

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր է. Ա. Խաչատրյան
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ա. Ս Չաբամազյան

Անդամներ՝ ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գարրիելյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Իոլիսյանովա, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կառապետյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Ի. Մաղակյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսերյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Կ. Ի. Շիրինյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Հ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր Ա. Ս. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ս. Թոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян.
Зам. отв. редактора канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян.

Члены: канд. геол.-мин. наук В. П. Асритян, чл.-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. М. Ванцян, чл.-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Н. И. Долуханова, докт. техн. наук Б. К. Карапетян, докт. геол.-мин. наук А. Е. Кочарян, академик АН АрмССР И. Г. Магакьян, канд. геол.-мин. наук Б. М. Меликсетян, докт. техн. наук Г. И. Тер-Степанян, канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова.

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

АЖС 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 4

ТОМ XXVII

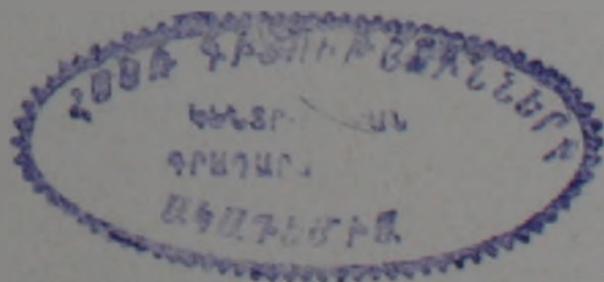
1974

СОДЕРЖАНИЕ

А. А. Габриелян. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР	3
И. Я. Центер. О последовательности кристаллизации минералов в плиоцен-четвертичных базальтах Приереванского района	22
А. Т. Бондаренко, М. П. Воларович, Г. Т. Продайвода. Электрические параметры базальтов Армении при высоких давлениях и температурах	35
С. А. Паланджян. К вопросу об алмазности пород в поясах альпинотипных гипербазитов Армении	48
А. А. Казанчян. Перспективы ртутоносности северной части Армянской ССР	54
Г. С. Авакян. Об условиях образования цеолитовых пород Ноемберянского месторождения	62
Ц. Г. Акопян, Л. Н. Андропова, Л. А. Ахвердян. О результатах применения глубинного магнитотеллурического зондирования в районах Армении	68
И. Г. Хаханов. Биогенные вещества и окисляемость речных вод Армянской ССР	75
А. И. Бротгандель, Г. К. Сулаквелидзе. О радиолокационных характеристиках градов облаков	81

Рецензии

И. Г. Мигакян. Интересная монография о природе Армянской ССР	85
--	----



Թ Ո Վ Ա Ն Գ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ ՈՒ Ն

Ա. Հ. Իսիրիելյան. Հայկական ՍՍՀ տարածքի գեոտեկտոնական շրջանացումը	3
Ի. Յա. Յենտեր. Մերձերևանյան շրջանի պլիոցեն-չորրորդականի բազալտներում միներալ- ների բյուրեղացման հաջորդականության մասին	22
Ա. Տ. Քոնդարենկո, Մ. Պ. Վոլարովիչ, Գ. Տ. Պրոդայվոզա. Հայաստանի բազալտների էլեկ- տրական պարամետրերը բարձր մեջուժների ու ջերմաստիճանների պայմաններում	35
Ս. Ա. Փայանջյան. Հայաստանի ալպինոտիպ հիպերբազիտների գոտիներում ապարների ալմաստաբերության հարցի շուրջը	48
Ա. Ա. Ղազանջյան. Հայկական ՍՍՀ տարածքի հյուսիսային մասի սնդիկաբերության հետևկարները	54
Հ. Ս. Ավաղյան. Նոյեմբերյանի հանքավայրի ցեոլիտային ապարների առաջացման պայ- մանների մասին	62
Յ. Գ. Հալոբյան, Լ. Ն. Անդրոնովա, Լ. Ա. Հախովերյան. Խորքային մագնիսա-տեղուրային զոնդավորման կիրառման արդյունքները հայաստանի շրջաններում	68
Ի. Գ. Խախանով. Հայկական ՍՍՀ գետային ջրերի բիոգեն նյութերը և օքսիդացումը	75
Ա. Ի. Բոտոզանդել, Գ. Կ. Սուլեյմեյիձե. Կարկառային ամպերի ռադիոլոկացիոն ընդ- թափանցի մասին	87

ԳՐԱՆՈՒՍՈՒԹՅՈՒՆ

Գ. Մաղաբյան. Հետաքրքիր մենագրություն Հայկական ՍՍՀ ընդթանցի մասին	85
--	----

УДК 551.24

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ
АРМЯНСКОЙ ССР

Краткий обзор воззрений. Территория Армянской ССР составляет часть сложно построенного мегантиклинория Антикавказа (Малого Кавказа) и Среднеараксинской межгорной впадины. Последние входят в состав Кавказско-Иранско-Анатолийского сегмента—внутренняя эвгеосинклинальная зона альпийского геосинклинального складчатого пояса юга Евразии. Подобным тектоническим положением Антикавказа обусловлен ряд свойственных ему структурно-формационных особенностей: интенсивная гессинклинальная складчатость слагающих его отложений, сложное сочетание разновозрастных тектонических зон, сильная изменчивость фаций и мощностей, широкое развитие глубинных разломов, интрузивного и эффузивного магматизма и эндогенной минерализации и др.

Вопросу тектонического районирования Антикавказа посвящен ряд работ.

Классические работы Г. Абиха, Ф. Освальда, А. Гукасова, посвященные региональной геологии и оротектонике Армянского нагорья, в настоящее время в основном устарели и имеют лишь историческое значение.

Однако некоторые выводы и построения этих исследователей до сих пор сохраняют свою научную ценность и подтверждаются новыми геологическими исследованиями. Так, например, точка зрения Ф. Освальда о важной роли разрывных дислокаций в структуре Армянского нагорья и о блоковом строении последнего, высказанная им в начале нашего столетия и отраженная на составленной им тектонической карте [13], в настоящее время полностью подтверждается более детальными геологическими и геофизическими исследованиями.

Начиная с 1930 года тектоническим районированием Кавказа стали заниматься В. П. Ренгартен [16], Л. А. Варданяц [3] и К. Н. Паффенгольд [14, 15].

К. Н. Паффенгольд в своих ранних работах Малый Кавказ расчленил на три зоны: Сомхето-Ганджинскую, Складчатую зону Армении и Нахичеванскую, при выделении которых он придавал большое значение дизъюнктивным дислокациям, рассматривая крупные разрывные нарушения в качестве зональных границ.

В дальнейшем, учитывая возраст и фациальный характер отложений, особенности тектоники, магматизм, а также возраст складчатых движений, он на территории Антикавказа стал выделять следующие структурно-тектонические зоны: Аджаро-Триалетскую, Сомхето-Ганджинско-Карабахскую, Складчатую зону Армении, зону восточного по-

гружения Малого Кавказа, Нахичеванскую и депрессию среднего течения р. Аракс [15]. Складчатую зону Армении он делит на две подзоны: офиолитовый пояс на северо-востоке и Кафанскую на юго-востоке. На карте тектонической зональности Малого Кавказа, составленной Л. Н. Леонтьевым [9], выделены крупные структурные единицы, внутри которых показаны тектонические элементы второго порядка. Структурными единицами первого порядка, по указанному исследователю, являются Сомхето-Карабахская, Мисхано-Зангезурская и Шаруро-Джультфинская геоантиклинальные зоны, разделенные Севано-Курдистанской и Еревано-Ордубадской геосинклинальными зонами.

Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин [11] южнее Закавказского (Рионо-Куринского) межгорного прогиба выделяют две крупные структурные единицы: мегантиклинорий Малого Кавказа и Араксинский межгорный прогиб. Первый из них ими подразделяется на следующие зоны: Аджаро-Триалетскую, Сомхето-Кафанскую и Армянскую. В пределах зон выделены антиклинории и синклинории.

А. Т. Асланян в плане домиоценовой тектоники в мегантиклинории Малого Кавказа выделяет следующие структурно-фациальные зоны: Предмалокавказскую интрагеосинклиналь, Сомхето-Карабахскую интрагеоантиклиналь, Присеванскую интрагеосинклиналь, Кафанскую моноклиналь, Мисхано-Зангезурскую интрагеоантиклиналь, Еревано-Ордубадскую интрагеосинклиналь, Приараксинскую интрагеоантиклиналь. Эти зоны им сгруппированы в три оротектонические пояса: Антикавказский, Севанокий и Араксинский [1, 2]. На схеме тектонического районирования А. Т. Асланяна показана также граница эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей, что имеет важное значение для понимания ряда вопросов, касающихся структурных и фациальных особенностей выделенных зон.

Э. Ш. Шихалибейли [18] в пределах восточной части мегантиклинория Малого Кавказа выделяет Предмалокавказский краевой прогиб, Сомхето-Агдамскую, Севано-Карабахскую и Мисхано-Кафанскую зоны, подразделяющиеся на антиклинории и синклинории.

Касаясь общей оценки тектонических схем указанных выше авторов, следует отметить, что они, в общем, довольно близки друг другу и, в целом, дают правильные представления о геотектоническом строении и истории геологического развития Антикавказа. Вместе с тем, ряд положений указанных исследователей является дискуссионным и дебатруется в геологической литературе. Критический анализ большинства из указанных тектонических схем приведен в одной из наших работ [4]. Здесь остановимся лишь на некоторых из них.

Прежде всего о терминологии. Термины геосинклиналь, геоантиклиналь, интрагеосинклиналь, интрагеоантиклиналь являются палеотектоническими и следует их употреблять для обозначения структур прошлых геологических периодов; для современных структур целесообразно использовать термины антиклинорий, синклинорий, антиклинорные зоны, мегантиклинорий и т. п. Это тем более необходимо, если учесть, что Кав-

каз в целом уже пережил собственно-геосинклинальный режим и в настоящее время находится в орогенной стадии геологического развития. Исходя из этого, следует называть Севано-Акеринский синклинорий, Сомхето-Кафанский антиклинорий, Еревано-Ордубадский синклинорий (или мегасинклинорий), Мисхано-Заигезурский антиклинорий (или антиклинальная зона), а не одноименные геосинклинали, геоантиклинали или интрагеосинклинали, интрагеоантиклинали.

Некоторые исследователи (Л. Н. Леонтьев, А. Т. Асланян) при тектоническом районировании основываются преимущественно на структурном плане донеогенового (палеогенового или верхний мел-палеогенового) времени. Однако следует учесть, что в этом случае с поля зрения выпадают структуры, формировавшиеся в орогенный (неоген-антропогеновый) этап развития.

В неотектоническом (орогениом) подэтапе образовался ряд наложенных, крупных межгорных впадин, которые часто под большим углом секут структурные зоны допалеогенового основания (Еревано-Севанская, Нахичеванская), расчленяя их на отдельные приподнятые или опущенные блоки. Не учесть это обстоятельство—значит игнорировать роль орогенного подэтапа развития в формировании структур данной области.

Поэтому, по нашему мнению, при тектоническом районировании следует принять за основу современный структурный план, формировавшийся в результате наложения друг на друга разновозрастных структурно-формационных зон как главного геосинклинального, так и орогенного подэтапов развития.

К схеме геотектонического районирования следует приложить серию палеотектонических и палеогеологических схем, которые будут показывать важные тектоно-формационные зоны прошлых геологических этапов и тем самым—тектоническую эволюцию региона.

Значительные расхождения существуют между исследователями Антикавказа в вопросе тектонического положения Кафанского антиклинория. Автор настоящей работы, как и металлогенисты, учитывая исключительное сходство в геологическом строении, истории развития и эндогенной минерализации между Кафанским антиклинорием и Сомхето-Кафанской зоной, объединяют их в единую тектоническую и металлогеническую зону—Алаверди-Кафанская металлогеническая зона по И. Г. Магакьяну [10] или Сомхето-Кафанский тектонический комплекс (область раннеальпийской складчатости) по автору [4, 5].

Другие исследователи (А. Т. Асланян, К. Н. Паффенгольц), учитывая несколько более оторванное от Сомхето-Карабахской зоны положение этого антиклинория, а также наличие Севано-Акеринского мел-палеогенового прогиба, отделяющего Кафанскую структуру от Сомхето-Карабахской, рассматривают его как самостоятельную структурную зону или подзону.

Нам кажется, что указанные критерии не могут служить основой для выделения Кафанского антиклинория в качестве самостоятельной структурной зоны.

Прежде всего следует отметить, что Севано-Акеринский палеогеновый прогиб не пересекает Сомхето-Кафанскую раннеальпийскую эвгеосинклинальную зону, а замыкается в верховьях р. Акера-Кельбаджарская наложенная мульда. На участке Горис-Лачин развиты только верхнемеловые вулканогенно-обломочные образования, которые слагают Гочасский синклиниорий, отделяющий Кафанский антиклиниорий от кулисообразно сочленяющейся с ним Карабахской группы антиклинориев. Палеогеновые отложения, развитые в нижнем течении р. Акера и в Кубатлинском районе (басс. р. Базар-чай), представлены в совершенно иных фациях. Это—нормально-осадочные морские песчано-глинистые и карбонатные отложения эоцена и олигоцена типа палеогеновых отложений Куринской впадины. Верхний эоцен выражен в фации фораминиферовых слоев, а олигоцен—песчано-глинистых морских моласс типа майкопской формации. Морской бассейна, в котором они отлагались, по-видимому, не был связан с эвгеосинклинальным бассейном Севано-Акеринской зоны, а составлял часть (юго-западную, западную) морского бассейна Куринской впадины.

Что же касается верхнемеловых отложений, которые отделяют Кафанский антиклиниорий от Сомхето-Карабахской зоны, то следует иметь в виду, что синхронные отложения, а местами и палеогеновые, развиты во всех синклинориях (Иджеванский, Дашкесанский, Мардакертский и др.) рассматриваемой зоны, разделяющих соседние антиклинории.

Таким образом, приведенные выше доводы позволяют рассматривать Сомхето-Кафанское эвгессинклинальное складчатое сооружение как единую историко-геологическую, структурно-формационную и металлогеническую зону.

Составляющие эту зону антиклинорные сооружения (Алавердское, Шамшадинское, Мровдагское, Карабахское и др.) и разделяющие их синклинории кулисообразно сочленены друг с другом и смещены разломами.

Кафанский антиклиниорий представляет один из этих блок-антиклинориев, несколько более, чем другие, смещенный на запад—юго-запад.

В пользу причленения Кафанского антиклинория к Сомхето-Кафанской зоне свидетельствуют также геофизические данные. Эта зона (Сомхето-Кафанская) в целом характеризуется относительным гравитационным максимумом, противоставляемым относительному минимуму Складчатой зоны центральной Армении. При этом показательно, что отчетливо выраженный гравитационный уступ, ограничивающий Сомхето-Кафанскую зону с запад—северо-запада и тянущийся с северо-запада на юго-восток, в районе Лачинского перевала довольно резко, коленобразно изгибается на юго-запад, а затем на юго-восток, ограничивая Кафанский антиклиниорий с запада, тем самым причленяя Кафанский блок к Сомхето-Карабахской зоне относительного гравитационного максимума. Нельзя согласиться также с мнением Э. Ш. Шихалибейли, который объединяет Кафанский блок с Мисханским (Арзаканским), рассматривая их как части единой геотектонической зоны. Эти две структуры имеют

совершенно разное строение и различаются также мегалитогеническими особенностями.

Принципы районирования. Существуют разные принципы тектонического районирования континентальной коры. Для районирования больших регионов, материков и континентов в настоящее время широко распространён метод возраста складчатости. По этому принципу составлены обзорные тектонические карты СССР, Евразии, международная тектоническая карта Европы, карты Африки, Северной Америки, Индии и др. стран. По этой же методике составляется тектоническая карта мира. В основу этого принципа положено выделение районов, различающихся по возрасту складчатости. При этом, под возрастом складчатости понимается эпоха или фаза наиболее интенсивных тектонических движений, обусловивших качественные изменения в структуре данного региона и переход последнего от геосинклинального режима развития в орогенный или платформенный.

Не менее важным при геотектоническом районировании является также учёт фактора времени заложения геосинклинальных зон и поясов. До недавнего времени этот фактор не был учтён, так как начало заложения многих геосинклиналей трудно было установить.

За последние годы, благодаря бурному развитию буровых работ, геофизических и регионально геологических исследований, стало возможным не только установить возраст главной складчатости отдельных структурно-формационных зон, но и определить время заложения последних. Со временем возникновения геосинклинальных зон связан ряд важных структурных и формационных особенностей, почему и этот фактор в настоящее время также широко используется.

При геологическом районировании отдельных геотектонических областей, регионов и зон учитываются также типы пликтивных структур, формационный состав отложений, магматизм, возраст основания, на котором развивалась данная подвижная область, а также крупные разломы, контролирующе многие из вышперечисленных признаков и ограничивающие отдельные блоки и структуры. Возникает вопрос—какой из указанных признаков должен считаться главным при геотектоническом районировании?

На наш взгляд, должны быть учтены все эти критерии и в первую очередь структурные и формационные особенности, которые в конечном итоге являются историко-геологическими показателями.

По времени заложения и возрасту завершающей складчатости, а также типам пликтивных структур, территорию Армении можно подразделить на три зоны: а) Сомхето-Кафанскую зону раннеальпийского заложения, киммерийской складчатости и преимущественно брахиформной мегаскладчатости, б) Центрально-Армянскую (Севано-Ширакско-Загезурскую) зону ранне-среднеальпийского ($J_3—K_1$) заложения, среднеальпийской складчатости и сравнительно более интенсивной, линейной складчатости и в) Приараксинскую зону верхнемелового заложения, позднеальпийской складчатости и преимущественно с брахиформной и

куполовидной пликативной тектоникой. Эти три зоны являются, по-видимому, глубинными, т. е. отражают и строение коры в целом, что подтверждается их совпадением с тремя гравитационными зонами, выделяемыми на территории Антикавказа.

По возрасту доальпийского основания выделяются два блока или структурных комплекса: Сомхето-Кафанский с байкальским геосинклинальным метаморфизованным фундаментом и Армянский, охватывающий юго-западную и Приараксинскую части Армянской ССР с герцинским платформенным (субплатформенным) субстратом. Эти два блока отличаются друг от друга также формационными типами альпийского геосинклинального комплекса отложений. В первом из них широко развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации юры и мела (эргеосинклинальный тип развития), а во втором — преимущественно нормально-осадочные морские и лагунные формации верхнего мела, палеогена и неогена (преимущественно миегосинклинальный тип развития).

Однако указанные зоны и блоки не являются однородными тектономагматическими единицами, а каждая из них делится на структурно-формационные зоны, или подзоны второго порядка. Прежде чем приступить к их выделению и описанию, необходимо вкратце остановиться на главных моментах историко-геологического развития территории Антикавказа, обусловивших формирование ее современной тектонической структуры.

Основные этапы неотектонического развития

В истории неотектонического развития территории Антикавказа выделяются следующие основные этапы, в течение которых произошли качественные изменения в пространственном расположении глубинных структур:

1. Байкальский геосинклинальный этап.
2. Палеозойский (варисский) платформенный этап.
3. Альпийский геосинклинальный этап.

Байкальский этап. Породы, относящиеся по возрасту к верхнему протерозою (байкальский или рифейский комплекс), на территории Антикавказа обнажаются только фрагментарно, в ядрах блок-антиклинальных поднятий (Цахкуняцкое, Локское, Храмское и др.) и представлены в разной степени метаморфизованными (преимущественно в фациях зеленых сланцев и амфиболитовой) породами. Крайне ограниченные выходы этих пород весьма недостаточны для палеогеографических и неотектонических реконструкций времени их образования. Можно только утверждать, что эти породы отлагались в условиях геосинклинального режима и в конце данного этапа подверглись геосинклинальной складчатости и региональному метаморфизму.

Изучение петрохимии этого метаморфического комплекса пород показывает, что они образовались за счет метаморфизма терригенных

псаммитово-пелитовых и карбонатных отложений, а также основных и кислых вулканитов и рифогенных известняков. Изменение фаций и мощностей метаморфических пород отдельных горизонтов и свит, выделяемых в составе описываемого метаморфического комплекса, свидетельствует о том, что геосинклинальный бассейн, в котором они отлагались, характеризовался довольно сложными геотектоническими условиями и что в нем существовали зоны поднятий и прогибания, вулканические и тектонические острова (области размыва).

Однако, выделять и оконтуривать их на составляемых тектонических и палеогеологических картах почти невозможно, ввиду их весьма небольших выходов на дневную поверхность.

Варисский платформенный этап. В этот этап, охватывающий время от девона до триаса включительно, на территории Кавказа существовали три крупные тектоно-формационные зоны: геосинклиналь Большого Кавказа, геоантиклинальное поднятие Закавказья и эпиконтинентальное мелководное море Антикавказа. Геотектонический режим последнего по всем формационным и тектоническим показателям соответствовал платформенным (или субплатформенным) условиям [4, 7]. Граница между последними двумя зонами проходила примерно по широте бассейна оз. Севан.

Тектонические движения, происходившие после нижнего карбона, имели лишь вертикальный или эпейрогенический характер и обусловили регионально выраженный по всему Кавказско-Анатолийско-Иранскому сегменту перерыв в осадконакоплении. Этот перерыв выражен или отсутствием отложений среднего-верхнего карбона (Армения, Иран), или же угленосным континентальным осадконакоплением в указанные геологические эпохи (Анатолиды, Понтиды, Большой Кавказ) и повсеместным трансгрессивным залеганием перми.

Движения орогенического типа, имевшие место в верхнем триасе, обусловили общее поднятие Антикавказа и регрессию палеозойского моря, накопление угленосно-терригенных формаций верхнего триаса в бассейне р. Веди и длительный перерыв в осадконакоплениях, охватывающий юрский период и нижнемеловую эпоху.

Альпийский тектонический этап. Делится на два подэтапа развития: геосинклинальный и орогенный, охватывающие соответственно юру-эоцен и олигоцен-антропоген.

В собственно-геосинклинальном или главно-геосинклинальном подэтапе отчетливо выделяются две стадии развития—юра-нижнемеловая и верхний мел-эоценовая, делящиеся на ряд подстадий: нижнесреднеюрскую, верхняя юра-нижнемеловую, верхнемеловую, нижнесреднеэоценовую и верхнеэоценовую.

Характеристика перечисленных подэтапов и стадий геологического развития Армении приведена во многих работах как автора [4, 6, 7, 8], так и других исследователей [2, 11, 12, 14, 17, 18].

В данной статье отметим лишь главные события, приведшие к качественным изменениям в плане расположения главнейших структурно-

формационных зон. Начало альпийского этапа знаменуется инверсией в геотектоническом режиме Антикавказа. В северо-восточной части последнего на месте геоантиклинальной суши герцинского периода, в нижней-средней юре возникает Сомхето-Кафанская антикавказская эвгеосинклинальная зона с накоплением терригенно-граувакковой (лейас), а затем (в средней юре)—различных инициально-магматических и вулканогенно-осадочных формаций. Южнее, юго-западнее этой зоны, на месте герцинского платформенного моря устанавливается режим поднятия (Армянская геоантиклиналь), а севернее—Закавказская суша, отделяющая Антикавказский геосинклинальный бассейн от гессинклинального бассейна, установившегося на месте Большого Кавказа.

На рубеже средней и верхней юры происходит инверсия в геотектоническом режиме Сомхето-Кафанской эвгеосинклинальной зоны и ее наиболее глубоко прогнутые части вовлекаются в поднятия—ядра будущих антиклинальных сооружений (Алавердского, Шамшадинского и др.). И, наоборот, менее опущенные, относительно поднятые участки рассматриваемой зоны в верхней юре—нижнем мелу превращаются в наложенные остаточные прогибы.

Инверсия Сомхето-Кафанской зоны сопровождается заложением в верхней юре-нижнем мелу двух новых эвгеосинклинальных прогибов Аджаро-Триалетского на севере и Севано-Акеринского на юге.

Можно полагать, что эта общая инверсия—поднятие одной зоны и заложение другой, способствовала возникновению вдоль их границ глубинного разлома и магматическому внедрению пород ультрабазитовой формации Севано-Акеринского офиолитового пояса.

В верхнем мелу возникает Еревано-Ордубадский интрагеосинклинальный прогиб на герцинском платформенном основании, характеризующийся преимущественно миеосинклинальным и миктогеосинклинальным типом развития (преобладание формации осадочных пород), а также широким развитием брахиформной и куполовидной складчатости.

Южнее Еревано-Ордубадского прогиба, в мульдовой части современной Среднеараксинской впадины, по-видимому, располагалась геоантиклинальная зона (область размыва). Еревано-Ордубадская зона сочленялась с Севано-Акеринской через расположенную между ними Анкавано-Зангезурскую шовную геоантиклиналь—одноименную зону разломов, характеризующуюся сокращенными мощностями верхнемеловых и палеогеновых отложений и частыми перерывами в осадконакоплении.

Основными фазами складчатых движений, обусловившими формирование пликативных структур указанных зон, четко фиксирующимися угловыми несогласиями, трансгрессивным залеганием свит и интрузивным магматизмом, были: предверхнеюрская, нижнемеловая (австрийская) и ларамийская—для Сомхето-Кафанской зоны; предэоценовая, предверхнеэоценовая, предолигоценовая и верхнеолигоценовая—для Севано-Акеринской и Еревано-Ордубадской зон. Особенно следует отметить предверхнеэоценовую (первая Пиренейская, Триалетская или

Балканская) фазу диастрофизма, в результате чего происходит дальнейшее тектоническое расчленение Севано-Акеринской и Еревано-Ордубадской зон.

Вдоль центральной, осевой части первой из указанных зон формируется центральная интрагеоантиклиналь, а по краям ее — боковые прогибы, в которых осадконакопление продолжается в верхнем эоцене и олигоцене. В современном структурном плане эти палеотектонические элементы выражены соответственно центральной антиклинальной и боковыми синклиналиными подзонами.

В целом, верхний мел—эоценовая стадия характеризуется мощным развитием андезитового вулканизма и флишевых формаций.

С олигодена Антикавказ, как и Кавказ в целом, вступает в орогенный или заключительный подэтап развития.

Начало этого подэтапа знаменуется общим геоантиклинальным поднятием Антикавказа и Большого Кавказа и заложением между ними Закавказской или Рионо-Куринской межгорной впадины. Южнее Антикавказа возникает Среднеараксинская зона прогибания. Последняя свое окончательное формирование в современном виде получает в верхнем олигоцене—нижнем миоцене. Отложения этого возраста представлены пестроцветными молассами, залегающими в основании соленосных и морских отложений среднего-верхнего миоцена Среднеараксинской впадины, от Нахичеванской мульды на юго-востоке и до Ахурянского прогиба на северо-западе. Залегают они трансгрессивно на различных горизонтах более древних пород от нижне-среднего олигодена и до среднего палеозоя включительно.

В указанных впадинах в олигоцене, неогене и антропогене происходит накопление морских, лагунных, континентальных, преимущественно терригенных молассовых формаций, представляющих продукт размыва поднимающихся горных хребтов Большого и Малого Кавказа.

Орогенный подэтап в свою очередь делится на две стадии развития—раннеорогенную (олигоцен-миоцен) и позднеорогенную, охватывающую плиоцен и антропоген. Граница между этими двумя стадиями соответствует концу сармата и началу мэотиса—одному из переломных «моментов» в истории геологического развития Антикавказа. В конце сармата происходят окончательная регрессия моря, складчатые движения, обусловившие дислокацию неогеновых отложений и формирование пликативных структур, а начиная с мэотиса Антикавказ вступает в континентальную фазу своего развития, продолжающуюся до современной эпохи. Тектонические движения, имевшие место в плиоцене и антропогене, были преимущественно вертикальными и резко дифференцированными, обусловившими глыбовые поднятия и относительное опускание донеогеновых структур. Эти движения обусловили также возникновение молодых разломов преимущественно близмеридионального и антикавказского направления и финальный андезито-базальтовый вулканизм.

Приведенный краткий обзор истории геотектонического развития Антикавказа показывает, что формирование его главнейших структурных зон происходило по времени центробежно.

Самой древней является Сомхето-Кафанская эвгеосинклинальная зона, заложенная в начале альпийского этапа развития (J_1) на байкальском складчатом фундаменте. Инверсия и поднятие ее, имевшие место в верхней юре-нижнем мелу, привели к заложению Севано-Акеринского и Аджаро-Триалетского интрагеосинклинальных прогибов.

Складчатость и поднятие последних, происходившие в предверхнеэоценовое время и затем в конце эоцена, обусловили поднятие и объединение их с Сомхето-Кафанской зоной и тем самым — формирование мегантиклинория Антикавказа. Это общее воздымание Антикавказа, как и Большого Кавказа, сопровождалось дальнейшим смещением зон осадконакопления к северу и югу Антикавказа — возникновение Риопо-Куринской и Среднеараксинской межгорных впадин в олигоцене.

Геотектоническое районирование

Основываясь на комплексе всех важных историко-геологических и структурно-формационных признаков (история геологического развития, типы пликативных структур, формации осадочных и магматических пород, возраст складчатости, региональные разрывные нарушения и др.), на территории Армянской ССР и сопредельных частей Антикавказа можно выделить следующие тектоно-формационные зоны:

I. Сомхето-Кафанская эвгеосинклинальная складчатая зона (мегантиклинорий) раннеальпийского (J_1) заложения на байкальском складчатом основании и мезозойской (киммерийской и ларамийской) складчатости.

II. Севано-Ширакская (Севачо-Акеринская) эвгеосинклинальная складчатая зона (синклинорий) раннеальпийского (J_3-K_1) заложения на байкальском складчатом основании и среднеальпийской складчатости.

III. Анкавано-Зангезурская шовная геантиклинальная зона ранне-среднеальпийского (J_3-K_2) заложения на гетерогенном (байкальском и герцинском) основании и среднеальпийской складчатости.

IV. Еревано-Ордубадская миктогеосинклинальная складчатая зона (синклинорий) среднеальпийского (K_2) заложения на герцинском платформенном основании и позднеальпийской складчатости.

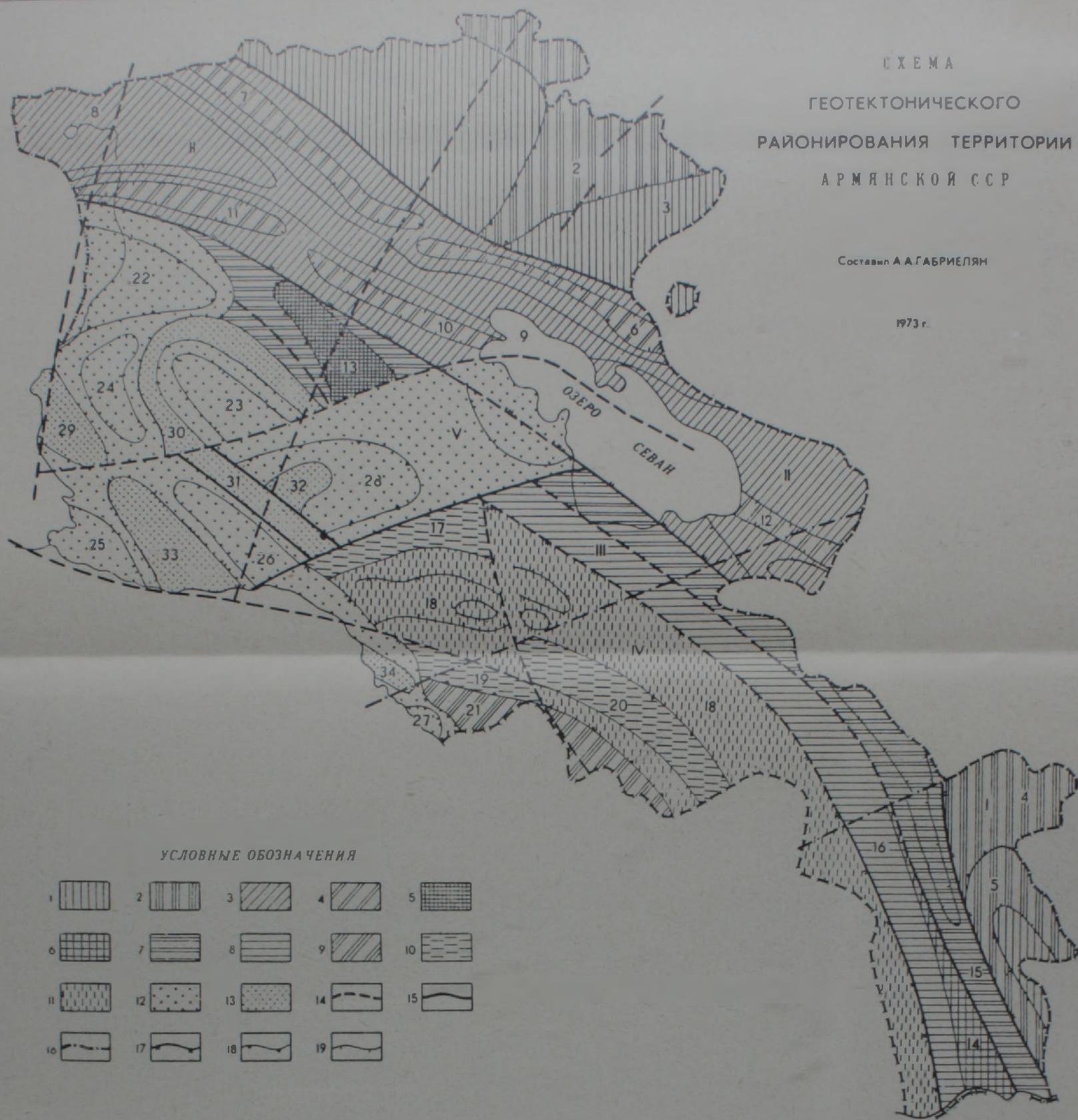
V. Среднеараксинская неогеновая межгорная впадина с гетерогенным (альпийским и герцинским) основанием.

Границы зон. Граница Сомхето-Кафанской и Севано-Ширакской зон отчетливо фиксируется как геологически, так и геофизически. На участке Красносельск-Дилижан она выражена Мургузским разломом (взбросы, крутые надвиги), по которому породы эоцена ненормально контактируют с юрой и верхним мелом. Вдоль разлома, во многих местах породы гидротермально изменены и имеются многочисленные выходы

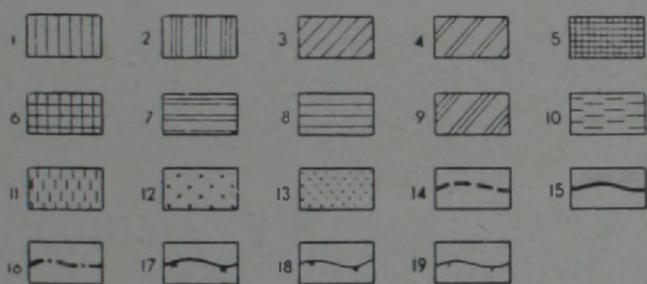
СХЕМА
ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО
РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ
АРМЯНСКОЙ ССР

Составил А. А. ГАБРИЕЛЯН

1973 г.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Объяснение знаков на карте

Структурные комплексы, подкомплексы и этажи
(Обобщенные)

I. Сомхето-Кафанская эвгеосинклинальная складчатая зона раннеальпийского (J_1) заложения на байкальском геосинклинальном основании и киммерийской складчатости.

1. Раннеальпийский (J_1-J_2) этаж
2. Среднеальпийский (J_3-Pg_2) этаж.

II. Севано-Ширакская (Севано-Акеринская) эвгеосинклинальная складчатая зона раннеальпийского (верхнеюрско-нижнемелового) заложения на байкальском геосинклинальном основании и среднеальпийской складчатости.

3. Среднеальпийский (верхний мел-эоценовый) этаж.
4. Верхний эоцен-олигоценый этаж.

III. Анкавино-Зангезурская шовная эвгеосинклинальная складчатая зона ранне-среднеальпийского (J_3-K_1) заложения на гетерогенном (байкальском и герцинском) основании и среднеальпийской складчатости.

