ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

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

Անդամներ՝ աշխարհագր. գիտ. դոկտոր Ա. Բ. Բաղդասարյան, *երկր.- հանք. գիտ. թեկնածու* Գ. Պ. Բաղդասարյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ* Ա. Հ. Գաբրիելյան, *երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու* Ն. Ի. Դոլուխանովա, *տեխն. գիտ. դոկտոր* Բ. Կ. Կարապետյան, *երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու* Վ. Պ. Հասրաբյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս* Հ. Գ. Մաղաքյան, *երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու* Բ. Մ. Մելիքսեթյան, *երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու* Հ. Մ. Վանցյան, *տեխն. գիտ. դոկտոր* Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, *երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր* Ա. Ե. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ երկր.-հանք. դիտ. թեկնածու Վ. Ա. Աղամալյան

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. Асратян,* докт. географ. наук *А. Б. Багдасарян,* канд. геол.-мин. наук *Г. П. Багдасарян,* канд. геол.-мин. наук *Г. М. Ванцян, чл.-корр.* АН АрмССР *А. А. Габриелян,* 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.*

Ответственный секретарь канд. геол.-мин. наук *В. А. Агамалян.*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Барекамутян, 24.

АЖС 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 2 том XXIV 1971

СОДЕРЖАНИЕ

Г. П. Багдасарян, К. И. Карапетян, В. А. Аветисян, В. А. Дургарян. О стратиграфии и возрасте неогеновых вулканических образований среднего течения р. Раздан по геологическим и радио-геохронологическим исследованиям . 5

Г. А. Саркисян, А. Х. Мнацаканян, М. А. Сатиан, Л. С. Чолахян. О находке галек плагиогранитов в разновозрастных конгломератах Кафанского рудного поля 13

Э. Х. Харазян. К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР 19

Г. В. Иццксон, М. Ф. Кутырева. Структурное сжатие—расширение как фактор накопления калия, рубидия и цезия в минералах и горных породах . . 28

А. А. Адамян. Распределение элементов-примесей в минералах высокоглиноземистых базальтовых лав Дорийского плато (Армянская ССР) . . . 43

В. О. Пароникян, Г. М. Мкртчян. Распределение меди в породах Алавердского рудного района Армянской ССР 50

М. Т. Бояджян. Хлорсодержащие минералы из Разданского железорудного месторождения 55

Е. Г. Завриян. Определение давления глинистых горных пород на подземные сооружения 63

Л. Н. Зограбян, Г. С. Абрамян, Ф. С. Геворкян. О некоторых понятиях горного рельефа 73

Критика и дискуссии

С. А. Паланджян. О петрохимических критериях формационного расчленения ультраосновных пород Армянской ССР 83

Научная хроника

И. Г. Магакьян. Основные научные итоги симпозиума JMA—JAGOD . . . 89

R-13112

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 2 Հատոր XXIV 1971

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Գ. Պ. Բաղդասարյան, Կ. Ի. Կարապետյան, Վ. Ա. Ավետիսյան, Վ. Ա. Դուրգարյան. *Հրազդանի միջին հոսանքի նեոգենի հրաբխային գոյացումների ստրատիգրաֆիայի և հասակի մասին ըստ երկրաբանական և ռադիոխրոնոլոգիական ուսումնասիրությունների* . . . 3

Հ. Ա. Սարգսյան, Ա. Խ. Մնացականյան, Մ. Ա. Սարյան, Լ. Ս. Զոլախյան. *Պլագիոգրանիտների գլաքարերի հայտնաբերումը Ղափանի հանքադաշտի տարբեր հասակի կոնգլոմերատներում* . . . 13

Է. Խ. Խարազյան. *ՀՍՍՀ հյուսիս-արևմտյան մասի դոլերիտային բազալտների պետրոքիմիական բնութագրի մասին* . . . 19

Գ. Վ. Ոցիկյան, Մ. Ֆ. Կոտիրյովա. *Ստրուկտուրային սեղմումը-ընդարձակումը որպես կալիումի, ռուբիդիումի և ցեզիումի կուտակման գործոն միներալներում և լեռնային ապարներում* . . . 28

Ա. Ա. Աղամյան. *Ցրված տարրերի բաշխումը Լոռվա սարավանդի բարձր կավահողային բազալտային լավաների միներալներում* . . . 43

Վ. Հ. Պառոնիկյան, Գ. Մ. Մկրտչյան. *Պղնձի բաշխումը Հայկական ՍՍՀ Ալավերդու հանքային շրջանի ապարներում* . . . 50

Մ. Բ. Բոյաջյան. *Հրազդանի երկաթի հանքավայրի քլոր պարունակող միներալները* . . . 55

Ե. Գ. Զավրիյան. *Ստորերկրյա կառուցվածքների վրա կավային լեռնային ապարների ճնշման որոշումը* . . . 63

Լ. Ն. Զոհրաբյան, Գ. Ս. Աբրահամյան, Ֆ. Ս. Գևորգյան. *Լեռնային ռելիեֆի մի քանի հասակացությունների մասին* . . . 73

ՔՆՆԱԴԱՏՈՒԹՅՈՒՆ ԵՎ ԴԻՍԿՈՒՍԻԱ

Ս. Ա. Փալանջյան. *Հայկական ՍՍՀ ուլտրահիմքային ապարների ֆորմացիոն մասնատման պետրոքիմիական չափանիշների մասին* . . . 83

ԳԻՏԱԿԱՆ ԽՐՈՆԻԿԱ

Հ. Գ. Մաղաքյան. JMA JAGOD *սիմպոզիումի հիմնական գիտական արդյունքները* . . . 89

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 3—12, 1971

УДК 550.93

Г. П. БАГДАСАРЯН, К. И. КАРАПЕТЯН, В. А. АВЕТИСЯН, В. А. ДУРГАРЯН

О СТРАТИГРАФИИ И ВОЗРАСТЕ НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ БАССЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. РАЗДАН ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И РАДИОГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ

Стратиграфия и возраст неогеновых вулканических пород Армянской ССР долгие годы привлекают внимание исследователей. Неогеновые образования тяготеют, главным образом, к центральной складчатой зоне Армении, перекрываясь в своей основной массе продуктами деятельности четвертичных вулканов.

Относительно возраста неогеновых вулканитов имеется ряд определений и высказываний, нередко во многом противоречивых. К. Н. Паффенгольц [20, 21, 22] датирует их олигоценом, тогда как многие другие [3, 5—8, 10, 11, 16—18] большую часть этих образований относят к неогену. Последняя точка зрения подтверждается и всеми новейшими исследованиями; однако в вопросах стратиграфического взаимоотношения и возраста отдельных свит и горизонтов все еще имеются существенные расхождения. Поэтому установление последовательности и времени образования таких свит и горизонтов, особенно же с привлечением радиологических данных, представляет значительный интерес и поможет разрешению сложной истории геологического и магматического развития в неогене.

Одним из наиболее благоприятных районов для постановки такого рода исследования является бассейн среднего течения р. Раздан. Заманчивость этого объекта определяется: 1) хорошей и глубокой обнаженностью, 2) особым положением района, где стыкуются вулканиты двух зон—Транскавказской зоны и Северной дуги [14] и 3) возможностью выяснения взаимоотношения долеритовых базальтов, своего рода маркирующего горизонта на значительной части территории Армянской ССР, с другими вулканическими образованиями. И не случайно, что геологии и стратиграфии именно этого района посвящена большая литература [1, 2, 4, 9, 12, 13, 15, 19 и др.].

В районе самыми интересными оказались обнажения по р. Раздан в окрестностях сс. Лусакерт, Гюмуш, Нурнус, гор. Чаренцаван, а также разрез по скв. 34 Арм.ГУ, пройденной в 1967 г. По этим пунктам, главным образом, геологически выделенные основные стратиграфические единицы были изучены радиогеохронологически. Радиологические исследования проводились в Лаборатории ядерной геохронологии ИГН АН Арм. ССР; в экспериментальной части принимали участие Р. Х. Гукасян, Э. А. Саркисян, Л. М. Хачатрян, О. Л. Мушко, М. М. Адамян.

Для получения значений абсолютного возраста по каждой из выделенных стратиграфических единиц целенаправленно отбирались наиболее представительные образцы. После микроскопического исследования образцы дробились, измельчались до размеров 0,25—0,5 мм, сокращались в делителе Джонса и поступали на радиологическое исследование. Исследования проводились двумя взаимоконтролирующими вариантами калий-аргонового метода—объемным и изотопным разбавлением.

В первом случае навеска пробы в 20—30 г плавилась в кварцевых трубках при температуре 1250°С. Количество очищенного—в печах с CuO и Ca—аргона измерялось манометром Мак-Леода. Процент примеси воздушного аргона в общем измеренном аргоне определялся на масс-спектрометре МС-2М двулучевым методом измерений изотопных отношений Ar^{36}/Ar^{40} образца и эталона (технический аргон). Изотопный состав последнего проверялся по аргону, полученному из воздуха.

При изотопном разбавлении навеска образца в 10—12 г плавилась в реакторе из нержавеющей стали, подсоединенном к установке для объемного определения аргона. В качестве индикатора при этом применялся мононзотоп Ar^{38}, разбавленный в CO_2. Коэффициент разбавления мононзотопа (титр Ar^{38} в смеси с $Ar^{38}+CO_2$) определялся по специальной серии экспериментов также методом изотопного разбавления. При этом в качестве разбавителя использовался воздушный аргон, приготовленный на этой установке из воздуха.

Точное количество дозированного трассера измерялось на обычном тупиковом манометре Мак-Леода. Погрешность дозировки не превосходила ±0,5—1%. Трассер добавлялся после плавки образца и перевода выделившихся газов в измерительную часть прибора. Аналитическая погрешность определения аргона для обоих методов составляет до ±4—5%.

Содержание калия в образцах определялось двумя параллельными методами перхлоратным и пламенно-фотометрическим. Среднее расхождение между определениями калия достигает 2—3%.

При вычислении абсолютного возраста использовались средние значения калия и рекомендованные Комиссией АН СССР по абсолютной геохронологии следующие константы распада K^{40}: $\lambda_k = 5{,}57 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$; $\lambda_\beta = 4{,}72 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$. Суммарная погрешность в определении значений абсолютного возраста образцов не превосходит 7—8%.

Таким образом, каждый образец подвергался, как правило, двум параллельным полным сериям экспериментальных исследований, начиная от химического анализа и кончая масс-спектрометрическим изотопным анализом. Получались два взаимоконтролирующих значения абсолютного возраста, которые обычно давали хорошее схождение. В случае же наблюдавшихся иногда заметных расхождений образец подвергался третьей серии исследований, пока достигалось сходство в результатах. Взаимную контролирующую роль имели также сходные значения, полученные по двум образцам, взятым из одного и того же потока, покрова и т. п.

Результаты радиогеохронологических исследований сведены в таблицу 1; сюда же введены уже опубликованные [15] определения, выполненные в той же лаборатории на образцах С. Г. Карапетяна и Л. Б. Саруханян.

В изученном районе неогеновые вулканические породы налегают на песчано-глинистые отложения раздаиской свиты (сармат), обнаженные в ущелье р. Раздан, и перекрываются четвертичными андезито-базальтами и андезитами. Здесь в разрезе неогеновых вулканических образований (в стратиграфической последовательности) наиболее значительными единицами являются: гегамская вулканогенно-обломочная свита и липарито-дациты, долеритовые базальты, грубостолбчатые андезито-базальты ущелья р. Раздан и лавы, обсидианы, перлиты, агломераты липаритовой формации.

1) Гегамская свита в районе слагает основную часть массива г. Атис, где перекрывается породами липаритовой формации и четвертичными лавами. Юго-западнее, на Котайкском плато на образования свиты налегают долеритовые базальты.

В массиве г. Атис свита состоит из разнообразных вулканогенно-обломочных пород, проявляющих довольно четкую стратифицированность. Свита насыщена потоками и силлами пород ряда базальт-дацит; по всей мощности она рассечена дайками, среди которых преобладают андезитовые. Образования свиты собраны в широкие складки северо-западного простирания, с углами падения до 35°. Видимая мощность свиты здесь 500—550 м; низы ее к западу от г. Атис гидротермально переработаны и являются рудовмещающими для Капутанского железорудного месторождения.

Гегамская свита обычно недостаточно обоснованно отождествляется с вохчаберской. Гегамская свита слагает, главным образом, осевую часть одноименного нагорья и, возможно, развита вдоль всей центральной складчатой зоны Армении. Вохчаберская же, имеющая преимущественно пролювиальный характер [13], образовалась в результате размыва и переотложения пород гегамской свиты (а также более древних и молодых образований), в связи с подъемом нагорья, на его юго-западной периферии. Такие взаимоотношения этих двух свит наблюдаются по линии Грыдзор-Гегардский каньон—с. Вохчаберд. Интересно, что в конгломератах вохчаберской свиты, в низах обрыва у с. Вохчаберд К. Н. Карапетяном встречен валун роговообманковых андезитов с ксенолитами габброидов; андезиты эти у с. Капутан слагают дайку, секущую гегамскую свиту.

Сказанное по строению гегамской свиты указывает на то, что формирование ее происходило в сложных условиях и охватывало значительный промежуток времени. Основная часть свиты скорее всего образовалась в течение среднего плиоцена; об этом, помимо геологических данных, говорят и радиогеохронологические исследования (табл. 1). Такое определение возраста свиты уаязывается и с представлениями ряда исследователей [9, 11, 13, 15, 19].

Возможно прав С. Г. Карапетян [15], считающий возрастным аналогом гегамской свиты андезито-дациты и андезиты, обнажающиеся в левобережье р. Раздан от с. Нурнус до Арзнинского стеклотарного завода, на площади 12—15 км². Эти лавы перекрыты андезитами с габброидными ксенолитами, долеритовыми базальтами и породами липаритовой формации; в левом борту каньона р. Раздан, примерно на широте разва-лин с. Аширабад, видно как андезито-дациты и андезиты налегают на сарматские глины.

2) Липарито-дациты слагают два вулканических купола (Гюмушский и Авазан), маркирующих трещину субмеридионального направления. Расположены они в левобережье р. Раздан, в окрестностях сс. Гюмуш и Авазан.

Липарито-дациты выражены серовато-белыми, желтоватыми глыбовыми и плитняковыми породами с редкими вкрапленниками плагиоклаза, биотита и кварца и фельзитовой основной массой; в обр. 5290 порода слабо серицитизирована

Гюмушский купол с востока и юга обтекают и, частично, перекрывают вулканиты липаритовой формации; южный контакт, где последние круто опускаются к р. Раздан, отчетливо фиксируется сухой балкой западного направления. С двух других сторон к куполу, примерно на высоте 1500—1550 м прислонены мощные потоки долеритовых базальтов. Аналогичное взаимоотношение установлено по скв. 34, заложенной под с. Лусакерт на отметке 1430—1440 м, где на глубине 120—125 м, непосредственно под долеритовыми базальтами залегают липарито-дациты потока Гюмушского купола. Обтекание липарито-дацитов долеритовыми базальтами четко фиксируется и у купола Аванзан. Нижний возрастной предел липарито-дацитов определяется нахождением ксенолитов сарматских глин в керне скважин, пробуренных на Гюмушском куполе [19].

Таким образом липарито-дациты, подобно гегамской свите, моложе сармата и древнее долеритовых базальтов и скорее всего также имеют среднеплиоценовый возраст; это предположение подтверждают и радиогеохронологические данные (табл. 1). Липарито-дациты по составу и возрасту близки туфам и туфобрекчиям Гегардского монастыря, относящимся к гегамской свите, поэтому есть все основания считать, что они также входят в состав этой свиты.

Не исключено, что с липарито-дацитовыми вулканами генетически связаны пемзовые отложения правобережья р. Раздан. В окрестностях с. Карашамб возраст перекрывающих эти отложения двупироксеновых андезитов составляет в среднем $2{,}4 \pm 0{,}4$ млн. лет.

3) Долеритовые базальты, связанные с вулканизмом Транскавказского поперечного поднятия [14], в левобережье р. Раздан, на нашем участке, образуют отдельные небольшие поля; значительным распространением они пользуются в районе с. Арзни, к югу и юго-востоку от него. В правобережье долеритовые базальты в удалении от реки слагают холмы, обрывистые в восточной части; отсюда к ним прислонены четвертичные столбчатые андезито-базальты, образующие плоскую, выровненную поверхность, круто обрывающуюся к реке.

В общем это серые лавы, долеритового сложения, состоящие из плагиоклаза, оливина, клинопироксена и рудного минерала. Выражены они в тонких (<5 м) потоках; общая мощность серии потоков редко превышает 50—60 м. Следует отметить, что из-за недостаточной петрографической изученности многие исследователи, зачастую только по внешнему облику, к долеритовым базальтам относят и другие лавы основного состава. Этим во многом объясняется путаница и разноречивость мнений в определении стратиграфического положения долеритовых базальтов.

Как уже сказано, долеритовые базальты налегают на образования гегамской свиты и липарито-дациты. Перекрываются они породами липаритовой формации (юго-восточная окраина гор. Чаренцаван) и грубо-

столбчатыми андезито-базальтами ущелья р. Раздан. Налегание последних на долеритовые базальты видно в небольшом обнажении у уреза реки, выше ГюмушГЭС примерно в 250 м по правому берегу, а также в скв. 34, на глубине 90 м. Надо добавить, что между сс. Гюмуш и Нурнус, на участке протяженностью в 2 км и шириною в 700 м по ущелью, долеритовые базальты резко опущены. Амплитуда смещения—до 200 м; природа опускания пока не ясна. Судя по недеформированному потоковому залеганию вышележащих грубостолбчатых андезито-базальтов, опускание произошло до их излияния.

Радиогеохронологическое исследование ряда образцов долеритовых базальтов дало среднее значение $3{,}0 \pm 0{,}7$ млн. лет. Эти данные не противоречат геологическим представлениям и мнению большинства исследователей [2, 4, 5, 9, 10, 13, 17 и др.] о верхнеплиоценовом возрасте долеритовых базальтов.

4) Грубостолбчатые андезито-базальты пользуются небольшим развитием, обнажаясь лучше всего в ущелье р. Раздан, на отрезке с. Гюмуш—с. Нурнус.

Это серые, темно-серые породы с небольшим количеством вкрапленников плагиоклаза и клинопироксена; для них характерно значительное содержание зерен ксеногенного кварца.

На участке с. Гюмуш—ГюмушГЭС андезито-базальты обнажены на правом берегу в виде грубостолбчатого карниза, опускающегося почти до уреза реки. Здесь они налегают на опущенные долеритовые базальты и перекрываются локальным потоком андезитов северной окраины с. Лусакерт и четвертичными столбчатыми андезито-базальтами. Ниже, вплоть до с. Нурнус, грубостолбчатые андезито-базальты слагают низы каньона по обоим берегам, имея видимую мощность 50—60 м. На этом отрезке они перекрыты породами липаритовой формации; такое взаимоотношение видно вдоль всего левобережья и на правом берегу у с. Лусакерт. В последнем пункте можно наблюдать, как уступ грубостолбчатых андезито-базальтов, на котором заложена скв. 34, уходит под обсидианы и перлиты; ниже по течению, у Лусакертского моста, как уже было показано [15] между андезито-базальтами и обсидианами вклиниваются озерно-речные отложения.

Из изложенного следует, что стратиграфическое положение грубостолбчатых андезито-базальтов определяется однозначно: ниже них залегают долеритовые базальты, выше—образования липаритовой формации. Геологическое положение и данные по определению абсолютного возраста (табл. 1) андезито-базальтов позволяют отнести их к верхам верхнего плиоцена.

5) Липаритовая формация пользуется широким распространением, слагая целый ряд куполов, покровов и потоков Северной вулканической дуги [14]. В изученном районе породы формации развиты преимущественно в левобережье; непосредственно в ущелье р. Раздан они образуют сплошной покров—карниз от Гюмушского купола до с. Нурнус, и только у с. Лусакерт частично переходят на правый берег.

Таблица 1

Результаты абсолютного датирования неогеновых вулканических образований бассейна среднего течения р. Раздан

Номера образцов	Название минерала или горной породы и место взятия	Содержание калия, %	K^{40} г/г 10^{-6}	% радиогенного Ar^{40}	Ar^{40} $см^3/г$ 10^{-6}	Ar^{40} г/г 10^{-9}	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ 10^{-3}	Возр. в млн. лет	Среднее значение возраста, млн. лет
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
			Гегамская свита						
5305	Двупироксеновый андезит. Южный склон г. Атис	2,22	2,71	2,90	0,33	0,59	0.22	4,0	4.3±0,8
		2,22	2,71	2,98	0,31	0,56	0.21	3,5	
		2,22	2,71	7,30	0,45	0,81	0,30	5.4	
5311	Туф литокристаллокластический из „монастырских брекчий". Мон. Гегард	2,73	3,33	2,24	0,45	0,81	0,24	4,5	4,7±1.5
		3,73	3,33	2,20	0,76	1,36	0,41	7,0	
		2,73	3,33	1,50	0,27	0,49	0.15	2,7	
5312	То же. В 50 м от въездных ворот мон. Гегард	2,38	2,90	1,95	0,40	0,72	0,25	4,5	4.25±0.25
		2,38	2,90	2,20	0,37	0,67	0,23	4,0	
ЛС—71	Биотит из прожилка апатит-магнетитовой руды в андезито-дацитах Капутанского м-ния. Скв. 92, глубина 384—420	4,91	6,03	8,5	1,24	2,22	0.37	7,0	6,0±1,0
		4,94	6,03	13,5	0,97	1,71	0,28	5,0	
ЛС—75	То же, скв. 92, глуб. 480—556 м	6,68	8,16	13,8	1,23	2.20	0,27	5,0	5,0
		6,68	8,16	10,5	1,17	2.10	0,28	5,0	
			Липарито-дациты						
965	Купол Апазан	3.14	3,83	45,3	0,58	1.04	0,27	4,9	4,7±0,2
		3.14	3,83	45,8	0,53	0.95	0,25	1.5	
968	Гюмушский купол	3,14	3.83	36,2	0.67	0.19	0,29	5,3	4,8±0,5
		3.14	3,83	30,8	0,51	0,91	0,24	4.3	
5290	Поток Гюмушского купола. Скв. 34, глуб. 120—125 м	2.30	2,81	2,53	0,62	0.11	0,40	7.2	6,8±0,4
		2,30	2.81	8,30	0,57	1.02	0,36	6.4	

Среднее значение по 6 сериям определений на 3 $_{-x}$ образцах = 5,4±0,9 млн. лет

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
				Долеритовые базальты					
5294	Левый берег р. Раздан, у родника-памятника с. Гюмуш	0,77 0.77	0.94 0.94	17,3 4,2	0.08 0.07	0.145 0.13	0.15 0.14	2.7 2.0	2.35±0.35
5295	Там же	0.73 0,73	0.89 0.89	8.3 3.6	0.092 0.06	0.164 0.10	0.18 0.11	3.0 2.0	2.5±0,5
5296	Там же. Выше по разрезу в 50 м	0.75 0.75	0.92 0.92	1.0 1.0	0.102 0.09	0.186 0.17	0.20 0.18	3.6 3.0	3.3±0.3
5288	Правый берег р. Раздан. Скв. 34, глуб. 90—110 м	0.80 0,80 0.80	0.98 0.98 0.98	4.4 7.5 2.2	0.08 0.11 0.12	0.14 0.20 0.22	0,15 0,20 0.22	2.7 3.6 4.0	3.4±0.5
5299	Правый берег р. Раздан, выше главных сооруж. Гюмушской ГЭС, у уреза	0.67 0,67	0.82 0.82	7,10 2,47	0.11 0.40	0.20 0.07	0.24 0.09	4.35 1.65	3,0±1.35

Среднее значение по 11 сериям определений на 5 образцах 3,0±0,7 млн. лет

				Грубоскорлбчатые андезито-базальты					
5285	Правый берег р. Раздан. Скв. 34, глуб. 15—45	2,33 2,33	2,84 2,84	5,8 2,4	0,06 0,08	0,11 0,15	0,04 0,05	0,7 0,9	0,8±0,1
5286	Там же. Скв. 34, глуб. 45—70 м	2,30 2,30	2,81 2,81	1,27 1,20	0,16 0,13	0,29 0,24	0,10 0,08	1,8 1,5	1,65±0,15
5287	Там же. Скв. 34; глуб. 70—90 м	2,37 2,37	2,89 2,89	1,20 1,30	0,087 0,18	0,156 0,32	0,05 0,11	0,9 2,0	1,45±0,55
5291	Правый берег р. Раздан, немного южнее Лусакертского моста	2,47 2,47	3,01 3,01	1,0 1,3	0,08 0,11	0,15 0,19	0,05 0,06	0,9 1,0	0,95±0,05
5292	Там же	2,41 2,41 2,41	2,93 2,93 2,93	5,4 5,2 1,6	0,07 0,06 0,07	0,13 0,10 0,13	0,04 0,04 0,04	0,7 0,7 0,7	0,7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
5293	Правый берег р. Раздан, немного южнее Лусакертского моста	2,35 2,35	2,87 2,87	3,2 1,4	0,082 0,14	0,147 0,25	0,05 0,09	0,9 1,5	1,2±0,3
5298	Правый берег р. Раздан, в 250 м выше по реке от ГюмушГЭС	2,35 2,35	2,87 2,87	0,7 1,5	0,09 0,21	0,17 0,37	0,06 0,13	1,0 2,4	1,7±0,7
5302	Правый берег р. Раздан, у с. Карашамб	2,26 2,26	2,76 2,76	3,4 7,3	0,05 0,086	0,09 0,15	0,03 0,06	0,7 1,0	0,85±0,15

Среднее значение по 17 сериям определений на 8 образцах = 1,1 ± 0,4 млн. лет

Липаритовая формация

5307	Липарит. Южн. склон г. Атис	3,28 3,28	4,0 4,0	3,2 5,0	0,06 0,10	0,11 0,179	0,03 0,05	0,4 0,8	0,6±0,2
1303	То же. Гора Атис	3,34	4,07	5,0	0,09	0,16	0,04	0,5	
160	То же, там же	3,50	4,27	5,0	0,213	0,381	0,09	2,0	
932	То же. Ущ. Аширидзор (у с. Джрабер)	3,34	4,10	7,5	0,05	0,09	0,02	0,5	
974	То же. Южн. с. Джрабер	3,54	4,22	3,7	0,07	0,13	0,03	0,5	
5301	Обсидиан. Правый берег р. Раздан, немного южнее Лусакертского моста	3,40 3,40	4,15 4,15	5,0 4,5	0,060 0,068	0,11 0,12	0,03 0,03	0,4 0,5	0,45±0,05

Среднее значение по 8 сериям определений на 6 образцах = 0,7 ± 0,35 млн. лет

Двупироксеновые андезиты

5303	В 0,7 км от с. Карашамб по дороге к кур. Арзни, у карьера пемзовых песков	1,74 1,74	2,12 2,12	3,31 2,36	0,11 0,20	0,20 0,36	0,09 0,17	1,6 3,0	2,3±0,7
5304	Там же	1,75 1,75	2,14 2,14	2,15 3,80	0,17 0,15	0,30 0,27	0,14 0,13	2,5 2,5	2,5

Среднее значение по 4 сериям определений на 2-х образцах = 2,4 ± 0,4 млн. лет

Вдоль ущелья преобладают обсидианы и перлиты в агломератовой фации; на г. Атис уже значительная роль принадлежит лавовым потокам. Обычно это стекловатые породы с редкими спорадическими вкрапленниками полевых шпатов, кварца, биотита, роговой обманки и пироксенов.

Стратиграфическое положение пород формации вполне определенно: в районе с. Лусакерт, как указано, они налегают на грубостолбчатые андезито-базальты и перекрываются столбчатыми андезито-базальтами, на которых и расположено селение. Возраст последних, как среднечетвертичный, определяется нахождением на них многочисленных ашельских и мустьерских стоянок древнего человека.

Судя по сказанному и другим геологическим соображениям (сохранность вулканов и их потоков, условия залегания пород и т. д.), образование формации вероятнее всего происходило на границе верхнего плиоцена и четвертичного периода. Этому мнению, ранее высказанному С. Г. Карапетяном [15], примерно соответствуют и данные определения абсолютного возраста (табл. 1).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР
Ереванский государственный
университет
Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 3.VI 1970.

Գ. Գ. ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ, Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Վ. Ա. ԱՎԵՏԻՍՅԱՆ, Վ. Ա. ԴՈՒՐԳԱՐՅԱՆ

ՀՐԱԶԴԱՆԻ ՄԻՋԻՆ ՀՈՍԱՆՔԻ ՆԵՈԳԵՆԻ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ԳՈՅԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱՅԻ ԵՎ ՀԱՍԱԿԻ ՄԱՍԻՆ ԸՍՏ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԵՎ ՌԱԴԻՈԳԵՈՔՐՈՆՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում շարադրվում են Հրազդանի միջին հոսանքի հրաբխային ապարների երկրաբանական և ռադիոգեոխրոնոլոգիական ուսումնասիրությունների ընթացքում ստացված արդյունքները։ Տրվում է այս գոյացումների ստրատիգրաֆիկ ստորաբաժանման համացույցը և հասակը։ Բացարձակ հասակի որոշումները կատարվել են կալիում-արգոնային եղանակով։ Ստացված տվյալներն ամփոփված են թիվ 1 աղյուսակում։

Ստրատիգրաֆիկ համացույցը ներկայացված է հետևյալ կերպ (ներքևից՝ վերև).

1. Գեղամա հրաբխածին-բեկորային շերտախումբ ու Գյումուշ և Ավազան գյուղերի շրջակայքի լիպարիտա-դացիտներ (միջին պլիոցեն),

2. Դոլերիտային բազալտներ (վերին պլիոցեն),

3. Հրազդանի կիրճի խոշոր սյունաձև անդեզիտա-բազալտներ (վերին պլիոցեն),

4. Լիպարիտային ֆորմացիայի լավաներ, օբսիդիաններ, պեռլիտներ (վերին պլիոցեն—ստորին չորրորդական)։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Адамян А. А.* Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. Известия АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 6, 1961.
2. *Акопян Ц. Г.* К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (Арм. ССР). ДАН Арм. ССР, т. XXI, № 5, 1955.
3. *Асланян А. Т.* О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Известия АН СССР, сер. геол., № 6, 1949.
4. *Асланян А. Т.* Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района. ДАН Арм ССР, т. XI, № 5, 1950.
5. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
6. *Бальян С. П.* Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Изд. ЕрГУ, 1969.
7. *Богачев В. В.* К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. Известия АН СССР, сер. геол., № 4, 1940.
8. *Габриелян А. А.* К стратиграфии третичных отложений Армении. ДАН СССР, т. XXXII, № 6, 1941.
9. *Габриелян А. А.* Третичные отложения Котайкского района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1947.
10. *Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
11. *Габриелян А. А.* Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
12. *Гамбарян П. П.* Геолого-петрографический очерк района средней Занги. Сб. «Бассейн р. Занги», ч. 2, Тр СОПСа, серия Закавказ., вып. 10, 1934.
13. *Думитрашко Н. В., Бальян С. П.* К вопросу о возрасте и генезисе вохчабердской толщи. Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
14. *Карапетян К. И.* Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Известия АН Арм ССР, Науки о Земле, т. XXII, № 3, 1969.
15. *Карапетян С. Г.* К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР. Известия АН Арм ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 1—2, 1968.
16. *Леонтьев Л. Н.* и *Хаин В. Е.* О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа. ДАН СССР, т. LXVII, № 4, 1949.
17. *Милановский Е. Е.* О неогеновом и антропогеновом вулканизме М. Кавказа. Известия АН СССР, серия геол., № 10, 1956.
18. *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. Изд. «Недра», 1968.
19. *Назарян А. Н.* Вулканические породы и озерно-континентальные отложения нижнего течения р. Раздан. Известия АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XV, № 5, 1962.
20. *Паффенгольц К. Н.* К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. ВМО, т. XVII, № 2, 1938.
21. *Паффенгольц К. Н.* Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1947.
22. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1960.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 13—18, 1971

УДК 552.321

Г. А. САРКИСЯН, А. Х. МНАЦАКАНЯН, М. А. САТИАН, Л. С. ЧОЛАХЯН

О НАХОДКЕ ГАЛЕК ПЛАГИОГРАНИТОВ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КОНГЛОМЕРАТАХ КАФАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Одной из характерных особенностей колчеданных провинций подвижных зон является частая приуроченность к ним интрузивных пород плагиогранитной формации, внедрение которых обычно происходит в эвгеосинклинальный период развития [6].

В пределах Сомхето-Карабахской структурно-фациальной зоны массивы плагиогранитов известны в Алавердском, Шамшадинском антиклинориях и в ряде других пунктов. Колчеданные рудные районы этой зоны (Алавердский и Кафанский) имеют, по ряду авторов, сходные особенности геологического строения, одинаковый возраст и единую формационную принадлежность магматических серий. Однако, плагиограниты на территории Кафанского рудного поля, в отличие от Алавердского, до наших исследований (1965—1966) не были известны, что казалось выходящим из рамок более общих закономерностей. Что же касается возраста и геологической позиции плагиогранитов Алавердского района, то имеющиеся данные свидетельствуют об их среднеюрском возрасте и приуроченности к раннегеосинклинальной стадии развития [5, 7]

В связи с изложенным, для познания истории интрузивного магматизма Кафанского антиклинория в доверхнеюрское время несомненный интерес представляют находки галек плагиогранитов в различных по стратиграфическому положению конгломератах на территории рудного поля.

1. Гравий, реже брекчии и гальки плагиогранитов обнаружены М. А. Сатианом и Л. С. Чолахян в основании барабатумской серии, вскрытой на борту дороги Кафан—Ленрудник, в 200 м севернее устья Нурибагского ручья. Здесь, южнее выходов барабатумских андезито-дацитов, после 100 м полосы борта дороги, скрытого современными суглинками, у кромки обнажаются грязно-желтые песчанистые глины и рыхлые песчаники с редкой брекчией, переходящие вверх по разрезу в буро-серые гравелиты горизонтально средне-крупнослоистые. Азимут падения—Ю 180°, ∠25°, мощность до 3 м.

2. Гальки плагиогранитов обнаружены в пласте своеобразных лавоконгломератов в барабатумских кварцевых андезито-дацитах Г. А. Саркисяном и А. Х. Мнацаканян. Этот пласт обнажается неподалеку от пос. Ашотаван, по левому борту Нурибагского ручья, в 150 м к северу от места его слияния с р. Каварт. Ширина выхода пласта около 30—35 м, элементы залегания—аз. падения СВ 70° ∠25°. Отдельность его неправильная, матрацевидная. Лавоконгломераты отделены в своем основа

ции от вмещающих андезито-дацитов четкой границей и содержат беспорядочно расположенные, варьирующие по размеру (5—20 см) хорошо окатанные гладкие гальки разнообразных пород, плотно сцементированные лавовой массой. Последняя содержит крупные бипирамидальные фенокристаллы кварца, идиоморфные кристаллы роговой обманки. В составе галек преобладают плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые андезиты, в разной степени преобразованные; часто отмечаются также псаммитовые литокристаллокластические туфы и гальки самих кварцевых андезито-дацитов. Гальки плагиогранитов встречаются в единичных случаях, но они также отличаются крупными размерами (18—20 см в поперечнике), округло-эллипсоидальной формой и гладкой поверхностью. Следов контактовых воздействий лавы на плагиограниты не установлено. Вверх по обнажению количество и размер галек сокращаются, лавоконгломераты постепенно переходят в мелкогалечные разности и незаметно сменяются лавовыми кварцевыми андезито-дацитами.

Относительно условий образования описанных лавоконгломератов следует отметить, что наиболее приемлемым представляется возникновение их при излиянии (или выжимании?) кварцевых андезито-дацитов путем захвата и цементации вязкой лавой слабо отсортированных рыхлых галечников. Об этом могут свидетельствовать исключительно разнообразный состав галек в пласте, высокая степень их окатанности и гладкая, отполированная поверхность, отсутствие заметных контактовых воздействий лавы на гальки, указывающее на поверхностные условия ее выжимания и невысокую температуру.

3. Стратиграфически выше барабатумских кварцевых андезито-дацитов расположена свита разрушенных андезитов, в основании которых залегают невыдержанные по простиранию мелкогалечные конгломераты. Они образуют небольшие по мощности (0,5—1 м) линзообразные тела, «карманы», выполняющие неровности кровли барабатумских андезито-дацитов. В обнажениях указанных конгломератов, просмотренных А. Х. Мнацаканян совместно с Э. А. Ананяном и Р. А. Саркисяном, преобладают гальки кварцевых андезито-дацитов и плагиогранитов.

4. Единичные находки галек плагиогранитов сделаны также в базальном горизонте вулканических конгломератов и брекчий верхнего оксфорда-кимериджа, залегающих трансгрессивно на верхнебайосских образованиях и отчетливо прослеживающихся в привершинной части водораздела рек Каварт и Халадж (сс. Каварт, Ашотаван, аэропорт и др.).

5. Коренные выходы пород плагиогранитового состава зафиксированы Г. А. Саркисяном, А. Х. Мнацаканян и Р. А. Саркисяном в форме маломощных прожилков с гранофировой структурой, секущих лавобрекчии андезитов нижнебайосской вулканической серии в обнажениях по левобережью р. Охчи.

Плагиограниты из галек по внешнему виду представляют собой плотные среднезернистые породы массивной текстуры. Цвет их светлый, розовато-серый. Под микроскопом порода имеет гипидиоморфнозернистую

структуру и состоит из таблитчатых выделений пелитизированного, серицитизированного, слабо альбитизированного плагиоклаза (№ 28—32) и ксеноморфного кварца. Присутствуют также призматические формы темноцветного, нацело замещенного хлоритом. Неправильными пятнами по породе развиваются мелкоагрегатный эпидот, а также вторичный кварц.

Плагиограниты из прожилков макроскопически представляют мелкозернистую плотную породу розоватого цвета. Под микроскопом они обнаруживают порфировидную структуру, обусловленную наличием крупных таблитчатых зерен плагиоклаза (№ 26—30) на фоне мелкозернистой тонкоструктурной массы. Плагиоклаз порфировых вкраплений мутноватый вследствие пелитизации и замещается мелкочешуйчатым хлоритом, реже альбитом. Основная масса описываемых пород имеет кварц-полевошпатовый состав и характеризуется типичной гранофировой структурой с тонкими микрографическими прорастаниями кварца и известково-натрового полевого шпата. Интенсивная пелитизация последнего подчеркивает детали микрографической структуры. Выделяются также крупные изометрические зерна магнетита. Из наложенных процессов отмечается интенсивное развитие мелкоагрегатного эпидота, пятнистого кварца и крупных чешуек хлорита, образующего частью, по-видимому, псевдоморфозы по разрушенному темноцветному минералу.

Изучение гравелитов под микроскопом показало, что структура их грубозернистая, форма обломков пород—полуокатанная и реже окатанная; обломки кристаллов обычно угловатые. Состав: обломки плагиогранитов и гранофиров (30%), андезито-дацитов и туфов (25%), кварца (20%), плагиоклаза (10%). Цемент (15%) поровый и контактовый, алевритo-глинистый, участками с примесью мелкозернистого кальцита.

Химические анализы образцов плагиогранита из галек в лавоконгломератах и гравелита из основания барабатумской серии приведены в табл. 1. Там же для сравнения приводятся химические составы плагио-

Таблица 1

Химические составы галек плагиогранитов и гравелитов

Окислы	1	2	3	4
SiO_2	77,94	65,01	71,80	71,63
TiO_2	0,24	0,59	0,18	0,43
Al_2O_3	12,18	14,09	14,49	13,58
Fe_2O_3	0,85	2,20	1,90	2,16
FeO	1,11	1,75	1,65	2,44
MnO	0,05	0,12	0,04	0,03
MgO	0,75	2,30	1,10	0,78
CaO	0,70	3,98	3,38	2,51
Na_2O	5,00	3,00	3,10	4,00
K_2O	0,64	0,50	0,74	0,90
H_2O	0,03	0,73	0,35	—
п.п.п.	1,13	5,47	1,04	1,76
Сумма	100,62	99,74	90,77	100,22

1. Плагиогранит из гальки в лавоконгломератах Кафанского рудного поля.

