6. Ядро Зовашенской антиклинали: 1—кварцит; 2—известняк; 3—глинистый сланец; 4—разрывные нарушения.

антиклинали осложнено более мелкой складчатостью. Очень хорошо выражено течение глинистого материала к сводовой части антиклинали, где его мощность увеличивается в 4—5 раз. Мелкие складки встречаются также в ядре Зовашенской складки.

В самом ядре, среди кварцитов и глинистых сланцев фамен-

ского возраста. наблюдается прямая изометричная складка (фиг. 5). В строении складки глинистые сланцы преобладают и среди них наблюдается главный кливаж течения. Местами среди кварцитов глинистые сланцы выклиниваются.

Другая складка построена более сложно (фиг. 6). Ее слагают кварциты, глинистые сланцы и известняки фаменского возраста. Здесь наблюдается несколько изоклиналильных мелких складок с опрокидыванием на юго-восток. Имеются также маленькие разрывы, которые служили как-бы каналами для течения глинистого материала. В кварцитах видны трещины скалывания, местами отдельные куски кварцитов как-бы плавают среди глинистых сланцев.

Вышеуказанные факты говорят о том, что как в замке, так и на крыльях Зовашенской антиклинали широко развита мелкая складчатость. Очевидно в образовании складок решающую роль сыграли пластичные глинистые сланцы. Среди глинистых сланцев наблюдается кливаж и течение материала. Там, где глинистые сланцы чередуются с кварцитами или известняками, среди последних наблюдается разлинзование, а также трещины скалывания. Везде в мелких складках наблюдается увеличение мощности слоев от крыльев к замку. Таким образом, Зовашенская антиклиналь имеет очень интересное строение и необходимы дальнейшие исследования для объяснения механизма ее формирования.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15.II.1966.
Поступила 15.II.1966.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Аракелян Р. А. Стратиграфия палеозойских отложений юго-западной Армении и прилегающих частей Нах. АССР. Изд. АН Арм. ССР, 1952.

И. Х. ПЕТРОСОВ, Р. А. МХИТАРЯН

О ВОЗМОЖНОСТИ УСТАНОВЛЕНИЯ ИСХОДНОГО ВЕЩЕСТВА БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ

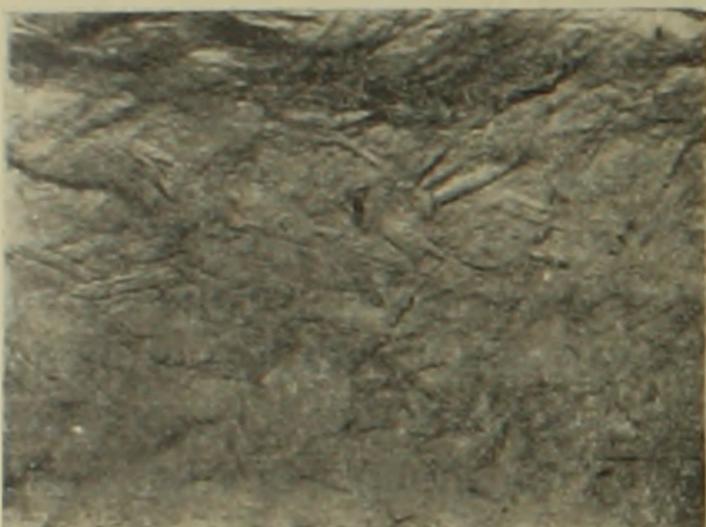
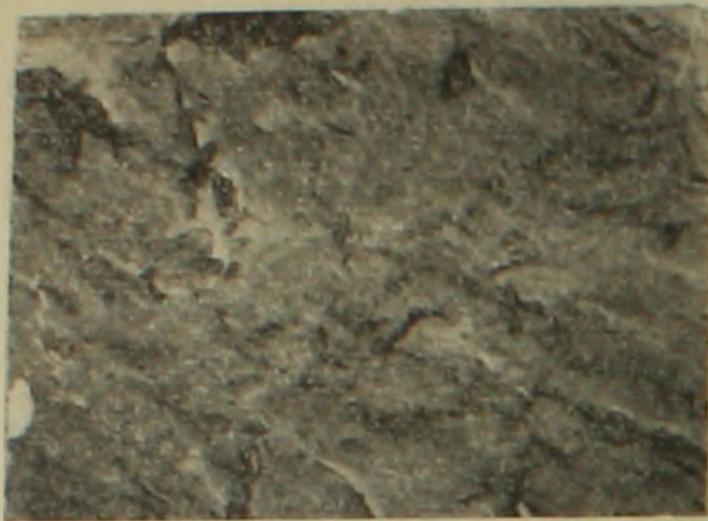
Изучение текстурных особенностей бентонитовых глин по методу двухступенчатых коллодиево-угольных реплик показало, что различные их генетические типы отличаются своеобразными микро-текстурами. Были исследованы бентонитовые глины двух наиболее крупных месторождений Северной Армении — Саригюхского и Ноемберянского. Бентонитовые глины Ноемберянского месторождения образовались в результате перерождения пеплового материала в морских условиях. Глины Саригюхского месторождения имеют иной генезис: они образовались в результате воздействия низкотемпературных гидротермальных растворов на вулканогенные образования. Особенностью этого месторождения является то, что с завершением цикла эффузивного вулканизма, область превращается в арену деятельности термальных источников, которые пропаривают всю серию верхнемеловых вулканогенно-осадочных пород района. Однако в бентониты превращаются лишь два типа пород: порфириты и туфы (пепловые скопления). Второй тип, по-видимому, имеет на Саригюхском месторождении более широкое распространение. Он был установлен в результате электронномикроскопических и обычных оптических исследований (кроме реплик, были использованы также электронномикроскопические снимки суспензий) микро-текстур ноемберянских глин заведомо пеплового происхождения и сравнения их с различными типами бентонитовых глин Саригюхского месторождения.

В таблицах 1 и 2 приводятся электронномикроскопические снимки суспензий и угольные реплики двух разновидностей бентонитовых глин: пепловых из Саригюхского (обр. 1 и 1с) и Ноемберянского (обр. 17 и 6а) месторождений и порфиритовых из Саригюхского (обр. 40с, 27с и 5с).

Легко заметить, что электронномикроскопические снимки суспензий и угольные реплики пепловых глин обоих месторождений имеют значительное сходство. На снимках естественных сколов они имеют стекловидную поверхность, испещренную многочисленными складочками, создающими характерную «морщинистую» текстуру. Иногда на такой поверхности фиксируются также фрагменты пепловых частиц удлиненной формы (обр. 17). Во всех случаях глинистый материал воспринимается как однородная стекловатая масса.

