

ՀԱՄԱՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Յ. Գ. Հակոբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Գ. Մաղաֆյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ս. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարմազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор), докт. геол.-мин. наук Ц. Г. Акопян, член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, член-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР И. Г. Магакьян, акад. АН Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն

Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
375019, Երևան 19, Բարեկամության 24ա.

Адрес редакции:
375019, Ереван 19, Барекамутян, 24а.

АЖС 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 4—5

том XXX

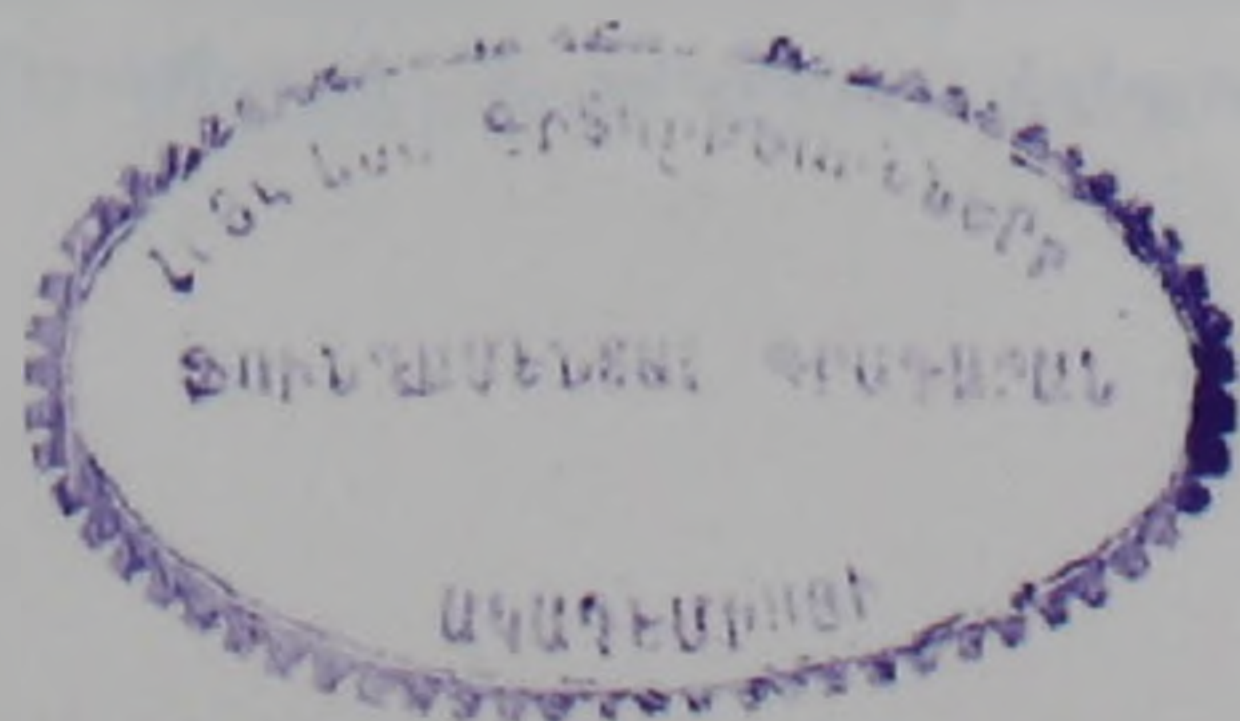
1977

СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асланян. Геология Армении к 60-летию Великого Октября	3
А. Т. Асланян, М. А. Сатян. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья	13
А. А. Габриелян. Очерк сейсмотектоники Кавказа и сопредельных стран	27
Г. П. Багдасарян. Основные этапы развития интрузивного магматизма терри- тории Армянской ССР	41
Б. М. Меликсетян. Петролого-геохимические типы гранитоидов Памбак-Занге- зурской зоны Малого Кавказа	63
Л. Н. Овчинников. Геохимические критерии связи процессов магматизма и рудобразования	78
И. Г. Магакян. Глобальное распределение главных металлических элементов в земной коре континентов	94
Э. А. Хачатурян, Л. С. Асланян, С. А. Зограбян, А. Е. Исаханян, Р. А. Сар- кисян. Меднорудные месторождения Армянской ССР и перспективы рас- ширения их ресурсов	104
Г. Б. Межлумян. Состояние изученности и перспективы железорудных место- рождений Армянской ССР	113
А. И. Карапетян. Генетические группы рудных формаций Памбак-Зангезур- ского пояса	122
И. Х. Петросов. О природных моделях глинообразования и принципе их вос- создания на примере глинистых пород в формациях фанерозоя Армян- ской ССР	134
Ш. С. Оганисян. Строение земной коры территории Армении	142
Н. К. Карапетян. Сейсмическая сотрясаемость территории Армении	157
С. В. Бадалян, Р. В. Овсепян, З. В. Гарибян, В. Б. Гамоян, Ф. М. Фиданян, В. М. Геворкян, Г. В. Арутюнян. К вопросу о перспективах флангов месторождений Алавердского рудного района по геофизическим данным.	167
Краткие сообщения	
А. Т. Асланян. Возбуждение чандлеровских колебаний полюса как проявле- ние контракции Земли	179
В. Б. Мурадян, В. Г. Кочарян. К вопросу о размерах моделей при экспери- ментах в геологии	183
Г. М. Авчян, Г. О. Акскалян, А. А. Садоян. О зависимости скорости продольных волн (V_p) от минерального состава пород с учетом пористости	188
А. Т. Асланян, Б. П. Момот, Ю. В. Саядян. О находке фрагментов черепа ископаемого человека в Ереване	192

Научная хроника

Г. М. Ванцян, Р. Т. Мириджанян. Симпозиум по геофизическим методам по- исков и разведки рудных месторождений	196
---	-----



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 4—5

Հաստիք XXX

1977

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան. Հայաստանի երկրաբանությունը մեծ Հոկտեմբերի 60-ամյակին	3
Ա. Տ. Ասլանյան, Մ. Ա. Սարյան. Անդրկովկասի օֆիոլիտային գոտիների երկրաբանական բնութագրի շուրջը	13
Ա. Հ. Գաբրիելյան. Կովկասի ու հարակից երկրների սեյսմոտեկտոնիկ ակնարկ	27
Գ. Պ. Բաղդասարյան. Հայկական ՍՍՀ տարածքի ինտրուզիվ մագմատիզմի զարգացման հիմնական փուլերը	41
Բ. Մ. Մելիքսեթյան. Փոքր Կովկասի Փամբակ—Ջանգեզուրի զոնայի գրանիտոիդների պետրոլոգագեոքիմիական տիպերը	63
Լ. Ն. Օվչիննիկով. Մագմատիզմի և հանքառաջացման պրոցեսների կապի գեոքիմիա- կան չափանիշները	78
Հ. Գ. Մաղաֆյան. Գլխավոր մետաղային տարրերի գլոբալ տեղաբաշխումը մայր ցա- մաքների երկրակեղևում	94
Է. Ա. Խաչատրյան, Լ. Ս. Ասլանյան, Ս. Ա. Զոհրաբյան, Ա. Ն. Խախանյան, Ռ. Հ. Սար- գսյան. Հայկական ՍՍՀ պղնձի հանքավայրերը և նրանց ռեսուրսների ընդլայն- ման հեռանկարները	104
Գ. Բ. Մեծլույսյան. Հայկական ՍՍՀ երկաթի հանքավայրերի ուսումնասիրման վիճակը և հեռանկարները	113
Ա. Ի. Կարապետյան. Փամբակ-Ջանգեզուրի գոտու հանքային ֆորմացիաների գենետիկ կամքերը	122
Հ. Ք. Պետրոսով. Կավադոյացման բնական մոդելների և նրանց վերաստեղծման սկզբ- բունքների մասին Հայկական ՍՍՀ ֆաներոզոյի ֆորմացիաներում կավային ապարների օրինակով	134
Շ. Ս. Հովհաննիսյան. Հայաստանի տարածքի երկրակեղևի կառուցվածքը	142
Ն. Կ. Կարապետյան. Հայկական ՍՍՀ տարածքի սեյսմիկ ցնցումայնությունը	157
Ս. Վ. Բաղալյան, Ռ. Վ. Հովսեփյան, Զ. Վ. Ղաբիրյան, Վ. Բ. Գամոյան, Ֆ. Մ. Ֆիլյան- յան, Վ. Մ. Գևորգյան, Հ. Վ. Հաբուսյան. Ալավերդու հանքային շրջանի հան- քավայրերի թևերի հեռանկարների հարցի շուրջը գեոֆիզիկական տվյալներով	167

Համառոտ հաղորդումներ

Ա. Տ. Ասլանյան. Բևեռների շանդերյան տատանումների հարուցումն իբրև երկրի կոն- տրակցիայի դրսևորում	179
Վ. Բ. Մուրադյան, Վ. Գ. Քոչարյան. Երկրաբանության մեջ գիտափորձերում մոդելների չափերի հարցի վերաբերյալ	183
Հ. Մ. Ավչյան, Գ. Հ. Ահսակալյան, Հ. Ա. Սադոյան. Նստվածքային ապարներում երկայ- նակի ալիքների տարածման արագության կախումը նրանց միներալային կազ- մից և ծակոտկենությունից	188
Ա. Տ. Ասլանյան, Բ. Պ. Մոմոտ, Յու. Վ. Սալադյան. Երևանում բրածո մարդու դանդի բեկորների հայտնաբերման մասին	192

Դիտական խոնհիկա

Հ. Մ. Վանցյան, Ռ. Տ. Միրիջանյան. Սիմպոզիում նվիրված գեոֆիզիկական մեթոդնե- րով մետաղային հանքավայրերի որոնմանը և հետախուզմանը	196
---	-----

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ՄԵՍ ՀՈԿՏԵՄԲԵՐԻ 60-ԱՄՅԱԿԻՆ

Հոկտեմբերյան Մեծ հեղափոխությունը հասարակական նոր հարաբերություններ սահմանեց մեր Երկրում և ժողովրդական տնտեսության նոր պահանջներին համապատասխան կյանքի կոչեց նոր ուժեր, նոր գաղափարներ ու հնարավորություններ, որոնք Կոմունիստական կուսակցության ղեկավարությամբ ապահովեցին Երկրի վիթխարի առաջընթացը և ընդամենը վեց տասնամյակի ընթացքում դարձրեցին այն ժամանակակից աշխարհի առավել զորեղ ու զարգացած պետություններից մեկը: Բավական է ասել, որ այժմ Սովետական Միությունը, որի տարածքում բնակվում է մեր մոլորակի ազգաբնակչության ընդամենը 1/16 մասը, արտադրում է համաշխարհային արդյունաբերական արտադրանքի 1/5 մասը:

Հոկտեմբերյան հեղափոխությունը ապահովեց նաև գիտության զարգացման վիթխարի առաջընթացը: Բուռն վերելք ունեցավ երկրաբանական գիտությունը, որը սերտորեն կապված էր երկրաբանական-հետախուզական արտադրության և լեռնային արդյունաբերության հետ, և կոչված էր ապահովելու ժողովրդական տնտեսությունը հանքային հումքով ու ջրային ռեսուրսներով:

Սովետական պետության հիմնադրման առաջին օրերից սկսած և առանձնապես ԳՈԷԼՐՈ-ի հռչակավոր պլանում արդեն Վ. Ի. Լենինի նախաձեռնությամբ նախանշված էին այն հիմնական և առաջնահերթ խնդիրները, որոնց լուծումը պետք է ապահովեր արդյունաբերության կարևորագույն ճյուղերը լեռնային հումքով: ՍՄԿԿ և Սովետական կառավարության տնտեսական ստրատեգիայի մեջ լեռնահումքային բազայի ընդարձակման ու հարստացման հարցը միշտ դրսևանում էր առաջավոր գծի վրա:

Նրա լուծման համար ստեղծվել են մասնագիտական կադրերի պատրաստման անհրաժեշտ օջախներ, լեռնահետախուզական տեխնիկայի արդյունաբերություն, տրանսպորտային հնարավորություններ, գիտահետազոտական և կոնստրուկտորական կազմակերպություններ, նյութատեխնիկական մատակարարման կենտրոններ, մշակվել են լեռնահետախուզական աշխատանքների բազմազան արդյունավետ եղանակներ, հումքի որակավորման ու պաշարների հաշվման համար անհրաժեշտ կոնդիցիաներ ու ստանդարտներ:

Մեր Հայրենիքը այժմ աշխարհում միակ երկիրն է, որն ապահովվում է սեփական լեռնային հումքի բոլոր տեսակներով: Քարածխի, նավթի, գազի, տորֆի, երկաթի, մանգանի, քրոմի, նիկելի, ապատիտի, ծծմբի, սնդիկի, կալիումական, նատրիումական և մագնեզիումական աղերի, բնական շինանյութերի և մի շարք այլ հանքանյութերի պաշարներով նա գրավում է աշխարհում առաջին տեղը, իսկ անագի, մոլիբդենի, վոլֆրամի, ռսկու, պղնձի, կոբալտի, ասբեստի և մի շարք այլ կարևորագույն հանածոների պաշարներով առաջին տեղերից մեկը: Այս առումով նշանակալից է այն փաստը, որ Սովետական Միությունը աշխարհի բարձր զարգացած

խոշոր երկրներից միակն է, որ զերծ մնաց վերջին տարիներին բռնկված էներգետիկական ճգնաժամի խաթարիչ ազդեցությունից:

ՄԼԿԿ 25-րդ համալումարում ընկ. Լ. Ի. Բրեժնևի հաշվետու զեկուցման մեջ երկրի արդյունաբերության զարգացման հեռանկարները հանգամանորեն բնութագրող տվյալներն ու գնահատականները և համազումարի որոշումը «ՍՍՀՄ ժողովրդական տնտեսության զարգացման 1976—1980 թթ. հիմնական ուղղությունների» մասին նոր վկայություն են այն խոշոր միջոցառումների, որոնք պետք է առաջիկայում կենսագործվեն երկրում տարվող լեռնահետախուզական աշխատանքները, ինչպես նաև գիտահետազոտական, կոնստրուկտորական, տեխնոլոգիական և այլ մշակումները հաջողությամբ ծավալելու նպատակով:

Ստորև մենք կանգ կառնենք Սովետական Հայաստանի երկրաբանների այն հիմնական նվաճումների վրա, որոնք ձեռք են բերվել Սովետական իշխանության տարիներին:

Երկրաբանական կառուցվածքով և ներծին պրոցեսների տրսևորման առանձնահատկություններով Հայկական լեռնաշխարհի տիրույթը բացառիկ նպաստավոր է եղել առաջացնելու մի շարք հանքատեսակների խոշոր արդյունաբերական կուտակումներ: Մեր լեռնաշխարհի վերջին 600 միլիոն տարվա պատմություն ունեցող ֆորմացիաներում ներկայումս հայտնի են սև, գունավոր, ազնիվ և հազվագյուտ մետաղների, բնածին աղերի ու դիատոմիտների, պեոլիտների ու բենթոնիտների, բնական շինանյութերի, հրակայուն ու թթվակայուն հումքի, քաղցրահամ ու բուժիչ ջրերի մեծ պաշարներ, որոնք ամբողջությամբ վերցրած լուրջ ավանդ են հանդիսանում մեր Մեծ Հայրենիքի բնական հարստությունների գանձարանում և հաջողությամբ իրացվում են ժողովրդական տնտեսության տարբեր բնագավառներում:

Հետաքրքրական է հետամուտ լինել մեր հանրապետության ընդերքում թաքնված հանքապաշարների հայտնաբերման և արդյունահանման պատմությանը:

Հնագիտական և ռադիոժամանակագրական տվյալներն ապացույցներ են տվել այն մասին, որ Հայկական լեռնաշխարհում պղինձն արդյունահանել են սրանից մոտ 8000 տարի առաջ, ոսկին՝ 4500 տարի առաջ, երկաթը՝ 3200 տարի առաջ, կապարը՝ 2500 տարի առաջ: Մեր հանրապետության տարածքը լի է հնագույն ժամանակներին պատկանող ավերված հանքաբուլերով, մետաղաձուլարաններով ու մետաղաձուլական խարամների կուտակումներով: Ընդերքի մետաղական հարստությունները լայն մասշտաբով շահագործվել են հազարամյակների ընթացքում և հիմքից զուրկ չէ դիտանականների զգալի մասի կարծիքն այն մասին, որ մեր մոլորակի վրա մետալուրգիայի առաջին նշանավոր օրրաններից մեկը եղել է Կովկասի և Առաջավոր Ասիայի միջև ընկած դոտին և մասնավորապես Լեռնահայաստանը:

Նորագույն ժամանակներում, Սովետական կարգեր հաստատելու առաջին շրջանում մեզ մոտ շահագործվում էին ֆրանսիական ձեռնակատերից ժառանգած Ալավերդու շրջանի պղնձի հանքերը և ապա Ղափանի հանքավայրը, որոնք միասին վերցրած տարեկան տալիս էին ընդամենը մի քանի հազար տոննա մետաղ: Քաղաքացիական շինարարության պահանջ-

ները բավարարելու համար սահմանափակ քանակությամբ արդյունահանվում էր նաև կրաքար, մարմար, տուֆ, ավազ, կավ: Երկրի նորաստեղծ պետական երկրաբանական կազմակերպությունները և գիտահետազոտական հաստատությունները, ժողովրդական տնտեսության զարգացման հեռանկարային պլաններից ելնելով, Սովետական Հայաստանում ծավալեցին երկրաբանական քարտեզագրական աշխատանքներ, վերստին գնահատեցին անցյալից հայտնի հանքանյութերի հեռանկարները և այսպիսով ստեղծեցին օգտակար հանածոների որոնումների համար անհրաժեշտ առաջին գիտականորեն հիմնավորված ուրվանկարը:

Պետք է նշել, որ միջպատերազմյան շրջանում վերահիշյալ հարցերի լուծման գործում իրենց ավանդը ներդրին այնպիսի երախտավոր ուսգիտնականներ ու ինժեներներ, որպիսիք են պրոֆեսորներ Վ. Գրուշեվոյը, Վ. Կոտլյարը, Ա. Կրժեչկովսկին, Ա. Դոդինը, Ի. Բարկանովը, Մ. Ռուսակովը, Վ. Կրեյտերը, Պ. Լեբեդևը, Բ. Լիշկովը, Վ. Ռենգարտենը, Կ. Պաֆենգոլցը, Վ. Զախարովը, Ն. Բատուրինը, Ա. Սոլովկինը, Յու. Արապովը, Ա. Գինգբուրգը, Ա. Դեմյոխինը, մեծանուն ակադեմիկոսներ Ֆ. Յու. Լեինսոն-Լեսինգը, Ա. Ն. Զավարիցկին, Ա. Գ. Բետեխտինը: Այս նույն ժամանակաշրջանում նրանց հետ սերտ համագործակցում էին անվանի հայ երկրաբաններ՝ պրոֆեսորներ Հ. Կարապետյանը, Տ. Զրբաշյանը, Ե. Բագրատունին, Ս. Այվազովը, Պ. Ղամբարյանը, Հ. Ստեփանյանը, երիտասարդ ինժեներ-հետախույզներ Գ. Հարությունյանը, Ս. Մկրտչյանը, Հ. Տեր-Օզանեզովը, Գ. Փիլոյանը, Ս. Տիգրանյանը, Պ. Մարինոսյանը, Հ. Դալլաքյանը, Մ. Միրզոյանը և ուրիշները:

Միջպատերազմյան շրջանի հետազոտությունների շնորհիվ զգալի ընդարձակվեցին պղնձի հանքավայրերի հետախույզված պաշարները և այդպիսով մեր երկրաբանները, լեռնագործներն ու մետալուրգները իրենց լուծման մոտեցին Մեծ հայրենականի ռազմաճակատը զինամթերքներով ապավելու գործում: Այս շրջանի գլխավոր նվաճումը սակայն համարվում է Հայաստանի նշանավոր պղինձ-մոլիբդենային հանքային ֆորմացիայի բացահայտումը: Այս հանքավայրերի մանրամասն հետախույզումը սկսվեց Հայրենական պատերազմի ժամանակ: Հետազոտում (1955—1965 թթ.) լեռնային փորվածքների ու հորատանցքերի խիտ ցանցով հաջողվեց բազմապատկել պղնձի և մոլիբդենի հետախույզված պաշարները, որոնց հիման վրա կառուցվեցին Քաջարանի (1952 թ.), Ագարակի (1963 թ.) ու Դաստակերտի (1951 թ.) կոմբինատները: Այժմ Հայաստանում ստացվող պղինձ-մոլիբդենային հարստանյութերը զգալի տեղ են գրավում երկրի գունավոր մետալուրգիայի արտադրանքի մեջ:

Երկրաբանական և լեռնահետախույզական աշխատանքները լայն թափ ուտացան մեզ մոտ հատկապես 50-ական թվականներից սկսած, երբ պետությունը Հայրենական պատերազմից հետո կրկին հնարավորություն ստացավ այդ ասպարեզին հատկացնելու խոշոր դրամական և նյութատեխնիկական միջոցներ:

Այս շրջանում (1945—1965 թթ.) հանրապետության անկյունագծային զոտում բացահայտվեց ոսկեբեր հանքանյութերի մի ուրույն և մեծ հեռանկարներով օժտված ֆորմացիա, որի հիման վրա ստեղծվեց և վերջերս շահագործման հանձնվեց Զոդի ոսկեհան կոմբինատը: Մենք երախ-

տագիտության խոսք պետք է ուղղենք նախկին «Կավզուլոտորազվեդկա» տրեստի այն արշավախմբի մարդկանց, որոնք առաջին հետախուզական փորվածքներն անցած Զոդի հանքավայրում և հիմք դրեցին հանքավայրի հետախուզմանը:

Բացահայտվեց երկաթի արդյունաբերական հանքավայրերի մի ամբողջ շարք, որոնց մասին անցյալում գոյություն ունեին միայն կցկտուր տեղեկություններ: Այժմ մանրամասն կերպով ուսումնասիրված և հետախուզված են Հրազդանի (1948, 1958—1962 թթ.) և Աբովյանի (1947, 1960—1975 թթ.) երկաթի հանքավայրերը, ուսումնասիրվում են Մեղրու և Գուգարքի շրջանի երկաթի հանքավայրերը, նախնական բնույթի հետախուզական աշխատանքներ են կատարված Սվարանցի մեծ պաշարներով օժտված օլիվին-մագնետիտային հանքավայրի սահմաններում: Հրազդանի իր տեսակի մեջ եզակի քիմիական կազմություն ունեցող հանքաքարի և բնական գազի հիմքի վրա 10-րդ հնգամյակում կգործի սև մետալուրգիայի առաջին հայկական ձեռնարկությունը, որն արտադրելու է հատուկ նշանակություն ունեցող բարձրորակ պողպատներ և էլեկտրատեխնիկական համաձուլվածքներ:

Աբովյանի հանքավայրում երկաթի հետ միասին մեծ արժեք է ներկայացնում ապատիտը՝ որպես հումք ֆոսֆորային պարարտանյութերի արտադրության համար, իսկ Սվարանցի հանքավայրում օլիվինը՝ որպես հումք մագնեզիումի օքսիդներ և ազոտային պարարտանյութեր ստանալու համար (ազոտաթթվային տեխնոլոգիայի կիրառման դեպքում):

Այստեղ անհրաժեշտ է հիշատակել նաև Մեղրու շրջանի Լիճքի և Արծվաբերդի պղնձի հանքավայրերը, որոնք հետախուզվել են 1950—1965 թվականներին: Այս հանքավայրերը դիտվում են որպես լրացուցիչ աղբյուր Ազարակի կոմբինատի հետագա գործունեությունն ապահովելու համար:

Վերջին երկու-երեք հնգամյակների մեծ նվաճումներից է պեռլիտների, բենթոնիտների և դիատոմիտների արդյունաբերական պաշարների հայտնաբերումը և որակավորումը որպես ինքնուրույն, որոշակիորեն անհատականացած ռեզիոնալ ֆորմացիաների: Պետք է ընդգծել, որ իրենց եկամտաբերությամբ այս հանածոների հանքավայրերը չեն զիջում մոլիբդենի, անագի, վոլֆրամի, ոսկու փառաբանված հանքավայրերին: Հայաստանի պեռլիտների կուտակումներն իրենց որակով լավագույնն են աշխարհում, իսկ պաշարներով շունեն մրցակիցներ: Նույնը կարելի է ասել նաև բենթոնիտների հանքավայրերի մասին, որոնցից ամենամեծը և բարձրորակը գտնվում է Իջևանի շրջանում: Պեռլիտների և բենթոնիտների հումքի բաղադրված այժմ գործում են համապատասխանաբար Արագածի և Իջևանի կոմբինատները: Լրիվ նախագծային մասշտաբներով շահագործվելու դեպքում սրանք տարեկան կտան մոտ 30 մլն. ռուբլու եկամուտ: Հայաստանում դիատոմիտների արդյունաբերական իրացման գործում ներկայումս կատարվում են միայն առաջին քայլերը. դրանք ավանդաբար դիտվել են միայն որպես հղկող և ֆիլտրող նյութեր, սակայն վերջերս դիատոմիտներից ստացվել են շափազանց արժեքավոր, ժամանակակից տեխնիկային անհրաժեշտ նոր նյութեր, որոնք զգալի բարձրացնում են այդ, առանց այն էլ հազվագյուտ, հումքի նշանակությունը: Բենթոնիտների խոշոր պաշարներ են հայտնաբերվել նաև Նոյեմբերյանի շրջանում,

որտեղ երկրաբանական վարչության ջանքերով հայտնաբերվել և հետախուզվել են նաև ցեոլիտների զգալի պաշարներ: Բենթոնիտների և ցեոլիտների առկա պաշարների հիմքի վրա կարելի է կադմակերպել բազմազան սորբենտների արտադրություն (այժմ աշխարհում օգտագործվում են ավելի քան 840 տարբեր սորբենտներ):

Անհրաժեշտ է նշել, որ վերը թվարկված հանքավայրի պաշարները որոշիչ դեր խաղացին Աղստև—Իջևան, Սևան—Զոդ և Մինջևան—Ղափան հրկաթգծերը կառուցելու գործում: Մանրամասն հետախուզական աշխատանքներ են կատարվել նաև Թումանյանի և Շորժայի հրակայուն հումքի հանքավայրերում: Առաջինի բազայի վրա գործում է Թումանյանի հրակայուն աղյուսների գործարանը: Ավելի բարձր կայունությամբ են (մինչև 1760°C) օժտված Շորժայի հումքից ստացվող աղյուսները. Շորժայի հումքը պիտանի է նաև մետալուրգիական արդյունաբերության համար որպես կաղապարող նյութ: Այս հանքանյութի խոշոր պաշարները և բարձր որակը հիմք են ծառայում մոտ ապագայում նրա մանրամասն տնտեսագիտական ուսումնասիրման համար:

Հայաստանի տարածքի ոչմետաղական հանածոների ցանկում բացառիկ տեղ է գրավում քարաղը, որի պաշարները հիրավի առասպելական են՝ 300 մլրդ. տոննա: Քարաղի հիմքի վրա գործում են Ավանի աղահանքը և Կիրովի գործարանի աղալուծույթ արտադրող հորատման կայանը: Նշենք, որ աղի վիթխարի պաշարները հայտնաբերվել են Արարատյան դաշտում՝ նավթի ուրոնման նսլափակով կատարված աշխատանքների ընթացքում: Խոր հորատման աշխատանքների հետևանքով պարզվեց, որ Հանրապետության տարածքի մեծ մասում բացակայում են նավթի ու գազի արդյունաբերական կուտակումների համար անհրաժեշտ երկրաբանական նախադրյալները (մասնավորապես մասշտաբային բնույթի), սակայն աղի պաշարներից բացի, այդ աշխատանքները մեզ տվեցին հսկայական ինֆորմացիա հանրապետության ընդերքի կառուցվածքի, հանքաբերության, ստորերկրյա ջրերի և սեյսմոգեն օջախների մասին:

Հայաստանի տարածքում անցյալում բորբոքված հրաբխային արտավիժումներից առաջացել են մեծ հռչակ վայելող տուֆեր, պեմզաներ, լիթոպեմզաներ, օբսիդիաններ, լավաներ ու խարամներ: Առկա են նաև գրանիտոիդներ, գաբրոներ, մարմարների, դոլոմիտների, կրաքարերի ու միշարք այլ արժեքավոր շինանյութերի արդյունաբերական պաշարներ: Այս հանածոների մասսայական արդյունահանման հնարավորությունների մասին կան ընդարձակ լեռնա-երկրաբանական ու տեխնիկա-տնտեսագիտական հետազոտություններ: Այժմ, երբ խնդիր է դրվում հանրապետության դյուղական շրջաններում արդյունաբերական ձեռնարկություններ ստեղծելու մասին, վերը թվարկված շինանյութերի պաշարների լայն չափերով իրացման հարցը դառնում է միանգամայն արդիական: Զերմոցային տնտեսությունների լայն զարգացման կապակցությամբ դրվում է նաև հանրապետության տարածքում հայտնի քարածխի և տորֆի փոքր կուտակումների և տաք հանքային ջրերի օգտագործման հարցը:

Խոսելով հանրապետության ընդերքի հարստությունների մասին, չի կարելի կանգ չառնել ստորերկրյա ջրերի վրա: Մեր երկրաբաններին հաջողվել է հայտնաբերված ջրերը ստորաբաժանել կիրառական ու գենետի-

կական տիպերի, ինչպես նաև գնահատել նրանց հոսքը, պաշարները, որոշել առաջին մոտավորությամբ աղբյուրների կապտածի ու օգտագործման ռեզիները: Կուրորտային շինարարության կապակցությամբ առանձնահատուկ ուշադրություն է դարձվել հանքային ջրերի ուսումնասիրությանը: Մանրամասն հետախուզվել են Արարատի, Շիրակի, Փամբակի, Սիսիանի, Մարտունու արտեզյան ավազանները, Հայաստանի կենտրոնական հրաբխային բարձրավանդակի և ապա ենթալավային տիպի մի շարք հոսքեր, Զերմուկի, Հանքավանի, Բջնու, Դիլիջանի, Ֆիոլետովոյի, Կիրովականի, Մարտունու, Կամոյի, Արարատի, Վեդու, Արգնու, Իջևանի հանքային ջրերը: Պարզվել է, որ հանրապետության ընդերքում ստորերկրյա ջրերի հոսքը կազմում է մեկ վայրկյանում մոտ 138 խոր. մ, որից 1 խոր. մ բաժին է ընկնում հանքային ջրերին:

Վերը թվարկված հետախուզական աշխատանքներում անգնահատելի ավանդ ունի հանրապետության երկրաբանական վարչության բազմահազար կուլեկտիվը, որի ջանքերով հետախուզվել են հանրապետության մոլիբդենի, ոսկու, երկաթի, ալյումինի հումքի, ապատիտի, պեոլիտի, բենթոնիտի, ցեոլիտի, դիատոմիտի, դոլոմիտի, հրակայուն հումքի, քարաղի, հանքային, արտեզյան ու միջլավային ջրերի առաջին արդյունաբերական պաշարները:

Պղնձի, մոլիբդենի և ոսկու հանքավայրերի հետախուզման ասպարեզում զգալի ծառայություն ունեն Գունավոր մետալուրգիայի վարչության երկրաբանները: Անտարակույս զգալի աշխատանք են կատարել նաև մեր նախագծային ինստիտուտների երկրաբանական բաժինները, որոնք մասնակցել են լեռնային արդյունաբերության, հիդրոտեխնիկական, բնակարանային շինարարության, գյուղատնտեսության ու տեխնիկական մեխանիզացիայի, կապի, ստորերկրյա տնտեսության, էներգետիկայի և այլ օբյեկտների երկրաբանական ու տեխնիկա-տնտեսական հիմնավորման շատ պատասխանատու գործին:

Կարևոր երկրաբանական աշխատանքներ են կատարված Արփա—Սևան, Սևան—Դիլիջան, Կիրովական—Ստեփանավան, Քաջարան—Ղափան գծերով անցնող թունելների շինարարության և գազամուղների ու ջրմուղների, ինչպես նաև Երևանի մետրոպոլիտենի շինարարության ընթացքում:

Վերը նշված աշխատանքներում խոշոր դեր են խաղացել երկրաբանական, գեոֆիզիկական և գեոքիմիական հետազոտությունները, որոնք կատարվել են ակադեմիական և ճյուղային ինստիտուտներում, բարձրագույն դպրոցների կողմից և արտադրական կազմակերպությունների թեմատիկ խմբերի և առանձին մասնագետների ուժերով: Բազմակողմանի ուսումնասիրվել և քարտեզագրվել են Հայաստանի ռեգիոնալ կոմպլեքսի ֆորմացիաները՝ նրանց նյութական կազմը, ֆիզիկական հատկությունները, տեղադրման ձևերն ու պայմանները, հասակային ու գենետիկական հարաբերությունները, հանքաբերությունն ու ջրաբերությունը, գետտեխնիկական առանձնահատկությունները: Խոր հորատման, լեռնային փորվածքների, գեոֆիզիկական զոնդաժի և երկնային հանույթների տված հարուստ ինֆորմացիայի հետ միասին նշված հետազոտությունները հնարավորություն տվեցին ծանրակշիռ գիտահետազոտական սկզբունքներով հանրապետության տարածքում առանձնացնել տեկտոնական և մետաղածնական գոտի-

ներ, հանքային շրջաններ ու դաշտեր, արտեզյան ու լավային ջրավազաններ, հրաբխային ու սեյսմոգեն գոտիներ, բացահայտել երկրաբանական մի շարք երևույթների դրսևորման օրինաչափություններ, ստեղծել համապատասխան գեոդինամիկական ու գեոքիմիական մոդելներ ու տեսություններ:

Հանրապետության գիտահետազոտական օջախներում (Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ, Երևանի պետական համալսարան, Երևանի Կ. Մարքսի անվան պոլետեխնիկական ինստիտուտ) մշակվել են Հայկական ՍՍՀ-ում տարածված նստվածքային ապարների բիոստրատիգրաֆիան, հրային ապարների մետաղածնական ու երկրաքիմիական մասնագիտացման տեսությունը, հանքային ֆորմացիաների և հանքային ջրերի դասակարգումը, նորագույն հրաբխականության հարցերը, օֆիոլիտների պրոբլեմը, տեկտոնաֆիզիկայի և ռեգիոնալ տեկտոնիկայի հարցերը և ուրիշ:

Իր գոյության ավելի քան չորս տասնամյակների ընթացքում Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտը մեծածավալ գիտական հետազոտություններ է կատարել նվիրված հանրապետության բնատարածքի ռեգիոնալ երկրաբանության, շերտագրության, պետրոգրաֆիայի, հանքաբանության, մետաղածնության, հրաբխականության, հիդրոերկրաբանության հարցերին: Այդ ժամանակաշրջանում հրատարկվել են երկրաբանական գիտությունների ակտուալ պրոբլեմներին նվիրված մի քանի տասնյակ խոշոր մենագրություններ, այդ թվում, «Հայկական ՍՍՀ երկրաբանությունը» տաս հատորանոց կոլեկտիվ աշխատությունը, որտեղ լրդհանրացված են հանրապետության և հարակից շրջանների տարածքում կատարված ավելի քան կեսդարյա երկրաբանական ուսումնասիրությունների արդյունքները: Ըստ էության դրանց հիմքի վրա են մշակվել հանրապետության ընդերքում թաքնված օգտակար հանածոների որոնման տեսական հիմունքները:

Կարևոր աշխատանքներ են կատարվել նաև լեռնային հումքի օգտագործման տնտեսագիտական պրոբլեմների ուսումնասիրության ուղղությամբ (ՀՍՍՀ-ի Մինիստրների սովետի Երկրաբանական վարչություն, ՍՍՀՄ Գունավոր մետալուրգիայի մինիստրության Երևանի լեռնա-մետալուրգիական և նախագծային ինստիտուտ, ՀՍՍՀ ԳԱ տնտեսագիտության ինստիտուտ, ՍՍՀՄ Երկրաբանության մինիստրության Լեռնային հումքի էկոնոմիկայի համամիութենական ինստիտուտի Կովկասյան լաբորատորիա, Լեռնային հումքի Կովկասյան ինստիտուտ, լեռնային հումքի Կազանի ինստիտուտի հայկական մասնաճյուղ, Հայկական ՍՍՀ շինանյութերի արտադրության մինիստրություն, «Արմդոլոտո» միավորում և ուրիշ.): Մենք երախտագիտությամբ պետք է հիշատակենք այն աշխատանքները, որոնք մեր հանրապետության տարածքում կատարել են ՍՍՀՄ Երկրաբանության, նավթի և գազի արդյունաբերության, գունավոր մետալուրգիայի, ջրային տնտեսության մինիստրությունները, Գեոդեզիայի ու քարտեզագրության գլխավոր վարչության բազմաթիվ գիտահետազոտական ինստիտուտները և մասնագիտացված հետախուզական կազմակերպությունները:

Եվ տեսության, և պրակտիկայի համար կարևորագույն արժեք են ներկայացնում հանրապետության տարածքում ստրուկտուրային, ֆացիալ և մետաղածնական զոնաների, տեկտոնական հարկերի, խորքային խզման զոնաների ու տարբեր հասակի մագմատիկական ու հանքային ֆորմացիաների

առանձնացումը, օգտակար հանածոների հանքավայրերի բաշխման տարածական ու ժամանակային օրինաչափությունների բացահայտումը, երկրաշարժերի օջախների, հրաբուխների ու հանքային աղբյուրների երկրակեղևի խզման գծերի հետ ունեցած կապի բացահայտումը: Այս ընդհանրացումը կարևոր նշանակություն ունի ստորերկրյա ջերմության գործնական արժեք ներկայացնող աղբյուրների որոնման և երկրաշարժերի կանխատեսման համար:

ՍՄԿԿ 25-րդ համագումարի դիրեկտիվները, ՀԿԿ 26-րդ համագումարի որոշումները և ՍՄԿԿ Կենտկոմի և Սովետական կառավարության 1975 թ. որոշումը Հայաստանի ժողովրդական տնտեսության զարգացման մասին նոր լուրջ խնդիրներ են դրել մեր հանրապետության երկրաբանների առջև: Մենք պետք է առաջին հերթին մեծ հավելումով ապահովենք լեռնային, լեռնա-քիմիական և լեռնա-մետալուրգիական արդյունաբերության ձեռնարկությունները բարձրորակ հումքի հետախուզված պաշարներով, բարձրացնենք հետախուզական աշխատանքների արդյունավետությունն ու արտադրողականությունը, բարելավենք հետախուզական աշխատանքների գիտատեխնիկական հիմնավորումը, գիտականորեն հիմնավորենք Հանրապետության կարևորագույն հանքային շրջաններում 1500—ից մինչև 2500 մ խորության մի շարք հենակետային հորատանցքերի հորատումը խոր հորիզոնների երկրաբանական կառուցվածքի և հանքաբերության մասին նոր ինֆորմացիա ստանալու նպատակով, կոնկրետացնենք օգտակար հանածոների կանխագուշակման ու հումքի նոր տեսակների որոնման համար մշակվող առաջարկությունները: Այնուհետև կատարելագործենք մեծ մասշտաբի մասնագիտացված երկրաբանական քարտեզները, բարձրացնենք դրանց տեղեկատվությունը, զարկ տանք երկրաբանական հետախուզական, գեոֆիզիկական ու գեոքիմիական մեթոդներին, բարելավենք մասնագիտական կադրերի պատրաստման ու որակի բարձրացման գործը, լայն ճանապարհ բացենք հետազոտական ու պլանավորման նոր եղանակների ու նոր տեխնիկական միջոցների ներդրման համար: Այս առումով մեծ անելիքներ ունեն Հանրապետության գիտահետազոտական հիմնարկությունները, բարձրագույն դպրոցները, արտադրական կազմակերպությունների թեմատիկ խումբերն ու լաբորատորիաները: Այն ֆորմուլան, թե գիտությունը արտադրական պրոցեսի տեսական կողմն է, բացառիկ պատկերավորությամբ դրսևավորվում է երկրաբանական գիտության և լեռնա-հետախուզական արտադրության կապի մեջ: Գիտության աշխատողները հսկայական անելիքներ ունեն Երկրի կեղևի կառուցվածքի, Երկրի ֆիզիկական դաշտերի, ներծին երկրաբանական պրոցեսների տեսության, հանքանյութի գոյացման տեսության, որոնման ու հետախուզության գիտա-տեսական ու մեթոդական հիմունքների մշակման, երկրաբանական գիտության ֆորմալիզացիայի, տեխնիկական նոր միջոցների ու հետազոտական նոր եղանակների ներդրման ասպարեզում: Այժմ 10-րդ հնգամյակի ժողովրդա-տնտեսական պլաններին համապատասխան Հանրապետության տարածքում ծավալված են քարտեզադրման, որոնման և հետախուզման կարևոր ու հետաքրքիր աշխատանքներ: Սրանց մի մասը շարունակվում է, այսպես կոչված, անավարտ ժբյեկտների տիրույթներում, իսկ մյուս մասը ձեռնարկվում է առաջին ան-