5. Байкальский геосинклинальный складчатый комплекс
6. Варисцидский (Д-Т) платформенный комплекс.
7. Раннеальпийский (нижнемеловой) этаж
8. Среднеальпийский (K_2-Pg) этаж.

IV. Еревано-Ордубадская миктогеосинклинальная складчатая зона среднеальпийского (K_2) заложения на герцинском платформенном основании и позднеальпийской складчатости.

9. Варисцидский (Д-Т) платформенный комплекс.
10. Среднеальпийский (K_2-Pg_3) этаж.

11. Среднеальпийский (K_2-Pg_2) этаж с выступом варисцидского основания в ядрах антиклинорий.

V. Среднеараксинская неогеновая межгорная впадины с герцинским и альпийским складчатым основанием.

Альпийский орогенный подкомплекс (N-Q)

12. Впадины и прогибы.

13. Поднятия, преимущественно погребенные

Важнейшие разломы, установленные: 14) геологическими данными,

15) геологическими и геофизическими данными, 16) геофизическими данными.

Границы: 17. Зон и подзон.

18. Антиклинориев, синклинориев, впадин и поднятий

19. Структурные линии.

Объяснение цифр на карте

Сомхето-Кафанская зона

1. Алавердский антиклинорий, 2. Иджеванский синклинорий, 3. Шамшадинский антиклинорий, 4. Горисский синклинорий, 5. Кафанский антиклинорий.

Севано-Акеринская зона

А. Красносельск-Лорийская краевая синклинальная подзона:

6. Красносельск-Дилижанская синклиналь, 7. Лорийская синклиналь.

Б. Севано-Базумская центральная (офиолитовая) подзона: 8. Базумский блок-антиклинорий, 9. Севано-Кироваканская антиклиналь

В. Памбакско-Ширакская краевая синклинальная подзона: 10. Памбакская синклиналь, 11. Бандеванская (Ширакская) синклиналь, 12. Варденисская синклиналь

Анкавино-Зангезурская шовная зона

13. Цахкуняцкий краевой блок-антиклинорий, 14. Зангезурская центральная блок-антиклиналь, 15. Шишкерт-Гиратахская блок-синклиналь, 16. Каджаранская синклиналь.

Еревано-Ордубадская зона

А. Еревано-Ордубадский мегасинклинорий:

17. Ереванский синклинорий, 18. Аргичи-Ерахско-Кармрашенский антиклинорий, 19. Шаганская синклиналь, 20. Ехегнадзорская синклиналь

Б. Урц-Айоцдзорский антиклинорий (21).

Среднеараксинская межгорная впадина

А. Впадины: 22. Ширакская, 23. Арагацкая, 24. Артеннинская, 25. Нижнеахурянская, 26. Арташатская, 27. Садаракская, 28. Ереванский (Севано-Ереванский) грабен-синклинорий

Б. Поднятия—а) погребенные: 29. Анийское, 30. Мараликское, 31. Паракар-Енгиджинское, 32. Спандарянское 33. Октемберянское—б) обнаженные: 34. Арадатское.

минеральных источников. В северо-западной части Армянской ССР граница эта отмечается полосой (шириной 0,5 км) раздробленных, рассланцованных и гидротермально измененных пород и мелких разрывов и флексур. К этой полосе сочленения двух различно построенных геотектонических зон приурочены проявления медно-серноколчеданных, золото-сульфидных и полиметаллических руд. Граница эта четко фиксируется также геофизическими данными, выраженными резкой сменой характера геофизических полей и линейным расположением градиента гравитационного поля, отражающим наличие уступа в поверхности докембрийского фундамента.

Показательно, что этот геофизический уступ в северо-западной части Армянской ССР проходит примерно в 8—10 км юго-западнее восточной границы распространения вулканогенного эоцена, что вполне согласуется с тектоническими данными. Восточнее этой геофизической границы (районы с. Сарчапет, горы Лалвар) эоценовые туфоосадочные породы смяты в пологие складки, в то время, как синхронные образования, развитые западнее указанной границы, т. е. в пределах Севано-Ширакского синклинория, подвергнуты интенсивной геосинклинальной складчатости. Граница Кафанского антиклинория, входящего в состав Сомхето-Кафанской зоны с Анкавано-Зангезурской зоной, выражена Хуступ-Гиратахским разломом. Последний представляет собой полосу повышенной проницаемости земной коры, дробления и смятия пород, интенсивного развития кливажа, будинажа и динамометаморфизма.

Границы Анкавано-Зангезурской шовной зоны с Севано-Акеринской и Еревано-Ордубадской зонами хорошо выражены в ее северо-западной и юго-восточной частях в виде парных глубинных разломов: Анкаванского (Мармарикского) и Апаранского на северо-западе и Хуступ-Гиратахского и Дебаклинского на юго-востоке, ограничивающих Цахкуняцкий и Южно-Зангезурский поднятия-блоки. Эти разломы характеризуются длительностью развития, большой глубиной заложения и контролируют фации и формации, мощности и магматизм мезо-кайнозойского этапа развития.

На пространстве между этими двумя блоками граница между указанными зонами выражена менее четко, ввиду широкого распространения новейших вулканических образований, маскирующих структуры подстилающих образований. Поэтому она проводится несколько условно, по линиям, вдоль которых расположены центры вулканических извержений, выходы минеральных источников. Туфоосадочные образования эоцена и олигоцена, обнажающиеся из-под андезито-базальтового покрова вдоль этих линий, местами гидротермально изменены, широко развиты также оползневые явления и следы палеосейсмических дислокаций.

Граница Еревано-Ордубадской зоны со Среднеараксинской впадиной выражена не прямой, а извилистой линией. Это обусловлено тем, что Среднеараксинская впадина является резко наложенной структурой орогенного подэтапа развития, и возникшие в это время тектонические

впадины, по плану пространственного расположения, не совпадают с до-неогеновыми структурами, а под значительным углом секут их (Еревано-Севанская, Нахичеванская наложенные мульды).

Поэтому пликативные структуры указанных наложенных впадин имеют преимущественно северо-восточное или «антикавказское» простирание, в противоположность господствующему северо-западному или «Кавказскому» простиранию складок и разрывных дислокаций доорогенного основания.

Но и в этом случае границы неогеновых впадин с Еревано-Ордубадской зоной большей частью выражены разломами (Ереванский и Арташатский грабен-синклинорий) и флексурами (Нахичеванская мульда).

Таким образом, в подавляющем большинстве случаев границы выделенных геотектонических зон выражены разломами. Это вполне понятно если учесть, что возникновение новых зон, а также консолидация и поднятия древних происходят путем разламывания сналической оболочки коры и разрывообразования.

Краткая характеристика зон

Сомхето-Кафанская зона, как эвгеосинклиналь, была заложена в начале альпийского этапа развития—в лейасе и испытывала наиболее интенсивное погружение в средней-верхней юре. Вовлекалась в поднятие в нижнем мелу, а в верхнем мелу осадконакопление происходило уже в остаточных прогибах, расположенных между уже сформировавшимися антиклинальными поднятиями.

Ее главнейшие структурные элементы оформились в результате проявления предверхнеюрской (первая частичная инверсия зоны), нижнемеловой, австрийской и ларамийской фаз тектогенеза.

В сводном стратиграфическом разрезе зоны участвуют терригенная граувакковая формация лейаса, вулканогенные (преимущественно андезитового и кварц-порфиритового состава) и вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные формации средней—верхней юры и мела. Оложения палеогена имеют очень ограниченное распространение, а неоген и антропоген почти полностью отсутствуют. Плутонические породы кислого состава по времени внедрения приурочены к предкелловейской или батской фазе (плагнограниты) и нижне-верхнемеловой эпохе движений (формации гранитоидов). В байосе широко развиты субинтрузии и субвулканы кварцевых порфиров и альбитофиров.

На современном структурном плане Антикавказа описываемая зона выражена в виде крупного одноименного мегантиклинория, состоящего из ряда кулисообразно сочленяющихся по разломам брахиформных антиклинориев, разделенных соответствующими синклинориями. Она характеризуется также преимущественно брахиформной складчатостью, медноколчеданным и серноколчеданным оруденением и инверсионным типом развития. Современные антиклинорные структуры (Алавердская, Шамшадинская, Карабахская, Кафанская и др.) в нижней—средней юре

представляли наиболее глубоко прогнутые части описываемой эвгеосинклинальной зоны. Поднятие (инверсия) последних происходило в верхней юре и сопровождалось опусканием интрагеоантиклинальных поднятий, существовавших в нижней-средней юре. Эти новые наложенные прогибы в дальнейшем, в мелу и частично палеогене, продолжали опускаться и после замыкания геосинклинального режима зоны в целом превратились в синклинии или грабен-синклинии (Иджеванский, Дашкесанский и др.). Существует прямая связь между основными структурными элементами зоны и мегаформами рельефа. Все антиклинорные структуры имеют более высокую гипсометрическую отметку, чем синклинии, представленные в виде эрозионных долин. Для зоны в целом характерны также сравнительно менее интенсивные новейшие тектонические движения, слабая сейсмичность (5—6 баллов), почти полное отсутствие четвертичного вулканизма, столь характерного для других зон, и относительные максимумы силы тяжести (зона северо-восточного гравитационного относительного максимума).

Севано-Акеринская зона. Расположена юго-западнее вышеописанной и граничит с ней по Мургуз-Лалварскому разлому. Возникла она в верхней юре-нижнем мелу в связи с инверсией и поднятием Сомхето-Кафанской зоны. В стратиграфическом разрезе зоны участвуют терригенные, вулканогенно-осадочные и карбонатные породы верхней юры, нижнего и верхнего мела, терригенные и карбонатные породы даний-палеоцена, нижнего эоцена, вулканогенные и туфоосадочные флишевые формации среднего и верхнего эоцена. В остаточных прогибах развиты также лагунные угле-сланцевосные молассовые породы олигоцена, лагунные и морские отложения миоцена и эффузивные, пирокластические, озерно-речные континентальные образования плиоцена и антропогена. Основные фазы тектонических движений, обусловившие геосинклинальную складчатость заполняющих ее отложений и завершение геосинклинальной стадии развития, имели место перед эоценом, верхним эоценом, олигоценом и в конце палеогена. С ними и связано внедрение интрузии габброидов (средний эоцен), гранитоидов (верхний эоцен) и щелочных пород (олигоцен). Отличительной чертой зоны является также линейный, изоклинальный по краям зоны тип складчатости, а также широкое развитие пород офиолитовой формации. Последняя представлена базитами и ультрабазитами и ассоциирующими с ними различными кремнистыми (красные яшмы и радиоляриты) и туфогенными породами—Севано-Амасийский офиолитовый пояс.

В структурном отношении последний приурочен к глубинному разлому, проходящему по центральной осевой полосе зоны и выраженному в современном структурном плане в виде подзоны центрального поднятия.

В складчатости геосинклинального типа участвуют отложения до эоцена включительно, а породы олигоцена и миоцена, развитые лишь в некоторых, возникших в орогенную стадию, остаточных прогибах (Дили-

жан-Бандеванский, Севанский), дислоцированы слабее, образуя пологие локальные брахискладки.

Вдоль разломов (Лорийская котловина, басс. оз. Севан) верхнеплиоценовые покровные базальты, андезито-базальты и озерные отложения также дислоцированы, образуя приразломные и надразломные, обычно асимметричные, узкие и длинные валообразные складки.

Описываемая зона в целом характеризуется унаследованным типом геотектонического развития, благодаря чему интрагеосинклинальный прогиб ранне-среднеальпийского времени в орогенную стадию развития превратился в синклинорий (Севано-Ширакский или Севано-Акеринский синклинорий). Новейшие тектонические движения здесь проявились интенсивно, имели резко дифференцированный характер и обусловили блоковые поднятия и опускания отдельных структурных форм.

Современные мегаформы рельефа и тектонические структуры этой зоны находятся в обратных соотношениях. Почти все горные хребты (Базумский, Памбакский, Арегунийский, Севанский) имеют синклинальное строение, а разделяющие их долины—антиклинальное.

Зона отличается также мощным развитием четвертичного вулканизма и высокой сейсмичностью. В геофизическом отношении—это зона центрального относительного минимума аномалий силы тяжести, что свидетельствует о большой мощности земной коры в этой части Антикавказа.

Анкавако-Зангезурская шовная зона. Это—сравнительно узкая (15—20 км), настоящая шовная зона, ограниченная с обеих сторон глубинными разломами и характеризующаяся в течение всего фанерозоя интрагеоантиклинальным типом развития. Поэтому она отличается сокращенными мощностями отложений и частыми и более длительными перерывами в осадконакоплении.

Возникла эта зона в верхней юре-нижнем мелу на гетерогенном (байкальском и герцинском) основании.

В Зангезуре это—типичная зона смятия и дробления, широкого развития изоклинальной складчатости, кливажа, будинажа и динамометаморфизма. Три крупных разлома (Шишкерт-Гирзтахский, Гехинский и Дебаклинский) северо-западного простирания пересечены многочисленными другими разломами субширотного и близмеридионального простирания, расчленяя эту часть зоны на многочисленные приподнятые и относительно олушенные структуры-блоки. Из них наиболее крупными являются Шишкерт-Сваранцкая грабен-синклиналь и Гехинская блок-антиклиналь.

В северо-западной части зоны наиболее крупной структурой является Цахкуняцкий блок-антиклинорий—типичное пограничное сооружение, расположенное в зоне сочленения Севано-Акеринской и Еревано-Ордубадской интрагеосинклинальных зон.

Цахкуняцкий блок-антиклинорий в своей сводовой части сложен породами байкальского метаморфического комплекса, который на крыльях его трансгрессивно перекрывается смятыми средней интенсив-

ности отложениями среднеальпийского (верхний мел-эоцен) структурного этажа.

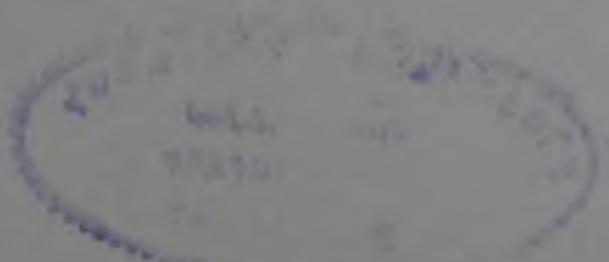
Большой амплитудой и резкой дифференцированностью характеризуются новейшие и современные тектонические движения, с чем связаны высокая сейсмичность (7—8 баллов), широкое развитие молодых приразломных и надразломных грабенов, выходы термо-минеральных вод (Анкаванская, Камоская, Мартунинская, Джермукская, Сисианская, Татевская и др. группы), а также очень отчетливо выраженные в современном рельефе следы древних сейсмических дислокаций и оползней. Это—зона наиболее интенсивного развития на Антикавказе альпийского геосинклинального магматизма и эндогенной минерализации. С ней связаны крупные гранитоидные массивы Запгезура и Анкавана, а также месторождения медно-молибденовых руд (Анкаван, Дастакерт, Каджаран, Агарак), железа (Раздан, Сваранц) и многочисленные проявления цветных металлов.

Еревано-Ордубадская зона. Расположена южнее вышеописанной шовной зоны и характеризуется преимущественно многогеосинклинальным и миктогеосинклинальным типом развития—слабым магматизмом, в основном брахиформной складчатостью. Она была заложена несколько позже по сравнению с описанными зонами—в верхнем мелу на варисцийском платформенном основании, чем и обусловлены вышеуказанные и многие другие структурно-формационные ее особенности.

В строении зоны участвуют варисцийский (Д-Т) платформенный комплекс терригенных и карбонатных формаций, терригенно-карбонатная формация сеномана-турона, офиолитовая формация коньяка, карбонатная флишондная формация верхнего сенона (сантон-маастрихт), терригенный флиш дания-палеоцена, карбонатно-терригенные и вулканогенно-осадочные формации эоцена, песчано-глинистые морские молассы олигоцена, а также вулканогенные и континентальные образования плиоцена и четвертичного периода.

Офиолитовая формация нижнего коньяка, представленная ультрабазитами, базитами и ассоциирующими с ними различными туфоосадочными и кремнистыми породами, приурочена к центральной, осевой части зоны вдоль глубинного разлома. Выходы офиолитовой формации бассейна р. Веди и Айоцзора прослеживаются через Араратскую котловину на запад и переходят на территорию Анатолии, составляя южную ветвь центрального Анатолийского офиолитового пояса. Широкое развитие вулканогенных образований эоцена и олигоцена в восточной части Еревано-Ордубадской зоны приурочено к Дебакли-Амулсарскому разлому, который отделяет ее от Анкавано-Запгезурской зоны. В этой части зоны имеются также мелкие выходы гранитоидов и субинтрузии кислых пород, с которыми, по-видимому, парагенетически связаны проявления полиметаллической минерализации.

Описываемая зона состоит из двух подзон: Еревано-Ордубадского синклинория и Урц-Айоцзорского антиклинория. Первый из них состоит из нескольких синклинориев второго порядка (Ереванского, Вединского,



Ехегнадзорского, Ордубадского), разделенных сравнительно небольшими антиклинальными перемычками (Ераносской, Советашенской, Мартиросской).

Главные фазы складчатости и формирования структур происходили перед эоценом, верхним эоценом, олигоценом и в конце последнего. Для описываемой зоны характерно также обращенное соотношение в плане расположения верхнемеловых и палеогеновых зон поднятия и прогиба.

Наибольшая мощность верхнемеловых отложений констатирована в районе Айоцзорского антиклинория, который в палеогене имел геантиклинальную тенденцию развития (уменьшенные мощности и частые перерывы). Напротив, Ехегнадзорский синклиниорий, сложенный мощными (до 2 км) туфоосадочными породами эоцена и олигоцена, в верхнемеловое время представлял область поднятия.

Верхнемеловые и палеогеновые отложения дислоцированы умеренно, составляя преимущественно брахиформные складки, а в Вединском синклиниории широко развиты также куполовидные антиклинали и центриклинали. Важной особенностью зоны является также наличие пликативных структур и разрывных нарушений северо-восточного или антикавказского простирания, местами контролирующими проявления эндогенной минерализации.

В плане новейшей тектоники указанные две подзоны представляют поднятия, соответственно — синклиналиное и антиклинальное, и в прямой форме соответствуют мегаформам рельефа. Наиболее интенсивное поднятие соответствует Айоцзорскому антиклинорию, а сравнительно менее интенсивное — Еревано-Ехегнадзорскому синклинорию. Примечательно, что развитые в мульдовой части Ехегнадзорского синклиниория четвертичные галечники и другие континентальные отложения и соответствующие им денудационные поверхности вогнуты, составляя отчетливо выраженную синклиналиную складку.

Среднеараксинская межгорная впадина является структурой альпийского орогенного подэтапа развития, началом которого на Кавказе считается олигоцен. Формирование Среднеараксинской впадины в современных ее контурах имело место в конце палеогена — начале неогена (верхний олигоцен — нижний миоцен) и связано с интенсивным воздыманием мегантиклинория Антикавказа. Интенсивное горообразование, происходившее на рубеже палеогена и неогена и сопровождавшееся возникновением грабенов и прогибов, является одним из важнейших и переломных геолого-тектонических процессов, охватывающих не только альпийско-гималайский орогенный пояс, но и палеозойские и киммерийские складчатые области и древние платформы Европы и Азии. Поднятие Антикавказа сопровождалось его размывом, продукты которого в виде моласс накапливались в озерах Среднеараксинской впадины, в аридных климатических условиях. Это — красноцветно-пестроцветная терригенная свита, которая имеет сплошное распространение по всей Среднеараксинской впадине от Нахичеванской мульды на юго-востоке и до

Нижнеахурянской на северо-западе, и оконтуривает Среднеараксинскую впадину. Она резко несогласно перекрывает различные горизонты более древних отложений от среднего олигоцена до палеозоя включительно и является базальной свитой заполняющего впадину орогенного подкомплекса лагунных, морских и озерно-континентальных отложений неогена и антропогена.

Стратиграфически выше указанной пестроцветной свиты залегает мощная (до 1 км) свита эвапоритов и фациально заменяющих их терригенных пород нижнего-среднего миоцена, сменяющаяся выше морскими отложениями конка и сармата. Разрез молассового подкомплекса венчается плиоценовыми и четвертичными озерными, озерно-речными и другими континентальными отложениями, переслаиваемым туфами и андезито-базальтовыми потоками. Суммарная средняя мощность этого орогенного подкомплекса отложений составляет около 4 км. Эти отложения, за исключением пород четвертичного возраста, смяты в брахиантиклинальные и куполовидные складки, простирание которых в разных частях впадины разное, в зависимости от простирания прогибов, в которых они отлагались. Преобладают субширотное и общекавказское простирания складок, а в Ереванском грабен-синклинории и Нахичеванской впадине развиты складки северо-восточного простирания. Имеются также крутые и узкие надразломные и приразломные складки и флексуры. В районах мощного развития гипсо-соленосных пород (Приереванский район, Араратская котловина) широко развиты соляные купола и куполовидные поднятия и разделяющие их компенсационные мульды. Они отчетливо выражены в рельефе в виде различного очертания небольших возвышенностей и низменностей, что свидетельствует о продолжающемся росте их в современную геологическую эпоху. Расположены они вдоль разломов, ограничивающих отдельные впадины и погребенные горстовые поднятия. Движения по этим разломам способствовали выжиманию соли вверх и внедрению их в более высокие горизонты литосферы. Этот процесс, т. е. движения по разломам и формирование соляных куполов продолжается и в современную эпоху, с чем и связана высокая сейсмическая активность (7—8 баллов) описываемой зоны.

Среднеараксинская впадина имеет гетерогенное строение и состоит из ряда грабен-синклинорий (Нахичеванский, Садаракский, Арташатский, Севано-Ереванский, Нижнеахурянский, Арагацкий и др.), разделенных горст-антиклинальными, большей частью погребенными, поднятиями (Паракар-Енгиджинское, Арташатское, Октемберянское и др.). В некоторых из них палеозойское основание выступает на поверхность (Волчьи ворота, Арарат-Хор-Вирав).

Грабен-синклинории характеризуются большими мощностями заполняющих их отложений и относительными минимумами гравитационного поля, а поднятия — сокращенными мощностями разрезов и относительными максимумами силы тяжести.

В целом же Среднеараксинская впадина соответствует юго-западному относительному максимуму аномалии силы тяжести, что, по-видимо-

му, обусловлено относительным опусканием зоны, способствующим уплотнению пород, а также относительно высоким положением границы М.

Ереванский государственный
университет

Поступила 15.III.1974

Ա. Ա. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԱՐԱԾՔԻ ԳԵՈՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՇՐՋԱՆԱՑՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու լ մ

Հեղինակը Հայկական ՍՍՀ տարածքում և Անտիկովկասի հարակից շրջաններում անջատում է հինգ գեոտեկտոնական զոնաներ, որոնք միմյանցից տարբերվում են իրենց երկրաբանական կառուցվածքով ու պատմական դարգացման առանձնահատկություններով, ծալքավորման հասակով, պլիկատիվ կառուցվածքների տիպերով, մազմատիզմով, ներծին մետաղածնությամբ և այլ կարևոր երկրաբանական հատկանիշներով: Դրանք են՝

1. Արմխերո-Ղափանի վաղ ալպիական գոյացման ու մեզոզոյան հասակի էվգեոսինկլինալային ծալքավոր զոնան (մեզաանտիկլինորիում)։
2. Աևան-Շիրակի (Աևան-Ախյարայի) վաղ ալպիական գոյացման և միջին ալպիական հասակի էվգեոսինկլինալային ծալքավոր զոնան (սինկլինորիում)։
3. Հանգավան-Ջանգեզուրի սահմանային, վաղ ու միջին ալպիական գոյացման ու միջին ալպիական հասակի ծալքավոր-բեկորային զոնան (խախտումների լայն տարածման համանուն զոնա)։
4. Երևան-Օրդուբադի միջին ալպիական գոյացման, միջին ու վերին ալպիական հասակի միկտոգեոսինկլինալային ծալքավոր զոնան (մեզասինկլինորիում)։
5. Միջին Արախսյան հետերոգեն (ալպիական ու հերցինյան) հիմն ունեցող նեոգենյան (օրոգեն) միջլեռնային իջվածք։

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. Асланян А. Т. Тектоника. Геология СССР, т. XVIII, Армянская ССР. «Недра», 1970.
3. Барданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1:1000 000. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 18, 1955.
4. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
5. Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т., Арзуманян С. К., Вегуни А. Т., Саркисян О. А., Симонян Г. II. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. «Митк», 1968.
6. Габриелян А. А. История геологического развития. Геология ССР, т. XVIII, Армянская ССР. «Недра», 1970.
7. Габриелян А. А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийской складчатой области. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1970.

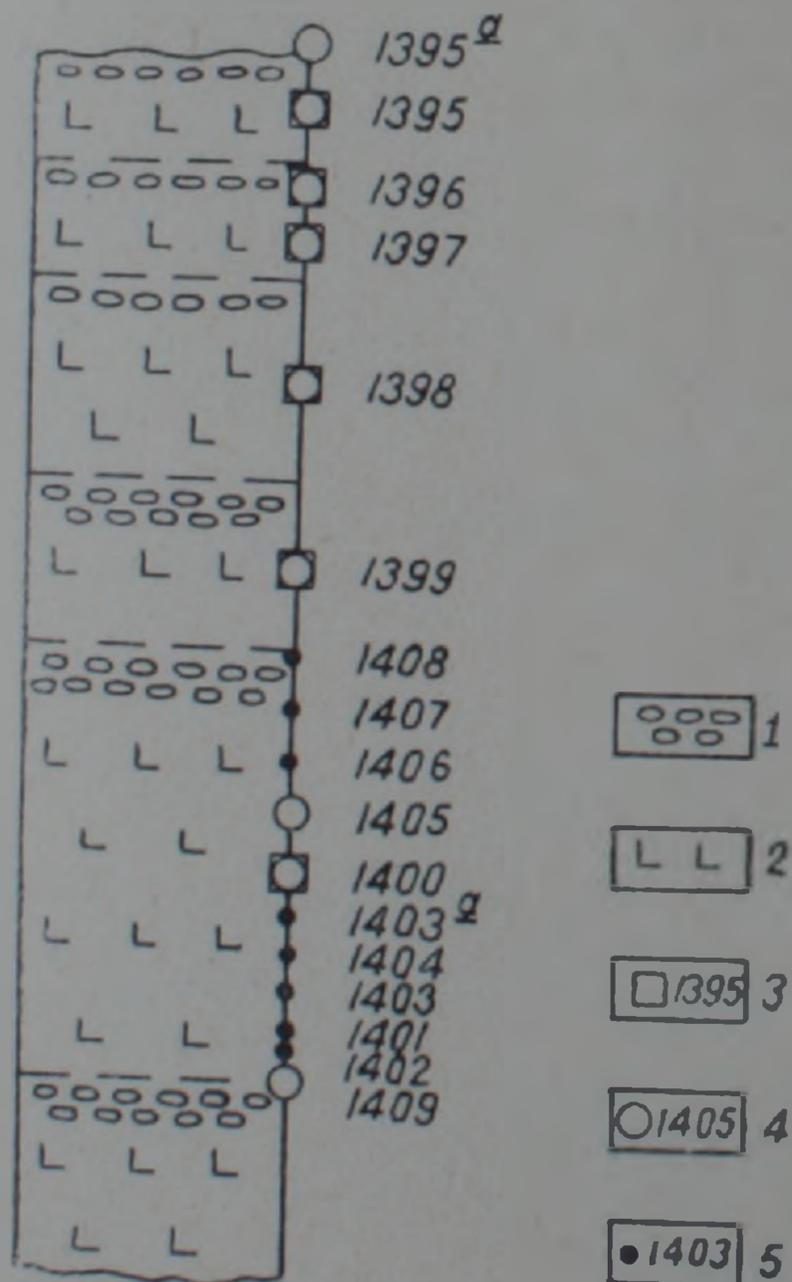
8. *Габриелян А. А.* Фазы складкообразования и горообразования в Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1972.
9. *Леонтьев Л. Н.* Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXIV (4), 1949.
10. *Магакьян И. Г.* Основные черты металлогении Армении. Сов. геол., № 7, 1959.
11. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
12. *Мкртчян С. С.* Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1958.
13. *Освальд Ф.* К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ-ва, кн. XXIX, вып. 2, 1916.
14. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
15. *Паффенгольц К. Н.* Структурно-тектоническое районирование территории Армянской ССР. Тр. ИГиН АН Арм. ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1963.
16. *Ренгартен В. П.* Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сессии межд. геол. конгр., т. II, 1939.
17. *Саркисян О. А.* Палеотектонические карты Армянской ССР и прилегающих частей Малого Кавказа для альпийского этапа развития. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1971.
18. *Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 2, Тектоника и магматизм; т. 3, История тектонического развития. Изд-во АН Азерб. ССР, 1966, 1968.

УДК 549.5:621.14.42

И. Я. ЦЕНТЕР

О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ В ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ ПРИЕРЕВАНСКОГО РАЙОНА

Плиоцен-четвертичные базальты, слагающие в пределах Малого Кавказа обширные лавовые плато, известны в региональной геологической литературе как «долеритовые базальты». Их исследованию посвящен ряд работ А. А. Адамян [1 и др.], Н. И. Схиртладзе [9 и др.], К. И. Карапетяна [7 и др.], К. Г. Шириняна [11] и др. С целью выяснения последовательности кристаллизации минералов, нами были изучены в Приереванском районе пять базальтовых потоков в одном разрезе в левом борту р. Раздан близ с. Птгни (фиг. 1) и один поток напротив г. Птенис (проба № 1411). Выбор этого типичного разреза и его опробование осуществлены при любезной помощи сотрудников ИГН АН Арм. ССР — К. И. Карапетяна, С. Г. Карапетяна и Э. Х. Харазяна.



Фиг. 1. Схема опробования плиоцен-четвертичных базальтовых потоков в левом борту р. Раздан близ с. Птгни. Масштаб—в 1 см—2 м. 1—пористые базальты, 2—плотные базальты; места отбора, 3—проб, 4—образцов, 5—шлифов

Потоки имеют мощность от 1,5 до 7 м, сложены темно-серыми, почти черными пористыми базальтами, состоящими из плагиоклаза, оливина, моноклинового пироксена, магнетита и амфибола¹, а в некоторых разновидностях — и вулканического стекла. Во всех потоках размер и количество пор заметно увеличивается от средней части к кровле. Кроме текстурных изменений фиксируются и структурные. Они подробно прослежены в одном наиболее мощном потоке опробованного разреза. Крупнопористые базальты шлаковой корки в кровле потока представляют собой слабо раскристаллизованную микропорфировую породу с лейстовидными выделениями плагиоклаза (длина 0,2—0,8 мм, поперечник 0,04—0,1 мм) и изометричными кристаллами оливина (0,2—0,4 мм). Плагиоклаз и оливин составляют около 50% породы. Пространство между ними выполнено серым стеклом с кристалликами магнетита и пироксена размером ~0,005 мм, то есть микропорфировый базальт имеет гнабиновую структуру основной массы. В нижней части шлаковой корки количество стекла в породе уменьшается, в нем появляются микролиты плагиоклаза, пироксена, оливина и магнетита размером ~0,05 мм. Первоначально образовавшиеся микропорфировые выделения теряют значение фенокристаллов, базальт становится афировым, структура его близка к интерсертальной. В плотной части потока структура полнокристаллическая, сначала микродолеритовая (промежутки между лейстами плагиоклаза заполнены идиоморфными кристаллами пироксена, оливина и магнетита размером от 0,4 до 0,1 мм), а затем в средней части потока — близкая к микроофитовой (промежутки между лейстами плагиоклаза выполнены, главным образом, ксеноморфным пироксеном). Размер зерен последнего соизмерим с величиной лейст плагиоклаза. Кроме того в породе в меньшем количестве наблюдаются идиоморфные кристаллы оливина и магнетита (~0,1 мм). В других потоках отмечается аналогичное изменение структуры от микропорфировой с гнабиновой основной массой к афировой — интерсертальной и микродолеритовой. Микроофитовая структура появляется только в наиболее мощных потоках.

Химический состав всех названных структурных разновидностей базальтов практически одинаков. Закономерное изменение в пределах потока и в разных структурных разновидностях наблюдается лишь для соотношения FeO и Fe₂O₃ (табл. 1).

Таким образом, в разрезе через поток мы видим зафиксированные в базальтах с разной структурой результаты последовательных стадий кристаллизации. Минералогический состав и структура шлаковых корок свидетельствуют о том, что в интрателлурическую стадию кристаллизации во всем объеме расплава приблизительно в одинаковых условиях образовались только крупные индивиды оливина и лейсты плагиоклаза. Дальнейшая кристаллизация происходила на поверхности с различной

¹ Амфибол, как правило, опацифицированный, наблюдался в незначительном количестве лишь в искусственных шлихах из этих пород и далее в статье не рассматривается.

Таблица 1

Химический состав¹ плиоцен-четвертичных базальтов

Оксиды	№ обр.								
	1408	1406	1401	1396	1395	1397	1399	1402	1405
SiO ₂	49,66	48,58	50,68	50,64	51,18	48,38	48,24	47,82	48,86
TiO ₂	1,70	1,60	1,36	1,55	1,45	1,70	1,70	1,54	1,60
Al ₂ O ₃	15,71	16,53	16,93	16,70	17,12	16,96	16,71	17,07	17,03
Fe ₂ O ₃	8,99	8,19	4,14	5,28	3,93	5,85	4,27	4,89	5,65
FeO	2,43	3,43	5,28	3,62	5,13	5,71	7,13	7,41	5,00
MnO	0,18	0,16	0,15	0,15	0,15	0,17	0,17	0,18	0,18
MgO	6,64	6,36	6,82	6,32	6,15	6,27	6,80	6,35	7,02
CaO	8,47	8,80	8,80	8,78	8,47	9,01	9,01	9,01	9,01
Na ₂ O	4,00	4,12	4,12	4,20	4,12	4,32	4,20	4,20	4,00
K ₂ O	1,00	1,00	1,30	1,40	1,42	1,00	1,00	0,88	0,88
H ₂ O	0,28	0,21	0,04	—	0,26	0,20	0,13	0,12	0,14
п.п.п.	1,19	0,83	0,35	0,72	0,31	0,51	0,38	0,25	0,69
Σ	100,25	99,81	99,97	99,76	99,69	100,08	99,74	99,72	100,06
Структура	гидралиновая	интерсертальная			микродолеритовая			микроофитовая	

¹ Аналитик В. М. Омельченко, химическая лаборатория ВСЕГЕИ.

скоростью и при разных температурах в отдельных частях потока или в потоках неравной мощности.

Сгруппируем исследованные базальты по структурному признаку:

I—микропорфировые с гидралиновой структурой основной массы (№ 1408, 1407).

II—афировые с интерсертальной структурой (№ 1406, 1401, 1395а, 1396).

III—с микродолеритовой (№ 1395, 1397, 1398).

IV—с микроофитовой (№ 1399, 1400, 1402, 1403, 1405, 1411).

Породы первой группы окончательно сформировались при быстром остывании—кристаллизация в эффузивный этап происходила при наиболее высокой температуре; породы четвертой группы—продукт наиболее медленной кристаллизации на поверхности, начавшейся при тех же условиях и закончившейся при более низкой температуре; вторая и третья группы—промежуточные. Изучение минералов из этих структурных разновидностей базальтов покажет последовательность минералообразования в расплаве.

Магнетит. В породах первой группы фиксируется магнетитовая пыль (0,002—0,006 мм). Для магнетита второй и третьей групп базальтов наиболее характерны скелетные формы (фиг. 2)—дендритовые образования длиной от 0,1 мм при поперечнике 0,01 мм. При увеличении более чем в 200 раз видно, что скелетные кристаллы образованы мелкими идиоморфными индивидами (0,002—0,003 мм). В породах четвертой группы магнетит образует идиоморфные изометричные кристаллы двух размеров: 0,06—0,2 мм и 0,01—0,02 мм (фиг. 3).