2. Гравелит, состоящий преимущественно из обломков плагиогранитов. Верхний байос; Кафанское рудное поле.

3. Плагиогранит Шамшадинской группы интрузивов (среднее из 6 анализов) [3].

4. Плагиогранит Ахпатского массива (среднее из 3 анализов) [7].

гранитов из других регионов Сомхето-Карабахской зоны. Состав плагиогранита из гальки однозначно свидетельствует о принадлежности его к группе гранитов; отмечаемые различия в содержаниях таких окислов, как SiO_2, CaO и Na_2O по сравнению с плагиогранитами других районов следует объяснить наложенными процессами окварцевания и деанортизации.

Таким образом, наличие прожилков в нижнебайосских лавобрекчиях и обнаружение галек плагиогранитов в основании верхнего байоса и на более высоких стратиграфических горизонтах свидетельствуют с одной стороны о проявлениях кислого магматизма и о наличии в пределах Кафанского антиклинория доверхнебайосских интрузивов плагиогранитов и, с другой стороны—об их обнажении в доверхнебайосское время и длительном размыве до верхней юры включительно. Рассматривая место, которое могли занимать интрузии плагиогранитов в истории развития этого региона, необходимо привлечь некоторые дополнительные данные.

1. Плагиограниты как из прожилков, так и галек содержат характерный для нижнебайосской вулканической серии комплекс минеральных новообразований (эпидот+хлорит+кварц+альбит+магнетит). Данный комплекс Г. А. Саркисян и Э. М. Налбандян [8] рассматривают как результат региональных зеленокаменных изменений эпидот-хлоритовой ступени метаморфизма. Эти изменения являются типичными поствулканическими гидротермальными и по времени проявления приурочены к заключительным этапам формирования нижнебайосской серии, включая сопряженные с нею секущие образования и корни излияний в форме даек. Указанные вторичные преобразования развивались независимо от более поздних верхнебайосских зеленокаменных изменений безэпидотовой ступени.

2. Радиологическое изучение образца плагиогранита из гальки в лавоконгломератах верхнего байоса, выполненное в лаборатории абсолютной геохронологии ИГН АН Арм. ССР (Г. П. Багдасарян и Р. Х. Гукасян), показало результат 158±5 млн. лет, что соответствует верхам средней юры. Данные абсолютного возраста находятся, таким образом, в некотором несоответствии с геологическими, поскольку верхнебайосский возраст конгломератов и гравелитов «нижней» осадочной свиты, а также барабатумской серии в настоящее время можно считать твердо установленным как фаунистическими [1], так и радиологическими [2] определениями, а сами гальки плагиогранитов несомненно должны быть древнее. Как известно, при абсолютном датировании по породе ,а тем более с незначительным содержанием калия (0,38%), полученные возрастные значения следует рассматривать как верхний возрастной предел. При внесении поправок на точность K/Ar метода, равную 10%, получим значение возраста 174 млн. лет, что соответствует байосскому возрасту.

3. Региональные геологические данные свидетельствуют о том, что от палеозоя и до триаса включительно в пределах Кафанского сегмента интрузивный магматизм не проявлялся [4]. Известные на смежных территориях образования девона, перми и триаса представлены субплатфор-

менными нормально-осадочными накоплениями и их регионально-метаморфизованными разностями. Исходя из этого, следует предположить, что внедрение интрузий плагиогранитов приходится на интервал времени от позднего триаса до верхнего байоса, а наиболее вероятно к нижнему байосу. Этот промежуток времени в истории развития Сомхето-Карабахской эвгеосинклинальной зоны отвечает, как известно, стадии заложения, интенсивного прогибания и активного вулканизма, с поздними этапами проявления которого могло быть связано формирование интрузий плагиогранитов. Последние были вскрыты эрозией к верхнебайосскому времени и претерпели длительный размыв, вплоть до начала верхнеюрской трансгрессии.

Заключение

Нахождение прожилков плагиогранитов с гранофировой структурой, секущих нижнебайосскую вулканическую серию, а также наличие плагиогранитовых галек в конгломератах верхнего байоса с определенностью указывают на проявления в пределах Кафанского антиклинория кислого интрузивного магматизма в доверхнебайосское время. Учитывая региональные геологические данные, результаты радиологических определений и однотипный с нижнебайосской серией характер вторичных преобразований в прожилках и гальках плагиогранитов, наиболее реальными представляются связи интрузий плагиогранитов с заключительными этапами нижнебайосского тектоно-магматического цикла.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 21.V.1970.

Հ. Ա. ՍԱՐԳՍՅԱՆ, Ա. Խ. ՄՆԱՑԱԿԱՆՅԱՆ, Մ. Ա. ՍԱԹՅԱՆ, Լ. Ս. ՉՈԼԱԽՅԱՆ

ՊԼԱԳԻՈԳՐԱՆԻՏՆԵՐԻ ԳԼԱՔԱՐԵՐԻ ՀԱՅՏՆԱԲԵՐՈՒՄԸ ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ՏԱՐԲԵՐ ՀԱՍԱԿԻ ԿՈՆԳԼՈՄԵՐԱՏՆԵՐՈՒՄ

Ամփոփում

Ստորին բայոսի հրաբխային ապարները հատող գրանոֆիրային ստրուկտուրա ունեցող պլագիոգրանիտային երակների հայտնաբերումը, ինչպես նաև պլագիոգրանիտային գլաքարերի առկայությունը վերին բայոսի կոնգլոմերատներում վկայում է Ղափանի անտիկլինորիումի շրջանում մինչվերինբայոսյան թթու ինտրուզիվ մագմատիզմի գոյության մասին։

Հաշվի առնելով ռեգիոնալ երկրաբանական տվյալները, ռադիոլոգիական որոշումների արդյունքները, ինչպես նաև պլագիոգրանիտների երակներում ու գլաքարերում երկրորդական փոփոխությունների միատեսակությունը ստորին բայոսի ապարների սերիայի հետ, գալիս ենք այն եզրակացության, որ ամենայն հավանականությամբ պլագիոգրանիտային ինտրուզիվ ներդրումները կապված են ստորին բայոսի տեկտոնա-մագմատիկ ցիկլի վերջին էտապների հետ։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Акопян В. Т.* Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
2. *Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Мнацаканян А. Х., Саркисян Г. А.* Геолого-радиологическая интерпретация возрастных значений магматических и околорудно-измененных пород Кафанского рудного поля. Тезисы докладов XVI сессии ком по опр. абсол. возр. геол. формаций, М., 1969.
3. *Баласанян С. И.* Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. Ер. Гос. ун-та, Ереван, 1963.
4. *Белов А. А.* К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе. Известия АН СССР, сер. геол., № 10, 1968.
5. *Казарян Г. А.* К вопросу происхождения плагиогранитов (на примере Малого Кавказа). Зап. Арм. отд. Всес. минер об-ва, вып. 3, изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
6. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», М., 1964.
7. *Мелконян Р. Л.* К вопросу о генезисе плагиогранитов и трондьемитов (на примере Алавердского района). Известия АН Арм ССР, сер. Науки о Земле, т. XVIII, № 6, 1965.
8. *Саркисян Г. А., Налбандян Э. М.* К вопросу о соотношении процессов пропилитизации и региональных зеленокаменных изменений в юрской вулканогенной формации Кафанского рудного поля. Известия АН Арм. ССР, сер Науки о Земле, №4, 1967.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 19—27, 1971

УДК 552.313.1

Э. Х. ХАРАЗЯН

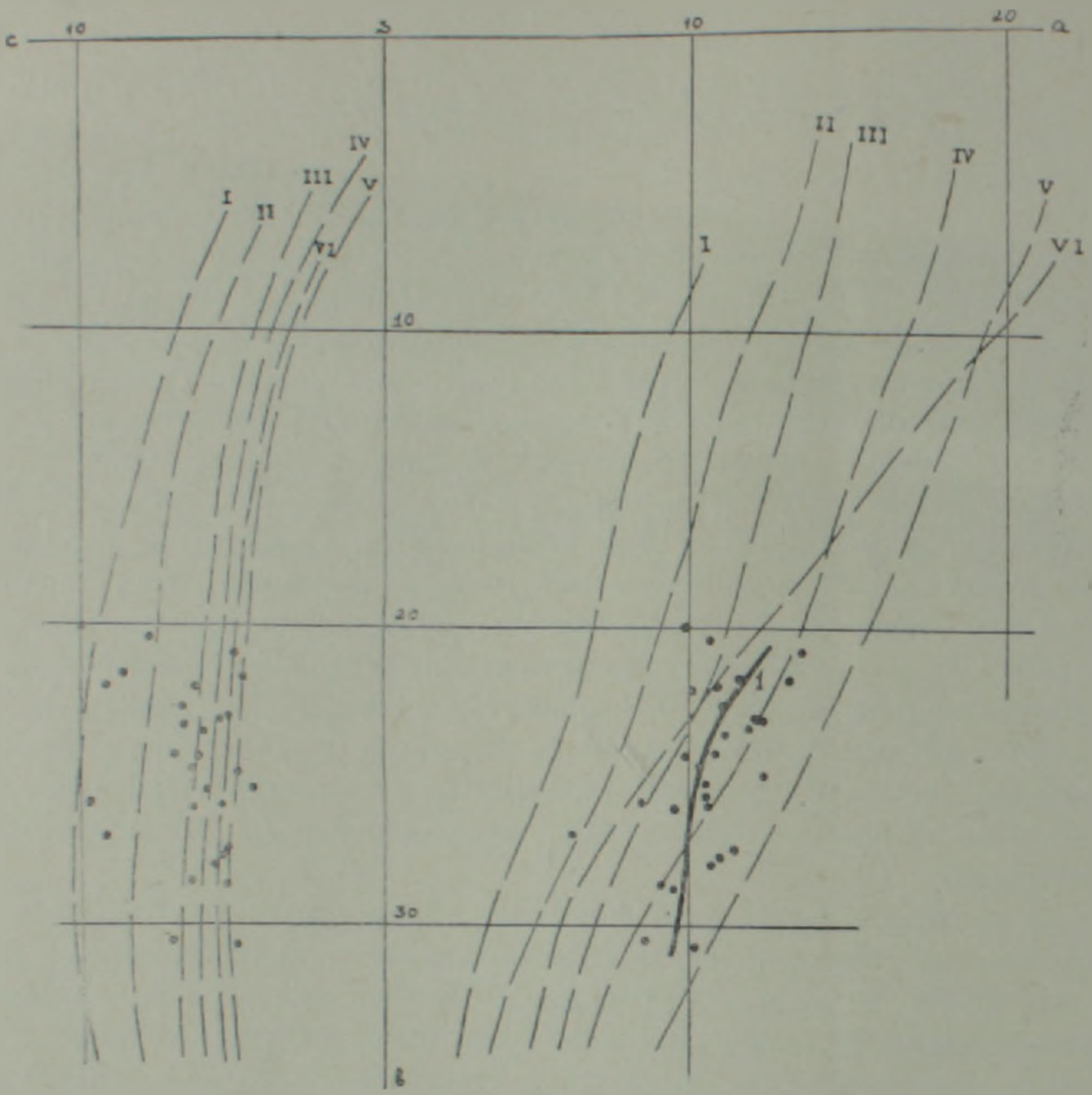
К ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ДОЛЕРИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

Долеритовые базальты в северной и северо-западной части Армянского нагорья пользуются чрезвычайно большим развитием. Здесь этими лавами покрыта площадь более 2000 км². Мощные (до 400 м) покровы долеритовых базальтов, состоящие из множества отдельных маломощных (в среднем 3—6 м) потоков, бронируют поверхность Гукасянского, Ахалкалакского, Цалкинского, Башкичетского и Лорийского плато и заполняют древние ущелья рр. Ахурян, Паравани, Храми, Машавера и системы Дзорагет-Дебеда. В пределах территории Армянской ССР находится лишь самая южная часть этого покрова, площадью не превышающую 400 км². В стратиграфическом разрезе новейших пород Ахалкалакской вулканической области долеритовые базальты занимают довольно обособленное положение: они залегают в основании новейшего (верхнеплиоцен-четвертичного) вулканического комплекса Джавахетского (Кечутского) хребта [12]. В качестве их центра излияний нами рассматривается крупный меридионально-вытянутый сложный трещинный вулкан, ныне полностью погребенный под сооружением Джавахетского хребта [13].

В последнее время, в связи с выполнением тематической работы по изучению новейшего вулканизма северо-западной части территории Армянской ССР, автором особое внимание было уделено вопросам изучения вещественного состава и химизма долеритовых базальтов. Ранее, изучением петрографии, минералогии и геохимии долеритовых базальтов крайне восточной части рассматриваемого района (восточной части Лорийского плато) занималась А. А. Адамян [1, 2, 3]. Согласно А. А. Адамян, долеритовые базальты Лорийского плато представляют собой типичные высокоглиноземистые базальты (в понимании Х. Куно), с некоторым повышенным содержанием щелочей. Наши данные, как увидим ниже, существенно отличаются от данных А. А. Адамян, что позволяет говорить об иной петрохимической характеристике долеритовых базальтов.

В нашем распоряжении имелись 29 полных силикатных анализов долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР, в том числе, все 9 анализов А. А. Адамян. Все анализы пересчитаны по методам А. Н. Заварицкого, А. Ритмана, Х. Куно и др. и нанесены на соответствующие петрохимические диаграммы, где для сопоставления приведены вариационные кривые известных естественных ассоциаций.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (фиг. 1) в поле asb долеритовые базальты группируются в правом нижнем углу: величины параметров «a» и «b» колеблются в пределах, соответственно, 8—13 и 20—30. Наиболее характерной особенностью долеритовых базальтов, как видно на



Фиг. 1. Диаграмма А. Н. Заварицкого для долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. Естественные ассоциации: I—тип Пеле, II—тип Лассен-Пик, III—тип Йеллоустон-Парк, IV—тип Этна, V—тип Марос-Хайвуд, VI—тип Гавайи. 1—кривая долеритовых базальтов.

диаграмме и таблице (табл. I), является хорошо выраженное высокое содержание щелочей, а также некоторая повышенная глиноземистость и пониженное содержание полевошпатовой извести. Заметна также несколько повышенная железистость и пониженная магнезиальность. В составе щелочей резко преобладает Na_2O (величина «n» колеблется в пределах 70—90). Вариационная кривая долеритовых базальтов, отражая высокую щелочность пород, в поле asb заметно смещена вправо. В верхней своей части она располагается субпараллельно к кривой крайне известково-щелочной серии Этны (IV), а в нижней—переходит в пределы щелочной Марос-Хайвуда (V). По общему положению и наклону кривая

Таблица 1

Химические анализы долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO_2	47,00	48,00	48,25	48,27	48,60	49,24	49,49	49,69	49,80	49,91	50,26	50,27	50,39	50,33	50,33	50,45	50,60	50,60	50,68	50,76	50,92	51,00	51,12	51,20	51,55	51,59	52,28	52,55	52,61
TiO_2	1,05	1,80	1,45	1,59	1,34	1,34	1,34	1,39	1,35	1,35	1,35	0,84	1,03	2,02	1,48	1,07	0,74	0,86	0,14	1,81	1,68	1,14	1,81	0,84	1,07	1,34	1,27	0,64	1,56
Al_2O_3	16,43	19,95	15,90	14,96	16,32	16,01	16,11	20,58	19,78	16,23	16,66	20,81	16,16	15,70	16,43	14,89	16,24	17,10	18,09	16,77	16,75	16,47	17,90	18,16	14,10	16,86	17,11	16,44	16,87
Fe_2O_3	8,45	2,60	3,04	4,86	3,16	4,55	4,89	1,57	0,55	3,71	4,71	1,16	3,14	5,41	6,90	3,62	10,20	4,43	7,22	5,97	6,00	5,47	5,05	1,34	10,08	5,26	6,97	8,70	4,94
FeO	5,40	9,36	9,34	8,01	8,26	6,24	6,70	6,78	6,00	8,27	5,63	6,75	8,15	6,37	4,50	8,83	2,11	5,98	4,21	5,86	6,08	6,74	5,05	7,40	5,10	5,60	2,84	1,82	4,68
MnO	0,21	0,16	0,19	0,18	0,11	0,12	0,12	0,15	0,16	0,19	0,16	—	0,11	0,18	0,10	0,16	0,12	0,17	0,01	0,16	0,17	0,18	0,15	—	0,16	0,10	0,12	0,10	0,14
MgO	7,80	3,60	6,35	7,51	6,60	6,00	6,33	6,01	6,43	6,93	5,45	6,02	6,27	5,39	5,28	6,87	3,58	5,69	5,13	5,29	4,90	5,53	5,21	4,37	3,12	4,77	3,70	3,86	5,04
CaO	9,48	10,05	9,96	9,87	10,20	10,87	9,82	8,38	10,29	9,30	9,35	8,97	9,05	9,29	8,85	9,10	8,79	9,30	8,56	9,00	9,00	9,14	8,93	9,09	8,68	8,62	8,59	8,45	8,79
Na_2O	3,30	3,72	3,50	3,42	4,20	4,10	4,40	3,08	3,60	1,80	4,00	3,27	3,15	4,00	4,50	3,70	3,96	3,41	4,40	3,75	4,00	4,00	4,00	4,24	3,90	4,60	4,73	4,06	4,00
K_2O	0,85	1,95	0,90	1,98	1,10	1,10	1,15	1,81	1,20	1,50	1,50	0,78	1,73	1,15	1,70	1,00	2,26	1,42	1,30	1,32	1,32	1,15	1,37	0,63	1,24	1,40	2,07	2,78	1,32
P_2O_5	0,26	—	0,43	—	—	—	—	—	0,40	—	0,42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$-H_2O$	0,16	0,24	0,46	0,28	0,47	0,68	0,23	0,13	0,10	—	0,82	—	0,72	0,03	0,24	0,18	0,35	0,20	0,03	0,13	0,02	0,02	0,10	3,05	0,20	0,19	0,35	0,62	—
п.п.п.	0,14	0,60	0,16	—	0,13	0,38	—	—	0,70	0,87	0,46	0,49	—	—	0,46	—	1,42	0,71	0,22	0,12	—	—	0,15	0,28	0,82	0,60	0,69	0,92	—
Сумма	100,53	100,03	99,97	100,83	100,49	100,63	100,58	99,57	100,45	100,06	100,85	99,36	99,81	99,87	100,84	99,87	100,37	99,89	99,99	100,94	100,84	100,84	100,84	100,60	100,06	100,93	100,72	100,94	99,95

Число в ые характеристики по А. Н. Заварицкому

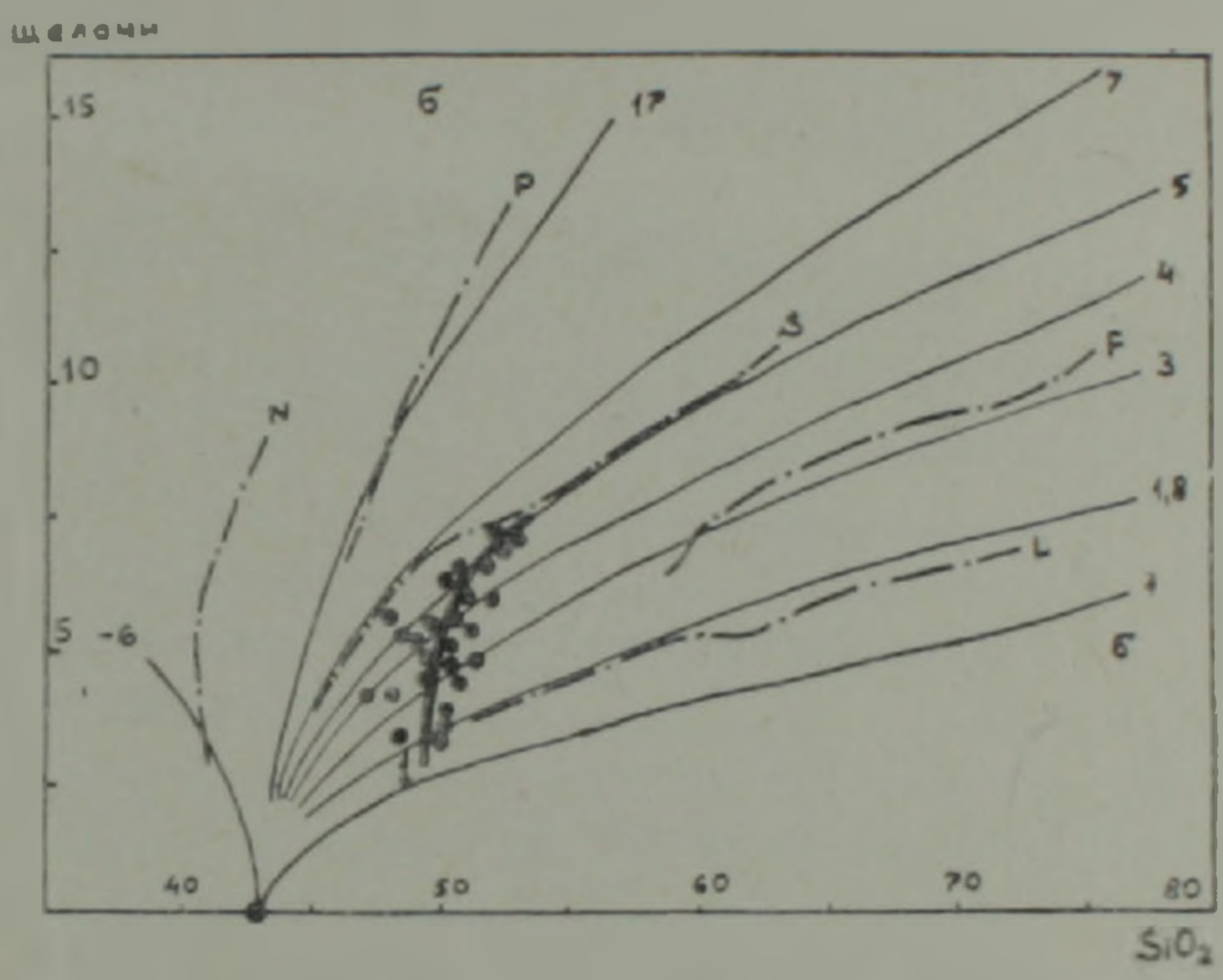
Параметры																													
a	8,5	11,5	9,0	10,1	10,6	10,8	11,3	9,9	9,9	6,2	11,1	8,3	9,4	10,5	12,3	9,4	12,3	9,7	11,8	10,2	10,7	10,4	11,0	10,6	10,4	12,1	13,5	13,1	10,8
c	6,7	8,2	6,2	4,7	5,3	5,1	5,0	9,5	8,7	7,9	5,7	9,4	6,1	5,2	4,7	5,0	5,0	6,8	6,4	6,1	5,9	5,6	6,5	7,4	4,2	5,2	4,8	4,5	6,0
b	30,5	21,6	28,5	30,7	27,9	27,7	27,4	20,0	22,0	27,0	24,5	25,9	26,0	26,0	25,0	28,7	23,1	24,3	23,3	24,7	24,3	25,5	22,6	20,4	25,4	23,1	20,8	21,7	22,0
s	54,3	58,6	56,3	54,5	56,2	56,4	56,3	60,6	59,4	58,9	58,7	56,4	58,5	58,3	58,0	56,9	59,6	59,2	58,5	59,0	59,1	58,5	59,9	61,6	60,0	59,6	60,9	60,7	61,2
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	41,0	49,8	41,0	37,3	36,8	35,4	37,4	40,9	29,6	42,3	38,7	57,1	40,0	41,6	40,5	40,0	47,9	40,3	44,0	44,1	45,2	43,3	41,5	41,7	54,0	42,8	42,2	42,5	39,6
m'	43,2	29,2	38,0	40,1	39,0	36,2	38,1	53,4	51,0	44,3	37,8	38,3	40,0	34,9	35,7	40,0	26,7	40,3	38,1	36,3	33,6	35,9	39,1	37,9	20,8	34,8	30,4	30,2	38,6
c'	15,8	20,9	21,0	22,6	24,2	28,4	24,5	5,7	19,4	13,4	23,5	4,6	20,0	23,5	23,8	20,0	25,4	19,4	17,9	19,6	21,2	20,8	19,4	20,4	25,2	22,4	27,4	27,3	21,8
n	84,1	74,1	84,8	72,3	85,0	76,3	84,5	72,5	81,7	64,5	80,2	85,5	73,9	83,3	80,2	84,5	72,7	78,6	83,5	81,3	82,2	83,3	81,2	92,0	82,9	83,2	77,5	69,5	82,3
φ	23,6	6,6	9,1	12,7	9,5	14,1	14,6	6,5	25,5	11,8	16,2	32,9	10,0	17,7	23,2	19,7	38,8	16,0	26,8	20,0	21,3	17,8	19,4	5,6	34,1	19,5	29,0	34,3	18,7
t	2,1	2,8	2,3	2,4	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	1,2	1,5	3,0	2,2	1,6	1,1	1,3	0,2	2,7	2,4	3,2	2,6	1,2	1,6	1,7	1,8	0,9	2,3
Q	−14,6	−14,0	−11,6	−15,9	−14,3	−13,9	−14,7	−8,1	−8,5	−2,5	−10,5	−13,8	−7,9	−9,6	−13,3	−10,1	−10,4	−7,8	−12,8	−8,5	−9,1	−9,4	−8,7	−5,4	−5,0	−3,7	−10,0	−9,3	−5,2
a/c	1,3	1,4	1,5	2,1	2,0	2,1	2,2	1,0	1,1	0,8	1,9	0,9	1,5	2,0	2,6	1,9	2,5	1,4	1,8	1,7	1,8	1,9	1,7	1,4	2,5	2,3	2,8	2,9	1,8

Примечания. 1—Верхн. долеритовый базальт, с. Куйбышево Степанаванского района, обр. 27 (по материалам А. А. Адамян), аналитик А. А. Петросян; 2—Нижн. долеритовый базальт, по автору оливиновый базальт, ущ. р. Памбак, у ж. д. ст. Туманян, обр. 46 (по А. А. Адамян), аналитик А. А. Петросян; 3*—Нижн. долеритовый базальт, ядро лавового шара, там же, обр. 46а, аналитик Н. А. Иванян; 4—Верхн. долеритовый базальт, ущ. р. Дебед, у ж. д. ст. Санаин, обр. 518 [1], аналитик З. Ш. Гаспарян; 5*—Нижн. долеритовый базальт, корка лавового шара, обр. 46, аналитик С. Г. Чаталян; 6*—Верхн. долеритовый базальт, с. Куйбышево обр. 77, аналитик С. Г. Чаталян; 7*—Верхн. долеритовый базальт, с. Катнахпюр Степанаванского района, обр. 74, аналитик С. Г. Чаталян; 8—Верхн. долеритовый базальт, ж. д. ст. Санаин, обр. 519 [1], аналитик З. Ш. Гаспарян; 9—Нижн. долеритовый базальт, у моста г. Алаверди, обр. 51 (по А. А. Адамян), аналитик А. А. Петросян; 10—Верхн. долеритовый базальт, по авторам базальт, ж. д. ст. Туманян, № 703 [14], аналитик Х. С. Никогосян; 11—Верхн. долеритовый базальт, у моста г. Алаверди; обр. 52 (по А. А. Адамян), аналитик А. А. Петросян; 12—Долеритовый базальт, между сс. Санаин и Акори [8], аналитик Х. С. Никогосян; 13—Нижн. долеритовый базальт, по авторам базальт, ж. д. ст. Туманян, № 704 [14], аналитик Х. С. Никогосян; 14—Нижн. долеритовый базальт, с. Амасия, обр. 35 [6], аналитик З. Ш. Гаспарян; 15*—Нижн. долеритовый базальт, с. Куртан, обр. 15, аналитик С. Г. Чаталян; 16*—Верхн. долеритовый базальт, у Дзорагетской ГЭС, обр. 44, аналитик Н. А. Иванян; 17—Нижн. долеритовый базальт, с. Акори, обр. 493 [1], аналитик З. Ш. Гаспарян; 18—Долеритовый базальт, ж. д. ст. Туманян [8], аналитик Е. А. Свержинская; 19*—Нижн. долеритовый базальт, ущ. р. Ахурян, у с. Джрадзор, обр. 155, аналитик С. Г. Чаталян; 20—Нижн. долеритовый базальт, между сс. Амасия и Ваграмаберд, обр. 25 [6], аналитик З. Ш. Гаспарян; 21—Верхн. долеритовый базальт, там же, обр. 29 [6], аналитик З. Ш. Гаспарян; 22—Нижн. долеритовый базальт, там же, обр. 37 [6], аналитик З. Ш. Гаспарян; 23—Верхн. долеритовый базальт, обр. 25а [6], аналитик З. Ш. Гаспарян; 24—Верхн. долеритовый базальт, по автору базальт, район Ахтальского монастыря, № 697 [14], аналитик А. А. Петросян; 25*—Верхн. долеритовый базальт, с. Шурабад, обр. 111, аналитик Н. А. Иванян; 26*—Верхн. долеритовый базальт, с. Цогамарг, обр. 189, аналитик С. Г. Чаталян; 27—Нижн. долеритовый базальт, с. Акори, обр. 496 [1], аналитик З. Ш. Гаспарян; 28—Нижн. долеритовый базальт, там же, обр. 494 [1], аналитик З. Ш. Гаспарян; 29—Верхн. долеритовый базальт, с. Амасия, обр. 39 [6], аналитик З. Ш. Гаспарян.

* Знаком отмечены анализы, приведенные впервые.

долеритовых базальтов напоминает кривую щелочной Гавайской серии (VI).

На приведенной диаграмме А. Ритмана [9], отражающей зависимость между кремнеземом и суммой щелочей (фиг. 2), кривая долеритовых базальтов резко расходится от кривых нормальных известково-щелочных серий Лассен-Пика (L) и Йеллоустонского Парка (F) и ближе всего подходит к кривой переходной щелочной—слабоатлантической серии Шотландии (S).



Фиг. 2. Диаграмма А. Ритмана для долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. Естественные ассоциации L—тип Лассен-Пик (сильнотихоокеанический), F—горы Сан-Франциско-Йеллоустонский Парк (слаботихоокеанический), S—Шотландия (слабоатлантический), N—вулкан Напак-Уганда (сильноатлантический), P—Сомма-Везувий, извержение 79 г. до н. э. (сильносредиземноморский). I—кривая долеритовых базальтов.

Важные данные получаются на диаграмме Х. Куно [15], в которой отражена взаимосвязь содержаний кремнезема, глинозема и суммы щелочей (фиг. 3). Здесь Х. Куно выделил три поля, соответствующие толеитовому (Т), высокоглиноземистому (Г) и щелочному (Щ) базальтам. Как видно, фигуративные точки почти всех (за исключением одного) анализов наших долеритовых базальтов располагаются в пределах средней части поля щелочных базальтов. Х. Куно составил также специальную таблицу, где сравниваются основные петрографические данные трех типов базальтов. В эту таблицу (табл. 2) нами внесены также данные по долеритовым базальтам северо-западной части Армянской ССР, которые, как видно, ближе всего подходят снова к щелочным базальтам.

Ниже приводится специальная таблица средних химических составов разных типов базальтов наиболее хорошо изученных некоторых районов мира (табл. 3). Для всех типов высчитаны также нормативные минеральные составы по методу CIPW. Наши базальты больше всего

Таблица 2

Сравнение основных петрографических данных долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР и трех главных типов базальтов Японии и Кореи по Х. Куно [15]

Типы базальтов		Вкрапленники	Основная масса
Базальты Японии и Кореи	Толеитовый	Анортит до битовнита Оливин Авгит Ортопироксен	Битовнит до лабрадора Авгит; Пижонит Оливин (редко) с реакц. каймой Силициевые минералы
	Высокоглиноземистый	Битовнит Оливин с включениями пикотита Ортопироксен	Лабрадор Авгит, редко пижонит Силициевые минералы или щелочные полевые шпаты
	Щелочной	Лабрадор до андезина Оливин Авгит; Титанавгит	Андезит Авгит; Титанавгит Оливин с реакционной каймой Щелочной полевой шпат
Долеритовые базальты северо-западной части Армянской ССР		Лабрадор (№ 50—62) Оливин Авгит; Титанавгит	Андезин (?) Авгит; Титанавгит Оливин Щелочной полевой шпат

близки к щелочным породам Новой Зеландии и Шотландии и сильно отличаются от толеитовых и высокоглиноземистых других типов. Об этом можно судить по абсолютным значениям глинозема и щелочей, по факту присутствия большого количества нормативного ортоклаза (большего, чем в щелочных сериях Гавайи и Японии и Кореи) и по более щелочному-натриевому составу (PI № 44) нормативного плагиоклаза изученных долеритовых базальтов. Ортоклаз нами был обнаружен также при микроскопическом изучении пород. В аналогичных лавах сопредельных районов Южной Грузии этот минерал, а также анальцим были описаны Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым [5] и Н. И. Схиртладзе [10]. Везде эти минералы имеют относительно небольшое общее содержание (менее 1%) и в виде мелких (менее 0,2 мм) ксеноморфных свежих или окисленных (буроватого цвета) зерен располагаются в интерстициях плагиоклазов основной массы породы. Небезынтересен и факт присутствия лишь незначительного количества нормативного гиперстена (0,86%) в средних долеритовых базальтах северо-западной части Армянской ССР. При таком положении даже малейшее (на одну десятую единицы) уменьшение содержания кремнезема или увеличение щелочей может привести к образованию нормативного нефелина, характерного только

Таблица 3

Сравнительные данные разных типов базальтов мира

Районы	Гавайские острова			Япония и Корея			Прибайкалье		Австралия	Новая Зеландия	Шотландия	Сев.-зап. часть АрмССР
Окислы	Типы											
	толеитовый	глиноземист.	щелочной	толеитовый	глиноземист.	щелочной	извест.-щелочн.	щелочной	щелочной	щелочной	щелочной	долерит. базальт
SiO_2	51,40	48,18	47,43	49,78	50,19	48,11	48,4	49,4	50,6	48,18	49,1	50,27
TiO_2	2,53	0,80	2,76	0,68	0,75	1,72	1,5	2,4	1,5	2,31	2,9	1,30
Al_2O_3	13,68	18,34	14,51	15,69	17,58	15,55	15,7	15,9	10,4	16,10	16,6	16,96
Fe_2O_3	1,99	0,90	3,36	2,73	2,84	2,99	6,5	4,4	4,4	6,02	4,3	4,93
FeO	9,07	8,10	9,36	9,20	7,19	7,19	5,6	6,4	6,9	8,71	7,3	6,14
MnO	0,15	0,15	0,16	0,35	0,25	0,16	0,2	0,1	0,2	—	0,2	0,13
MgO	7,79	9,27	7,31	7,79	7,39	9,31	8,4	6,5	7,5	3,90	5,7	5,48
CaO	10,48	11,41	10,02	11,93	10,50	10,43	9,6	8,1	8,7	9,89	8,3	9,23
Na_2O	2,32	2,53	3,15	1,21	2,75	2,85	1,8	3,7	3,0	3,49	3,5	3,82
K_2O	0,52	0,12	0,95	0,29	0,40	1,13	1,9	2,5	1,4	1,56	1,7	1,41
P_2O_5	0,26	0,05	0,49	0,07	0,14	0,56	0,4	0,6	0,4	0,36	0,1	0,05
	99,89	99,85	99,50	99,72	99,98	100,00	100,0	100,0	100,0	100,52	100,0	99,72
Нормативные минеральные составы												
минералы												
Q	2,88	—	—	3.24	—	—	0.96	—	—	—	—	—
Or	2.78	0.56	6.12	1.67	2.23	6.68	11.13	15.03	8.35	9.46	10.02	8.35
Pl	41.99	59.61	48.99	48.40	58.08	50.27	44.41	46.98	49.65	52.48	54.12	57.29
Ne	—	—	—	—	—	0.14	—	1.99	—	0.28	—	—
Di	20.12	14.25	19.41	17.77	13.56	17.64	12.50	13.98	12.98	18.92	11.20	15.88
Hp	20.77	3.96	0.11	24.88	16.21	—	17.77	—	17.80	—	6.37	0.86
Ol	—	18.36	13.53	—	4.16	16.48	—	9.84	1.08	5.55	5.71	7.62
Mt	2.78	1.39	4.86	3.94	3.94	4.40	9.49	6.48	6.48	8.80	6.25	7.64
Il	4.86	1.52	5.31	1.37	1.52	3.04	2.88	4.55	2.48	4.40	5.46	2.43
Ap	0.67	0.34	1.35	0.34	0.34	1.35	1.01	1.35	1.01	1.01	1.01	0.34
Сумма	99.85	99.99	99.68	99.61	100.00	100.00	100.15	100.20	100.23	100,90	100.14	100.41
Состав Pl % An	56	64	45–46	78–79	59–60	52–53	65–66	41	49	45	46	44
Состав Ol % Fa	—	38–39	38	—	39	27–28	—	23	29	44	28–29	28–29

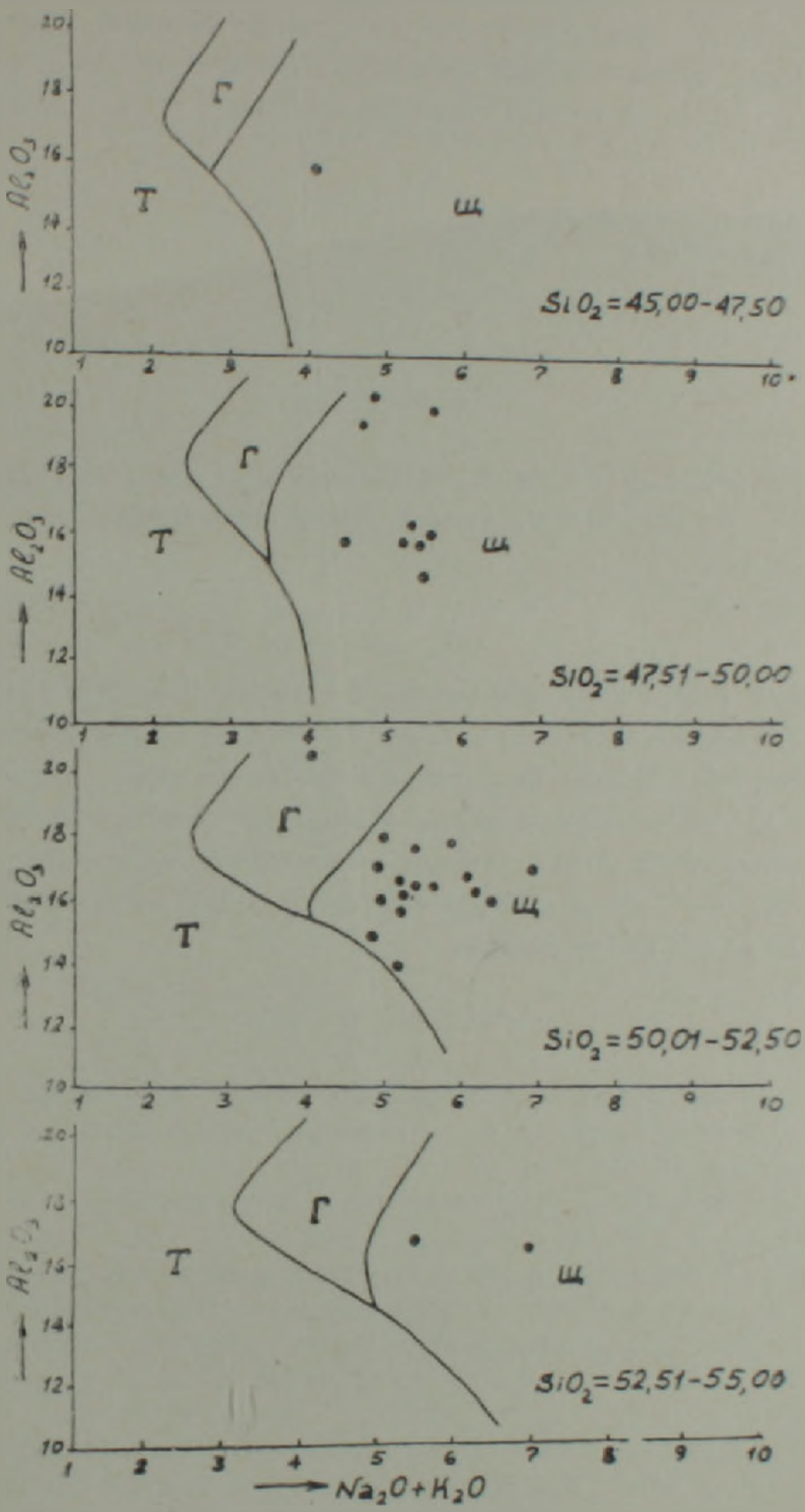
Примечания: при составлении таблицы использованы следующие источники: Гавайские острова [7]; Япония и Корея [15]; Прибайкалье [4]; встралия, Новая Зеландия, Шотландия [11].