На электронномикроскопических снимках суспензий фиксируются частицы двух морфологических типов: агрегаты неопределенной формы различной толщины (вплоть до прозрачных) с сильно

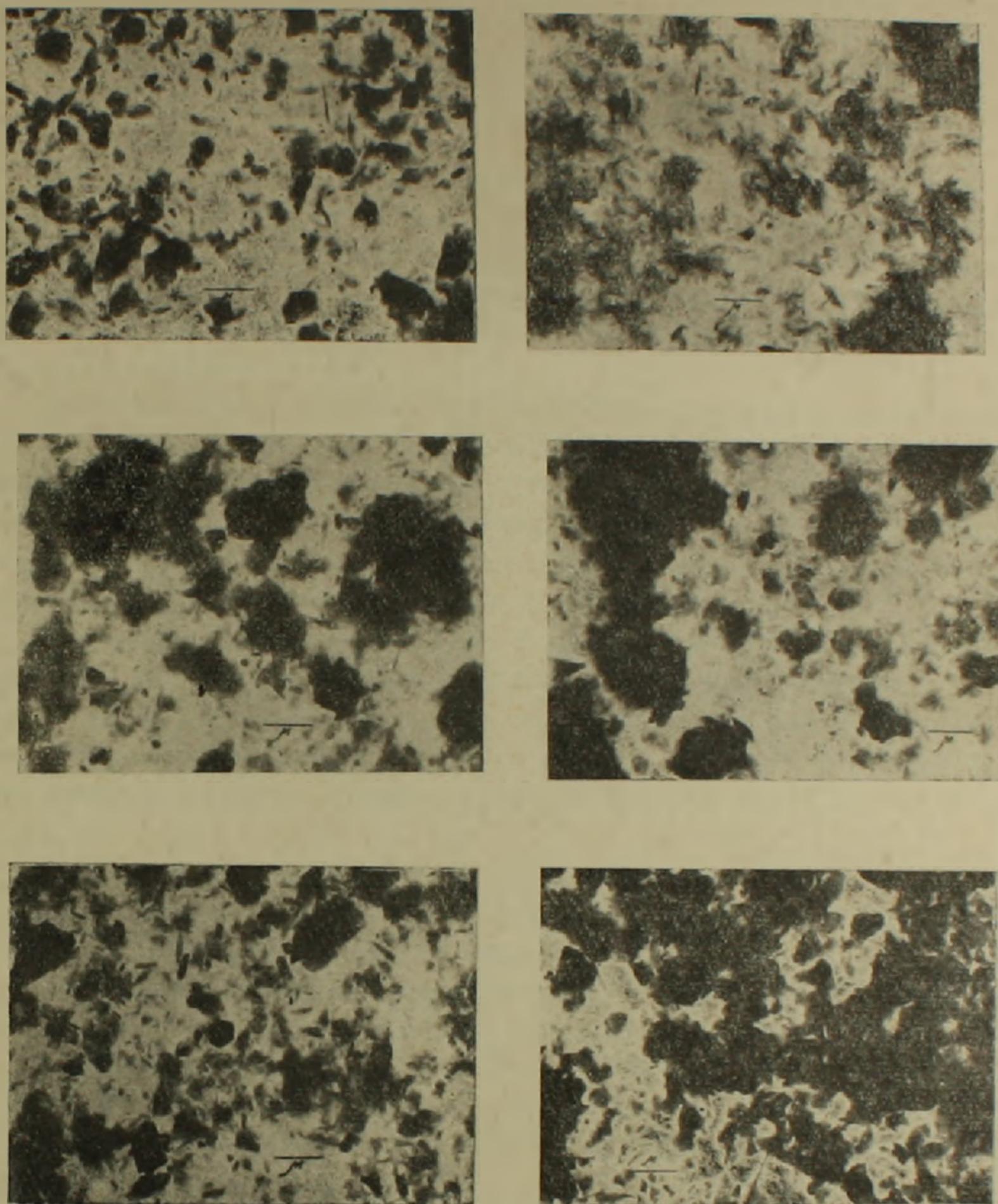
Таблица 1



размытыми краями и щиповидные или короткопризматические монтмориллонитизированные фрагменты стекла.

Микротекстуры глин, образовавшихся за счет порфиритов, существенно отличаются от описанных выше. Объясняется это наличием в порфиритах кристаллической фазы—как вкрапленников (обр. 5с), так и основной массы (микролиты плагиоклазов, обр. 17с). Текстура самого стекла (измененного) обнаруживает большое сходство с пепловыми глинами, но почти не затронутая изменением кристаллическая фаза определяет своеобразие микротекстур бентонитовых глин, образовавшихся за счет порфиритов. На электронномикроскопических снимках суспензий таких глин (обр. 40с

Таблица 2



и 27с) фиксируются главным образом агрегаты неопределенной формы (щиповидные частицы почти отсутствуют).

Таким образом, сравнительная оценка результатов исследования микротекстур различных генетических типов бентонитовых глин методом реплик (в сочетании с методом суспензий) позволила выявить следующее:

1. Идентичность микротекстур и (в большинстве случаев) морфологии частиц глин, образовавшихся за счет одного и того же исходного материала независимо от их генезиса;

2. Существенное отличие микротекстур у глин одного и того же генезиса, но образовавшихся за счет различных исходных материалов.

3. Образование бентонитовых глин происходит лишь за счет стекла: кристаллическая фаза либо остается почти не затронутой изменениями (плагноклазы), либо продукты ее изменения (оливина, пироксенов) не достигают стадии монтмориллонитизации.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.III.1967.

Э. С. ХАЛАТЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИКРОЭЛЕМЕНТАХ В ДВИНСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКАХ

В Арташатском административном районе, близ с. Двин, с древнейших времен были известны выходы углекислых минеральных вод. Эти углекислые источники приурочены к Чатминскому синклинальному прогибу. Последний представляет глубокую субширотную структуру, для которой характерно крутое падение крыльев и широкая, плоская мульда.

Протяженность Чатминской структуры 14 км, а ширина ее достигает 5 км. Выполнен Чатминский синклинальный прогиб, преимущественно, верхнемеловыми и нижепалеогеновыми отложениями. Геологическое строение территории, как и смежных областей, освещено в работах К. Н. Паффенгольца (1959), А. Т. Асланяна (1958), А. А. Габриеляна (1964) и других исследователей.

Минеральные источники близ с. Двин неоднократно изучались и сведения о них содержатся в работах Л. А. Оганесова, А. П. Демехина, В. А. Аветисяна, А. Т. Асланяна и других исследователей. Однако, надо отметить, что за редким исключением в работах этих авторов не рассматривался микрокомпонентный состав источников.