Скелетные формы магнетита широко известны в базальтовых потоках и в частности подробно описаны в Деканских траппах [15]. Экспериментально показано, что образование скелетных кристаллов магнетита

происходит при быстром охлаждении базальтового расплава. Значительная скорость охлаждения и возрастающая вязкость расплава как бы фиксируют образование скелетных сеток, пронизывающих в виде тонких сложных дендритов всю его массу. При медленном охлаждении расплава ионы железа продолжают диффундировать к растущим зародышам и образуются обычные магнетитовые кристаллы.



Фиг. 2.

Фиг. 2. Скелетные кристаллы магнетита в слабо раскристаллизованном базальте. Полированный шлиф (1395). Увеличено в 200 раз.



Фиг. 3.

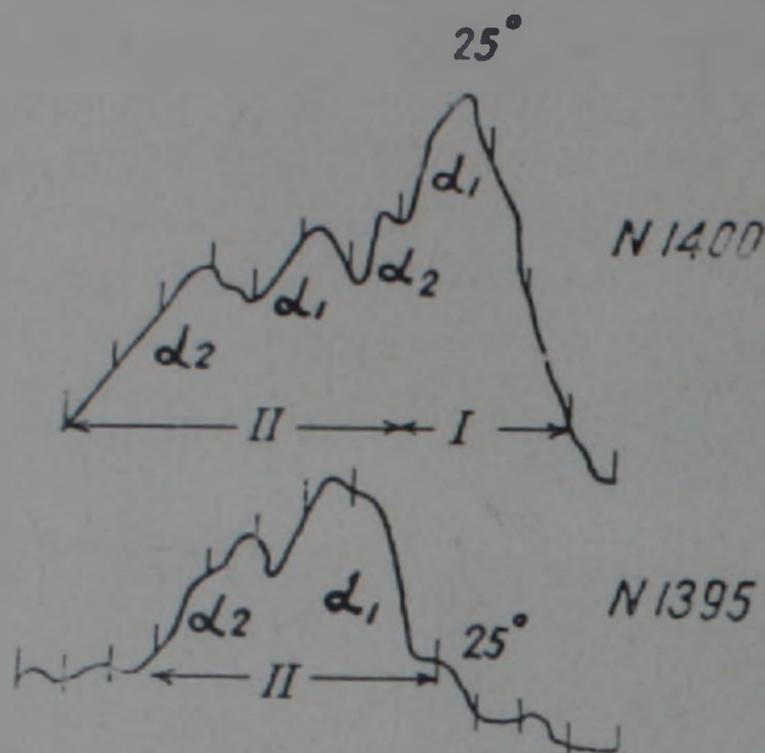
Фиг. 3. Изометричные более крупные кристаллы магнетита в базальте из средней части потока. Полированный шлиф (1400). Увеличено в 200 раз.

Выделить магнетитовую пыль из стекловатых пород кровли потока практически невозможно, поэтому наиболее подробное исследование нам удалось провести лишь для магнетита из базальтов третьей и четвертой структурных групп. Но и это уже дает возможность сравнить состав магнетита скелетных кристаллов и обычных более крупных индивидов. Рассмотрим сначала общие свойства изученных магнитных фракций¹.

Дифрактометрический рентгеноструктурный анализ² выделенного магнитной сепарацией рудного минерала показывает смесь магнетита, ильменита и гематита в разных соотношениях (фиг. 4). Относительное количество гематита и ильменита определялось по числу появляющихся отражений [10]. Установить закономерное изменение количества этих

¹ Выделение магнитных фракций, близких к мономинеральному магнетиту, а также концентратов других минералов проведено Л. П. Федоровой под руководством К. П. Капрановой.

² Рентгено-структурный анализ выполнен Н. В. Кузнецовой порошковым фотографическим методом в камерах Дебая с диаметром $D=57.3$ на рентгеновском аппарате типа УРС-70, на неотфильтрованном Fe-излучении $V=40$ кв, $J=14$ мА. Экспозиция 2 часа. Диаметр столбика образца 0,5 мм. Кроме того, образцы исследовались на рентгеновском дифрактометре типа УРС-50ИМ на отфильтрованном Co-излучении. Скорость записи $1^\circ/\text{мин}$ и $1/4^\circ/\text{мин}$, $J=6$ мА, $V=20$ кв, $2\theta=20^\circ-120^\circ$. Эталон—NaCl.



Фиг. 4. Отражение 400 на дифрактограмме магнетита. Обр. 1400—из базальта с микроофитовой структурой. Обр. 1395—из базальта с микродолеритовой структурой. I—шпинелевая фаза с параметром 8,450 Å; II—шпинелевая фаза с параметром 8,390—8,396 Å.

фаз в разных структурных разновидностях пород не удалось. Однако, следует обратить внимание на то, что наименьшее количество гематита (<5%) и наибольшее—ильменита содержится в базальте с микроофитовой структурой из средней части самого мощного потока.

Для всех исследованных образцов на дебаеграммах была получена дифракционная картина магнетита с размытыми линиями, интенсивности которых по сравнению с обычными ослаблены. Это вызвало предположение, что исследуемые магнетиты, возможно, содержат несколько магнетитовых фаз. Изучение на дифрактометре 4-х из пяти исследованных образцов показало, что отражения магнетита представляют собой сложные пики с двумя или тремя вершинами (фиг. 4, № 1400). Это подтвердило присутствие в породе нескольких магнетитовых фаз. Выявились и особенности магнетита из базальтов третьей структурной группы: образец № 1395 содержит лишь одну кубическую фазу (фиг. 4), образец № 1938 содержит три фазы при резком преобладании одной из них с параметром, близким магнетиту № 1395. Параметры каждой магнетитовой фазы рассчитаны по отражениям 511, 440 (табл. 2).

Терромагнитные исследования, проведенные И. В. Розенталем, также показали, что образец № 1400 содержит 2 магнитные фазы с $T_{c1} \sim 20^\circ$ (титаномагнетит) и с $T_{c2} \sim 580^\circ$ (магнетит) при явном преобладании титаномагнетита.

Таким образом, в базальтах с микродолеритовой структурой, в которых магнетит представлен скелетными кристаллами, единственной или преобладающей фазой является магнетит, близкий к чистому. Другие фазы, наблюдающиеся в небольшом количестве, имеют пониженный параметр, близкий к магнетиту, и повышенный—характерный для магне-

Таблица 2

Размеры ячейки кубических фаз в исследованных магнитных фракциях

Структурная группа базальтов	№ образца	Параметры разных фаз магнетита в $\text{Å} \pm 0,005$		
III	1395		8,310	
	1398	8,350	8,401*	8,474
IV	1399	8,350	8,412*	8,469*
	1400		8,396	8,450*
	1411		8,319	8,469

* Преобладающая фаза.

тита с примесью титана (40—60% Fe_2TiO_4 , [8]). В наиболее раскристаллизованных базальтах с микрофитовой структурой всегда присутствуют две фазы: чистая магнетитовая и содержащая титан—в разных соотношениях. Наличие или отсутствие «маггемитовой» фазы не закономерно и, так же, как количество гематита, свидетельствует о разной степени окисленности. Химические анализы¹ двух- и трехфазных магнетитов также показывают различное соотношение FeO и Fe_2O_3 (табл. 3) и в обоих случаях высокое содержание TiO_2 . К сожалению, выделить в достаточном для химического анализа количестве однофазный магнетит скелетных кристаллов нам не удалось.

Таблица 3

Химический состав магнитных фракций

Окислы, минералы	№ пробы	
	1399	1400
FeO в вес. %	26,43	36,80
Fe_2O_3	38,07	29,20
TiO_2	21,20	26,45
Σ^*	88,70	92,45
Итп в мол. %	66,6	61,4
Mgt	14,3	35,5
Hem	19,1	0,1

* Расчеты по частным определениям с такой суммой близки к результатам пересчетов полных анализов [10].

Рассмотрим химический состав одной из проб (№ 1400), которая по результатам рентгеноструктурного анализа содержит наименьшее количество гематита (не более 5%), наиболее заметное—ильменита (не более 20%) и две магнетитовые фазы. Результат обычного расчета на минералы приведен в табл. 3. Если стремиться этот теоретический расчет приблизить к реальному составу магнитной фракции, положив в основу пересчета содержание гематита $\sim 5\%$ (по результатам рентгеноструктур-

¹ Определения выполнены А. И. Гусаковой.

ного анализа), то получим магнетитового минерала—25,6%, ульвошпинелевого—14,8% и ильменитового—54,6%. Результаты этих двух пересчетов различны, однако соотношение магнетитового и ильменитового минералов приблизительно сохраняется. Несоответствие расчетного и реального¹ количества ильменита можно объяснить только тем, что значительная часть ильменита входит в состав кубической фазы с шпинелевой структурой и параметром ячейки 8,450 Å. Такие искусственные твердые растворы известны по опытам Р. Шевалье [8] и Б. А. Юникова и И. К. Латыша [12]. По результатам экспериментов последних двух авторов однофазная система, представляющая сложный твердый раствор магнетита (22,5%), ульвошпинели (4,4%), ильменита (73,1%), имеет структуру шпинели с параметром ячейки 8,49 Å.

Существование такого аномального титансодержащего магнетита со структурой шпинели Т. Нагата объясняет, вводя понятие обобщенного титаномagnetита дефектной структуры со свободными вакансиями в узлах, которые обычно в шпинели заняты металлическими ионами.

Возможно, размытость линий на полученных нами дебаеграммах объясняется не только присутствием нескольких шпинелевых фаз, но дефектной структурой «маггемита» и «титаномagnetита».

Таким образом, при быстрой кристаллизации образуются скелетные кристаллы чистого магнетита; в средней части мощных потоков крупные магнетитовые индивиды, очевидно, имеют скрытую зональность: первоначально выпавшие скелетные кристаллы чистого магнетита постепенно обрастают «титаномagnetитом».

Пироксен в породах первой группы, как уже отмечалось, наблюдается лишь в виде кристаллитов, во второй и третьей—образует мелкие идиоморфные кристаллы, располагающиеся между лейстами плагиоклаза вместе с оливином и магнетитом, в породах второй группы еще и с вулканическим стеклом. В базальтах четвертой группы форма и размер индивидов пироксена существенно изменяются—это ксеноморфные зерна, заполняющие промежутки между идиоморфными лейстами плагиоклаза и соизмеримые с ними по величине.

В первых трех группах пород пироксен имеет в шлифах зеленовато-серый цвет, в четвертой—приобретает буроватый оттенок. В каждой породе, как показывают наблюдения в искусственных шлихах, фиксируется несколько разновидностей пироксена, отличающихся по цвету и показателям преломления². Все эти разновидности образуют как бы ряд постепенного перехода от светло-зеленого пироксена с $n_e = 1,710$ и $n_p = 1,684$ до коричневого с $n_y = 1,744$ и $n_p = 1,716$ со множеством промежуточных зеленовато-бурых (оливковых) разновидностей с промежуточными показателями преломления. В породах первых трех групп преобладает

¹ Реальное количество ильменита, не превышающее 15—20%, устанавливается и в аншлифах.

² Показатели преломления определены М. И. Хэтиной теодолитно-иммерсионным методом с точностью $\pm 0,002$

зеленый пироксен с n_g от 1,714 до 1,724; буровато-зеленый с n_g 1,728—1,730 наблюдается в подчиненном количестве и коричневый с n_g 1,734—1,744 присутствует в единичных знаках. В базальтах с микрофитовой структурой (IV группа) зеленая и буровато-зеленая разновидности наблюдаются как равнозначные или в обратном соотношении.

Рентгенометрическое исследование¹ специально отобранных пироксенов разного цвета показало, что зеленые пироксены с низкими показателями преломления являются субкальциевыми авгитами и субкальциевыми авгит-диопсидами (табл. 4, 1397, 1399), в которых в разной степени проявлены замещения $Si \rightarrow Al$ (см. параметр c) и $Mg \rightarrow Fe^{2+} + Al^{3+}$ (см. параметр b). Зеленовато-бурые (оливковые) пироксены (1399—2, 1411) с высокими показателями преломления являются авгитами с большим содержанием кальция (см. параметры a , $a \cdot \sin \beta$ и $\angle \beta$) и с более сильно проявленным замещением $Si \rightarrow Al$ (см. параметр c).

Химический анализ² и рассчитанная формула оливкового пироксена (№ 1411) показывают справедливость отнесения этой разновидности к авгитам. SiO_2 —48,40%; TiO_2 —2,00%; Al_2O_3 —4,90%; Fe_2O_3 —5,60%; FeO —4,60%; MnO —0,20%; MgO —11,52%; CaO —21,75%; H_2O^+ —0,15%; K_2O —0,20%; Na_2O —0,83%; Σ —100,15%.

$(Ca_{0,98} Na_{1,05} K_{1,01} Fe^{2+}_{1,05})_{1,00} (Mg_{0,61} Mn_{0,01} Fe^{2+}_{0,03} Fe^{3+}_{0,16} Al_{0,01} Ti_{0,06})_{1,01} (Si_{1,82} Al_{0,18})_{2,00}$.

Таким образом, в каждой из исследованных пород присутствуют в разных соотношениях субкальциевые авгит или авгит-диопсид и авгит с большим количеством кальция и глинозема. В базальтах кровли, а также в маломощных потоках, кристаллизовавшихся быстро при высокой температуре, образуются субкальциевые авгит или авгит-диопсид при последующей медленной кристаллизации в средней части потока к нему добавляется в значительном количестве авгит более кальциевый и более глиноземистый.

Оливин. В каждом из изученных образцов базальтов наблюдается несколько разновидностей оливина разного цвета от почти бесцветного, бледно-желтого до темно-бурого разной степени окрашенности с корочками вторичных минералов. По результатам многочисленных измерений показателей преломления их можно условно разделить на две неравные по объему группы: 1) бесцветный, бледно-желтый $n_g = 1,700$ — $1,706$, $n_p = 1,665$ — $1,670$, что соответствует 86—82% форстеритовой молекулы и 2) желто-бурый— $n_g = 1,712$ — $1,748$, $n_p = 1,676$ — $1,707$, что отвечает 80—61% форстеритового компонента.

¹ Рентгенометрическое изучение пироксенов проводилось Е. П. Соколовой на ДРОН—0,5 в Си-отфильтрованном излучении при $V=4$ кв и $I=10$ мА с внутренним или внешним стандартом (NaCl), со скоростью записи $0,5^\circ$ в минуту. Расчет величины элементарной ячейки (Å) производился по отражениям: 021, 002, 510, 150, 531, 600, 060, 531.

² Микрохимический анализ выполнен Г. В. Щербович

Рентгеноструктурный анализ, проведенный Н. В. Кузнецовой¹, дает близкие результаты: для бесцветных—86—78% форстеритовой молекулы, для желто-бурого с $n_g = 1,726$ —78—75%.

Таблица 4

Параметры элементарной ячейки и оптические свойства пироксена

№ о-р.	1397	1399*	1399—2*	1411
$a \sin \beta$	9,341**	9,343	9,371	9,369
a	9,728	9,739	9,755	9,747
b	8,902	8,916	8,902	8,908
c	5,256	5,249	5,276	5,274
$\angle \beta$	106°12'	106°24'	106°07'	106°05'
цвет	светло-зеленый	светло-зеленый	оливковый	оливковый I
$n_g \pm 0,002$	1,724	1,710	1,742	1,728
$n_m \pm 0,003$	1,705	1,691	1,722	1,710
$n_p \pm 0,002$	1,699	1,684	1,718	1,704

* Эти разновидности пироксена отобраны (по цвету) из одного образца.

** Экспериментальная ошибка определения параметра колеблется от 0,001 до 0,006 в зависимости от качества отражений.

Разноокрашенные разновидности оливина, очевидно, кристаллизовались в разное время. Наличие нескольких генераций минерала выражено в присутствии зерен разного размера и в зональности более крупных. Зональность, хотя и слабо, но заметна в шлифах по изменению двупреломления от центра зерна к краю. Кроме того М. И. Хотинной наблюдались колебания n_g в одном зерне от 1,703 до 1,716. Если рассмотреть распределение отмеченных разновидностей оливина по выделенным нами структурным группам базальтов, то получим следующую картину: в базальтах с интерсертальной структурой (II группа) содержится оливин 84—77% форстеритовой молекулы ($n_g = 1,703$ —1,716; $n_p = 1,666$ —1,677), в породах третьей группы—86—72% ($n_g = 1,700$ —1,726, $n_p = 1,665$ —1,688); в базальтах с микрофитовой структурой (IV группа) интервал колебаний еще более широк—от 84 до 61% Fo. ($n_g = 1,703$ —1,748, $n_p = 1,665$ —1,707).

Итак, кристаллы оливина, сформировавшиеся в интрателлурическую стадию, представлены хризолитом (это подтверждено и определением показателя преломления в отдельных более крупных зернах в шлифе). При дальнейшей раскристаллизации расплава уже на поверхности выделялся менее магнезиальный оливин до гиалосидерита. Приведенные результаты подтверждают известную закономерность, что при высоких температурах выделяется более магнезиальный оливин, позднее—более железистый.

¹ Рентгенометрическое изучение оливинов проводилось порошковым фотографическим методом. Условия съемки см стр. 25. Межплоскостные расстояния исправлены по специальному снимку смеси с NaCl. Расчет параметров a и c производился по отражениям 400 и 004 (соответственно). Состав оливина определялся по параметрам, а также по межплоскостным расстояниям d_{111} [14] и d_{130} [4].

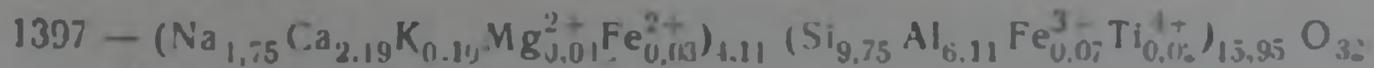
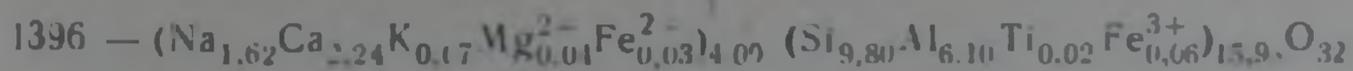
Плагиоклаз. Из всех породообразующих минералов плагиоклаз показывает наиболее постоянный состав в этой группе пород. ($\Delta 2\theta_{131-131} = 1,96-2,06$ $\Delta d_{131-131} = 0,18-0,195^1$).

Результаты ИКС² также показывают сходство всех изученных плагиоклазов и содержание в них 50—60% анортитового компонента, лишь плагиоклазы в наиболее раскристаллизованных породах несколько отличаются от всех остальных. Смещение полос поглощения ИК-спектра в область более высоких частот связано либо с уменьшением содержания анортита, либо с увеличением степени упорядоченности. Состав плагиоклаза подтверждается и результатами химического анализа—содержание анортитовой молекулы 54—57% (табл. 5).

Таблица 5
Химический состав плагиоклазов¹

Окислы	№ обр.	
	1396	1397
SiO ₂	53,74	54,03
TiO ₂	0,12	0,11
Al ₂ O ₃	28,35	28,70
Fe ₂ O ₃	0,43	0,48
FeO	0,17	0,18
MgO	0,16	0,16
CaO	11,50	11,32
H ₂ O ⁻	0,05	0,05
п.п.п.	0,27	0,14
K ₂ O	0,32	0,42
Na ₂ O	4,56	5,01
Σ	99,67	100,59
Ab	41,2	43,3
An	57,0	54,2
Or	1,8	2,5

¹ Аналитик Белопольская Т. Л.



Как уже отмечалось выше, изученные структурные разновидности базальтов показывают нам продукты сменяющих друг друга стадий кристаллизации расплава, что позволяет установить последовательность выделения минералов.

1. Интрателлурическая стадия—оливин-хризолит и плагиоклаз, содержащий 50—60% анортитовой молекулы. Количество твердой фазы в расплаве к концу этой стадии около 50% (I группа).

¹ Рентгеноструктурный анализ плагиоклаза проведен Т. А. Лукьяновой Си-излуч. 18 кв; 10 мА; 1,05°/М, стандарт NaCl.

² Исследование плагиоклазов методом ИКС проведено Л. Г. Кузнецовой.

2. Эффузивная стадия—а) оливин менее магнезиальный (до 72% Fe), плагиоклаз близкого состава, магнетит, не содержащий примеси титана, субкальциевый авгит (II и III группы); б) оливин еще менее магнезиальный (до 61% Fe), плагиоклаз несколько более кислый (или более упорядоченный), «титаномагнетит», представляющий собой сложный твердый раствор «кубического ильменита» и магнетита, авгит, содержащий большее количество кальция и глинозема (IV группа).

Особенности кристаллизации в поверхностных условиях наиболее ярко отражены в изменении состава магнетита и пироксена. Колебания состава оливина и плагиоклаза незначительны, так как основной объем этих минералов выделился в интрателлурическую стадию при одинаковой для всего расплава температуре; период от начала кристаллизации до излияния лавы на поверхность, очевидно, был непродолжителен.

Проведенное исследование базальтов Приереванского района позволяет не только установить последовательность кристаллизации минералов в этих породах, но и сделать некоторые более общие выводы.

1. Полученные нами результаты отчетливо противоречат известному положению геотермометрии [13, 6] о том, что высокое содержание TiO_2 в магнетите, сосуществующем с ильменитом, свидетельствует о более высокой температуре образования магнетита. Лишь в работах А. И. Альмухамедова по траппам [2, 3] мы находим аналогичные нашим выводы о том, что «в начальные этапы кристаллизации титан не входит в заметных количествах в твердую фазу, а, оставаясь в расплаве, обогащает продукты поздних этапов кристаллизации». Это явление А. И. Альмухамедов объясняет изменением давления кислорода в процессе кристаллизации расплава. В рассмотренном нами конкретном случае можно с уверенностью говорить лишь о влиянии на состав кристаллизующейся шпинелевой фазы скорости кристаллизации.

2. Известно, что пироксен вкрапленников в базальтах, как правило, является авгитом, в основной массе тех же пород отмечается несколько более железистый субкальциевый авгит [4, 5]. Эта тенденция изменения состава пироксенов в сторону большей железистости и субкальциевости считается направлением изменения состава пироксенов в процессе кристаллизации и определяется изменением состава остаточного расплава и условий образования. Полученные нами результаты показывают, что выделение из расплава авгита или субкальциевого авгита зависит от скоростей остывания расплава и кристаллизации пироксена: при быстрой кристаллизации образуется субкальциевый авгит, при медленной—в средней части мощных потоков после названного пироксена кристаллизуется авгит, содержащий большее количество кальция и глинозема. Последовательность выделения во времени обратна известной в литературе: субкальциевый авгит сменяется авгитом, по-видимому, на образование этих разновидностей влияет не изменение состава расплава, а лишь скорость и, возможно, температура кристаллизации.

3. Исследование и магнетита, и пироксена из плиоцен-четвертичных базальтов Приереванского района показывает, что главным фактором,

влияющим на изменение состава минералов, кристаллизующихся в таких лавах в эффузивную стадию, является, по-видимому, скорость кристаллизации.

Автор выражает глубокую признательность Н. В. Кузнецовой, выполнившей тщательное рентгеноструктурное исследование магнетита, а также Е. П. Соколовой, М. И. Хотинной, Т. А. Лукьяновой, Л. Г. Кузнецовой, И. В. Розенталю, Т. Л. Белопольской, А. Н. Гусаковой, В. М. Омельченко, определившим химический состав, структурные, некоторые оптические и магнитные свойства минералов.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ)

Поступила 31.II.1974.

Ի. Յա. ՅԵՆՅԵՐ

ՄԵՐՉԵՐԵՎԱՆՅԱՆ ՇՐՋԱՆԻ ՊԼՈՑԵՆ-ՉՈՐՐՈՐԴԱԿԱՆԻ ԲԱՉԱՆՏՆԵՐՈՒՄ
ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ ԲՅՈՒՐԵՂԱՑՄԱՆ ՀԱՋՈՐԴԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ապարների հաստատուն կազմ ունեցող միևնույն հոսքի սահմաններում դիտվել են բազալտների ստրուկտուրային փոփոխություններ՝ միկրոպորֆիրայինից (հիալինային հիմնական մասսայով) հոսքի վերին մասերում մինչև աֆիրային (ինտերսերտալ, միկրոդոլերիտային և միկրոֆիտային) հոսքի միջին մասերում: Ստրուկտուրային այդ տարբերակներն արտացոլում են հալոցքի բյուրեղացման իրար հաջորդող էտապները, որը թույլ է տալիս պարզել միներալների անջատման հաջորդականությունը: Ինտրատելուրիկ ստադիայում առաջանում է օլիվինի և պլազիոկլազի հիմնական մասը: էֆուզիվ ստադիայում շարունակվում է այդ միներալների բյուրեղացումը կազմի շնչին փոփոխություններով և երևան են գալիս մազնետիտն ու պիրոքսենը: Երկրի մակերևույթ արտավիժելուց հետո արագ բյուրեղացման ժամանակ առաջանում են մաքուր մազնետիտի կմախքային բյուրեղներ և ենթակալցիումային սիլիկատի մանր հատիկներ: Բյուրեղացման դանդաղ ավարտի ժամանակ հզոր հոսքերի միջին մասերում սկզբից անջատված վերոհիշյալ միներալների գեներացիաներին են միանում «տիտանոմագնետիտը» և ավգիտը, որը պարունակում է կալցիումի և կավահողի ավելի մեծ քանակություններ: Մազնետիտի և պիրոքսենի կազմերի նման փոփոխությունների վրա ազդող հիմնական գործոնը բյուրեղացման արագությունն է:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аоамян А. А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. Известия АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, № 6, 1961.
2. Альмухамедов А. И. Поведение титана в процессах дифференциации базальтовой магмы. Геохимия, № 1, 1967.
3. Альмухамедов А. И. Состав и условия кристаллизации железо-титановых минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы ЗВМО, ч. ХСVII, вып. 4, 1968.

4. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 1, 2, «Мир», 1965.
5. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. «Наука», М., 1971.
6. Ингерсон И. Геологическая термометрия. В кн. «Земная кора», 1957.
7. Карапетян К. И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1969.
8. Нагата Т. Магнетизм горных пород. «Мир», 1965.
9. Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН Груз. ССР, Тбилиси, 1958.
10. Центер И. Я., Капралова К. П., Кузнецова Н. В. Об изменении состава и свойств магнетита в эффузивную стадию кристаллизации андезитового расплава. В кн. «Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород». «Наука», 1974.
11. Ширинян К. Г. Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. В кн. «Геология Арм. ССР», т. IV, Петрография. Изд-во АН Арм. ССР, 1970.
12. Юников Ю. А., Латыш И. К. О продуктах окисления ульвошпинели. Геология рудных месторождений, № 4, 1962.
13. Buddington A., Faney I., Vlisidis A. Thermometric and petrogenetic significance at titaniferous magnetite. Amer. J. Sci., vol. 263, № 9, 1955.
14. Jambor I. L., Smith C. H. Olivine composition determination with small-diameter X-ray powder cameras. Miner. Mag., vol. 33, № 264, 1954.
15. Radhakrishnamurty C., Sahasrabudhe. On the magnetis and mineralogical properties of basalts. Pure and applied geophysics, Basel and Stuttgart, vol. 66, 1967.

УДК 552.1:537.311

А. Т. БОНДАРЕНКО, М. П. ВОЛАРОВИЧ, Г. Т. ПРОДАЙВОДА

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ БАЗАЛЬТОВ АРМЕНИИ
ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

Исследование электропроводности магматических пород и минералов в зависимости от давления и температуры является частью общей задачи по изучению физических свойств вещества недр Земли [1, 8].

Электропроводность горных пород, будучи весьма чувствительной к изменению температуры, наличию проводящих пород и скоплению проводящих растворов, может служить для объяснения физического механизма термодинамических процессов в более глубоких слоях земной коры и мантии. Благодаря применению метода электромагнитного зондирования, уже в настоящее время стало возможным определить глубину зоны магмообразования, оценить мощность этой зоны и очертить распространение ее по площади [1].

Сопоставляя результаты лабораторных исследований электропроводности горных пород при различных температурах и давлениях с данными глубинных электромагнитных зондирований, можно строить не только схемы распределения электропроводности и температуры с глубиной, но и делать некоторые выводы о составе вещества глубоких слоев земных недр [2]. Таким образом, совокупность методов электромагнитного зондирования и лабораторных опытов позволит высказать предположение о природе проводящих слоев в земной коре и верхней мантии.

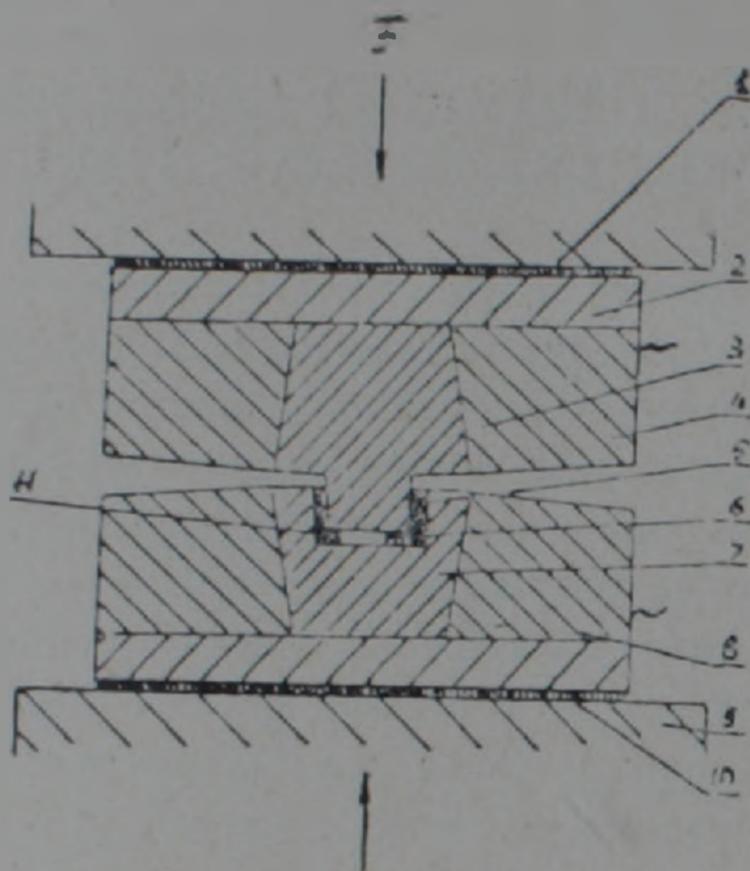
Электрические свойства магматических пород, особенно в условиях высоких давлений и температур, изучены еще недостаточно. Имеются лишь отрывочные сведения по электропроводности некоторых изверженных пород различных геологических провинций—Кольского полуострова, Казахстана [4, 6].

Настоящая статья посвящается рассмотрению электрических свойств базальтов Армянского нагорья. Проведенные экспериментальные исследования уже могут дать представление о электрических свойствах базальтов, находящихся в термодинамических условиях земной коры и верхних слоях верхней мантии.

Методика измерения электропроводности при высоких температурах до 1200°C не излагается, так как она подробно описана в работе [5].

Электропроводность базальтов при давлениях до 20000 кг/см² и температурах до 600°C изучалась на установке отдела физических свойств Института физики Земли АН СССР. Установка (фиг. 1) изготовлена из легированных и жаропрочных сталей; она состоит из четырех деталей: пуансона—3, матрицы 7, в которую закладывался образец породы, и двух поддерживающих деталей—4 и 8. Поршень 3 от матрицы 7 изолировался слюдой или пиррофиллитом 5; 11—упаковочное кольцо

из пирофиллита; 6—образец породы; 2—стальные подушки, передающие усилие F от 30-тонного пресса. От пресса установка изолировалась слюдяной прокладкой—10. Вся установка помещалась в вертикальную электрическую печь.



Фиг. 1. Схема установки высокого давления (пояснения в тексте).

Образец в виде диска диаметром 10 мм и высотой 3—5 мм упаковывался в пирофиллит, который являлся с одной стороны электрическим изолятором, а с другой—средой, передающей давление. Таким образом, образец находился в условиях квазигидростатического давления.

Геолого-петрографическая характеристика

В петрографическом отношении вулканогенные породы представлены:

1. Долеритовыми базальтами лори-ахурянской толщи (обр. 511, 512, 527—Лорийское плато, «верхняя» пачка). Структура пород микродолеритовая и микроофитовая, текстура массивная. Минералогический состав всех образцов полностью идентичен и отличается лишь количественным соотношением минералов. Состав плагиоклаза соответствует лабрадору № 54—55, а пироксен представлен авгитом.

2. Долеритовыми базальтами (обр. 482, 490) Приереванского района. Структура пород долеритовая, либо чаще пойкилоофитовая. Последняя характеризуется развитием крупных короткопризматических выделений клинопироксена, в которые заключены отдельные лейсты плагиоклаза. Плагиоклаз по составу соответствует лабрадору № 55—58. По составу пироксен соответствует авгиту. Стекло мезостазиуса обычно занимает участки 1—1,5 мм в диаметре между лейстами плагиоклаза. Рудный представлен титаномagnetитом.

3. Долеритовые базальты окраины гор. Камо Гегамского нагорья (обр. 1131). Структура породы слабо порфиристая до гломеропорфиристая,

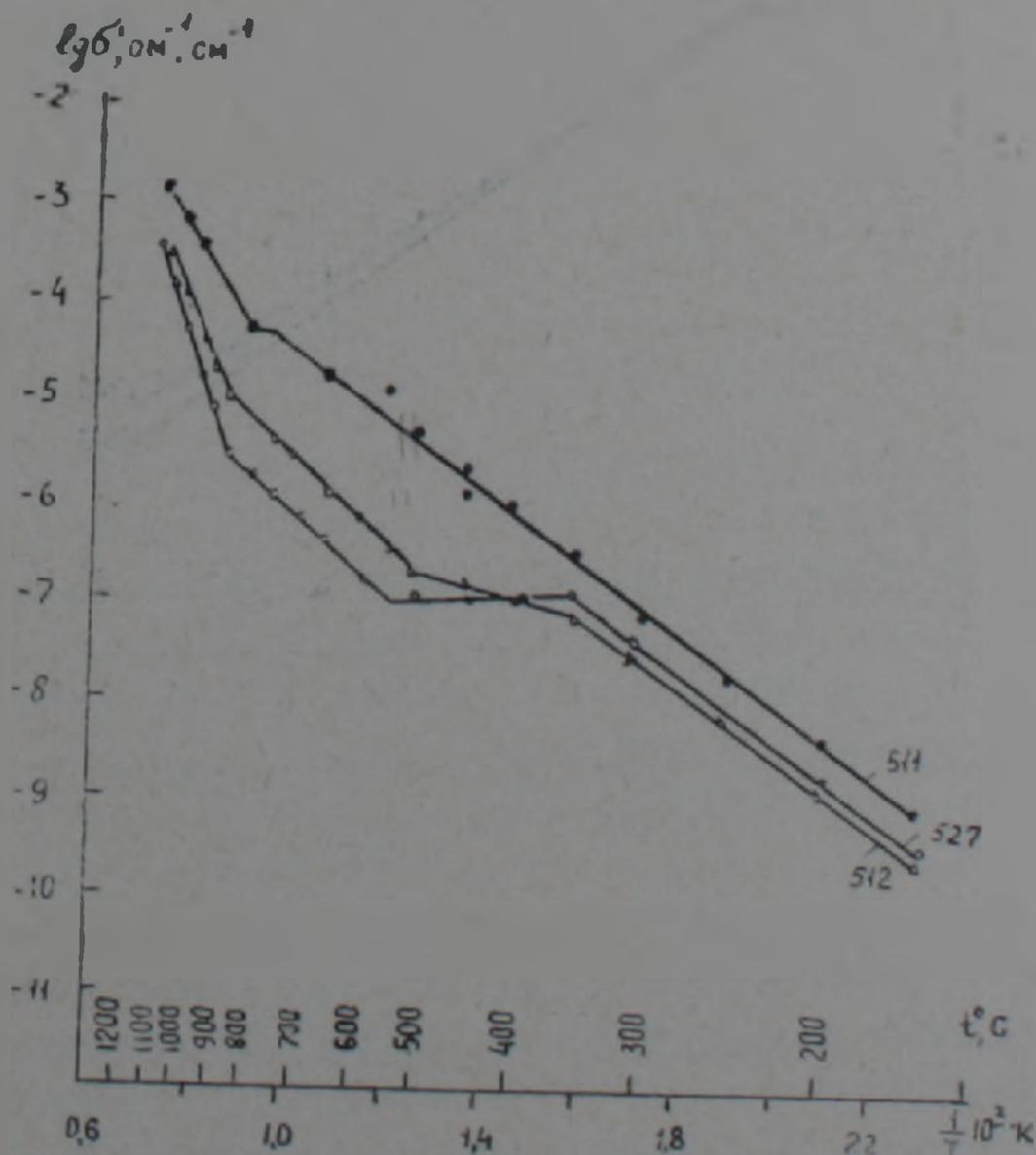
за счет скопления вкрапленников оливина и плагиоклаза. Структура основной массы микрофитовая, иногда с элементами интерсертальной. По составу плагиоклаз соответствует лабрадору № 64—65. Пироксен по составу отвечает авгиту. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза размером 0,04—0,08 мм.