*Таблица 4**

Нормативные минеральные составы долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР

№ п.п.	Q	Or	Pl	Ne	Di	Hp	Ol	Mt	Hm	Il	Ap	Сумма	Состав Pl % An	Состав Ol % Fa
1	—	5.57	55.05	—	14.20	2.24	8.21	12.27	—	2,12	0,67	100,33	49—50	8
2	—	11.69	49.29	7.67	14.93	—	10.77	2.32	—	3,49	—	100.16	65	60
3	—	5.57	52.29	1.14	18.03	—	14.32	4.40	—	2,88	1,01	99.64	48	47
4	—	11.69	38.36	5.54	23.80	—	12.30	6.95	—	3.04	—	100,68	51—52	39
5	—	6.68	44.01	7.53	23.13	—	11.44	4.63	—	2,58	—	100,00	50—51	40
6	—	6.68	46.87	5.26	25.91	—	5.62	6.71	—	2.58	—	99.67	47	17
7	—	7.24	41.43	7.25	22.59	—	8.01	6.95	—	2,58	—	99,05	46—47	31
8	—	10.57	63.21	—	2.84	3.00	13.97	2,32	—	2,73	—	99,60	58	40
9	—	7.24	60.43	2.27	11.73	—	13.67	0.93	—	2,58	1.01	99.86	56—57	37
10	1,86	8.90	46.71	—	11.76	21.83	—	5.33	—	2,58	—	99,17	68	—
11	—	8.90	55.60	0.35	16.71	—	7.22	6.71	—	2.58	1.01	99.57	41—42	27
12	—	5.00	67.81	—	4.09	9.15	10.19	1,62	—	1.52	—	99,38	58	42
13	—	10.02	51.77	—	16,38	3,86	10.67	4.40	—	1,97	—	99,07	48—49	42
14	—	7.24	55.22	—	20.05	—	5,89	7,87	—	3.79	—	100.09	38	26
15	—	10.02	51.71	3.27	19.08	—	3,27	9.96	—	2.88	—	100.19	37—38	3
16	—	5,33	52.32	—	19,75	1,23	12.79	5,33	—	2,12	—	99,66	40	42
17	—	13.36	53.42	0.07	18.40	—	0,28	4.86	6.87	1.37	—	98,63	37—38	0
18	—	8,35	56.10	—	15,26	6.83	4.35	6.48	—	1,67	—	99,24	49	30
19	—	7,79	61,52	0,85	13,15	—	5.82	10.42	—	0.30	—	99,85	42	10
20	—	7,79	57.11	—	15.72	6.51	1.64	8,80	—	3,49	—	100,59	44	20
21	—	7.79	58.00	—	16,77	3.14	3.31	8,80	—	3,19	—	101,00	41—42	20
22	—	7,24	57.44	—	17,99	0.33	7,95	7,87	—	2,12	—	100,94	41	26
23	—	8.35	60.78	—	14.11	1,97	4.76	7.41	—	3.49	—	100,87	44	17
24	—	3.34	64.78	—	10.05	3,99	8.45	1,86	—	1,52	—	97,09	45	54
25	7,03	7.24	50.28	—	16.67	—	—	13.66	0,61	2,12	—	97.64	34	—
26	1,68	8.35	56.77	—	13.90	8.98	—	7,64	—	2,58	—	99,90	45	—
27	—	12.24	56.43	1.53	17.97	—	0,63	5.56	3,19	2,43	—	99,98	34—35	0
28	—	16.70	52.64	0.57	18.62	—	0,70	4.17	5.75	1,21	—	99.36	35	0
29	0,96	7.79	58.28	—	15.41	7,51	—	6.95	—	3.04	—	99,94	41—42	—

* Номера анализов соотвествуют номерам из таблицы 1.



Фиг. 3. Диаграмма Х. Куно для долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. Т—поле толеитовых базальтов. Г—поле высокоглиноземистых базальтов и Щ—поле щелочных базальтов.

для крайних разностей щелочных базальтов (муджиериты, трахибазальты и др.). В действительности, примерно у половины (13 из 29) единичных анализов долеритовых базальтов нормативный гиперстен отсутствует и на его месте появляется нефелин в количествах до 7% и более (табл. 4, ан. ан. 2, 5, 7).

Суммируя все вышеизложенное, мы приходим к выводу, что долеритовые базальты северо-западной части Армянской ССР (как и всей Ахалкалакской вулканической области) соответствуют щелочному типу базальтов по Куно, а не высокоглиноземистому, как предполагалось ранее.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15.VI 1970.

Է. Խ. ԽԱՐԱԶՅԱՆ

ՀՍՍՀ ՀՅՈՒՍԻՍ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՄԱՍԻ ԴՈԼԵՐԻՏԱՅԻՆ ԲԱԶԱԼՏՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում մանրամասն քննության է առնված Զորագետի և Ախուրյանի ավազանների դոլերիտային բազալտների նյութական կազմի պետրոքիմիական առանձնահատկությունները։ Բաղմաթիվ համեմատական աղյուսակների և ուրվանկարների համադրման միջոցով ապացուցվում է, որ դոլերիտային բազալտները պատկանում են Հ. Կունոյի առաջարկած ալկալային բազալտների տիպին։ Նախկինում այս լավաները վերագրվում էին նույն հեղինակի բարձր կավահողային բազալտների խմբին։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Адамян А. А.* Петрохимические особенности плиоцен-четвертичных основных эффузивных пород Армении. В кн.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
2. *Адамян А. А.* Оливины из верхнеплиоценовых эффузивов Лорийского плато. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1968.
3. *Адамян А. А.* К вопросу о происхождении верхнеплиоценовых базальтовых лав северо-западной части Армянской ССР на примере Лорийского плато. В кн.: «Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне». Тез. докл. III Всесоюзн. вулканол. совещ. Изд. Львовск. университета, 1969.
4. *Белов И. В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд. АН СССР, М., 1963.
5. *Белянкин Д. С.* и *Петров В. П.* Петрография Грузии. Изд. АН СССР, сер. 1, Региональная петрография, вып. II, 1945.
6. *Гукасян Ю. Г.* Долеритовые базальты бассейна среднего течения р. Ахурян (окрестности с. Ваграмаберд). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1970.
7. *Йодер Г. С., Тилли К. Е.* Происхождение базальтовых магм. Изд. «Мир», М., 1965
8. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на армянск. языке). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1947.
9. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность. Изд. «Мир», М., 1964.
10. *Схиртладзе Н. И.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1958.
11. *Тернер Ф.* и *Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. «ИЛ», М., 1961.

12. *Харазян Э. Х.* Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахкского хребта. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1966.
13. *Харазян Э. Х.* Центры извержений в районе Кечутского хребта (Армянская ССР) Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1970.
14. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
15. *Kuno H.* High-alumina Basalt. Journal of Petrology, volume I, № 2, June, 1960.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 28—42, 1971

УДК 550.42

Г. В. ИЦИКСОН, М. Ф. КУТЫРЕВА

СТРУКТУРНОЕ СЖАТИЕ—РАСШИРЕНИЕ КАК ФАКТОР НАКОПЛЕНИЯ КАЛИЯ, РУБИДИЯ И ЦЕЗИЯ В МИНЕРАЛАХ И ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Известно, что при прочих равных условиях (химические свойства элементов-примесей, их концентрация, условия кристаллизации), возможность вхождения элементов-примесей и накопление их в тех или иных минералах зависит главным образом от двух свойств минералов-хозяев—состава и особенностей их структуры. Последние годы получают развитие представления Н. В. Белова о чрезвычайно важной роли именно свойств структуры минерала-хозяина, обеспечивающих «удобство позиции» для включенного вещества. Влияние структурного фактора на изоморфную емкость минералов особенно подчеркивает Л. В. Таусон [20].

Универсальной реакцией, фиксирующей изменение состава и структуры минерала, является изменение параметров его элементарной ячейки, в том числе и ее объема. При этом именно изменение объема, то есть деформация сжатия или расширения, суммарно отражает эффект любых изменений, происходящих в кристалле, и новая решетка по сравнению с исходной всегда сжата или расширена.

В этой статье на примере калиевых полевых шпатов показана зависимость между расширением структуры калишпата и ее емкостью в отношении калия, рубидия и цезия. Впервые установлено, что накопление этих элементов в калиевых полевых шпатах сопровождается скачками структурного расширения. Установлено также, что в накоплении цезия в минералах и горных породах играет роль не столько кристаллохимическая связь его с калием, сколько направленность в изменении структурного сжатия и расширения кристаллической решетки минерала или вещества породы в целом; изменение этого свойства решетки дает возможность предсказать новые виды концентраций цезия. В качестве показателя изменения объема структуры минералов взят средний атомный объем ω^*. Одним из авторов установлено, что величина $\Delta\omega$ является относительной мерой энергетического барьера и скорости реакции—чем меньше $\Delta\omega$, тем легче совершается преобразование и тем больше его скорость [12, 14, 16].

---

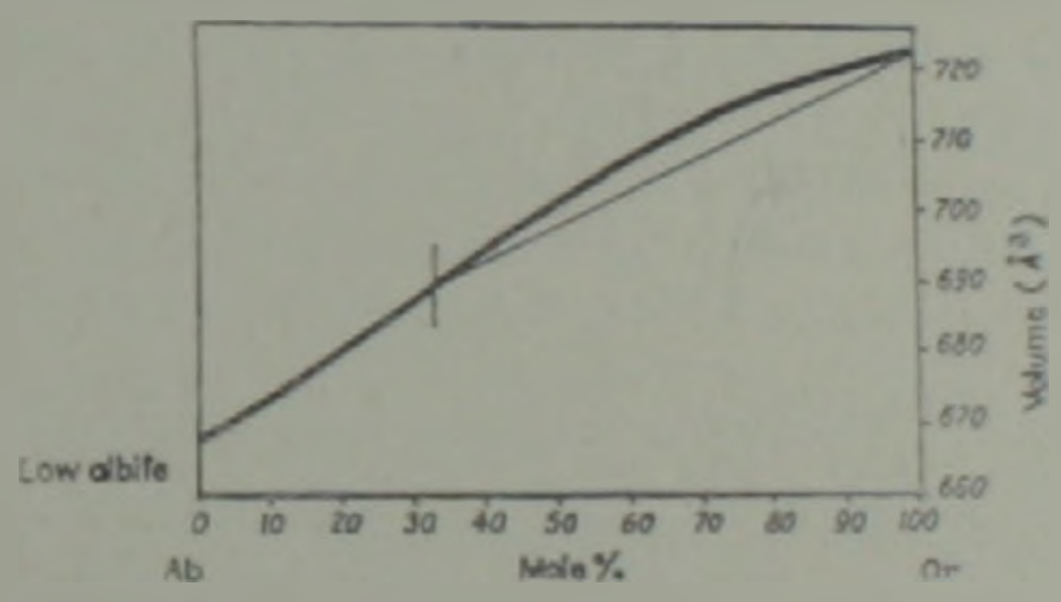
* Относительная структурная рыхлость (11, 12) или средний атомный объем $\omega = \frac{M}{dn}$; M — молекулярный вес, d — плотность минерала, n — число частиц в его формуле, за исключением водорода.

Скачки структурного расширения в калиевых полевых шпатах и их роль в накоплении калия, рубидия и цезия

Различные аспекты геохимии рубидия и цезия в гранитоидных породах освещены в работах А. А. Беуса, И. Ф. Боровик-Романовой, А. И. Гинзбурга, В. В. Гордиенко, В. И. Лебедева, Ю. С. Слепнева, Н. А. Солодова, О. Д. Ставрова, Л. В. Таусона и многих других, а также в специальном сборнике [5]. Установлено, что в гранитах главными минералами-носителями рубидия служат биотиты и калиевые полевые шпаты. По мере уменьшения количества биотита, рубидий накапливается в калишпатах; в нормальных и лейкократовых гранитах в калишпатах сосредоточивается свыше 90% всего рубидия, находящегося в породе. В отличие от рубидия, цезий в гранитах всегда накапливается преимущественно в биотите и только часть его приходится на долю калишпатов [5].

Представляется интересным рассмотреть динамику изменения среднего атомного объема ω, благоприятствующую накоплению калия, рубидия и цезия в калиевых полевых шпатах.

Калий. Зависимость между составом синтетических калиевых полевых шпатов и объемом их элементарной ячейки рассмотрена Т. Ф. Бартом [27]. Установлено, что увеличение содержания калия сопровождается увеличением объема ячейки, причем начиная с состава Or_{35} эта зависимость не прямолинейна (фиг. 1). Для природных калиевых полевых

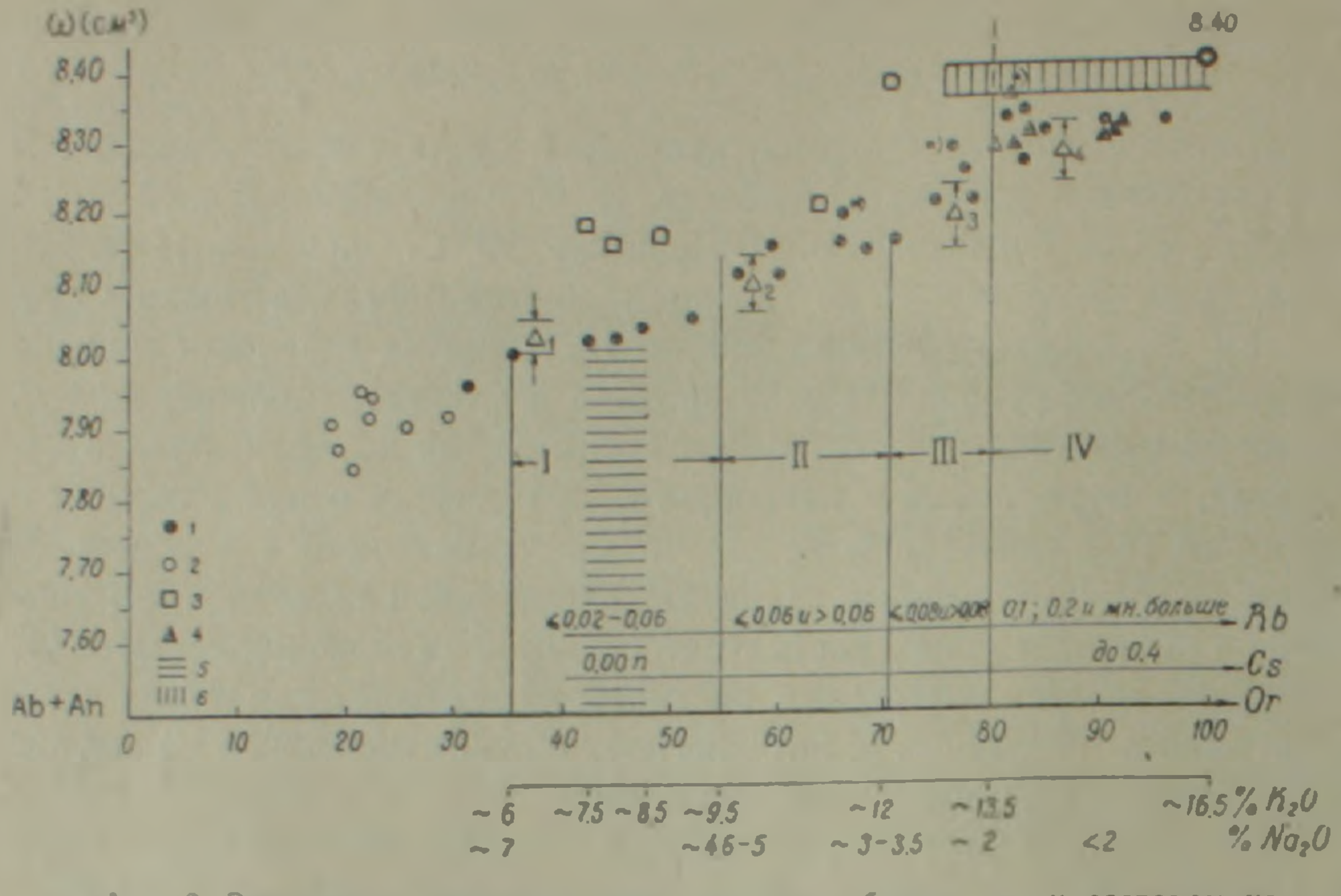


Фиг. 1. Зависимость между объемом элементарной ячейки и составом синтетических кали-натровых полевых шпатов, по Т. Барту [27, фиг. 3, 21].

шпатов прямая корреляция между степенью структурного расширения и количеством в них калия рассмотрена одним из авторов ранее [12, 16]. Дополнительный анализ позволил детализировать эту закономерность и показал также, что в ряду природных калиевых полевых шпатов соотношение между изменением объема и состава более сложное, чем у синтетических.

Из графика (фиг. 2) следует, что структура природных калишпатов устойчива в пределах $\omega = 7{,}85—8{,}34$ см^3, увеличение количества калия сопровождено структурным расширением, возрастанием ω. Характерно, что санидины, то есть структурно наиболее разупорядоченные калишпаты, более расширены, чем соответствующие им по составу ортоклазы.

Графиком (фиг. 2) впервые выявлено скачкообразное изменение объема структуры ортоклазов и микроклинов (для краткости далее—ортоклазы), отраженное в ступенчатом изменении величин ω. Обнаруже-

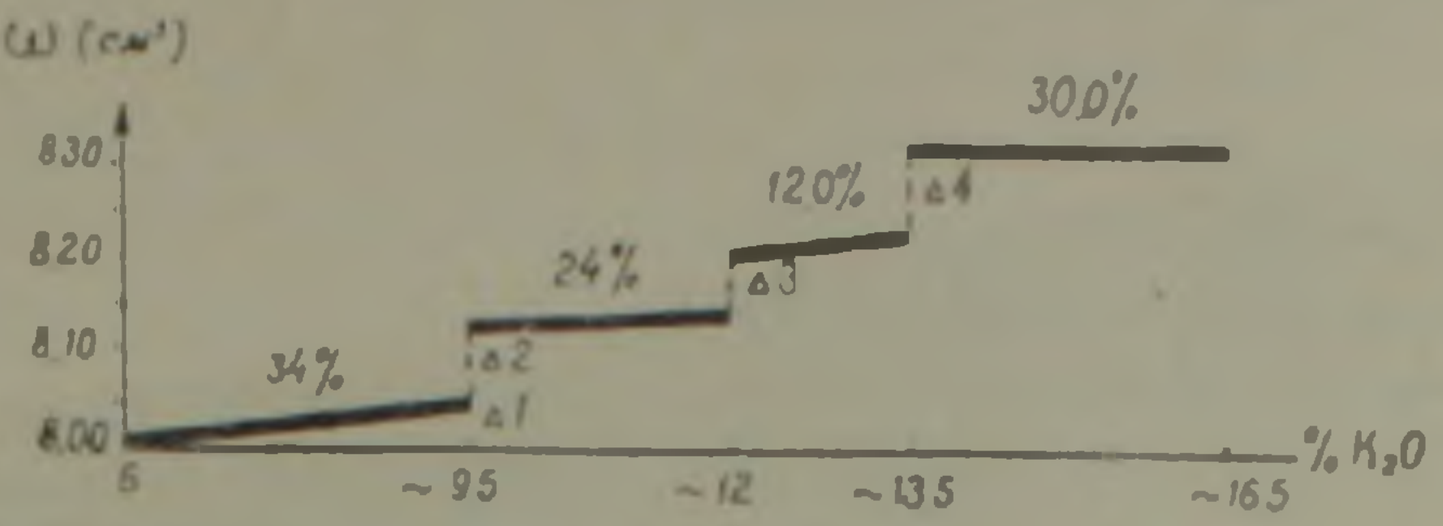


Фиг 2. Зависимость между средним атомным объемом ω и составом калиевых полевых шпатов. Скачки структурного расширения в ортоклазах и микроклинах. Величина ω рассчитана по анализам [7, т. 4, табл. 4—8], [2, табл. 10]. 1—ортоклазы и микроклины, 2—анортоклазы, 3—санидины, 4—адуляры, 5—«средний» ортоклаз, 6—диапазон ортоклазов и микроклинов сильно обогащенных рубидием и цезием; 8.40 см³—ω синтетического ортоклаза, по молекулярному объему [19]; * ортоклазы и адуляры, обогащенные барием. I—IV—группы ортоклазов и микроклинов по возрастающей степени структурного расширения; остальные пояснения—в тексте.

но также, что емкость каждого скачка в отношении калия—различна (фиг. 3). Если общее количество калия в интервале от 6% до 16,5% K_2O принять за 100, окажется, что при преодолении первого барьера расширения (Δ_1) в решетку ортоклаза может войти приблизительно 34% калия, второго—24%, третьего—12%; преодоление барьера Δ_4 резко увеличивает емкость структуры и обеспечивает вхождение остальным 30% калия.

Ступенчатое изменение величины ω в сочетании с изменением состава позволяет подразделить ортоклазы по степени структурного расширения на четыре группы (фиг. 2). Каждая из намеченных групп характеризуется приуроченностью к определенным разновидностям гранитов и соответственно определенной распространенностью. Этот же график свидетельствует, что: 1) в пределах группы (ступени расширения) изменение содержания калия происходит при минимальном изменении объема и, следовательно, при минимальном изменении внешнего (энергетического) фактора, обеспечивающего увеличение или уменьшение объема в процессе минералообразования; 2) в пределах группы действие концентрации на степень структурного расширения—минимально. Оба эти свойства отражают принцип $\min \Delta_\omega$, согласно которому наиболее легко

осуществимы преобразования, сопровождаемые наименьшим изменением ω [13, 14, 16]. Очевидно, изоморфные и иные преобразования ортоклазов также наиболее легко осуществимы в пределах группы (ступени).



Фиг. 3. Различная емкость скачков структурного расширения по отношению к калию в ортоклазах и микроклинах.

Из химического и минерального состава «среднего» гранита [3] следует, что «средний» ортоклаз содержит около 7,5—8% K_2O. Этот наиболее распространенный, а значит и наиболее легко возникающий ортоклаз принадлежит к наиболее «экономичной» группе, в пределах которой при минимальном изменении объема осуществима самая широкая вариантность состава.

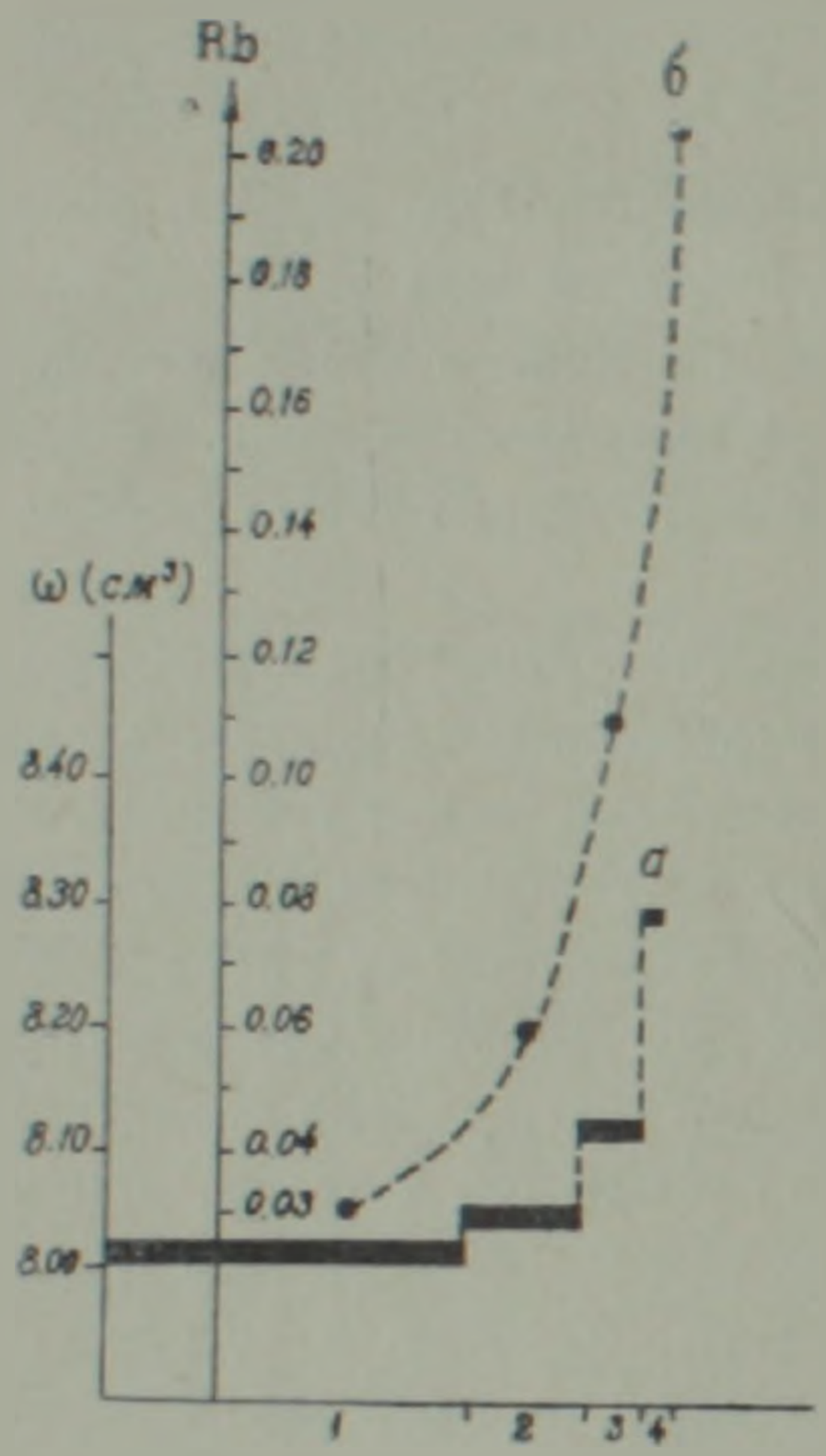
Из работ, посвященных изучению калиевых полевых шпатов в гранитах и пегматитах и справочников следует, что ортоклазы, содержащие от 6% до 13% K_2O, встречаются и в гранитах, и в пегматитах, свыше 13,5—14% K_2O—преимущественно в пегматитах. В пегматитах содержания калия в ортоклазах возрастают от краев жил к центру—от 6—8% в ортоклазах краевых зон до 11—16% K_2O—в центральных. Согласно графику (фиг. 2) это означает, что степень структурного расширения ортоклазов характерна для пегматитов в целом, при максимальном увеличении объема в их центральных частях. Примером являются граниты и пегматиты Коростеньского массива, в которых наибольший скачок в увеличении объема фиксирован калиевыми полевыми шпатами в центральных частях пегматитов с занорышами (фиг. 4, а). Скачкообразное (адиабатическое) увеличение объема при формировании аналогичных пегматитов установлено также Ю. А. Долговым на основании изучения флюидов в кварце [9].

Рубидий и цезий. Содержания рубидия в ортоклазе гранитов в среднем не превышают рубидия 0,025—0,06%, а цезия—0,000п—0,00п%, однако, в ряде случаев содержание рубидия достигает 4%, а цезия—0,4% Cs_2O [5, 7]. Рубидий и цезий увеличивают параметры элементарной ячейки ортоклазов и микроклинов, что наиболее заметно при высоких содержаниях редких щелочей [8]. Рассчеты авторов показали, что эффект структурного расширения отражен в возрастании ω (см³), рассчитанной по данным [7]:

$K_{0,808}Na_{0,040}Rb_{0,141}Cs_{0,011}[AlSi_3O_8]$—8,39; $K_{0,815}Na_{0,038}Rb_{0,133}Cs_{0,012}[AlSi_3O_8]$—8,39, $K_{0,827}Na_{0,040}Rb_{0,127}Cs_{0,006}[AlSi_3O_8]$—8,40, $K_{0,830}Na_{0,053}Rb_{0,108}Cs_{0,006}[AlSi_3O_8]$—8,39, $K_{0,905}Na_{0,035}Rb_{0,061}Cs_{0,004}[AlSi_3O_8]$—8,38, $K_{0,912}Na_{0,070}Rb_{0,017}Cs_{0,001}[AlSi_3O_8]$—8,36.

При этом у ортоклазов, сильно обогащенных рубидием и цезием, величина $\omega > 8{,}35$ см^3, т. е. превышают величины ω наиболее расширенных обычных ортоклазов. Скачок в увеличении объема начинается с момента вытеснения калия рубидием.

Содержания рубидия и цезия резко возрастают при переходе от гранитов к пегматитам и внутри пегматитов—по направлению к центру [5]. Зависимость такого накопления от степени структурного расширения показана на графике (фиг. 4, б).



Фиг. 4. а) Скачки в структурном расширении ортоклазов при переходе от гранитов к пегматитам в Коростеньском массиве; составлено по химическим анализам ортоклазов из работы [4]. 1—ортоклаз (Or) из овоидного гранита, 7.5% K_2O (7 анализов); 2—Or из гранита с микрографической структурой (краевая зона пегматита), 9.0% K_2O (6 анализов); 3—Or из пегматита с крупнозернистой структурой, 10.2% K_2O (16 анализов); 4—Or из заноры-шевых зон, 14.4% K_2O (3 анализа). Длина ступени—приблизительная распространенность пород с Or «3—4» по отношению к гранитам с Or «1». б) Зависимость между величиной структурного расширения ортоклазов и содержанием в них рубидия, рубидий по данным [17].

В докембрийских порфиробластических гранитах, крупные порфиробласты калиевого полевого шпата, кристаллизующиеся после главной гранитной массы, содержат больше рубидия, цезия и бария, чем калишпаты главной массы [18]. Очевидно, что порфиробластез в этих гранитах в целом происходил при тенденции общего структурного расширения, а каждый порфиробласт представлял как бы узелок, фиксирующий вспышку увеличения объема.

Таким образом, увеличение содержания рубидия и цезия в ортоклазе происходит при тенденции структурного расширения ($\omega_0 < \omega$). При этом главным расширителем структуры является калий—петрогенный элемент. Накопление в ортоклазе рубидия и цезия сверх средней нормы начинается, когда калий обеспечит для них определенную ступень структурного расширения— $\omega > 8{,}05$ см^3—более высокую, чем у «среднего» ортоклаза (фиг. 2). Накопление рубидия и цезия в ортоклазе достигает максимума при величинах $\omega > 8{,}35$ см^3 (верхний предел расширения, допустимый для вхождения калия в качестве главного элемента в ортоклазе). Потребность в пространстве, обеспечивающая накопление рубидия и цезия, значительна: увеличение объема в рубидиевых микроклинах по сравнению со «средним» ортоклазом составляет около 5%.

Очевидно, что кристаллохимическое родство рубидия и цезия с калием в ортоклазе не абсолютно, а очень относительно и направленно изменяется—уменьшаясь или увеличиваясь в зависимости от степени структурного расширения. Рубидий и цезий становятся близкими кристаллохимическими аналогами калия в ортоклазе только тогда, когда структурное расширение достигнет предельно больших для этой решетки величин.

Намеченная закономерность может быть использована в практических целях. На графике (фиг. 2) дана предварительная оценка потенциальной рубидиеносности намеченных четырех групп структурного расширения отроклазов. Геохимическая емкость этих групп будет различна и по отношению к другим элементам, которые могут накапливаться в ортоклазе (барий, таллий, свинец и др.). Следовательно, каждая из намеченных групп структурного расширения является и определенной геохимической группой и может информировать о потенциальных количествах редких и рассеянных элементов, приходящихся на долю ортоклаза в кристаллической горной породе.

Из сказанного следует, что при формировании гранитоидных пород, накопление в ортоклазах калия, рубидия и цезия зависит не только от их концентрации, температуры и давления, но и от фактора, обеспечивающего возможность всестороннего увеличения объема в системе минералообразования. В глубинных условиях фактором, диктующим возможность всестороннего увеличения межатомных расстояний и тем самым влияющим на образование ортоклаза той или иной группы, является направленность в изменении геодинамических напряжений в горных породах в поле минералообразования—состояние всестороннего растяжения; пример—гранитизация [15, 16]. Скачки структурного расширения, фиксируемые ортоклазом, по-видимому, отражают скачкообразное (дискретное) изменение этого геодинамического фактора.

Существование скачкообразных изменений объема при изменении содержания тех или иных элементов в структуре минерала свидетельствует, во-первых, о фазовых превращениях; во-вторых,—о большой роли кинетических факторов в реакциях природного минералообразования, что пока еще очень мало учитывается и при анализе природных объектов, и в эксперименте. Существование таких скачков в увеличении объе-

ма, по-видимому, внесет значительные коррективы в представления о режиме и распределении температур в процессе минералообразования. В определенных условиях скачкообразное изменение объема может вызывать столь же резкие вспышки температур.

Очевидно, что скачки в изменении объема структуры минералов, фиксированные изменением среднего атомного объема ω, следует учитывать при анализе гравитационных полей.

Зависимость между степенью структурного сжатия—расширения минералов и некоторых пород и накоплением в них цезия

Цезий отличается наибольшим атомным объемом—69,9 $см^3$, что на 20% больше, чем у ближайшего к нему по размеру рубидия—55,9 $см^3$ и на 35% больше атомного объема калия—44,9 $см^3$—самого крупного петрогенного элемента; цезий наиболее легко ионизируется и поэтому является самым активным катионом [23]. Большое влияние на нахождение цезия в минералах оказывают особенности их кристаллической структуры—наличие полостей и каналов [5, 6].

Как было показано, в ортоклазе накопление цезия становится возможным лишь по достижении наивысшей ступени структурного расширения этого минерала. Представилось интересным для выяснения возможных путей миграции и концентрации цезия рассмотреть динамику изменения константы ω, способствующую накоплению цезия в других минералах.

Кроме собственных минералов—поллуцита и растворимого авогадрита—цезий в наибольшем количестве содержится в бериллах—до 4—7%, родиците—5%, лепидолите—до 1,5%, микроклине—до 0,5%; обнаружены высокие соединения цезия в астрофиллите—до 1,2%, кордиерите—до 0,2%, а также присутствие цезия в лейцитах и анальциме [5, 6]. В последнее время Г. А. Шатковым и Е. Н. Гущиным открыт новый тип концентраций цезия—кислые вулканические стекла, в которых содержания цезия достигают 0,17% [24].

Нами рассчитаны величины ω цезийсодержащих минералов и некоторых искусственных соединений цезия. Анализ полученных результатов обнаружил новую, ранее неизвестную двойственность в поведении цезия—удивительную и пока трудно объяснимую приспособляемость его к условиям структурного сжатия и расширения.

Как отмечено выше, возрастанию содержаний рубидия и цезия в ортоклазах способствует тенденция структурного расширения. Очевидно, что дальнейшее структурное расширение, превышающее величину ω, допустимую для ортоклаза (более 8,40 $см^3$), должно способствовать накоплению цезия. Действительно, рассчитанная по данным [5] величина ω ($см^3$) поллуцита намного больше, чем ортоклаза и возрастает по мере увеличения количества цезия:

$Cs_7Na_7Al_{14}Si_{34}O_{96}\cdot 9H_2O$—9,2; $Cs_{11}Na_4Al_{15}Si_{33}O_{96}\cdot 5H_2O$—9,4; $Cs_{12}Na_3Al_{15}Si_{33}O_{96}\cdot 4H_2O$—9,6; $Cs[AlSi_2O_6]$—

—искусственный поллуцит—около 10 см³. Авогадрит и большинство простых искусственных кристаллических соединений цезия с бором, кремнием и алюминием обладают большими величинами ω. При этом в каждой группе соединений значения ω возрастают с увеличением содержания цезия (фиг. 5). Очевидно, что когда цезий в кристаллической решетке находится в качестве ведущей строительной частицы, его участие сопровождено структурным расширением, и в целом тенденция структурного расширения в процессе минералообразования должна способствовать накоплению цезия.

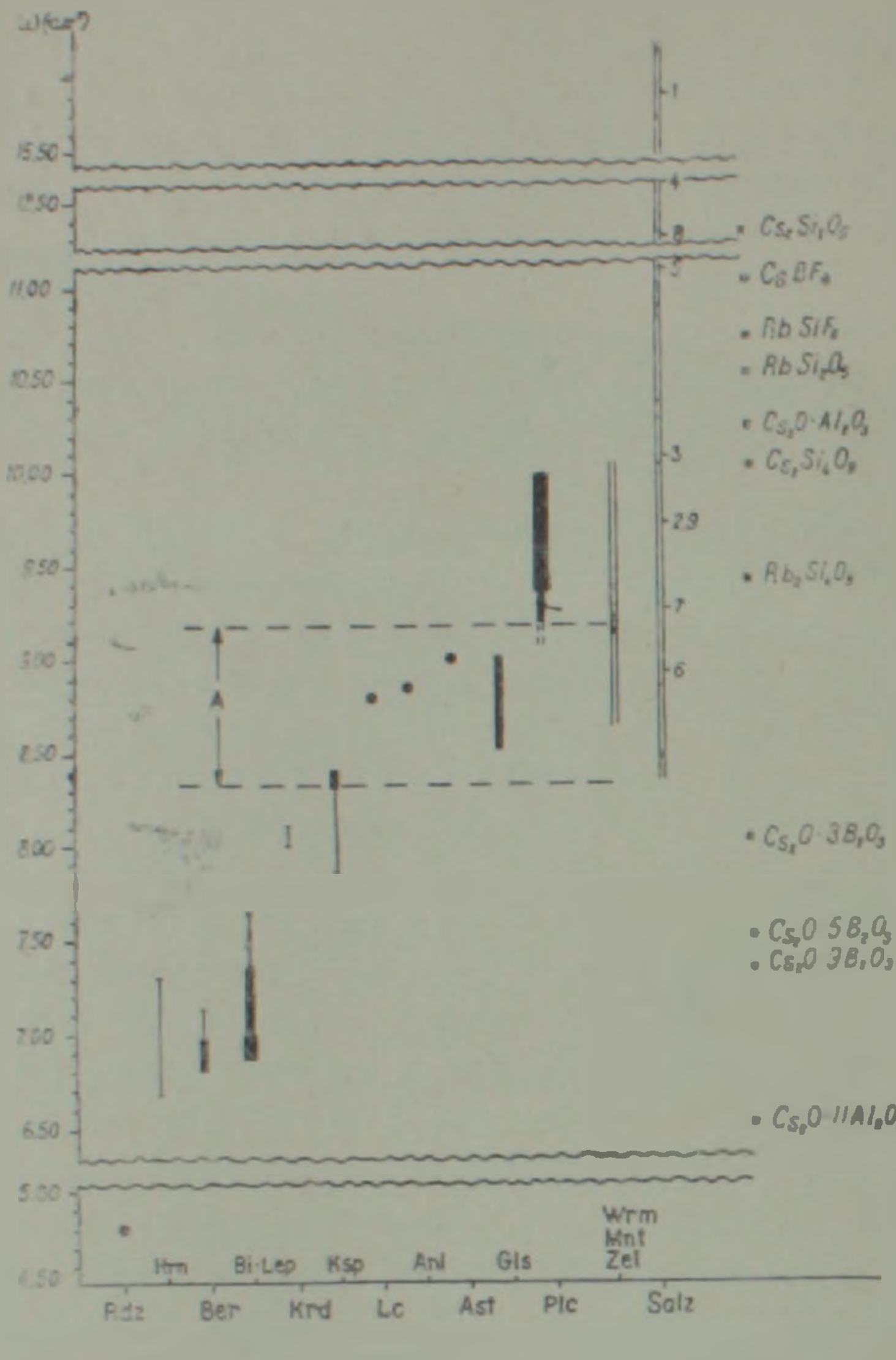
Однако, график (фиг. 5) обнаруживает и другую тенденцию в накоплении цезия—приуроченность его к сжатым структурам. Об этом свидетельствуют повышенные концентрации цезия в слюдах по сравнению с калишпатами и повышенные концентрации цезия в литиевых и литийсодержащих слюдах, берилле, кордиерите, роговой обманке и родиците.