Сведения по отдельным микроэлементам, обнаруженным в Двинских углекислых минеральных водах наиболее полно приводятся С. Р. Крайновым и М. Х. Корольковой (1962).

Интересно отметить, что Двинские углекислые минеральные воды имеют довольно постоянный химический состав, который, судя по анализам, выполненным еще Г. В. Струве в 1900 г., подвержен только очень незначительным изменениям (источник иссяк, табл. 1).

Вода из пробуренных скважин имеет повышенную минерализацию, но также малосульфатна.

Двинские углекислые минеральные источники, как и некоторые источники вне Чатминской структуры, тяготеющие к Ереванскому глубинному разлому (по А. Т. Асланяну и А. А. Габриеляну), отличаются повышенной минерализацией, наличием таких специфических элементов, как бром, йод, литий, мышьяк, фтор и многие другие. Воды приразломной зоны по составу своему хлоридно-гидрокарбонатные натриевые повышенной минерализации (до 40 г/л). Углекислота в них термометаморфического происхождения.

За последние годы в районе Двинских источников Управлением геологии при Совете Министров Арм. ССР проводились буровые

Таблица 1

Химический состав минеральных источников

| В 1 л воды содержится | Источник Двин | | | Источник Двин в виноградниках | | |
|---------------------------------------|--|---------|--------|---|---------|--------|
| | аналитик Г. В. Струве, 1900 | | | Данные лаборатории УГ и ОН при СМ АрмССР, 1960 | | |
| | мг | мг/экв. | экв. % | мг | мг/экв. | экв. % |
| Na ⁺ } K ⁺ } | 8697,2 | 378,1 | 96,8 | 11465,5 | 498,5 | 80,2 |
| Mg ²⁺ | 139,8 | 11,5 | 3,1 | 720,0 | 59,2 | 9,5 |
| Ca ²⁺ | 21,2 | 1,1 | 0,1 | 800,0 | 45,1 | 7,2 |
| Fe ²⁺ | — | — | — | 15,0 | — | — |
| Сумма | — | 390,7 | 100,0 | — | 622,0 | 100,0 |
| Cl ⁻ | 11381,0 | 320,9 | 82,2 | 12750,0 | 419,5 | 67,4 |
| SO ₄ ²⁻ | — | — | — | 600,0 | 12,5 | 2,0 |
| HCO ₃ ⁻ | 4257,7 | 69,8 | 17,8 | 9760,0 | 190,0 | 30,6 |
| Сумма | — | 390,7 | 100,0 | — | 622,0 | 100,0 |
| H ₂ SiO ₃ | 105,2 | — | — | 61,9 | — | — |
| Общая ми- нерал. | 24602,1 | — | — | 36922,6 | — | — |
| Формула М. Г. Кур- лова | M _{24,6} $\frac{Cl_{182,2} HCO_3^3}{Na_{96,8}}$ | | | M _{36,9} $\frac{Cl_{67,4} HCO_3^3}{Na_{30,2}}$ | | |

работы, благодаря которым были обнаружены воды с более высокой общей минерализацией и весьма разнообразным микрокомпонентным составом. Эти воды изучались и Институтом геологических наук АН Арм. ССР. В настоящем сообщении приводятся новые данные по микрокомпонентному составу этих вод.

Отобранные нами пробы анализировались химиками-аналитиками О. А. Бозояном, Э. А. Кюрегян и Ц. О. Эксузян. Результаты химических анализов сведены в табл. 2.

В Двинских углекислых минеральных водах было обнаружено до 60,0 мг/л брома, до 20,0 мг/л йода, до 3 мг/л мышьяка. Некоторые элементы в отобранных нами пробах определялись пламенно-фотометрическим методом и были выполнены в лаборатории ИМГРЭ АН СССР аналитиком Н. Е. Семеновой (табл. 3).

Совместно с О. А. Бозояном нами проводилось определение свободной углекислоты и впервые были замерены окислительно-восстановительные потенциалы. Последние величины, как известно, являются своеобразными «регуляторами» нахождения в растворе многих химических элементов, предопределяя отдельные формы нахождения элементов с переменной валентностью.

Поставщиком микроэлементов в углекислые воды являются, в первую очередь, вулканогенно-осадочные и осадочные образования.

Таблица 2

| № скв. | Формула химического состава | pH | Eh в мв | t°C |
|---------|--|-----|---------|-----|
| Скв. 26 | $\text{CO}_2^{1,9} \text{M}_{33,2} \frac{\text{Cl}_{80,9} \text{HCO}_3^{18,2} \text{SO}_4^{4,9}}{\text{Na}_{96,2} \text{Mg}_{1,7} \text{Ca}_{1,5} \text{K}_{0,6}}$ | 7,5 | 283,8 | 18 |
| Скв. 50 | $\text{CO}_2^{2,2} \text{M}_{32,7} \frac{\text{Cl}_{77,1} \text{HCO}_3^{17,0} \text{SO}_4^{5,9}}{\text{Na}_{91,8} \text{Ca}_{5,6} \text{Mg}_{1,9} \text{K}_{0,7}}$ | 6,4 | 263,8 | 16 |
| Скв. 31 | $\text{CO}_2^{1,8} \text{M}_{29,9} \frac{\text{Cl}_{63,9} \text{HCO}_3^{33,9} \text{SO}_4^{2,3}}{\text{Na}_{97,7} \text{Ca}_{1,6} \text{K}_{0,6} \text{Mg}_{0,1}}$ | 6,8 | 273,8 | 16 |
| Скв. 24 | $\text{CO}_2^{1,9} \text{M}_{29,8} \frac{\text{Cl}_{68,6} \text{HCO}_3^{24,7} \text{SO}_4^{4,0}}{\text{Na}_{96,6} \text{Ca}_{1,7} \text{Mg}_{1,7} \text{K}_{0,6}}$ | 6,8 | 268,8 | 18 |
| Скв. 7 | $\text{CO}_2 \text{M}_{34,8} \frac{\text{Cl}_{71,3} \text{HCO}_3^{24,7} \text{SO}_4^{4,0}}{\text{Na}_{95,8} \text{Ca}_{2,1} \text{Mg}_{1,9} \text{K}_{0,2}}$ | 6,5 | 275,8 | 16 |

Таблица 3

| Пункт отбора | Содержание элементов в 7 мл | | | | | |
|--------------|-----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|------------------|------------------|
| | K ⁺ | Li ⁺ | Rb ⁺ | Cs ⁺ | Sr ²⁺ | Ba ²⁺ |
| Скв. 24 | 118,8 | 7,4 | 0,78 | н/о | 11,2 | — |
| Скв. 7 | 123,9 | 8,2 | 0,62 | н/о | 16,7 | — |
| Скв. 31 | 109,4 | 6,4 | 0,62 | н/о | 1,7 | н/о |

часть которых откладывалась в условиях повышенной солености в даний-полеоценовое время.