4. Базальты вулкана Саакасар Гегамского нагорья (обр. 1109; 1114). Структура породы порфировая. Структура основной массы микродолеритовая. Основная масса породы представлена микролитами плагиоклаза (60—70%), в подчиненном количестве присутствуют клинопироксен, рудный минерал, слабо раскристаллизованное стекло и рудная пыль. Плагиоклаз вкрапленников по составу соответствует лабрадору № 56—57.

5. Долеритовые базальты памбакской свиты Базумского хребта (обр. 1295, 1312, 1319).

Структура породы порфировая, местами переходящая в гломеропорфировую за счет скоплений зерен пироксена. Структура основной массы микродолеритовая. Основная масса состоит из плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Плагиоклаз по составу отвечает битовниту № 75—77. Пироксен по составу отвечает авгиту и подвержен частичному замещению уралитовой роговой обманкой.

Электропроводность при высокой температуре. Температурную зависимость электропроводности исследовали на 11 образцах пород базальтового состава; результаты приводятся на графиках (фиг. 2—5).



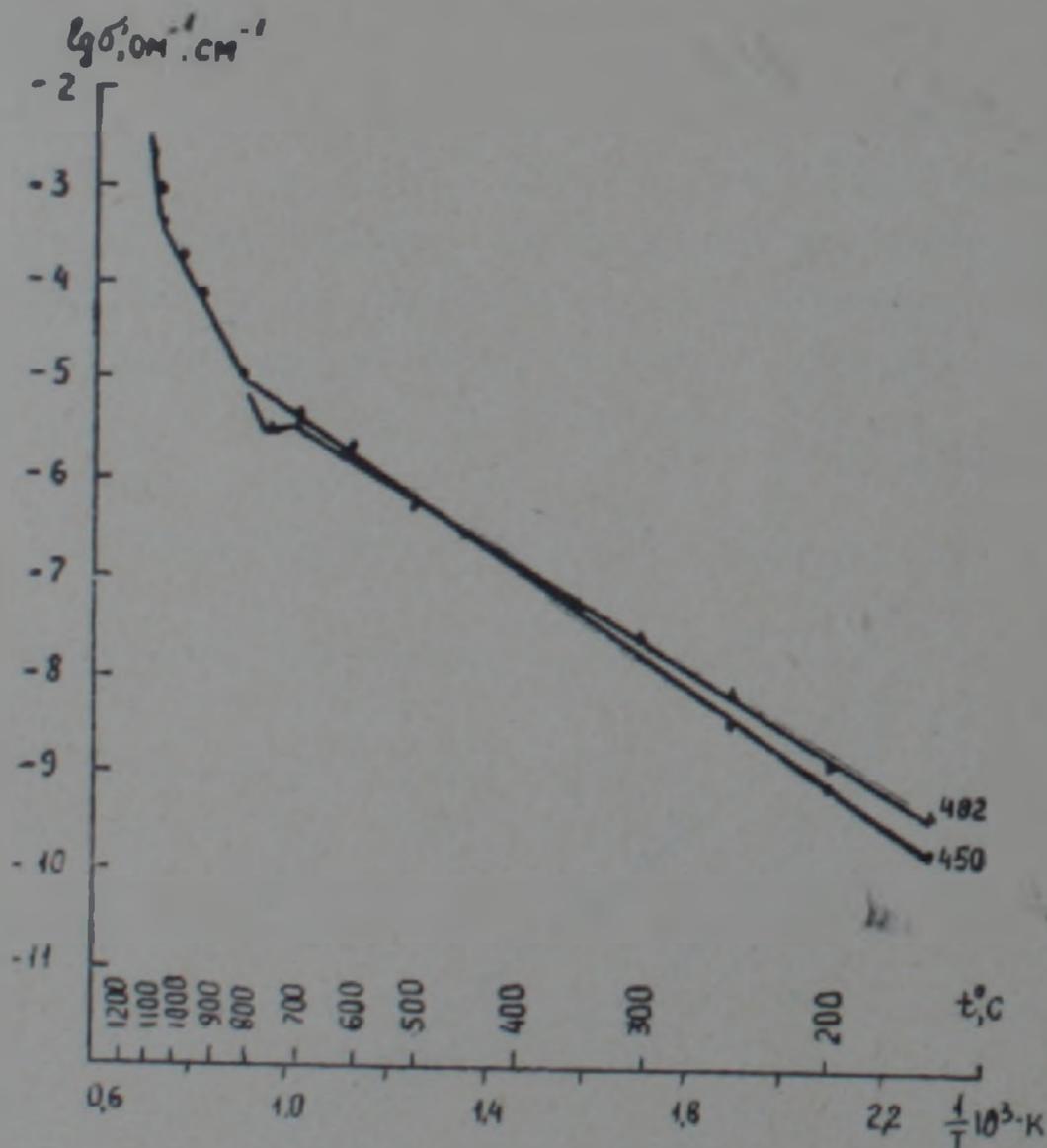
Фиг. 2. Зависимость электропроводности долеритовых базальтов Лорийского плато от температуры.

Кроме того, приводятся средние значения электропроводности базальтов рифтовой зоны и островных базальтов Индийского океана [6].

При рассмотрении экспериментальных данных по изучению зависимости $\sigma = f(t)$ при атмосферном давлении оказалось, что долеритовые базальты по электропроводности отличаются от обычных базальтов. Более того, даже породы, отобранные с одного и того же потока, близкие по минералогическому и химическому составу, также обнаруживают различия по электропроводности. Это свидетельствует о влиянии различных факторов на электропроводность.

Так долеритовые базальты Лорийского плато (обр. 511 и 527, фиг. 2) по электропроводности отличаются. Эти различия можно отнести за счет пористости ($m_p = 5\%$ для обр. 511 и $m_p = 9,4\%$ для обр. 527), а также повышенного содержания пироксена, отвечающего по составу авгиту, и оливина, отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (3,85 для обр. 511 и 3,1 для обр. 527).

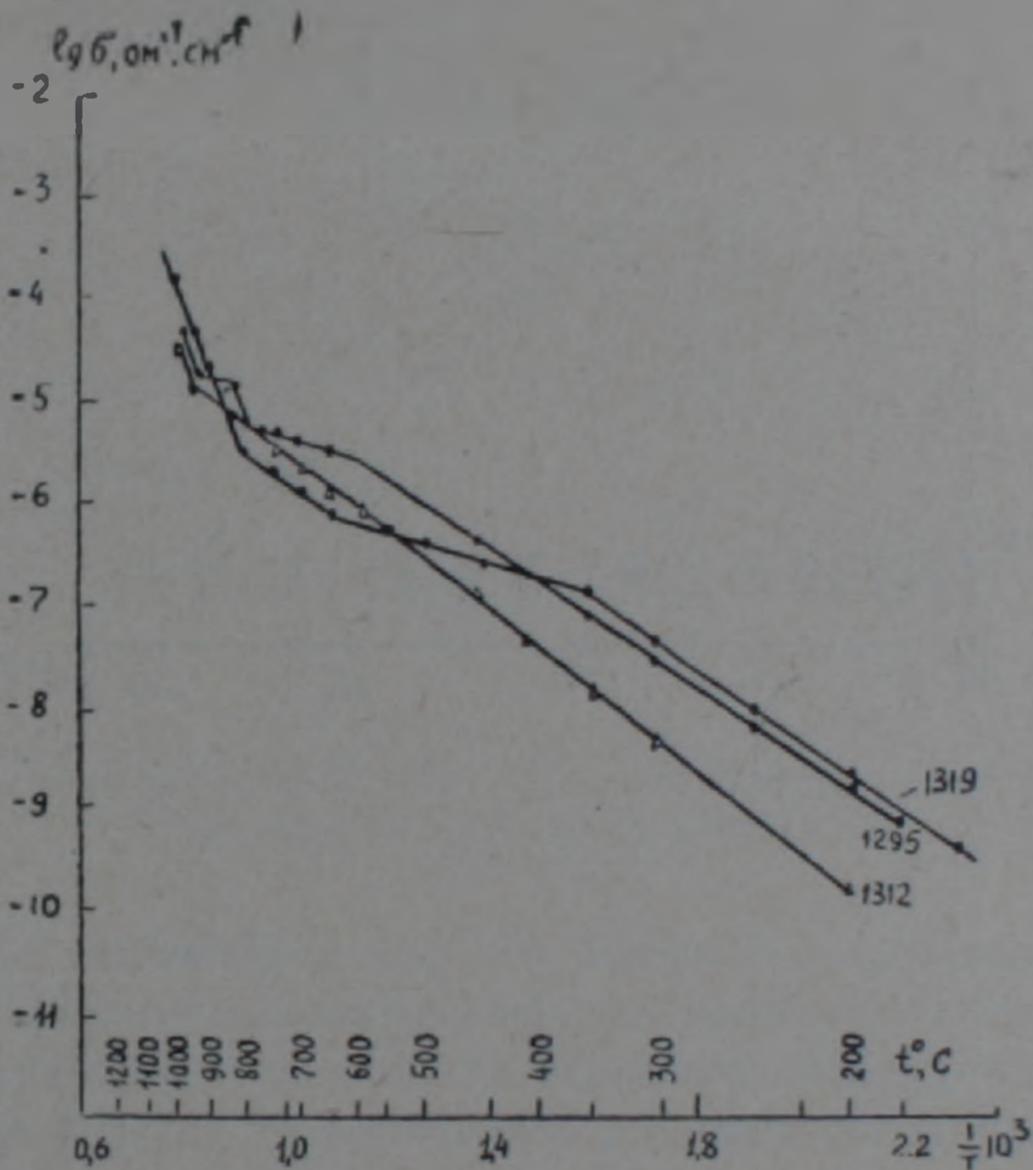
Долеритовые базальты Приереванского района (фиг. 3), несмотря на несколько большие различия в эффективной пористости ($m_p = 5,5\%$



Фиг. 3 Зависимость электропроводности долеритовых базальтов Приереванского района от температуры.

для обр. 482 и $m_p = 11,7\%$ для обр. 490), обнаруживают несколько меньшие различия в электропроводности. Это объясняется разнознаковым изменением различных факторов, которые и обуславливают вариации значений электропроводности. Так, в обр. 482 содержания авгита (18,26%) и отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (3,91) меньше, чем у обр. 490 (19,37% — авгит; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4,46$), которые и увеличивают различия, обусловленные увеличением пористости.

Плотные долеритовые базальты памбакской свиты (обр. 1295, 1312, 1319) с эффективной пористостью 0,6—1,2% также обнаруживают различия в электропроводности (фиг. 4). Естественно, эти различия следует относить в первую очередь за счет минералогического состава исследованных образцов. Электропроводность обр. 1319 близка к обр. 1295, но вместе они значительно больше отличаются от электропроводности обр. 1312. Последний характеризуется пониженным содержанием авгита (15,97% против 19,65% в обр. 1295) и несколько повышенным значением эффективной пористости.

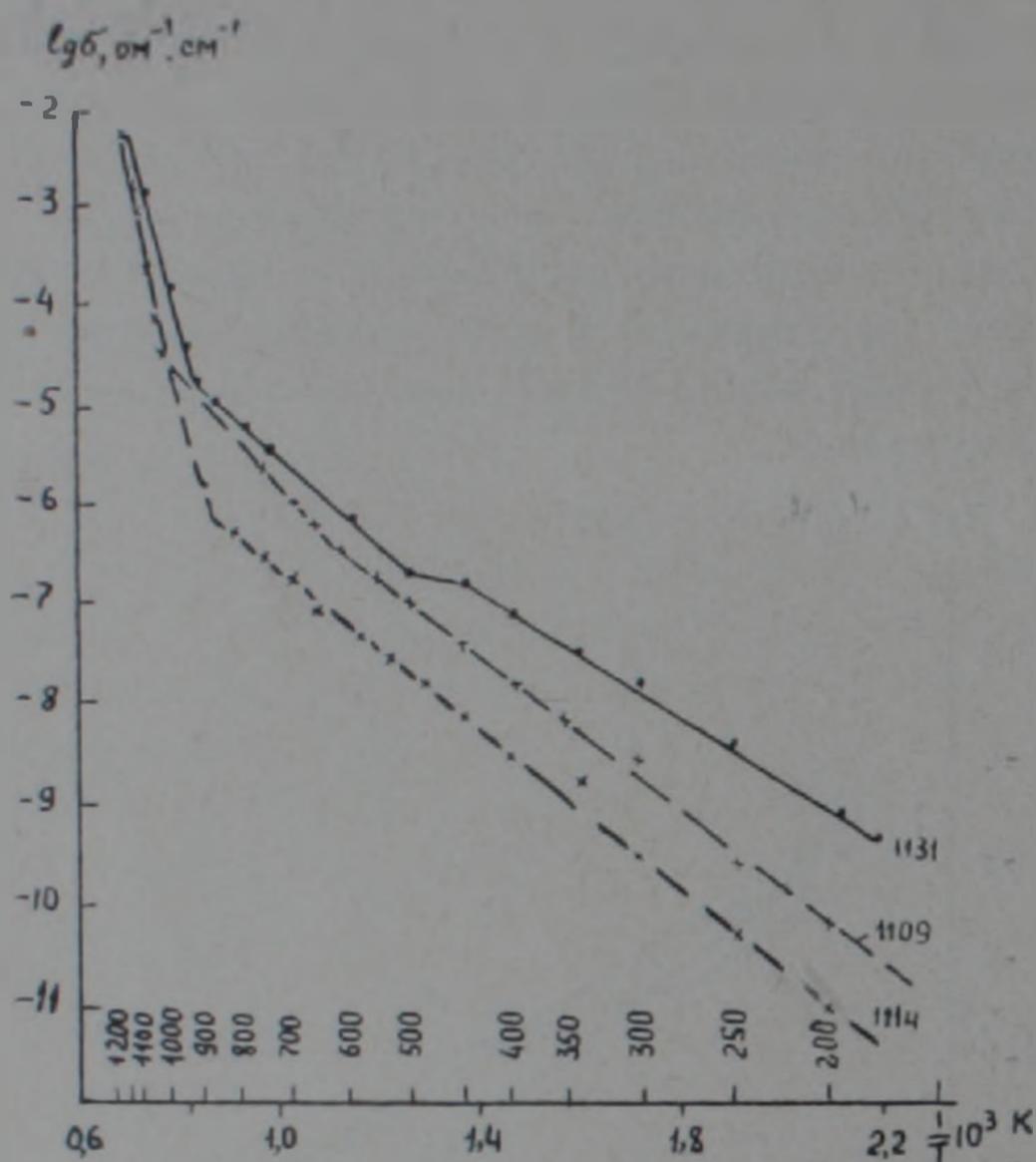


Фиг. 4. Зависимость электропроводности долеритовых базальтов памбакской свиты от температуры

Еще более ощутимые различия в электропроводности (фиг. 5) наблюдаются при сопоставлении базальтов вулкана Саакасар (обр. 1109 и 1114) и долеритовых базальтов гор. Камо (обр. 1131). При довольно близком химико-минералогическом составе этих пород различия можно отнести за счет пористости, которая у обр. 1114 достигает значений 26,8%.

Таким образом, на электропроводность долеритовых базальтов и базальтов большое влияние оказывают: пористость, процентное содержание пироксенов и их химический состав, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, а также плотность пород. Влияние процентного содержания пироксена, который в исследованных породах представлен авгитом, не случайно. Согласно экспериментальным данным минерал авгит является самым проводящим минералом по сравнению с другими минералами, содержащими щелочные металлы.

Таким образом, горные породы в пределах даже одного типа, благодаря различиям в составе и структурно-текстурным особенностям, об-

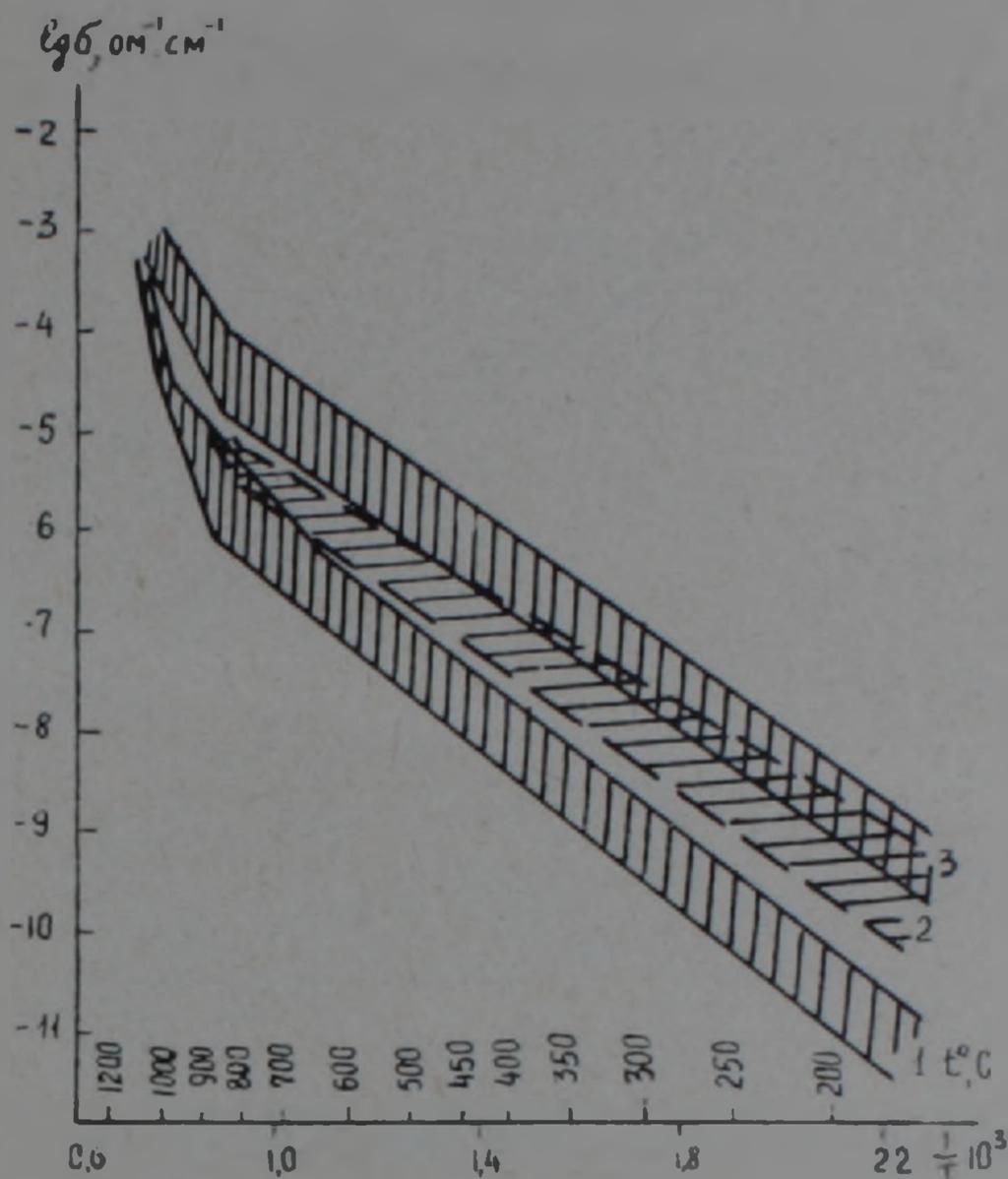


Фиг 5. Зависимость электропроводности долеритового базальта и базальтов Гегамского нагорья от температуры.

наруживают достаточно большой разброс в значениях электропроводности. Согласно полученным экспериментальным данным по изучению зависимости $\sigma = f(t)$ при атмосферном давлении оказалось, что обычные базальты по электропроводности отличаются от долеритовых базальтов. Долеритовые базальты (фиг. 6) являются более электропроводящими, поэтому область, в которую укладываются графики электропроводности этих пород, по отношению к базальтам сдвинуты вверх. Долеритовые базальты ламбакской свиты занимают промежуточное положение, перекрываясь с долеритовыми базальтами лори-ахурянской толщи.

Долеритовые базальты лори-ахурянской толщи отличаются от базальтов Гегамского нагорья пониженным содержанием SiO_2 , повышенным содержанием суммарного железа и отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, процентным содержанием и характером вкрапленности рудных минералов, а также пониженными абсолютными значениями общей и эффективной пористости. Совокупность указанных факторов и обуславливает положение графиков $\sigma = f(t)$, которые размещаются в областях, характерных для пород определенного состава и текстуры.

Анализ графиков $\sigma = f(t)$ позволяет выявить некоторые особенности в изменении электропроводности долеритовых базальтов и базальтов Армении при высоких температурах, присущие всем исследованным породам. Прежде всего наблюдается закономерное увеличение электропроводности в процессе нагревания до 1100°C , достигающее 6—9 порядков

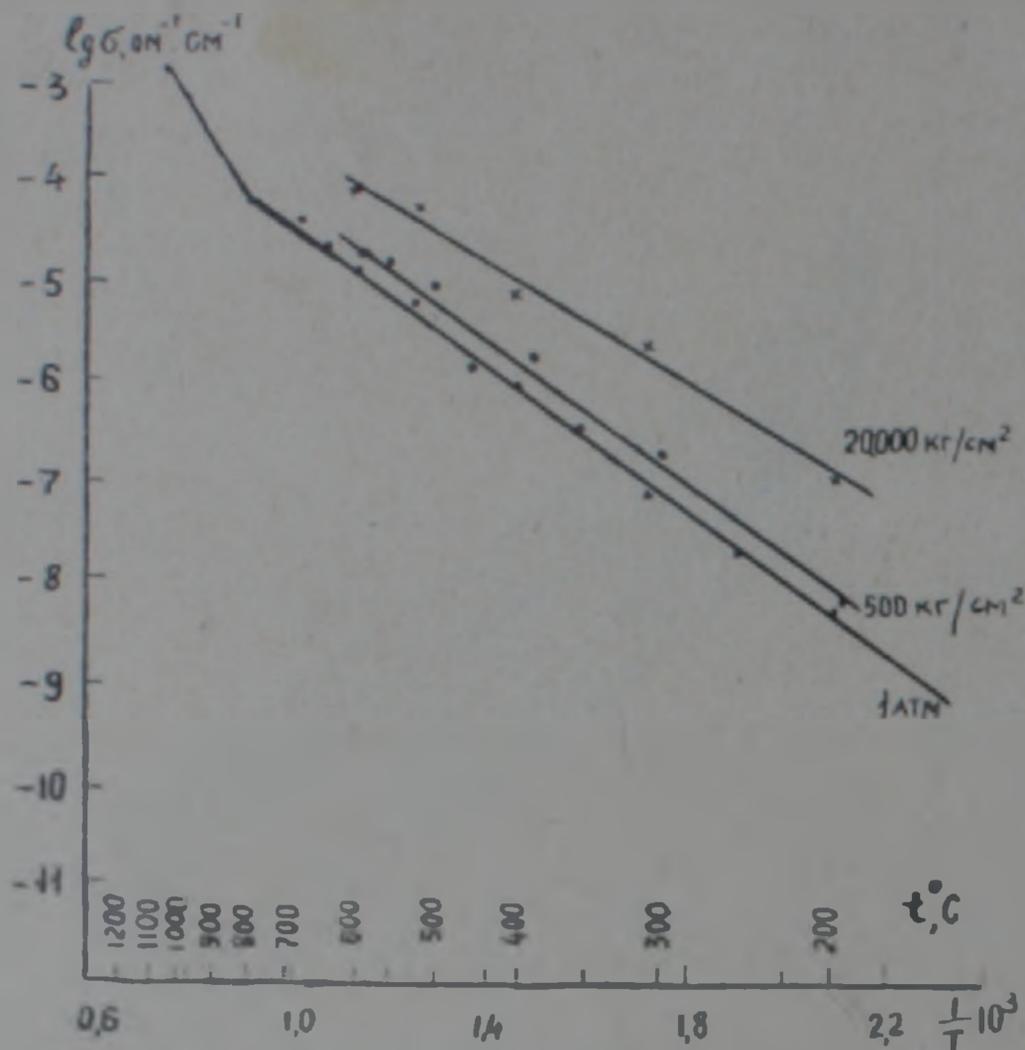


Фиг. 6. Области расположения графиков. 1—базальты Гегамского нагорья, 2—долеритовые базальты памбакской свиты; 3—долеритовые базальты лори-ахурянской толщи.

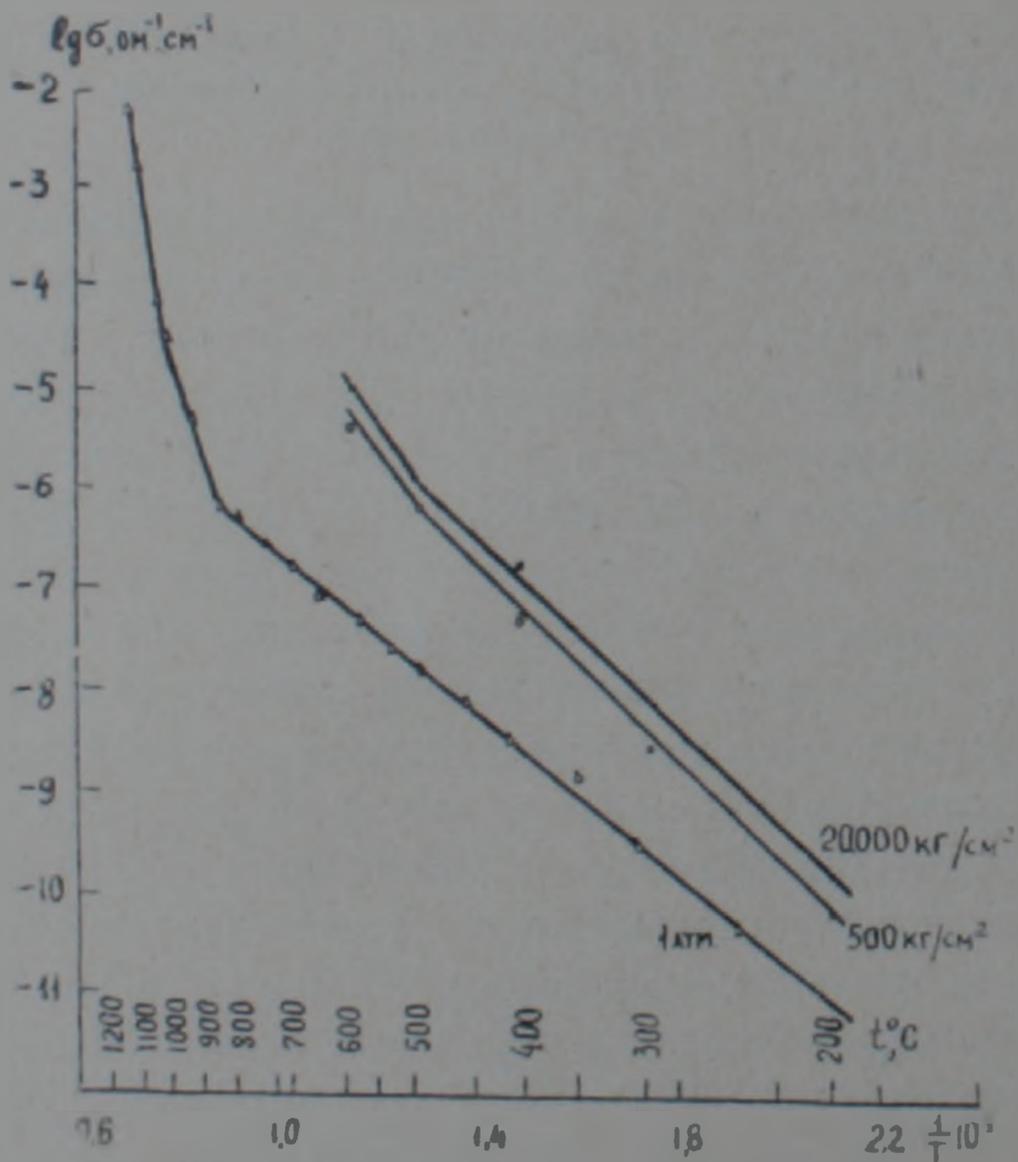
по сравнению с первоначальным. Величины электропроводности при температуре 1100°C оказываются близкими для различных пород.

Электропроводность при высоких температурах и давлениях. Электропроводность долеритовых базальтов и базальтов Армении также исследовалась при одновременном воздействии давления до 20000 кг/см^2 в диапазоне температур $200\text{--}600^{\circ}\text{C}$. Полученные экспериментальные данные свидетельствуют о том, что электропроводность при воздействии давления возрастает. Увеличение давления, при соответствующих температурах, приводит к увеличению электропроводности на несколько десятков процентов, а в некоторых случаях—на порядок и больше. Обнаружено, что градиент изменения электропроводности в области начальных давлений (до 500 кг/см^2) наибольший у образцов с наибольшей эффективной пористостью. Это достаточно наглядно видно при сравнении графиков $\sigma = f(t)$ долеритового базальта (фиг. 7) и базальта (фиг. 8). Электропроводность долеритовых базальтов и базальтов при повышении давления до 20000 кг/см^2 увеличивается больше, чем на порядок. При более высоких температурах изменение электропроводности при увеличении давления меньше.

Одновременное воздействие температуры и давления не нарушает прямолинейной зависимости электропроводности от температуры. Изобары с увеличением давления смещаются в сторону увеличения электропроводности. Угол наклона графиков к оси абсцисс при этом остается



Фиг. 7. Зависимость электропроводности от температуры и давления для долеритового базальта (обр. 511) с эффективной пористостью 5%.

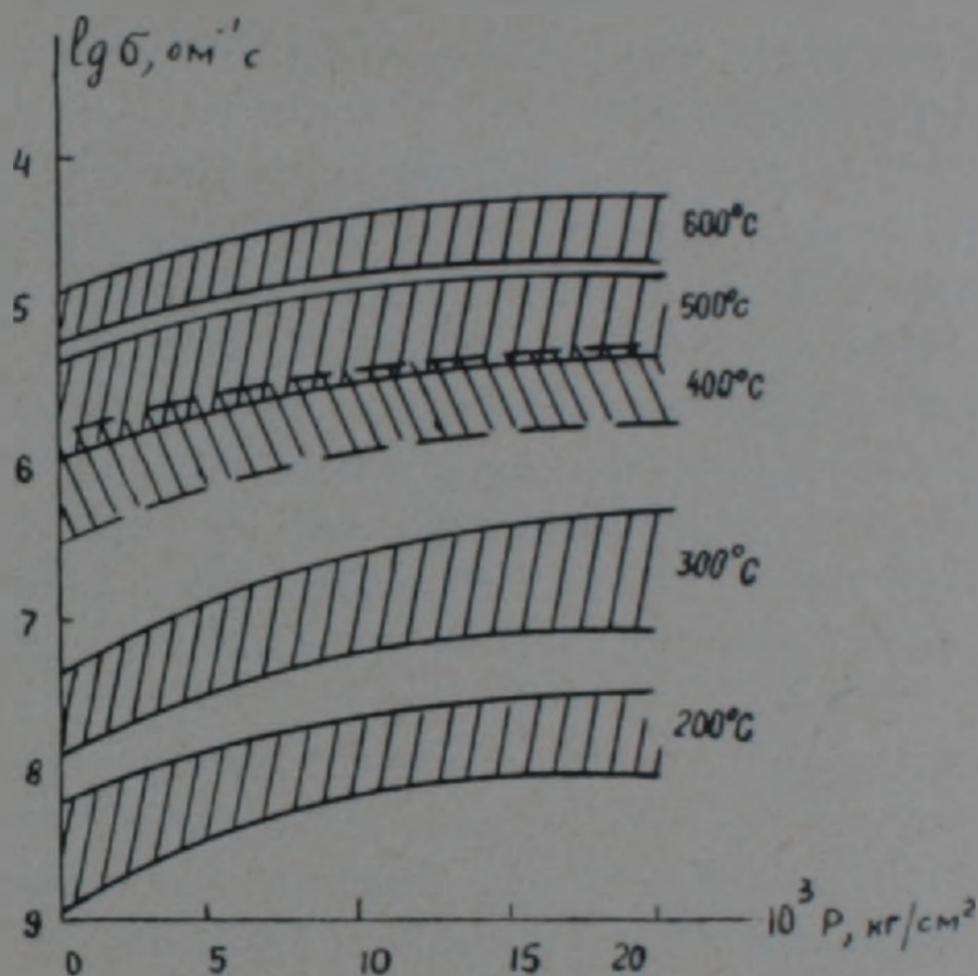


Фиг. 8. Зависимость электропроводности от температуры и давления для базальта (обр. 1114) с эффективной пористостью 26.8%.

почти постоянным, что свидетельствует о том, что энергия активизации частиц, осуществляющих перенос электрических зарядов, почти не из-

меняется. Однако, у долеритового базальта 511 (фиг. 7) угол наклона изобары при 20000 кг/см^2 по отношению к атмосферному давлению заметно изменился; соответственно изменилась также и энергия активации от 0,74 до 0,60 эв.

На основании полученных экспериментальных данных построены области изменения электропроводности долеритовых базальтов Армении для давлений до 20000 кг/см^2 и температур 200, 300, 400, 500, 600°C (фиг. 9). Следует отметить, что в эти области ложатся графики для базальтов рифтов Индийского океана.



Фиг. 9. Области расположения графиков электропроводности долеритовых базальтов и базальтов Армении.

Проведенные исследования показали, что области расположения графиков заметно обособляются при сравнительно низких температурах (200—300°C), но при дальнейшем увеличении температуры области сужаются, сближаются и даже перекрываются.

О механизме электропроводности. Полученные экспериментальные данные позволяют сделать некоторые выводы о механизме электропроводности исследованных пород. Исследования электропроводности изверженных пород [6] при температуре до 1200°C показали, что на графиках, построенных в координатах логарифм электропроводности $\lg \sigma$ —обратная абсолютная температура ($1/T$), выделяются, главным образом, два прямолинейных участка. В некоторых породах может наблюдаться по три и более излома графиков этой зависимости.

Следует указать, что построение графиков в координатах $\lg \sigma$ — $1/T$ дает возможность вычислить значение энергии активации E_0 и значение предэкспоненциального коэффициента σ_0 , а также судить о механизме и других явлениях, наблюдающихся при процессах проводимости. Для долеритовых базальтов и базальтов Армении на графиках $\lg \sigma = f(1/T)$

можно выделить несколько прямолинейных участков. Чаще наблюдаются два прямолинейных участка. Первый из них соответствует интервалу $150-750^{\circ}\text{C}$ и $150-900^{\circ}\text{C}$, а второй— $700-900^{\circ}\text{C}$ и выше. В большинстве случаев обнаруживается резкий излом на графиках. Как известно [6], зависимость электропроводности от температуры выражается прямой линией только тогда, когда перенос тока осуществляется частицами одного знака и с одинаковой степенью закрепления частиц. Причем, в области высоких температур в электропроводности начинают принимать участие частицы с более высокими значениями энергии активации. Поэтому, наклон кривой изменяется и возникает излом. Изменение наклона кривой показывает, что с повышением температуры изменяется тип токоносителей. Обычно при низких температурах ток осуществляется примесными ионами, а при высоких температурах—ионами основной решетки. Эти представления, справедливые для монокристаллов, обычно применяются и для объяснения температурного хода электропроводности поликристаллических агрегатов. Поскольку в настоящее время невозможно сказать что-либо определенного об относительной роли проводимости кристаллических зерен и межкристаллической прослойки, то обычно не делают различий между ними [4]. Поэтому при истолковании экспериментальных данных по изверженным горным породам используют гипотетическую модель полупроводника, имеющего смешанную проводимость.