В калиевых слюдах уменьшение среднего атомного объема ω (см³) характеризуется рядом: аннит—до 8,0, сидерофиллит—7,6, биотиты—7,5, мусковиты—около 7,4, лепидолиты—7,3—6,8. Следовательно, цезием обогащены слюды, с величиной $\omega < 7{,}4$ см³. Не составляет исключения и известный цезиевый биотит (3,14% Cs_2O), обнаруженный Ф. Хессом [29]. Величина ω этого биотита оказалась равной 7,39 см³, что меньше средних значений ω обычных биотитов. Таким образом, накопление цезия в слюдах начинается с величин $\omega < 7{,}4$ см³, и достигает максимума в наиболее сжатых литиевых слюдах при $\omega < 7{,}3$ см³ (фиг. 5). Накопление цезия, самого крупного иона, в наиболее структурно сжатых разновидностях слюд, где фиксация самого калия становится ограниченной и он замещается малообъемным литием (13,1 см³), свидетельствует, что при структурном сжатии кристаллохимическая связь цезия с калием атрофируется.

В бериллах диапазон изменений величин ω невелик—6,80—7,15 см³ (табл. 1).

Характерно, что наиболее чистые бериллы оказываются наиболее структурно расширенными— $\omega > 7{,}0$ см³, тогда как у разновидностей обогащенных цезией, величина $\omega < 7{,}0$ см³. Как и в слюдах, цезием обогащены структурно сжатые разновидности бериллов (фиг. 5).

Примечательно высокое содержание цезия в родиците—до 5% [5]. Предположительная формула родицита—$NaKLi_4Al_4B_{10}O_{27}$ [10]. Средний атомный объем ω рассчитан для родицита состава (весовые %%)—Li_2O—0,68, Na_2O—1,78, K_2O—1,41, Rb_2O—2,29, Cs_2O—3,47, Al_2O_3—27,40, BeO—14,93, B_2O_3—43,33, SiO_2—3,18, MgO—0,11, потеря при прокаливании—1,42 [10]. Величина ω этого родицита—4,72 см³—близка к стишовиту ($\omega = 4{,}6$ см³) и бромеллиту ($\omega = 4{,}08$ см³). Несмотря на такую высокую степень структурного сжатия, родицит содержит большое количество цезия—самого крупнообъемного элемента.



Фиг. 5. Зависимость между величиной среднего атомного объема ω накоплением цезия в минералах и некоторых породах. Rdz—родицит, ω=4,7 см³; Hrn--роговая обманка, ω—6,68—7,8 см³; Ber—бериллы (табл. 1); „Bi—Lep—биотит-лепидолит (ω—в текста); Krd—кордиерит, ω=8,0--8,15; Ksp—калишпат (фиг. 2), Lc—лейцит, ω=8,80 см³; Anl—анальцим, ω=8,86 см³; Ast—астрофиллит—ω≈9 см³; Gls—кислые вулканические стекла, ω=8,5—9,0 см³; Plc—поллуцит, (ω—в тексте); Zel—цеолиты, Mnt—монтмориллониты и гидрослюды, Wrm—вермикулиты (ω—в тексте) Salz—минеральные соли (1—9 в табл. 2); *—искусственные кристаллические соединения цезия, величины ω рассчитаны по данным [21]. Утолщения на темных столбиках—обогащение цезием (для известных случаев); светлые столбики—предполагаемые минералы—концентраторы цезия.

Таким образом, график (фиг. 5) обнаруживает две тенденции в накоплении цезия в минералах: 1) накопление цезия при тенденции структурного расширения—ортоклаз, поллуцит, авогадрит, искусственные кристаллические соединения цезия; 2) при тенденции структурного сжатия—литийсодержащие слюды, бериллы, родицит; по-видимому, эта же тенденция характерна для накопления цезия в роговых обманках и кордиерите. Можно предположить, что кристаллохимические кондукторы цезия в сжатых кристаллических решетках иные, чем в расширенных. При тен-

Таблица 1

Величины среднего атомного объема (ω) берилл*ов; рассчитано по данным [8]

Атомные количества в пересчете на 36 атомов кислорода					O % H_2O	ω (см³)	Атомные количества в пересчете на 36 атомов кислорода					O % H_2O	ω (см³)
Be	Na	K	Li	Cs			Be	Na	K	Li	Cs		
5.660	—	—	—	—	1.00	7,15	5.766	0,456	0,098	0.060	0.033	1.46	6,89
5,539	0,122	—	—	—	1,84	7,08	5,588	0,454	—	0,223	0,021	1,84	6,87
5.671	0,144	0,012	—	—	2,21	6,92	4.978	0,362	—	0.609	0,056	2,20	6,90
5,889	0.185	0,002	—	—	1.23	6,96	5,182	0,474	—	0,752	0,227	2,20	6,82
5.775	0,198	0.048	—	—	0.14	6,95	4.935	0,944	—	0,471	0,343	2,48	6,97
6,086	0.230	0,036	0,30	—	2.24	6,80							
5.613	0,302	0,118	0,096	—	2,28	6,81							

денции расширения первоначальным расширителем структуры является калий (ортоклазы), затем эта роль переходит, по-видимому, к молекулам H_2O (поллуциты).

Причина устойчивого тяготения цезия к сжатым структурам пока непонятна. Может быть, удивительная приспособляемость цезия к условиям структурного расширения и сжатия отражает его исключительно высокую способность к сжатию, намного большую, чем у остальных элементов [23]. Примечательно также, что в структурно-сжатых литиевых слюдах—потенциальных концентраторах цезия—фтор преобладает над группой (OH). Не исключено предположение о существовании еще не известных собственных минералов цезия ультрамикроскопических размеров, со значениями ω, близкими литиевым слюдам и меньшими, например, типа боридов или бериллидов. Бериллиды и бориды принадлежат к наиболее структурно сжатым веществам [12, 13]. Тесная связь цезия с бором [5, 6] и бериллием подтверждает такое предположение.

Интересен большой интервал в величинах средних атомных объемов между ортоклазом и поллуцитом (фиг. 5). Именно к нему оказались приурочены упомянутые выше новые находки цезиеносных образований—астрофиллит, анальцим и кислые стекла с высокими содержаниями цезия [24]. Стекла характеризуются высокой сорбционной способностью, а также повышенной проницаемостью для газов. Одной из причин таких свойств стекол является их высокая структурная рыхлость, вызванная тем, что молекулы кремнезема в них упакованы не плотно и образуют свободный сетчатый каркас. Проницаемость стекол для газов, например, для гелия, зависит также и от их состава и, в частности, уменьшается с возрастанием содержания Na^+; крупные катионы K^+ увеличивают такую проницаемость, снижая плотность упаковки [25]. Изменение струк-

---

* Зависимость между составом бериллов и параметрами элементарной ячейки рассмотрена В. Г. Фекличевым [22]; сведений об объеме ячейки—мало. Исследованиями последних лет установлено, что направленность в изменении параметров ячейки бериллов не связана с содержанием в них крупных структурных единиц—Cs, Na, Ca, H_2O и других, расположенных в полостях—каналах берилла [1].

турной рыхлости стекол в зависимости от состава отражено в изменениях величин ω ($см^3$) стекол, рассчитанных нами по данным их молекулярных объемов [28]: Mg_2SiO_4—6,2; $MgSiO_3$—7,3; $CaAl_2Si_2O_8$—7,9; $NaAlSi_3O_8$—8,4; $KAlSi_3O_8$—9,0; SiO_2—9,0. Наиболее структурно расширены кислые стекла. Именно к таким разновидностям принадлежат упомянутые выше цезиеносные стекла в липаритах [24].

Совершенно очевидно, что благодаря высокой степени структурного расширения, кислые стекла являются потенциальными концентраторами крупнообъемных редких щелочей—цезия и рубидия.

График (фиг. 5) свидетельствует, что роль структурного расширения минералов и пород в накоплении цезия чрезвычайно велика и более значима, чем присутствие крупнообъемного петрогенного щелочного элемента—калия. В связи с этим большое внимание должно быть привлечено к минералам сильно структурно расширенным, с величинами $\omega > 8{,}40$ $см^3$. Среди них наиболее перспективны, как возможные концентраторы цезия, минералы, содержащие группу OH и в особенности H_2O. К таким принадлежат цеолиты— $\omega = 8{,}4—9{,}7$ $см^3$, гидрослюды и монтмориллониты— $\omega = 8{,}60—10$ $см^3$ и более. О возможном нахождении цезия в цеолитах указано А. Н. Гинзбургом и О. Д. Ставровым [6]. Обращает внимание большая структурная рыхлость вермикулитов, величина ω которых по данным единичных анализов [8] равна 8,7—8,9 $см^3$ и, по-видимому, больше. Емкость катионного обмена вермикулитов значительно выше, чем у монтмориллонитов и наиболее высока среди глинистых минералов [8]; в том числе она очень высока и для цезия, как это установлено экспериментами [26]. Возможно, что при изменении цезийсодержащих пород, легко мигрирующий цезий может накапливаться в вермикулитах.

Перечисленные образования заслуживают всяческого внимания как потенциальные концентраторы другого крупнообъемного щелочного элемента—рубидия. Не исключена возможность, что в интервале величин $\omega = 8{,}4—9{,}0$ $см^3$ будет открыт собственный минерал рубидия, вероятно, близкий по типу к цеолитам.

Следует подчеркнуть, что нахождение цезия, так же, как и рубидия, в структурно расширенных минералах предопределяет исключительно высокую подвижность этих элементов при изменениях, сопровождаемых структурным сжатием. Как свидетельствует пример ортоклазов (фиг. 2), при малейших признаках структурного сжатия цезий и рубидий первыми должны покинуть решетку минералов-хозяев (или пород-хозяев) задолго до появления в них видимых признаков изменения. При этом первым подлежит удалению цезий (удаление рубидия и цезия, по-видимому, происходит и при истирании минералов). Примером удаления цезия из концентрирующей его породы в процессе структурного сжатия является уменьшение содержания цезия при переходе от стекловатых разностей к девитрифицированным в цезиеносных липаритах: в гиалиновых липаритах содержания цезия всегда больше 0,002% и достигают 0,17%,

в девитрифицированных микрофельзитовых и сферолитовых разновидностях—всегда меньше 0,002% [24]. Как показывают наши расчеты, процесс раскристаллизации сопровождается общим сокращением межатомных расстояний в породе. Величина ω риолитового обсидиана равна приблизительно 8,76 см³, а «среднего» гранита—7,83 см³; вещество гранита по сравнению с обсидианом сжато более, чем на 15%.

Очевидно, что дальнейшая судьба выносимого цезия зависит от присутствия минералов, которые могут быть его накопителями в сфере эндогенного и экзогенного минералообразования. При раскристаллизации стекла потенциальными накопителями цезия могут быть цеолиты и глинистые минералы-гидрослюды и в особенности монтмориллониты (фиг. 5).

Среди экзогенных образований интерес представляют минералы месторождений минеральных солей (табл. 2).

Таблица 2

Средний атомный объем ω (см³) минеральных солей

галит NaCl	13.50	кизерит $MgSO_4 \cdot H_2O$	7,69
ильвин KCl	19,60	эпсомит[5] $MgSO_4 \cdot 7H_2O$	11,14
карналлит[1] $KCl \cdot MgCl \cdot 6H_2O$	15.80	астраханит[6] $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$	8,94
каинит[2] $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$	9,72	ангидрит $CaSO_4$	7,66
лангбейнит $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$	7.71	гипс[7] $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	9.30
спикромерит[3] $KSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6H_2O$	10,09	глауберит $CaSO_4 \cdot Na_2SO_4$	7.64
глазерит $K_3Na(SO_4)_2$	8,96	сода[8] $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$	12.32
полигалит $2CaSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2H_2O$	8,00	калиборит $KMg_2B_{11}O_{19} \cdot 9H_2O$	7.63
тенардит Na_2SO_4	7.57	бура[9] $Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$	9,70
мирабилит[4] $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$	12,60		

[1–9] наиболее благоприятны для концентрации цезия (фиг. 5).

Учитывая тяготение цезия к минералам наиболее структурно расширенным и содержащим группу (OH) или H_2O, по-видимому, наибольшее внимание следует обратить на водосодержащие сульфаты и галогениды—гипс, мирабиллит, каинит, карналлит, бура и др. Характерно, что в карналлите, структурно сильно расширенном, известны высокие содержания рубидия—до 0,18% [5]. Если в областях сноса горные породы обладают повышенной цезиеносностью, можно уверенно предположить, что перечисленные минералы соленосных бассейнов (при отсутствии наложенных преобразований) и рапа современных озер являются потенциальными концентраторами цезия.

Открытие Г. А. Шатковым и Е. Н. Гущиным цезиеносных стекол в липаритах, слагающих крупные вулканогенные постройки, несомненно привлечет внимание к подобным эффузивным образованиям. Учитывая важную роль вещественного состава метаморфогенного фундамента [15, 16], можно утверждать, что потенциальная цезиеносность вулканогенных пород будет решающим образом определяться наличием довулканогенного гранитоидного фундамента, сложенного различными фациями гранитизации (фациями растяжения). Наиболее благопри-

ген фундамент, сложенный биотитовыми фациями гранитизации. Для появления рубидиеносных гиалиновых разностей эффузивов, аналогичных цезиеносным, по-видимому, более благоприятен существенно калишпатовый гранитоидный фундамент.

Очевидно, что с учетом направленности в изменении геотектонических условий формирования кристаллической горной породы и, в частности, с учетом чередования напряжений сжатия и растяжения, ведущих к уменьшению или увеличению межатомных расстояний в кристаллическом веществе, тенденция структурного сжатия или расширения может быть использована для определения потенциальной возможности накопления соответствующих редких и рассеянных элементов в породе в целом и для предсказания фаций (фаз) пород, наиболее емких в отношении таких элементов. Кроме того, выявление зависимости между структурным сжатием и расширением и составом кристаллического вещества дает возможность переходить к установлению связей между геотектоникой и кристаллохимическими преобразованиями в горных породах (развитие идей А. Е. Ферсмана и Н. Г. Судовикова). Конкретизация этих закономерностей для отдельных минералов и типов пород в целом имеет важное прогнозное значение. По направленности геотектонического развития любой конкретной геоструктурной области, зоны или отдельного ее блока может быть предсказан потенциальный вещественный состав глубинных геохимических аномалий, которые в дальнейших наложенных процессах могут явиться источником вещества (рудогенерирующей средой) при эндогенном постмагматическом рудообразовании и оказывать решающее влияние на металлоносность магматических образований в верхних структурных этажах.

ВСЕГЕИ

Поступила 12.X.1970.

Գ. Վ. ԻՇԻԿՍՈՆ, Մ. Ֆ. ԿՈՒՏԻՐՅՈՎԱ

ՕՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻՆ ՍԵՂՄՈՒՄԸ–ԸՆԴԱՐՁԱԿՈՒՄԸ ՈՐՊԵՍ ԿԱԼԻՈՒՄԻ, ՌՈՒԲԻԴԻՈՒՄԻ ԵՎ ՑԵԶԻՈՒՄԻ ԿՈՒՏԱԿՄԱՆ ԳՈՐԾՈՆ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐՈՒՄ ԵՎ ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հաստատված է փոխադարձ կապ կալիշպատներում ստրուկտուրային ընդարձակման և վերջինիս տարողունակության միջև K, Rb, Cs-ի նկատմամբ։ Առաջին անգամ պարզված է, որ օրթոկլազներում և միկրոկլիններում (Or) նշված տարրերի պարունակությունների աճն ուղեկցվում է ստրուկտուրային ընդարձակման թռիչքներով (ծավալի ընդարձակման թռիչքներով)։ Յուրաքանչյուր թռիչքի տարողունակությունը K, Rb և Cs-ի նկատմամբ տարբեր է։ Առանձնացվում է Or-ի ստրուկտուրային ընդարձակման չորս խումբ։ Օգրակացվում է, որ K, Rb Cs և Or-ի պարունակությունները և համապատասխանաբար այդ տարրերի նկատմամբ գրանիտոիդային ապարների գեոքիմիական

ատրոդականությունը կախված է ոչ միայն նրանց կոնցենտրացիայից, P-ից և T-ից, այլև արտաքին այն գործոնից, որն ապահովում է միներալառաջացման դաշտում ծավալի ընդարձակման հնարավորություններ. խորքային պայմաններում այդպիսին է հանդիսանում ձգման բնույթի լարումը։ Պարզաբանված է նաև, որ միներալներում և լեռնային ապարներում ցեզիումի կուտակումը պայմանավորված է ոչ այնքան կալիումի հետ նրա բյուրեղաքիմիական կապով, որքան միներալի բյուրեղային ցանցի կամ ամբողջ ապարի ստրուկտուրային անեղմման և ընդարձակման ուղղվածության փոփոխությամբ։ Բյուրեղային ցանցի սույն հատկության փոփոխումը հնարավորություն է ընձեռնում կանխագուշակել ցեզիումի կուտակման նոր տիպեր։

Միներալների և բյուրեղային ապարների ստրուկտուրաների ծավալի փոփոխման չափանիշ է ընդունված միջին ատոմային ծավալը՝ »։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бакакин В. В., Рылов Г. М., Белов Н. В.* О корреляции химического состава и параметров ячейки бериллов. ДАН СССР, т. 173, № 6, 1967.
2. *Белянкина Е. Д.* Химико-минералогическое исследование калинатровых полевых шпатов Кавказа и Закавказья. Тр. ИГН АН СССР, вып. 147, петрограф сер. (№ 43), 1958.
3. *Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г.* Справочник для геологов по физическим константам. Изд. ИЛ, М., 1949.
4. *Волобуева Г. П.* Кали-натровые полевые шпаты гранитных пегматитов Коростеньского массива (Украины). Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разв., № 4, 1967.
5. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд. «Наука», т. I, II, М., 1964.
6. *Гинзбург А. И., Ставров О. Д.* К геохимии цезия. Геохимия, № 4, 1969
7. *Гордиенко В. В., Каменцев И. Е.* Влияние крупных катионов рубидия и цезия на процесс упорядочивания структуры калиевого полевого шпата. Сб. «Минералогия и геохимия», вып. II. Изд. ЛГУ, Л., 1967.
8. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Ж.* Породообразующие минералы, Изд. «Мир», т. 1—5, 1965.
9. *Долгов Ю. А.* Вопросы генезиса пегматитов по материалам изучения флюидов в минералах. В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Изд. «Недра», М., 1965
10. *Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К.* Система минералогии, т. II, полутом I. Изд. ИЛ, 1950.
11. *Евзикова Н. З.* О структурных плотностях минералов. Минер. сб. Львов. унив., т. 20, № 3, 1966.
12. *Евзикова Н. З., Ициксон Г. В.* Структурная плотность решетки как показатель условий минералообразования. ЗВМО, ч. 98, вып. 2, 1969.
13. *Евзикова Н. З.* К вопросу о поведении земного вещества при сверхвысоких давлениях. В кн.: Давление и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Матер. к совещ. Л., 1969
14. *Ициксон Г. В.* Структура поля тектонических напряжений как фактор изменения физико-химических параметров раствора при метасоматозе. В кн.: «Проблемы метасоматизма», Матер. к симпоз., Л., 1969.
15. *Ициксон Г. В.* Связь между характером геодинамических напряжений и металлогенической специализацией рудоносных структур. В кн.: «Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы». Матер к совещ. Л., 1969.

16. *Ицксон Г. В.* Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение. В кн.: «Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование», Изд. «Наука», 1970.
17. *Калита Е. Д., Чернышкова Л. П.* Распределение редких щелочных металлов в топазо-морионовых пегматитах как критерий их продуктивности. В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Изд. «Недра», М., 1965.
18. *Седова Н. С., Галибин В. А., Котов Н. В.* Этапы кристаллизации и состав калиевых полевых шпатов гранитоидов. ДАН СССР, т. 185, № 1, 1969.
19. Справочник физических констант горных пород (перев. с англ.). Изд. «Мир», М., 1969.
20. *Таусон Л. В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР. М., 1961.
21. *Торопов Н. А., Барзаковский В. П., Лапина В. В., Курцева Н. Н.* Диаграмма состояния силикатных систем (справочник), т. I. Изд. «Наука». Л., 1969.
22. *Фекличев В. Г.* Берилл. Изд. «Наука», М., 1964.
23. Цезий. Сб. статей. Изд. ИЛ, М., 1963.
24. *Шатков Г. А., Гущин Е. Н.* О высоких содержаниях цезия в кислых вулканических стеклах. «Геохимия», № 12, 1969.
25. *Эйтель В.* Физическая химия силикатов. Изд. ИЛ, М., 1962.
26. *Barshad I.* Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange reactions, X-ray analyses, differential thermal curves and water content. Am. Mineral., vol. 33, pp. 655, 1948.
27. *Barth T. F. W.* Feldspars. New York (a. o.), Interscience, 1969.
28. *Biltz W.* Raumchemi der festen Korper. Leipzig. 1934.
29. *Hess F. L., Fahay J. J.* Cesium biotite from Custer-county. South Dakota. Amer Mineralogist. vol. 17. № 5. 1932.

Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле, 2, 43—49, 1971

УДК 552.313.1

А. А. АДАМЯН

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В МИНЕРАЛАХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВ ЛОРИЙСКОГО ПЛАТО (Армянская ССР)

За последнее время внимание исследователей обращено на изучение распределения элементов-примесей в базальтовых породах, хотя вопрос о содержании и распределении их в слагающих минералах остается менее освещенным.

Настоящая статья, восполняющая этот пробел, содержит изложение результатов исследования особенностей распределения элементов-примесей в минералах верхнеплиоценовых лав основного состава Лорийского плато Армянской ССР.

Верхнеплиоценовые эффузивы Лорийского плато представлены тремя покровами высокоглиноземистых (по Куно) базальтовых лав, которые в разрезе последовательно сменяют друг друга: нижний покров сложен оливиновым базальтом, а два верхних покрова—долеритами. Изученные базальтовые лавы трех покровов характеризуются одинаковой ассоциацией породообразующих и акцессорных минералов сравнительно устойчивого химического состава.

Распределение элементов-примесей в минералах рассматривается на примере среднего состава долеритов Лорийского плато (без оливиновых базальтов)*, с содержанием 50,7% лабрадора, 20,5% авгита, 8,6% оливина, 10,6% титаномагнетита и около 9,6% окислов железа и палагонита и единичных знаков акцессорных минералов. Из акцессорных минералов установлены: апатит, циркон, сфен, корунд, флюорит, гематит, халькопирит и ильменит; из самородных элементов—железо, цинк, свинец.

Средние содержания элементов-примесей в долеритах и главных минералах приведены в табл. 1.

На основании данных табл. 1 и количественно-минерального состава долеритов нами составлен баланс распределения рассеянных элементов в породе по главным минералам—плагиоклазу, авгиту, оливину и титаномагнетиту (табл. 2).

Результаты табл. 2 показывают, что галлий, цирконий, иттрий, стронций и барий значительно больше накапливаются в плагиоклазах породы, чем в темноцветных—авгите, оливине и титаномагнетите, хотя

---

* В расчетах оливиновые базальты исключаются ввиду малого числа анализированных проб.

Таблица 1

Среднее содержание элементов в породе в целом и в минералах долеритов Лорийского плато (г/т)*

Элемент	Порода	Плагиоклаз	Авгит	Оливин	Титаномагнетит
Si	224·10³	237·10³	217·10³	166·10³	—
Al	909·10²	1471·10²	400·10²	322·10²	86·10²
Ti	70·10²	4.8·10³	56·10²	36·10²	389·10³
Fe^{3+}	498·10²	62·10²	475·10²	181·10³	—
Mg	332·10²	17·10²	880·10²	2010·10²	215·10³
Fe^{2+}	329·10²	49·10²	626·10²	128·10³	—
Na	279·10²	391·10²	58·10²	39·10²	—
Ca	652·10²	855·10²	1069·10²	153·10²	—
K	156·10³	68·10²	8.3·10²	9.1·10³	1
Be	1.8	1.1	2	3	13
Ga	33.0	30	20	6	9,50
Cr	150,0	16	1025	395	2470
V	355.0	20	1000	130	29
Zi	33.0	13	42	10	100
Ni	300,0	6	160	1250	70
Co	83.0	10	70	150	не опр.
Zn	30,0	не опр.	не опр.	не опр.	126
Cu	150,0	16	175	70	—
Sc	—	—	95	—	255
Zr	150	55	75	60	4000
Mn	1400	270	3150	5500	—
Y	32	19	30	15	30
Sr	925.0	1600	190	50	15
Pb	10.0	50	20	10	—
Ba	260	260	50	—	34
Nb	—	—	—	—	

* По данным химического анализа для породообразующих и приближенно-количественного спектрального анализа для элементов-примесей.

Таблица 2

Баланс распределения рассеянных элементов в минералах долеритов Лорийского плато (в г/т)

Элемент	Порода	Плагиоклаз	Авгит	Оливин	Титаномагнетит	Расчетное содержание эл. в минералах	Недостаток в %
Be	1.8	0,6	0.4	0.26	0,1	1,38	−23
Ga	33.0	15,2	4.0	0.5	1,4	21,1	−36
Cr	150,0	8.11	210,1	33,9	1,0	253,11	+60
V	355,0	10.1	205,0	10,2	261.8	487,1	+37
Li	33.0	6,59	8,6	0,8	3,1	19,09	−39
Ni	300.0	3,04	32,8	107,5	10.6	153.94	−48
Co	83,0	5.07	14.3	12.9	7,4	39,67	−52
Cu	150,0	8.1	35,9	6,0	13.30	63.3	−57
Zr	150,0	27,9	15.4	5.1	27.0	75,4	−49
Mn	1400,0	136,9	645,7	473.0	424,0	1679,6	+19
Y	32,0	9,6	6,1	1,3	—	17,0	−47
Sr	925,0	811.0	39.0	4,3	3,1	857,4	+0,7
Ba	260.0	131,8	10.2	—	—	142	−43

абсолютные содержания некоторых из отмеченных элементов нередко превышают содержания в плагиоклазах.

Галлий в породе распределяется неравномерно: его основные кон-

центрации приурочены к плагиоклазам и авгиту, значительно меньше он концентрируется в оливине и титаномагнетите. На неравномерное распределение галлия в породообразующих минералах есть указания Л. Ф. Борисенко [3] на примере исследования особенностей его распределения в дунитах, перидотитах и пироксенитах ряда гипербазитовых массивов.

Цирконий в наибольшем количестве накапливается в плагиоклазе, в значительном количестве в титаномагнетите, меньше—в авгите и очень мало в оливине. Наличие циркония в минералах, вероятно обусловлено присутствием микроскопических включений циркона. Иттрий практически полностью приурочен к плагиоклазу и к авгиту и в очень малом количестве содержится в оливине. Стронций в очень малом количестве концентрируется в оливине и титаномагнетите, несколько в большем—в авгите; основным его концентратором является плагиоклаз, в котором содержание стронция в 25 раз больше, чем в авгите. Стронций в плагиоклазе вероятно замещает Ca^{2+}, т. к. ионные радиусы их близки. Наличие некоторого количества—190 г/т Sr в авгите, вероятно, можно объяснить присутствием составляющей волластонита. Барий в наибольшем количестве установлен в плагиоклазе, намного меньше в авгите и отсутствует в оливине и титаномагнетите.

В отношении остальных рассеянных элементов установлено, что ванадий концентрируется в основном в титаномагнетите и авгите и практически отсутствует в оливинах и плагиоклазах. Наибольшая концентрация никеля наблюдается в оливине, затем по мере уменьшения следуют авгит, титаномагнетит и плагиоклаз. Кобальт почти в одинаковых количествах рассеян в авгите и в оливине, вдвое меньше в титаномагнетите и плагиоклазе. Ниобий характерен только для титаномагнетита, а в остальных минералах он не улавливается: вероятно его содержание ниже чувствительности метода. Марганец рассеивается в наибольшем количестве в авгите, несколько меньше и почти в равных количествах в оливине и титаномагнетите и намного меньше в плагиоклазе. Основными концентраторами меди являются авгит и титаномагнетит, в оливине и плагиоклазе количество меди почти равное и составляет около 22% всей меди, рассеянной в породе.

Из приведенной табл. 2 ясно видно неоднозначное распределение элементов примесей в минералах: например Sr, Ga, Ba концентрируются в плагиоклазе; Cr, Sc, Mn (Co) в авгите; Ni (Co) (Mn) в оливине. Nb, V в титаномагнетите, что хорошо согласуется с данными Шоу [7] для породообразующих минералов основных пород. Неравномерное распределение элементов-примесей в основном обусловлено их химическими свойствами.

При рассмотрении последней графы табл. 2, с учетом точности применяемого метода, замечено, что для большинства редких элементов получается хорошая сходимость расчетного содержания элементов в исследованных минералах с данными по содержанию элемента в породе. Чувствительное расхождение получается для циркония и меди, что вероятно, можно объяснить отсутствием данных спектральных анализов тех

акцессорных минералов, по которым не удалось добрать требуемое количество для анализа, ввиду малого содержания их в породе.

Для более ясного представления о поведении редких элементов в минералах исследуемых пород, вкратце остановимся на их соотношениях с главными элементами минералов, имеющими близкие к ним ионные радиусы. Мы располагаем химическими анализами по шести пробам плагиоклаза и оливина [1] и четырьмя—по авгиту (табл. 3).

Таблица 3

Средний состав породы в целом и породообразующих минералов долеритов Лорийского плато (вес. %)

Окислы	Порода	Плагиоклаз	Авгит	Оливин
SiO_2	50.05	56.70	46,45	35,54
TiO_2	1.17	0.08	0,94	0,60
Al_2O_3	17.18	27,80	7.56	6.09
Fe_2O_3	7.12	0,90	6,80	2.60
FeO	4.25	0.62	8,08	16.55
CaO	9,12	11,95	14,99	2,14
MgO	5,5	0,28	14,60	33,33
MnO	0.14	0.002	—	—
Na_2O	3.81	5,27	0,78	0.52
K_2O	1,8	0,82	0,10	0,11
влага	0,27	0.22	не оп.	не оп.
п.п.п.	0,14	1,15	не оп.	не оп.
Сумма	100,64	99,8	100.31	97,48

Парные соотношения элементов даны в табл. 4, из которой ясно видно, что отношение галлия к алюминию несколько больше в авгите, что, вероятно, можно объяснить содержанием глинозема в авгите и способностью галлия следовать за алюминием. Несколько меньше отношение $Ga \cdot 10^3 : Al$ в плагиоклазах, чем в авгите, что также объясняется близостью ионных радиусов галлия и алюминия. Отношение Ga·1000/Al в оливинах составляет ~ 0,2. Присутствие Ga в оливинах объясняется присутствием алюминия [1] в количестве, несколько уступающем содержанию алюминия в авгитах. Оливин с содержанием алюминия, вероятно, не очень редок для базальтовых пород. Глиноземистые оливины также встречены в третичных и четвертичных базальтах западной Чехословакии [9].

Отношение $Co : Fe^{2+}$ приблизительно равное для авгита и оливина, чего нельзя сказать про отношение никеля к магнию, которое в оливине от трех до пяти раз превышает таковое в авгите. На обогащенность оливина никелем указывают Вагер и Митчелл [4] в отношении оливинов из пород Скаергардской интрузии. Данное явление указанными исследователями объясняется тем, что большая поляризационная способность иона никеля обуславливает малые размеры его эффективного радиуса, что и приводит к концентрации никеля по сравнению с магнием в оливине, как в наиболее раннем минерале. О высокой концентрации никеля в оливине говорит также отношение Ni/Co=8,3 против 2,3 в авгите.

Таблица 4

Парные соотношения содержаний элементов в породе в целом и в минералах долеритов Лорийского плато

Соотношения	Порода	Плагиоклаз	Авгит	Оливин	Титаномагнетит
Ga·1000/Al	0,36	0,2	0,5	0,2	—
Ni·1000/Mg	9,0	3,5	1,8	6,2	—
Co·1000/Mg	2,5	6,0	0,8	0,7	—
Ni/Co	3,6	0,6	2,3	8,3	1,4
Li·1000/Mg	1,0	7,6	0,5	0,05	—
Fe^{2+}/Mg	1,0	2,8	0,7	0,6	—
Co·1000/Fe^{2+}	2,5	2,0	1,1	1,1	0,3
Mn·1000/Fe^{2+}	42,8	55,1	50,0	42,9	18,6
Fe^{3+}/Fe^{2+}	1,5	1,3	0,8	0,15	1,8
Cr·1000/Fe^{3+}	3,0	2,6	21,6	21,9	0,03
V·1000/Fe^{3+}	7,1	3,2	21,5	7,1	6,3
Sr·1000/Ca	14,2	18,7	1,8	3,3	—
Sr·1000/Ca+K	13,2	17,3	1,8	3,2	—
Ba·1000/K	17,3	38,2	60,2	—	—
Ba·1000/Ca+K	3,7	2,8	0,46	—	—
Sr·1000/Fe^{2+}	28,1	326,5	3,3	0,4	0,1

При рассмотрении отношения никеля к магнию и кобальта к магнию в плагиоклазах видим совершенно противоположную картину: отношение кобальта к магнию, почти в два раза превышает отношение никеля к магнию, что делается вполне понятным, при учете того, что плагиоклаз является минералом более поздним, чем оливин, и что кобальт имеет несколько больший ионный радиус, чем магний; при одинаковом электростатическом условии, он может более свободно заместить часть магния, чем никель, у которого одинаковый ионный радиус с магнием.

Отношение лития к магнию больше в плагиоклазах, чем в темноцветных компонентах—в авгите и в оливине, что объясняется тесной связью лития с натрием; на эту связь в природных процессах впервые обратил внимание А. Е. Ферсман. Весьма низкое содержание лития в оливинах Скаергардской интрузии (Гренландия) отмечали Л. Р. Вагер, В. А. Дир [3], объясняя это тем, что гетеровалентные изоморфные замещения в них слишком ограничены в связи с трудностями компенсации зарядов. При замещении Mg^{2+} — Li^{1+} необходимо, чтобы другой атом магния замещался трехвалентным элементом, что невозможно или же очень затруднительно при плотнейшей упаковке, к которой стремится оливин [6], кроме того некоторое накопление лития по сравнению с магнием наблюдается в авгите в связи с тем, что он является более поздним, чем оливин.

Отношение Mn/Fe^{2+} несколько больше в авгите, чем в оливине, соответственно 50,8 и 42,9. Это становится понятным, если учесть что ионные радиусы Fe^{2+} и Mn^{2+} очень близки, и что марганец в силу этого легче может войти в решетку авгита, чем оливина; Нокколдс и Митчелл [5] считают, что отношение радиусов Mn:O равно 0,7, что соответствует границе между шестерной и восьмерной координациями. Таким образом, марганец в авгите может встречаться в обоих случаях, замещая Fe^{2+} и другие ионы в шестерной и Ca^{2+} в восьмерной координации, в оливи-

не нет такой возможности, и поэтому марганец войдет легче в решетку авгита, чем оливина.

Авгит по сравнению с оливином богат хромом, ванадием и скандием. Отношение $Cr.1000/Fe^{3+}$, для оливина и авгита почти равное, что касается $V\cdot1000/Fe^{3+}$, то указанное отношение в трехкратном размере больше в авгите, чем в оливине; причину такого явления надо искать в большем содержании глинозема в авгите, в котором часть кремния замещается алюминием и при соответствующих замещениях перечисленные элементы могут уравновешивать избыток положительных зарядов.

Иттрия в авгите вдвое больше, чем в оливине; ввиду близости ионного радиуса иттрия с ионным радиусом кальция, он может изоморфно замещать кальций, так что не возникает трудностей в объяснении этого явления.

Содержание стронция и бария очень высоко в плагиоклазах по сравнению с авгитом и оливином (в оливине барий вовсе отсутствует). Ввиду большого размера ионного радиуса Ba (1.43 Å), он может следовать за K и Ca, а последние практически отсутствуют в оливине, или присутствуют в весьма незначительных количествах. Вхождение стронция в оливиновую и авгитовую решетку по данным Нокколдса и Митчелла [5] затруднительно. Для того, чтобы стронций занял место кальция, требуется увеличение размера решетки, как одного, так и другого минерала до 120% в силу различия размеров ионов стронция и кальция; в этом отношении решетка плагиоклаза более благоприятна, т. к. она относительно открыта и может вместить в себя ион стронция, чем и объясняется богатое содержание стронция в плагиоклазах—в нашем случае 1600 г/т против 190 г/т—в авгите и 50 г/т—в оливине.

Таким образом анализ распределения рассеянных элементов в породообразующих минералах показал их зависимость от типа кристаллической решетки. В случае же одинакового вхождения в более чем одну кристаллическую решетку, в соответствии с правилом Гольдшмидта, редкий элемент концентрируется в решетке более раннего минерала.

Полученный вывод не является исчерпывающим, так как кроме радиуса и заряда, для изоморфного замещения элементов надо также учесть ряд других факторов—потенциал ионизации, энергетический коэффициент, роль комплексообразования, температуру плавления пар изоморфных соединений и др., которые могут влиять на ход кристаллизации и отклонить процесс изоморфного замещения элементов-примесей от правила Гольдшмидта. В настоящее время еще не найден подходящий кристаллохимический критерий для предсказания изоморфического поведения микроэлементов [7].

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 18.VI.1969.