դամ: Այս աշխատանքներին զուգընթաց գիտահետազոտական հիմնարկությունները և բուհերը լեռնահետախուզական կազմակերպությունների մասնագետների հետ միասին պետք է կազմեն Հանրապետության տարածքի մի շարք քարտեզներ՝ լեռնային ապարների ֆորմացիաների, մետաղաբերության, բյուրեղային հիմքի, խզման զոնաների, սողանքների, առանձին հանքային դաշտերի ու ստորերկրյա ջրավազանների, ինչպես նաև մշակեն ապարների բացարձակ հասակի սանդղակ, տիեզերական նկարահանումների երկրաբանական վերծանման մեթոդիկան, ուսումնասիրեն մեզ մոտ շատ լայն տարածված մագմատիկ ապարների ֆորմացիաները, նստվածքային շերտախմբերը, հումքի հնարավոր նոր տեսակները և այլն: Այս առաջարկությունները հիմք կծառայեն հետախուզական ու որոնման աշխատանքները գիտականորեն հիմնավորելու, ինչպես նաև առաջընթաց քայլ կհանդիսանան մեր Հանրապետության տարածքի երկրակեղևի ուսումնասիրման խնդիրները բարձր հիմքերի վրա դնելու գործում:

А. Т. АСЛАНЯН

ГЕОЛОГИЯ АРМЕНИИ К 60-летию ВЕЛИКОГО ОКТЯБРЯ

Р е з ю м е

Геологическая наука и геологоразведочное производство в Армении, по существу, были созданы после установления Советской власти. В геологических организациях республики разработаны и решены важнейшие вопросы стратиграфии, петрографии и литологии, тектоники, металлогении, сейсмологии и вулканологии, инженерной геологии и гидрогеологии, закономерностей распределения месторождений полезных ископаемых и др. На основе этих работ созданы различные специализированные геологические карты, разработаны теоретические основы поисков полезных ископаемых, выявлены определенные металлогенические пояса и рудные формации, произведено районирование области по составу геологических формаций и связанных с ними полезных ископаемых, намечены направления поисково-разведочных работ по всем важнейшим видам минерального сырья. На территории республики выявлены промышленные запасы различных цветных, редких, благородных и черных металлов, горно-химического, огнеупорного и кислотоупорного сырья, перлитов, бентонитов, диатомитов, пемз, шлаков, разнообразных каменных строительных материалов, изучены и выявлены значительные запасы целебных минеральных вод, разведаны бассейны пресных артезианских, субартезианских и безнапорных вод и т. д. Таким образом, создана надежная база для развития отраслей народного хозяйства, основанных на использовании минерального сырья на длительные сроки. Задача дальнейших исследований в области геологии и минеральных ресурсов республики заключается в детальном изучении на новом высоком уровне вещественного состава всех

формаций пород и руд по их генетическим и возрастным типам и структуре, составлении на этой основе специализированных карт, отражающих закономерности распределения этих формаций, количественное прогнозирование полезных ископаемых, создание экспериментальных и математических моделей для изучения отдельных геологических структур и их рудоносности, широкое использование материалов аэро-высотных съемок и геофизического зондирования для изучения строения и состава глубоких горизонтов земной коры и прогнозирования на этой основе предвестников землетрясений, очагов возможных вулканических извержений, промышленных источников подземного тепла, а также корреляция особенностей минерализации верхних слоев коры и глубоких слоев коры и мантии.

УДК 55(479.25):551.24+552.1

А. Т. АСЛАНЯН, М. А. САТИАН

К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ
ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ ЗАКАВКАЗЬЯ

За последнее десятилетие в связи с достижениями в области геологии дна океанов, разработки теории «глобальной тектоники», ревизией ряда положений классической теории геосинклиналей заметно возрос интерес к проблеме генезиса офиолитовых ассоциаций. Некоторыми исследователями Кавказа офиолиты рассматриваются в качестве реликтов древней океанической коры, размещенной аллохтонно в составе коры материковой [18, 25 и др.]. Эта концепция, хотя и основана на значительном фактическом материале, включая материалы геологического картирования наиболее крупных выходов офиолитов, однако некоторые ее аспекты нуждаются в дальнейшем освещении и обстоятельном разборе. В настоящей статье приводятся наиболее важные фактические данные, характеризующие ареалы распространения, возрастные взаимоотношения и тектоническое положение офиолитовых поясов Закавказья.

Районы распространения офиолитов и главные типы пород
офиолитовой ассоциации

Приараксинский (Вединский) офиолитовый пояс

Породы офиолитовой ассоциации закартированы в левобережной части бассейна среднего течения р. Аракс, в басс. р. Веди и междуречье Веди и Азат, а также вскрыты несколькими глубокими скважинами в других районах (рис. 1). Восточнее, в бассейне р. Арпа, ассоциация пород, сходная с офиолитовой (основные вулканиты и мелкие тела серпентинитов), вскрыта в скважине у с. Заритап; многочисленные обломки пород офиолитовой ассоциации выявлены в составе конгломератов позднеконьякского возраста в басс. р. Джагры. Отсюда на северо-запад, к бассейну р. Веди, размерность и количество обломочного офиолитокластического материала уменьшаются, что указывает на наличие погребенных офиолитовых поднятий—питающих провинций к юго-востоку от вединских выходов, в бассейне р. Арпа. Этим обозначается дальнейшее продолжение погребенных офиолитов Вединского пояса через Арпинский сектор в Нахичеванскую мульду. К западу от вединских выходов офиолитовая ассоциация, вскрытая скважинами в междуречье Веди и Азат, представлена основными туфами с подчиненными им пачками радиоляритов и основных по составу эффузивов и гиалокластитов, сменяющихся к кровле андезитами и изредка кератофирами и их туфами. Суммарная мощность толщи превышает 1260 м

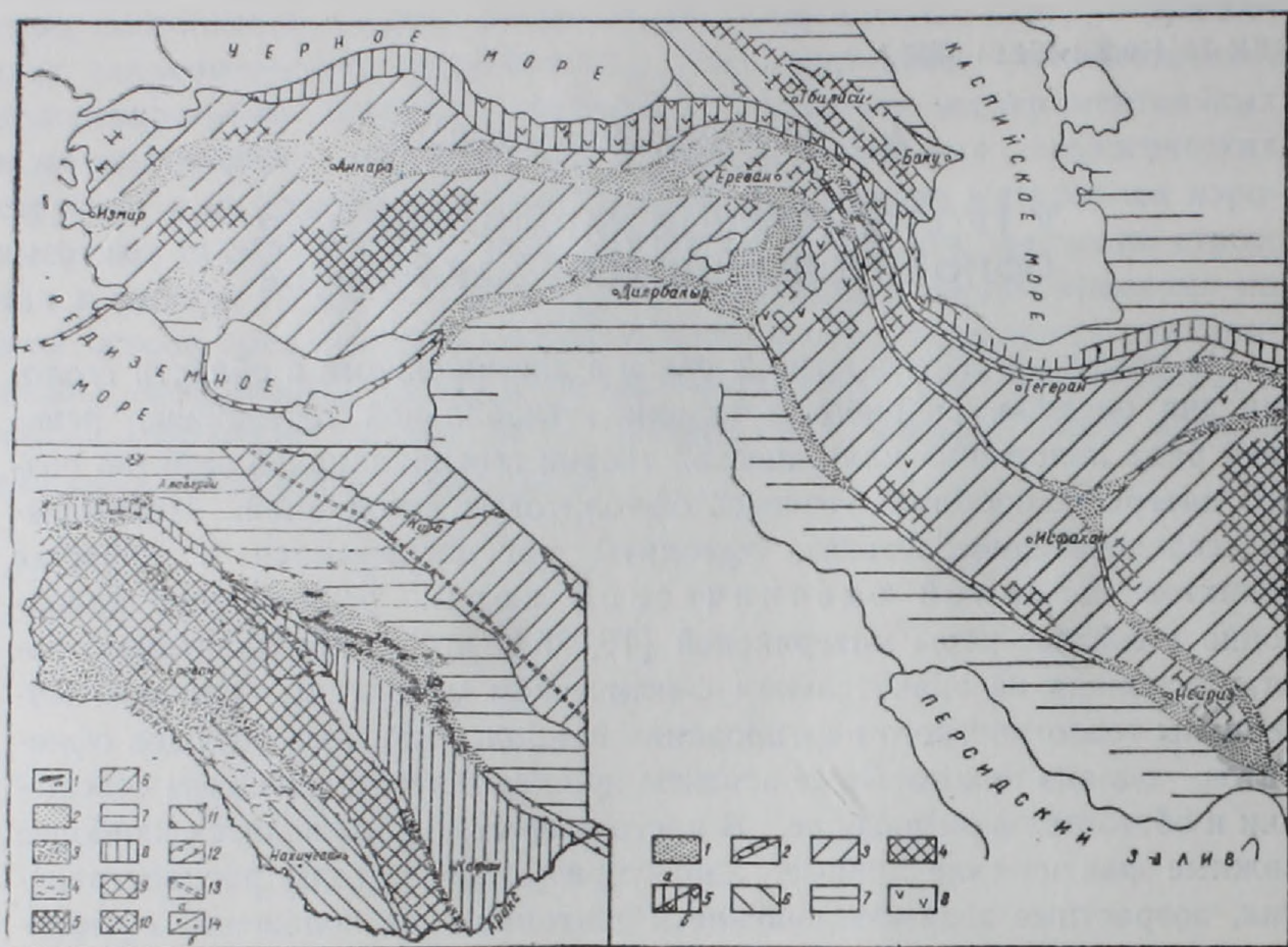


Рис. 1. Палеогеографическая схема Передней Азии для «среднемелового» времени и схема палеотектонической зональности Малого Кавказа (врезка). Легенда к схеме палеотектонической зональности Малого Кавказа. Офиолитовые зоны (1—3): Севанская, Зангезурская, Вединская (с СВ на ЮЗ). 1. Выходы ультраосновных пород (и серпентинитов). 2. Распространение офиолитовой ассоциации (ультрабазиты, спилиты, радиолариты). 3. Офиолитокластические отложения в надофиолитовом «чехле». 4. Выходы среднего-верхнего палеозоя и триаса (Главное — Вединское поле). 5. Выходы досреднепалеозойского метаморфического комплекса. Межофиолитовые зоны (6—11): 6. Предмалокавказская зона. 7. Сомхето-Карабахская (Агдамская) зона. 8. Базумо-Кафанская зона. 9. Анкаван-Мегринская (Зангезурская) зона. 10. Приподнятое положение эпибайкальского фундамента по геофизическим данным. 11. Урц-Джюльфинская зона. 12. Глубинные разломы, выделяемые по геофизическим данным. 13. Зона глубинного разлома, предполагаемая. 14. Скважины, вскрывшие: а) породы офиолитовой ассоциации, б) скважины, вскрывшие эпибайкальский фундамент, либо породы палеозойского чехла без признаков офиолитовой ассоциации в разрезе мезозоя-палеогена. Легенда к палеогеографической схеме. 1. Глубоководные офиолитовые прогибы (троги). Зона развития офиолитовой ассоциации (эвгеосинклинальный комплекс). 2. Регионально выраженные глубинные разломы, сочленяющие офиолитовые зоны. Офиолитовая ассоциация не выявлена. 3. Промежуточная и краевые (пришовные) зоны накопления мелководных терригенных флиш-подобных, терригенно-карбонатных отложений изменчивой мощности с тенденцией нарастания мощностей к краевым офиолитовым швам (комплекс срединных массивов и шельфа обрамления офиолитовых трогов). 4. Главные поднятия, включающие эпибайкальский фундамент, герцинский и киммерийский комплексы. 5. Понтийско-Сомхето-Загросская зона седиментации, разделенная внутренними поднятиями (северный «островодужный» комплекс): а) зона накопления мелководных терригенно-карбонатных отложений с локальным развитием подводного вулканизма; б) зоны накопления мелководных вулканокластических и эффузивно-вулканокластических базальтово-андезитовой и местами базальтово-диабазитовой серий с подчиненными им рифтовыми и

пр. осадочными сложенными и «вкраплениями» наземно-островных вулканических фаций. 6. *Рионо-Курильская зона* (включая южные предгорья Большого Кавказа) накопления мелководных известняково-терригенных и известняковых отложений с локальным проявлением вулканизма. (парагеосинклинальный комплекс). 7. Зона накопления мелководных карбонатных, изредка терригенных отложений. Вблизи стыка с краевыми офиолитовыми швами содержит прослой радиоларитов, изредка оползневые блоки офиолитов (комплекс передовых прогибов). 8. Проявление вулканизма в промежуточной (внутренней) зоне. Составлена по регионам Малой Азии и Ирана по данным [18, 19, 24, 31, 32—40], по Закавказью—с использованием схем П. Д. Гамкрелидзе, А. Л. Цагарели и др., Ш. А. Азизбекова и Э. А. Шихалибейли и др., а также К. Н. Паффенгольца, В. Т. Акопяна и авторов, изложенных в региональных сводках и опубликованных в соответствующих томах «Геология СССР».