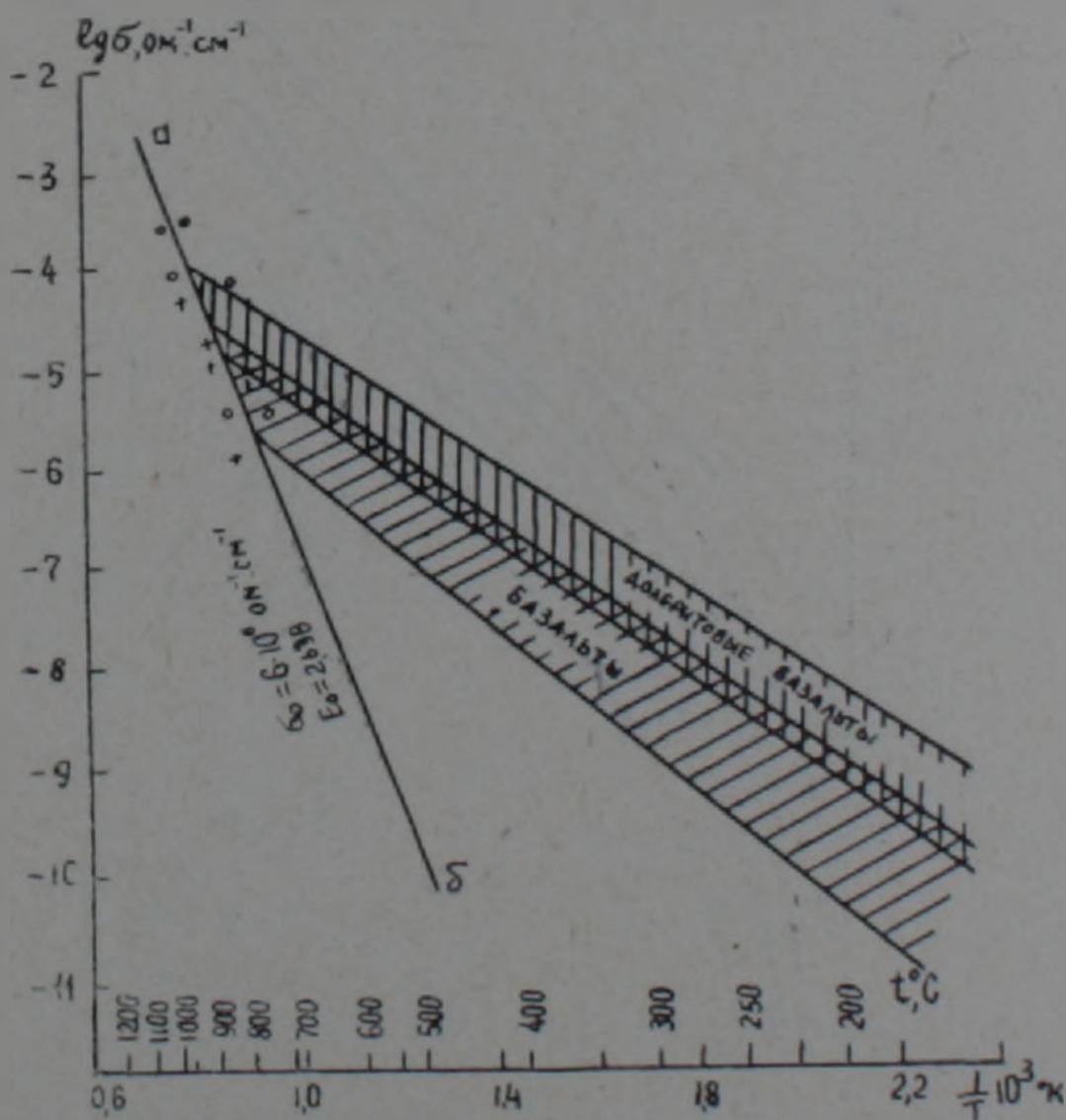
Из полученных данных видно, что более пологие отрезки графиков электропроводности имеют низкое значение E_0 , характерное для примесной проводимости ($E_0=0,66-1,0$ эв). Энергия активации высокотемпературных участков долеритовых базальтов и базальтов составляет $1,99-3,5$ эв, а иногда $3,8-6,0$ эв. Низкие значения E_0 обусловлены тем, что примесные ионы находятся вне узлов кристаллической решетки и поэтому всегда имеют меньшую энергию закрепления, чем основные ионы решетки. Для примесных ионов достаточны невысокие температуры, чтобы они, срываясь со своих мест закрепления, превратились бы в ионы, переносящие электрические заряды. Большие значения E_0 при $t=900^{\circ}\text{C}$ и выше соответствуют вступлению в электропроводность нового механизма носителей тока, обусловленного основными ионами, вырванными из узлов кристаллической решетки сильными тепловыми флуктуациями. Как и для ранее изученных изверженных горных пород, электропроводность долеритовых базальтов и базальтов также имеет ионный механизм, а параметры σ_0 , E_0 определяют собственную электропроводность и являются физической характеристикой изученных пород.

Наблюдаемая высокая энергия активации E_0 частиц, осуществляющих электропроводность породы ($3,5-6,0$ эв), характерна для тех пород, излом графиков электропроводности которых происходит при температуре 900°C , а иногда и при 950°C . Эти температуры характеризуют область собственной проводимости пород. Поскольку у этих базальтов следов плавления не наблюдалось, то, возможно, высокотемпературный излом графика, после которого происходит резкий рост электропровод-

ности, совпадает с моментом выделения конституционной воды из кристаллической решетки [3]. Такой интенсивный рост электропроводности может наблюдаться и при более низких температурах в тех случаях, когда идет разрушение вторичных водосодержащих минералов или наблюдаются полиморфные превращения в рудных минералах [6].

Таким образом, высокая энергия активации частиц, участвующих в переносе электрических зарядов тех базальтов, которые испытывают физико-химические изменения, не является для них реальной физической величиной. Вероятно, эти параметры будут характеризовать состояние породы при физико-химических превращениях минералов. Поэтому, с целью определения истинной величины электропроводности, был построен график собственной проводимости а-б (фиг. 10) по точкам излома прямой примесной проводимости различных типов базальтов.

Известно [6], что если в относительно чистый кристалл вводить примеси, то с увеличением их концентрации излом графика зависимости $\lg \sigma = i(1/T)$ сдвигается в область высоких температур. Причем все точки изломов ложатся на прямую линию, характеризующую собственную проводимость ионного кристалла. Аналогично был построен график собственной проводимости базальтов. Энергия активации собственной проводимости, найденная графически (фиг. 10), имеет величину $E_0 = 2,6$ эв, а предэкспоненциальный коэффициент $\sigma_0 = 6 \cdot 10^5 \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$. Эти пара-



Фиг. 10. График собственной проводимости (а и б) и области примесной проводимости долеритовых базальтов и базальтов Армении. Условные обозначения: \circ — долериты; $+$ — базальты; а—б—график собственной электропроводности, построенный по точкам излома прямой $\lg \sigma = f(1/T)$. Заштрихованные области графиков—область примесной проводимости.

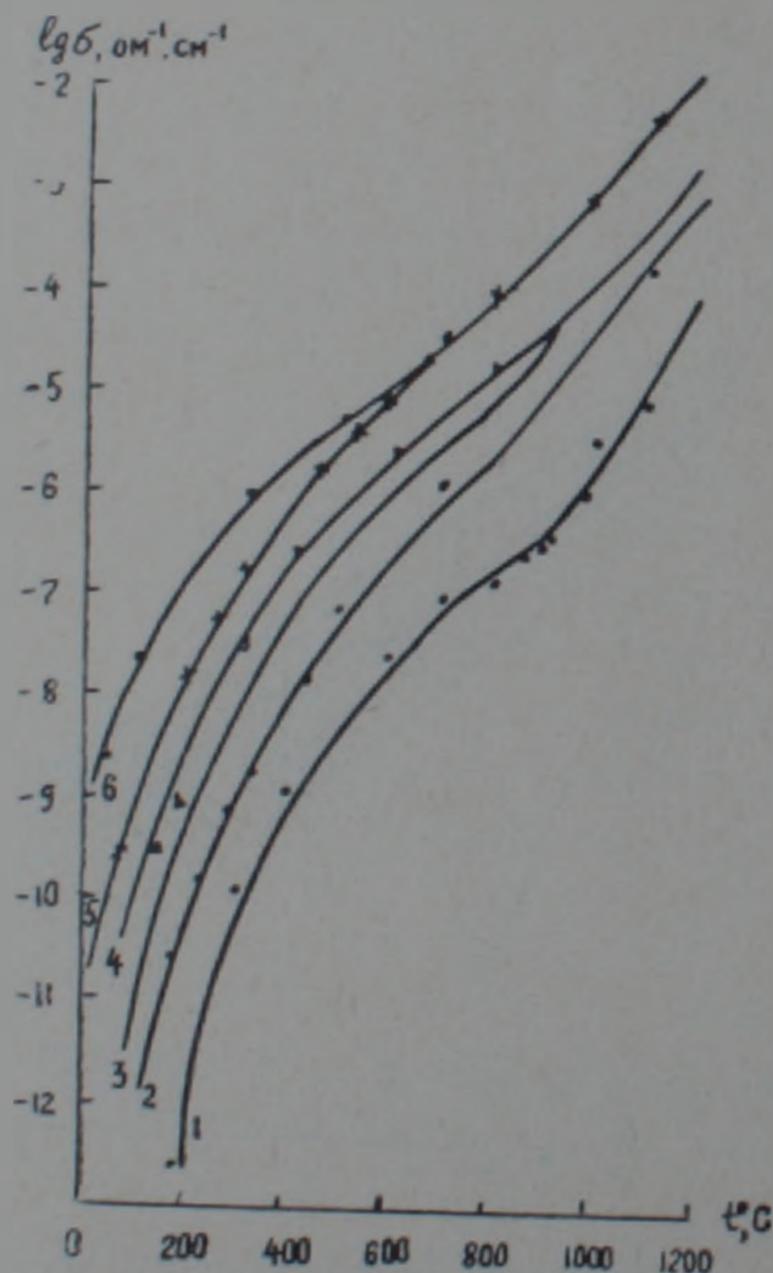
метры меньше значений, полученных прямыми измерениями и характеризуют термодинамические состояния базальтов в области собственной электропроводности. При давлении 20000 кг/см^2 значения E_0 в области примесной проводимости находятся в пределах $0,4—0,6 \text{ эв}$, а в области собственной проводимости— $1,4—1,8 \text{ эв}$, то есть меньше, чем при атмосферном давлении.

На основании выполненных исследований можно отметить следующее:

1. Электропроводность базальтов различных типов в области умеренных температур обнаруживает определенную связь с их составом и структурно-текстурными особенностями. Увеличение пористости понижает электропроводность и оказывает влияние на градиент ее изменения в начальной области давлений (до 500 кг/см^2).

2. Значения собственной проводимости изученных пород ($E_0=2,6 \text{ эв}$ и $\sigma_0=6 \cdot 10^6 \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$) являются реальными физическими величинами, определяющими термодинамические процессы в этих веществах. Собственная проводимость в области температур $700—1200^\circ\text{C}$ осуществляется, как и для большинства изверженных пород, ионами кристаллической решетки.

3. Базальты и долеритовые базальты Армении в области температур до 900°C (фиг. 11) характеризуются меньшей электропроводностью в



Фиг. 11. Зависимость электропроводности магматических горных пород от температуры. 1—мангиты; 2—ультраосновные породы; 3—базальты Армении; 4—базальты Индийского океана; 5—островные базальты Индийского океана; 6—базальты рифтовой зоны Индийского океана.

сравнении с базальтами Индийского океана и континентов, но в сравнении с ультраосновными породами и эклогитами они обладают более высокой электропроводностью во всем изученном диапазоне температур.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР
Киевский ордена Ленина государственный
университет им. Т. Г. Шевченко

Поступила 14.XII.1972.

Ա. Տ. ԲՈՆԴԱՐԵՆԿՈ, Մ. Պ. ՎՈՒԱՐՈՎԻՉ, Գ. Տ. ՊՐՈԴԱՅՎՈՒԱ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԲԱԶԱԼՏՆԵՐԻ ԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ՊԱՐԱՄԵՏՐԵՐԸ ԲԱՐՁՐ
ՃՆՇՈՒՄՆԵՐԻ ՈՒ ԶԵՐՄԱՍՏԻՃԱՆՆԵՐԻ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ուսումնասիրված է բազալտների ու դոլերիտային բազալտների էլեկտրահաղորդականությունը մինչև 1100°C ջերմաստիճանների և մթնոլորտային ճնշման, ինչպես նաև մինչև 20000 կգ/սմ^2 ճնշումների և մինչև 600°C ջերմաստիճանների պայմաններում: Բերված են էլեկտրահաղորդականության, ակտիվացման էներգիայի արժեքները և դիտարկված է դրանց կախումը պետրոգրաֆիական բնութագրերից: Տրված է ուսումնասիրված բազալտների և այլ հրային ապարների էլեկտրահաղորդականությունների համեմատական անալիզը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бердичевский М. Н. и др. Аномалия электропроводности земной коры в Якутии. Известия АН СССР, сер. Физика Земли, № 10, 1969.
2. Бондаренко А. Т. Обобщение данных по электропроводности изверженных горных пород при высоких температурах в связи со строением земной коры и верхней мантии. ДАН СССР, т. 178, № 5, 1968.
3. Кузнецов А. А., Иванов В. П., Касатов Б. К. О применении термографии для исследования траппов северо-запада Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 163, № 2, 1965.
4. Моисеенко У. И., Соколова Л. С., Истомин В. Е. Электрические и тепловые свойства горных пород. «Наука», Новосибирск, 1970.
5. Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Электропроводность горных пород при высоких температурах и одностороннем давлении. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 23 (190), 1962.
6. Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Электропроводность горных пород при высоких температурах и давлениях. «Наука», 1972.
7. Ракчеев А. Д., Чернышев Л. В. Зависимость энергии активации и химического состава пиритов от условий их синтеза. ДАН, т. 183, № 5, 1968.
8. Садовский М. А. Насущные задачи геофизики в комплексе наук о Земле. Вестник АН СССР, № 1, 1968.

УДК 553.81

С А ПАЛАНДЖЯН

К ВОПРОСУ ОБ АЛМАЗОНОСНОСТИ ПОРОД В ПОЯСАХ
АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ АРМЕНИИ

После случайной находки Б. С. Шмаковым двух кристаллов алмаза в обломке оливиновой породы вблизи северного портала автомобильного туннеля под Пушкинским перевалом (Степанаванский район Армянской ССР) Ереванским политехническим институтом было проведено под руководством А. С. Павленко и Р. Г. Геворкяна шлиховое и мелкообъемное опробование рыхлых отложений рек прилегающей территории. В результате в трех мелкообъемных пробах по рр. Дзорагет, Чкнах, Гергер, размывающих выходы гипербазитов, было обнаружено 18 мелких кристаллов и осколков кристаллов алмазов.

В качестве потенциально алмазоносных площадей привлекают внимание в первую очередь пояса развития альпинотипных гипербазитов Армении, среди которых наиболее крупным и выдержанным является Присеванский (Амасия-Севано-Акеринский пояс Малого Кавказа), к западному отрезку которого приурочен район обнаружения алмазов. В геологическом отношении пояс представляет собой линейно вытянутую интрагеосинклинальную структуру, протягивающуюся от левобережья р. Аракс на юго-востоке до р. Ахурян на западе на протяжении 350 км. В отрезке Шоржа-Пушкинский перевал гипербазиты перекрыты комплексом третичных отложений наложенного Севано-Ширакского синклинория.

В современной структуре гипербазиты представляют собой тектонически переработанные аллохтонные тела (пластины, пластообразные и линзовидные массивы), согласно залегающие в мезозойских раннегеосинклинальных отложениях. В восточной части пояса (Севано-Акеринский отрезок) гипербазиты и габброиды совместно с подводными толщами диабазов, спилитов и радиоляритов слагают типичную офиолитовую ассоциацию доконьякского возраста. Западная часть пояса обнажена в пределах Степанаванского и Амасийского районов в Базумской горстовой структуре; при этом в Степанаванском районе гипербазиты, габброиды и вулканогенно-осадочные образования офиолитов залегают под карбонатными толщами флишвидного типа верхней юры (?)—нижнего мела [5], в Амасийском—ассоциируют с верхнемеловыми вулканогенно-пирокластическими отложениями. Внедрение гипербазитовых пластин в мезозойские отложения происходило значительно позже их глубинной кристаллизации, в пластическом состоянии, в период формирования мезозойских офиолитовых трогов.

По всей длине пояса в южном и юго-западном направлениях гипербазиты и вмещающие их породы (часто вместе с метаморфическими сланцами фундамента) взброшены и надвинуты на более молодые отложения верхнего сенона—среднего эоцена.

Независимо от возраста и состава вмещающих отложений, а также своего географического положения, гипербазиты отличаются однородностью состава [3] и представлены преимущественно гарцбургитами и апогарцбургитовыми серпентинитами, слагающими главные массивы. Подчиненную роль играют фациально развитые дуниты, лерцолиты, верлиты, пироксениты, при этом к дунитам приурочена большая часть хромитовых рудных тел. Почти повсеместно гипербазиты ассоциируют с габброидами, которые представлены двумя морфологическими типами: 1) пластообразные, лакколитовые тела, приуроченные к краям гипербазитовых массивов или локализованные независимо от них в геосинклинальных вулканогенных толщах; они обладают многофазным строением с последовательностью формирования: нормальные габбро-лейкогаббро, анортозиты, пироксениты, верлиты-диориты, плагиограниты; 2) дайкообразные, шлировидные тела интенсивно измененных габброидов, габбро-пегматитов, анортозитов, троктолитов, локализованных в гарцбургитовых массивах, но формировавшихся позже гипербазитов.

Особенности вещественного состава и микроструктуры позволяют выделить следующие группы петрогенетически самостоятельных пород:

1. Дунит-гарцбургиты (\pm лерцолиты) с первичной минеральной ассоциацией оливин + глиноземистый эгстатит + хромшпинелид (при отсутствии плагиоклаза) представляют собой наиболее глубинные магматические образования, кристаллизовавшиеся при повышенных давлениях, по-видимому, в глубоких зонах метаморфического фундамента.

2. Габброиды самостоятельных массивов с ведущим минеральным парагенезисом плагиоклаз + авгит (\pm кварц, оливин, бурая роговая обманка), уралитизированные, представляющие собой близповерхностные согласные интрузии раннегеосинклинального типа; с ними связаны производные ультраосновного состава (верлиты, диопсидиты).

3. Группа пород дифференцированного базит-гипербазитового состава: клинопироксеновые перидотиты (в том числе полевшпатовые), пироксениты, троктолиты, анортозиты, габбро-пегматиты, локализованные в дунит-гарцбургитовых массивах, но проявляющие пространственную взаимосвязь с габброидами. Почти все эти типы пород выявлены и в массивах габброидов, где они представлены секущими телами. Формирование указанной ассоциации пород в дунит-гарцбургитах, по-видимому, тесно связано с глубинной магматической переработкой последних при внедрении габброидов.

Следует отметить, что в полосе развития гипербазитов Присеванского пояса, на северной окраине сел. Караиман, обнаружено секущее серпентиниты овальное в плане тело эруптивной брекчии ультраосновного состава, содержащей обломки апогарцбургитовых серпентинитов, пироксенитов, базальтоидов, известняков, сцементированных карбонат-

серпентиновой массой с идиоморфными кристаллами темной слюды [4]. Не исключено, что эта порода может иметь определенное отношение к алмазности полосы гипербазитов.

Переходя к обсуждению возможных коренных источников алмазов в Армении, отметим, что имеющиеся данные не дают возможности однозначного решения вопроса. Поэтому могут быть высказаны в различной степени обоснованные гипотезы, опирающиеся как на данные по Армении, так и на фактический материал по алмазности других складчатых областей. По пространственной связи с поясами гипербазитов и минеральной ассоциации алмазные россыпи Армении аналогичны таковым в других складчатых областях как мезокайнозойского (Индонезия, Кордильеры), так и герцинского (Восточная Австралия, Аппалачи) возраста. Вопрос алмазности Армении, несомненно, представляет частный случай проблемы алмазности складчатых поясов фанерозоя. Все имеющиеся факты свидетельствуют о том, что алмазность складчатых областей обусловлена породами и процессами, локализованными в поясах развития альпийских гипербазитов и связана с теми глубинными структурами, которые стимулировали формирование и дальнейшее развитие указанных поясов. Это обстоятельство положено в основу изложенных ниже предположений, рассматривающих возможные коренные источники алмазов в пределах Армянской ССР.

1. В качестве вероятного первоисточника алмазов могут рассматриваться сами альпийские гипербазиты (дунит-гарцбургитовая серия). Это предположение основано на следующих данных: 1) обнаружение алмазов в обломках серпентинизированных ультраосновных пород на Урале и Калимантане, по р. Саравак [9]; 2) постоянное нахождение в качестве аллювиальных спутников алмаза в россыпях складчатых областей группы минералов, характерных для первичного минерального состава гипербазитов (хромшпинелиды, платиноиды), и отсутствие в них главных парагенетических спутников алмаза в кимберлитах — пирропа, пикроильменита; 3) пространственная взаимосвязь алмазных россыпей складчатых областей с поясами развития гипербазитов.

Вещественный состав гипербазитов складчатых областей показывает, что при их окончательной кристаллизации режим давления был намного ниже такового для алмазных и даже неалмазных кимберлитов пирровой субфации. Для объяснения возможных условий кристаллизации алмаза в геосинклинальных гипербазитах могут быть выдвинуты два предположения: 1) образование алмаза в глубинных условиях в интрателлурический этап развития магмы, как это имело место и в кимберлитах, с последующим плавным падением давления, в результате чего минеральная ассоциация высоких давлений развита совершенно незначительно и спорадически; 2) возникновение высоких давлений, способствующих кристаллизации алмаза, в процессе мощных стрессовых напряжений в этап замыкания офиолитовых трогов. С этими тангенциальными напряжениями связано перемещение высокопластичных перидотитов и серпентинитов, а также чешуй метаморфических сланцев

фундамента в верхние горизонты земной коры. Однако такой путь формирования алмазов представляется менее вероятным, поскольку в гипербазитах Армении не обнаружены минералы с промежуточной степенью «барофильности», соответствующие большому промежутку давлений между крайними значениями для кристаллизации алмаза, с одной стороны, и ассоциации оливин+глиноземистый энстатит, с другой (50—10 кбар).

II. Алмазность гипербазитовых поясов может быть связана с эруптивными брекчиями ультраосновного состава, отличающимися по химизму от кимберлитов пониженными содержаниями титана и щелочей. Достоверно алмазны подобные образования на Калимантане [2]. Вулканические ультраосновные щелочные породы в жильной и эруптивной фациях в последнее время описаны и в мезокайнозойских складчатых областях: на Камчатке [8], на острове Малайта (Соломоновы острова) [11]; к этой группе фактов относится и отмеченное выше обнаружение эруптивной ультраосновной брекчии в пределах Присеванского гипербазитового пояса.

Характерной особенностью ультраосновных эруптивных образований складчатых областей является их возрастная связь с окончанием формирования приповерхностных офиолитовых ассоциаций, поскольку они секут гипербазиты в аллохтонном залегании и вместе с тем образуются до отложения следующих за офиолитами осадочно-терригенных и карбонатных формаций (на Калимантане алмазы обнаружены в верхнемеловых базальных конгломератах вместе с продуктами размывания нижнемеловых офиолитов [9]). Следовательно, внедрение алмазных (в случае Калимантана) пород связано с периодом подъема и стабилизации коры после формирования офиолитовой ассоциации. Небезынтересно отметить, что данные по офиолитам Ведикского пояса в Армении свидетельствуют о повышении щелочности пород в заключительные стадии формирования офиолитов [1] (появление тешенитов и других субщелочных пород).

III. Одним из вероятных источников алмазов в Армении могут быть породы метаморфического фундамента. Альпийская геосинклиналь Малого Кавказа формировалась в юрское—меловое время на эпибайкальской субплатформенной структуре [6]; породы байкальского (рифейского) фундамента представлены метаморфическими сланцами в фациях гранатовых амфиболитов и зеленых сланцев. Важно отметить, что Присеванский гипербазитовый пояс является одним из главных участков развития блоков и чешуи метаморфических сланцев. Возможную связь алмазов с породами фундамента можно представить несколькими способами: 1) источниками алмазов могут быть эклопиты, как это имеет место в Казахстане [7]; 2) в платформенный этап развития области, в течение палеозойской эры, могли формироваться алмазные кимберлиты, чему способствовало наличие маломощного (до 3 км) платформенного чехла осадочных, главным образом, карбонатных отложений.

Следует отметить, что эта гипотеза не согласуется с фактами пространственной взаимосвязи алмазоносных россыпей складчатых областей с поясами развития гипербазитов, тогда как наиболее крупные выходы метаморфического фундамента широко развиты за пределами этих поясов.

IV. Можно предположить формирование алмазоносных пород в послескладчатый, орогенный этап развития горного сооружения Малого Кавказа, предположительно в связи с послесарматским этапом неотектонической активизации области; при этом Присеванский глубинный разлом, как структура мантийного заложения, мог стать источником щелочных-ультраосновных расплавов, формирующих кимберлиты. Другой возможный источник алмазов—ксенолиты глубинных эклогитов в магматических образованиях орогенного этапа развития области; такие ксенолиты предположительно могут быть связаны с плиоценовыми—четвертичными долеритовыми базальтами Лорийского плато, отличающимися повышенной щелочностью; их излияния приурочены к крупнейшей тектонической структуре—Транскавказскому поперечному поднятию [10].

Среди изложенных гипотез относительно источников алмазоносности складчатых областей в настоящее время наиболее обоснованными представляются первые две, хотя не исключена возможность существования отмеченных выше других типов алмазоносных пород.

Ереванский политехнический институт
им. К. Маркса

Поступила 24.IV.1974

Ս. Ա. ՓԱԼԱՆԺՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԱԼՊԻՆՈՏԻՊ ՀԻՊԵՐԲԱԶԻՏՆԵՐԻ ԳՈՏԻՆԵՐՈՒՄ ԱՊԱՐՆԵՐԻ
ԱՄԱՍՏԱՐԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ստեփանավանի շրջանի հիպերբազիտների տարածման տեղամասերի ալյուվիալ նստվածքներում Երևանի պոլիտեխնիկական ինստիտուտի աշխատակիցների ջանքերով հայտնաբերվել են ալմաստի 18 բյուրեղներ. այդ փաստը հնարավորություն է բնձնում վերլուծել ալմաստի արմատական աղբյուրների հարցը:

Հողվածում քննարկված են մի շարք հնարավոր տեսակետներ, որոնցից գերադասելի է համարվում հիպերբազիտների և նրանց հետ կապված ուլտրա-հիմքային էրուպտիվ բեկչիանների ալմաստաբերության տեսակետը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Агамалян В. А., Паланджян С. А., Сатян М. А. Обнаружение галек и валунов тешенитов в конгломератах коньяка Вайка. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 2, 1972.

2. Ван Беммелен Р. В. Геология Индонезии. ИЛ, М., 1957.
3. Паланджян С. А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд.-во АН Арм. ССР, Ереван, 1971.
4. Паланджян С. А. Обнаружение эруптивной брекчии ультраосновного состава в полосе развития гипербазитов Севанского хребта. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVI, № 5, 1973.
5. Паланджян С. А. Офиолиты Степанаванского района Армянской ССР. Тез. докл. XXI научно-техн. конф. Ерев. политехн. ин-та, ч. II Ереван, 1974.
6. Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Известия АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.
7. Розен О. М., Зорин Ю. М., Заячковский А. А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембри Кокчетавского массива. ДАН СССР, т. 203, № 3, 1972.
8. Ротман В. К., Марковский Б. А., Хотина М. И. Камчатская ультраосновная вулканическая провинция. Сов. геология, № 9, 1972.
9. Трофимов В. С. Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. «Недра», М., 1967.
10. Харазян Э. Х. К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северозападной части Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIV, № 2, 1971.
11. Allen J. B. and Deans J. Ultrabasic eruptives with alnöitic kimberlitic affinities from Malaita, Solomon Islands. Miner. Mag., vol. 34, 1965.

УДК 553.499

А. А. КАЗАНЧЯН

ПЕРСПЕКТИВЫ РТУТОНОСНОСТИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
АРМЯНСКОЙ ССР

В последние годы территория Армянской ССР стала представлять определенный интерес в отношении нахождения месторождений ртути. Это обусловлено, во-первых, расположением территории Армянской ССР в Средиземноморской ртутной провинции, где сосредоточено почти 80% мировых запасов ртути и, во-вторых, выявлением впервые коренных ртутных проявлений (Кясаманское, Бура-Тапинское, Сараланджское, Сарнахпюрское, Арчидзорское, Хосровское, Эллин-Советашенское и др.), а также наличием многочисленных ореолов распространения киновари, установленных при ведении региональной шлиховой съемки и геохимических работ на территории Армянской ССР.

В Средиземноморской провинции подавляющее большинство промышленных запасов ртути заключено в коренных гидротермальных месторождениях, которые тяготеют к глубоким и значительным по протяженности тектоническим трещинам или зонам разлома. Во многих случаях ртутно-сурьмяные пояса пространственно совпадают с поясами развития гипербазитов и приурочены к зонам глубоких региональных разломов. Наиболее вероятной является связь ртутных месторождений с последними фазами эволюции магм, то-есть по преимуществу с кислыми, частью с умеренно-кислыми породами. Большинство ртутных месторождений позднекиммерийские и альпийские.

В северной части территории Армении выделяются две тектонические зоны по А. Т. Асланяну [1], в пределах которых размещена основная часть вышперечисленных проявлений ртути (Алавердская и Присеванская зоны). Автором настоящей статьи еще в 1963 году были выделены для Армении три тектонические зоны, перспективные в отношении ртутного оруденения; это Алавердская мегантиклинальная, Присеванская и Ереванская мегасинклиналильные ртутноносные зоны.

Алавердская зона характеризуется широким развитием вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород юры и мела. Развиты интрузивы плагиогранитового и кварц-диоритового состава, с которыми генетически связывается оруденение меди, полиметаллов и золота. Складчатые структуры зоны формировались в нескольких тектонических фазах—от границы бата до верхнего миоцена [1].

В этой зоне мы выделяем два рудных поля, характеризующихся проявлениями ртути: Шамшадинское и Карнут-Гёгдагское.

Шамшадинское рудное поле охватывает полосу развития юрских и частично меловых вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, представленных порфиритами и их пирокластами, песчаниками, кварцевыми

порфиритами и частично известняками. Рудное поле имеет длину 20 км при ширине порядка 4—5 км.

Среди этих пород работами А. Г. Мидяна, П. М. Бартикяна, Л. М. Багдасаряна, Х. Н. Шагиняна и автора получен ряд шлиховых первичных и вторичных ореолов ртути, а также обнаружены ее коренные проявления: Арчидзорское, Сарнахпюрское, Мошадзорское, приуроченные к зонам дробления и смятия среди вулканогенно-осадочной толщи юры, структурным контролем которых служат региональные разрывные нарушения близширотного простирания.

Оруденение представлено вкрапленностью, налетами и отдельными маломощными прожилками киновари, редко переходящей в метациннабарит (Сарнахпюр). Киноварь здесь тесно ассоциирует с галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, гематитом, реже баритом и кальцитом.

Стадии минерализации в рудопроявлениях следующие: кварц-пирит, кварц-пирит-халькопирит, барит, редко кальцит, галенит, сфалерит и киноварь. По составу руд оруденение ртути мы относим к ртутно-полиметаллической формации.

Содержание ртути в проявлениях не превышает 0,1%.

В Шамшадинском рудном поле перспективным в отношении дальнейшего изучения представляет Арчидзорское проявление. Оно размещено в осадочных и вулканогенных породах аалена, составляющих здесь южное крыло Ахумской антиклинали, которая осложнена двумя сбросовыми нарушениями близширотного направления. Вдоль этих нарушений выделяются зоны раздробленных, брекчированных и каолинизированных, частично, окварцованных и пиритизированных пород (песчаники, порфириты), мощностью 400—500 м, протяженностью 3,5—4 км. Для этой зоны характерна минерализация халькопирита, галенита, сфалерита вкрапленного типа, а также налеты с вкрапленностью киновари. Содержание ртути доходит до 0,1%.

Наличие глинистых сланцев, как возможных экранов для ртутного оруденения, разрывных нарушений, антиклинальной структуры и литологически благоприятных пород (песчаники) позволяет Арчидзорское проявление ртути считать перспективным для дальнейшего изучения.

Карнут-Гегдагское рудное поле охватывает полосу развития юрских вулканогенно-осадочных пород, представленных песчаниками, порфиритами, глинистыми сланцами, кварц-порфирами и др. Среди этих пород имеется ряд шлиховых, первичных и вторичных ореолов ртути, которые пространственно тяготеют к разрывным нарушениям сбросо-сдвигового характера и экзоконтактовым зонам интрузивных пород кислого и умеренно-кислого состава.

По положению все рудопроявления ртути и шлиховые ореолы киновари в Алавердской мегантиклинальной зоне контролируются зонами параллельных и субпараллельных разрывов. Проявления ртути и шлиховые ореолы киновари как в Алавердской мегантиклинальной зоне, так и в других регионах, как правило, «группируются в линейно-вытя-

нутые зоны, согласные с простиранием основных складчатых и разрывных структур района.» [14].

Помимо этого в размещении ртутных проявлений и шлиховых ореолов кингвари в участках пересечения огромную роль играли поперечные разломы и флексуры (Сарнахпюр, Арчидзор, Соух-булаг, Кара-Кетук и др.).

Рудовмещающими структурами для ртутоносной Алавердской мегантиклинальной зоны (классификация по В. И. Смирнову, [11]) являются: а) тела вдоль зон дробления (Арчидзор, Сарнахпюр); б) локальные структуры и рудные гнезда (Сарнахпюр).

Ртутное оруденение предположительно связывается с кислыми субвулканическими интрузиями и корнями лавовых излияний позднеэоцено-олигоценового времени.

Касаясь вопроса вертикального размаха ртутного оруденения, можно сказать следующее: территория Армении расположена в Средиземноморской ртутной провинции, где вертикальный размах ртутного оруденения определен более чем 2000 м [13, 6, 10, 8]. Алавердская ртутоносная зона охватывает территорию с резко колеблющимися абсолютными отметками высот от 700 до 3000 м. Исходя из самой нижней точки ртутной минерализации с абсолютными отметками до 1100 м (Сарнахпюр) и максимальных отметок порядка до 2400 м (Арчидзор, Соух-Булаг), вертикальный размах ртутного оруденения для разновозрастных пород определяется не менее 1300 м.

Присеванская зона характеризуется широким развитием осадочных и вулканогенно-осадочных пород юры, мела и эоцена, подвергнутых складчатости в предолигоценовое и предсреднемиоценовое время. Широкое развитие получили также интрузии габбро-перидотитового и гранодиоритового состава, с которыми генетически связывается оруденение хрома, никеля, кобальта, меди, полиметаллов, золота, ртути, сурьмы и мышьяка.

По данным М. Г. Ломидзе [3], Эрзинджан-Севапская офиолитовая зона прослеживается из района Эрзинджана на восток-северо-восток, обнажаясь вдоль правобережья Кара-су, в районе Шенкая, а на Советской территории—в районе Амасии, Степанавана и от оз. Севан до Лысогорского перевала на Карабахском хребте.

Работами И. Г. Магакьяна [4, 5] Присеванская мегасинклиналильная зона выделяется как Севано-Амасийская структурно-металлогеническая зона, заложившаяся в верхнем мелу на границе Алаверди-Кафанской и Памбак-Зангезурской зон, протягивается вдоль северо-восточного побережья оз. Севан, пересекает в северо-западном направлении всю территорию Армянской ССР и уходит на юго-восток в пределы Азербайджана.