Ա. Ա. ԱԴԱՄՅԱՆ

ՑՐՎԱԾ ՏԱՐՐԵՐԻ ԲԱՇԽՈՒՄԸ ԼՈՌՎԱ ՍԱՐԱՎԱՆԴԻ ԲԱԶԱԼՏԱՅԻՆ ԼԱՎԱՅԻ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում բերվում է Լոռվա սարավանդի դոլերիտների միներալներում ցրված տարրերի հաշվենկշիռը։

Նշված է, որ ցրված և հազվագյուտ տարրերի բաշխումը ապար կազմող միներալների և տիտանոմագնետիտի մեջ հիմնականում պայմանավորված է միներալների տարածական ցանցի տիպով, ընդ որում հազվագյուտ տարրը տալիս է մեծ կուտակում ավելի վաղ առաջացած միներալի մեջ։

Ապացուցվում է, որ հազվագյուտ տարրերը հակում են միներալներին՝ կախված նրանց քիմիական բաղադրությունից ու ստրուկտուրայից. այսպես օրինակ՝ Sr, Ga, Ba բնորոշ են պլագիոկլազի, Sc, Cu, Mn (Co)՝ ավգիտի-Ni, (Co), (Mn)՝ օլիվինի և V, Nb՝ տիտանոմագնետիտի համար։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Адамян А. А.* Оливин из верхнеплиоценовых эффузивов Лорийского плато. «Известия» АН Арм. ССР, Науки о Земле, 3, 1968.
2. *Адамян А. А.* Реферат. К геохимии лавовых образований Лорийского плато Армении. «Известия» АН Арм. ССР, Науки о Земле, 6, 1968
3. *Борисенко Л. Ф.* О некоторых особенностях распределения галлия в гипербазитах «Геохимия», 8, М., 1963
4. *Вагер Л. Р., Митчелл Р. Л.* Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаергард Гренландии. В сб. «Редкие и рассеянные элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд. ИЛ, М., 1952.
5. *Нокколдс С. Р., Митчелл Р. Л.* Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных породах и минералах. В сб. «Редкие и рассеяные элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд. ИЛ, М., 1952.
6. *Таусон Л. В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, М., 1961.
7. *Шоу Д. М.* Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Изд. «Недра», Л., 1969.
8. *Wager L. R.* and *Deer W. A.* The petrology of the Skaergaard intrusion Kangerd lugssuak. East Greenland. „Meddel. om Greenland", 105, № 4. 1939.
9. *Richard Kral.* Kristalochemis olivinu ze Zapadoceskych Čedicû, kafedra mineralogie VSCHT a Ustay geochimie a nerostnych Surovin CSAV Dolše (due. 5, VII 1961).

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 50—54, 1971

УДК 552.31

В. О. ПАРОНИКЯН, Г. М. МКРТЧЯН

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕДИ В ПОРОДАХ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

В геологическом строении Алавердского района принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные образования средней и верхней юры и в меньшей степени эоцена. В районе широко развиты мезозойские субвулканические кварцевые плагиопорфиры, альбитофиры, гранитоидные интрузии, а также жильные породы основного и среднего состава.

Несмотря на многочисленные работы, посвященные геологии района, многие вопросы стратиграфии, петрографии и рудогенеза до сих пор еще остаются спорными. В таблице 1 на основании данных прежних исследователей [1—5, 7—11, 13—15, 17, 19] и личных наблюдений авторов приведена краткая характеристика стратиграфических комплексов, интрузивных и субвулканических образований в порядке последовательности их формирования.

Опробование произведено по разрезам, направленным вкрест простирания пород и основных структур района; подобными профилями охвачены разрезы Алавердского, Шамлугского и Ахтальского месторождений, а также их промежуточных участков. Пробы отбирались из наиболее свежих частей пород на обнажениях, из буровых скважин и других выработок. Вес каждой пробы 300—500 г; измельчению подлежала часть образца весом 50—150 г.

Содержание меди в пробах определялось количественным, приближенно-количественным спектральным, а также химическим методами*. Как видно из приведенных данных (таблица 1) средние значения содержаний меди в породах, определенные указанными методами иногда значительно расходятся. Несмотря на это, все же приближенно-количественные, а также химические анализы в основном подтверждают те тенденции вариации концентраций меди в различных породах, которые выявлены количественным спектральным методом**.

Дальнейшие наши рассуждения основаны, главным образом, на данных количественного спектрального анализа, поэтому здесь приводится краткая характеристика этого метода. Точность определения меди по воспроизводимости определяется коэффициентом вариации 17%. Пра

---

* Количественные и приближенно-количественные спектральные анализы выполнены под руководством Г. М. Мкртчяна, а химические анализы выполнены О. А. Бозояном в лабораториях ИГН АН Арм. ССР.

** Как видно из приведенных данных приближенно-количественный спектральный анализ дает систематически завышенные значения средних содержаний.

вильность результатов обеспечивалась использованием для корректировки градуированных графиков международных стандартов: гранита G—1 и диабаза W—1. Чувствительность метода—0,0001%. Одна аналитическая пара линий (Cu 327,396 НМ; Ag 328,068 НМ) использована для определения широкого интервала содержаний меди (0,0003—0,03%).

Аналитический материал показывает весьма неравномерное распределение меди в породах. Содержание его определенно падает от вулканогенных пород дебедской свиты к кошабердской и далее к кератофировому горизонту, т. е. в направлении общего возрастания кислотности пород. Вместе с тем заслуживает внимания тот факт, что породы дебедской свиты в пределах Шамлугского месторождения характеризуются значительно более высокими фоновыми содержаниями меди, чем эти же породы в отдалении от месторождений, на правобережных и левобережных участках р. Дебед. Повышенные фоновые содержания этого элемента установлены (120 г/т) также в рудовмещающих «агломератах» Алавердского месторождения, тогда как в верхнем вулканогенном горизонте шахтахтской свиты, а также в пироксеновых (авгитовых) порфиритах, его содержание аналогично нижним частям разреза средней юры.

Туфоосадочные породы Алаверди-Шамлугской свиты по содержанию меди мало отличаются от подстилающих их вулканогенных пород дебедской и кошабердской свит, между тем как по сравнению с ними келловейские аркозовые песчаники, фиолетовые туфы оксфорда (?) и туфопесчаники эоцена характеризуются примерно в 2 раза меньшими содержаниями меди (17—24 г/т). Заслуживают внимания высокие концентрации этого элемента в авгитовых порфиритах оксфорда (117 г/т), значительно отдаленных от известных месторождений и рудопроявлений района. В эоценовых андезитовых порфиритах и субвулканических липарито-дацитах фоновые содержания меди значительно ниже, чем в аналогичных по составу породах юрского возраста.

Среди субвулканических образований мезозойского возраста повышенные содержания меди установлены в кварцевых порфирах (особенно Воскесарского участка), подчиненных дебедской и кошабердской свитам. Альбитофиры и гранитоидные интрузии характеризуются в общем небольшими содержаниями меди (14—18 г/т). Локально повышенные фоновые содержания этого элемента отмечаются в альбитофирах Шамлугского месторождения и особенно в кварцевых диоритах (38,3 г/т) Ночканского массива.

Содержание меди в жильных породах основного и среднего составов (дайки II этапа ,связанные с интрузивной магматической деятельностью по номенклатуре Г. А. Казаряна [8] и П. Ф. Сопко [19]) достигает уровня вулканогенных пород верхней юры.

Полученные нами фоновые содержания меди сопоставлены с кларками соответствующих по составу пород по А. П. Виноградову [15]. Постоянно повышенные против кларка концентрации меди отмечаются в среднеюрских и келловейских вулканогенных породах основного и среднего составов (отношение $C_ф : C_к$ в среднем составляет 1,5) и достигает

максимума (3,3) в авгитовых порфиритах оксфорда. Содержание рассматриваемого элемента в андезитовых порфиритах эоцена близкларковое, а в липарито-дацитах—ниже кларка в 1,6 раза.

Вышекларковые концентрации меди отмечены в кварцевых плагиопорфирах (до 3,5 раза), в кварцевых диоритах главной фации Чочканского массива (1,9 раза), между тем как в альбитофирах, ахпатских плагиогранитах и розовых гранитах Чочкана содержание меди—близкларковое, а в кварцевых диоритах Шнохского массива—нижекларковое в 1,4 раза.

Относительно формы нахождения меди в породах мнения исследователей расходятся: большинство из них утверждает, что медь в породах находится главным образом в сульфидной форме—в виде халькопирита [18, 20, 21], тогда как другие [12, 23, 24] большую часть содержаний меди связывают с железо-магниевыми силикатами, в которых по В. М. Гольдшмидту [22] возможен изоморфизм между Cu^{+2} и Fe^{+2}. С этой целью нами под микроскопом были просмотрены многочисленные полированные шлифы из всех разновидностей пород данного района. Включения халькопирита при этом были установлены почти во всех типах пород. Количество и размеры частиц халькопирита, как показывает аналитический материал, тесно зависит от содержаний меди. Включения этого минерала постоянно присутствуют в порфиритах дебедской свиты. В этих породах при содержании меди 0,001—0,003% устанавливаются лишь единичные зерна халькопирита размером 0,004—0,008 мм; при содержании меди порядка 0,01—0,03% встречались от нескольких до десятков зерен халькопирита размером до 0,08 мм ,а иногда и больше. Постоянное присутствие халькопирита отмечено также в породах Чочканского массива, где местами по ним развиваются вторичные минералы—халькозин, самородная медь и борнит.

В ряде случаев (особенно в туфоосадочных породах)содержание меди хорошо коррелируется с частотой встречаемости пирита, который в породах имеет значительно более широкое распространение, чем халькопирит.

Таким образом, не отрицая возможности вхождения части меди в железо-магниевые силикаты, мы склонны считать, что содержание этого металла в породах данного района контролируется главным образом микроскопическими или же субмикроскопическими включениями сульфидов, особенно халькопирита.

Вышеизложенный аналитический материал позволяет сделать следующие выводы.

В рассматриваемом районе содержание меди значительно падает от основных и средних пород к кислым. Эта особенность поведения меди многократно отмечена в литературе [16, 18], что могло быть, с одной стороны, обусловлено склонностью меди концентрироваться в железо-магниевых силикатах, и, с другой стороны, отложением главной массы ее сульфидов в породах средних стадий дифференциации магмы.

Наблюдается общая тенденция возрастания содержания меди от по-

Таблица 1

Название свит, горизонтов и пород	Участки отбора проб	Геологический возраст	Абсолютный возраст в млн. лет*	Средние содержания меди в породах					
				Спектральные анализы				Химические анализы	
				Количественные		Приближенно-количественные			
				число проб	Cu, г/т	число проб	Cu, г/т	число проб	Cu, г/т
1. *Дебедская свита*									
Плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые и диабазовые порфириты	Шамлугское месторождение	Лейас-байос		9	77,0	19	110,0		
	Правобережье и левобережье р. Дебед	"	169 – 170	10	44,0	25	73,0		
Всего по свите				26	57,0	54	100,0	6	46,0
2 *Кошабердская свита*									
Вулканогенно обломочные породы андезитовых и дацитовых порфиритов	Шамлугское месторождение	Байос		9	40,0	20	83,0		
	Алавердское месторождение	"		7	63,0	14	140,0		
Всего по свите				20	44,0	34	100,0	6	29,0
3 *Кератофировый горизонт*									
Кварцевые и бескварцевые кератофиры, их туфы и лавобрекчии	Шамлугское месторождение	Байос		10	18,0	19	41		
	Алавердское месторождение	"		8	47,0	12	110,0		
Всего по горизонту		"		18	30,0	31	68,0	8	16,0
Вулканические брекчии андезитовых и дацитовых порфиритов («агломераты»)	Алавердское месторождение	"		11	120,0	22	200,0	5	100,0
4. *Алаверди-Шамлугская туфоосадочная свита*	Алавердское месторождение	Байос-бат		8	62,0	28	80,0		
Туфогенные песчаники	Шамлугское месторождение	"		8	47,0	20	100,0		
	Ахтальское месторождение	"		11	21,0	22	50,0		
Всего по свите				27	41,0	70	81,0	8	29
5. Верхний вулканогенный горизонт шахтахтской свиты. Андезитовые порфириты и их вулканические брекчии	Алавердское месторождение	Байос-бат		14	56,0	42	95,0	4	74,0
6. Свита пироксеновых (авгитовых) порфиритов	Алавердское месторождение	Бат		10	36,8	9	100,0	5	24,0
7. Полимиктовые аркозовые песчаники	Подножье г. Лалвар	Келловей		9	19,8	12	46,0	5	15,0
8. Мандельштейновые порфириты и их лавобрекчии	Подножье г. Лалвар	"		9	57,0	18	130,0		
9. Авгитовые порфириты и их лавобрекчии	Подножье г. Лалвар	Оксфорд		10	117,0	21	180,0	6	130,0
10 Фиолетовые туфы	Подножье г. Лалвар	Оксфорд (?)—эоцен		5	23,6	5	30,0	5	16,0
11. Туфы, туфопесчаники	Подножье г. Лалвар	Эоцен		4	17,5	8	66,0		
12 Андезитовые порфириты их туфы и вулканические брекчии	Подножье г. Лалвар	"		10	19,6	15	80,0		
13. Субвулканические липарито-дациты	Вершина г. Лалвар	"		11	12,5	24	16,0	5	14,0
Мезозойские субвулканические и интрузивные породы									
Кварцевые плагиопорфиры	Правобережье р. Дебед, у ж. д. ст. Ахтала		163±4	10	29,4	20	34,0	5	17,0
	Участок Воскесар (Кзыл-Таш)			9	70,8	9	75,0	4	150,0
Альбитофиры									
Плагиогранит-порфиры, микроплагиограниты, альбит-порфиры, кварцевые-альбитофиры	Шамлугское месторождение уч. Жанк		140±5	9	23,6	18	27,0	5	18,0
				9	12,9	27	23,0	7	14,0
Всего по альбитофирам				18	18,3	45	24,0		
Плагиограниты	Ахпатский массив		142±6	5	18,7	15	22,0	5	32
Кварцевые диориты, реже граводиориты	Шиох-Кохбский массив		133±8	10	14,4	14	21,0	5	28
	Чочканский массив		132±4	8	38,0	19	80,0	5	108,0
Розовые граниты	Чочканский массив			10	23,4	18	50,0		
Жильные породы основного и среднего состава (габбро-диабазы, габбро-порфириты и др.)				10	82,0	20	116,0		

* Средние значения по данным кали-аргонового метода по Г. П. Багдасарину и Р. Х. Гукасяну [3].

род средней юры к верхней и далее, к значительному его падению в эоценовых образованиях. Эта тенденция имеет место как в кислых, так и в основных и средних породах района.

Устанавливается сквозная геохимическая специализация на медь вулканогенных пород средней и, особенно, верхней юры, мезозойских субвулканических кварцевых плагиопорфиров, а также жильных пород основного и среднего состава. Локально специализированы на медь гранитоиды Чочканского массива. Альбитофиры и главная масса гранитоидных интрузий, с которыми большинство исследователей генетически (парагенетически) связывают колчеданное оруденение района характеризуются близкларковыми или же нижекларковыми содержаниями меди. Таким образом, повышенные концентрации меди в породах не могут являться прямыми индикаторами их металлогенетической специализации.

В различных по составу породах фоновые содержания меди, как правило, возрастают по мере приближения к рудоносным объектам. В этом отношении заслуживает внимания повышенные фоновые содержания меди в породах Чочканского массива, в кварцевых плагиопорфирах Воскесарского участка и в оксфордских авгитовых порфиритах юго-восточного склона г. Лалвар.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 20.XI.1969.

Վ. Հ. ՊԱՐՈՆԻԿՅԱՆ, Գ. Մ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

ՊՂՆՁԻ ԲԱՇԽՈՒՄԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՄԱՍ ԱԼԱՎԵՐԴՈՒ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ

Ուսումնասիրվող շրջանի ապարներում պղինձն ունի խիստ անհավասարաշափ բաշխում։ Նկատվում է նրա պարունակությունների ղգալի անկում հիմնայինից դեպի թթու կազմի ապարները։ Հրաբխածին ապարների հաստվածքում այդ տարրի պարունակությունն աճում է միջին յուրայից դեպի վերինը և այնուհետև նվազում էոցենի հասակի առաջացումներում։ Դրանից բացի, նույնատիպ ապարներում պղնձի միջին պարունակությունները զգալիորեն աճում են հանքավայրերին կից տեղամասերում։

Միջին և վերին յուրայի հրաբխածին, ինչպես նաև հիմնային կազմի երակային առաջացումները հանդիսանում են պղնձով գնոքիմիապես մասնագիտացված ապարներ, այն դեպքում, երբ շրջանի ալբիտոֆիրներում և գրանիտոիդներում ի հայտ են բերված կլարկին մոտիկ կամ նրանից ցածր պարունակություններ։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Азарян Н. Р.* Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1963.

2 *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении, Изд. «Айпетрат», 1958.
3. *Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х.* Об абсолютном возрасте магматических пород Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, т. XIX № 5, 1966.
4 *Баласанян С. И.* К петрографии интрузивных пород Алавердского района Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ наук, т. XIV, № 1, 1961.
5 *Вартапетян Б. С.* Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1965.
6. *Виноградов А. П.* Распределение химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1962.
7. *Грушевой В. Г.* Медные месторождения Алавердского района ССР Армении (Закавказье). Тр. ЦНИГРИ, вып. 36, Л.—М., 1935.
8 *Казарян Г. А.* Жильные породы Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. XII, № 6. 1959.
9. *Казарян С. В.* Новые данные о границе распространения эоцена и юры в пределах Алавердского района Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
10 *Лебедев А. П., Малхасян Э. Г.* Юрский вулканизм Армении. Изд. «Наука», М., 1965
11 *Магакьян И. Г.* Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН Арм. ССР, 1947
12 *Меликсетян Б. М.* Петрографические и геохимические особенности молибденоносных комплексов Мегринского плутона (Армянской ССР). В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». Изд. «Недра», М., 1964.
13 *Меликян Р. Л.* О взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма (на примере юрско-неокомского магматизма Алавердского рудного района). Известия АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле. т. XXI. № 1—2, 1966.
14. *Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А.* Алавердский рудный район Изд. АН Арм. ССР, 1967.
15. *Налбандян Э. М., Пароникян В. О.* О рудовмещающих породах Алавердского месторождения. Известия АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, т. XXI, № 6, 1966.
16 *Ноккольдс С. Р., Митчелл Р. Л.* Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд. И.Л. М., 1952.
17. *Паджян Г. О.* О кохбской гранодиоритовой интрузии. Известия АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
18. *Сандела Э. Б., Голдич С. С.* Редкие металлы в некоторых американских изверженных породах. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд. И.Л. М., 1952.
19 *Сопко П. Ф.* Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
20. *Butler B. S., Burbank W. S.* The Copper Deposits of Michigan. U. S. Geol. Surv Prof. Paper, 1929.
21. *Broderick T. M., Hohl C. D.* Differentiation in Traps and Ore Deposition, Econ Geol. XXX, 1935.
22. *Goldschmidt V. M.* Geochemistry. Oxford. 1954.
23 *Grout F. F.* Keweenaven Copper Deposits. Econ. Geol., V, 1935.
24. *Reed J. C.* Nickel Content of an Alaskian Basic Rock. U. S. Geol. Surv. Bull. 1939.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 55—62, 1971

УДК 552.18

М. Т. БОЯДЖЯН

ХЛОРСОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ РАЗДАНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В последние годы получены новые данные о широком распространении хлорсодержащих минералов на контактово-метасоматических кобальт-никелевых и, особенно, железорудных месторождениях, что свидетельствует о значительном участии хлора в процессах гипогенной минерализации [4, 5, 7, 8].

Проведенные нами исследования руд и околорудных метасоматитов Разданского железорудного месторождения выявили значительное распространение хлорсодержащих минералов—скаполита, амфиболов и апатита, на основании чего можно судить о возможных галоидных формах переноса железа при формировании месторождения.

Разданское железорудное месторождение приурочено к контакту двухфазового гранитоидного интрузива верхнеэоценового возраста с эоцен-верхнемеловой вулканогенно-осадочной толщей. Образование скарнов и магнетитовых руд происходило по породам вулканогенно-осадочной толщи, преимущественно по известнякам, а также по габбро-диоритам, относящимся к первой фазе внедрения интрузива.

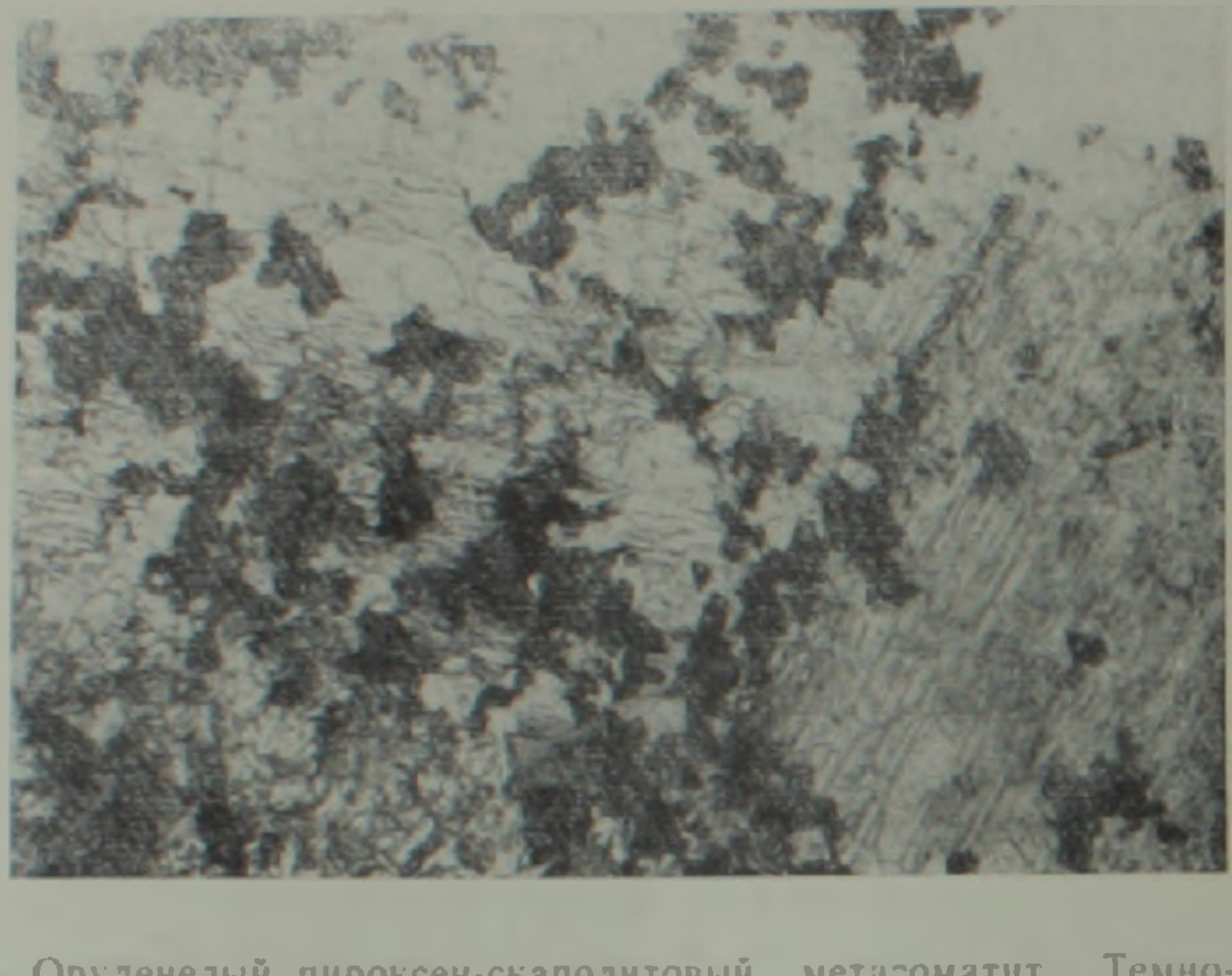
Скаполит встречается на месторождении спорадически. Будучи наиболее высокотемпературным минералом скарнов, он развивается преимущественно в участках, прилегающих к контакту с гранитоидной интрузией, слагая пироксен-скаполитовые и, в значительно меньшей степени, гранат-пироксен-скаполитовые метасоматиты. Скаполитсодержащие породы образуются исключительно по алюмосиликатным изверженным породам, главным образом, по габбро-диоритам, реже—по порфиритам.

Скаполит ассоциирует обычно с пироксеном—салитом (содержание геденбергитовой составляющей—38—42%); в некоторых случаях в этой ассоциации присутствует гранат, который характеризуется повышенной железистостью (68—70% андрадитовой составляющей). Взаимоотношения, наблюдаемые между пироксеном, гранатом и скаполитом, указывают на близко-одновременное их образование с, возможно, несколько более ранним выделением последнего (фиг. 1).

Скаполит образует средне- и мелкозернистый агрегат, сложенный призматическими, таблитчатыми и неправильной формы зернами величиной от 0,1 до 2—3 мм.

Состав скаполита, определявшийся по данным химического анализа (табл. 1) и оптических измерений (табл. 2), колеблется в небольших пределах—от 23 до 32% содержания мейонитовой составляющей; более натриевым составом характеризуется скаполит, встречающийся в ассоциа-

ции с гранатом. Постоянство состава скаполита обусловлено, вероятно, примерно одинаковыми условиями активности углекислоты, при которых образовались скарны [3], хотя состав плагиоклаза, по которому он образуется, колеблется в заметных пределах (№№ 28—45).



Фиг. 1. Оруденелый пироксен-скаполитовый метасоматит. Темно-серое—пироксен, черные выделения—магнетит, белое—скаполит. Светло-серые прожилковидные выделения в скаполите с низким рельефом—анальцим. Прозрачный шлиф, ув. 28х, 6/а.

При наложении более низкотемпературных стадий гидротермального процесса скаполит замещается обычно анальцимом (фиг. 1) и кальцитом, в незначительной степени—кварцем и эпидотом. В некоторых случаях отчетливо наблюдаются процессы перекристаллизации, проявляющиеся в образовании мелких прожилков перекристаллизованного скаполита, пересекающего ранний пироксен-скаполитовый метасоматит.

Спектроскопически в скаполите Разданского месторождения обнаружены примеси: Mn—0,02%, Ni—0,004%, Co—0,001%, Ti—0,5%, V—0,02%, Cr—0,025%, Zr—0,003%, B—0,002%, Sc—0,001%, TR—0,008%.

Присутствие хлора в заметных количествах отмечается также в амфиболах Разданского месторождения. Их образование связано как с ранними метаморфическими процессами в контактовом ореоле гранитоидной интрузии, так и с более поздними процессами, обусловленными деятельностью рудоносных гидротермальных растворов.

Ранний *амфибол* стадии роговикования представлен обыкновенной роговой обманкой, образующей изометричные или несколько вытянутые кристаллы величиной в сотые, реже десятые доли миллиметра. Плеохроизм: Ng—зеленый, буровато-зеленый; Np—серый, бледно-зеленый. Показатели преломления колеблются: $n = 1{,}665—1{,}678$; $n_p = 1{,}647—1{,}655$; $C:Ng = 19—24°$.

Амфиболы, связанные со скарново-рудным процессом, более разнообразны по составу и представлены роговыми обманками, характеризую-

Таблица 1

Химический состав скаполита

Окислы	1		2	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO_2	54,40	905	55,22	919
TiO_2	0,48	6	—	—
Al_2O_3	21,82	214	23,18	227
Fe_2O_3	0,39	3	—	—
FeO	не опр.	—	—	—
MnO	0,12	1	—	—
MgO	не опр.	—	0,21	5
CaO	7,86	140	7,97	142
Na_2O	7,16	115	9,04	146
K_2O	1,86	20	0,88	9
H_2O+	2,56	142	0,17	10
H_2O-	0,10	—		
CO_2	1,54	35	1,20	27
SO_2	0,07	1	—	—
F	0,10	5	—	—
Cl	2,15	60	2,76	78
Σ	100,61		100,63	
$-O=Cl_2, F_2$	—0,49		—0,63	
	100,12		100,00	
n_0	1,555		1,555	
n_e	1,541		1,541	
Me %	31		32,3	

1 — обр: № 306 из Раздаиского м-ния; 2 — скаполит из Южной Норвегии (D. M. Show, The geochemistry of scapolite. J. petrol., vol. 1, 218—285, 1960)

ющимися значительными колебаниями состава, и актинолитом. В гранатовых и гранат-пироксеновых скарнах они образуют отдельные зоны, жилы и пятнистые обособления амфибол-эпидотовых метасоматитов. Последние сопровождают магнетитовое оруденение на начальных ступенях водносиликатной стадии метасоматоза, с которой связаны промышленные скопления магнетитовых руд месторождения. По мере развития рудного процесса состав роговых обманок существенно меняется с образованием на поздних ступенях амфибола актинолит-тремелитового ряда. Роговые обманки развиваются по гранатовым и гранат-пироксеновым скарнам, местами—по пироксен-скаполитовым метасоматитам; представлены они преимущественно сильно вытянутыми кристаллами, образующими лучистые и радиально-лучистые агрегаты, окрашенные в зеленый цвет разных тонов—от сине-зеленого до желтовато-зеленого (фиг. 2). В некоторых случаях при процессах замещения происходит перекристаллизация скарнового граната с возникновением более железистой разновидности, устойчивой в этой ассоциации.

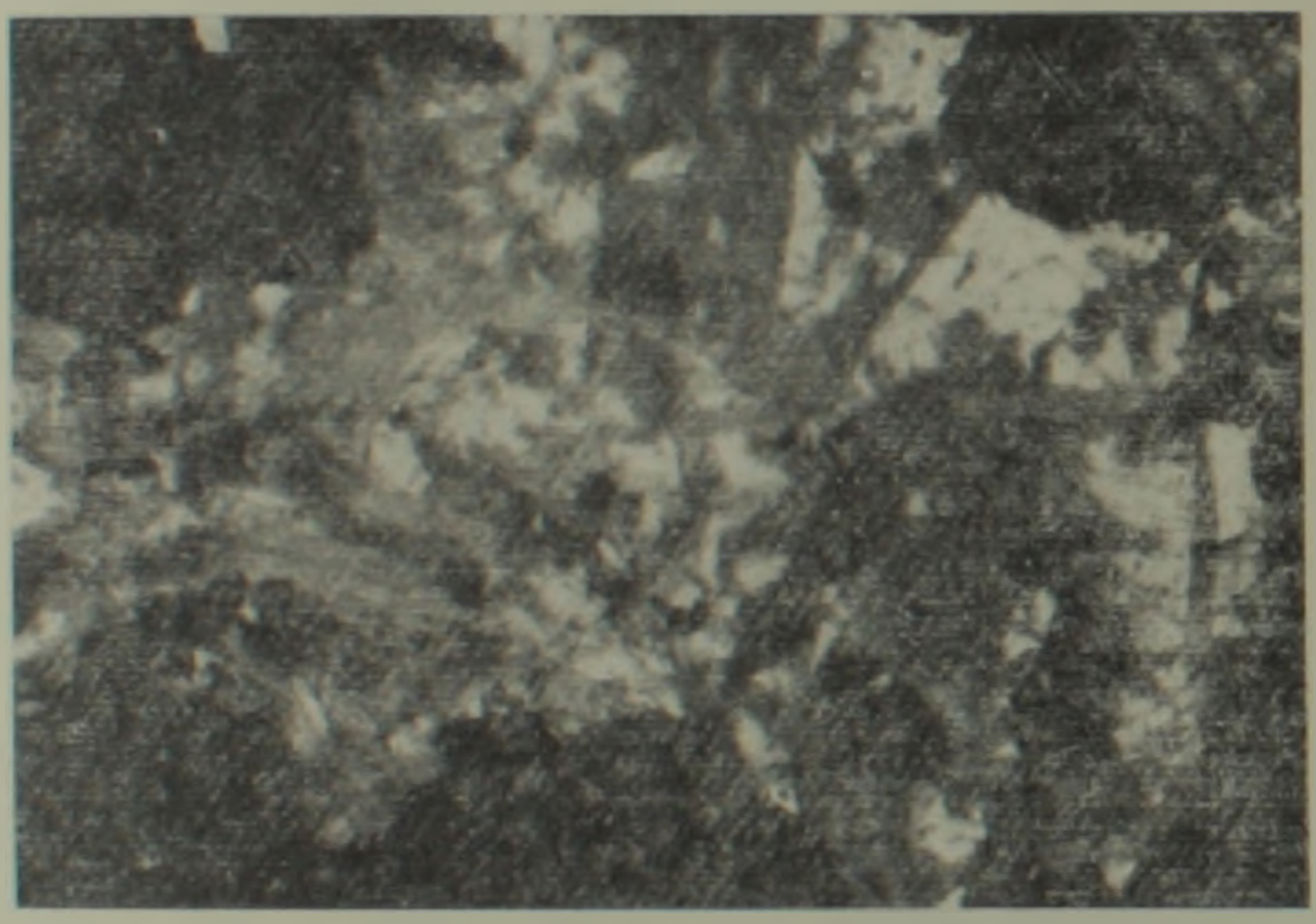
Таблица 2

Оптические свойства и состав скаполитов Разданского месторождения*

№№ обр.	Показатели преломления		$n_0 - n_e$	Me %
	n_0 (±0,002)	n_e (±0,002)		
306	1,555	1,541	0,014	30
777	1,555	1,540	0,015	30
402	1,558	1,542	0,016	32
156	1,555	1,539	0,016	30
346	1,553	1,539	0,014	26
676	1,555	1,541	0,014	30
576	1,555	1,540	0,015	30
143	1,550	1,537	0,013	23

* Состав определялся по диаграмме А. Н. Винчелла и Г. Винчелла (Оптическая минералогия, ИЛ, М., 1953).

№№ 306 (скв. 15), 777 (скв. 6), 402 (скв. 48), 156 (скв. 23), 346 (скв. 26), 576 (скв. 38)—скаполиты из пироксен-скаполитовых метасоматитов по габбро-диориту; № 676 (скв. 45)—скаполит из пироксен-скаполитового метасоматита по порфириту; № 143 (скв. 7)—скаполит из гранат-пироксен-скаполитового метасоматита по габбро-диориту.



Фиг. 2. Призматические выделения гастингсита (серое), ассоциирующие с магнетитом (черное). Прозрачный шлиф, ув. 28х б/а.

Как уже отмечалось, на начальных ступенях водносиликатной стадии метасоматоза роговые обманки сопровождают магнетитовое оруденение этой стадии. Эта тесная связь отражается на их составе и соответственно физических свойствах, а именно: по мере удаления от рудной залежи состав роговой обманки становится менее железистым, что проявляется в изменении окраски и оптических свойств. Судя по цвету [2, 6, 9]—от сине-зеленого до травяно-зеленого, состав роговых обманок колеблется в значительных пределах. Результаты химического анализа и

пересчета химической формулы образца № 301 интенсивно окрашенной сине-зеленой роговой обманки (табл. 3) показывает, что она характеризуется повышенной железистостью, заметным содержанием хлора (0,96%) и замещением Si на Al в отношении, близком 6:2. Приведенная

Таблица 3

Химический состав и оптические свойства амфиболов Раздайского месторождения*

Окислы	Обр. № 301		Обр. № 503		Обр № 410	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO_2	40,20	669	38,24	636	52,74	877
TiO_2	0,48	6	0,96	12	0,18	2
Al_2O_3	11,45	112	17,09	167	2,00	19
Fe_2O_3	9,37	80	1,98	29	2,20	13
FeO	14,54	202	12,75	177	15,26	212
MnO	0,32	4	0,18	2	0,06	—
MgO	3,26	89	8,13	202	13,55	336
CaO	14,41	257	12,81	228	11,30	202
Na_2O	0,88	12	0,54	9	0,54	9
K_2O	1,38	14	0,18	8	0,18	8
Cl	0,96	27	0,57	16	0,14	4
F	не обн.	—	0,10	5	0,10	5
H_2O+	2,10	116	2,69	149	2,01	112
H_2O-	0,06	—				
Сумма	99,41		99,22		100,26	
	−0,96		−0,67		−0,24	
	98,45		98,55		100,02	
Количество ионов в пересчете на 24 атома (O, OH, Cl, F):						
Si	6,09	8,06	5,69	8,11	7,67	8,01
Ti	0,02		0,11		0,01	
Al	1,91		2,31		0,33	
Al	0,13	4,27	0,68	4,61	—	5,02
Fe^{3+}	1,45		0,52		0,23	
Fe^{2+}	1,84		1,58		1,85	
Mn	0,04		0,02		—	
Mg	0,81		1,81		2,94	
Ca	2,33	2,80	2,04	2,34	1,76	2,06
Na	0,22		0,16		0,16	
K	0,25		0,14		0,14	
OH	2,11	2,36	2,67	2,85	1,96	2,01
Cl	0,25		0,14		0,02	
F	—		0,04		0,03	
n_k	1,729		1,692		1,660	
n_p	1,711		1,670		1,635	
2V (−)	44°		65°		80°	

* Химические анализы выполнены М. А. Шишковской (химическая лаборатория биологического факультета МГУ). № 301 — гастингситовая роговая обманка, № 503 — обыкновенная роговая обманка, № 410 — актинолит.

в табл. 4 рентгенограмма того же образца проявляет большое сходство с рентгенограммой гастингсита и Кольского полуострова [1]. Полученные данные позволяют отнести вышеописанную роговую обманку к хлорсодержащей гастингситовой разновидности.

Таблица 4

Рентгенограммы роговых обманок из Разданского месторождения и гастингсита из Кольского полуострова*

1		2		3		
I	d/n	I	d/n	I	hkl	d/n
10	3,143	10	3,148	10	310	3,140
6	2,198	6	2,171	7	171	2,203
7	1,663	8	1,650	8	461; 601; 621	1,659
6	1,449	5	1,445	9	442; 661; 533	1,450
6	1,307	6	1,321	6	0.14.0; 643	1,303

* Приведены наиболее характерные линии (дифрактометр УРС-50 и Fe—антикатод). 1—обр. № 301 гастингситовая роговая обманка, 2—обр. № 503 обыкновенная роговая обманка, 3—гастингсит из Кольского полуострова [1].

Роговые обманки Разданского месторождения характеризуются значительными колебаниями показателей преломления (n_g =1,729—1,685) и соответственно железистости, что свидетельствует о наличии постепенных переходов между высокожелезистыми гастингситовыми роговыми обманками и обыкновенными роговыми обманками. Выделение этих двух разновидностей роговых обманок не разобщено во времени, а в пространстве очень часто наблюдается их чередование. Интересны наблюдения над изменениями габитуса и одновременно окраски роговых обманок в пространстве, обусловленные колебаниями их состава [10]: интенсивно окрашенные в сине-зеленые тона удлиненные кристаллы более железистых разностей (фиг. 2) постепенно переходят в травяно-зеленые кристаллы менее железистых разностей, характеризующихся более изометричным обликом. Такое изменение габитуса кристаллов, как предполагает Б. В. Чесноков [10], объясняется усилением «боковых» связей в решетке амфибола вследствие замещения двухвалентных катионов (Mg^{2+} Fe^{2+}) трехвалентными (Fe^{3+}, Al^{3+}).

Актинолит имеет значительно меньшее распространение. Он образует обособленные зоны и прожилки часто в виде довольно крупнозернистых агрегатов в измененных габбро-диоритах и околоскарновых пироксен-плагиоклазовых породах, интенсивно замещая пироксен; встречается также в скарнах в ассоциации с хлоритом, кальцитом и поздним магнетитом в виде радиально-лучистых и спутанно-волокнистых агрегатов светло-зеленого цвета различных оттенков: от изумрудно-зеленого до светло-зеленого. Оптические свойства актинолита: $n_к$ =1,650—1,675; n_p =1,627—1,655, C:Ng=18—20°, что свидетельствует о значительных колебаниях состава (28—65% железистой составляющей). Пересчет хи-

мического анализа образца актинолита (табл. 3) из жильной зоны в измененных габбро-диоритах показывает незначительное содержание в нем Al, замещающего Si^{4-} и его полное отсутствие в шестерной координации, что позволяет отнести его к ряду актинолит-тремолит [1].

Таким образом, по мере развития рудного процесса происходит закономерная эволюция состава амфиболов: от высокожелезистой гастингситовой роговой обманки с повышенным содержанием хлора к слабожелезистым актинолитам с незначительным содержанием хлора.

В амфиболах Разданского месторождения спектроскопически установлены примеси: V, Cd и Co—0,01—0,03%, Sn—0,1—0,3%, Ga, Ba и Cu—0,001—0,003% и Mo—0,0001—0,0003%.