(скв. № 1—Чатма). Подобная же ассоциация при некотором преобладании эффузивов (спилитовых порфиритов и диабазов) развита в ядре Ерахской (Бозбурункой) антиклинали, где в линзах известняков среди вулканитов офиолитовой ассоциации впервые были найдены многочисленные турон-раннесенонские рудисты [5, 15].

В верхнем и среднем течении р. Веди офиолитовая ассоциация представлена сходными типами пород: основными туфами с линзами радиоларитов, спилитовыми порфиритами, редко спилитами и диабазами, а также брекчиевидными туфоподобными породами андезито-базальтового состава, слагающими, по К. А. Мкртчяну [21], трубки взрыва и выделенными им под названием «хосровитов». Ультрамафиты и серпентинизированные их разности сосредоточены здесь в бассейне р. Кюсуз и представлены гарцбургитами и апогарцбургитами, а габброиды—нормальными и щелочными тешенитовыми разностями; вмещающие их вулканиты также обнаруживают щелочную специализацию.

На юго-западе и западе офиолиты вскрыты в скважинах близ гор. Арарат и у с. Маркара. По правобережью р. Аракс, в приводораздельной части хр. Армянский пар (Агрыдаг), в направлении от массива Б. Арарата на запад ультрамафиты размещены в порфиритах, которые, по наблюдениям Г. Абиха [1], включают линзы известняков с *Nipprurites* (в массиве г. Такалту и др.). Пройденный скв. Маркара-1 по левобережью р. Аракс разрез офиолитов мощностью более 1200 м представлен диабазами и спилитами, реже туфами; встреченные в разрезе этой скважины ультрамафиты, как и в большинстве других скважин, играют подчиненную роль и представлены мелкими телами пироксенитов и серпентинитов. Радиолариты имеют здесь крайне ограниченное распространение.

Закавказский офиолитовый пояс

На западе офиолитовый пояс включает выходы ультрамафитов и мафитов в ядре Ширакского антиклинория, к СВ от гор. Ленинакана [6]. Восточнее офиолиты выступают на южном крыле Базумского горст-антиклинория. Здесь, в басс. р. Черная, помимо ультрабазитов развиты диабазы, слагающие потоки (3—5 м), и чередующиеся с пач-

ками радиоляритов, в разной степени рассланцованных микрозернистых кремней, гематитовых яшм и изредка спонголитов. Породы эти слагают разноориентированные блоки, в совокупности характеризующие приразломный *тектонический меланж*. Их продолжением на юго-востоке являются ультрамафиты, мафиты и спилиты с линзами радиоляритов, обнажающиеся в ущелье р. Дзкнагет и в скважине у с. Цовагюх. Далее через акваторию Севана, у с. Карчахпюр, в 17 км к западу от гор. Варденис под молассами миоцена (сармата) мощностью до 400 м скважиной вскрыты диабазы, а также габбро с редкими мало-мощными телами серпентинизированных пироксенитов, сходные в целом с офиолитовой ассоциацией. Геофизические данные [22] указывают на приуроченность вулканитов к зоне *глубинного разлома*, южнее смыкающегося с офиолитами зоны Зангезурского глубинного разлома. Здесь в полосе с.с. Сваранц—Багаберд—Шишкерт выявляются мелкие блоки спонголитов, радиоляритов, спилитов, серпентинитов, лиственитов, продукты их разрушения были обнаружены в составе конгломератов нижнего сенона. Гнезда, жилы и мелкие линзовидные тела ультрамафитов в неясном залегании известны среди пород метаморфической толщи в ущелье р. Аракс, восточнее гор. Мегри.

Главный Малокавказский (Севанский) офиолитовый пояс

Размещен в «стволе» [13] Средиземноморского орогена. В пределах Горного Закавказья он прослеживается более, чем на 350 км от района гор. Амасия и Степанавана до Севанского хребта и далее на ЮВ до гор. Лачин, при средней ширине в 20 км. Пояс характеризуется широким развитием изоклиальной складчатости и крупными разрывными нарушениями. В сев.-зап. части пояса, в районе гор. Амасия и Степанавана в составе офиолитов преобладают диабазы, базальтовые порфириты с линзами радиоляритов, гематитовых яшм, внутриформационных конгломератов и рифогенных известняков. Среди вулканитов размещены относительно мелкие тела ультрамафитов и мафитов. Мощность стратифицированного комплекса офиолитов около 400 м (видимая).

В приводораздельной части Севанского хребта (верховье бассейна р. Саринар) выступает блок офиолитов протяженностью 9 км и шириной около 2 км. В его составе встречаются мощные пачки радиоляритов и прочих силицитов, чередующихся с типичными шаровыми спилитами, а также спилитовыми порфиритами. Помимо потоков и покровов в разрезе толщи отмечаются внутриформационные секущие тела диабазов и местами кератофиров. Радиоляриты по составу разнообразны: марганцевисто-кремнистые, железисто-кремнистые, глинисто-кремнистые и известковые. Среди силицитов обнаруживаются мелкие гнезда и линзы марганцевых окисных руд. Суммарная мощность толщи более 1000 м. Здесь она тектонически контактирует с ультрамафитами Джил-Сатанахачского массива, причем вдоль контакта наблюдаются выходы

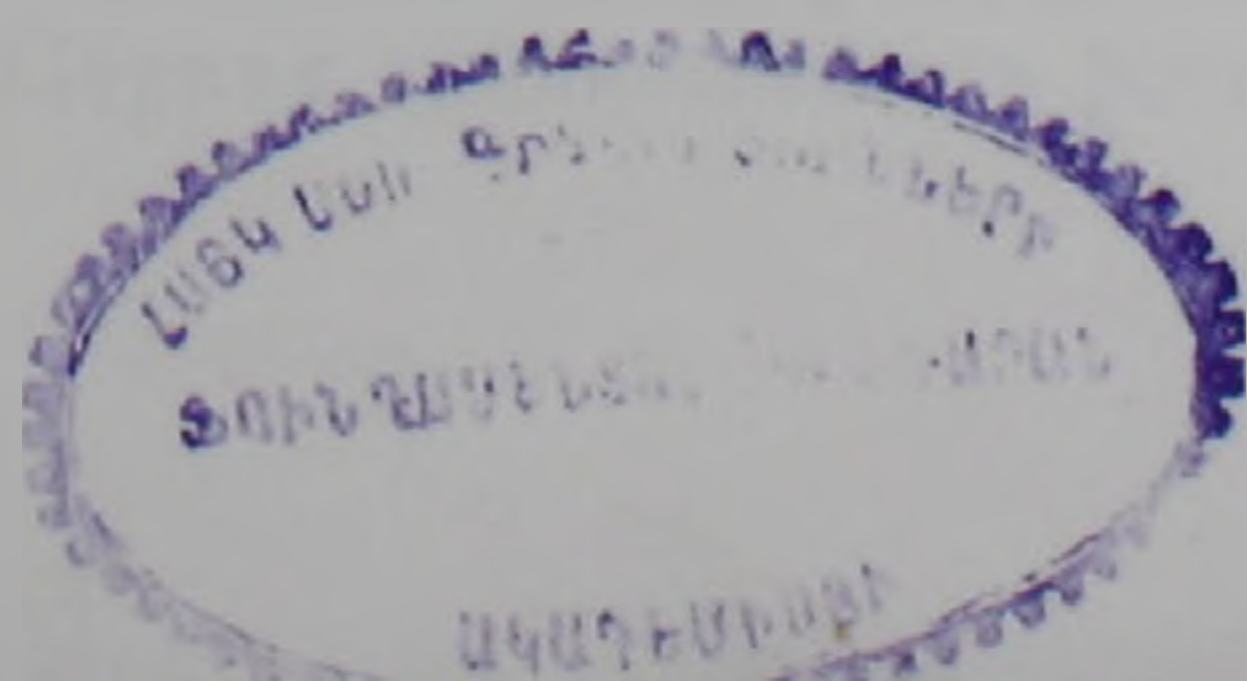
разнообразных сланцев, в том числе и глаукофансодержащих¹. У подножья Севанского хребта в районе с.с. Шишкая, Гейсу в составе толщи наблюдаются линзы апобноморфных кристаллических известняков, песчаников и гравелитов, вместе с тем линзы радиоляритов и микрозернистых кремней здесь маломощные, а в кровле толщи выделяется маркирующий горизонт кератофиров и туфов дацитового состава, с линзой известковистых радиоляритов и глоботрункановых известняков. Основание разреза не вскрыто, но парагенез пород указывает на более мелководные условия их накопления. Вероятно, в этой полосе развита зона сокращенных мощностей формации. К востоку, в районе сс. Караиман и Джанахмед развита ограниченная разломами мощная (до 600 м) толща диабазов и габбро, среди которых радиоляриты крайне редки. Соотношение диабазового и радиолярито-спилитового комплексов пока остается неясным. Северо-восточнее, в районе Зодского перевала, парагенез спилитов и радиоляритов довольно обычен. Этот комплекс вмещает крупные тела мафит-ультрамафитов. Сходный состав имеют офиолиты верховья р. Тертер и ее притоков, а также бассейна р. Акера. Они характерны большим развитием спонголит-радиоляритовых, менее глубоководных силицитов, наличием алевро-псаммитовых, а также глыбово-оползневых фаций, в составе которых содержатся породы офиолитовой серии и породы обрамления офиолитового пояса позднеюрско-неокомского возраста.

Предмалокавказский субофиолитовый пояс

Выделяется в значительной мере условно в Прикуринской зоне погружения верхнемеловых отложений. При выделении этого пояса прежде всего учитываются относительные максимумы аномалий силы тяжести (район с.с. Ламбалу и Керпелу), которые по плотностным характеристикам погребенных масс близки к ультрамафитам [8].

Обращает внимание наличие в этом поясе мелких выходов оливиновых габбро, пикритовых базальтов, серпентинитовых жил и даек пикритов (последние секут аален-нижнебайосскую вулканогенную толщу). По последним данным бурения, на юго-востоке Куринской депрессии вулканиты позднемелового возраста слагают непрерывную полосу вдоль северных предгорий Малою Кавказа. Юго-восточнее они срезаются близмеридиональным разломом по линии Талыш—Саатлы—Вандам—

¹ Ряд исследователей (С. Е. Айвазов, А. Г. Бетехтин, К. Н. Паффенгольц, Г. А. Пилюян, С. Б. Абовян) придерживаются мнения о магматическом становлении ультрабазитов, признаками чего являются: отсутствие отчетливых тектонических соотношений ультрабазитов Шоржинского массива с вмещающими известняками верхнего сенона (С. Б. Абовян, Г. А. Чубарян и др.), постепенные переходы лиственитов экзоконтакта в доломиты и доломитистые известняки, наличие троктолитов и оливиновых габбро, связывающих ультрабазиты с основными породами, «скрытая» дифференциация внутри ультрабазитов (С. Б. Абовян). Вопросы эти требуют дальнейшей детализации и рассмотрения.



Дербент. По результатам бурения, мощность вулканогенной толщи позднего мела-неокома-мальма в пределах Саатлинского гравитационного максимума оценивается более чем в 3000 м.

Возраст пород офиолитовой ассоциации

Исследованиями последних лет получены новые данные, уточняющие возраст стратифицированных пород офиолитовой серии. Находки *Vaccinites inferus* Douv. в линзах известняков среди вулканитов офиолитовой ассоциации Ерахского хребта [5, 15] Вединского пояса позволили датировать возраст вмещающих пород как позднемеловой (позднетурон-раннеконьякский), что в последующем было подкреплено обнаружением в известняках, чередующихся с вулканитами и радиоляритами, по правобережью среднего течения р. Веди (Коралловый овраг) и в среднем течении р. Кюсуз многочисленных *Globotruncana*. Из этих же пунктов в силицитах определен т. н. севанский комплекс радиолярий [16], датируемый альбом-ранним коньяком. Радиологический возраст габбро-эссекситов, тешенитов и спилитов определяется в 92—105 млн. лет [28].

В пределах Зангезурского офиолитового пояса палеонтологические находки пока немногочисленны. В линзах радиоляритов верховья р. Агандзугет (район с. Сваранц, в зоне Зангезурского разлома) из коллекции радиоляритов Л. П. Яшвили определяются радиолярии *Theocapsomma* (мел?), из нашей коллекции (1976 г.) радиоляритов бассейна р. Дзкнагет (здесь и далее определения радиолярий Л. И. Казинцевой, ВСЕГЕИ) выявлены *Cenosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *Xiphosphaera* (?) sp., *Dictyomitra* cf. *multicostata* sp., *Stichocapsa* cf. *verbana* Parona. Комплекс радиолярий условно относится к меловому.

Больше данных получено по Севанскому офиолитовому поясу. В западной его части, в ущелье р. Ахурян, у гор. Амасия, в линзах известняков среди вулканитов В. Т. Акопяном обнаружены раннесенонские брахиоподы: *Cyclothyris* cf. *tenuistriata* Agn. В пределах Севанского хребта в вулканогенной толще окрестностей с. Зод обнаружены *Gryphaea turkestanica* Bobk. (данные Г. А. Чубаряна). В этом районе, а также западнее, у с. Караиман в песчанистых известняках, подчиненных вулканогенной толще, В. Т. Акопяном были выявлены редкие пелециподы, ежи и зубы акул *Corbes* sp., *Astarte* (?) sp., *Orbiryhynchia* sp., указывающие на возраст вмещающих пород не древнее мела. Г. О. Пиджяном [26] из линз известняков среди вулканитов севернее с. Караиман приводятся многочисленные *Globotruncana* (определения Н. А. Саакян и Ю. А. Мартиросян).