В пределах северо-восточного побережья оз. Севан Г. О. Пиджяном [7] выявлен ряд ртутных проявлений в кварц-карбонатных породах (Бура-тапа, Кясаман, Джанахмед, Агнехуш).

Под руководством автора в 1963—1968 гг. поисковыми работами в Присеванском оротектоническом поясе был обнаружен ряд коренных

проявлений ртути в вулканогенно-осадочных образованиях эоцена и частично в осадочных образованиях мела, а также в кварц-карбонатных породах. Эти проявления от Зодского перевала до границы с Турцией следующие: Конгурское, Сараладжское, Шмпертское, Заритапское (Памбакское), Кармирское, Куйбышевское, Атанское, Сарнарское и Муханское. В пределах северо-восточного побережья оз. Севан получен ряд обособленных первичных геохимических ореолов ртути и шлиховых ореолов киновари, которые цепочкой протягиваются вдоль основных структурных элементов района.

По Г. М. Утехину [12], Присеванская ртутьносная зона входит в южный ртутьно-рудный пояс Кавказа. Здесь выделяются три рудных района: Севанский, Тандзут-Дилижанский и Амасийский.

Так как характер минерализации ртути различный в локальных промежутках выделенной территории, а в структурном отношении ртутьное оруденение имеет своеобразное развитие, то нами выделяется ряд рудных полей ртутью минерализации для Присеванского ртутьного пояса: Зод-Караиманский, Памбак-Бабаджанский, Красносельск-Куйбышевский, Атанский, Джалжурский и Амасийский.

Рудоконтролирующими структурами являются крупные разрывные нарушения в основном северо-западного направления, которые параллельны или субпараллельны и прослеживаются прерывисто вдоль всех рудных полей. В рудных полях установлены малоамплитудного характера разрывы, приуроченные в основном к крыльям антиклинальных складок второго порядка.

Ртутьные проявления локализованы вдоль разрывов северо-западного и северо-восточного простираний. В пределах указанных рудных полей рудовмещающими породами являются: известняки, туфопесчаники и песчаники, конгломераты, туфобрекчии, порфириды и кварц-карбонатные породы (листвениты).

По формациям руд, исходя из элементного состава, минералогической ассоциации и состава руд для Присеванского ртутьного пояса выделяем следующие типы оруденения: ртутьный, золото-ртутьный, ртуть-сурьмяно-мышьяковый, ртуть-полиметаллический.

Характерные рудные формации для рудных полей распределяются следующим образом (табл. 1).

Характерными морфологическими типами рудных тел, по классификации В. И. Смирнова [11], являются: гнездовые, частично столбообразные тела и тела вдоль надвигов и зон дробления.

Анализ материалов коренных проявлений ртути Присеванского ртутьного пояса, первичных ореолов ртути и шлиховых ореолов киновари дает нам основание определить вертикальный размах ртутьного оруденения для данного пояса.

Исходя из самых нижних точек ртутьной минерализации с абсолютными отметками для эоценовых пород 1300 м (Куйбышев), мела—2050 м (промежуток Памбак-Бабаджан) и максимальных отметок соответственно для эоцена—2450 м (Кармир), мела—2700 м (Бура-тапа), верти-

Распределение рудных формаций по районам

Наименование рудных полей	Рудные формации			
	ртутная	золото-ртутная	ртуть-сурьма-мышьяковая	ртуть-полиметаллическая
1. Зод-Караиманское	+	+	—	—
2. Памбак-Бабаджанские	+	—	—	—
3. Красносельск-Куйбышевское	+	+	—	+
4. Атанское	+	+	—	+
5. Джеджурское	+	—	—	—
6. Амасинское	—	—	+	—

кальный размах ртутного оруденения определяется для эоценовых пород 1150 м, а для меловых—650 м.

Изучая условия локализации ртутного оруденения в разных проявлениях ртути Присеванского ртутного пояса, можно судить о многоярусном характере отложения киновари.

Как отмечает В. П. Федорчук [13], «количество рудоносных ярусов или этажей находится в прямой зависимости от масштабов вертикального размаха рудообразования», и эта многоярусность оруденения обусловлена литологическими и тектоническими факторами. Так, в пределах Конгурского, Сараланджского и Сариарского проявлений ртути разные горизонты известняков и песчанистых известняков, чередующихся толщ туфоосадочных пород мела и песчаников эоцена несут признаки ртутной минерализации.

Следует иметь в виду также характер низкотемпературных ртутоносных гидротермальных растворов, которые проникли через трещины сброс-надвигового характера в отдельные горизонты вышеуказанных пород.

Кроме этого, факт наличия киновари в кварц-карбонатных породах на дневной поверхности говорит в пользу многоярусной минерализации киновари.

В последнее время считается общепризнанным отложение ртути из низкотемпературных щелочных гидротермальных растворов [9, 10, 8, 13, 14].

Обработка многочисленных данных по спектральным и химическим анализам из различных проявлений и первичных ореолов Присеванского ртутного пояса показывает, что такие элементы как Cu, Pb, Zn, As, Hg, Ba, иногда Au и Ag присутствуют почти во всех разновидностях пород, слагающих рудные поля.

Околорудные изменения в породах выражаются в окварцевании, пиритизации, баритизации с участием кальцитизации и каолинизации.

Приуроченность ряда элементов Cu, Pb, Zn, Hg и др. к разнородным породам рудных полей показывает их связь с единым очагом для данного рудного поля, хотя количественные соотношения их различные, что указывает на многоэтапность тектонических подвижек.

Не исключена возможность образования ртутной минерализации путем ртутьсодержащих эманаций, в пользу чего свидетельствуют: повышенное содержание ртути в проявлениях без видимого оруденения (Кармир, Куйбышев, Атан и др.), широкое развитие первичных ореолов ртути в пределах рудных полей (Зод-Караиманское, Атанское и Джаджурское), безрудность и неправильная ориентированность интенсивно переработанных участков и, наконец, развитие налетов и примазок киновари в верхней части стратиграфического разреза рудных участков (Сараландж, Куйбышев).

Минерализации ртути подвергнуты все породы, начиная с нижнего мела, кончая эоценом включительно, что говорит о связи ртутного оруденения со сравнительно молодыми (миоцен-плиоценового возраста) магматическими образованиями. Эта связь лишь предполагаемая. Нам представляется более правомерным связывать ртутную минерализацию Присеванского пояса с позднеальпийскими (палеоген) малыми интрузиями и дайками гранитоидного состава и вулканическими породами неогена.

Из всех имеющихся проявлений ртути в Присеванском поясе на данной стадии изученности наиболее перспективными в отношении промышленной концентрации ртути являются Конгурское, Сараланджское и Сариарское.

Конгурское проявление ртути размещено в вулканогенно-осадочных и осадочных породах сенона, составляющих здесь юго-западное крыло Конгурской антиклинали, которая осложнена двумя сбросовыми нарушениями близширотного и северо-западного направлений. Вдоль этих нарушений выделяются зоны гидрогермально измененных пород (известняки, песчанистые известняки), мощностью 100—150 м, протяженностью 1—1,5 км. Ртутное оруденение в известняках и песчанистых известняках представлено в виде вкрапленности и обогащенных участков в форме гнезд, в которых содержание ртути колеблется от 0,01 до 0,1—0,2%. Киноварь ассоциирует с пиритом, реже—с халькопиритом.

Сараланджское проявление ртути размещено в вулканогенно-осадочных породах нижнего сенона, слагающих здесь северное крыло крупной антиклинальной складки, ось которой проходит по южному склону Севанского хребта. По центральной части проявления в близширотном направлении проходит сбросовое нарушение с плоскостью падения на север, северо-восток. Вдоль этого нарушения выделяются зоны раздробленных, брекчированных, каолинизированных и окварцованных пород (конгломераты, туфопесчаники), мощностью 100—200 м, протяженностью 3,5—4 км. Ртутное оруденение в конгломератах и туфопесчаниках представлено мелкими вкрапленниками и налетами, прожилками и обогащенными участками в форме гнезд и линз, в которых содержание ртути колеблется от 0,005 до 1%, редко доходя до 7—10%. В обогащенных участках обнаружена самородная ртуть совместно с киноварью. Киноварь обычно ассоциирует с пиритом, реже с халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Для Сараланджского проявления ртути

локальными экранами являются глинистые сланцы, а региональными — мергелистые известняки верхнего сенона.

Сарнарское проявление ртути размещено в вулканогенно-осадочных породах среднего эоцена и мела, слагающих здесь южное крыло Джаджурской антиклинали. Тектоническое нарушение сбросо-надвигового характера проходит по контакту сенонских известняков и эоценовых песчаников. Ртутное оруденение приурочено к гидротермально измененным песчаникам и известнякам, где оно представлено мелкими вкрапленниками и прожилками киновари. Содержание ртути колеблется от 0,005 до 2%. Киноварь ассоциирует с галенитом, сфалеритом, баритом и реже халькопиритом.

Закономерности размещения ртутной минерализации в северной части Армянской ССР и дальнейшее направление поисковых работ вкратце приведены в таблице 2.

Институт «Армгипрозем»

Поступила 31.X.1972.

Ա. Ա. ԴԱԶԱՆՉՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԱՐԱԾՔԻ ՀՅՈՒՄԻՍԱՅԻՆ ՄԱՍԻ ԱՆԴԻԿԱՔԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական ՍՍՀ տարածքի հյուսիսային մասում մենք անջատում ենք սնդիկաբեր երկու գոտի, դրանք են՝ Ալավերդու մեգաանտիկլինալային և Մերձսևանյան մեգասինկլինալային գոտիները:

Ալավերդու սնդիկաբեր գոտում անջատվում են սնդիկին հատուկ երկու դաշտեր՝ Շամշադինի և Կառնուտ-Գյոզ-դադի: Հանքայնացումը յուրայի հասակի ապարներում ներկայացված է հիմնականում սնդիկ-բազմամետաղային տիպով, բայց չի բացառվում նաև սնդիկային, սնդիկ-բազմամետաղ-ոսկու հանքայնացումը:

Մերձսևանյան սնդիկաբեր գոտին, ըստ Հ. Մաղաքյանի, համընկնում է Սևան-Ամասիայի տեկտոնիկ-մետաղաբեր զոնայի հետ: Այս գոտում մենք անջատում ենք սնդիկին հատուկ՝ Զոզ-Կարախմանի, Փամբակ-Բարաջանի, Կրասնոսելսկ-Կույրիչևի, Աթանի, Զաչուռի և Ամասիայի հանքադաշտերը: Այդ գոտուն հատուկ են՝ սնդիկային, ոսկի-սնդիկային, սնդիկ-բազմամետաղային և սնդիկ-ծարիր-մկնդեղային հանքային տիպերը:

Մերձսևանյան գոտում սնդիկի երևակումները մեծ մասամբ հարում են կավճի և էոցենի հասակի նստվածքային և հրաբխա-նստվածքային ապարներին:

Կատարված ուսումնասիրություններից ելնելով սնդիկի ամենահեռանկարային երևակումներ կարելի է համարել Կոնգուրինը, Սարալանջինը, Սարիյարինը Մերձսևանյան սնդիկաբեր գոտում և Արջիձորինը՝ Ալավերդու գոտում:

Классификационные единицы и их подразделения	Интрузивные комплексы	Региональные структуры	Структуры, локализирующие оруденения
А. Алавердская мегантиклинальная ртутноносная зона	Плагнограниты, кварцевые диориты и малые интрузии кислого состава	Алавердский и Шамшадинский антиклинорий и Иджеванский синклинорий, надвиг	Антиклинали, разрывные нарушения
I. Рудные поля а) Шамшадинский	Дайки и малые интрузии	Шамшадинский антиклинорий	Антиклинали Шамшадинского антиклинория и разрывные нарушения
б) Карнут-Гегдаинский	Дайки, малые интрузии, субвулканические интрузии и корни лавовых излияний	Алавердский антиклинорий	Антиклинали Алавердского антиклинория (Карнутский, Соух-Булагский, Кара-Кетукский и др.) и разрывные нарушения
Б. Присеванская ртутноносная зона	Интрузии габбро-перидотитовой формации, гранитоиды, малые интрузии и протрузии	Севано-Ширакский синклинорий, надвиги и разломы глубокого заложения	Дарбандская антиклиналь, Дзыкнагет-Чичканская антиклиналь, Красносельско-Амасийская синклиналь, Арегунийская синклиналь, надвиги и разломы
II. Рудные поля а) Зол-Караиманский	Габбро-перидотиты, малые интрузии, гранитоиды, разные дайки габбро-диоритового и габбро-порфиритового состава	Антиклиналь, надвиг по Севанскому хребту	Антиклинали второго порядка, разрывные нарушения
б) Памбак-Габаджанский	Габбро-перидотиты, малые интрузии гранитоидов	То же	Контакты габбро-перидотитов с известняками, зоны дробления вдоль разломов
в) Красносельск-Куйсунский	Малые интрузии гранитоидов, кислые гипабиссальные интрузии и протрузии	Мургузский антиклинорий, Дилижанско-Красносельский синклинорий, надвиг и разломы	Зоны дробления вдоль надвига и разломов, антиклинальные складки
г) Атанский	Габбро-диориты и малые интрузии кислого и умеренно-кислого состава, экструзии	Бабаджанская синклиналь, разрывные нарушения	Мелкие антиклинальные складки второго порядка, разрывные нарушения
д) Джазжурский	Различные дайки и дайкообразные экструзии, субвулканические протрузии	Ширакский и Дарбандские антиклинали, Аргатюхская синклиналь, надвиг	Пликативные структуры, зоны дробления вдоль надвига и разломов
е) Амасийский	Мелкие интрузии гранитоидов, различные дайки	Амасийская синклиналь и разрывные нарушения	Зоны дробления вдоль разломов

географическая и в северной части Армянской ССР и дальнейшее направление поисковых работ

Литологическая разновидность вмещающих пород	Рудовмещающие структуры	Масштаб дальнейшего исследования	Основные задачи дальнейших работ	Проявления, первичные, вторичные и шлиховые ореолы ртути
Вулканогенно-осадочные образования юры и частично мела	Тела вдоль зон дробления, локальные структуры и рудные гнезда	1:50000	Оконтуривание рудовмещающих формаций и рудоконтролирующих разрывов. Определение эрозионно-денудационного среза и распределение рудных подзон по горизонтальной зональности. Оконтуривание складчатых структур второго и третьего порядка	Сарнахпюр, Мошадзор, Арчидзор, Троджа, Соух-булаг, Кара-Кетук и др.
Порфириты, песчаники, кварцевые порфиры, частично интрузивные породы, возможно известняки	Тела вдоль зон дробления, рудные гнезда	1:10000	Разделение рудоконтролирующих, рудовмещающих и рудораспределяющих нарушений, выделение отдельных литологических горизонтов, характерных для ртути, определение элементов-индикаторов путем анализа материалов первичных геохимических ореолов	Сарнахпюр, Мошадзор, Арчидзор, Троджа и вторичные ореолы ртути низкого содержания
Порфириты, песчаники, туфопесчаники, кварциты, кварц-баритовые жилы	Локальные структуры, тела вдоль зон дробления и рудные гнезда	1:10000	То же	Соух-булаг, Кара-Кетук, Хач-булаг и другие шлиховые ореолы
Песчаники, известняки, порфириты, туфско-конгломераты и туфо-песчаники, кварц-карбонатные породы лавы кислого состава, породы ультраосновной формации	Рудные гнезда, тела вдоль надвигов и зон дробления, столбообразные тела, тела на крыльях складок	1:25000	То же, что в Алавердской выделение ослабленных разновозрастных зон вдоль надвигов и глубинных разломов и определение их ртутоносности	Сараландж, Конгур, Бура-тапа, Кясаман, Шиперт, Бабаджан, Кармир, Куйбышев, Атан, Сарнар, Мумухан и многие первичные, вторичные и шлиховые ореолы
Песчаники, туфоконгломераты, перидотиты, порфириты, известняки и кварц-карбонатные породы	Рудные гнезда, тела вдоль зон дробления, тела на крыльях складок	1:5000	То же, что в Шамшадинском + составление карты трещинной тектоники, выяснение участков, образовавшихся за счет ртути-содержащих эманаций, картирование пликтивных структур, выяснение экранирующей роли глинистых сланцев и мергелей	Конгур, Инаг-лаг, Джанахмед, Гедаквали, Сараландж, Бура-Тапа, Кясаман, Гейсу, и многочисленные первичные и шлиховые ореолы ртути
Кварц-карбонатные породы (листвениты), перидотиты, редко порфириты	Рудные гнезда и редко тела вдоль зон дробления	1:5000	Оконтуривание кварц-карбонатных пород, выяснение закономерности контактово-метасоматического и гидротермального характера, нахождение обогащенных участков для разведки и окончательная оценка этих пород на счет промышленной концентрации ртути	Памбак, Шиперт, Бабаджан, мелкие минерализованные участки, ряд шлиховых обособленных ореолов
Туфопесчаники, туфобрекчии, частично порфиры и их пирокласты	Тела вдоль зон дробления, возможно рудные гнезда	1:10000	Исследование зоны дробления вдоль надвигов и разломов, установление перспективности отдельных горизонтов туфоосадочной толщи эоцена, выяснение роли оперяющих структур на счет ртути	Кармир, Куйбышев, обособленные первичные ореолы ртути и ореолы шлихов
Эффузивно-осадочные и туфообломочные породы (порфириты, песчаники, туфобрекчии, конгломераты и др.)	Рудные гнезда, тела вдоль зон дробления, возможно тела на крыльях складок	1:10000	То же + выяснение соотношения ртути и полиметаллов в Бабаджанском рудном поле	Атан и шлиховые ореолы
Мергели и известняки, песчаники, туфопесчаники и туфобрекчии, лавы андезитов	Тела на крыльях складок, тела вдоль зон дробления и рудные гнезда	1:5000	Выяснение роли пликтивных структур и отношения скрытого оруденения, геохимия первичных ореолов, выяснение роли оперяющих структур, трещинная тектоника	Сарнар, ряд обособленных ореолов ртути и шлиховые ореолы
Порфириты и кварц-карбонатные породы, частично туфопесчаники	Тела вдоль зон дробления и рудные гнезда	1:10000	Оконтурить и опробовать все зоны дробления, выяснить промышленное значение ртути в кварц-карбонатных породах, рассмотреть мышьяк-сурьма-ртутную минерализацию в совокупности	Мумухан и ряд первичных обособленных ореолов ртути и редкие шлиховые ореолы

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1959
2. Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение в геологии. Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.
3. Ломидзе М. Г. О месте офиолитов и тектонической структуре восточной Анатолии и Закавказья. Изв. высших учебн. завед., Геология и разведка, № 11, 1970
4. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Сов. геол., № 7, 1959.
5. Магакьян И. Г. Этапы развития и металлогенического районирования территории Армянской ССР. В кн. «Геол. Арм. ССР», т. VI, Металлич. полезн. ископ. Изд-во АН Арм. ССР, 1967.
6. Невский В. А. Некоторые вопросы генезиса ртутных, сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Южной Ферганы. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1959.
7. Пиджян Г. О. Ртутное оруденение северо-восточного побережья оз. Севан. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. X, № 3, 1957.
8. Поярков В. Э. Сурьма и ртуть. Оценка месторождений при поисках и разведках. вып. 5, Госгеолтехиздат, 1955.
9. Сауков А. А. Геохимия ртути. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. вып. 78, сер. минер. геол., № 17, 1946.
10. Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. Госгеолиздат, 1947.
11. Смирнов В. И. и Рыженко П. М. Обзор месторождений и рудопроявлений ртути СССР. Госгеолиздат, 1957.
12. Утехин Г. М. Некоторые вопросы металлогении ртути Кавказа. Сов. геол. № 2, 1970.
13. Федорчук В. П. Некоторые вопросы генезиса ртутно-сурьмяных месторождений. В кн. «Конференция проблем постмагматического рудообразования», т. 1, Прага, Изд-во Чехослов. АН, 1963
14. Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. «Недра», М., 1964.

УДК 549.67.552.622.7(479.25)

Г. С. АВАКЯН

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ЦЕОЛИТОВЫХ ПОРОД НОЕМБЕРЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Цеолиты Ноемберянского месторождения относятся к вулканогенно-осадочному генетическому типу, образовавшемуся путем подводного преобразования (диагенеза) вулканических пеплов и других кислых пирокластических пород верхнемелового возраста. Здесь следует отметить, что более или менее высококачественные (мономинеральные) цеолитовые породы, в основном, образовались за счет пепловых туфов.

Центром извержения пирокластического материала являлся верхнемеловой вулкан, сохранившийся в современном рельефе в виде изолированной скалистой вершины Кяси-Кар. Жерловина этого древнего вулкана расположена на расстоянии 1,2—2,0 км к востоку от известного Керпелинского месторождения фельзитовых туфов. Северные и восточные контакты жерловины отвесные, с хорошо выраженной вертикальной флюидалностью; западный и южный контакты пологие, линии течения вдоль них выполаживаются и сливаются с флюидалностью липаритового потока. Липариты жерловины и потока характеризуются порфириновой структурой. Основная масса их сложена стекловатым, неравномерно-раскристаллизованным полосчатым агрегатом. Полосы флюидалности огибают фенокристаллы кислого плагиоклаза.

Первые извержения этого вулкана, по всей вероятности, носили исключительно подводный характер, в результате чего вокруг вулкана отлагались грубообломочные туфобрекчии, шаровые лавы и лавовые потоки среднего и умеренно-кислого состава. Последующие извержения, по-видимому, происходили уже из вулкана островного характера, о чем свидетельствуют распространение пирокластического материала на сравнительно большой площади и хорошая отсортированность материала.

Более грубообломочный материал образует скопления в районе вулкана на площади около 2×3 кв. км, а пепловый материал снесен в восточном и юго-восточном направлении на расстоянии до 20 и более километров. Вулканические брекчии и грубообломочные туфы слагают преимущественно нижние стратиграфические горизонты верхнего сантона. Вверх по разрезу через туфолесчанки и пемзовые туфы они постепенно переходят в тонкообломочные пепловые разности.

Первичные породы, претерпевшие цеолитизацию, образовались вследствие извержений второго (островного) этапа, происходивших в верхнесантон-нижнекампанское время. Характерной особенностью осадконакопления этого времени является неоднократное чередование выбросов вулканического материала и процессов осаждения известкового материала.

Извержения вулкана Кяси-Кар происходили в тот период, когда в морском бассейне шло осаждение карбоната кальция. Вследствие этого извержения вокруг вулкана радиусом около 15—20 км полностью был подавлен процесс карбонатного осадконакопления и вместо известняков накапливался пирокластический материал кислого состава с маломощными пластами фельзитовых туфов. В период затишья осаждение карбоната кальция возобновлялось до следующего извержения. Так образовалось чередование пирокластического материала с известняками, пласты которых на Ноемберянском месторождении насчитываются более 30.

Г. С. Дзоценидзе [2] совершенно справедливо отмечает: «При подводных извержениях морская вода должна заметно нагреваться, во всяком случае в определенном радиусе от центра извержения». Выброшенный пирокластический материал, таким образом, выпадает в морской бассейн с заметно повышенной температурой воды, играющей роль своего рода гидротерм и ускоряющей процесс диагенеза вулканического стекла.

Наряду с этим верхнемеловое море вокруг вулкана Кяси-Кар отличалось повышенной щелочностью ($\text{pH} \geq 10$) и нормальным солевым режимом, о чем свидетельствуют следующие факты:

1. pH суспензии цеолитовых пород, определенный Г. С. Асратяном, равен, примерно, 10 (9,7—9,9). Если полагать, что pH суспензии цеолитовых пород соответствует pH среды в процессе их образования, то это значение на дневной поверхности, под воздействием нейтральных ($\text{pH} \approx 7$) атмосферных осадков, должно было понизиться, а не наоборот. Следовательно, значение pH , равное 10, вполне оптимальная величина для морского бассейна периода образования цеолитов.

2. Нахождение совершенно свежих единичных кристаллов щелочных полевых шпатов в цеолитовых породах.

3. Отсутствие в отложениях сантона-нижнего кампана минералов, характерных для соленых морей.

Р. Л. Хей отмечает, что высокие значения pH и содержания катионов в воде могут вызвать минералогический эффект, сравнимый по интенсивности с влиянием значительного давления и температуры.

В цеолитовых породах сопутствующим компонентом повсеместно является монтмориллонит. Последний, как известно, является продуктом менее щелочной среды, чем цеолиты. Э. Э. Сендеров и Н. И. Хитаров [3] отмечают: «При понижении pH растворов область цеолитов сменяется областью минералов со слоистой структурой глины и слюд. Константа равновесия этих реакций зависит от соотношения активностей катионов и ионов водорода, что видно из схематического уравнения: $\text{цеолит} + \text{H}^+ + \text{Mg}^{2+} \rightleftharpoons \text{монтмориллонит} + \text{катион}$. pH морского бассейна, в этих случаях, указанные авторы определяют числом 8.

В недавно опубликованной статье [1] было показано, что монтмориллонит Ноемберянского месторождения образовался после цеолитов при поступлении гидротермальных растворов в морской бассейн. Кроме гидротерм, по-видимому, в морской бассейн поступили также фумароль-

ные газы, которые, растворяясь в морской воде, несколько снизили щелочность среды ($\text{pH} = 8-10$) и способствовали образованию монтмориллонита как за счет цеолитов, так и непосредственно за счет вулканического стекла пирокластолитов.

Наряду со снижением щелочности термальные воды и фумарольные газы в районе поступления в пределы илового осадка, особенно у непосредственного их выхода, несомненно, повышали температуру и циркуляционную активность морской воды.

В связи с этим, морская вода становилась более агрессивной, приобретала способность свободно циркулировать среди частиц вулканического осадка, и в процессе разложения как свежего, так и цеолитизированного вулканического стекла во многом способствовала образованию монтмориллонита.

В бентонитизированных породах цеолитизация охватывает центральные части (ядро) пепловых частиц и осколков вулканического стекла, а периферийные зоны заняты яркополяризирующим монтмориллонитом. Монтмориллонитовая каемка разрастается от краев к центру, как-бы разъедая цеолиты и замещая их. Это обстоятельство дает нам основание утверждать, что на Ноемберянском месторождении промежуточным продуктом, при превращении вулканического стекла в бентониты, являлись цеолиты (клиноптилолит и морденит).

Р. Л. Хей [4] отмечает: «Сфероиды цеолитов с ядрами монтмориллонитовой пемзы в формации Джон-Дей указывают на то, что гидролиз стекла до монтмориллонита может иметь существенное значение в образовании локальной химической обстановки, в которой образуется клиноптилолит».

Сопоставляя факты взаимного расположения агрегатов монтмориллонита и цеолитов Ноемберянского месторождения с фактами, указанными Р. Л. Хей, легко можно убедиться, что начальным продуктом диagenеза вулканического стекла на Ноемберянском месторождении является цеолит, а не монтмориллонит. Следовательно, гидролиз вулканического стекла до цеолитов имел существенное значение в образовании благоприятной химико-минералогической обстановки, в которой образовался монтмориллонит.

Фактом, доказывающим поступление гидротерм в морской бассейн, являются находки хорошо сформированных кристаллов галенита и пирита в бентонитовых глинах.

Очевидно не каждый акт извержений сопровождался гидротермами и фумарольными газами, поэтому не во всех пластах цеолитовых пород развит монтмориллонит. При этом устанавливается, что мощные взрывы, дающие значительные скопления пирокластического материала, обычно сопровождалось длительным процессом поступления гидротерм и фумарольных газов.

На Ноемберянском месторождении обнаружено два минерала группы цеолитов—клиноптилолит и морденит. Клиноптилолит занимает ведущее место по объему, а морденит—незначительное. Морденит, как более

обогащенный кремнеземом минерал, чем клиноптилолит, по-видимому, образовался за счет более кислых пирокластов (липаритового состава). Относительно этого Р. Л. Хей [4] считает, что «существует прямая связь между содержанием кремнезема в цеолитах и содержанием кремнезема в стекловатых туфах, отложенных в морских и пресноводных фациях».

Отмечено, что цеолиты образовались за счет вулканического стекла род не обнаружен ни малейший клочок неизменных туфов, что затрудняется сохранившейся реликтовой структурой пород. На всей территории (около 40 кв. км) распространения цеолитовых и бентонитовых пород не обнаружен ни малейший клочок неизменных туфов, что затрудняет возможность выяснить механизм формирования цеолитовых пород.

Однако, во многих местах отмечаются фациальные переходы пепловых туфов в фельзитовые, которые остались почти неизменными (в всяком случае в них не отмечается ни цеолитизация, ни бентонитизация).

В качестве первичной материнской породы мы условно примем эти фельзитовые туфы и попытаемся ориентировочно объяснить механизм формирования цеолитовых пород из пепловых туфов. Для примера в настоящей статье взят третий пласт участка «Новый Кохб», который на восточном фланге фациально замещается фельзитовыми туфами. Пересчеты выноса-привноса основных породообразующих компонентов выполнены по окисно-объемному методу (табл 1).

Таблица 1

Окислы	Фельзитовый туф III-го пласта с объемным весом 2,2 т/м ³		Пепловый (цеолитовый) туф III-го пласта с объемным весом 2 т/м ³		— Вынос + Привнос
	% содержания	содержания в абсолютн. колич. в кг	% содержания	содержания в абсолютных колич. в кг	
SiO ₂	70,35	1548	68,5	1370	— 178,0
TiO ₂	0,43	9,5	0,33	6,6	— 2,9
Al ₂ O ₃	11,27	248	12,18	243,6	— 4,0
Fe ₂ O ₃	0,80	17,6	1,62	32,4	+ 14,8
FeO	0,23	5,0	0,49	9,8	+ 4,7
CaO	3,76	82,7	4,62	92,4	+ 2,3
MgO	0,66	14,5	0,84	16,8	+ 2,3
MnO	0,03	6,6	сл.	0	— 6,6
Na ₂ O	0,58	12,8	0,95	19,0	+ 6,0
K ₂ O	6,75	148,5	2,22	44,4	— 104,0
H ₂ O ⁻	0,60	13,2	3,78	75,6	+ 62,4
п. п. п.	3,49	76,8	8,45	169,0	+ 92,0

Как видно из приведенной таблицы, в процессе перерождения вулканического стекла в цеолиты из первичной породы интенсивно выносились: окись калия ~104 кг/м³; марганца ~6,6 кг/м³ и титана ~2,9 кг/м³, что соответственно составляет ~70% (100%)? и 30%. Умеренно выносились: окись кремния ~178 кг/м³ и окись алюминия ~4 кг/м³, что соответственно составляет 11 и 1,7%. Наряду с этим, как видно из таблицы, в породу привносились в достаточных количествах окись и закись железа, соответственно 14,8 и 4,7 кг/м³, что вряд ли соответствует

истинным процессам щелочного метасоматоза. По всей вероятности, указанные окислы привнесены в пепловые туфы фумарольными газами, чего не намечается в фельзитовых туфах. Что касается привноса окислов натрия, кальция и магния, то они, вероятно, были заимствованы из морской воды.

Несмотря на то, что сопоставление фельзитовых и пепловых туфов, отличающихся по скорости их образования (первые в подводных условиях застывают и образуют породу в тысячи и десятки тысяч раз быстрее, чем пепловые туфы, сохраняющиеся длительное время в иловом осадке), не дает нам истинной картины механизма образования цеолитов, но приближенное представление можно получить.

Таким образом, образование Ноемберянского месторождения цеолитов является результатом раннего диагенеза (седиментогенеза) в закрытых или почти закрытых условиях, где отсутствует или слабо проявлена циркуляция поровых растворов, с незначительным участием подводных гидротерм. Образование же бентонитовых глин обусловлено подводным гидротермально-диагенетическим процессом с хорошей циркуляцией поровых растворов и выносом растворенных компонентов.

Широко проявленные в более древних, верхнеконьяк-нижнесантонских эпикластических брекчиях базальтов процессы цеолитизации относятся к собственно гидротермальному типу и во времени разобщены с процессами раннего диагенеза верхнесантон-нижнекампанских пирокластических пород.

Управление геологии СМ
Армянской ССР

Поступила 27.XI.1973.

Հ. Ս. ԱՎԱԿՅԱՆ

ՆՈՅԵՄԲԵՐՅԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՑԵՈՒԻՏԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում լուսարանվում են նոյեմբերյանի հանքավայրի ցեոլիտային ապարների առաջացման պայմանների մի քանի հարցեր: Նախ նշվում է, որ ցեոլիտները գոյացել են հրաբխային մոխիրների և մասամբ հրաբխա-բեկորային այլ ապարների հրաբխային ապակուց վերին կավճի ծովային միջավայրում: Ծովի ջուրը նշված ժամանակաշրջանում ունեցել է բարձր ալկալայնություն ($\text{pH} \geq 10$) և նորմալ աղիություն: Ցեոլիտագոյացմանը, ծովի ջրի բարձր ալկալայնությանը զուգընթաց, որոշ շափով օժանդակել են տաք ջրերի և հրաբխային դազերի ներխուժումները ծովային միջավայր: Վերջիններս առավել նպաստել են արդեն ցեոլիտացված հրաբխային ապակուց մոնոմորփիլոնիտի գոյացմանը, որոնց առաջացման պայմանները բնութագրվում են միջավայրի համեմատաբար ցածր ալկալայնությամբ ($\text{pH} = 8 - 10$) և բարձր ջերմաստիճանով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авакян Г. С. Цеолитовые породы Ноемберянского района Армянской ССР и проблемы их освоения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVI, т. № 6, 1973.
2. Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. «Недра», М., 1969.
3. Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. «Наука», М., 1970.
4. R. L. Hay. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. Geol. Soc. of Am. Spec Paper, № 85, 1966.

УДК 550 387

Ц. Г. АКОПЯН, Л. Н. АНДРОНОВА, Л. А. АХВЕРДЯН

О РЕЗУЛЬТАТАХ ПРИМЕНЕНИЯ ГЛУБИННОГО
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ
В РАЙОНАХ АРМЕНИИ

Основная задача магнитотеллурического зондирования (МТЗ) состоит в определении параметров исследуемой среды по результатам измерения элементов естественного электромагнитного поля Земли на поверхности.

Целью данной работы являлось проведение МТЗ, для изучения строения земной коры и верхней мантии в некоторых районах Армении, в частности в с. Муган, Хндзореск, Шурнух, Гарни. Наблюдения вариаций электромагнитного поля выполнялись с помощью универсальной магнитотеллурической лаборатории МТЛ-62. Записи E_x , E_y осуществлялись измерительными линиями, расположенными Г-образно. В качестве заземления были использованы свинцовые электроды, зарытые на глубину 1,5 м.

Обработка осциллограмм сводилась к определению видимых амплитуд и периодов вариаций, по которым производилось вычисление кажущихся сопротивлений [1, 2].

$$\rho_{xy} = 0,2 T \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2; \quad \rho_{yx} = 0,2 T \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2.$$

Для построения кривых МТЗ, применялись колебания правильной формы, относящиеся к классам P_c (2—5) и P_l (1—2), а также длиннопериодные вариации неправильной формы. Выделение гармоник из вариаций неправильной формы производилось с помощью гармонического анализа. Была составлена программа машинного счета, позволяющая получить спектральные плотности импульсов неправильной формы в точках, расположенных на расстоянии $2\Delta t$ по шкале периодов от $T=2\Delta t$ до $T=N\Delta t$, где Δt —интервал отсчета, а N —число отсчетов. Одновременно вычислялись значения ρ_k , ρ_x , ρ_y в этих же точках спектра. Вычисления были выполнены в Вычислительном центре института на машине «Раздан-2». При построении кривых МТЗ выбирались лишь те значения кажущегося сопротивления, которые соответствовали участкам максимумов спектральной плотности.