Хлор в небольших количествах концентрируется также в акцессорном апатите, который постоянно встречается в магнетитовых рудах и безрудных метасоматитах.

Апатит на Разданском месторождении представлен двумя генерациями. Ранняя генерация образуется в скарновую стадию и имеет относительно широкое распространение в пироксен-плагиоклазовых околоскарновых метасоматитах; в сравнительно меньшей степени встречается в скарнах. Апатит этой генерации представлен бесцветной мелкозернистой разностью, образующей обычно небольшие скопления зерен неправильной формы. Вторая генерация апатита развивается в водносиликатную стадию метасоматоза и сопровождает магнетитовое оруденение этой стадии. Апатит этой генерации распространен шире и образует более крупные скопления обычно хорошо оформленных кристаллов коротко-призматического габитуса. Ассоциирует с амфиболом, эпидотом, хлоритом и магнетитом водносиликатной стадии образования. По составу апатит относится к гидроксил-фтор-хлор-разновидности с преобладанием фтор-апатитовой составляющей—55—60% (n_0=1,645—1,649; n_e=1,642—1,645).

Спектроскопическое исследование апатитов выявило присутствие в них примесей: Ti—0,1%, Mn—0,01% и элементов редкоземельной группы: Ce, La, Y, Yb—0,1—0,01%.

Приведенные данные о хлорсодержащих минералах Разданского месторождения позволяют говорить о значительном участии галоидов и, в частности, хлора при процессах гипогенной минерализации. При этом, следует отметить, что содержание хлора особенно возрастает по мере развития скарново-рудного процесса в водносиликатную стадию, когда происходит его заметная фиксация в широко распространенных на месторождении амфиболовых и амфибол-эпидотовых метасоматитах, сопровождающих магнетитовую минерализацию этой стадии.

НИГМИ

Поступила 12.III.1970.

Մ. Թ. ԲՈՅԱՋՅԱՆ

ՀՐԱԶԴԱՆԻ ԵՐԿԱԹԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՔԼՈՐ ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՂ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԸ

Ամփոփում

Հոդվածում բերված է Հրազդանի երկաթի հանքավայրի քլոր պարունակող միներալների՝ սկապոլիտի, ամֆիբոլների և ապատիտի մանրամասն նկարագրությունը։ Սկապոլիտի բաղադրությունը բնութագրվում է մարիալիտային բաղադրիչի նկատելի գերակշռությամբ (Ma_{68-77} Me_{32-23}) և քլորի բարձր պարունակությամբ՝ 2,15 տոկոս։ Նկարագրված ամֆիբոլներից մեկի բաղադրության վերաբերյալ բերված տվյալները թույլ են տալիս դասել նրան գաստինգսիտային հորնբլենդի քլոր պարունակող տարատեսակին, որը գրականության մեջ հայտնի է «դաշքեսանիտ» անվան տակ։ Ապատիտը դասվում է հիդրօքսիլ-ֆտոր-քլոր տարատեսակին։

Քլոր պարունակող միներալների ներկայությունը հանքաքարի և մերձհանքային մետասոմատիտների մեջ վկայում է հալոիդների և մասնավորապես քլորի նշանակալի մասնակցության մասին հիպոգեն միներալացման պրոցեսում և թույլ է տալիս դատել երկաթի տեղափոխման հնարավոր ձևերի մասին հանքավայրի ձևավորման ժամանակ։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гинзбург И. В.* Гастингсит зоны щелочно-гранитного метасоматоза и изоморфизм в моноклинных амфиболах. Тр. Мин. музея АН СССР, вып. II, 1961.
2. *Дир В. А.* Состав и парагенезис роговых обманок комплекса Глен Тинт в Першире. Переводы по геологии и пол. ископ., Л., 1940.
3. *Жариков В. А.* Зависимость сосуществующих составов скаполита и плагиоклаза от глубинности. ДАН СССР, т. 170, № 4, 1966.
4. *Иноцкаев Ю. В.* Скаполит и процесс скаполитизации на Хайлеолском железорудном месторождении. Матер. по геол., петрографии и пол. ископ. Зап. Сибири, Томск, 1962.
5. *Крутов Г. А., Виноградова Р. А.* Хлоргастингситы магнетитового месторождения Одиночное в Восточном Саяне. ДАН СССР, т. 169, № 1, 1966.
6. *Меланхолин Н. М.* Об окраске амфиболов. ЗВМО, сер. № 2, ч. 85, вып. 2, 1966.
7. *Новоселова Л. Н.* Амфибол гастингсит-дашкесанитового ряда Акатуевского месторождения (Вост. Забайкалье). ЗВМО, ч. 90, вып. 2, 1961.
8. *Онтоев Д. О.* Хлорсодержащие минералы—скаполит и дашкесанит из Хавуаксинского месторождения (Тува). ЗВМО, ч. 87, вып. 1, 1958.
9. *Соболев В. С.* Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотита, роговой обманки и ромбического пироксена. Минер. сб. Львовского геол. о-ва, № 4, 1950.
10. *Чесноков Б. В.* О связи облика кристаллов амфиболов с их химическим составом. ЗВМО, вып. 4, 1966.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 63—72, 1971

УДК 622.831

Е. Г. ЗАВРИЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ГОРНЫХ ПОРОД НА ПОДЗЕМНЫЕ СООРУЖЕНИЯ

Для исследования в натурных условиях напряженного состояния горных пород и грунтов представляет интерес метод динамометрического разреза, который заключается в последовательном бурении скважин с установкой динамометров [4]. Этот метод в отличие от известного способа разгрузки не требует определения величины модуля деформации горной породы. Измерительная площадка образуется бурением в породе скважин, непосредственно соприкасающихся друг с другом. В скважинах плотно цементируются стальные динамометры, таким образом выработанная порода заменяется стальной площадкой из динамометров. Отличительной особенностью метода является такая последовательность работ, чтобы при бурении не оставались в горной породе большие полости неподкрепленные динамометрами.

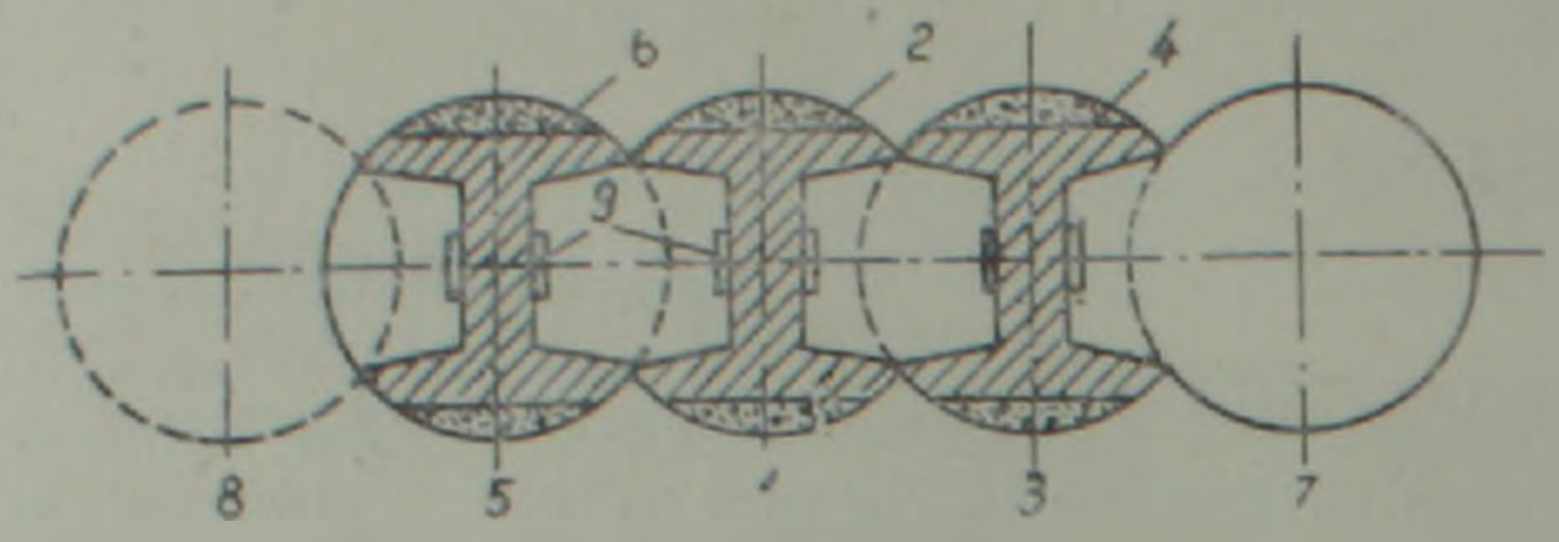
Благодаря этому, при высокой жесткости динамометров, не создается сколь либо существенного нарушения работы породного массива. Характерно также, что при достаточно больших размерах измерительной площадки, в работу вовлекаются элементы массива, существенно отдаленные от места бурения. Таким образом, фактическая активная зона горной породы, влияющая на результаты измерения может значительно, во много раз, превышать диаметр разбуриваемых скважин. Это позволяет применять метод динамометрического разреза и в неоднородных породах типа конгломератов или брекчий, а также для бетонных обделок туннелей.

На фиг. 1 показана последовательность работ при методе динамометрического разреза. Цифрами 1, 3, 5, 7 и 8 обозначены порядковые номера скважин. Установка динамометров двутаврового профиля и заполнение цементным раствором—цифрами 2, 4, и 6. Тензометры сопротивления представлены индексом 9.

По мере расширения фронта бурения, активная зона горной породы, загружающая динамометр 2 постепенно возрастает, вовлекая в работу новые пласты горной породы, отдаленные от плоскости разбуриваемых скважин. Будет возрастать и нагрузка на динамометр до тех пор, пока разбуривание новой пары скважин по краям зоны измерений не даст эффективного результата.

В прочных горных породах не имеющих чрезмерных напряжений можно ограничиться установкой динамометров с перерывами, т. е. буровые скважины могут лишь касаться друг друга, или же можно оставить часть скважин пустыми. Вэтом случае целесообразно применять такую

последовательность расположения скважин, когда при первоначальном бурении остаются целики породы между скважинами, разбуриваемыми во вторую очередь.



Фиг. 1. Стадии работ по устройству измерительной площадки.

Очевидно, чтобы повысить точность измерений, надо увеличить число скважин бурения с целью вовлечь в работу значительный объем горной породы.

В предыдущей работе [4] теоретическим путем определено количество скважин, необходимое для получения точности, достаточной для решения практических задач. Вывод был сделан в предположении, что модуль упругости горной породы весьма незначителен по сравнению с высокой жесткостью динамометров. Для прочных горных пород или для случая измерения напряжений в бетонных обделках необходимо учитывать в процессе измерения деформацию сжатия динамометров и цементного заполнителя между динамометром и стенками скважины. Задаваясь толщиной стенки стального двутаврового динамометра 8 мм при диаметре скважины 50 мм можно внести соответствующие коррективы в формулы (5) и (6) упомянутой работы.

Напряжение в массиве измеряемые динамометрами определяются согласно следующих зависимостей.

Случай 1. Исследуемый массив находится в гидростатическом поле напряжений:

$$\sigma_{дин} = \frac{(1-\mu^2)\frac{E_д}{E}(n-0{,}56)}{(1-\mu^2)\frac{E_д}{E}n+7{,}84}\cdot p, \quad \text{где} \tag{1}$$

p — начальное напряжение в массиве.

E и μ — модуль деформации и коэффициент Пуассона горной породы,

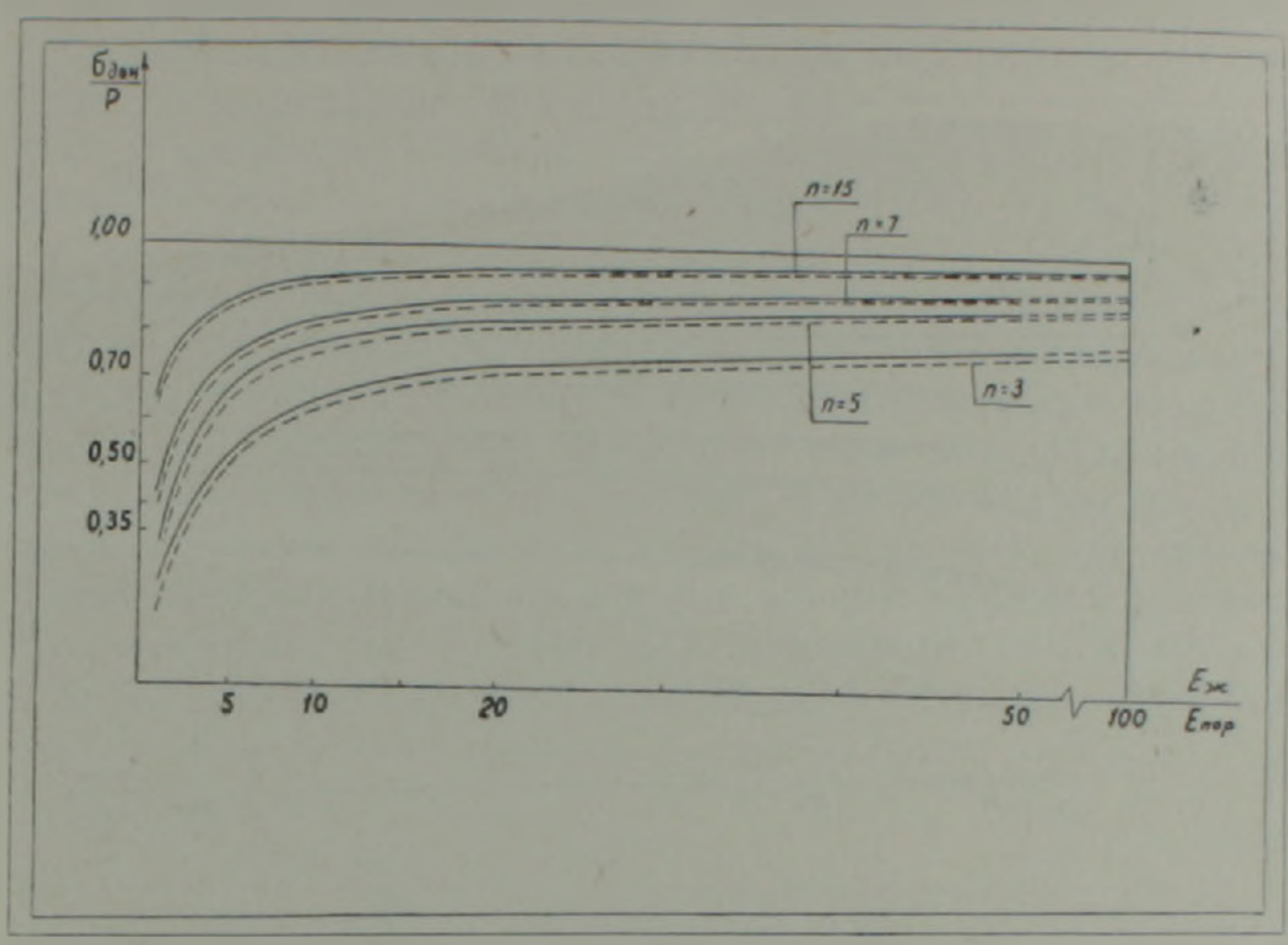
$E_д$ — модуль деформации материала динамометра.

На фиг. 2 показаны графики, построенные по этой формуле.

Случай 2. Массив породы находится в одноосном поле напряжений интенсивностью p

$$\sigma_{дин} = \frac{(1-\mu^2)\frac{E_д}{E}(n-1{,}29)}{(1-\mu^2)\frac{E_д}{E}n+7{,}84}p.$$

На основании этой формулы построены графики фиг. 3, откуда видно, что точность измерений изменяется незначительно при колебаниях коэффициента поперечной деформации в пределах от 0,2 до 0,4 т. т. е. в два раза.

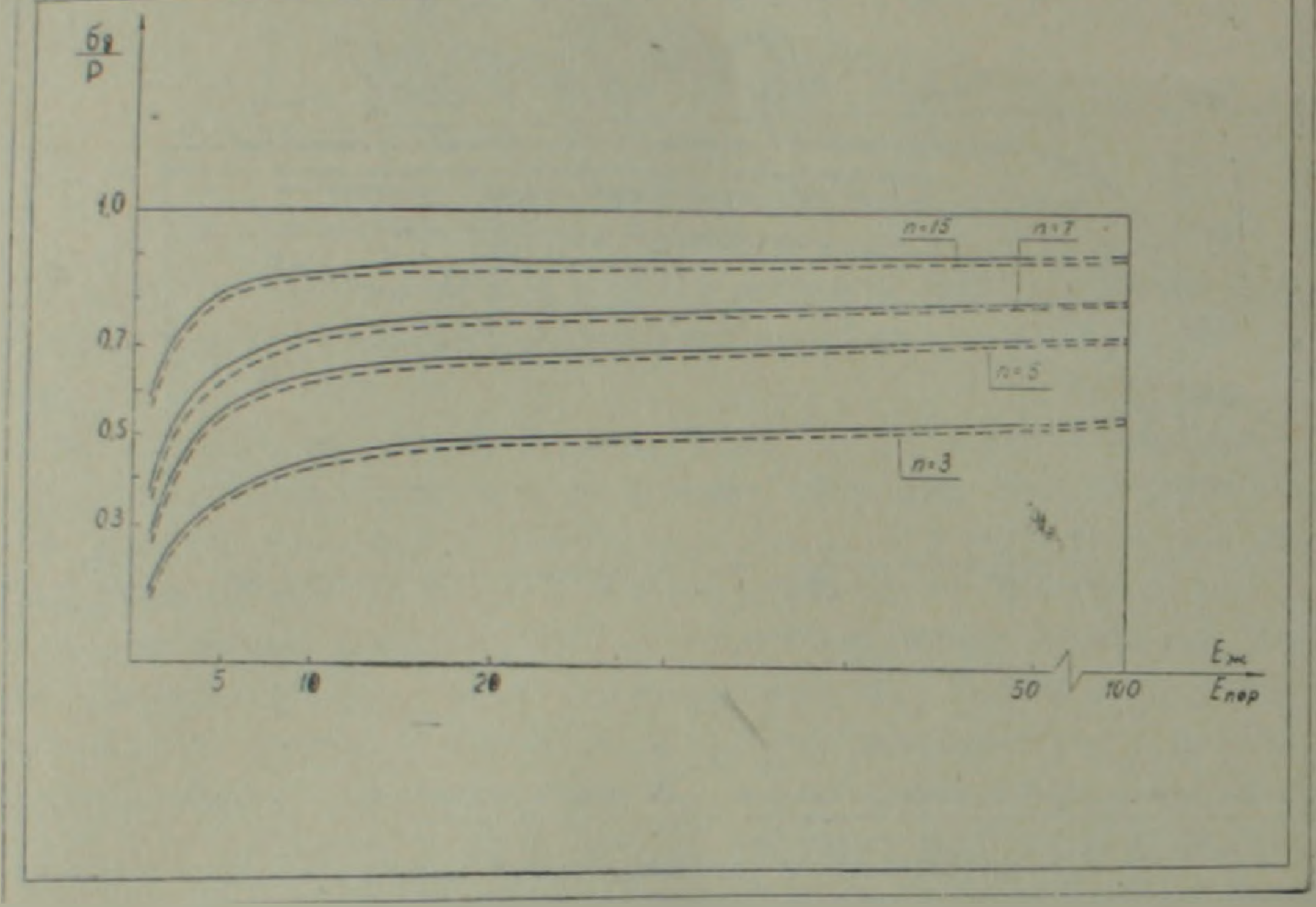


Фиг. 2. Случай гидростатического поля напряжений. Отношение напряжения в массиве измеряемого динамометрами к начальному напряжению массива в зависимости от соотношения модулей упругости стали и горной породы. Сплошные линии—при $\mu=0{,}2$; пунктирные—при $\mu=0{,}4$; n—число скважин.

Для случая гидростатического поля напряжений (фиг. 2) при бурении 7 скважин для массива с модулем упругости 40 000 кг/см², т. е. $\frac{E_{ж}}{E_{пор.}}=50$, измеряемая величина напряжений достигает 90% от начального. Аналогично для массива с модулем деформации 200 000 кг/см² отношение $\frac{\sigma_{дин}}{p}$ снижается до 80%. Таким образом, в упомянутом случае метод динамометрического разреза целесообразно применять для горных пород с модулем деформации менее 200 000 кг/см².

Для случая одноосного равномерного поля напряжений (фиг. 3) при тех же величинах модулей деформаций, величина $\frac{\sigma_{дин}}{p}$ становится существенно меньше и равняется соответственно 80% и 72%. т. е. для второго случая эффективность измерений ниже, чем для первого. Во втором случае метод динамометрического разреза по описанной схеме пригоден лишь для горных пород с модулем деформаций ниже 40 000 кг/см²:

В случае одноосного равномерного поля напряжений, если известно направление действия одноосного равномерного напряжения, как это, например, обычно имеет место для туннельных обделок, то высоту активной зоны породы можно легко увеличить. Для этой цели по краям измерительной площадки можно обурить перпендикулярные к ней прорези, что дает очертание опытного блока по форме буквы «Н».



Фиг 3. Случай одноосного равномерного поля напряжений

Метод «Н»-образного динамометрического разреза

По этому методу были определены напряжения в обделке туннеля Татевской ГЭС в зоне интенсивного горного давления. Все полевые исследования проводились нами совместно со ст. инж. Г. М. Петросяном. Опытам предшествовал период подготовительных работ. Были изготовлены корпуса динамометров в виде стальных двутавров, высотой 34 мм, длиной 100 мм, с толщиной стенки 8 мм. Стенка двутавра снабжалась датчиками сопротивления, наклеенными на динамометр в двух створах. Каждый створ состоял из двух последовательно соединенных датчиков, наклеенных с обеих сторон стенки. Это позволило устранить влияние возможного эксцентриситета сил действующих на динамометр. После опробования ряда способов, удачная гидроизоляция получена покрытием датчиков эпоксидной смолой. Из 64 датчиков, установленных в туннеле за время эксперимента (около 1 месяца), ни один тензометр не вышел из строя. Все изготовленные динамометры проходили тарировку под прессом в лаборатории, которая показала сравнительно близкую характеристику работы отдельных динамометров.

Исследования в забое № 3 ставились в августе 1969 г. на кольце обделки, забетонированном в 1966 г. и имеющем интенсивные деформации от горного давления

Бетон обделки имел следующий состав:

марка бетона 150 с осадкой конуса 2—3 см

Состав бетона на 1 м³:

щебень шинуайрский—828 кг,

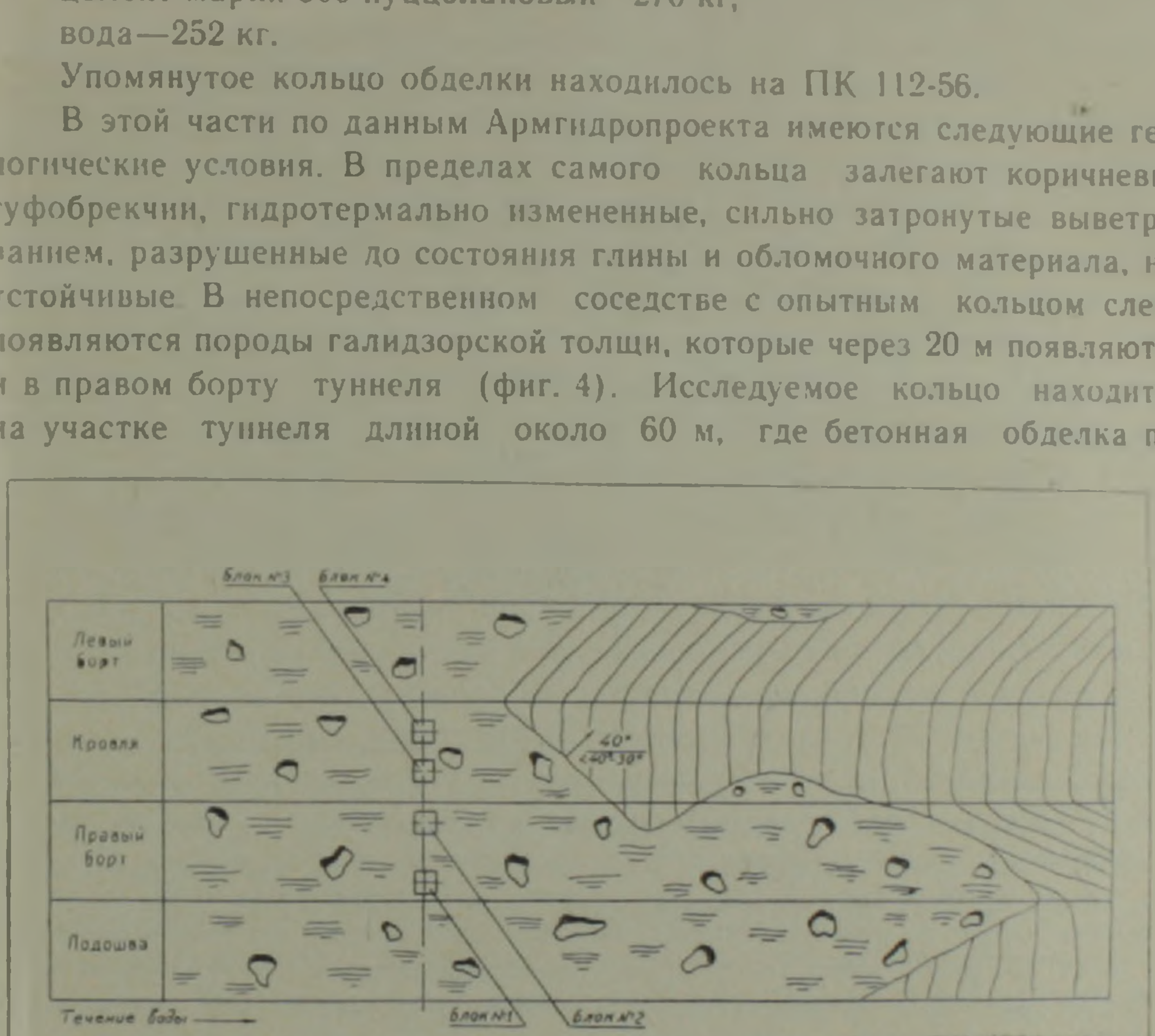
песок шинуайрский—635 кг,

цемент марки 500 пуццолановый—270 кг,

вода—252 кг.

Упомянутое кольцо обделки находилось на ПК 112-56.

В этой части по данным Армгидропроекта имеются следующие геологические условия. В пределах самого кольца залегают коричневые туфобрекчии, гидротермально измененные, сильно затронутые выветриванием, разрушенные до состояния глины и обломочного материала, неустойчивые. В непосредственном соседстве с опытным кольцом слева появляются породы галидзорской толщи, которые через 20 м появляются и в правом борту туннеля (фиг. 4). Исследуемое кольцо находится на участке туннеля длиной около 60 м, где бетонная обделка по-



Фиг. 4 Геологические условия опытного участка 1. Туфобрекчии коричневые, гидротермально измененные, сильно затронутые выветриванием, разрушенные до состояния глины и обломочного материала, неустойчивые. 2 Галидзорская толща—глины, суглинки и супеси серые, буровато-серые, коричневые с мелкими обломками различных скальных пород, уплотненные, слабо устойчивые.

лучила интенсивное трещинообразование. Отмечается подвижка стен, особенно правой стены, внутрь туннеля и подъем подошвы выработки до

30 см. На упомянутом опытном кольце и далее по трассе отмечается в ключе свода также выкол бетона глубиной до 10 см в виде полосы шириной 70 см, идущей вдоль туннеля.

Очертание обделки туннеля после деформации силами горного давления, показано на фиг. 5а по данным маркшейдерских измерений. На опытном кольце были устроены четыре измерительных блока по способу Н-образного динамометрического разреза.

Фиг. 5. Схема измерений методом Н-образного разреза: а) Очертание обделки после деформации от горного давления и схема расположения четырех опытных блоков; б) Вид на опытный блок № 2 изнутри туннеля: Д—опорные динамометры, 2—буровые скважины, А—граница активной зоны для скважин 6 и 7; в) Разрез опытного блока Д—динамометры, 1—заполнение цементным раствором, 2—заполнение резиновым рулоном, 3—вероятное положение трещины в обделке, С1, С2—створы тензометров сопротивления первого динамометра, С1 и СII—створы измерений второго динамометра.

Работа на блоке начиналась с проходки пневматическим бурильным молотком двух параллельных скважин диаметром 50 мм с оставлением целика породы между ними, равного диаметру скважины. В этих двух скважинах плотно цементировались (фиг. 5, б) динамометры Д, образующие в дальнейшем левую и правую опоры опытного блока. Через месячный срок после этого приступили к обуриванию в бетоне обделки опытного блока. Сначала бурились пять скважин по горизонтальной плоскости; они показаны на фиг. 5, б под номерами 1—5. Ввиду высокой прочности бетона обделки, последние скважины не снабжались динамометрами. На этом этапе работ блок находился в стадии плоского дина-

мометрического разреза. Далее пробурили скважины по обеим вертикальным плоскостям до получения стадии, показанной на фиг. 5, б. Отметим, что по производственным причинам, бурение скважин производилось без точного соблюдения принципа строго симметричного расположения скважин.

По окончании описанных работ, из бетона обделки получились вырезанными два уступа, заделанные основаниями в массив бетона и упирающиеся в два ряда динамометров горизонтальной прорези. Эти приборы, загружаемые усилиями от начальных напряжений бетона, условимся называть левой и правой опорами опытного блэка. Высота активной зоны загружающей опоры не равняется высоте вырезанного бетонного столбца, так как в работе участвует и часть массива бетона, находящаяся вблизи блока; высота этой активной зоны определяется согласно положениям, отмеченным в работе [4].

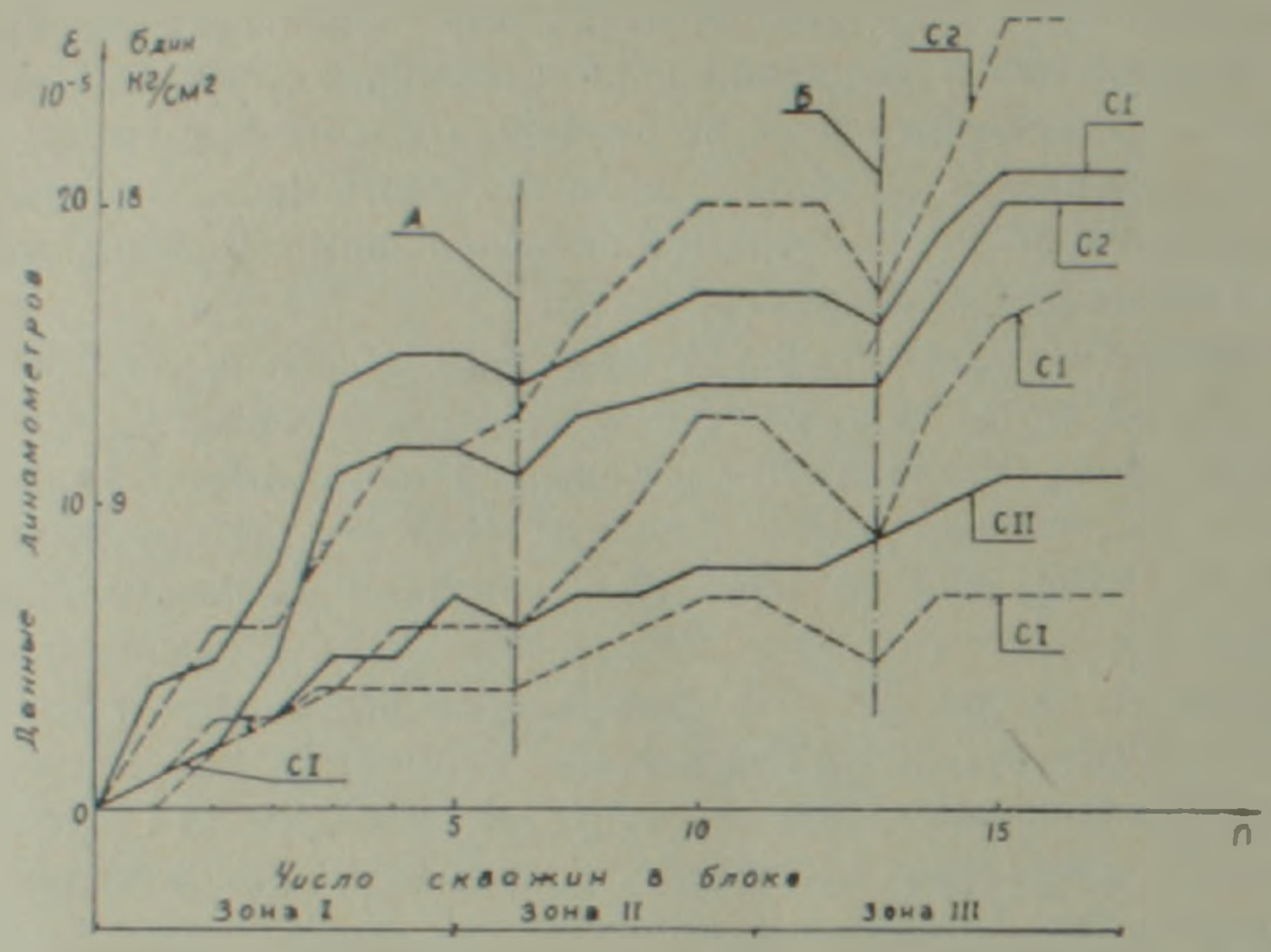
На продольном разрезе блока (фиг. 5, в) показано, что каждая опора образована двумя динамометрами, примыкающими к устью скважины. Общая длина скважины 30 см. Концевая часть заполнялась рулоном, свернутым из листовой резины с целью увеличить глубину прорези.

Данные измерений на блоке № 2 показаны на фиг. 6. Измерения производились после проходки каждой скважины, очередность бурения которых видна на фиг. 5, б. На графиках, по вертикальной оси отложены величины относительной деформации по створам тензометров сопротивления. На основании данных тарировки приборов, эти величины пересчитаны к напряжениям в бетоне, измеряемых динамометрами.

Графики фиг. 6 имеют достаточно закономерный характер. Это особенно относится к левой опоре (сплошные линии). Показания динамометра (фиг. 5, в) лежащего у внутренней грани стены туннеля (створы I и 2) значительно больше данных динамометра, расположенного в глубине скважин (створы I и II). Это вполне увязывается с расположением опытного блока № 2 в месте, где, благодаря трещине, образуется концентрация напряжений у внутреннего волокна обделки. Значительная доля от общего напряжения получена для стадии завершения бурения скважин горизонтальной прорези (зона I). Отдаленные от динамометров скважины вертикальных прорезей мало влияют или не влияют на динамометры. Это позволило отказаться от дальнейшего удлинения вертикальных прорезей.

Представляет интерес аномалия, ясно видная на графиках, когда бурение новых скважин вызывает уменьшение давления на динамометры. Аномалия для левой опоры связана с односторонним бурением сразу двух скважин с левой стороны блока (скважины 6 и 7 на фиг. 5, б), что создает асимметричный блок. Аналогично влияет на правую опору бурение двух односторонних скважин 12 и 13 (фиг. 5, б). Эта аномалия характерна для всех измерительных створов как левой, так и правой опоры опытного блока. Вероятной причиной здесь является сложная схема работы массива в начальной стадии перехода от плоского динамометрического разреза к опытному блоку намеченного очертания. Рассмотрим,

например, работу левой опоры при бурении двух односторонних скважин 6 и 7 (фиг. 5, б). До их бурения опоры были загружены активным слоем, высотой равной половине длины горизонтальной прорези [4]. Участок бетона между левой опорой блока и массивом работает подобно однопролетной балке, загруженной нагрузкой от начальных напряжений бетона. После проходки упомянутых двух скважин высота активной зоны очевидно существенно не меняется, т. к. скважины односторонние.



Фиг. 6. Измерения на створах динамометров опытного блока № 2. Сплошные линии—створы левой опоры, пунктирные—створы правой опоры. Зона I—скважины горизонтальной прорези, Зона II и Зона III—скважины вертикальных прорезей. А—аномалия деформаций при бурении слева двух скважин, Б—то же при бурении двух скважин с правой стороны.

В то же время нагрузка на опору уменьшается из-за устранения самого материала, находившегося на месте скважин, а также в связи с тем, что слева от данной опоры блока массив работает теперь как консоль. Очевидно, что материал, лежащий слева от линии А (фиг. 5, б) на данном этапе беспрепятственно разгрузится. Подсчитывая нагрузку от объема породы, потерянную по этим двум причинам, нетрудно показать, что левая опорная реакция должна уменьшиться на 1/6 по сравнению с первой стадией (зона I). Указанная на графиках аномалия показаний приборов в общем близка к этому пределу.

После бурения скважин 8 и 9 справа, опытный блок получает симметричную форму. Опоры блока загружаются начальными напряжениями вырубленного столбца бетона и давлением активной зоны самого массива, которая располагается теперь над столбцом бетона. Аномалия устранена (фиг. 6).

Аналогичное положение имеет место с правой опорой блока при бурении скважин 12 и 13.

Исследования на блоках № 3 и № 4 не показали существенных напряжений в сводовой части туннеля.

Измерения на опытном блоке № 1, расположенном в подошве стены обделки выявили, что напряжение по глубине скважины распределяется по равномерному закону. Величина опорных реакций левой и правой опоры также близки друг к другу, разница их составила только 13%. Измеренное напряжение в бетоне достигло 6,1 кг/см². При толщине стенки 65 см и равномерном законе распределения напряжений получаем опорную реакцию, равной 398 кг. Полупролет выработки равен 230 см. Отсюда вертикальная нагрузка на обделку составит 1,7 кг/см² или 17 т/м².

Выводы

Предложенный метод динамометрического разреза заключается в последовательном бурении скважин с установкой динамометров. Метод может быть применен и для неоднородных пород типа конгломератов или брекчий, а также для бетонных обделок. В работе показано, в какой мере влияет количество разбуренных скважин на точность метода. Определение давления слабых пород на подземные сооружения можно провести способом динамометрического разреза косвенным путем—измеряя существующее напряжение в бетонной обделке подземного сооружения и затем производя соответствующие расчеты. В туннеле Татевской ГЭС нами выявлены начальные напряжения в бетоне обделки и подсчитано горное давление в неустойчивых глинистых туфобрекчиях, равное около 20 т/м².

Проведенная работа показывает простоту осуществления метода динамометрического разреза в производственных условиях и его эффективность.

Отдел туннелей
НИС Гидропроекта

Поступила 23.1.1970.