В радиоляритах верховья р. Дзорагет, в ущелье Арчидзор определены *Saturnalis amissus* Sguinabol., многочисленные крупные ребристые скелеты *Dictyomitra multicostata* Zittel, *D. aff. torguata* Foreman, *Amphipyndax* (?) sp., указывающие на меловой (и, наиболее вероятно, позднемеловой) возраст вмещающих пород. У подножья Се-

ванского хребта, у с. Гейсу из радиоларитов, чередующихся с микрозернистыми известняками (с *Globotruncana*), определены позднемиоценовые *Holocryptocanium tuberculatum*, *H. barbui*, *Cryptaphorella* sp., *Sguinabollum fossilis*, *Amphipyndax* sp., *Dictyomitra pseudomacrocephala*, *D. multicostata*, *Lithocampe elegantissima*. Этот разрез является опорным для типизации севанского комплекса радиоларитов. Сходный комплекс был выявлен и в радиоларитах верховья р. Сатанахач [16].

Вместе с тем для юго-восточной части Севано-Акеринской зоны получены данные, свидетельствующие о доальбском возрасте пород офиолитовой ассоциации. Так, среди пород офиолитовой ассоциации обнаружен комплекс радиоларитов, относимый к раннеюрскому-нижнемиоценовому времени [16], местами гальки пород офиолитовой ассоциации появляются уже в верхней части разреза терригенного альба [18]. Радиологический возраст галек тешенитов позднеконьякских конгломератов Вединской зоны (бассейн р. Джагры) также укладывается в возрастной интервал от конца поздней юры—начала раннего мела до среднего мела включительно [28].

Наиболее перспективным представляется обсуждение этих данных в аспекте неодноактного раскрытия линеаментов и становления офиолитовых трогов. Первая, начальная стадия охватывает конец поздней юры и ранний неоген и проявляется фрагментарно, тогда как основная стадия формирования офиолитовых депрессий относится к альбу—нижнему сенону.

О надофиолитовом «чехле»

В разрешении проблемы эволюции офиолитовых поясов важное значение имеет история формирования надофиолитового «чехла» — комплекса пород, преимущественно осадочного (иногда вулканогенно-осадочного) состава, группирующихся в ряд формаций: граувакковую офиолитокластическую (поздний коньяк—ранний сантон), известняковую (сантон—верхний сенон), флишоидную терригенно-известняковую (даний—палеоцен), наконец, формации флишоидного и моласового типа, относящиеся соответственно к эоцену и майкопу. Повсеместно отложения, слагающие «чехол», залегают на офиолитовом комплексе резко несогласно и с размывом. В составе терригенных формаций «чехла» в значительном количестве присутствует офиолитокластический материал, объем которого указывает на колоссальные масштабы размыва офиолитов. Это обстоятельство требует соответствующих корректив при оценке первичных мощностей и объемов пород офиолитовой серии. Из анализа фаций, мощностей комплекса «чехла» обнаруживается высокая тектоническая мобильность офиолитовых зон на этом этапе развития, выраженная в контрастных вертикальных перемещениях отдельных блоков, составляющих их «клавиатуру» (рис. 2).

Отметим следующие особенности, характеризующие строение надофиолитового «чехла». Первая заключается в резких изменениях стро-

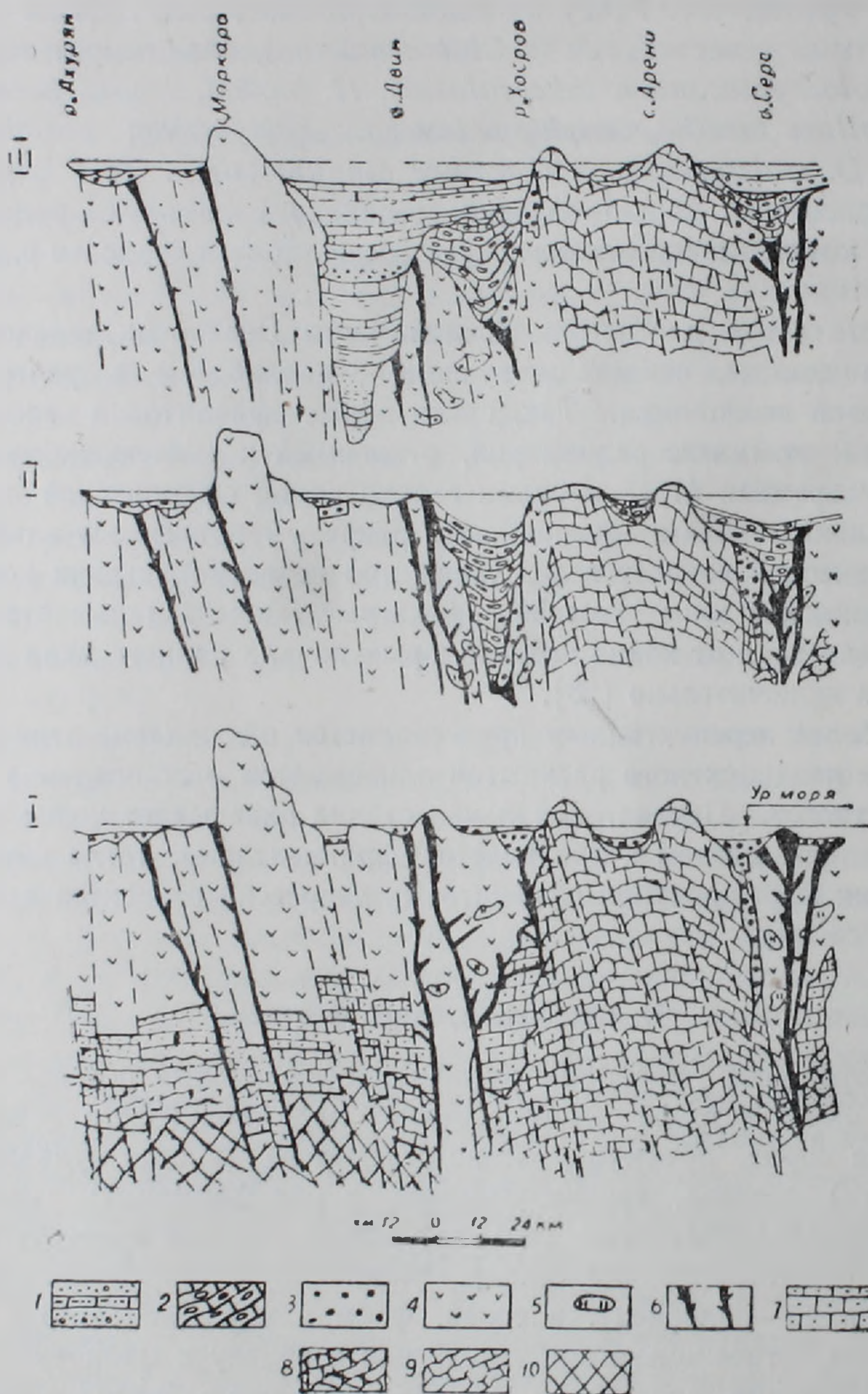


Рис. 2. Палеогеологический разрез Вединской офиолитовой зоны (продольный) I—офиолитовая стадия, II—стадия стабилизации (сантон—поздний сенон), III—стадия стабилизации (даний—палеоцен). 1. Терригенно-карбонатная флишоидная формация $K_2^{d-PP_{g1}}$. 2. Известняковая пелитоморфная формация K_2^{st-sn} . 3. Граувакковая офиолитокластическая формация K_2^{cn} . 4, 5. Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация $K_1^{al(?)}-K_2^{cn}$. (4—вулканиты, 5—силициты). 6. Гипербазиты, габброиды (и серпентиниты). 7. Известняки органогенно-детритовые (известняковая субформация и известняково-терригенная формация, K_2^{cm-t}). 8. Терригенная формация $J_2^{bj}-J_3^{cl}$. 9. Карбонатные и карбонатно-терригенные формации среднего-верхнего палеозоя—триаса. 10. Древний метаморфический комплекс.

ения, состава и мощностей формаций «чехла» вкрест простирания офиолитового пояса. Так, в строении Вединского пояса наибольшие мощности граувакковой формации, флишоидное ее строение и сланцево-кластический состав терригенных пород характеризуют его северную периферию, напротив—микститовый и калькаренитовый состав и малые мощности развиты вдоль южной периферии. Полярность размещения типов формаций «чехла» характерна и для остальной части «чехла». Показательно, например, тяготение мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций среднего-верхнего эоцена к северной и маломощных осадочных формаций—к южной периферии зоны. Следует обратить внимание и на наличие в строении комплекса южного обрамления Зангезурской офиолитовой зоны крупных, линейно вытянутых дайкообразных и силлообразных тел (потоков и лакколитов) андезито-базальтов, протяженностью до 50—70 км и мощностью до 1—2 км (басс. р.р. Шишкерт, Мусалам, Гиратах), возраст которых К/Аг методом определяется в 42—45 млн. лет (по данным Г. П. Багдасаряна). Подобные дайкообразные тела известны в зоне Ширакского хребта, где они секут отложения сенона и эоцена. Здесь же отметим, что оливиновые габбро офиолитовой серии ранее рассматривались совместно с ними и ошибочно относились к послесреднеэоценовым образованиям [24].

В строении «чехла» нередко *протрузивные* тела серпентинитов и серпентинизированных ультрамафитов. Соотношения их с вмещающими отложениями отчетливо тектонические и подчинены направленности и масштабам орогенных дислокаций, определивших чешуйчато-надвиговую структуру офиолитовых поясов.

Об автономном развитии офиолитовых поясов

Глубинным сейсмическим профилированием выявлено [14], что Присеванская офиолитовая зона контролируется разломом, прослеживаемым до поверхности Мохоровичича на глубину 40—50 км, сместители разломов близки к вертикали, а максимальная амплитуда смещения крыльев разлома по поверхности фундамента кристаллического основания составляет 2—3 км. Примерно такие же характеристики имеют глубинные разломы, контролирующие западный сектор Зангезурской зоны и Вединский офиолитовый пояс. Сходные данные получены по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов [8].

На автономность развития офиолитовых поясов указывают особенности внутреннего строения и «набор» пород офиолитовой ассоциации. Для Вединского пояса характерна ассоциация радиоляритов с *туфами* при подчиненном значении эффузивных пород и в целом щелочной тенденции петрохимии базальтоидов [23]; ультрамафиты имеют крайне незначительное развитие. Офиолитовая ассоциация Севанского и Зангезурского поясов отличается преобладанием *эффузивных* пород в парагенезе с мощными и разнообразно представленными радиоляритами,

в их числе и марганцевистыми. При этом вулканиты Севанского пояса петрохимически относятся к толеитовой серии. Ультрамафиты слагают крупные массивы.

В рассматриваемой проблеме важное место занимают особенности внутреннего строения офиолитовой серии и прежде всего вопросы фациальной зональности стратифицированных компонентов. В Вединском поясе, наименее затронутом позднеальпийским орогенезом, удастся реконструировать основные черты палеогеографии, особенностью которой является развитие по периферии относительно глубоководного офиолитового трога зон ссращенных мощностей офиолитовой ассоциации, в латеральном направлении сменяющихся терригенными отложениями шельфа [28, 29]. Наконец, не менее важным для обсуждаемой проблемы является строение основания и обрамления офиолитовых зон. Особенностью Севанского и отчасти Зангезурского палеопрогибов является их пространственное совмещение с титон-неокомской зоной глубоководной карбонатной седиментации (гугарацкая или спитакская, багабердская свиты). Вединский же офиолитовый прогиб был наложен на субплатформенный комплекс среднего-верхнего палеозоя-триаса с большим перерывом в седиментации в интервале от ранней юры до неокома включительно.

Возраст спитакской свиты Базумского хребта определяется несогласным налеганием на нее альбских отложений с *Kosmatella agassizinus* Pict., *Puzosia sharpei* Spath. и др. и находками в слагающих ее известняках редких острокод нижнемелового облика, *Belemnites* sp. [6, 4], более достоверно устанавливается неокомский (барремский) возраст известняковой свиты в зоне Зангезурского разлома по находкам фораминифер *Balkanica* sp. [10]. Блоки сравнительно глубоководных пелитоморфных известняков берриаса выявлены в строении Севанского хребта [3] и в пределах Кельбаджарской мульды; признаки значительной глубоководности отмечены в отложениях поздней юры-неокома Акеринской зоны [18]. Небезынтересно отметить, что и в северной Анатолии офиолиты совмещены с зоной глубоководной карбонатной седиментации поздней юры-неокома [36].

Межрегиональные корреляции

Вопросы пространственно-структурного соотношения офиолитовых поясов Закавказья и смежных регионов обсуждались неоднократно [6, 7, 18, 19, 24, 28, 31, 32, 36, 39]. Установлено структурное единство Севанского и Северо-Анатолийского офиолитовых поясов (рис. 1). Вединский офиолитовый пояс к западу смыкается с выходами офиолитов у г. Кагызман и далее простирается к Эрзинджану¹. Зангезурский офиолитовый пояс к западу от Ширакского хребта, вероятно, также включается в зону эрзинджанского синтаксиса. Севанский и Зангезурский офиолитовый пояса разобщаются друг от друга, огибая Кафанскую

¹ Соотношение с офиолитами Мерсин-Эрзинджанской ветви остается неясным.

плиту с запада и востока. Юго-восточнее г. Лачин Севанский пояс, вероятно, трассирован глубинным разломом, пересекающим долину басс. р. Аракс [9], и далее сочленяется с системой глубинных разломов южного обрамления Эльбурса, которые восточнее контролируют офиолиты Сабзевара. По имеющимся данным разломной тектоники и спутниковым фотоснимкам, Вединский пояс соединяется с Зангезурским южнее широты басс. р. Аракс и является вероятным структурным продолжением Наин-Бафтского глубинного разлома, в пределах которого фрагментарно развит цветной меланж [37]. В торцовом сочленении с Вединским офиолитовым поясом находится ветвь офиолитов басс. оз. Ван—Курдистанского хребта.