Для пункта Хндзореск удалось провести обработку осциллограмм по способу векторов поляризации, что позволило определить эффективный импеданс (табл. 1). В остальных случаях был применен способ графического определения кажущихся импедансов $|Z_{xy}|$ и $|Z_{yx}|$, так как осциллограммы не содержали достаточного числа импульсов, пригодных для обработки их по способу векторов поляризации или наимень-

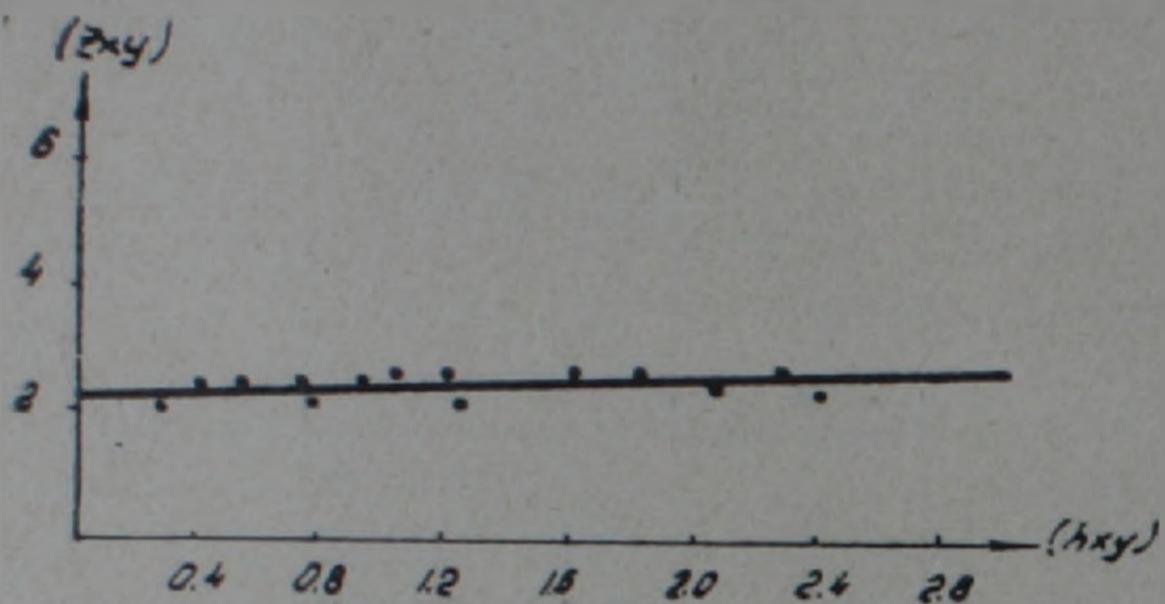
Таблица 1

Таблица определения эффективного импеданса

m	A _{Ex} м.м	A _{Ey} м.м	A _{nx} м.м	A _{ny} м.м	ψ _{Ex} , град.			ψ _{Ey} , град.			ψ _{Ex} , град.			T сек.	m; n;	Δε м.м	Δl м.м	Z _{эф.} мв/к.м	T _{m, n} сек.
					сдв.	отн.	сред.	сдв.	отн.	сред.	сдв.	отн.	сред.						
1	23,0	17,0	8,1	13,2	-17	-30	-38	135	155	145	95	104	99	21,9	3,6	9,0	34,0	1,92	28,2
2	20,8	18,0	9,9	13,0	-52	-58	-55	140	130	135	126	141	133	31,6	2,4	11,5	31,0	1,97	30,1
3	30,8	21,0	12,0	16,5	-52	-54	-53	128	130	129	87	72	80	29,4	3,5	8,0	37,5	2,05	25,1
4	37,0	27,5	13,5	22,0	-36	-50	-43	142	126	134	87	74	81	28,6					
5	17,0	14,0	10,0	12,5	-32	-28	-30	147	150	148	132	144	138	20,8	6,7	6,0	29,5	2,24	27,1
6	27,0	21,7	24,0	28,0	-25	-32	-28	155	142	148	133	126	129	27,0					
7	17,0	12,5	10,5	21,0	-24	-28	-26	156	158	157	89	87	88	24,0					
8	20,0	16,5	15,8	15,2	-14	-52	-48	141	130	136	134	130	132	27,4					
Среднее:																		2,09	27,6

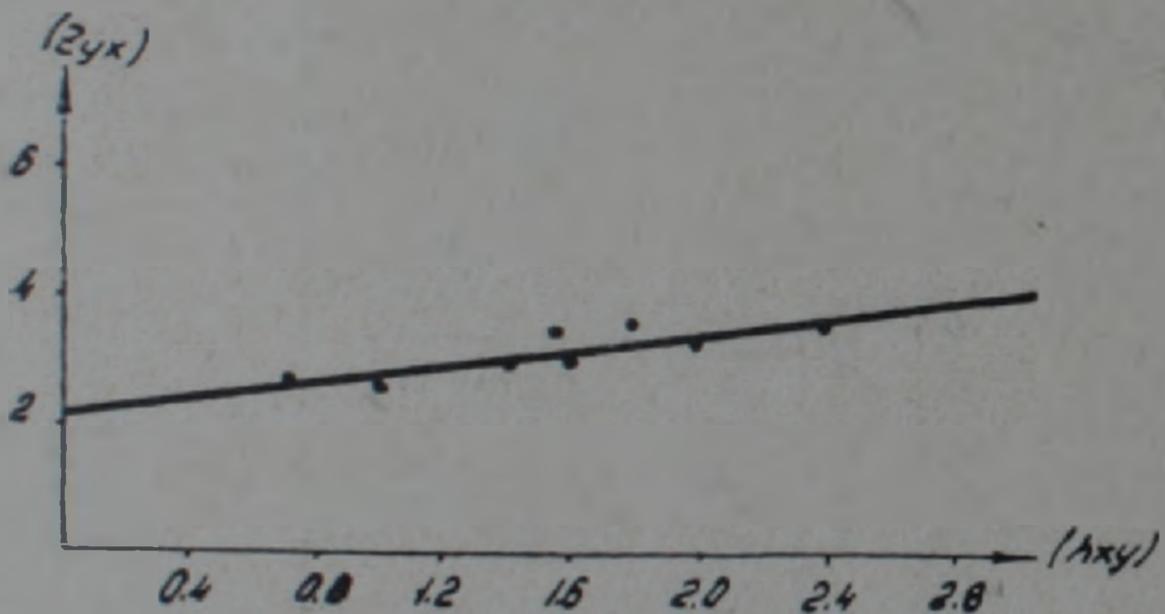
Примечание: $R_{Ex} = 0,053$ мв/к.м; $R_{Ey} = 0,051$ мв/к.м
 $R_{nx} = 0,0125$ γ/м.м; $R_{ny} = 0,011$ γ/м.м для $m = 1, 2, 3, 4$
 $R_{nx} = 0,026$ γ/м.м; $R_{ny} = 0,027$ γ/м.м для $m = 5, 6, 7, 8$

ших квадратов. В этих случаях к векторам поляризации предъявляются довольно строгие требования. На фиг. 1 представлена зависимость $|Z_{xy}|$ от $|h_{xy}|$, где $|h_{xy}| = \frac{|H_x|}{|H_y|}$. Отрезок, отсекаемый прямой на оси ординат, дает значения $|Z_{xy}|$.



Фиг. 1. Зависимость (Z_{xy}) от (h_{xy}) для пункта Гарни.

Аналогично определяли зависимость $|Z_{yx}|$ от $|h_{yx}|$ (фиг. 2).

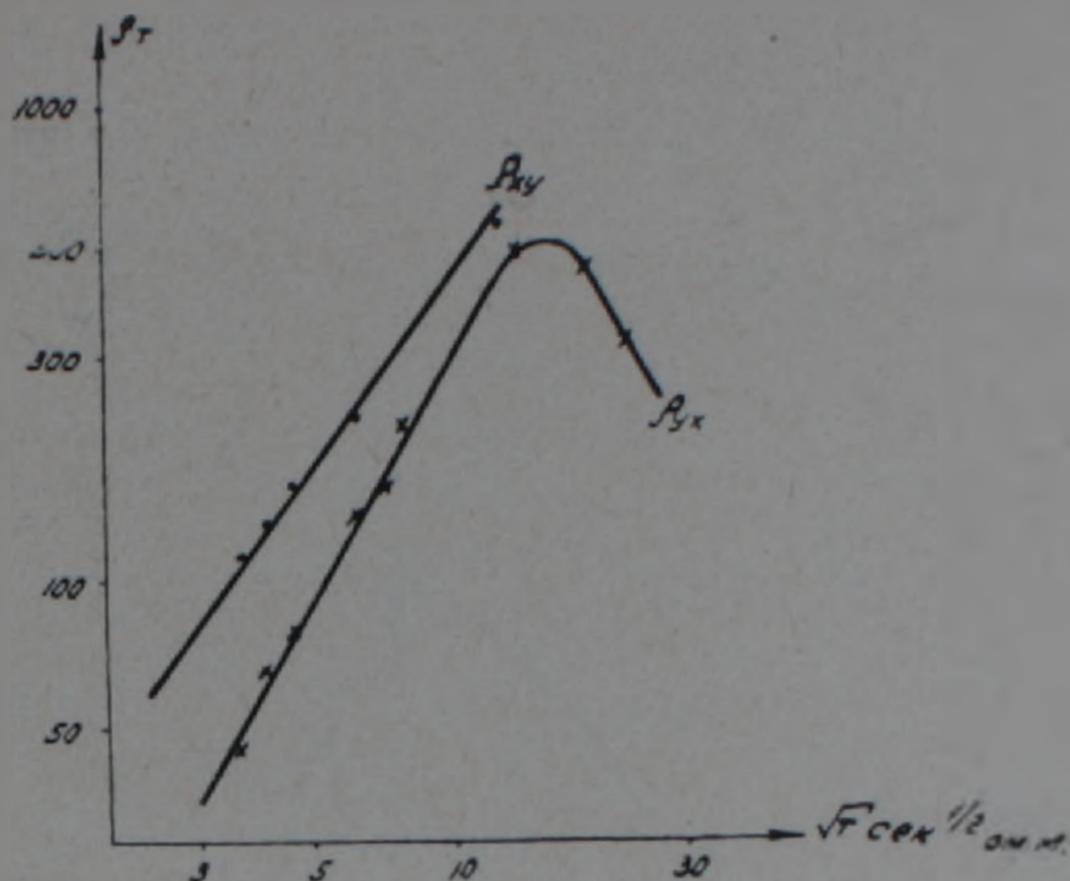


Фиг. 2. Зависимость (Z_{yx}) от (h_{yx}) для пункта Шурнух.

На фиг. 3 приведены кривые зондирования, построенные для участка Муган. Как видно из рисунка, кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} существенно расходятся. Значения продольной проводимости S_{xy} и S_{yx} , определенные по восходящей ветви, различаются почти в 2 раза. При этом S_{yx} всегда больше S_{xy} ($S_{xy} = 95$ мО, $S_{yx} = 170$ мО).

Кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} несут различную информацию; кривая ρ_{xy} определяет положение непроводящего пропластка, а кривая ρ_{yx} — положение непроводящего основания. При этом S_{xy} следует рассматривать как продольную проводимость надсолевой толщи, а S_{yx} — как суммарную продольную проводимость всей осадочной толщи.

Восходящая ветвь ρ_{yx} хорошо накладывается на кривую двухслойной палетки (Ваньян Л. Л., Хамизури В. Р.) с индексом



Фиг. 3 Кривые зондирования в пункте Муган.

$\rho_{1,2} = \frac{\rho_2}{\rho_1} = 300$. Координаты креста равны $\rho_{г.кр.}^{кр.} = 39$, $\sqrt{T} \text{ кр.} = 2,8$.

Отсюда, используя соотношение

$$h = \frac{\sqrt{10 \rho_{г.кр.}^{кр.} T. \text{кр.}}}{8}, \quad (1)$$

заключаем о наличии слоя с сопротивлением $\rho = 39$ ом и мощностью около 7 км, лежащего на основании с сопротивлением, близким к 12000 ом.м. Появление максимума и начала ниспадающей ветви в правой части кривой ρ_{yx} свидетельствует о присутствии на больших глубинах мощного слоя низкого сопротивления, который может быть отождествлен с проводящей зоной мантии.

Мощность до хорошо проводящих пород верхней мантии h_1 может быть определена по формуле (1), или

$$h_1 = 1,14 \sqrt{T_h}, \quad (2)$$

либо по формуле

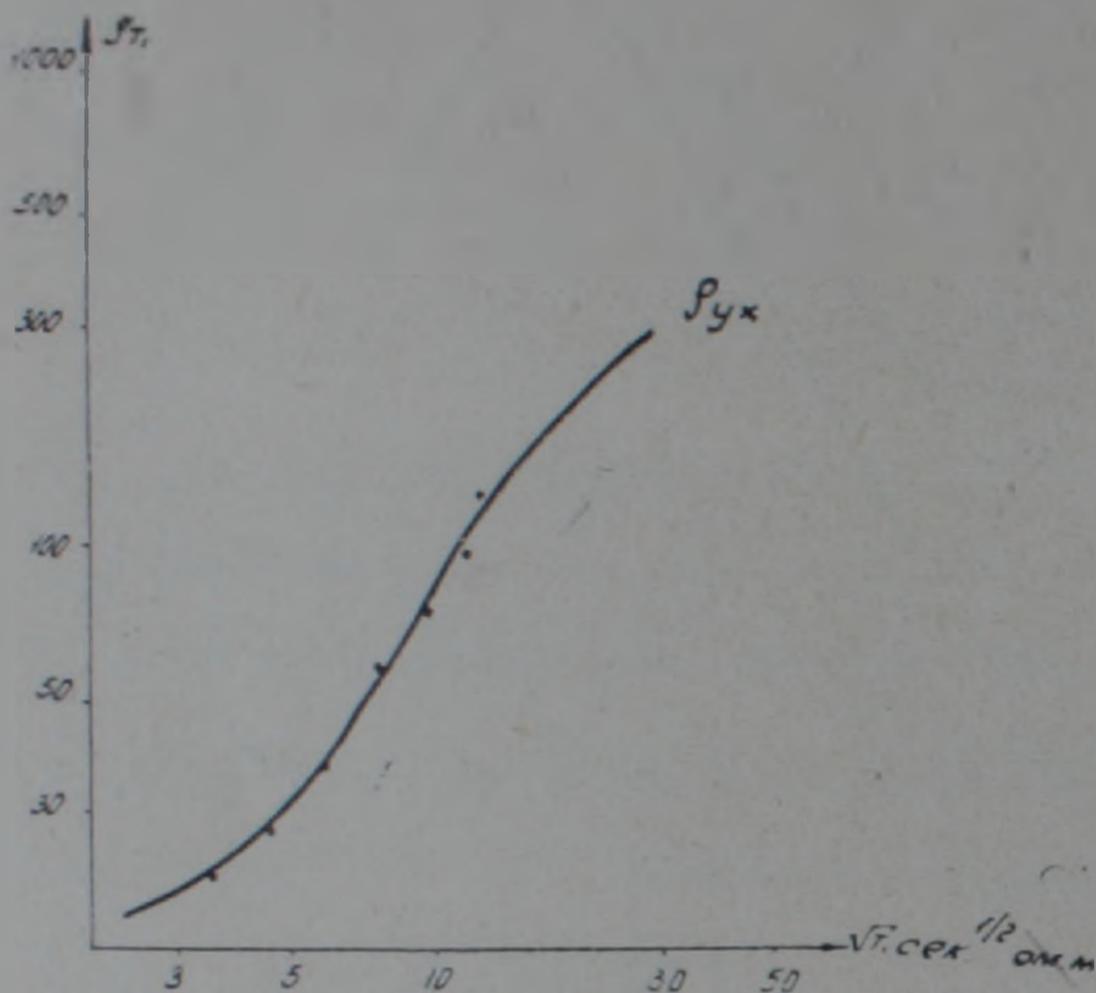
$$h_1 \approx 2,1 S \rho_{\text{max}}, \quad (3)$$

где: $\sqrt{T_h}$ — абсцисса точки пересечений правой асимптоты, проведенной к ниспадающей ветви под углом $63^{\circ}25'$ к положительному направлению оси абсцисс; S — продольная проводимость верхних слоев; ρ_{max} — кажущееся сопротивление в максимуме кривой МТЗ ($\rho_{\text{max}} = 520$ ом.м). По формуле (2) имеем $h_1 = 160$ км, а по соотношению (3) — $h_1 \approx 190$ км. Таким образом, средняя глубина до проводящих пород в верхней мантии составляет около 175 км.

На фиг. 4 дана зависимость $\rho_{г.}$ от \sqrt{T} , полученная в пункте Гарни. В связи с тем, что в пункте зондирования не наблюдается заметной зависимости импеданса от направления электрического вектора, представ-

ляется вполне оправданным проводить изучение кривой зондирования, построенной по полному вектору вариации.

Полученная кривая ρ_r хорошо накладывается на кривую двух-слойной палетки с индексом $\mu_{2,1} = 39$. Отсюда, используя соотношение (1),



Фиг. 4 Кривые зондирования в пункте Гарни.

получаем, что слой с сопротивлением $\rho_1 = 23 \text{ ом.м}$ и мощностью около 6,3 км, лежит на основании с сопротивлением ρ_2 , близким к 900 ом.м. Определение суммарной продольной проводимости по восходящей ветви кривой ρ_r ($S = 280 \text{ м.о}$), а также по формулам (1)

$$S \approx 520 \sqrt{\frac{T_{\min}}{\rho_{\min}}}, \quad (4)$$

или

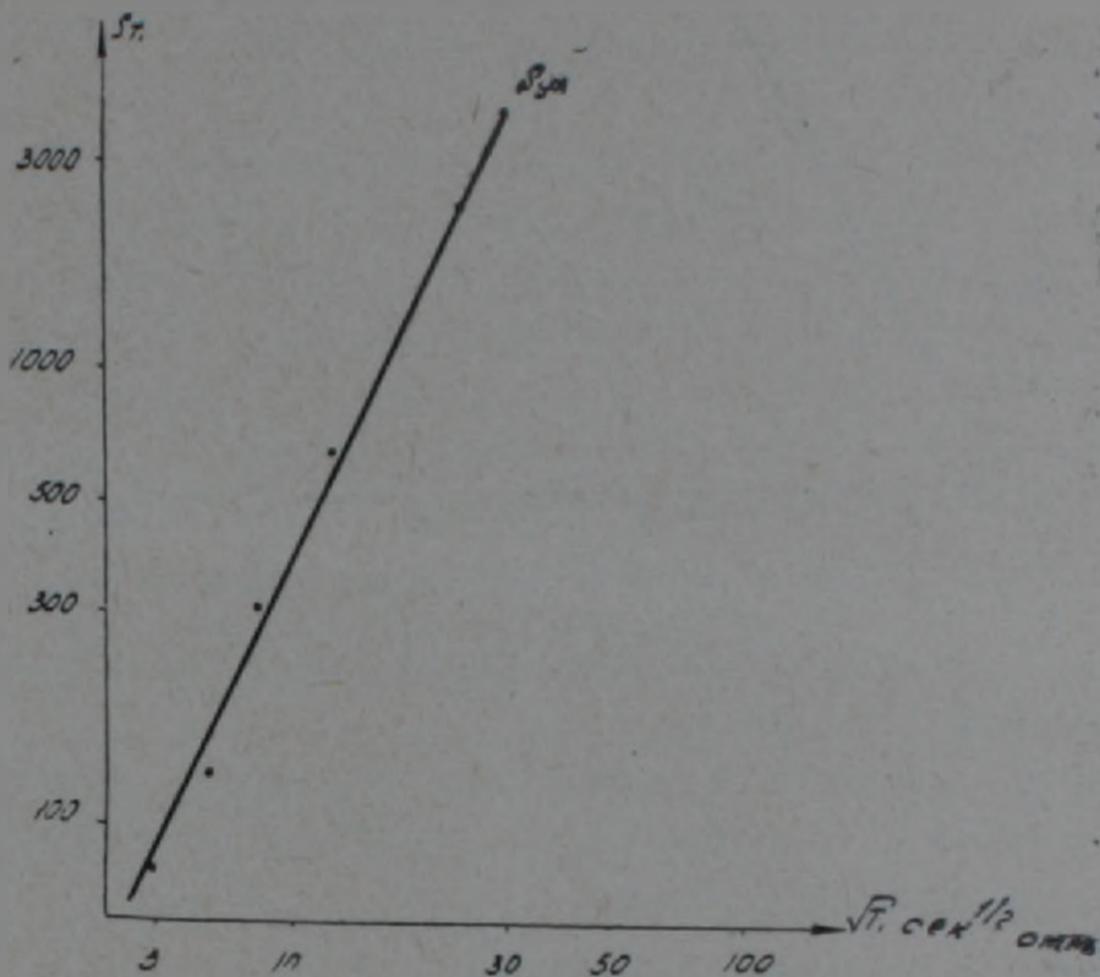
$$S \approx \frac{796}{|Z_n|}. \quad (5)$$

где: ρ_{\min} , $\sqrt{T_{\min}}$ — координаты минимума кривой ρ_r , а, Z_n — значения импеданса, определенного из фиг. 1. По формуле (4) имеем $S = 270 \text{ м.о}$, а по формуле (5) — $S \approx 330 \text{ м.о}$. Таким образом, средняя проводимость осадочной толщи составляет $S \approx 300 \text{ м.о}$.

Зависимость ρ_{yx} от \sqrt{T} для пункта Шурнух приведена на фиг. 5. Кривая ρ_{xy} не представлена из-за недостаточного количества колебаний, пригодных для визуальной обработки. Гармонический анализ вариаций неправильной формы также не позволил достаточно четко выделить форму кривой. По-видимому, это связано с неправильным выбором ориентации измерительных установок, а также большие помехи создавала высоковольтная линия электропередачи, проходящая в 1 км от пункта наблюдений. В связи с этим интерпретация проводилась по

кривой $\rho_{y,r}$, которая представляет собой только прямолинейный участок восходящей ветви и имеет наклон приблизительно 63° , что указывает на то, что основание является идеально непроводящим.

Значения продольной проводимости определялись по восходящей ветви ($S_{y,r} = 280 \text{ мО}$) и по формуле (5), где значения Z_n были взяты



Фиг. 5. Кривые зондирования в пункте Шурнух.

из графика, представленного на фиг. 2. По формуле (5) имеем значение $S_{y,x} \approx 360 \text{ мО}$. Таким образом, средняя удельная проводимость осадочной толщи составляет $\approx 320 \text{ мО}$.

Для пункта Хндзореск кривая зондирования представлена на фиг. 6. Кривая имеет восходящую ветвь и максимум в правой части кривой. Восходящая ветвь хорошо накладывается на кривую двухслойной палетки с индексом $\mu_{1,2} = 300$. Координаты креста равны: $\rho_T^{*p} = 29$, $\sqrt{T_{rp}} = 2,1$. Отсюда, из соотношения (1) получаем $h \sim 4,5 \text{ км}$. Появление максимума и начала ниспадающей ветви в правой части кривой свидетельствует о наличии мощного слоя низкого сопротивления, который можно отождествить с проводящей зоной мантии.

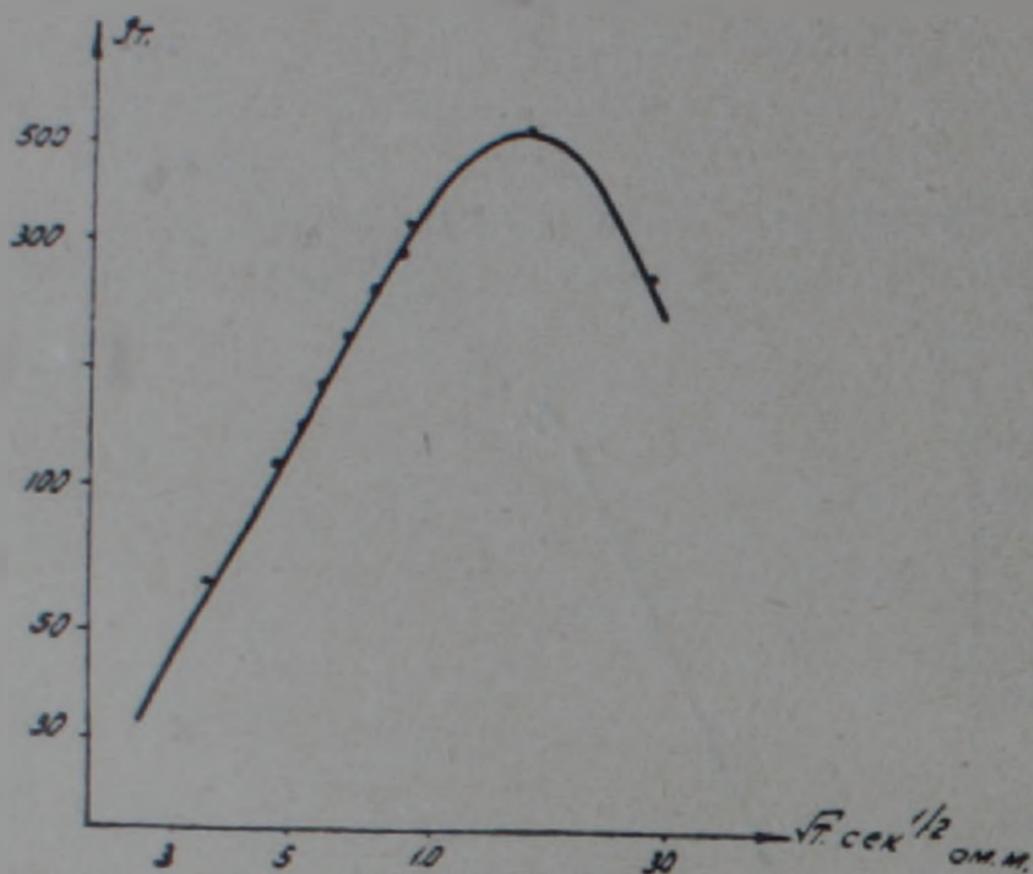
Мощность до хорошо проводящих пород верхней мантии по формуле (2) дает значение 182 км , а по формуле

$$h_m = 0,52 \sqrt{T_{\max} \cdot \rho_{\max}} \quad (6)$$

где: T_{\max} , ρ_{\max} — абсцисса и ордината максимума, предваряющего нисходящую ветвь кривой ρ_T . Из соотношения (6) имеем значение $h_m = 185 \text{ км}$.

Из таблицы 1 $Z_{эф.} = 2,09$, следовательно, $\rho_{эф.} = 24 \text{ Ом.м}$, а $S_{эф.} = 380 \text{ мО}$.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.
1. В районе сел. Муган кристаллический фундамент залегает на



Фиг. 6 Кривые зондирования в пункте Хндзореск.

глубине 6,5—7,5 км, а глубина проводящих пород верхней мантии составляет в среднем 170—180 км.

2. В южной Армении, в районе сел. Хндзореск, кристаллический фундамент залегает на глубине 4,5 км, а глубина проводящих пород в верхней мантии составляет 185 км.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
Академии наук Армянской ССР

По ступила 19.11.1973.

Յ. Գ. ՀԱՎՈՅԱՆ, Լ. Ն. ԱՆԴՐՈՆՈՎԱ, Լ. Ա. ՀԱԵՎԵՐԴՅԱՆ.

**ԽՈՐԲԱՅԻՆ ՄԱԴՆԻՍԱ-ՏԵԼՈՒՐԱՅԻՆ ԶՈՆԴԱՎՈՐՄԱՆ ԿԻՐԱՌՄԱՆ
ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՇՐՋԱՆՆԵՐՈՒՄ**

Ա մ փ ո փ ո յ մ

Հողվածում բերված է մագնիսա-տելուրային զոնդավորման (ՄՏԶ-ի) Հայաստանի, մասնավորապես՝ Մուղանի, Խնձորեսկի, Գառնիի, Շուռնուխի շրջաններում կատարված աշխատանքների հիման վրա ստացված մի քանի արդյունքներ:

Ստացված կորերի մեկնաբանումը ցույց է տալիս, որ Մուղանի շրջանում (Արարատյան դաշտավայր) բյուրեղային ֆունդամենտի խորութունը կազմում է 6,5—7,5 կմ, իսկ Խնձորեսկում (Զանգեզուր)՝ 4,5 կմ: Այս նույն շրջաններում վերին մանտիայի էլեկտրահաղորդիչ ապարների խորութունը կազմում է 170—180 կմ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бердичевский М. Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. «Недра», 1968.
2. Бердичевский М. Н., Чернявский Г. А. О некоторых особенностях магнитотеллурического поля в Днепровско-Донецкой впадине Сб. «Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии». «Наука», № 4, 1969.

УДК 551.482.214

И. Г. ХАХАНОВ

БИОГЕННЫЕ ВЕЩЕСТВА И ОКИСЛЯЕМОСТЬ
РЕЧНЫХ ВОД АРМЯНСКОЙ ССР

Воды рек Армянской ССР представляют многокомпонентные растворы, что связано с большой растворяющей способностью воды и многообразием физико-географических и геологических условий, наблюдающихся на территории Армянской ССР [3]. Надо полагать, что главная масса органического вещества растительного происхождения поступает в воды из отмерших частей растений. В небольшом количестве поступают органические вещества, вымываемые дождевыми водами из живых организмов [2]. Изменение состава растворенных веществ часто вызвано спуском сточных вод в реку. Количество и состав сточных вод самые различные. Объясняется это большим разнообразием промышленных предприятий, технологических процессов и т. п. Химический состав растворенных веществ меняется во времени. Каждому участку реки свойственны свои особые специфические условия формирования вод. На химический состав речной воды оказывают влияние притоки, отличающиеся по своему составу от воды реки, и атмосферные осадки. Газы растворены в природных водах в различном количестве, которое зависит от температуры, давления и насыщения воды другими растворенными веществами. Для речных вод, где основным источником растворенных газов является атмосфера, зависит от парциального давления газа. Выделение газов из раствора может происходить и при увеличении в ней солей [1]. Приведенные в гидрологических ежегодниках УГМС результаты химического анализа речных вод Армянской ССР пересчитаны нами в виде среднеарифметических величин за многолетний период наблюдений.

В таблице 1 наглядно видно насколько разнообразен химический состав речных вод.

По акватории рек Армянской ССР прозрачность воды в среднем изменяется в пределах от 1 до 12 см.

Соединения азота присутствуют в речных водах рассматриваемой территории в виде ионов NO_2^- и NO_3^- . Ионы нитрита (NO_2^-) распространены в речных водах Армянской ССР в небольшом количестве. Среднеарифметическое содержание его варьирует от 0,002 до 0,030 мг $\text{NO}_2^-/\text{л}$, а содержание нитратного азота колеблется от 0,000 до 0,009 мгN/л. Присутствие в речной воде ионов нитрата (NO_3^-) свидетельствует о полном окислении органических азотсодержащих веществ.

Главным источником нитратов в воде служат органические вещества, а также промышленные стоки и сельскохозяйственные ядохимикаты и удобрения, попадающие в реки с возвратимыми от орошения водами.

Таблица 1

Среднеарифметические величины результатов химического анализа речных вод Армянской ССР за период с 1958 по 1969 гг.

№ пп.	Река—пункт	рН	Прозрач- ность, см	Цветность, град.	O ₂		CO ₂ , мг/л	Окисле- мость, мг/л	Нитраты, мг/л		Нитриты, мг/л		ΣN, мг/л	Р фосфаты, мг/л	Si, мг/л	Жесткость общая, мг-экв
					мг/л	% на- сыще- ния			NO ₃ ⁻	N	NO ₂ ⁻	N				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	Ахурян—Канс	7,55	6	4	8,29	83	15,1	3,0	0,95	0,217	0,014	0,004	0,221	0,058	6,8	1,94
2	Ахурян—Ахурик	7,52	4	2	6,63	68	20,6	2,0	1,47	0,332	0,009	0,003	0,335	0,091	7,2	3,43
3	Ахурян—Айкадзор	7,44	6	3	7,78	74	18,2	3,0	1,03	0,233	0,008	0,002	0,235	0,061	7,3	2,48
4	Гукасян—Красар	7,19	10	2	7,53	77	21,6	2,3	1,11	0,251	0,010	0,003	0,254	0,059	6,0	1,54
5	Дебед—Мегрут	7,98	5	4	7,26	75	19,2	2,9	0,77	0,174	0,023	0,007	0,181	0,092	7,0	3,36
6	Дебед—ст. Ахтала	7,46	5	3	9,58	94	25,0	3,0	0,86	0,194	0,005	0,002	0,196	0,067	5,8	2,47
7	Чичкан—близ устья	7,40	8	1	8,47	87	—	3,3	0,43	0,097	0,027	0,009	0,106	0,085	5,8	2,62
8	Ташир—Саратовка	7,49	5	3	8,21	87	22,8	3,5	0,64	0,145	0,012	0,004	0,149	0,075	6,9	2,60
9	Дзорагет—ниже впадения реки Гаргар	7,50	6	2	9,68	100	22,7	3,0	1,10	0,249	0,030	0,009	0,258	0,052	6,3	1,94
10	Агстев—Иджеван	7,43	3	1	9,17	78	—	3,8	0,75	0,169	0,010	0,003	0,172	0,062	5,1	2,95
11	Агстев—Дилижан	7,38	6	3	8,74	81	—	3,6	0,88	0,199	0,007	0,002	0,201	0,051	5,1	2,02
12	Касах—Варденис	7,00	10	0	9,14	94	8,2	1,5	1,90	0,429	0,011	0,003	0,432	0,051	6,5	1,08
13	Касах—Зовуни	7,11	7	2	9,65	90	13,6	2,8	0,87	0,196	0,003	0,001	0,197	0,121	9,1	1,46
14	Касах—Аштарак	7,53	7	1	8,80	86	9,5	2,0	1,07	0,246	0,011	0,003	0,249	0,093	9,0	1,75
15	Мармарик—Агавнадзор	7,38	8	2	13,59	137	11,7	2,6	1,00	0,226	0,018	0,006	0,232	0,052	6,4	1,47
16	Раздан—Раздан	7,58	12	0	12,43	128	3,1	1,6	1,67	0,377	0,004	0,001	0,378	0,053	6,0	2,58
17	Раздан—КанакерГЭС	7,49	7	0	12,35	136	—	2,8	0,38	0,036	0,030	0,009	0,095	0,169	6,2	5,44
18	Раздан—ст. Масис	7,54	10	0	9,55	97	11,34	3,0	1,32	0,298	0,027	0,009	0,307	0,112	6,7	5,41
19	Севджур—Верин Зенва	7,27	8	1	10,75	107	27,7	2,0	0,98	0,215	0,010	0,003	0,218	0,076	8,4	4,60
20	Севджур—Ранчпар	7,56	6	1	13,40	142	19,3	1,6	1,85	0,418	0,019	0,006	0,424	0,018	7,5	4,95
21	Дзыкнагет—Цовагюх	7,25	8	4	10,65	112	11,6	3,0	1,18	0,266	0,004	0,001	0,267	0,087	5,5	1,44
22	Гаварагет—Норадуз	7,46	8	5	10,66	112	11,5	2,9	1,20	0,271	0,032	0,000	0,271	0,035	6,2	1,51
23	Джил-Джил	7,54	9	1	8,98	100	5,6	2,0	0,76	0,172	0,020	0,006	0,178	0,059	5,5	2,63
24	Масрик—Мец Мазра	7,44	5	2	10,33	137	9,6	2,9	1,08	0,244	0,009	0,003	0,247	0,059	6,5	2,62
25	Масрик—Цовак	7,01	6	0	11,35	119	7,7	2,0	0,90	0,203	—	—	0,203	0,135	7,2	1,95
26	Варденис—Варденик	7,00	11	1	10,66	116	10,1	1,7	1,11	0,251	0,007	0,032	0,253	0,067	6,8	0,71
27	Мартуни-Гехавит	7,22	15	1	10,54	108	13,3	1,2	1,89	0,427	0,004	0,001	0,428	0,128	7,5	1,05
28	Аргичи—Верин—Геташен	7,01	10	1	9,57	105	12,4	2,0	1,05	0,237	0,004	0,001	0,238	0,110	6,6	1,19
29	Карчахпюр—Карчахпюр	6,19	12	2	10,68	111	11,0	1,8	1,56	0,352	0,001	0,001	0,353	0,135	7,2	1,02

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
30	Азат—Зовашен	7,47	7	5	9,27	95	15,4	2,6	0,78	0,176	0,011	0,003	0,179	0,141	8,1	1,74
31	Веди—Карабахлар	7,66	5	1	11,91	117	8,8	2,5	0,80	0,180	0,005	0,002	0,182	0,062	7,3	2,30
32	Элегис—Шатин	7,58	7	1	10,57	109	11,8	2,0	0,89	0,200	0,004	0,003	0,203	0,009	7,1	2,29
33	Арпа—кур. Джермук	7,04	11	0	11,86	114	11,9	1,5	1,01	0,228	0,002	0,000	0,228	0,025	6,3	0,96
34	Арпа—Ехегнадзор	7,52	7	2	11,45	113	13,6	2,0	0,74	0,190	0,017	0,005	0,195	0,054	7,3	2,61
35	Воротан—Борисовка	7,16	15	4	10,91	108	8,2	1,6	1,19	0,269	0,003	0,001	0,270	0,030	7,1	0,73
36	Воротан—Ангехакот	7,61	9	1	9,48	97	7,1	2,5	0,95	0,215	0,018	0,006	0,221	0,074	7,4	1,03
37	Воротан—Эйвазлар	7,70	7	1	14,43	145	8,3	1,9	1,39	0,314	0,003	0,001	0,315	0,056	6,4	2,34
38	Горис—Горис	7,72	9	1	9,06	78	9,1	2,5	1,27	0,287	0,014	0,004	0,291	0,154	7,6	1,86
39	Вохчи—Каджаран	7,95	2	0	10,37	93	7,3	1,8	1,07	0,248	0,010	0,003	0,251	0,027	3,7	2,63
40	Гехи—Гехи	7,86	12	0	11,07	109	8,1	1,8	1,04	0,235	0,013	0,004	0,239	0,050	4,3	2,36
41	Вохчи—Кафан	7,67	1	0	11,01	102	8,8	1,9	0,96	0,217	0,011	0,003	0,220	0,023	4,2	2,96
42	Мегри—Мегри	7,24	8	0	10,91	104	9,0	1,9	0,79	0,178	0,004	0,001	0,179	0,031	4,9	2,48

В незначительном количестве дополнительно поступают нитраты в воду от окиси азота, образующейся при грозовых разрядах. Содержание нитратного иона, NO_3^- , варьирует в пределах от 0,38 до 1,90 мг/л, а содержание нитратного азота колеблется от 0,086 до 0,427 мг/л.