Է. Գ. ՋԱՎՐԻՅԱՆ

ՍՏՈՐԵՐԿՐՅԱ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔՆԵՐԻ ՎՐԱ ԿԱՎԿԱՅԻՆ ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՃՆՇՄԱՆ ՈՐՈՇՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Առաջարկվող ուժաչափական կտրվածքի մեթոդը հանգեցնում է հորատանցքերի հաջորդական փորմանն ու նրանց մեջ ուժաչափերի տեղադրմանը։ Այդ մեթոդով հորատանցքերի վրա անկայուն ապարների գործադրած ճնշումը կարելի է որոշել անուղղակի ճանապարհով՝ չափելով ստորերկրյա կառույցի բետոնապատման լարվածությունը և կատարելով հետագա հաշվարկումներ։

Տաթևգիսի թունելի բետոնապատված մասերում մեր կողմից բացահայտված են սկզբնական լարվածությունների մեծությունները, որոնց հիման վրա հաշվարկված է անկայուն կավային տուֆաբրեկչիաներում գոյություն ունեցող լեռնային ճնշման մեծությունը—20 տ/մ^2։

Կատարված հետազոտություններն ապացուցում են արտադրական պայմաններում ուժաչափական կտրվածքի մեթոդի կիրառման դյուրինությունը և

ЛИТЕРАТУРА

1. *Давыдов С. С.* Расчет и проектирование подземных конструкций. «Стройиздат», М., 1950.
2. *Дандуров М. И.* Тоннели. «Трансжелдориздат», М., 1952.
3. *Евдокимов П. Д.* Проектирование и эксплуатация хвостовых хозяйств обогатительных фабрик. «Госгортехиздат», М., 1960.
4. *Завриян Е. Г.* Силовые методы исследования напряженного состояния массивов горных пород. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1968.
5. *Завриян Е. Г.* Определение первоначальных напряжений в крепи горных выработок методом разгрузки. В сб. «Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых». Изд. «Наука», Новосибирск, № 3, 1970.
6. *Лиманов Ю. А.* Метрополитены. «Трансжелдориздат», М., 1960.
7. *Тер-Степанян Г. И.* О длительной устойчивости склонов. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1961.
8. *Эристов В. С., Мазур А. М.* Подземные работы и улучшение скальных оснований плотин. Изд. «Энергия», М., 1966.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 73—82, 1971

УДК 551.4

Լ. Ն. ՋՈՀՐԱԲՅԱՆ, Գ. Ս. ԱԲՐԱՀԱՄՅԱՆ, Տ. Ս. ԳՆՎՈՐԳՅԱՆ

ԼԵՌՆԱՅԻՆ ՌԵԼԻԵՖԻ ՄԻ ՔԱՆԻ ՀԱՍԿԱՑՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Հայերեն գիտական գրականության մեջ և դասագրքերում հաճախ հանդիպում ենք երկրի մակերևույթի, հատկապես լեռնային ռելիեֆի այս կամ այն տիպի ու տարրի վերաբերյալ նույն հասկացության տարբեր անվանակոչումների կամ տարբեր հասկացությունների միանման մեկնաբանման։ Այսպես. ռելիեֆի որոշակի մորֆոգրաֆիական տիպին, ասենք Գեղամա վահանաձև լեռնագոգավածին ոմանք անվանում են լեռնաշղթա, մյուսները՝ բարձրավանդակ, երրորդները՝ պարզապես լեռներ կամ՝ նույն ընդարձակ լեռնային մարզի (դիցուկ Հայկական լեռնաշխարհի) համար օգտագործվում են որպես համապատ՝ լեռնաշխարհ, բարձրավանդակ և սարահարթ տերմիններըւ Երբեմն էլ պատահում է հակառակը, երբ ռելիեֆի տարբեր բնույթի ու կարգի ձևերին տրվում է նույն տերմիններ։ Այս կարգի օրինակներից է վերջերս Ս. Պ. Բալյանի [2] *կողմից օգտագործված* «нагорье» *(բարձրավանդակ, ըստ նրա) հասկացությունը, որով հեղինակը կոչում է բնույթով ու մեծությամբ բոլորովին իրարից տարբեր երեք կարգի ռելիեֆ՝* «Армянское нагорье», «Армянское вулканическое нагорье» *և* «Варденисское нагорье», *ըստ որում, վերջինը մտնում է* Армянское вулканическое нагорье-*ի մեջ, որն իր հերթին կազմում է* Армянское нагорье-*ի բաղկացուցիչ մասը։ Նման օրինակները շատ են և վերաբերում են լեռնային ռելիեֆի ոչ միայն դրական, այլև բացասական ձևերին ու տիպերին։ Այս հանգամանքը բացատրվում է նախ նրանով, որ ռելիեֆն ուսումնասիրող գիտությունը՝ գեոմորֆոլոգիան մեզ մոտ նոր է զարգանում, այդ պատճառով մայրենի լեզվով գիտական տերմիններ դեռևս չենք մշակված։ Այնուհետև ռելիեֆի տարրերը բնութագրող մեզ հասած հայերեն տերմինները մշակվել են հիմնականում տարբեր մասնագիտության ներկայացուցիչների կողմից՝ երկրաբանների, հողագետների, օդերևութաբանների, պատմաբանների, ազգագրագետների, տնտեսական աշխարհագրագետների և այլնւ Ընդ որում, նրանց համար ռելիեֆի ձևերն ու տիպերը ունեցել են կամ ժամանակ նշանակություն իրենց հետաքրքրող հարցերը լուծելու համար, կամ թե մեկնաբանվել են ըստ իրենց մասնագիտության։*

Այս խնդրում պակաս դեր չի խաղացել նաև այն, որ հայերեն գեոմորֆոլոգիական տերմինները, շնչին բացառությամբ, թարգմանվել են ռուսերենից. կամ հարմարեցվել այդ լեզվում օգտագործվող տերմիններին, որը միշտ չէ, որ ճիշտ է բնութագրում ռելիեֆի այս կամ այն տիպը հայերենով։ Այդ առավել վերաբերում է լեռնային ռելիեֆին, որի բնութագրման համար ռուսական տերմիններն ամենամեծ սակավ են, քանի որ ռուս ժողովուրդը դարերի ընթացքում ապրելով հիմնականում հարթավայրերում, ստեղծել է բազմապիսի հասկացություններ և տերմիններ հարթավայրային ռելիեֆի ձևերի ու համալիրների վերաբերյալ (равнина, низина, низменность, впадина, блюдце, холм, кряж, овраг, пад *և այլն)։*

Լեռնային ռելիեֆի վերաբերյալ տերմինների մեծ մասը ռուսները փոխ են առել լեռնաբնակ ժողովուրդների բառապաշարից, որում կարելի է գտնել այդ ռելիեֆի ձևերը բնութագրող բազմաթիվ հասկացություններ։

Հայերը նույնպես լեռնաբնակ ժողովուրդ են և դարերի ընթացքում մշակել են լեռնային ռելիեֆի այս կամ այն ձևը, տիպը, կամ համալիրը բնութագրող բազում հասկացություններ։ Այսօր, մենք, շատ դեպքում մի կողմ դրած հայերեն բառապաշարում եղած հասկացությունները, աշխատում ենք թարգմանել կամ «ստեղծել» նոր տերմիններ, որոնք մեկի մոտ մի կերպ են հասկացվում, մյուսի մոտ՝ այլ կերպ։

Մենք ընդհանրապես դեմ չենք օգտագործելու որպես տերմիններ այն օտար բառերը, որոնք բնականորեն հայերենում ունենալ չենք կարող, քանի որ նրանցով բնութագրվող ռելիեֆի ձևերը և տիպերը մեզ մոտ բացակայում են, օրինակ՝ օվրագը[1], բեդլենդը[2], ադիրը, բալկան, բլյուդցան, ոխասը, ֆյորդը[3], մարշը, պլյաժը և այլն և այլն։

Մեր կարծիքով, մայրենի լեզվով տերմինների ստեղծման համար որպես ելակետ պետք է ընդունել հայերենում օգտագործվող համապատասխան բառերը, տալ դրանց որոշակի նշանակություն և գիտականորեն հիմնավորել։ Այս դեպքում չի բացառված, որ հոմանիշ բառերը նույնիսկ, կարելի է երբեմն դիտել որպես տարբեր հասկացություններ բնորոշող տերմիններ։ Օրինակ, սարը և լեռը նույն հասկացությունն է, սակայն գեոմորֆոլոգիայում նրանց կարելի է դիտել որպես ռելիեֆի տարբեր ձևեր բնութագրող տերմիններ։ Այսպես՝ սարը գեոմորֆոլոգիական առումով պետք է հասկանալ երկրամակերևույթի այն միաձույլ բարձրունքը, որը մեկուսացած վեր է խոյանում շրջապատի հարթության վրա (Մասիսները, Արայի լեռը, Հատիսը, Արտենին, Սիփանը, Նեմրութը և այլն), իսկ լեռը՝ լեռնաշղթայի առավել բարձրադիր հատվածը, մեկուսացած գագաթներով (Կապուտջուղը, Թեժլեռը, Խուստուփը և այլն)։ Ցույց և հակառա՞կը։ Չենք վիճում։

Սխալ չենք համարում նաև այնպիսի տերմինների ստեղծումը (օգտագործելով իհարկե հայերեն բառերը), որոնք բնութագրում են ռելիեֆի որոշակի տիպ։ Օրինակ, գիտական գրականության մեջ վերջերս մուտք գործած գոգհովիտ[4] բառը, որով բնութագրվում է լեռնային ռելիեֆին հատուկ այնպիսի գոգավորություն, որի հատակն ամբողջությամբ հովիտ է, այլ կերպ՝ գետահովտի լայնացած հատվածը (Փամբակի, Սիսիանի, Մարմարիկի և ուրիշ գոգհովիտներ)։ Ի տարբերություն գոգհովտի, միջլեռնային առավել ընդարձակ գոգավորությունների հատակը մորֆոլոգիական առումով լեռնադաշտ է (Արարատ-

---

[1] Մորֆոլոգիական առումով այն՝ ձորակ (այսինքն՝ փոքր ձոր) չէ, ինչպես սովորաբար թարգմանում են։ Ձորակը բնորոշ է լեռնային ռելիեֆին, իսկ օվրագը՝ հարթավայրին։ Այդ տերմինին առավել մոտ է հայերեն «խանդակ» բառը։

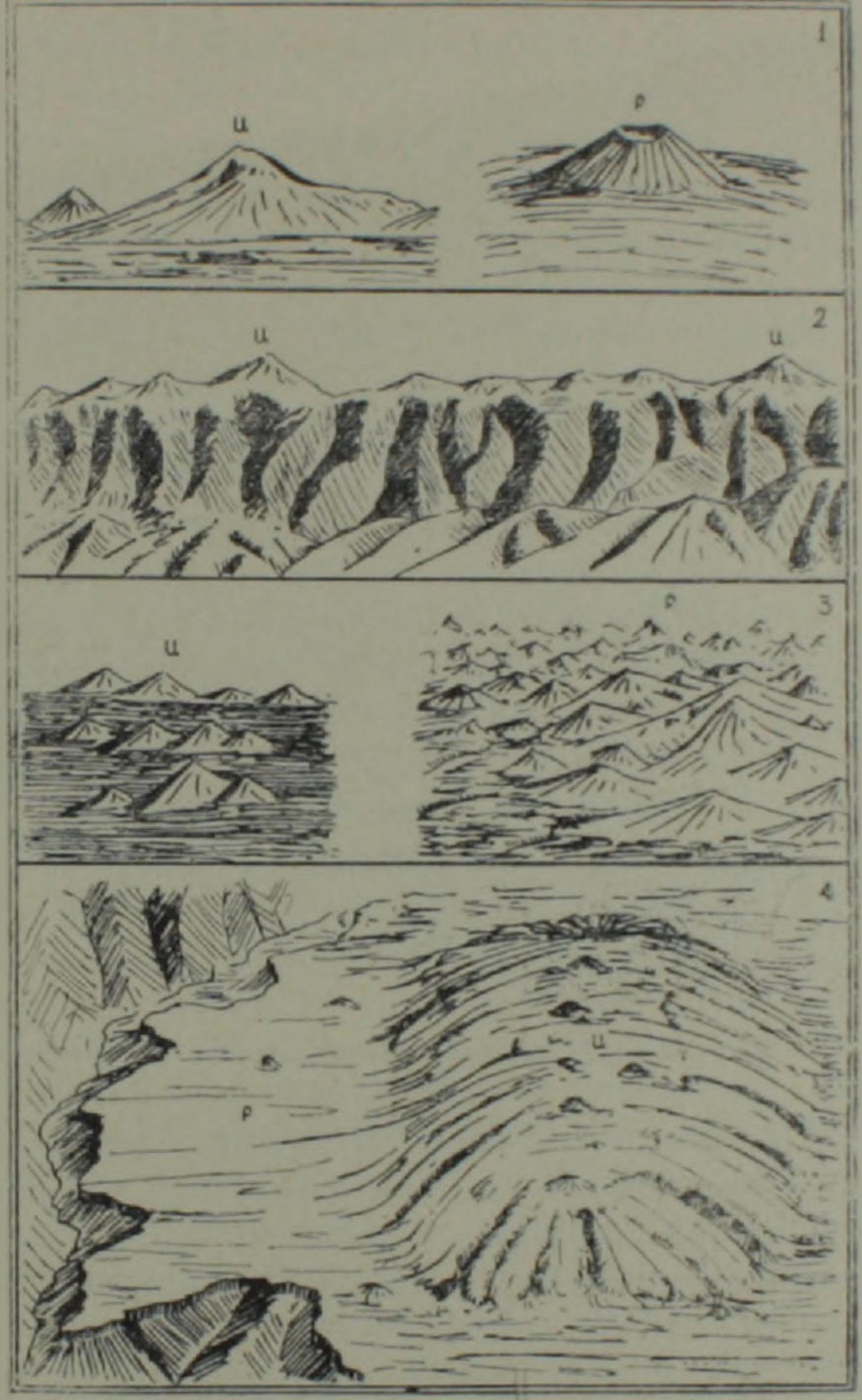
2 Հաճախ սխալ թարգմանում են որպես «վատահողը»։ Հարկ է նշել, որ ռելիեֆի այդ տիպում հող չկա, որ լինի լավ կամ վատ։

3 Երբեմն թարգմանում են «ծովախորշ», սակայն այն ծովախորշերի միայն մեկ տիպն է, որը բնորոշ է չորրորդական սառցապատման շրջաններին և մորֆոլոգիապես տարբերվում է սովորական ծովախորշերից։

4 Առաջին անգամ օգտագործել է Ն. Բ. Բաղդասարյանը 1950 թ. «Հայկական ՍՍՀ ֆիզիկական աշխարհագրություն» դասագրքում, այդ տերմինի տակ հասկանալով ընդհանրապես միջլեռնային գոգավորություն (Արարատյան, Լոռվա, Շիրակի և այլն)։

յան, Շիրակի, Մշո, Կարնո, Ալաշկերտի և այլն), իսկ հովիտն այնտեղ միայն մի նեղ գոտի է կազմում։

Տվյալ հոդվածով փորձ է կատարվում տալ լեռնային ռելիեֆին վերաբերող մի քանի հասկացությունների սահմանումը և նրանց գիտական հիմնավորումը։ Դա մեր կարծիքով որոշակի պարզություն կմտցնի հիշյալ հասկացությունների մեջ ու կնպաստի ռելիեֆի որոշ ձևերի վերաբերյալ տերմինների ստանդար-



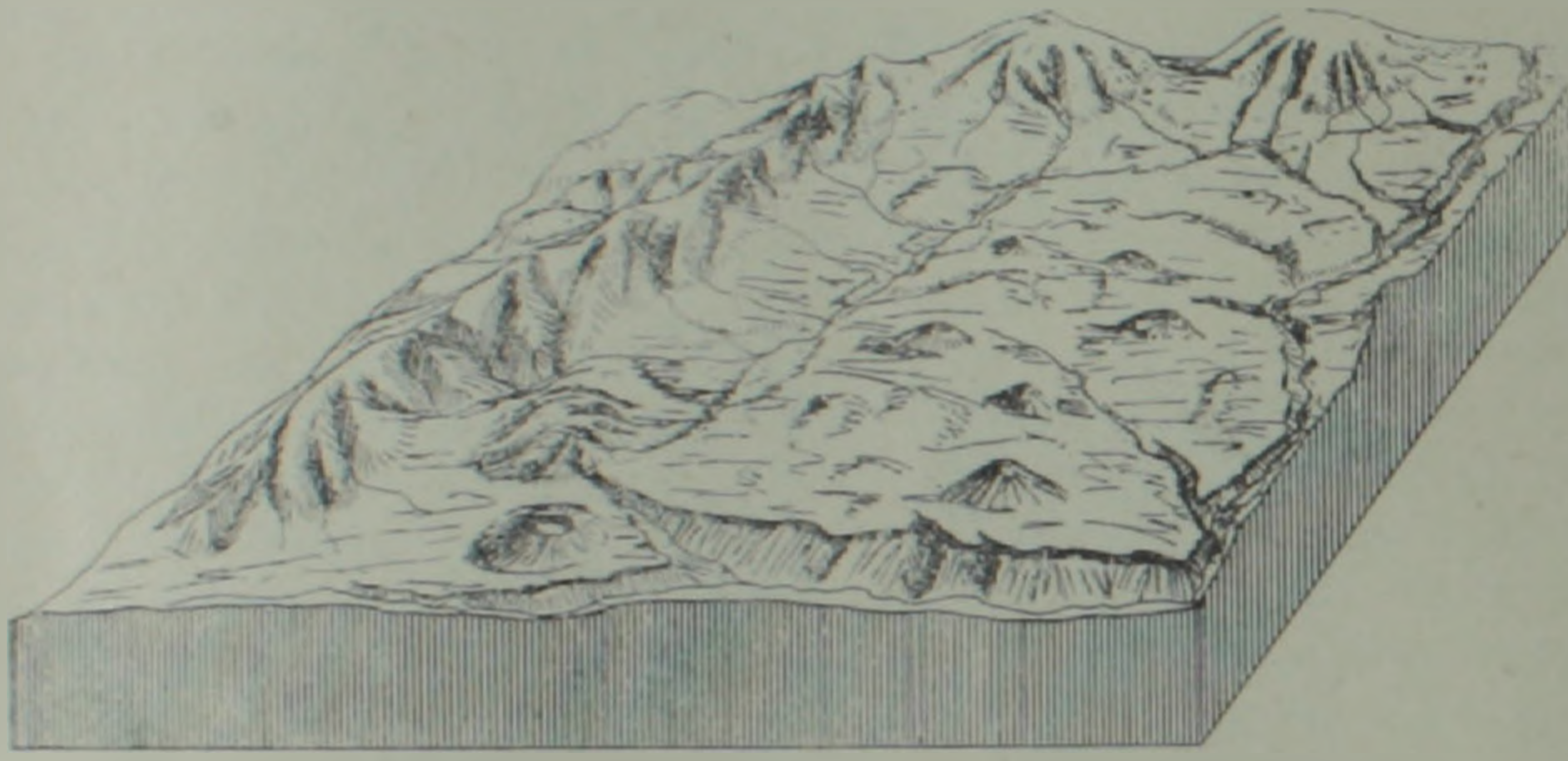
Նկ. 1 Ռելիեֆի ձևեր. (կազմ. Լ. Ն. Զոհրաբյան)

1. Սար—Ա.—մեկուսացած, վեր խոյացած գաշտի վրա, Բ.—նույնը, սարավանդի կամ լեռնավահանի վրա, 2. Լեռնաշղթա, Ա.—լեռ, 3. Լեռները—ցածրադիր, մեկուսացած «կղզյակներ» ձևով, Բ.—միջին բարձրության, անկանոն դասավորված, 4.—Ա.—լեռնավահան, Բ.—սարավանդ։

տացմանը։ Այս հարցը քննելիս ուղեցույց ունենք ռելիեֆի մորֆոգրաֆիական բնույթը, քանի որ մակերևույթի որևէ ձև, տիպ կամ համալիր նախ և առաջ մորֆոգրաֆիական հասկացություն է, և ոչ թե ծագումնաբանական (որին հաճախ առաջնություն են տալիս որոշ հեղինակներ)։ Օրինակ սարավանդը։ Այս

հասկացությամբ բնորոշվում է շրջապատի համեմատությամբ բարձրադիր, շատ թույլ մասնատված (կամ բոլորովին չմասնատված) ոչ այնքան մեծ հարթություն, որը քարափներով կամ զառիթափ լանջերով մեկ կամ մի քանի կողմից իջնում է դեպի կից ցածրադիր տերիտորիաները՝ դաշտավայրեր, լեռնադաշտեր և ձորեր: Սարվանդին համապատասխանում են ֆրանսերեն «plateau» (պլատո) [9] և գերմաներեն «Hochebene» [7] բառերը, որոնք նշանակում են «բարձրադիր հարթություն»: Ֆրանսերեն «պլատո» բառը նշված իմաստով օգտագործվում է նաև անգլերենում, գերմաներենում, ռուսերենում և այլն:

Սարավանդները ըստ մակերևույթի բնույթի կարող են լինել հարթ, ալիքավոր, թմբավոր, թմբա-բլրավոր և այլն, ըստ դիրքի՝ մերձհորիզոնական և թեք, իսկ ըստ ծագման՝ հրաբխային (Եղվարդի, Կոտայքի, Եռաբլրի, Կարմրաշենի), տեկտոնա-դենուդացիոն (Ուստ-Ուրտ), դենուդացիոն-կուտակումային (Սովետաշենի, Աղվանածորի, Կուսարի և այլն):



Նկ. 2. Կարսի սարահարթի բլոկ-դիագրամա (կազմ. Լ. Ն. Զոհրաբյան)

Սարավանդի հետ չպետք է շփոթել սարահարթը, ինչպես հաճախ նկատվում է մի շարք հեղինակների մոտ: Ճիշտ է, սարահարթը իր որոշ գծերով (շրջապատի համեմատ բարձր դիրքով, զառիթափ լանջերով և այլն) հիշեցնում է սարավանդին, բայց նրանից տարբերվում է ընդարձակությամբ և մակերևույթի չափավոր մասնատմամբ ու համեմատաբար ոչ այնքան հարթ բնույթով: Սարահարթը սովորաբար սարավանդների, փոքր զոգերի ու ոչ շատ խորը արկղաձև հովիտների ամբողջություն է: Ռելիեֆի դրական ու բացասական ձևերի բարձրությունների միջև եղած տարբերությունը սարահարթի վրա կարող է կազմել մինչև 200—250 մ, այն դեպքում, երբ սարավանդների մակերևույթում այն մի քանի տասնյակ մետրից չի անցնում: Սարահարթի համար բնորոշ են նաև մեկուսացած, երբեմն բավականին բարձր սարերը, որոնք ավելի են ընդգծում մակերևույթի անհարթությունը:

Սարահարթերն ըստ ծագման կարող են լինել ա) տեկտոնա-հրաբխային (Կարսի, Արտահանի, Արագածոտն[1] և այլն), որոնք հանդիսանում են հին,

[1] Արագածոտն սարահարթը Արագածի, Ախուրյանի և Արարատյան դաշտի միջև ընկած միջին բարձրության հրաբխային ռելիեֆի շրջանն է, որ ամբողջությամբ վերցրած ունի սարա-

համեմատաբար հարթված և թույլ բարձրացած մակերևույթներ, դրահապատված լավաներով և տուֆային կուտակումներով, բ) կառուցվածքային (Միջին-Սիբիրական², Կորդոֆան³ և այլն), առաջացած հորիզոնական շերտերից կազմված երկրակեղևի խոշոր բեկորի բարձրացման հետևանքով, որտեղ մակերեվույթի համեմատաբար հարթ բնույթը պայմանավորված է հենց երկրաբանական կառուցվածքով՝ չխախտված ապառաշերտերով և գ) դենուդացիոն (Իորա-Նաքիի⁴, Միանեի⁵ և այլն), որտեղ սկզբնական լեռնային ռելիեֆը վերափոխվել ու հարթվել է նորագույն պրոցեսների (տեկտոնական և հատկապես՝ դեստրուկտիվ) շնորհիվ։ Հայերեն «սարահարթ» հասկացությանը համապատասխանում են ռուսերեն «плоскогорье», գերմաներեն «Plateaugebirge» (կամ ««Hochfläche») [7] և անգլիերեն «table land» [1] տերմինները։

Մորֆոգրաֆիական առումով սարահարթից առավել բարդ կազմություն ունի բարձրավանդակը։ Այն համեմատաբար միատիպ ու միաձույլ ռելիեֆով լեռնային ընդարձակ տերիտորիա է, կազմված միևնույն բարձրադիր հիմքի վրա տեղադրված լեռնաշղթաներից, սարահարթերից, լեռնազանգվածներից, միջլեռնային գոգավորություններից, ձորերից և այլն, մակերևույթի դրական ու բացասական ձևերի բարձրությունների չափավոր (մինչև 1500 մ) ամպլիտուդայով։ Նման բարդ ռելիեֆի օրինակ է Հայկական հրաբխային բարձրավանդակը։

«Բարձրավանդակ» հասկացությանը համապատասխանում են գերմաներեն «Hochland» [7, 11] և անգլերեն «upland» [1] տերմինները։ Համապատասխան տերմին չգտանք ֆրանսերենում և ռուսերենում։ Հարկ է նշել, որ ռուսերեն լեզվում օգտագործվող «нагорье» տերմինի որոշ սահմանումներ մոտավորապես համապատասխանում են «բարձրավանդակ» հասկացությանը։ Դրանցից է Լ. Ս. Բերգի սահմանումը [3], ըստ որի «нагорье»-ն նշանակալից միջին բարձրություն ունեցող ընդարձակ բարձրացում է, որտեղ լեռնաշղթաներն ու առանձին լեռները հերթափոխվում են ցածրացումներով։ Վերջիններս հանդես են գալիս բարձրադիր հարթությունների, բարձրադիր թմբավոր շրջանների, բարձրադիր սարահարթերի, բարձրադիր հովիտների ու բարձրադիր գոգավորությունների ձևով։ Մի փոքր այլ է «Краткая географическая энциклопедия»-ում [6] տրված սահմանումը։ Այստեղ «нагорье»-ն դիտվում է որպես «нагорное плато» այսինքն՝ (լեռնային սարավանդ) և հանդիսանում է միջձարեադարձային և նրան մոտ աշխարհագրական լայնություններում գտնվող լեռնային երկրի ընդարձակ հատված, որտեղ զուգակցված են դենուդացիայով խիստ իջած լեռնաշղթաները և ծովի մակարդակի նկատմամբ բարձրադիր հարթությունները։

արթին բնորոշ գծեր՝ բարձրադիր է շրջապատի լեռնադաշտերի ու ձորերի նկատմամբ, դեպի ուր իջնում է զառիթափ լանջերով և բաղկացած է լավային ու տուֆային սարավանդներից (Շամիրամի, Կարմրաշենի, Թալինի և այլն), ոչ մեծ գոգերից ու արկղաձև հովիտներից, ինչպես նաև մեկուսացած հրաբխային սարերից (Արտենի, Կարմրաքար և այլն)։

² Վերջերս լույս տեսած Աշխարհի Ատլասում [8] այն ներկայացված է որպես «плато», որը համապատասխանում է հայերեն «սարավանդ» հասկացությանը։ Սակայն տվյալ դեպքում նրան սարավանդ անվանել չենք կարող, քանի որ իր մորֆոգրաֆիայով, ինչպես նաև մորֆոգենեզով ու մորֆոմետրիայով ավելի շուտ կառուցվածքային սարահարթ է, քան թե սարավանդ։

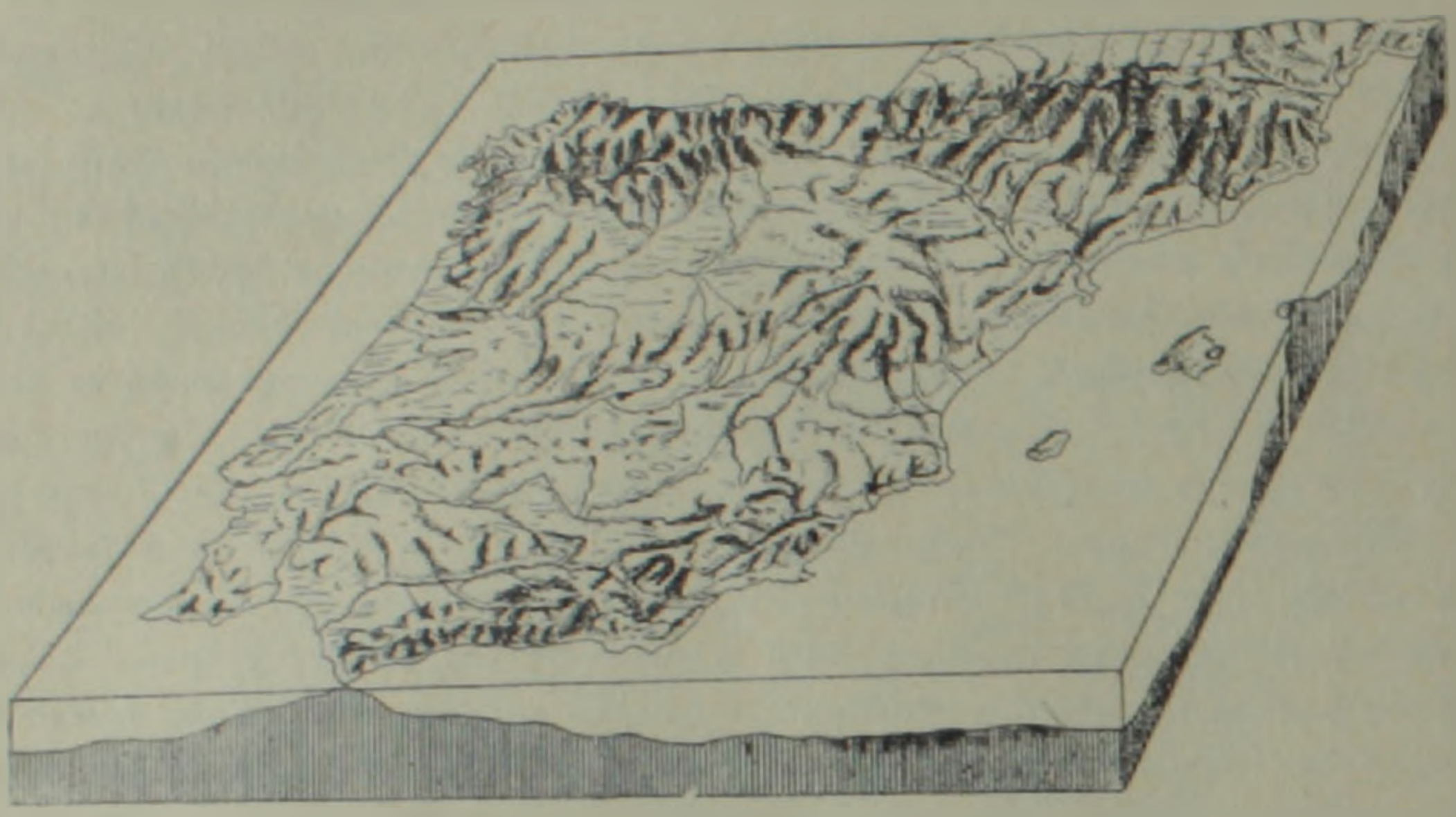
³ Աֆրիկայում։

⁴ Կուրի և Ալազանի միջև։

⁵ Իրանական Ադրբեջանում։

«Բարձրավանդակ» հասկացությունը համապատասխանում է նաև Ս. Պ. Բալյանի կողմից «нагорье» տերմինին տրված հրևք բացատրություններից հերկրորդը [2, էջ 23], որի համաձայն «нагорье»-ն դիտվում է որպես մեկ կամ մի քանի տիրապետող գործոնների շնորհիվ գոյացած համեմատաբար միատարր մակերևույթ ունեցող ցամաքի բարձրադիր հատված, որտեղ բնդհանուր առմամբ պահպանված է մորֆոլոգիական լանդշաֆտի միասնությունը

Այդ սահմանումներից առաջին հերկուսը հիմնականում համապատասխանում են Ս. Պ. Բալյանի կողմից «нагорье» տերմինին տրված հրևք բացատրություններից հերկրորդին [2, էջ 23], որի համաձայն «нагорье»-ն դիտվում է որպես մեկ կամ մի քանի տիրապետող գործոնների շնորհիվ գոյացած համեմատաբար միատարր մակերևույթ ունեցող ցամաքի բարձրադիր հատված, որտեղ բնդհանուր առմամբ պահպանված է մորֆոլոգիական լանդշաֆտի միասնությունը



Նկ. 3. Բարձրավանդակի (Իսպանական Մեսետա) բլոկ դիագրամա (կազմ. Լ. Ն. Զոհրաբյան)

Մյուս երկու սահմանումներում տրված են միայն բարձրավանդակին բնորոշ մի քանի գծեր՝ լեռնային ռելիեֆը, բնդարձակությունը և դրական ու բացասական ձևերի չափավոր ամպլիտուդան։ Նրանցում բացակայում է ռելիեֆի տիպը կամ կոմպլեքսը բնութագրող հիմնական տարրը՝ մորֆոգրաֆիան։

Այդ սահմանումները նույն հաջողությամբ կարելի է վերագրել նաև լեռնասիստեմին, սարահարթին, լեռնաշխարհին, որոնք նույնպես գտնվում են մերձարևադարձային լայնություններում, բնդարձակ են, ցամաքի բարձրադիր հատված են, բնորոշ են համեմատաբար միատարր մակերևույթով և բնդհանուր առմամբ պահպանում են մորֆոլոգիական լանդշաֆտի միասնությունը (իհարկե իրենց մասշտաբով)։

Բարձրավանդակները ըստ ծագման կարող են լինել տեկտոնա-հրաբխային (օրինակ, Հայկական հրաբխային բարձրավանդակը, Կենտրոնական Մեսան՝ Մեքսիկայում, Հաբեշական հրաբխային բարձրավանդակը) և տեկտոնա-դենուդացիոն (օրինակ, Խանգայը՝ Կենտրոնական Ասիայում, Ալդանինը՝ Սիբիրում, Մեսետան՝ Պիրինեյան Թերակղզում, Փոքր Ասիականը, Արևելա-Աֆրիկականը և այլն)։ Այսպիսով բարձրավանդակները կարող են լինել և՛ օրոգեն գոնաներում և՛ պլատֆորմաններում։

Լեռնային ռելիեֆի ամենամեծ և բարդ մորֆոգրաֆիական միավորը լեռնաշխարհն է։ Լեռնաշխարհ ասելով սովորաբար հասկացվում է բացառապես

օրոգեն գոնայում տեղադրված, շրջապատի նամեմատությամբ բարձրադիր. միասնական լայնաձակ տերիտորիա. ռելիեֆի համալիրների ու ձևերի մեծ բազմազանությամբ: Այն բաղկացած է լեռնասխտեմներից, բարձրավանդակներից, սարահարթերից, միջլեռնային գոգավորություններից, խոր ձորերից և այլն: *Ի տարբերություն բարձրավանդակների, լեռնաշխարհի մակերևույթն ավելի բարդ է ու բազմաձև և ունի բացասական ու դրական ձևերի բարձրությունների շատ մեծ ամպլիտուդա (մի քանի հազար մետր):*

Լեռնաշխարհների ծագումը պայմանավորված է միայն օրոգենեզով (տեկտոնիկա ու հրաբխականություն): Այս մորֆոգրաֆիական-լեռնագրական միավորը գենետիկական տարատեսակներ չունի:

«Լեռնաշխարհ» հասկացությանը առավել համապատասխանում է ռուսական «нагорье» տերմինը Ի. Ս. Շչուկինի [9] մեկնաբանմամբ, ըստ որի այն «Երջանկա տարածությունների նկատմամբ երկրի մակերևույթի բարձրադիր ընդարձակ հատվածն է, որն իր ներսում ի հայտ է բերում բարձրությունների մեծ և կտրուկ տատանումներ, պայմանավորված էրոգիոն խորը մասնատմամբ կամ տեկտոնական պրոցեսներով (ծալքագոյացում, խզվածքներ), (ընդգծումը մերն է — Լ. Զ., Գ. Ա., Ֆ. Գ.): «Нагорье» *տերմինի մոտավորապես նույն կարգի բացատրությունը տալիս է Ս. Պ. Բալյանը [2] (առաջին բացատրություն):*

Լեռնաշխարհ տերմինին գերմաններեն լեզվում համապատասխանում է «Gebirgsland» *(կամ «Bergland») բառը [7]: Հարկ է նշել, որ Ի. Ս. Շչուկինը [9] իր մեկնաբանմամբ «нагорье» տերմինին համապատասխան է համարում գերմաններեն «Gebirge», ֆրանսերեն «montagnes» և անգլերեն «mauntains» տերմինները: Սակայն վերջիններս, որ թարգմանաբար պարզապես նշանակում են լեռներ [1, 7, 11, 12] ավելի սազական են լեռնասխտեմներին (օրինակ Մեծ Կովկասին, Ջապրոսին, Պոնտական լեռներին և այլն), քան լեռնաշխարհ հասկացությունը:*

Լեռնային երկրներում, որտեղ մեծ տարածում ունի հրաբխային ռելիեֆը իր բազմազան ձևերով, հանդես է գալիս մակերևույթի դրական մի տիպ, որն իր բնույթով ու չափերով նման չէ վերը նկարագրվածներից ոչ մեկին: Մորֆոգրաֆիական և լեռնագրական առումով այն գմբեթի կամ փոր ինչ ձգված կամարի տեսք ունեցող, բլուրաձև կամ ձվաձև հիմով բարձրություն է, կատարային հարթ կամ թույլ ալիքավոր սարավանդով և փոխարեն, թույլ մասնատված ու ատիճանաձև լանջերով: *Ռելիեֆի այդ տիպն առաջացել է տեկտոնապես բարձրացած տարածին հիմքի վրա սփռված լավային հոսքերի միահյուսվելուց, որն ստեղծել է հսկա վահանաձև լեռնապանգվածներ. Գտնում ենք հարմար մակերևույթի այդ տիպն անվանել լեռնավահան, որի օրինակ կարող են ծառայել Արագածի, Եղնախաղի, Գեղամա, Վարդենիսի, Բյուրակնյա Ծաղկանց հրաբխային խոշոր լեռնապանգվածները: Հեղինակների մեծ մասի մոտ նրանք դիտվում են որպես լեռնաշղթաներ, որի հետ սակայն չենք կարող համաձայնվել:*

Լեռնավահանները մենք առանձնացնում ենք լեռնաշղթաներից, վերջիններս դիտելով որպես նեղ ու երկար, սուր և ընդգծված լեռնակատարով ու խիստ մասնատված գագաթավ լանջերով բարձրություն: Լեռնաշղթաներում տիրապետող են իրար հակադիր մասնատված երկու լանջեր, որոնք ձգվում են նրանց ամբողջ երկարությամբ համեմատաբար պահպանելով միանման բնույթը, իսկ լեռնավահաններում (հատկապես բոլորաձև հիմք ունեցող) որևէ կողմնադրության տիրապետող լանջեր համարյա չկան:

Վերջին ժամանակներս որոշ հեղինակներ [2, 4] վահանաձև լեռնազանգվածներին, ի տակակշիռ լեռնաշղթաների, անվանեցին нагорье (հայերենում՝ բարձրավանդակ), իսկ Ս. Պ. Բալյանը [2] տվեց նաև նրա սահմանումը, որպես «ցավային ծածկոցներից կազմված առանձին խոշոր լեռնային բարձրություն, որն ունի փոքրաթիվ ալիքավոր ստանդուխրաձև լանջեր և բնդարձակ շրջանաձև ջրբաժան լեռնակատար»։

Սակայն ինչպես երևում է վերը շարադրածից, լեռնավահանը (կամ վահանաձև լեռնազանգվածը—ЩИТОВИДНЫЙ МАССИВ) չի կարող դիտվել որպես լեռնաշղթա։ Այն չի համապատասխանում նաև ռուսերեն «нагорье»-ի հայերեն մեկնաբանություններին՝ բարձրավանդակին և լեռնաշխարհին, քանի որ, լեռնավահանը իր մորֆոգրաֆիայով, նաև՝ մորֆոկենեզով, բոլորովին նման չի ո՛չ լեռնաշղթային, ո՛չ բարձրավանդակին և ո՛չ էլ լեռնաշխարհին։ Հարկ է նշել, որ Ս. Պ. Բալյանի [2] կողմից «нагорье» տերմինի երեք տարբեր բացատրություններից մեկը հայերենում համապատասխանում է լեռնաշխարհին, մյուսը՝ բարձրավանդակին, հերթորդը՝ լեռնավահանին, բստ որում վերջինը՝ բարձրավանդակի բաղկացուցիչ մասն է, իսկ բարձրավանդակը՝ լեռնաշխարհի։

Լեռնային ռելիեֆի միավորներից մեծ տարածում ունեն առանձին ինքնուրույն լեռնասիստեմները։ Սրանք շրջապատի ցածրությունների նկատմամբ բավականին բարձրադիր, բնդարձակ ու խիստ մասնատված տերիտորիաներ են, կազմված հիմնական ուղղություն ունեցող գլխավոր ջրբաժան լեռնաշղթաից և տարբեր ուղղությամբ ձգվող լեռնաբազուկներից (որոնք իրենց մեծության պատճառով շատ դեպքերում համարվում են ինքնուրույն լեռնաշղթաներ) ու նրանց իրարից բաժանող խորը ձորերից։ *Ի տարբերություն լեռնաշխարհների, լեռնասիստեմները առավել միատարր են, զուրկ բնդարձակ սարահարթերից ու բարձրավանդակներից։ Խոշոր լեռնասիստեմներ են Մեծ Կովկասը, Ալպերը, Տյան-Շանը, Վերխոյանսկի լեռները և այլն, որոնք ռուսերենում համապատասխանում են «горная система» և «горная цепь» տերմիններին։*

Լեռնասիստեմները մի դեպքում կարող են հանդիսանալ լեռնային ռելիեֆի ինքնուրույն միավորներ (Մեծ Կովկաս, Ալպեր և այլն), մյուս դեպքում՝ կազմել լեռնաշխարհների բաղկացուցիչ մասեր (Պոնտոսյան լեռներ, Զագրոս և այլն)։ Սակայն բոլոր դեպքերում էլ մորֆոգրաֆիական և լեռնագրական առումով, նրանք մակերևույթի նույն տիպն են։ Սա վերաբերում է նաև լեռնաշղթային, որը կարող է հանդիսանալ և ինքնուրույն լեռնային միավոր, և կազմել լեռնասիստեմի կամ բարձրավանդակի բաղկացուցիչ մասը։

Վերլուծելով լեռնային ռելիեֆի մի քանի, առավել տարատեսակ սահմանումներ ունեցող ձևերին վերաբերող սույն հոդվածը, գտնում ենք, որ Աշխարհի ֆիզիկական քարտեզի հայերեն օրինակում հարկ է կատարել ցամաքի լեռնային ռելիեֆի բազմազան տիպերի ու համալիրների անվանումների ճշտում, ելնելով վերը շարադրված մեկնաբանություններից։

Մենք գտնում ենք, որ այդ տիպերն ու համալիրները պետք է համապատասխանեն լեռնային ռելիեֆի հայերեն սահմանումներին, և ոչ թե բառացիորեն թարգմանվեն ռուսերենից։ Այդ հատկապես վերաբերում է ցամաքի լեռնային մակերևույթի այնպիսի խոշոր հատվածներին, ինչպիսիք են нагорье-ն ու плоскогорье-ն։

Ստորև բերում ենք Աշխարհի ֆիզիկա-աշխարհագրական ատլասում [3]

(ռուսերեն) նշված լեռնային ռելիեֆի առավել բնորոշ մի քանի միավորները և նրանց հայերեն բնորոշումները.