В заключение отметим, что ближайшими аналогами Двинских углекислых некрепких рассолов являются воды, вскрытые скважинами у сс. Азатаван, Дмитрово, а также на территории Нахичеванской АССР — Джульфинские. Упомянутые углекислые воды близки не только по химическому составу, но и по геологическим и гидрогеологическим условиям своего формирования. Описываемые Двинские углекислые минеральные воды, как и их ближайшие аналоги, могут найти применение в бальнеологии, благодаря фармакологическому воздействию многих химических элементов, обнаруженных в этих водах. Кроме того, эти воды после соответствующих разбавлений можно применять в сельском хозяйстве в качестве дополнительных микроудобрений.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Изд. Айпетрат, 1958.
2. Габриелян А. А. Палеоген и неоген, Изд. АН Арм. ССР, 1964.
3. Крайнов С. Р., Королькова М. Х. Известия АН Арм. ССР (серия геологич.), т. XV, № 2 (1962).
4. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.

К сорокалетию курорта Арзни

Н. И. ДОЛУХАНОВА, А. Л. АНАНЯН

О ЗАСЛУГЕ А. П. ДЕМЕХИНА В ИЗУЧЕНИИ ГЕОЛОГИИ, ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОХИМИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД АРЗНИНСКОГО УЩЕЛЬЯ

Книга Александра Петровича Демехина «Арзни» начинается следующим редакционным вступлением: «Исключительный по содержанию путь, пройденный Советской Арменией, ознаменован огромными победами на всех фронтах социалистического строительства. В борьбе за успешное осуществление этих побед немалое место принадлежит и работникам геолого-разведочной службы. Максимальное развитие производительных сил прежде всего требует полного выявления и изучения природно-минеральных богатств страны. В этом отношении советские геологи провели колоссальную работу, удовлетворив, в основном, всевозрастающие потребности народного хозяйства в минеральном сырье. Бурные темпы роста социалистического строительства, особенно за годы пятилеток, выдвинули задачу максимального развертывания инженерно-геологических и гидрогеологических работ.

Развернувшееся в республике курортное строительство потребовало также проведения большого объема исследовательских гидрогеологических работ для обеспечения строящихся курортов прочной гидроминеральной базой.

Проведенные по инициативе Наркомздрава Арм. ССР гидрогеологические работы на курорте Арзни дали блестящие результаты.

Для здравоохранения и развития курортного строительства в Арм. ССР работа инженера-геолога А. П. Демехина на курорте Арзни увенчалась исключительными положительными результатами, что было отмечено награждением его в 1935 году Почетной грамотой ЦИК ССР Армении».

Александр Петрович Демехин начал работы в Арзни в 1931 г. В те годы о геологическом строении Арзнинского участка было известно очень мало, а вопрос генезиса источников оставался открытым. Краткая история предшествовавших А. П. Демехину геологических изысканий сводилась к непродолжительным исследованиям, выполненным С. Е. Айвазяном, Б. П. Ефимовым, А. М. Овчинниковым и О. Т. Карапетяном.

Исследования, проведенные А. П. Демехиным, носили иной характер. Александром Петровичем в Арзнинском ущелье было проведено самое серьезное, самое тщательное геологическое и гидрогеологическое картирование и был в деталях разработан и претворен в жизнь широкий план разведочных работ.

Задачей бурения ставилось выяснение геологического строения исследуемого участка, выяснение условий циркуляции минеральных вод и выявление тектонических нарушений, с которыми предположительно связывалось происхождение вод. Расположение минеральных источников и геологические данные позволяли предпо-

лагать наличие нарушений, идущих в меридиональном направлении. Исходя из этих соображений, была и намечена по плану закладка скважин по разведочным линиям, идущим поперек ущелья, вытянутого в районе курорта с севера на юг. Основными указателями при разведке, в поисках линии нарушений, служащих водовыводящими каналами, являлись температура, минерализация и напор воды. Было заложено несколько разведочных линий и по каждой от 4-х до 10-ти скважин. Каждая разведочная линия освещала все новые и новые вопросы строения курортного участка.

В результате всех работ А. П. Демехиным впервые было установлено, что Арзнинские минеральные воды приурочены в виде мощного подземного потока к древнему руслу р. Раздан, погребенному под наносами и лавовыми потоками. Пути подъема углекислого газа являются меридиональные разломы, с которыми связаны экструзивные купола липаритов.

Им же было установлено, что области питания Арзнинского месторождения минеральных вод значительно удалены от курортного участка и представлены не только породами, в которых непосредственно происходит циркуляция минеральной воды и образование ее солевого состава, но и обширными плато излившихся третичных и четвертичных лав. Прекрасная трещиноватость последних позволяет рассматривать их как громадный фильтр, свободно пропускающий воду на глубокие горизонты.

Эти специфические условия питания позволили А. П. Демехину надеяться на получение большого дебита Арзнинских вод.

Кроме того, А. П. Демехиным было установлено, что древний рельеф участка Арзни, характеризующийся развитием обширной долины Палеораздана, сейчас заполнен речным рыхлообломочным материалом и сильно трещиноватыми лавами. И те, и другие являются прекрасными коллекторами. Они должны содержать в себе и содержат большое количество минеральной воды, насыщенной углекислым газом. Имея значительную распространенность и мощность, рыхлообломочная толща принимает в себя большое количество мелких струй минеральных вод, идущих снизу по тектоническим трещинам, и в конечном счете играет роль своеобразного регулятора.

Насколько верными оказались представления Александра Петровича о гидрогеологии Арзни, можно судить также по тому, что последующие весьма детальные изыскания на курорте не дали принципиально новых результатов.

Следует очевидно отметить, что после 1953 г. потребности Арзни в минеральной воде значительно возросли и были удовлетворены за счет закладки новых производительных скважин. Путь весьма откровенный, но не всегда верный. Дело в том, что гидродинамические условия такого сложного месторождения как Арзни очень чуткие и всякое неразумное вмешательство (т. е. отбор воды более

чем в оптимальных количествах) всегда ведет к последствиям, чреватым опасностями. Поэтому, нам кажется, что разбуривание новых скважин в тех случаях, когда уход и профилактика за старыми скважинами был не на высоте, поставило в дальнейшем курорт в тяжелые условия.