Проблема формационного анализа офиолитовой ассоциации Малого Кавказа и смежных регионов Малой Азии и Ирана остается далеко еще не решенной. Основные трудности заключаются в разработке критериев разграничения таких понятий как «цветной меланж», «серпентинитовый» и «полимиктовый» меланж, местных понятий типа «анкарский меланж», структурных—«слоистый меланж», т. е. комплексов апостратифицированных, либо изначально обладавших хаотической структурой, заложенной на седиментационном этапе. Наблюдения последних лет приводят к выводу о многоэтапности процесса становления внутренней нарушенной хаотической структуры офиолитовых зон и о разнообразии причин, их обуславливающих. Все чаще в их составе выявляются олистостромовые и турбидитовые толщи. Примером служит «анкарский меланж» [41]. Все это, естественно, ставит перед исследователями задачу разработки более или менее унифицированной их классификации по литологическому и тектоническому признакам.

В ы в о д ы

Выявление пород офиолитовой ассоциации в Зангезурской шовной зоне и на ее северном продолжении к басс. оз. Севан, а также анализ структурной позиции офиолитов Ширакского хребта позволяют обосновать наличие в структуре Малого Кавказа Зангезурского офиолитового пояса.

Пространство, заключенное между Зангезурским и Севанским офиолитовыми поясами от Кафанского антиклинория на юге до Базумского горст-антиклинория на северо-западе, палеотектонически обособляется в самостоятельную Базумо-Кафанскую структурно-формационную зону (рис. 1). Отличительными чертами ее строения являются: развитие титон-неокомского карбонатного глубоководного, а по периферии—мелководного (ургонская фация) комплексов, развитие вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций байоса и оксфорда-кимериджа в строении Кафанского антиклинория; сходный ряд формаций можно прогнозировать в строении Базумского сектора. Промежуточный между Севанским и Зангезурским офиолитовыми поясами

киммерийский субстрат в пределах зоны синтаксиса интенсивно складчат, разбит серией разрывных нарушений на мелкие блоки и чешуи.

Вулканыты офиолитовых серий относятся к контрастно дифференцированным формациям при резком преобладании базальтоидов.

Чрезвычайно характерно размещение мафит-ультрамафитового комплекса среди вулканогенных и кремнистых пород, относимых, по палеонтологическим данным, к альбу(?)—турону—раннему коньяку. Позднеюрские-неокомские радиоляриты и вулканыты имеют подчиненное место в строении офиолитовых зон и свидетельствуют о более раннем заложении отдельных фрагментов офиолитовых депрессий, которые затем были вовлечены в процессы более значительных деструкций «среднемелового» времени.

Приведенные данные об автономном развитии офиолитовых поясов позволяют рассматривать их как системы относительно глубоководных трогов, заложенных на гетерогенной коре. Современные офиолитовые пояса региона в целом маркируют протяженность офиолитовых депрессий мезозоя.

В результате широкого проявления киммерийского орогенеза геосинклинальная область горного Закавказья превратилась в квазикратонную область. Новое ее вовлечение в процессы деструкций приводит к возникновению в «среднем» мелу офиолитовых тафрогеосинклиналей, знаменующих начальный этап новоальпийского тектонического цикла. Становление современной чешуйчато-надвиговой структуры офиолитовых поясов было обусловлено ларамийской фазой складчатости в конце сенона—начале палеогена и мощным орогенезом в послесреднеэоценовое время (в верхнем эоцене, конце олигоцена и в среднем миоцене).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 31.V.1977.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, Մ. Ա. ՍԱԹՅԱՆ

ԱՆԴՐՎՈՎԿԱՍԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏԻՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳՐԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Անդրկովկասում օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարները կազմում են Սևանի, Զանգեզուրի և Վեդու գոտիները կամ զոնաները: Պայմանականորեն անշատվում է նաև նախափոքրկովկասյան (Մերձքուռյան) սուբօֆիոլիտային գոտին:

Գոտիներից յուրաքանչյուրը բնորոշվում է հրաբխածին և կալծքարային ապարների յուրահատուկ պարագենեզիսներով և մաֆիտ-ուլտրամաֆիտային կոմպլեքսների զարգացման մասշտաբներով:

Պալեոնտոլոգիական տվյալներով հրաբխային ապարների և ուղիտ-լարիտների հասակը որոշվում է ալբից մինչև վերին կոնյակ ընկած ժամանակահատվածով: Առանձին օֆիոլիտային գոտիների ծածկույթի կառուցվածքում ուշադրության են արժանի նստվածքային և հրաբխածին-նստվածքային ֆորմացիաների ասիմետրիկ տեղադրումը և հիպերբազիտների պրոտ-

րուզիաները ներփակող ծածկոցի ապարների հզորությունն ու նրանց կազմի զգալի տատանումները:

Այսպիսով, օֆիոլիտային գոտիներն ըստ ֆորմացիաների շարքերի ունեն ինքնավար բնույթ:

Սևանի, Վեդու և Զանգեզուրի գոտիները դեպի արևմուտք՝ Անատոլիայում ներգրավվում են էրզնկայի սինտաքսիսի մեջ: Իրանի տարածքում նրանք հանդիսանում են գունավոր մեկանժով ներկայացված Բաֆթ—Նայինի լինեամենտի շարունակությունը:

Պալեոտեկտոնիկայի տեսակետից Անդրկովկասում առաջին անգամ առանձնացվում են Զանգեզուրի օֆիոլիտային գոտին և Բազում—Ղափանի զոնան, որը միջանկյալ դիրք է գրավում Զանգեզուրի և Սևանի գոտիների միջև:

Հոդվածում նշվում է կիմերյան և ուշալսիական ծալքավորման նշանակությունը օֆիոլիտային գոտիների զարգացման և նրանց ժամանակակից կառուցվածքի կազմավորման գործում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавк. отд. русск. географ. общ-ва, кн. XXI, 1899.
2. Абовян С. Б., Геворкян Г. М. Некоторые вопросы геологического положения гипербазитов Армянской ССР и перспективы их хромитоносности. ДАН Арм. ССР, т. XLIX, № 2, 1969.
3. Аванесян А. С. К вопросу о присутствии неокон-альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ). Вестник МГУ, сер. IV, «Геология», № 6, 1975.
4. Акопян В. Т. К стратиграфии меловых отложений Базумского хребта (Северная Армения). Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XV, № 1, 1962.
5. Асланян А. Т. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Армянская ССР). Докл. АН Арм. ССР, т. XI, № 5, 1950.
6. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во «Айпетрат», Ереван, 1958.
7. Асланян А. Т. Тектоника. В кн.: «Геология СССР», т. XLIII, «Армянская ССР», «Недра», М., 1970.
8. Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Милай Т. А., Никольский Ю. И., Сироткина Т. И. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, № 6, 1975.
9. Ахмедов Т. А., Раджабов М. М., Гаджиев Р. М. Глубинное строение. В кн.: «Геология СССР», т. XVII, «Азербайджанская ССР», «Недра», М., 1972.
10. Барсегян В. Б., Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П., Торосян Р. А. Новые данные о геологии Южного Зангезура. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, № 4, 1972.
11. Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных и осадочных комплексов Анкавано-Зангезурского разлома в юго-восточной Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLIV, № 1, 1969.
12. Габриелян А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, № 4, 1974.
13. Джанелидзе А. И. К вопросу о геотектоническом расчленении Грузии. Вопр. петрогр., т. 1, Изд. АН СССР, 1953.
14. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Изучение глубинных разломов по материалам станции «Земля» на территории Армении. «Разведочная геофизика», вып. 72, «Недра», М., 1976.
15. Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР. Ереван, 1955.

16. Жамойда А. И., Казинцева Л. И., Тихомирова Л. Б. Комплексы радиолярий Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1976.
17. Кашкай М. А. Офиолитовая формация Малого Кавказа. В кн.: «Геология Азербайджана». Петрография. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1952.
18. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. «Наука», М., 1975.
19. Ломизе М. Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья, «Геол. и разведка», № 11, 1970.
20. Ломизе М. Г. Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLV, № 6, 1970.
21. Мкртчян К. А. Интрузивы бассейна р. Веди. В кн.: Геология СССР, т. XLIII, «Армянская ССР», «Недра», М., 1970.
22. Назаретян С. Н., Казарян С. С. Опыт классификации глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по данным геофизики. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, № 3, 1976.
23. Паланджян С. А., Сатиан М. А., Степанян Ж. О. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, № 1, 1977.
24. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд-во АН Арм. ССР, 1947.
25. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», № 4, 1969.
26. Пиджян Г. О. Об осадочно-вулканогенной толще северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, № 6, 1956.
27. Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Чолахян Л. С. Новые данные о верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще юго-западной части Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLIII, № 3, 1968.
28. Сатиан М. А. Строение Ереванско-Ордубадской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. L, № 2, 1975.
29. Сатиан М. А., Степанян Ж. О. Типы радиоляритов офиолитовых поясов Армении и их палеогеографическое значение. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле № 1, 1976.
30. Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. «Наука», М., 1977.
31. Хаин В. Е. Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока. «Геология и разведка», № 2, 1972.
32. Штеклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1, 1966.
33. Alavi M. et al. Explanatory Text of the Quadrangle Map. Geological Survey of Iran, 1969.
34. Alavi M., Shahrabi M. Geological Map of Iran, 1:100.000 Sheet 5265 — Maragheh, 1975.
35. Altinli J. E. Explanatory Text of the Geological Map of Turkey, Erzurum, Ankara, 1963.
36. Brinkmann R. Geology of Turkey, Stuttgart, 1976.
37. Davoudzadeh M. Geology and Petrography of the Area North of Nain. Central Iran. Geol. Survey of Iran, Report, № 14, 1972.
38. Forster H. Association of Volcanic Rocks in the Mountains South of Sabzevar (NE Iran), In: Inter. Geol. Congr. Rept. XXIII Session. v. 2, Proc. Section 2, Volcanism and Tectogenesis. Prague, 1963.
39. Ilhan E. The Structural Features of Turkey. In: Geology and History of Turkey. The Petroleum Exploration Society of Libya. Tripoli, Libya, 1971.
40. Kamen-Kaye M. Review of Depositional History of Turkey. In: Geology and History of Turkey. Tripoli, Libya, 1961.
41. Norman T. Flow Features of Ankara Melange. In: IX Congress International de Sedimentologie. Theme IV. Nice, 1975.

УДК 551.24

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ОЧЕРК СЕЙСМОТЕКТониКИ КАВКАЗА
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН

Географическое распространение эпицентров землетрясений на поверхности Земли позволяет установить три глобальных сейсмоактивных пояса: 1. Циркум-Тихоокеанский (самый большой пояс), 2. Пояс рифтовых зон, океанических и континентальных (Восточно-Африканская, Саяно-Байкальская, Рейнско-Скандинавская, Кордильерская) и 3. Альпийско-Гималайский. Эти пояса, в общем, соответствуют границам крупных глобальных жестких плит литосферы, существование которых предполагается новой, в настоящее время широко распространенной, гипотезой «тектоника плит».

В геодинамическом отношении первый из указанных поясов представляет современную геосинклинальную область, испытывающую режим, характерный для первой (офиолитовой) стадии развития ортогеосинклиналей с присущими для этого режима показателями: интенсивные, резко дифференцированные тектонические движения большой амплитуды, вулканизм и др.

Рифтовый пояс характеризуется сводообразным воздыманием горных хребтов (срединно-океанических и наземных эпигорогенных, эпикратонных), что сопровождается возникновением в их сводовых частях грабенных, раздвиганием континентальной коры (в среднем 1 см в год) и формированием коры океанического типа (гипотеза спрединга). Альпийско-Гималайский пояс испытывает интенсивное эпигеосинклинальное горообразование, выразившееся в блоковом поднятии складчатых сооружений и опусканий межгорных и внутригорных наложенных впадин.

Армения и Кавказ, в целом, расположены в третьем из указанных сейсмоактивных поясов—в альпийской эпигеосинклинальной орогенной зоне юга Евразии, где интенсивные тектонические движения продолжаются и в настоящую геологическую эпоху. Эти движения обуславливают разрушительные землетрясения, происходившие на территории Кавказа в историческое время (Арабат—1840 г., Двин—893 г., Гари—1679 г., Ани—1132, 1319 гг., Ахалкалаки—1899 г., Табацкури—1940 г., Шемахи—1192, 1667, 1671, 1859, 1869, 1872, 1902 гг., Махачкала—1970 г. и др.), причинившие огромный материальный ущерб народному хозяйству и стоящие жизни сотни тысяч людей.

Землетрясение—одна из форм проявления новейших и современных тектонических движений, вызванных периодической активизацией эндогенных процессов, происходивших в тектоносфере, охватывающей кору и верхнюю мантию до глубины 700 км. Самый глубокий толчок зафиксирован на глубине 720 км. Более глубокие части Земли, по-видимому, асейсмичны.

Мы пока точно не знаем о конкретных физико-химических и механических процессах, которые происходят на границе коры и верхней мантии Земли и вызывают землетрясения. Точно также остается еще гипотетичным механизм землетрясений, так как очаги сейсмических толчков недоступны для непосредственных наблюдений.

Наши представления о механизме землетрясений основаны лишь на косвенных данных: смещения на поверхности Земли над очагом, поведение образцов пород в лабораторных условиях при высоких давлениях и температуре, характеризующих соответствующие глубины, распространение сейсмических волн и др.