Нагорья

Становое — Ստանովյան լեռնաշխարհ
Черского — Չերսկու լեռնաշխարհ
Армянское — Հայկական լեռնաշխարհ
Иранское — Իրանական լեռնաշխարհ
Тибетское — Տիբեթական լեռնաշխարհ
Алтайское — Ալթայան լեռնաշխարհ
Малоазиатское — Փոքրասիական բարձրավանդակ
Хангай — Խանգայ բարձրավանդակ
Памир — Պամիր[1] բարձրավանդակ
Патомское — Պատոմյան բարձրավանդակ

Плоскогорья

Абиссинское — Հաբեշական բարձրավանդակ
Восточно-Африканское — Արևելա-Աֆրիկական բարձրավանդակ
Месета — Մեսետա բարձրավանդակ
Гвианское — Գվիանական բարձրավանդակ
Бразильское — Բրազիլական բարձրավանդակ
Витимское — Վիտիմյան բարձրավանդակ
Алданское — Ալդանյան բարձրավանդակ
Юкагирское — Յուկագիրյան բարձրավանդակ

Деканское — Դեկան սարահարթ
Лунда-Катанга — Լունդա-Կատանգա սարահարթ
Кордофан — Կորդոֆան սարահարթ

Плато

Средне-Сибирское — Միջին սիբիրական սարահարթ
Лено-Алданское — Լենա-Ալդանյան սարահարթ
Колорадо — Կոլորադո սարահարթ

Բերված օրինակները ցույց են տալիս, որ ռուսական «нагорье» հասկացությունը մի դեպքում համապատասխանում է լեռնաշխարհին, մյուս դեպքում՝ բարձրավանդակին, «плоскогорье»-ն՝ բարձրավանդակին և սարահարթին, իսկ «плато»-ն՝ սարահարթին և սարավանդին (Եղվարդի, Կոտայքի, Շամիրամի և այլ սարավանդներ)։

ՀՍՍՀ ԳԱ երկրաբանական
գիտությունների ինստիտուտ

Ընդունված է 20.IV.1970

1 Ալայան լեռների հետ միասին կազմում է Պամիրո-Ալայան լեռնաշխարհը։

Л. Н. ЗОГРАБЯН, Г. С. АБРААМЯН, Ф. С. ГЕВОРКЯН

О НЕКОТОРЫХ ПОНЯТИЯХ ГОРНОГО РЕЛЬЕФА

Резюме

В научной литературе на армянском языке термины, характеризующие различные типы и элементы горного рельефа, чрезвычайно запутаны. Часто одним и тем же термином характеризуются различные морфографические типы рельефа, или наоборот. Нет единой интерпретации, особенно таких терминов, как «нагорье», «плато», «плоскогорье», для которых в армянском языке имеются соответствующие термины. Однако, несмотря на это для многих терминов употребляются переводы с русского языка, которые не всегда соответствуют характеризуемому рельефному типу.

Авторы, используя богатые возможности армянского языка предлагают уточненную терминологию на армянском языке для некоторых типов горного рельефа, дают их определения и научное обоснование. В статье приведены определения и обоснование терминов: «гоговит» («goghovit» котловинная долина), «гогаворутюн» (gogavoruthiun» котловина), «сараванд» («saravand» плато), «сараарт» («saraharth» плоскогорье), «барцравандак» («bartsravandak») (соответствующего русского термина нет), «лернашхар» («lernashkharh» нагорье), «лернаваан» («lernavahan» щитовидный вулканический массив) и т. д.

Для всех терминов приведены также соответствующие им немецкие, французские и английские формы.

Авторы считают, что принятие определенных и твердо установленных армянских терминов, характеризующих определенные морфографические типы горного рельефа, несомненно, будут способствовать стандартизации научной терминологии—очень актуальной проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Англо-русский геологический словарь. Изд. Тех.-теор. лит., 1957.
2. *Бальян С. П.* Структурная геоморфология Армянского нагорья и сопредельных областей. Изд. «Митк», Ереван, 1969
3. *Берг Л. С.* О значение термина «нагорье». «Землеведение», кн. 3, 1915.
4. Геология Армянской ССР. т. I (Геоморфология). Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1962.
5. *Коржуев С. С. и Тимофеев Д. А.* О геоморфологической терминологии. «Вопросы географии (геоморфология)», М., 1959.
6. Краткая географическая энциклопедия т. I—V. 1960—1966.
7. Немецко-русский геолого-минералогический словарь. Физматиздат. М., 1962
8. Физико-географический атлас Мира. М., 1964.
9. *Щукин И. С.* Общая морфология суши т. II. ОНТИ. 1938.
10. Энциклопедический словарь географических терминов. Изд. «СЭ», М., 1968
11. Das Gesicht der Erde. Veb Brockhaus verlag. Leipzig. 1956.
12. Die Entwicklung Geschichte der Erde. Veb Brockhaus verlag. Leipzig. 1959.
13. *Lobeck A. K.* Geomorphology. N—Y and London. 1939.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 83—88, 1971

УДК 552.321

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

О ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЯХ ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР

(По поводу статьи С. Б. Абовяна «К геологии и петрохимии ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР». Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXII, № 2, 1969)

Как сама статья С. Б. Абовяна, так и ее выводы свидетельствуют о том, что главная цель автора—выяснение вопросов петрогенезиса ультраосновных и основных пород их формационной принадлежности. Вопрос этот, очень важный для правильной оценки потенциальной рудоносности интрузивных комплексов, должен решиться, в первую очередь, на основании детальных геолого-петрографических исследований. Не останавливаясь на рассмотрении строения массивов гипербазитов и габброидов, отметим, что приведенные С. Б. Абовяном доводы—общность геологического залегания, общие особенности структуры пород—отнюдь не доказывают генетической взаимосвязи ультраосновных пород и габброидов. Что касается постепенных взаимопереходов ультраосновных и основных пород Амасия—Севано-Акеринского офиолитового пояса, можно отметить, что наши исследования показали наличие таких переходов лишь от троктолитов и лейкократовых габбро к полевошпатовым, гроссулярсодержащим (и фациально связанным с ними бесполевошпатовым) перидотитам—верлитам и пироксенитам-диопсидитам, являющимися дифференциатами габброидной магмы, тогда как взаимоотношения габброидов с более древними дунит-гарцбургитовыми массивами во всех случаях фазовые.

При рассмотрении петрохимических особенностей ультраосновных пород С. Б. Абовян применяет метод Н. Д. Соболева, допуская при этом ряд неточностей. Имеются ошибки в расчете некоторых петрохимических параметров (в частности, в ряде случаев величины M/F для одних и тех же анализов в табл. 1 и 4 разные и, в целом, несколько занижены относительно истинных величин). Однако, наиболее существенной ошибкой С. Б. Абовяна является попытка петрогенетического анализа ультраосновных пород на основании рассмотрения интервалов величин петрохимических параметров для всей совокупности этих пород, независимо от их номенклатуры и геологического положения. Между тем известно [14], что величины главных петрохимических параметров для дунитов и перидотитов, с одной стороны, и пироксенитов—с другой, в одних и тех же формационных типах различны; для гипербазитового типа определяющими являются петрохимические особенности главных разновидностей—перидотитов и дунитов. Рассмотрение химизма ультраосновных пород Базумского и Ширакского хребтов с этих позиций (по анализам табл. 1 [1], с использованием трех анализов В. М. Амаряна [2]— №№ 3, 6, 9) позволяет выявить следующие главные особенности их петрохимии:

1. Величина параметра «b» для перидотитов и дунитов варьирует в пределах 54—66, при этом в более 80% случаев величина «b» равна 59—66, с четким максимумом в 60—62, эти данные свидетельствуют в пользу однородности, слабой дифференциации ультраосновного материала, что характерно для гипербазитового формационного типа. Следует отметить, что каждая из главных разновидностей ультраосновных пород (дуниты, перидотиты, пироксениты), независимо от принадлежности к какой-либо генетической группе, характеризуется близкими величинами петрохимических параметров «b» и «2c» [14], это обстоятельство не позволяет определять формационную принадлежность пород по величинам указанных параметров, что пытается делать С. Б. Абовян.

2 Величина параметра «2c», отражающая виртуальное количество хромшпинелидов, для дунитов и пироксенитов варьирует в пределах 1.2—4.9 и не превышает величин, характерных для гипермагбазитов [14], в которых рассматриваемая величина (названная С. Б. Абовяном параметром «c») никогда не «близка к нулю». Неясно, каким образом повышение рассматриваемого параметра может быть связано со вторичным карбонатом, как это утверждает С. Б. Абовян?

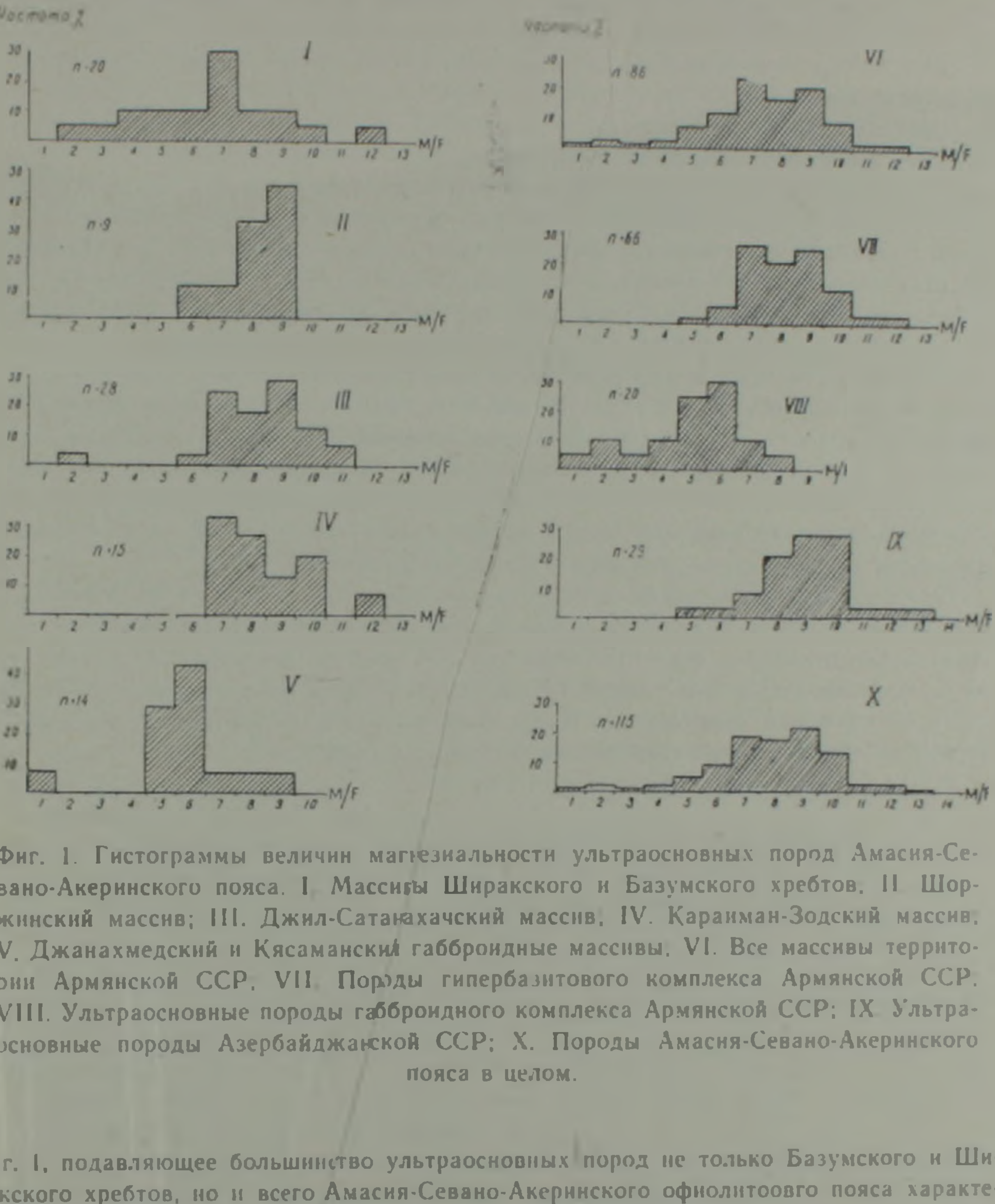
3. Содержание CaO в двух анализах дунитов (№№ 1630, 1606) аномально велико, что отражается в очень высоких количествах виртуального диопсида (10,2% и 19,8%, табл. 4) и связано, несомненно, с наложенными явлениями. В большинстве анализов перидотитов содержание CaO ниже 2% (лишь в одном случае оно составляет 6,10%) и не является аномальным для пород гипербазитового формационного типа. Известно, что содержание CaO в перидотитах этой формации (альпинотипных перидотитах) может колебаться в некоторых пределах, вплоть до образования в отдельных случаях в качестве ведущей фации лерцолитов [18]. Рассматриваемые же перидотиты, согласно приведенным С. Б. Абовяном анализам, в большинстве случаев относятся к гарцбургитам, содержащим менее 10% нормативного диопсида. В отдельных анализах перидотитов Алтае-Саянской области содержание CaO достигает 2—3% [13], хотя среднее для всех гипербазитовых поясов этого региона ниже 1%. Для гарцбургитов Урала содержание CaO колеблется от следов до 4.5% [8] Если рассмотреть Амасия-Севано-Акеринский пояс в целом, то нетрудно убедиться, что содержания CaO в перидотитах гипербазитового комплекса низкие, для Азербайджанской ССР 0,1—0,4% [3], для Карамандинского массива 0.99% (10 анализов) [11], для Джил-Сатанахачского—1,15% (6 анализов), для Шоржинского—0.33% (6 анализов). В противоположность этому, перидотиты габбродной магмы отчетливо обогащены кальцием (перидотиты Кясаманского массива в среднем содержат 5.11% CaO).

4 В большинстве анализов перидотитов содержание Al_2O_3 порядка 1,5—2% и в среднем составляет 1.84% и, таким образом, близко к таковому для гипербазитов Алтае-Саянской области—1.5% [12]. Гарцбургиты Урала содержат в среднем 2,06% Al_2O_3 [8] По данным Г. Хесса [17], породы ультрамафической магмы различных регионов содержат в среднем 0,95—2,55% Al_2O_3. Эти данные показывают, что перидотиты Базумского и Ширакского хребтов по содержанию глинозема аналогичны гипербазитам других регионов

5 Среднее содержание TiO_2=0,06% вовсе не является «повышенным», оно вполне соизмеримо с содержанием титана в перидотитах гипербазитовой формации Алтае-Саянской области (TiO_2=0.09%) [12], а также других регионов. То же самое справедливо для щелочей, содержания Na_2O в пределах сотых-первых десятых долей процента и K_2O в пределах сотых долей процента указывается для перидотитов и дунитов гипербазитовой формации самых разных регионов [17], в том числе и Алтае-Саянской области [12] Также незначительны содержания щелочей в перидотитах и дунитах габбро-пироксенит-дунитовой формации [4, 7]. Следует отметить, что определения щелочей в полных силикатных анализах ультраосновных пород малопригодны для геохимических целей, поскольку они даны несколько завышенными (будучи на грани чувствительности методики определения) или часто вообще не указываются. Точные определения показывают, что содержания натрия в альпинотипных гипербазитах в среднем 0,004% (интервал 0,001—0,19%), калия 0,0034% (интервал 0,001—0,031%) [16]. В нашем распоряжении имеются определения калия высокочувствительными методами, согласно которым содержание рассматриваемого элемента в ультраосновных породах Амасия—Севано-Акеринского пояса 0,003—0,007% и лишь в отдельных случаях достигает 0,02%.

6. Величины магнезиальности (параметр M/F) в рассматриваемых породах распределены следующим образом: дуниты (6 анализов)—6,7—9,7, в среднем 8,1; перидотиты (8 анализов)—4,4—12,1, в среднем 7,2 (лишь в трех случаях величина M/F ниже семи); пироксениты (5 анализов)—2,4—7,1, в среднем 4,7. Таким образом, подавляющая часть проанализированных дунитов и перидотитов относится к гипермагбазитам, пироксениты же, как и следовало ожидать, обладают пониженной магнезиальностью, поскольку

главная часть их формируется одновременно или несколько позже габброидов и является их дериватом. Несомненно, что в анализах перидотитов представлены также разности, относящиеся к дифференциатам габброидной магмы, подтверждением чего служит присутствие в рассматриваемом районе полевошпатовых перидотитов. Ультраосновные породы габброидного комплекса Армянской ССР обладают величиной M/F в пределах 1—8 с четким максимумом при 5—6 (фиг. I—V, VIII). Как показывают гистограммы



Фиг. 1. Гистограммы величин магнезиальности ультраосновных пород Амасия-Севано-Акеринского пояса. I. Массивы Ширакского и Базумского хребтов. II. Шоржинский массив; III. Джил-Сатанахачский массив. IV. Карайман-Зодский массив. V. Джанахмедский и Кясаманский габброидные массивы. VI. Все массивы территории Армянской ССР. VII. Породы гипербазитового комплекса Армянской ССР. VIII. Ультраосновные породы габброидного комплекса Армянской ССР; IX. Ультраосновные породы Азербайджанской ССР; X. Породы Амасия-Севано-Акеринского пояса в целом.

фиг. I, подавляющее большинство ультраосновных пород не только Базумского и Ширакского хребтов, но и всего Амасия-Севано-Акеринского офиолитоовго пояса характеризуются высокими величинами M/F и относятся к гипермагбазитам, причем ультраосновные породы, достоверно относящиеся к комплексу габброидов, обладают в целом пониженной магнезиальностью. При этом совершенно ясно, что определения величины магнезиальности по отдельным анализам ультраосновных пород еще не являются достаточным основанием для окончательного определения формационной принадлежности комплекса ультраосновных пород [17, 13, 10]; оно возможно лишь при сочетании детальных петрохимических и геолого-петрографических исследований.

В свете приведенных данных становится совершенно ясной необоснованность утверждения С. Б. Абовяна о том, что «судя по величине этого отношения (M/F), большинство описываемых пород также относится к продуктам дифференциации основной

магмы». В конце же статьи С. Б. Абовян, вступая в явное противоречие с ранее сказанным, заявляет, что отношение магния к железу «не может служить критерием для распознавания генетического типа ультраосновных пород подвижных областей». Причиной такого вывода является неправильная трактовка характера распределения величин магнезиальности и их петрогенетического значения. Величина параметра M/F никак не зависит от неоднородности минерального состава пород и, тем более от неравномерного распределения акцессорных минералов (кстати, магнетит является вторичным минералом и образуется в процессе изохимической серпентинизации). Магнезиальность ультраосновных пород отражает состав главных породообразующих минералов—оливинов и пироксенов, слагающих более 95% объема пород, и поэтому является наилучшим петрохимическим параметром для бесполевошпатовых разностей. При этом нужно иметь в виду, что вероятность ошибки единичных анализов велика в связи с возможностью попадания в анализируемый материал образцов, взятых из коры выветривания, в которых резко искажаются пропорции между магнием и железом [9]. Поэтому для петрогенетических выводов совершенно необходима статистическая обработка по возможности большего числа данных; именно этим путем шли ведущие исследователи петрохимии ультраосновных пород [17, 14, 13 и др.], которые исходили из величины магнезиальности как важнейшего петрохимического параметра.

Ошибочно утверждение С. Б. Абовяна о том, что ультраосновные производные габбро-пироксенит-дунитовой формации по величине M/F не отличаются от пород гипербазитовой формации, в действительности, как показано в работах Г. Хесса, О. А. Воробьевой, Д. С. Штейнберга, Н. А. Малахова, А. А. Ефимова и других исследователей повышенная магнезиальность характерна для дунитов платиноносных комплексов, которые многими авторами относятся к производным ультраосновной магмы, тогда как перидотиты и пироксениты обладают пониженной величиной M/F.

Перечисленные особенности химизма показывают, что подавляющее большинство дунитов и перидотитов Базумского и Ширакского хребтов относятся к гипербазитовому (дунит-гарцбургитовому) формационному типу. Об этом же свидетельствует рассчитанный С. Б. Абовяном средний состав ультраосновных пород, соответствующий гарцбургиту с нормативным содержанием 68.4% оливина, 21.6% ромбического пиркосена и 10% клинопироксена с величиной параметра M/F = 7,2 (табл. 1).

Таблица 1

Нормативный минеральный состав (1, 2) и параметры по Н. Д. Соболеву (3) „средних" составов пород Базумского и Памбакского хребтов (по данным С. Б. Абовяна [1], табл. 3)

	1	2		3
il	1,4	0,8	2c	7,2
mt	2,7	5,5	s	37,7
or	1,1	0,6	b	60,0
pl ab	14.0	8,2	x	10,0
pl an	35.4	37,2	y	21,6
c	—	3,1	z	68,4
			b	50,6
di wo	10,9	—	M/F	7,2
di en	6,9	—		
di fs	3,3	—		
hy en	5.5	6,1		
hy fs	2.6	0,9		
ol fo	10,5	33,0		
ol fa	5,7	4,6		

1) средняя основная порода; 2) первичный состав магмы; 3) средняя ультраосновная порода.

Вызывает недоумение «средняя основная порода», соответствующая по составу оливиновому габбро с 16,2% нормативного оливина (табл .1); между тем, согласно С. Б. Абовяну, из 7 анализов габбро и габбронноритов, использованных в расчете, только один относится к оливиновой разности; кроме того, указанным автором при расчете «средней основной породы» привлечено 15% анализов габбро-диоритов.

Наконец, заслуживает рассмотрения «первичный состав магмы», предлагаемый С. Б. Абовяном. Этот состав является плодом лишь арифметических действий и не имеет петрогенетического значения, ибо представляет собой результат сложения составов пород, относящихся к самостоятельным формационным типам—гипербазитовому и габброидному. В результате получен состав, соответствующий троктолиту (табл. 1), а не «меланократовому оливиновому габбро», как это утверждает С. Б. Абовян. Между тем общеизвестно, что первичных магм троктолитового состава не существует, а сами троктолиты являются фациями габброидных (чаще всего габбро-норитовых) комплексов. Следует отметить, что расчет исходного вещества гипербазитов и габброидов, произведенный по меньшей мере для всех массивов Амасия-Севано-Акеринского пояса, мог бы представлять определенный интерес с точки зрения оценки возможного состава верхней мантии. Такой расчет, произведенный для Урала [15], Южной Сибири [6], дал состав, близкий к пиролиту. Что касается гипербазитов и габброидов Базумского и Ширакского хребтов, то они вместе с вмещающей рамой представляют собой горстовые поднятия и блоки, перемещенные в образования более молодых структурных ярусов [5], т. е. являются случайными фрагментами и не могут дать представления ни о составе верхней мантии, ни о гипотетической «первичной» магме.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 18.V.1970.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абовян С. Б.* К геологии и петрохимии ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XXII, № 2, 1969.
2. *Амарян В. М.* Амасийский габбро-перидотитовый массив. Тр. Упр. геол. и охраны недр, № 2, Ереван, 1959.
3. *Баба-Заде В. М., Малютин Р. С.* Химический состав хромшпинелидов в связи с петрохимическими особенностями вмещающих ультраосновных пород офиолитовой формации Азербайджана. Уч. зап. Азерб. ун-та, сер. геол.-геогр., № 6, 1966.
4. *Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В.* Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Тр. ИГЕМ, вып. 65, 1962.
5. *Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т., Арзуманян С. К., Вегуни А. Т., Саркисян О. А., Симонян Г. П.* Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Изд. «Митк», Ереван, 1968.
6. *Глазунов О. М.* и др. Ультраосновные породы складчатого обрамления юга Сибирской платформы как возможные индикаторы состава верхней мантии. Матер. IV Всес. петр. совещ. Баку, 1969.
7. *Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* Кытлымский платиноносный массив. Матер. по геол. и пол. ископ. Урала, вып. 13. Изд. «Недра», 1967.
8. *Малахов И. А.* Петрохимия ультрабазитов Урала. Тр. Ин-та геол. УФАН СССР, вып. 79, 1966.
9. Методические указания по пересчету химических анализов ультраосновных пород ВИМС, М., 1969.
10. *Паланджян С. А.* Некоторые данные о петрохимических особенностях ультраосновных пород Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.

11. *Паланджян С. А.* Петрографические типы ультраосновных пород юго-восточной части Севанского хребта и их геохимические особенности. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XXII, № 6, 1969.
12. *Пинус Г. В., Колесник Ю. Н.* Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. Изд. «Наука», 1966.
13. *Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. И.* Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, 1958.
14. *Соболев Н. Д.* К петрохимии ультраосновных горных пород. Геохимия, № 8, 1959.
15. *Соболев С. Ф.* Состав базит-гипербазитовой магмы зоны Главного разлома Урала. Матер. IV Всес. петр. совещ., Баку, 1969.
16. *Hamilton W., Mountjoy W.* Alkali content of alpine ultramafic rocks. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 29, № 6, 1965.
17. *Hess H. H.* A primary peridotite magma. Amer. J. Sci., vol. 35, № 209, 1938.
18. *Peters T.* Mineralogie und Petrographie des Totalpserpentins bei Davos. Schweiz. Min. und Petrogr. Mitteilungen, Band 43, H. 2, 1963.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 2, 89—92, 1971

УДК 553.062

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

И. Г. МАГАКЯН

ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ ИТОГИ СИМПОЗИУМА IMA—IAGOD

С 28/VIII по 2/IX 1970 года в гг. Токио и Киото состоялся объединенный симпозиум IMA (международная минералогическая ассоциация) и IAGOD (международная ассоциация по генезису рудных месторождений), в котором я принял участие, в составе Советской делегации.

В симпозиуме приняло участие около 700 делегатов (из них 300 от Японии), представляющих 45 стран.

Советская делегация в составе 22 человек включала академиков В. И. Смирнова (глава делегации), Д. С. Коржинского, Г. С. Дзоценидзе; академика АН Укр. ССР Я. Н. Белевцева, академика АН Кирг. ССР М. М. Адышева; членов-корр. АН СССР В. А. Кузнецова, А. Н. Шило, члена-корр. АН Укр. ССР А. С. Поваренных, проф. проф. Д. П. Григорьева, Н. П. Ермакова, В. А. Жарикова, Ф. К. Шипулина, а также В. Л. Барсукова, Ю. В. Богданова, В. И. Казанского, И. М. Варенцова, Д. В. Рундквиста и др.

Из моих знакомых геологов зарубежных стран участвовали в симпозиуме Ч. Парк, Дж. Ридж (США), Я. Бернар, Я. Кутина, М. Ванечек (ЧССР), Г. Каутский (Швеция), Р. Д. Доков, М. Д. Панайотова (НРБ), П. Рамдор, Г. Штрунц (ФРГ), Г. Тишендорф (ГДР), П. Зуффарди (Италия), Ф. Грассели (ВНР), Ж. Агар (Франция), В. Уитенбогардт (Нидерланды), Т. Ватанабе, Т. Татсуми (Япония) и др.

Заседания происходили в основном по секциям, отдельно по линии IMA и IAGOD, а затем главные результаты работ секций докладывались на объединенных сессиях.

Мой доклад был принят по секции «С» IAGOD, задачей которой было рассмотрение связей рудных месторождений со структурами; кроме того мне было поручено участвовать в работе комиссии по рудной микроскопии и по своей инициативе я посетил отдельные заседания комиссий по марганцу и скарновым месторождениям.

Ниже, разумеется очень кратко, излагаются основные научные результаты симпозиума и краткое содержание наиболее интересных докладов—по данным заседаний секций, которые я успевал посетить и по данным опубликованных тезисов представленных докладов, независимо от того были ли они прочитаны на симпозиуме или нет*.

На секции космической минералогии (симпозиум A, IMA) большой интерес вызвал доклад группы японских геологов, изучивших три образца кристаллических пород, доставленных Аполлон 12 с Луны.

Под микроскопом в породах установлены и подтверждены микроанализатором оливин, моноклинный пироксен, плагиоклаз (битовнит), ильменит, Cr—Ti шпинели, троилит, самородное железо, апатит, кристобалит и мезостазис, обогащенный SiO_2 и калием. Судя по структуре пород, делается вывод о кристаллизации пород как в приповерхностной части Луны, так и в относительно глубокой части лунной коры.

Изучение образцов, доставленных Аполлон 11 и Аполлон 12, в отраженном свете установило присутствие в них ильменита и Ni-содержащего самородного железа (Ni до 5%), а также титаномагнетита с характерными пластинчатыми выделениями среди магнетита.

На симпозиуме B, IMA—механизм роста и фазовые превращения минералов, судя по тезисам (доклада не было), Н. В. Петровская рассматривает морфологию кристаллов самородного золота в зависимости от глубины образования месторождения, примеси

---

* На симпозиуме зачитывались и обсуждались только доклады присутствующих делегатов.

серебра (в приповерхностных условиях и в случае значительной примеси серебра форма кристаллов золота значительно усложняется) и последующего метаморфизма.

Интерес вызвал доклад С. Превитта и Р. Шеннона (США), посвященный синтезу и структуре щелочноземельных метасиликатов и метагерманатов. В частности, синтезированы $CaSiO_3$ и $CaGeO_3$ (последний в триклинной волластонитовой структуре при низком давлении и кубической перовскитовой структуре при высоком давлении).

Синтезированы также $SrSiO_3$ и $SrGeO_3$ в структуре псевдоволластонита.

Наиболее обильны были доклады по линии симпозиума C—IAGOD, посвященные связям рудных месторождений со структурами и тектоникой. Судя по тезисам (доклада не было), интересен доклад Е. А. Радкевич с выделением четырех типов рудоносных разломов, имеющих различную металлогению: 1) абиссальных разломов, проникающих до мантии с ультрабазитами и оруденением Cr, Ni, Co, Cu, а также более поздних Au, Hg, Sb, 2) сиалических разломов с гранитами и Sn—W и редкометальным оруденением, 3) линеаментов, контролирующих вулканические пояса с Ag—Au, Pb—Zn, Sn минерализацией и 4) зон растрескивания, отражающих разломы фундамента и контролирующих распределение разнообразных месторождений.

Много новых данных содержалось в докладе Е. О'Дрисколла (Австралия) о связи крупных медно-никелевых ликвационных руд ЮЗ Австралии (район г. Перч) с разломами в докембрийском фундаменте, вдоль которых внедрялись гипербазиты и базиты.

Очень большой интерес вызвал доклад советских геологов В. Л. Барсукова, Л. Дмитриева и Т. Удинцева о роли рифтовых структур в рудообразовании; в частности, вынос фумаролами Средне-Атлантического рифта больших количеств рудных элементов указывает на огромное значение дегазации мантии Земли в выносе и транспортировке рудного вещества вдоль ослабленных рифтовых структур.

Судя по тезисам (доклада не было), интересен доклад В. Н. Котляра о связи древних вулканических месторождений с кольцевыми, коническими, радиальными структурами, которые сопровождались вулканическими брекчиями и брекчиями обрушения кальдер. С интересом был заслушан доклад автора статьи о связи колчеданных и медно-молибденовых месторождений Арм. ССР с определенными структурами и зональным распределением оруденения по отношению к ним.

Новым было сообщение индийского геолога Субба Рао о связи с траппами Декана (до сих пор считались бесплодными) крупных месторождений флюорита, приуроченных к центрам вулканической активности и благоприятным структурам глубинных разломов.

Симпозиум D—IAGOD был посвящен стратиформным сульфидным месторождениям, исключая тип Миссисипи.

В ряде докладов по колчеданным месторождениям и особенно в докладе Т. Ватанабе и Т. Татсуми (2) подчеркивается связь оруденения с подводным вулканизмом кислого (для типа Куроко) или основного (для типа Бесси) состава и совмещение часто на одном и том же месторождении пластообразных эксгаляционно-осадочных рудных тел с эпигенетическими штокверковыми и жильными, или метасоматическими (штоками, линзами).

С большим интересом был заслушан доклад В. И. Смирнова о температурах формирования стратиформных колчеданных руд; среди них методом декрипитации выделены три группы: 1) отложенные из холодных вод; 2) из слабо нагретых вод; 3) из горячих гидротермальных растворов, нагретых до t 200—450°С.

Предлагается комплексный гидротермально-осадочный механизм образования стратиформных сульфидных рудных тел.

В ряде докладов иностранных (Д. Сангстер, Лерой Дженсен) и советских (Ю. В. Богданов, А. Н. Тугаринов и др.), широко используя изотопный метод анализа доказывается связь серы стратиформных месторождений с процессом седиментации и в ряде случаев большая роль извлеченной бактериями сульфатной серы морской воды.

Объединенный симпозиум геохимии и кристаллографии сульфидов в гидротермальных месторождениях заслушал серию интересных докладов по синтезу новых сульфосолей, составу и структуре сульфовисмутитов и сложных сульфидов As, Bi и Sb.

Наиболее интересным здесь был доклад Н. Х. Айлиян, Н. И. Набоко и Н. А. Озеровой о современном минералообразовании на Камчатке и Курильских островах в связи с фумарольно-сольфатарной деятельностью, связанной с вулканизмом.

Установлено отложение значительных количеств реальгара, аурипигмента, киновари, цинкабарита, пирита, стибнита.

Мы не останавливаемся на рассмотрении докладов на секциях кристаллографии, описательной минералогии и физической-химической минералогии IMA, поскольку не посещали эти секции, но обращаем внимание на слабое участие советских геологов в работах этих секций (было представлено всего 2 доклада).

Зато, в работах комиссии рудообразующих флюидов во включениях советские исследователи во главе с проф. Н. П. Ермаковым заняли ведущее положение и представили ряд интересных докладов о составе включений и t образования различных типов месторождений.

Рабочая группа по марганцу (IAGOD) рассмотрела доклады по вопросам концентрации марганца в морской воде и выщелачивания марганца из вулканических материалов, а рабочая группа по скарнам условия формирования скарновых месторождений Баната и Средиземноморской зоны.

Комиссия по рудной микроскопии (руководитель проф. В. Уитенбогардт) на двух своих заседаниях рассмотрела вопросы унификации приборов для измерения отражательной способности и микротвердости (по Виккерсу) и раздала нам—участникам работы комиссии проект нового определителя рудных минералов, в котором учтены величины R для различных длин волн в воздухе и иммерсии, твердость по Виккерсу и минералы подразделены на три группы: изотропные, одноосные и двуосные анизотропные. Нет важных для диагностики цвета и оттенка минерала в отраженном свете, эффекта двуотражения, не учитываются травление и микрохимия, нет графы парагенетических ассоциаций.

По заявлению В. Уитенбогардта необходимо составление общепризнанных международных таблиц-определителей, но из-за отсутствия унифицированных приборов и стандартов для измерения эти таблицы смогут быть составлены не ранее, как через 10 лет (к 1980 году).

Подводя итог основным научным результатам симпозиума IMA—IAGOD 1970 года, следует подчеркнуть главные достижения:

1. Впервые рассмотрен состав и генезис лунных пород и установлено их сходство с земными.

2. Установлена тесная связь эндогенного оруденения со структурами, в том числе с рифтовыми структурами и дегазацией мантии Земли.

3. Предложен комплексный гидротермально-осадочный (или эксгаляционно-осадочный и эпигенетический) механизм образования стратиформных месторождений сульфидных руд.

4. Широко пропагандируется изотопный метод анализа руд для решения вопросов их генезиса; в частности, доказывается большая роль извлеченной бактериями сульфатной серы морской воды для ряда стратиформных сульфидных месторождений.

5. Изучение рудообразующих флюидов во включениях минералов пролило свет на их состав и условия образования многих типов месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.

6. Комиссия по рудной микроскопии разработала и приняла принципы составления общепризнанных международных таблиц определения рудных минералов в отраженном свете.

Мы уже не говорим о том, что симпозиум IMA—IAGOD способствовал контактам с геологами зарубежных стран, обмену информацией и укреплению дружбы между учеными стран с самой различной системой управления.

Что касается значения симпозиума и экскурсии по месторождениям Японии для геологов Арм. ССР, то надо подчеркнуть большое сходство геологического строения и

особенно металлогении с одной стороны вулканической цепи островов Японии (фиг. 1), с другой—страны недавно угасших вулканов—Армении.

Фиг. 1. Группа действующих вулканов Киришима на острове Кюсю.

Главные типы рудных месторождений Японии колчеданные типа Куроко, медно-молибденовые порфировые, золото-серебряные эпитермальные, марганцевые эксгаляционно-осадочные имеют аналогов на территории Арм. ССР, причем почти всегда совпадают не только типы оруденения, но также их геологический возраст.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.1.1971.

ЛИТЕРАТУРА

1. Collected Abstracts IMA-IAGOD Meetings' 70.
2. Volcanism and ore genesis. Editor T. Tatsumi. Univ. of Tokyo Press, 1970.