В 1962—65 гг. большую работу на курорте провела гидрогеологическая экспедиция конторы «Каптажгеолминвод». Нам кажется, что эти работы следует оценить положительно, поскольку по настоящее время курорт не испытывает недостатка в минеральной воде. Эти работы примечательны и в том отношении, что они блестяще подтвердили все те положения, которые тридцать лет назад были выдвинуты Александром Петровичем Демехиным. Пусть многие гидрогеологические понятия называются сейчас не так, как их называл Демехин. Но суть их одна и та же. И это несмотря на то, что отмеченные работы разделяют, как было сказано, срок в тридцать лет, срок весьма большой в человеческой жизни, а в жизни науки просто колоссальный.

В отношении химического состава минеральных вод А. П. Демехиным было установлено, что большое содержание в Арзнинских водах хлора и натрия является результатом взаимодействия воды с поглощенным комплексом осадочных пород морского происхождения.

На основании химического состава Арзнинских и Шорджризорских вод Александром Петровичем была высказана талантливая догадка о возможном наличии в приереванском районе месторождения каменной соли. Как известно, его догадка подтвердилась в последующие годы, когда глубоким бурением было вскрыто такое месторождение.

Если подойти строго, то здесь можно увидеть некоторое противоречие. Ионообменные реакции воды и поглощенного комплекса не всегда однозначны выщелачиванию горизонтов, содержащих каменную соль. И опять фактор времени целиком оправдывает автора. В то время, когда было написано «Арзни», специалисты не ставили существенных различий между этими терминами.

Не лишне отметить, что спустя двадцать пять лет, глубокое бурение, проведенное в приереванском районе по поводу поисков нефти и газа блестяще подтвердило догадку А. П. Демехина.

Во время исследований в Арзни большое внимание автором было обращено и на изучение газовой составляющей минеральных вод, в основном—углекислого газа. А. П. Демехин пишет — «Количество CO_2 показывало исключительно высокое содержание газа, доходившее до 3,95 г/л. Легко заметить, что это количество не отвечает своему нормальному содержанию при данной температуре и обычном давлении—оно является повышенным».

Тем самым, уже в тридцатых годах А. П. Демехин пришел к выводу о большой величине газового фактора (превышающем еди-

ницу) минеральных вод республики, что было доказано новейшими исследованиями лишь в последние два-три года.

Таким образом, после проведения широкого круга работ оказалось возможным на небольшом курортном участке получать воды разной минерализации, что давало возможность использовать их очень широко и в питьевых и в различных бальнеологических целях.

Практическим результатом работ А. П. Демехина в Арзни является также возрастание уже к 1935 году дебита минеральных вод в 10 раз, до 2-х млн. литров в сутки.

Таким образом, исследования, проведенные Александром Петровичем Демехиным, открыли перед районом Арзни широкие перспективы развития, превратив его в курорт общесоюзного значения. Все последующие годы своей жизни Александр Петрович живо интересовался развитием этого курорта, осуществляя непрерывный контроль за режимом его источников.

Работа Александра Петровича в Арзни является прекрасным образцом научных исследований вообще и, кроме того, образцом любовного и преданного отношения к своему делу. Книга А. П. Демехина «Арзни» является настольной книгой всех гидрогеологов, занимающихся минеральными водами.

Кстати сказать, одной из основополагающих нитей в работах А. П. Демехина была его любовь и бережное отношение к минеральным водам. Исключительно зная их ценность и невосполнимость запасов, А. П. Демехин постоянно указывал как осторожно и заботливо следует подходить к имеющимся месторождениям.

(Нам, армянским гидрогеологам и курортологам надо отбросить ту мысль, что минеральная вода у нас может быть везде и в любом количестве. Практический опыт пока подтверждает эту мысль, но это вопрос времени и воды нам скоро не будет хватать, а поэтому любая капля напрасно вылитой минеральной воды обкрадывает нас самих и наших последователей.

Например, для подсчета запасов Анкавана была выдвинута цифра в 40 л/сек. Кому нужна такая уйма ценнейшего полезного ископаемого? Что мы будем делать с этой водой в ближайшее время?

В этой связи не мешало бы прикинуть, что более целесообразно получить углекислый газ в Арзни не из минеральной воды, а иным способом. В гидрогеологическом отношении то, что делается сейчас, может быть названо неразумным, может быть это нерационально и с точки зрения экономической).

Нужно сказать, что такой же полнотой исследования и тщательной продуманностью изучаемых вопросов отмечены все работы А. П. Демехина, а их было в Армении немало.

Такая же тщательная работа, давшая прекрасные научные и практические результаты, была проведена А. П. Демехиным на ку-

рорте Джермук. В числе выявленных им ранее неизвестных или малоизвестных групп минеральных вод можно назвать Дилижан, Фиолетово, Татев, Арарат, Камо и многие другие. Им была составлена первая научная сводка по минеральным водам Армении.

Учитывая большие заслуги А. П. Демехина, ученый совет Института геологических наук Академии наук Армянской ССР своим решением от 20 октября 1967 г. и торжественная юбилейная конференция в Арзни, посвященная 40-летию курорта обратились к правительству Армянской ССР с просьбой принять решение об увековечении на курорте Арзни памяти Александра Петровича Демехина, либо установкой бюста на территории курорта, либо присвоением имени А. П. Демехина одному из источников или санаториев.

Александр Петрович заслужил этого своей безукоризненной работой на благо расцвета курортного дела в нашей стране. Нужно, чтобы его имя осталось навечно связанным с курортом Арзни.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.XI.1967.

Б. Г. МЕЛКУМЯН

ИЗ ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ АРЗНИ

Арзнинские минеральные источники, на базе которых построен одноименный курорт, получивший в наше время всесоюзное значение, благодаря их прекрасным целебным свойствам, в прошлом столетии имел очень плохую репутацию среди местного населения, по причине существовавших тогда слухов о вредности для здоровья и даже ядовитости воды этих источников. Местные жители боялись подходить к минеральным источникам Арзни и не подпускали к ним даже скот, так велик был страх отравиться водами этих источников. Впоследствии было установлено, что слухи о ядовитости Арзнинских вод были выдуманы и распространены одним землевладельцем, земли которого граничили с участком, на котором наблюдались выходы минеральных вод. Используя темноту местного населения, он распространил этот слух, добившись того, что местные крестьяне потеряли интерес к участку, на котором находились источники, а сам он расширял свои владения за счет этого участка.

Неизвестно, как долго бытовали среди местного населения эти слухи, но в 1828 году, вскоре после присоединения Эриванского и Нахичеванского ханств к России, с образованием Армянской области, было доложено управляющему должностью начальника области генерал-майору князю Чавчавадзе, что по сведениям «на левом берегу р. Занги (р. Раздан) находится ядовитый источник, который тут-же вливаясь в эту реку, делает воду ея от этого места вредною для здоровья¹».