Содержание суммарного азота, (ΣN), варьирует в пределах от 0,106 до 0,428 мг/л. Среднеарифметическая величина растворенного в воде фосфора колеблется от 0,009 до 0,169 мг/л. Количество кремния в среднем варьирует от 3,7 до 9 мг/л. Содержание растворенного органического вещества в водах рек рассматриваемой территории невелико. О нем можно судить по косвенным характеристикам—цветности и окисляемости (перманганатной).

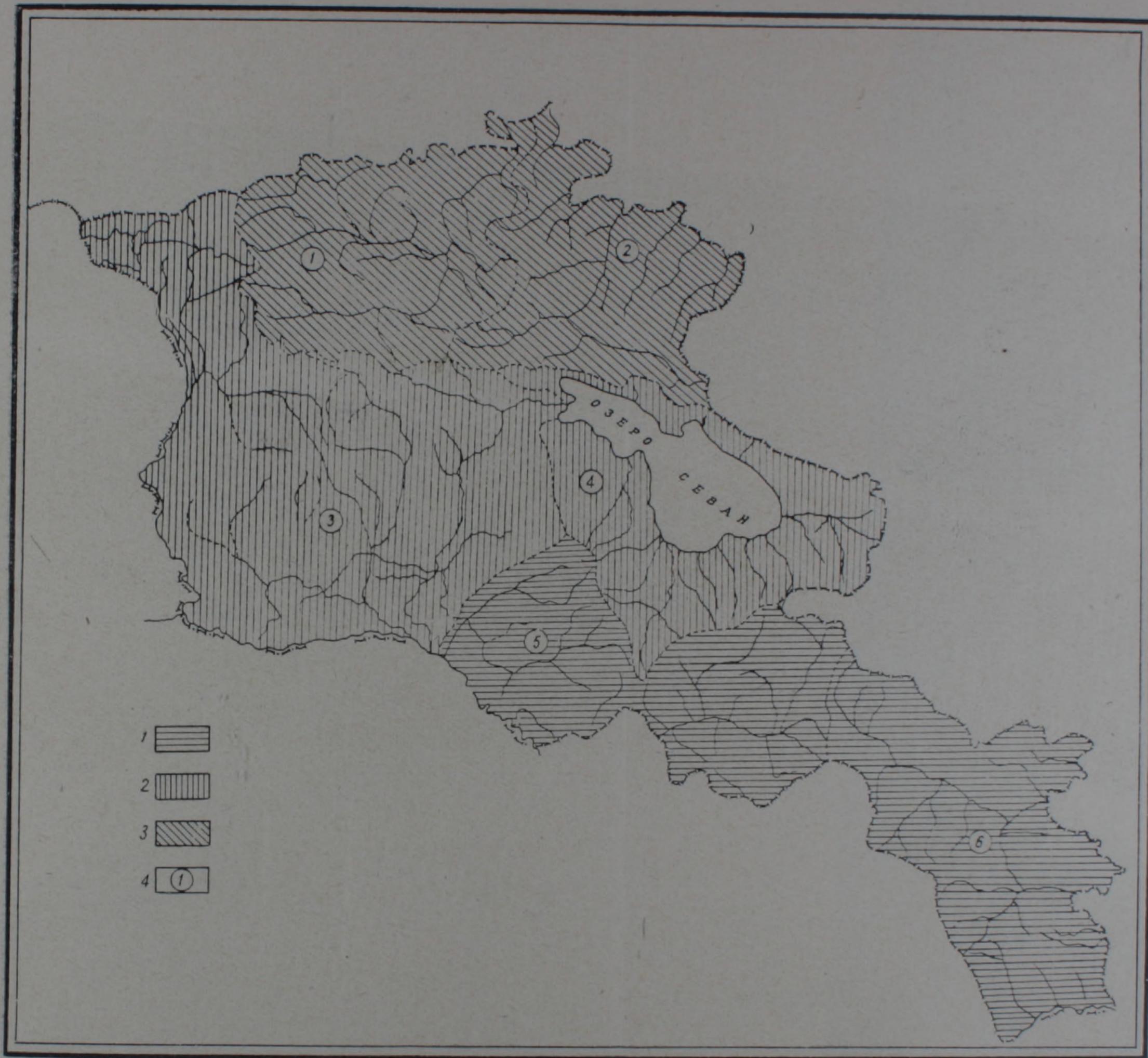
Цветность воды рек республики небольшая, среднеарифметическое значение изменяется от 0 до 5°, а перманганатная окисляемость варьирует в пределах от 1,5 до 3,8 мг/л.

На фиг. 1 представлена карта окисляемости речных вод Армянской ССР. В среднем за многолетие количество растворенного кислорода колеблется от 6,63 до 14,43 мг/л, содержание растворенной двуокиси углерода варьирует в пределах от 3,1 до 25,0 мг/л, количество растворенного фосфора колеблется от 0,009 до 0,169 мг/л. Величина рН изменяется в пределах от 6,19 до 7,98.

Бассейны рек заштрихованы согласно вычисленным нами многочисленным среднегодовым величинам (табл. 2).

Таблица 2

Ландшафтно-гидрологические районы	
Река—пункт	Перманганатная окисляемость, мг/л
1	2
<i>1. Дебедский</i>	
Дебед—Мегрут	2,9
Дзорагет—ниже впадения р. Гаргар	3,0
Дебед—Ахтала	3,0
Чичкан—близ устья	3,3
Таши р—Саратовка	3,5
Средняя величина	3,1
<i>2. Агстевский</i>	
Агстев—Дилижан	3,6
Агстев—Иджеван	3,8
Средняя величина	3,7
<i>3. Ахурьяно-Разданский</i>	
Касах—Варденис	1,5
Севджур—Ранчпар	1,6
Раздан—Раздан	1,6



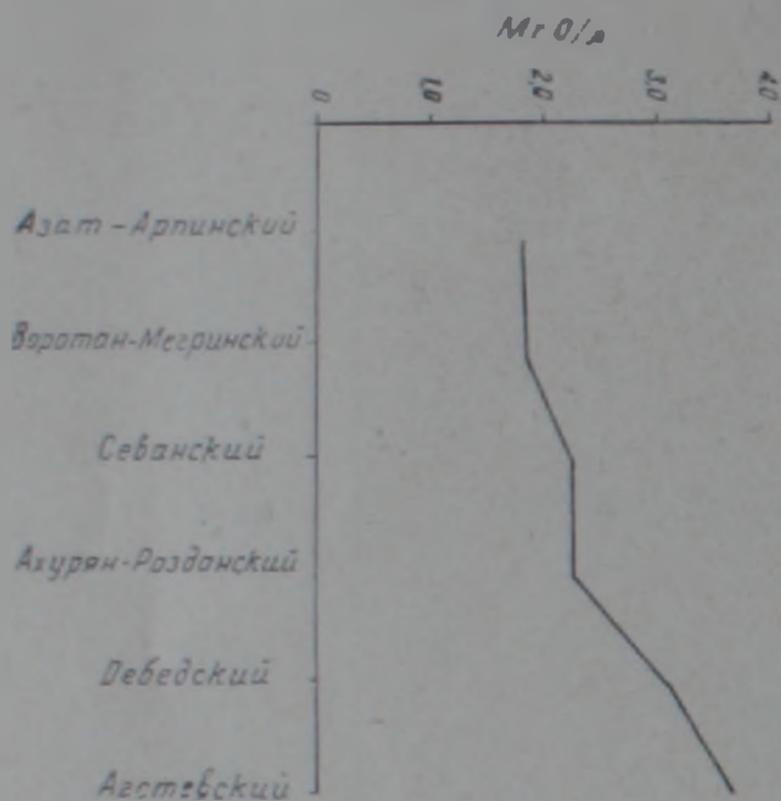
Фиг. 1. Окисляемость речных вод Армянской ССР. Условные обозначения: 1. Перманганатная окисляемость от 1 до 2 мг/л; 2. Перманганатная окисляемость от 2 до 3 мг/л; 3. Перманганатная окисляемость от 3 до 4 мг/л; 4. Ландшафтно-гидрологические районы: 1—Дебедский; 2—Агстевский; 3—Ахурьяно-Разданский; 4—Севанский; 5—Азат-Арпинский; 6—Воротан-Мегринский.

1	2
Ахурян—Ахурик	2,0
Севджур—Верин Зейва	2,0
Касах—Аштарак	2,0
Гукасян—Красар	2,3
Мармарик—Агавнадзор	2,6
Раздан—Канакер ГЭС	2,8
Касах—Зовуни	2,8
Раздан—ст. Масис	3,0
Ахурян—Капс	3,0
Ахурян—Айкадзор	3,0
Средняя величина	
2,3	
<i>4. Связанский</i>	
Варденис—Варденик	1,7
Карчахпюр—Карчахпюр	1,8
Аргичи—Верин Геташен	2,0
Джил—Джил	2,0
Масрик—Цовак	2,0
Гаварагет—Норадуз	2,9
Масрик—Мец Мазра	2,9
Дзыкнагет—Цовагюх	3,0
Средняя величина	
2,3	
<i>5. Азат-Арпинский</i>	
Мартуни—Гехавит	1,0
Арпа—кур. Джермук	1,5
Арпа—Ехегнадзор	2,0
Элегис—Шатин	2,0
Веди—Карабахлар	2,5
Азат—Зовашен	2,6
Средняя величина	
1,9	
<i>6. Воротан-Мегринский</i>	
Воротан—Борисовка	1,6
Вохчи—Каджаран	1,8
Гехи—Гехи	1,8
Вохчи—Кафан	1,9
Воротан—Эйвазлар	1,9
Мегри—Мегри	1,9
Воротан—Ангехакот	2,5
Горис—Горис	2,5
Средняя величина	
1,9	

Распределение органического вещества в речных водах рассматриваемой территории обусловлено географической и горной поясностью.

Из приведенной нами карты (фиг. 1) видно, что пояс малой окисляемости охватывает южные районы, а к северу окисляемость наибольшая.

Для большей наглядности карта окисляемости дана с делением на ландшафтно-гидрологические районы. Для установления законов распределения перманганатной окисляемости по ландшафтно-гидрологи-



Фиг. 2. Изменение окисляемости речных вод Армянской ССР по ландшафтно-гидрологическим районам.

ческим районам нами построена кривая распределения окисляемости в речных водах (фиг. 2).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 8.XII.1972.

Ի. Գ. ԽԱԽԱՆՈՎ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԴԵՏԱՅԻՆ ՋՐԵՐԻ ԲԻՈԴԵՆ ՆՅՈՒԹԵՐԸ ԵՎ ՕՔՍԻԴԱՑՈՒՄԸ.

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հիդրոոդերևութաբանական ծառայության հիդրոլոգիական տարեգրություններում բերվող ՀՍՍՀ գետային ջրերի անալիզների արդյունքները սույն աշխատանքում վերահաշվարկված են հոսքի բերված միջին թվաբանական մեծությունների տեսքով: Յուրաքանչյուր դիտակետի համար առանձին հաշվարկված են միջին թվաբանական մեծությունները: Պարզության համար օբսիդացման քարտերը տրված են ըստ լանդշաֆտա-հիդրոլոգիական շրջանների:

Հողվածում ցույց է տրված, որ ցածր օբսիդացման գոտին ընդգրկում է հանրապետության հարավային շրջանները, իսկ ավելի հյուսիս ընկած տարածքում օբսիդացման աստիճանը աճում է:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Максимович Г. А. Химическая география вод суши. Географгиз., М., 1955.
2. Смирнов М. П. и Тарасов М. Н. Гидрохимическая карта окисляемости речных вод Европейской части СССР и Кавказа. Гидрохимические материалы, т LIV, 1970.
3. Хаханов И. Г. К вопросу о сравнительной характеристике ионного стока на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 3, 1972.

УДК 551.576

А. И. БРОТГАНДЕЛЬ, Г. К. СУЛАКВЕЛИДЗЕ

О РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ГРАДОВЫХ ОБЛАКОВ

За последнее десятилетие в связи с расширением работ по воздействию на градовые процессы были предложены методы дистанционного определения градоопасности облаков. Эти методы основаны на оценке величин радиолокационных характеристик облака.

В основу выяснения градоносности облака положены два принципа. Один из них [2] заключается в измерении величины радиолокационной отражаемости от наиболее интенсивной части облака на двух длинах волн. Частоты излучения радиолокаторов берутся с таким расчетом, чтобы параметр рассеяния $\rho = \frac{\pi D}{\lambda}$ в одном случае был меньше 0,13 (где D —диаметр града, а λ —длина волны) и рассеяние подчинялось закону Рэллея, а во втором— $\rho \geq 0,13$ и рассеяние происходило бы по уравнениям Ми. Обычно для решения этой задачи использовались радиолокаторы с длиной волны $\lambda_1 = 3,2$ и $\lambda_2 = 10,0$ см. Как показано в работе [6], отношение радиолокационных отражаемостей $\eta_{3,2}/\eta_{10,0}$ дает возможность оценить размер частиц, когда их диаметр больше 0,7 см.

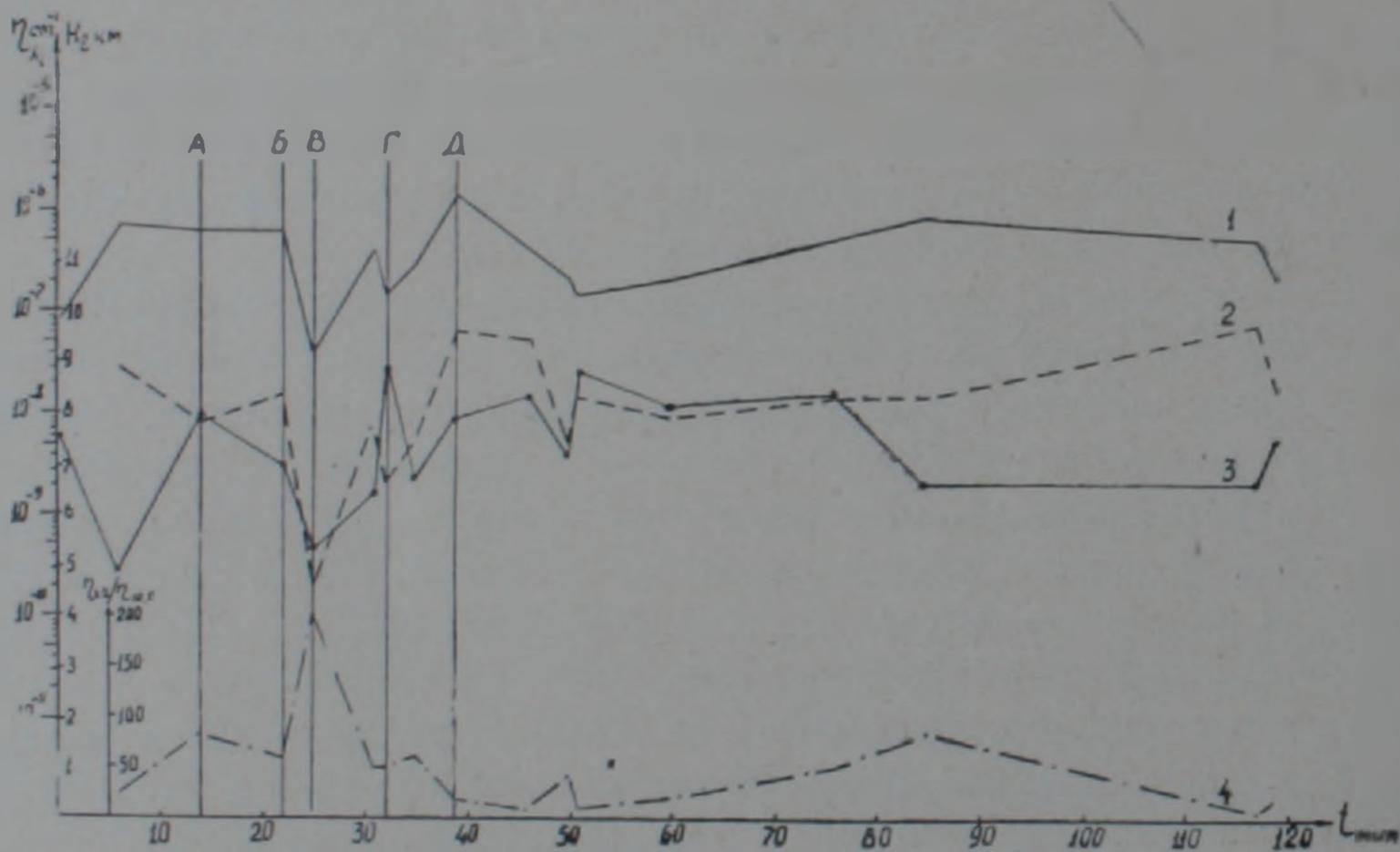
Второй принцип оценки градоносности облака, предложенный, примерно, в то же время [2, 3, 8], основывается на сопоставлении радиолокационных характеристик (радиолокационной отражаемости, верхней границы радиоэхо, протяженности зоны повышенной отражаемости и др.) со стратификацией атмосферы (температурой на верхней границе радиоэхо и на уровне максимальной отражаемости, отношением холодной части радиоэхо к теплой и т. д.). Все остальные способы радиолокационной индикации града, применяемые в настоящее время и значительно упростившие и повысившие надежность обнаружения и измерения градовых частиц, являются техническим воплощением и различными вариантами этих двух принципов, впервые примененных Н. Ш. Бибилашвили, И. И. Гайворонским, А. И. Карцивадзе, В. В. Костаревым, В. Ф. Лапчевой, Г. К. Сулаквелидзе и др. или их совокупностью.

Одновременно с решением этой задачи радиолокационные методы исследования конвективных облаков использовались для выяснения процессов, протекающих в облаке. Измерялись размеры и конфигурация радиоэхо, его трансформация во времени, перемещения в пространстве, дискретные значения скорости восходящих потоков с помощью шаров-пилотов и «ДОС»-ов, поле скоростей с помощью локатора, работающего на доплер-эффекте, распределение величин отражаемости в облаке и др. [1, 5]. В связи с этим циклом исследований определенный интерес приобретает сопоставление высоты верхней границы радиоэхо от градовых

облаков с величинами максимальной радиолокационной отражаемости $\eta_{3,2}$ и $\eta_{10,0}$, полученных в Армянской противогодовой экспедиции.

Из наблюдений за период с 1970 по 1973 г.г. проанализировано более 50 случаев развития облака до стадии градового, выпадания града и его рассеивания. С интервалом от одной до десяти минут были проведены наблюдения за высотой радиоэхо и величиной максимальной радиолокационной отражаемости для излучения длиной волны 3,2 и 10,0 см. Данные этих наблюдений нанесены на графики и проанализированы. На эти же графики нанесено время выпадания града из облака по радиолокационным данным, проверенным по наземным наблюдениям. Согласно полученным материалам, время существования градового облака в Араратской равнине колеблется от 25—40 мин до 3—4 ч и в среднем составляет около двух часов. Время выпадания града из облака изменяется по данным гидрометстанций от одной минуты до 70—80 мин и в среднем продолжается от 5 до 15 мин, что подтверждается радиолокационными наблюдениями.

Для характеристики процесса выпадания града, рассмотрим график радиолокационных параметров градового облака за 18 мая 1973 года (фиг. 1). По вертикальной оси на графике отложена вы-



Фиг. 1. Изменение во времени радиолокационных характеристик градового облака 18 мая 1973 г. 1 — $\eta_{3,2}$; 2 — $\eta_{10,0}$; 3 — H ; 4 — $\eta_{3,2}/\eta_{10,0}$.

та облака в км, и отношение радиолокационных отражаемостей для двух длин волн $\eta_{3,2}/\eta_{10,0}$ и величины отражаемости (последние в логарифмическом масштабе). По горизонтальной оси отложено время. Значения радиолокационной отражаемости зависят от концентрации градовых частиц, а отношение отражаемостей является функцией их размера.

В интервале времени А—Б (8 мин) резко возрастает диаметр частиц (кривая 4) и начинается выпадание осадков, уменьшается высота облака (кривая 3). В интервале Б—В (3 мин) продолжается выпадание осад-

ков, высота опускается на 3 км (с 8 до 5 км), уменьшается диаметр облачных частиц в зоне максимального отражения (кривая 4), уменьшается также их концентрация (кривые 1 и 2). В интервале В-Г (7 мин) происходит рост облака, вершина его достигает высоты 9 км и до середины интервала происходит рост концентрации облачных частиц и их размера. С середины интервала концентрация частиц уменьшается, а размеры остаются постоянными (уменьшаются величины $\eta_{3,2}$ и $\eta_{10,0}$ при постоянной величине их отношения). Уменьшение концентрации связано, по-видимому, с увеличением объема облака с его ростом за счет увеличения высоты. Возможно, быстрый рост облака (на 4 км за 7 мин) объясняется спонтанной кристаллизацией крупнокапельной фракции в зоне повышенной влажности и выделения скрытой теплоты замерзания. Этот график подтверждает представления Э. Кесслера [9] и Г. Сулаквелидзе и др. [7] о «взрывном» росте вершины облака при спонтанной кристаллизации в зоне повышенной влажности. На участке Г—Д (7 мин) происходит быстрый рост отражаемости на обеих длинах волн при увеличивающемся среднем диаметре частиц (кривая 4), высота облака несколько понижается до середины интервала, а затем увеличивается. В точке, соответствующей моменту «Д», начинается выпадение града (крупы), уменьшается отражаемость на обеих длинах волн, размер частиц в начале выпадения увеличивается ($\eta_{3,2}/\eta_{10,0}$ —уменьшается), а затем резко уменьшается (градины выпали из облака). В дальнейшем картина повторяется.

Характерным для этого и всех остальных графиков является «взрывной» рост вершины облака и уменьшение концентрации крупных частиц за счет увеличения объема облака перед выпадением града. «Предградовое» состояние—промежуток времени между началом роста градовых частиц в облаке и началом их выпадения занимает, согласно этим данным, 10—15 мин, что несколько больше времени, приводимого Г. Сулаквелидзе (5—10 мин) и хорошо согласуется с данными американских исследователей, приведенных на Международном симпозиуме в Торонто, и результатами А. И. Карцивадзе [4].

Управление гидрометслужбы
Армянской ССР

Поступила 24 IX, 1973.

Ա. Ի. ԲԻՈՏՒԱՆԻԷԼ, Գ. Կ. ՍՈՒԿԱՎԵԼԻԶԵ

ԿԱՐԿՈՒՏԱՅԻՆ ԱՄՊԵՐԻ ԹԱԻՆՈՂՈԿԱՅԻՈՆ ԲՆՈՒԹԱԳՐԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

1970—1973 թթ. ռադիոլոկացիոն եղանակով ուսումնասիրվել են ամպրոպային ամպերը նախակարկուտային շրջանում, կարկուտի և ամպի տրոհման ժամանակ: Ստացված տվյալներով կառուցվել և վերլուծվել են ավելի քան 50 ամպերի պարամետրերի փոփոխության գրաֆիկները: Դիսումները կատարվել

են Հայկական հակակարկուտային արշավախմբում զույգաժ ռադիոլուկատորի միջոցով 3,2 սմ և 10,0 սմ երկարության ալիքների վրա: Մեկից տաս րոպե ընդմիջումներով նշված ալիքների վրա գրանցվել են ռադիոարձագանքի բարձրության, ռադիոլուկացիոն անդրադարձելիության մաքսիմալ արժեքի և անդրադարձելիությունների հարաբերության փոփոխումները: Հայտնաբերվել է ամպի գագաթի «պայթման» աճը, որը հատուկ է նախակարկուտային վիճակին: Վերոհիշյալ պարամետրերի բնորոշ արժեքների հատուկ զուգորդումը հանդիսանում է ամպում կարկուտի առաջացման շափանիշը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бибилашвили Н. Ш. Некоторые вопросы методики и результаты исследования характера воздушных потоков в конвективных облаках и в их окружении. Тр. ВГИ, вып. 21, 1972.
2. Гайворонский И. И., Карцивадзе А. И., Костарев В. В. и др. Некоторые характеристики радиолокационных отражений от ливневых осадков и града. Тр. Всесоюзного совещания по активным воздействиям на градовые процессы. Тбилиси 1964.
3. Дореули Р. И., Карцивадзе А. И., Лапинская В. А., Салуквадзе Т. Г., Боровиков А. М., Костарев В. В. Радиолокационный способ определения градоопасности облаков. Докл. на VII межведомственной конференции по физике облаков и активным воздействиям на погоду. М., 1967.
4. Карцивадзе А. И. Воздействие на градовые процессы. Докл. на Международном симпозиуме в Торонто, 1968.
5. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., 1973.
6. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град. Л., 1967.
7. Сулаквелидзе Г. К., Глушкова Н. И., Федченко Л. М. Прогноз града, гроз и ливневых осадков, Л., 1970.
8. Сулаквелидзе Г. К., Бибилашвили Н. Ш., Лапчева В. Ф. Образование осадков и воздействие на градовые процессы. Л., 1966.
9. Kessler E. On the distribution and continuity of Water substance in atmospheric circulation. Published by the American Met. Soc. Boston, 1959.

И. Г. МАГАКЬЯН

ИНТЕРЕСНАЯ МОНОГРАФИЯ О ПРИРОДЕ АРМЯНСКОЙ ССР

При планировании социалистической экономики, для правильного решения задач развития и размещения производительных сил, одной из важнейших предпосылок является всестороннее исследование природных условий и выявление естественных ресурсов страны.

Этим задачам посвящена монография «Физическая география Армянской ССР»¹, изданная Академией наук Армянской ССР в 1971 г.

Авторы этого коллективного труда ограничивают свою задачу научным комплексным обобщением географических исследований, проведенных на территории республики. Однако знакомство с содержанием книги убеждает нас, что монография в действительности является новым оригинальным исследованием по физической географии сложной горной территории Советской Армении и, по существу, первым фундаментальным трудом комплексной характеристики территории республики.

По конструкции, содержанию, новому подходу к затронутым проблемам и анализу фактического материала книга выгодно отличается от однотипных работ.

В книге освещаются теоретические вопросы региональной физической географии. Решение их выходит за рамки принятых шаблонов и поэтому в монографии вместо обычных описаний подвергнуты научному анализу природные явления и процессы, их закономерности и законы географического распределения на территории республики.

Взаимосвязь и взаимодействие отдельных компонентов (рельеф, климат, воды, почвенно-растительный покров и др.), обуславливающих единство развития природных комплексов, отчетливо, красной нитью, проходят через всю монографию.

В монографии есть много примеров, которые показывают, что авторы делают упор на сохранение динамического равновесия природы и конкретными примерами показывают, как в процессе производства, воздействие человека на отдельные элементы природы в виде цепной реакции меняет характер и ход развития всех компонентов, нарушая, таким образом, равновесие природы, приводящее подчас к катастрофическим последствиям (оползни, сели и пр.).

Анализ физико-географических компонентов проводится авторами с точки зрения их генезиса и естественно-исторического развития.

Ա. Բ. Բաղդասարյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Գ. Ս. Արրաճամյան, Լ. Ն. Զոհրաբյան, Գ. Ա. Պոլոսյան, Ա. Ա. Ասլանյան, Հ. Կ. Գաբրիելյան, Ի. Ա. Էդիլյան, Ա. Մ. Քախատչյան, Ֆ. Ս. Գևորգյան «Հայկական ՍՍՀ ֆիզիկական աշխարհագրություն»:

Из всех природных слагаемых наиболее важным для формирования и развития геосистем горных территорий является рельеф. Поэтому в монографии значительное внимание уделено анализу генетико-исторического развития современного рельефа республики. Рельеф Армянской ССР есть результат сложных геологических процессов различных эпох. Это нашло правильное отражение в монографии, где вопросы рельефа и геологического развития территории освещаются совместно. На этом же фоне и анализируется генезис и распределение наиболее важных полезных ископаемых.

Использование новых методов изучения рельефа, в частности, морфометрических количественных показателей, морфоструктурного анализа, изучения современных рельефообразующих процессов, по-новому и научно-обоснованно характеризуют главные черты и основные закономерности формирования и развития рельефа республики. Достигнутые результаты дали возможность авторам выявить взаимную связь и влияние рельефа и других слагаемых географической среды (климат, воды и др.). В частности, на основе анализа развития рельефа в дочетвертичное время в книге по-новому освещаются вопросы палеогеографии антропогена—времени становления современных ландшафтов Армянской ССР. Одновременно это является важной предпосылкой для научного прогнозирования развития ландшафтов. Оригинальны многочисленные карты, характеризующие различные аспекты рельефа и палеогеографии: новая орографическая, геологического строения и полезных ископаемых, схематические морфоструктурные карты Малого Кавказа и отдельных районов, современных процессов выветривания и денудации, морфометрические карты (экспозиции склонов, горизонтального и глубинного расчленения рельефа, уклонов поверхности), геоморфологического районирования, палеогеографические карты для верхнего плиоцена—нижнего антропогена, среднего и верхнего антропогена и пр. Все это отнюдь не иллюстративный материал, а неразрывная часть изложения, дополняющая текст. Большинство указанных карт, составленных, естественно, в более крупном масштабе и уменьшенных для издания с монографией, широко используется планирующими и хозяйственными организациями.

Использованием новейших методов климатологического анализа в книге освещены вопросы генезиса и формирования климатов, климатических условий и ресурсов территории республики. Приведены данные по радиационному балансу, как важному климатообразующему фактору. Новым подходом отличаются типизация и классификация климатов, основанная на комплексном анализе погоды по сезонам и высотным поясам. Большое значение имеет народнохозяйственная интерпретация климатических ресурсов: сельскохозяйственная, рекреационная, энергетическая (солнца и ветра) и др.

Карты типов климатов, отдельных климатических элементов: среднемесячных температур воздуха в разные сезоны, годовых сумм атмосферных осадков с диаграммами годового хода осадков для наиболее

характерных пунктов (врезка), карты снежного покрова, позволили сократить число цифровых таблиц до минимума, а также намного облегчить использование результатов климатических исследований хозяйственными организациями.

Взаимосвязь отдельных слагаемых природной среды отчетливо выявлена и в разделе гидрографии, который отличается своей географичностью. Водный баланс и физико-географические условия формирования стока, приведенные в монографии, преследуют те же цели генетического подхода. Разработана впервые оригинальная, детализированная типизация водного режима для территории Советской Армении. Интересен довольно подробный физико-географический анализ и характеристика минимального стока (летнего и зимнего). Впервые, хотя и кратко характеризуются высокогорные малые озера республики. Во многом дополняют текст оригинальные карты: густоты речной сети и типов водного режима.

С достаточной подробностью освещены в книге и вопросы биогеографии.

Особое место в монографии занимает высотная ландшафтная поясность, которая освещена, в отличие от принятых сухих описаний, путем анализа изменений соотношения тепла и влаги на разных высотах. Анализ физико-географических процессов позволил выделить два типа структуры высотной поясности для вулканических районов и закрытых долин и для складчатых, складчато-глыбовых районов и открытых долин и склонов. Установлено, что в первом типе нормальное чередование высотных поясов нарушается (выпадение пояса, инверсия), а во втором типе таких нарушений не наблюдается. Такой анализ позволил обосновать и выделить в республике нивальный ландшафтный пояс.

Рассматриваемая монография выгодно отличается от подобных работ еще одной важной особенностью. Около половины книги посвящено комплексному региональному обзору, характеристике семи физико-географических районов. Впрочем, «Обзор» — не точное определение содержания этого раздела книги, так как наряду с описаниями, которые здесь совершенно необходимы, большое место занимает ландшафтный анализ территорий, проведение на этой основе подробного микрорайонирования, имеющее большое прикладное значение. Районный обзор становится более целенаправленным благодаря тому, что авторы для каждого физико-географического района характеризуют, с достаточной подробностью, естественные ресурсы (минерально-сырьевые, климатические, водные, почвенные, растительные и др.), дают их размещение по району и намечают пути перспективного рационального использования. Здесь же затрагиваются вопросы охраны природы (борьба с вредными последствиями естественных процессов — эрозии, сели и т. д.).

Если в общем разделе карты дополняют текст, то в районном обзоре карты выступают наравне с текстом. Выше мы отметили ландшафтный анализ отдельных территорий, проведенный авторами. Необходимо отметить, что этот анализ осуществляется с помощью карт — без них такой

анализ немислим. Это относится как к ландшафтными картам, так и к ландшафтными блок-диаграммам, на которых соединены воедино литологические комплексы, почвенный и растительный покров, климат и др. Приведенные блок-диаграммы дают возможность подвергнуть глубокому анализу закономерности формирования и распределения ландшафтов, являясь наглядной иллюстрацией взаимосвязи и взаимодействия отдельных слагаемых ландшафта. В этом разделе помещены также ландшафтные карты, впервые составленные для территории республики, которые являются результатом многолетних полевых исследований авторов.

Картографический материал, представленный в монографии, является новым вкладом в тематическую картографию горных территорий.

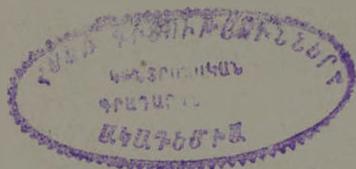
Книга богато иллюстрирована многочисленными фотоснимками, отражающими природные особенности республики. Оформлена книга со вкусом и доброкачественно.

Резюмируя, можно сказать, что книга «Физическая география Армянской ССР» отличается многими достоинствами, имеет большое теоретическое, методическое и практическое значение.

Книга «Физическая география Армянской ССР» является ценным вкладом в советскую физическую географию.

Отделение наук о Земле
АН Армянской ССР

Поступила 22.IV.1974.



Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

ВФ 05185. Подписано к печати 17/VII 1974 г. Тираж 760. Изд. 4104. Заказ 519.

Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 5,5+2 вкл. Бум. л. 2,75.

Усл. печ. л. 8,4. Уч. изд. листов 6,73.

Типография Издательства АН Армянской ССР, Ереван, Барекамутян, 24.