«По сему поводу» князь Чавчавадзе командировал в Арзни инженер подпоручика Сихачева и штаб-лекаря Тенякова с заданием «исследовать качество воды в источнике, который находится между карвансарам Судагян и Елкованом». Посетивший и исследовавший Арзнинские минеральные источники Теняков составил доклад, представленный князем Чавчавадзевым графу Паскевичу, вместе «с четырьмя бутылками закупоренной воды, взятой из названных источников».

Доставленная вода была подвергнута химическому анализу и результаты сообщены графу штаб-доктором Зубовым, рапортом от 24.V.1828 года. Зубов писал, что вода была подвергнута химическому анализу аптекарем Тифлисской казенной аптеки Форбеком.

¹ Здесь и дальше материалы ЦГИА Гр. ССР, фонд 2, оп. 1, д. 2241.

в присутствии доктора Прибиля, инспектора врачебной управы Вишневского, аптекаря Вилемса и его самого, причем найдено, что «вода сия есть углекисло-железно-соляная, подобно источнику № 2, находящемуся на берегу березовой речки Кавказских минеральных вод, и посему с пользою может быть употреблена внутрь и снаружи в болезнях лимфатической системы».

Исследование арзнинской воды показало, что «в трех фунтах (1,2 кг) ее содержатся твердых частей: углекислой извести—4,5 г, углекислой магнезии—2 г, углекислого железа—0,5 г, соляно-кислой магнезии—2 г, соляно-кислой извести—2 г, соляно-кислой соды 65 г, серно-кислой извести—2 г, кремневой земли—1 г, и экстрактивного вещества—1 г».

«Что касается до температуры минеральной воды, уровнительной ее тяжести и количества углекислого газа, в ней содержавшегося, коего большая часть утратилась в дороге», то было решено определить их на месте, поручив это штаб-лекару Тенякову и провизору Герстанбергу, находившимся в Эривани.

Представляет интерес доклад Тенякова, князю Чавчавадзе. «Вода из арзнийского источника не только безвредная, но и полезная во врачебном отношении», сообщает Теняков.

В своем заключении Теняков приводит ряд интересных наблюдений, которые мы печатаем ниже с небольшими сокращениями, сохраняя стиль автора. Теняков пишет:

«Минеральная сия вода, напрасно порицаемая вредною, по своим качествам должна быть считаема полезнейшею водою. Известно, что обыкновенная вода в низкой степени температуры—холодная, наподобие универсальной силы природы—электричества, возбуждает части тела, послабшим придает силу и крепость—раздражает и сжимает, весь организм как-бы возоживается, а сия и при сказанной температуре ее, производит еще высшая на тело действия, своими составными частями. Так, я купался в ней и сверх приятно одобряющего, из пузырьков ее шипучих выходящего газа, действующего на обонятельные нервы, она сим же на тело оказывает особенное свое действие.—чувство, близкое к чувству, от общающейся телу тончайшими как-бы струями электрической силы. Сердце и пульс артерий кажется скорее и сильнее бьются».

«Я пил ее и пил в чрезвычайно большом количестве; такое ее употребление неможно почесть ни отвратительным, ни отлично приятным, но по принятии же внутрь чувствуешь таковую приятность от ее действий—тут чувствуешь в себе освежение, приятное от углекислого газа в пищеварительных органах, а после дальнейшего действие других ее агентов, тайно природой в ней соединенных, немое чувство испытуешь.—Быть может время дать возможность к дальнейшим опытам врачебным над сею водою, но и предварительно, из сих сказанных свойств и действий ее, можно осмелиться указать на отличную ее силу и пользу, быть может, равную известным кисло-железистым водам источников: Пограмистых (?), Кисловодских, Кутомирских (?), Теплицких, Баденских и других.

«Итак, я остаюсь в приятном предположительном уверении, что сия минеральная, кисло-солонатово-железистая вода, будет иметь в медицинском деле на тело человеческое полезное действие, как сна-

ружи, так и внутрь употребляемая», заканчивает свое заключение штаб-лекарь Теняков.

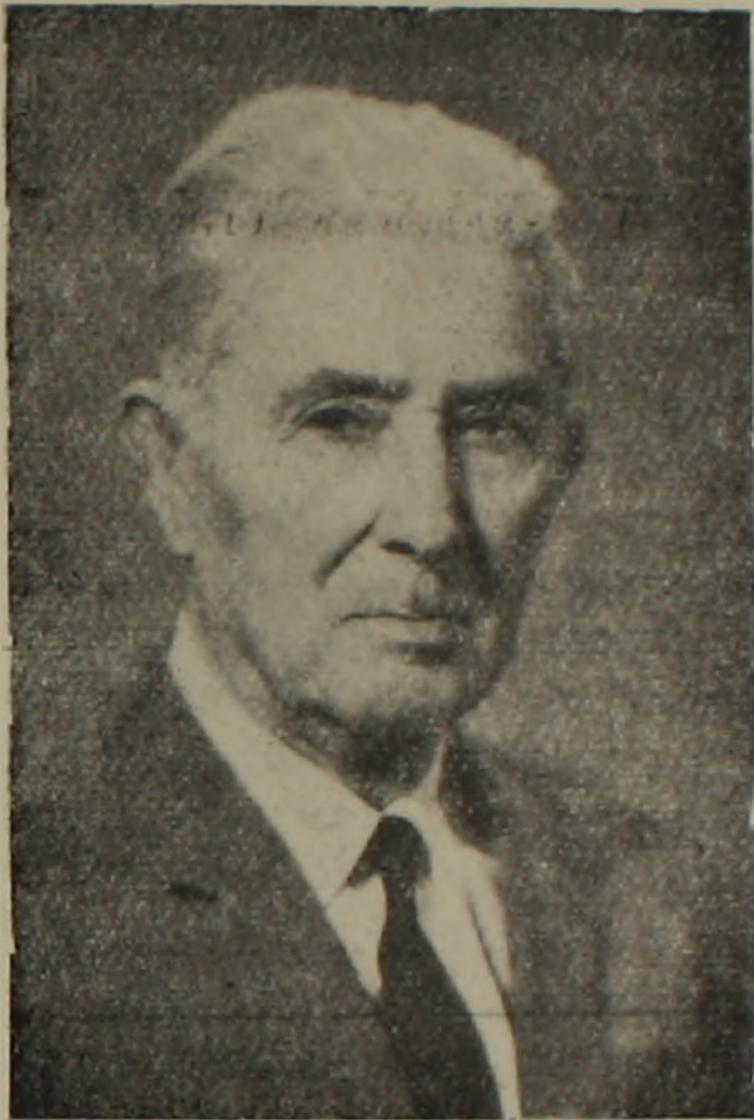
Несмотря на столь убедительные для тех времен доказательства целебных свойств этой воды, Арзнийские источники оставались без использования еще долгое время и только при Советской власти были произведены здесь широкие гидрогеологические работы, под руководством покойного А. П. Демехина и открыт курорт Арзни, слава о котором сейчас вышла далеко за пределы Армении.

Поступила 1.XI.1967.

Н. И. ДОЛУХАНОВА, Э. Г. МАЛХАСЯН

НЕУТОМИМЫЙ ТРУЖЕНИК ГЕОЛОГИИ

31 декабря 1967 г. исполнилось 80 лет со дня рождения одного из старейших работников геологической службы Кавказа, Баграта Гаспаровича Мелкумяна.



Б. Г. Мелкумян родился в 1887 г. в с. Гадрут (Нагорный Карабах), в крестьянской семье. Среднее образование получил в Шушинском, а затем в Бакинском реальных училищах. В 1914 г. окончил Петербургский Горный институт.

По окончании Горного института Б. Г. Мелкумян направляется на Урал в Эмбинский нефтяной бассейн на работы по разведке нефтяных месторождений, однако, скоро в связи с первой мировой войной разведка здесь была приостановлена и он переезжает на Кавказ.

С 1915 по 1919 гг. Б. Г. Мелкумян работает в Баку на нефтяных промыслах «Каспийского товарищества». В 1919 г. его назначают окружным инженером Карсского горного округа, а после взятия турками Карса, окружным инженером Ереванского горного округа. Уже в эти годы проявляются незаурядные способности Б. Г. Мелкумяна, как горного инженера. В этот период им был за-

ложен Ольтинский каменноугольный рудник и восстановлены Кагызманские соляные разработки.

В первые же годы установления Советской власти в Армении Б. Г. Мелкумян один из первых поднимает вопрос о необходимости организации в республике геолого-разведочного дела.

В 1925 г. по приглашению НКМП Армянской ССР Б. Г. Мелкумян приезжает на работу в Алаверды, где сначала заведует горными и разведочными работами на рудниках, а впоследствии становится управляющим Алавердским комбинатом. В эти годы для бесперебойного снабжения завода медной рудой, необходимо было форсировать восстановительные горные работы и развернуть разведочные работы; эта задача с честью была выполнена Б. Г. Мелкумяном.

Б. Г. Мелкумяну принадлежит огромная заслуга в уточнении запасов серного колчедана Алавердского рудника (в связи с постройкой сернокислотного завода).

До 1941 года Б. Г. Мелкумяна мобилизуют на многие важные объекты горнорудной промышленности Закавказья.

В АцГЭС-е он руководит интересными, с инженерной точки зрения, работами. В чрезвычайно трудных условиях нужно было определить глубину залегания скалы под плотиной (кстати, многие специалисты отказывались от этой трудной и ответственной работы). Применяя новую методику разведки, Б. Г. Мелкумяну удается разрешить эту задачу и тем самым содействовать ускорению строительства ГЭС.

В 1933 г. он был приглашен в Белоканскую партию и, благодаря его усилиям, она была выведена из прорыва.

В 1934 г. он был назначен начальником Чиатурской геолого-разведочной партии, где им была составлена карта марганцевого оруденения, получившая отличную оценку крупных специалистов (академиков И. М. Губкина, А. Г. Бетехтина и др.) и широкое применение в производстве.

В 1937 г. по заданию Наркомата Оборонной промышленности СССР Б. Г. Мелкумяну поручается заняться вопросом разведки и эксплуатации агатовых месторождений Закавказья. В связи с этим большие работы были произведены им в районах Иджеванского и Ахалцихского месторождений.

В 1941 г. в связи с приближением немецких войск к границам Кавказа Б. Г. Мелкумяну было предложено заняться разработкой Мехманинского месторождения свинца, необходимого на тот случай, если Закавказье окажется отрезанным от Союза.

В послевоенные годы этот неутомимый труженик геологии начинает заниматься историей медной промышленности Закавказья. В настоящее время первая часть этого благородного и кропотливого труда «История медной промышленности Армений до установле-

ния Советской власти» принята к опубликованию в Издательстве Академии наук Армянской ССР.

Перу Б. Г. Мелкумяна принадлежит также целый ряд опубликованных и рукописных работ, посвященных развитию горнорудной промышленности Закавказья.

Советское правительство достойно оценило заслуги Б. Г. Мелкумяна: он награжден орденом Трудового Красного Знамени, медалью «За доблестный труд в Великой Отечественной войне 1941—1945 гг.», а также Почетными грамотами Министерства геологии СССР. В 1967 году он получил высокое звание заслуженного геолога Грузинской ССР.

Пожелаем нашему дорогому Баграту Гаспаровичу много здоровья и новых творческих успехов в геологической науке.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступала 20 XI.1967.

Список опубликованных работ Б. Г. Мелкумяна

1. «К вопросу об эксплуатации Нахкрайских месторождений каменной соли». Экон. Вестн. ССР Армении, № 2, 1923.
2. «Медная промышленность. Пути развития Народного Хозяйства Закавказья». Изд. Госплана РСФСР. Тифлис, 1925.
3. «Горные богатства Закавказья». Сборник статей «Краткий обзор Народного Хозяйства Закавказья. Материалы ко II сессии ЦИК СССР III созыва. Тифлис, 1926.
4. «Сырьевая база Алавердского серно-кислотного завода». Журнал «Химическая промышленность» ОНТИ НКТП СССР, т. XV, № 1, 1938.
5. «Агат». Минеральные ресурсы Армянской ССР, т. II. Изд. АН Арм. ССР, 1949.
6. Состояние горно-заводской промышленности в Армении после 1917 года до установления Советской власти. Известия АН Арм. ССР, т. XVIII, № 3—4, 1965.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| Александр Петрович Демехин | |
| А. А. Габриелян, Г. П. Багдасарян, Р. Т. Джрбашян, К. И. Карапетян, Б. М. Меликсетян, Р. Л. Мелконян, А. Х. Мнацаканян. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР | 6 |
| П. Л. Епремян. Главнейшие рудоконтролирующие структуры Армении | 40 |
| С. Г. Карапетян. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород АрмССР | 60 |
| А. Д. Сарибекян. Положение границы зоны <i>Tropaeotalia subbotinae</i> нижнего эоцена и зоны <i>Tropaeotalia aragonensis</i> среднего эоцена в связи с данными по крупным фораминиферам | 72 |
| Г. А. Саркисян. О соотношении процессов околожильной аргиллизации и серицитизации на одном золоторудном месторождении Закавказья | 80 |
| В. А. Агамалян. Региональный диафторез в Арзаканском кристаллическом массиве | 95 |
| И. Г. Гаспарян. Краткая литологическая характеристика и корреляция третичных отложений западного Айоцдзора | 103 |
| Г. С. Вартанян. Взаимодействие напорных и безнапорных вод вблизи поверхности земли | 112 |
| Э. И. Сардаров. К вопросу о взаимосвязи поверхностных вод с подземным стоком | 120 |
| Г. М. Мкртчян, С. Б. Абовян. Количественное спектрографическое определение элементов группы железа в магнетитах | 125 |
| Г. М. Мкртчян, Л. Б. Саруханян. Прямое количественное спектрографическое определение редкоземельных элементов в апатите | 136 |
| Ю. В. Саядян. Погребенные почвы Ширакской котловины | 145 |

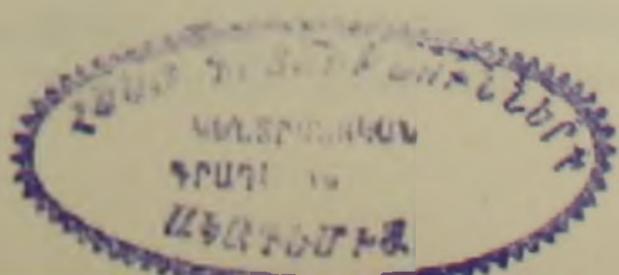
Научные заметки

| | |
|---|-----|
| Л. А. Варданянц. Заметка о приоритете Кайзера в составлении теории триадных двойников плагиоклаза | 159 |
| М. Д. Ованесян. Вулкан Кабах | 164 |
| А. В. Варданян. Мелкая складчатость в Зовашенской антиклинали | 170 |
| И. Х. Петросов, Р. А. Мхитарян. О возможности установления исходного вещества бентонитовых глин методом электронной микроскопии | 175 |
| Э. С. Халатян. Новые данные о микроэлементах в Двинских минеральных источниках | 179 |

Юбилейные даты

| | |
|---|-----|
| Н. И. Долуханова, А. Л. Ананян. О заслуге А. П. Демехина в изучении геологии, гидрогеологии и гидрохимии минеральных вод Арзнинского ущелья | 183 |
| Б. Г. Мелкумян. Из истории изучения минеральных источников Арзни | 188 |
| Н. И. Долуханова, Э. Г. Малхасян. Неутомимый труженик геологии | 191 |
| От редакции | 194 |

5695-Н



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ՝ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

Բ Ո Վ Ա Ն Գ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

| | |
|--|-----|
| Ալեխանյուր Պետրոսիչ Դեմյոսիին | 3 |
| Ա. Հ. Գաբրիելյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ռ. Տ. Զրբաշյան, Կ. Ի. Կարապետյան, Բ. Մ. Մելիքսեթյան, Ռ. Լ. Մելիֆոնյան, Ա. Խ. Մնացականյան. Գեոտեկտոնական զարգացման և մագմատիկ գործունեության հիմնական էտապները Հայկական ՍՍՀ սահմաններում | 6 |
| Պ. Լ. Եփրեմյան Հայկական ՍՍՀ հանքակուտակման գլխավոր ստրուկտուրաները | 40 |
| Ս. Հ. Կարապետյան Հայկական ՍՍՀ նորագույն լիպարիտային և լիպարիտա-դափնալիտային կազմի ապարների հասակի և ստրատիգրաֆիական դիրքի մասին | 68 |
| Ա. Գ. Սարգսեղյան Ստորին Հոցենի Truncorotalia subbotinae և միջին Հոցենի Truncorotalia aragonensis զոնաների սահմանազատումը կապված խոշոր ֆորամինիֆերների տվյալների հետ | 72 |
| Հ. Ա. Սարգսյան Մերձերակային արգիլիզացիայի և սերիցիտիզացիայի պրոցեսների փոխհարաբերության մասին Անդրկովկասի ոսկու հանքավայրերից մեկում | 80 |
| Վ. Ա. Աղամալյան Իեզդինայ դիաֆտորեզ Արզարանի բյուրեղային գանդվածում | 95 |
| Ի. Գ. Գասպարյան Հայոցձորի երրորդական հասակի նստվածքների լիթոլոգիական համառոտ բնութագիրը | 103 |
| Գ. Ս. Վարդանյան Ճնշումային և անձնշում ջրերի փոխազդեցությունը երկրի մակերևույթի մոտ | 112 |
| Է. Ի. Սարգսեղյան Ստորերկրյա ջրերի և մակերեսային հոսքի փոխազդարձ կապի շուրջը | 120 |
| Գ. Մ. Մկրտչյան, Ս. Բ. Աբովյան Մաղնետիտներում երկաթի խմբի էլեմենտների քանակական սպեկտրոգրաֆիկ որոշումը | 125 |
| Գ. Մ. Մկրտչյան, Լ. Ռ. Սարգսյան Ապատիտներում հազվագյուտ-հողային էլեմենտների սպեկտրոգրաֆիկ ուղղակի քանակական որոշումը | 136 |
| Ջու. Վ. Սայադյան Շիրակի գոգավորության թաղված հողերը | 145 |

Գիտական նորեր

| | |
|---|-----|
| Լ. Ա. Վարդանյանց Պլագիոկլազի կրկնարյուրեղների տրիադների տեսության կազմավորման գործում Կայզերի մենաշնորհության մասին | 159 |
| Ս. Գ. Հովհաննեսյան Կարախ հրաբուխը | 164 |
| Ա. Վ. Վարդանյան Մանր ծայրավորում Զովաշենի անտիկլինալում | 170 |
| Ի. Խ. Պետրոսով, Ռ. Ա. Մխիթարյան էլեկտրոնային մանրադիտակի օգնությամբ բնեթունիտային կավերի սկզբնաջնջումի որոշման հնարավորության մասին | 175 |
| Է. Ս. Խալաթյան Նոր տվյալներ Գլինի հանքային աղբյուրների միկրոտարրերի վերաբերյալ | 179 |

Հորելյանական տարեթվեր

| | |
|---|-----|
| Ն. Ի. Գոլուխանովա, Ա. Լ. Անանյան Արզնու կիրճի հանքային ջրերի երկրաբանության, ջրերկրաբանության և հիդրոբիոհայի ուսումնասիրության գործում Ա. Պ. Դեմյոսիինի վաստակի մասին | 133 |
| Ք. Գ. Մելիֆոնյան Արզնու հանքային աղբյուրների ուսումնասիրության պատմությունից | 138 |
| Ն. Ի. Գոլուխանովա, Է. Գ. Մալխասյան Երկրաբանության տնկուն աշխատավորը հմրագրության կողմից | 194 |