Согласно современным представлениям сейсмологической науки, землетрясения—это особый тип движений, вызывающий упругие деформации, которые на поверхности Земли переходят в различные остаточные деформации.

Большинство сейсмологов считают, что землетрясения тектонического происхождения связаны с освобождением энергии, накопившейся в форме упругого напряжения в горных породах. Освобождение этой энергии сопровождается возникновением разрыва с относительным смещением по обеим сторонам его плоскости. Они происходят в тех случаях, когда в определенных местах земной коры внутренние напряжения нарастают настолько быстро, что уже не могут разрушаться пластическими деформациями пород и образуются разрывы.

Вопрос об источнике энергии, вызывающей сотрясение земной коры, в конечном счете—проблема тектоническая, ибо это та же энергия, которая обуславливает складчатость и метаморфизм, горообразование и магматизм и другие важнейшие геологические процессы, создающие современную форму земной коры.

Землетрясения и тектонические движения, вызванные одним и тем же глубинным физическим процессом, являются поверхностными выражениями последнего и вероятнее всего представляют различные реакции литосферы на возбуждение астеносферы.

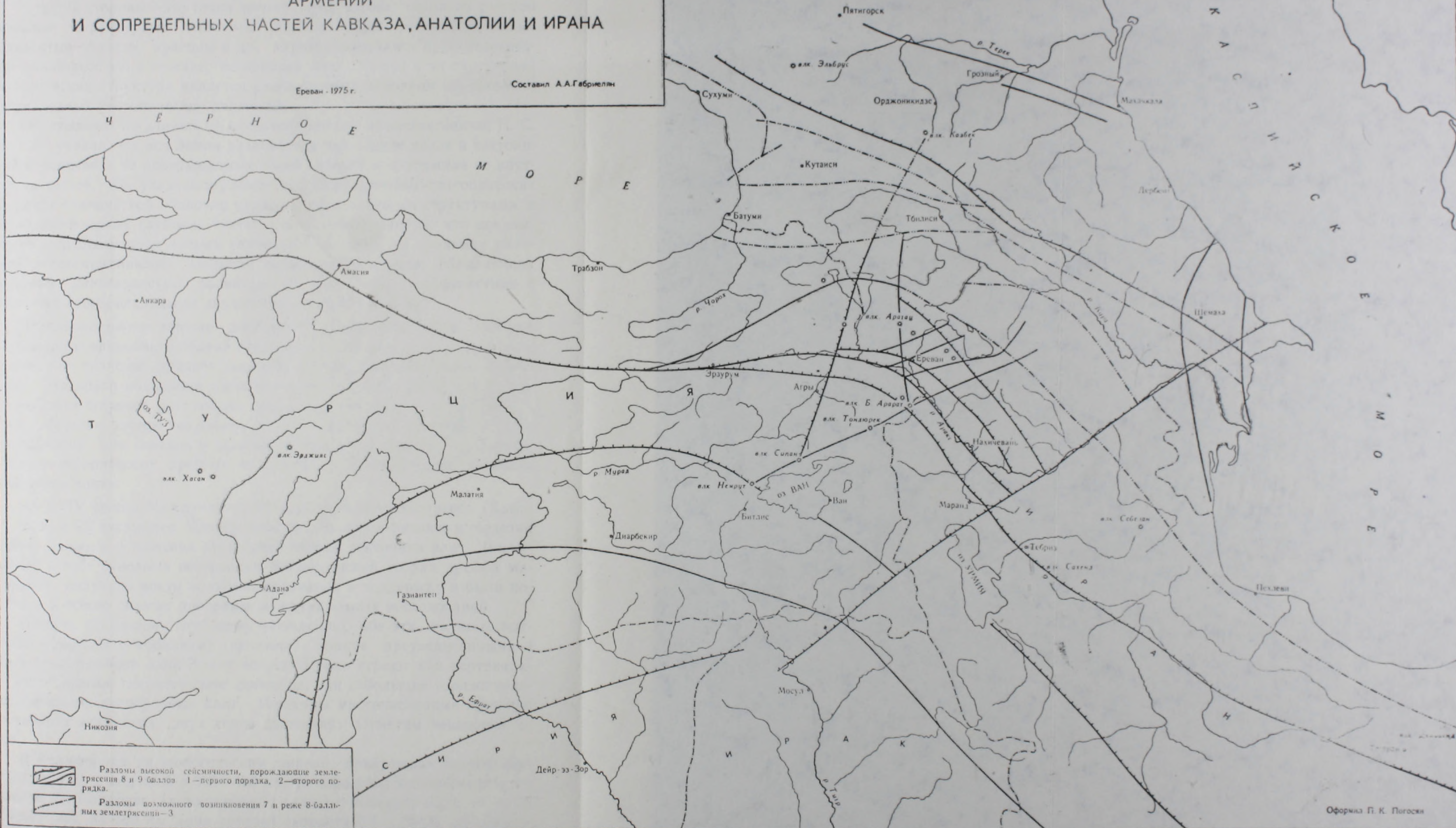
Науки о Земле далеки еще от однозначного решения этой проблемы и выдвигают лишь самые различные гипотезы и научные концепции, пытающиеся объяснить сущность тех механических и физико-химических процессов, которые происходят в верхней мантии и нижних слоях коры и вызывают деформацию земной коры.

Вполне возможно, что в ряде случаев причины возникновения землетрясений придется искать в процессах, происходящих внутри коры. К ним относятся гравитационное перераспределение вещества в земной коре (соляная тектоника и подобные процессы), преобразования вещества, сопровождающиеся увеличением или уменьшением его объема, т. е. разуплотнением или уплотнением пород и др.

В особой мере это касается землетрясений Кавказа, очаги которых в большинстве случаев расположены в верхней части коры на глубинах порядка 10—15 км.

Երևան - 1975 թ.

Составил А.А.Габриелян



Оформил Г. К. Погосян

Остается еще дискуссионным вопрос о типах тектонических движений. Существуют две крайние точки зрения о характере тектонических движений, обуславливающих деформацию горных пород, формирование геологических структур и мегаформ рельефа земной поверхности.

С одной стороны—это точка зрения «фиксистов», согласно которой основные структурные элементы земной коры—геосинклинальные складчатые области, кратоны и др. характеризовались пространственной устойчивостью в течение, по крайней мере, неогена и их внутренняя тектоническая структура является результатом в основном вертикально направленных тектонических движений.

Основываясь на данных по глубоководным землетрясениям, Н. С. Шатский указал, что вся Земля развивается как единое целое и тектоническое поведение ее поверхностных слоев зависит от состояния ее внутренних частей. По указанному исследователю основные тектонические элементы сиалической оболочки нераздельно связаны со структурами и движениями самых глубоких частей симатической мантии, что доказывалось существованием весьма глубоких разломов на границах платформ и геосинклиналей. Наличие подобных разломов, обладающих огромной длительностью развития, по его мнению, несовместимо с большими горизонтальными движениями материков [19].

Противоположное мнение развивает группа мобилистов, которая в создании современного облика структуры и рельефа поверхности Земли большое значение придает горизонтальным тектоническим движениям. Эта новая концепция мобилистов в последнее десятилетие нашла особенно широкое распространение среди геологов и геофизиков в связи с бурным ростом геофизических и, в частности, палеомагнитных исследований дна океанов и новыми данными о строении и развитии срединно-океанических хребтов и рифтовых долин—новая гипотеза «тектоника плит».

На XXIV сессии Международного геологического конгресса (Канада, 1972) и XV ассамблее Международного союза геофизиков и геодезии (1975) главные положения этой новой теории тектоники плит (включающей в себе основные построения Вегенеровской теории дрейфа материков) получили почти всеобщее признание и поддержку и были положены в основу многих программ международных исследований.

Однако, по нашему глубокому убеждению, обе эти научные концепции (фиксизм и мобилизм) являются крайне преувеличенными и что в формировании облика Земли ведущую роль играют как вертикально направленные тектонические движения, так и большие горизонтальные смещения литосферных плит. Известны многочисленные примеры проявления указанных двух типов движений. Отметим некоторые из них.

В Калифорнии, по геологическим данным, прибрежная полоса длиной в 2200 км и шириной в 300—400 км (с шельфом) переместилась по разлому Сан-Андреас (левосторонний сдвиг) с позднего мела, т. е. за 100 млн. лет, на 500 км (при средней скорости 0,5 см/год) на северо-

запад относительно материка Северной Америки. Скорость движения по указанному разлому составляет около 2 см в год. При землетрясении в Сан-Франциско в 1906 г. образовался сбросо-сдвиг, параллельно берегу Тихого океана на протяжении 350 км с перемещением 7 м по горизонтали и 1,3 м по вертикали. Повторная высокоточная нивелировка, проведенная в этом районе, показывает, что, начиная с 1942 г., скорость горизонтального движения вдоль этого разлома в современную эпоху составляет 3—5 см/год. Скорость горизонтального смещения на севере хребта Петра I в Таджикистане по надвигу, отделяющему его от Гиссарского хребта, составляет 2 см/год (по измерениям за 20 лет).

Наличие крупных тектонических покровов (пологие надвиги, шарьяжи) с амплитудой горизонтального смещения масс в несколько десятков км, в настоящее время доказано в разновозрастных складчатых сооружениях материков (Норвегия, Шотландия, Южный Урал, Средняя Азия, Альпы, Карпаты и др.).

Таким образом, приведенные факты не оставляют сомнения в наличии горизонтальных движений в земной коре, которые в отдельных структурно-формационных зонах играли даже доминирующую роль в создании их современного структурного плана.

Наряду с этими данными, имеются и многочисленные другие факты, свидетельствующие о проявлении вертикально направленных колебательных движений земной коры как в геологическом прошлом, так и в современную геологическую эпоху. Они контролируют изменения фаций и мощностей отложений и пространственное расположение главных типов формаций осадочных горных пород.

Особенно интенсивно проявились эти движения в неотектоническом этапе истории Земли (неоген-антропоген), обуславливая современные мега- и мезоформы рельефа поверхности Земли.

При катастрофическом землетрясении на Аляске в 1964 г. вертикальные смещения на суше достигли 10 м, а на дне моря—25 м. По радиоуглеродным определениям возраста террас на острове Мидлтон (около Аляски), он был поднят за последние 4500 лет на 40 м. в результате пяти резких смещений амплитудой от 6 до 9 м каждое. По тем же данным, скорость поднятия на Аляске за последние 3—5 тысяч лет составляла около 1 см/год.

На Кавказе пока редки данные о наличии больших покровных структур и горизонтальных смещений. Давно известны небольшие останцы тектонических покровов вдоль границы мегантиклинория Большого Кавказа и Куринской впадины в районах Шемахи, Телави (Баскальский покров), где мезозойские и, в частности, позднемиоценовые отложения Б. Кавказа шарьированы в южном направлении, перекрывая отложения верхнего палеогена и миоцена (майкопской свиты) Куринской впадины.

На территории Армении, в Айоцзорском синклинории у с. Элпин, нами установлен диагональный левосторонний сбросо-сдвиг с падением поверхности сместителя на юго-запад под углом 70—75°. Амплиту-

да горизонтального смещения разлома, косо пересекающего складчатые структуры района около 3—4 км. Вдоль этого разлома вытянута рельефно выраженная дайка андезитовых пород, выветрелые обломки которых встречаются в базальных слоях раннего-среднего олигоцена. Этим фактом датируется нижний предел возраста эллинского разлома. Верхний же предел его возраста определяется тем, что он контролирует миоплиоценовый вулканизм, продукты которого в виде субинтрузии санидиновых трахитов, а также потоков андезитов, андезито-базальтов и различных по составу пирокластолитов развиты лишь к северо-востоку от разлома и почти полностью отсутствуют к юго-западу от него. Можно предполагать также наличие большого разлома—сдвига в Зангезуре, обусловившего отрыв Кафанского тектонического блока от Сомхето-Карабахской зоны и смещение его на запад примерно на 20—25 км.

В различных геотектонических, в частности офиолитовых, поясах широко развиты крутые и пологие надвиги и чешуйчатые структуры, амплитуда горизонтальных смещений в которых, однако, не превышает нескольких километров. Гораздо больше данных имеется в пользу проявления вертикально направленных тектонических движений.

Важнейшими геологическими критериями, контролирующими сейсмичность на Кавказе, как и в других сейсмоактивных зонах, являются новейшие и современные тектонические движения, их амплитуда и характер, глубинные разломы, в частности активные в новейшее время, зоны контрастных сочленений различно построенных тектонических блоков и поперечных дислокаций, возраст главной складчатости доорогенного (донеогенового) основания, перестройка тектонического плана во времени и др.

В отдельных структурно-формационных зонах эти показатели разные, чем и обусловлено их различие в сейсмоактивности. На Кавказе выделяются пять геотектонических зон, являющихся одновременно и крупными мегаформами рельефа—оротектоническими зонами: зона предкавказских краевых прогибов, мегантиклинорий Б. Кавказа, Закавказская (Рионо-Курильская) межгорная впадина, сложнопостроенный комплекс мегантиклинорий и мегасинклинорий Антикавказа (Малого Кавказа) и Среднеараксинская межгорная впадина.

Границами указанных зон служат перманентно действующие разломы глубокого заложения. Таким образом, эти зоны представляют собой крупные блоки земной коры. Указанные продольные оротектонические блоки поперечными разломами и флексурами делятся на блоки второго порядка, тем самым обуславливая сложное, мозаично-блоковое строение рассматриваемой области.

Имеются многочисленные данные о проявлении на Кавказе вертикально направленных тектонических движений, амплитуда и характер которых в различных геотектонических зонах разные. Общая амплитуда новейших поднятий на Б. Кавказе приравнивается к 4—5 км, а по некоторым исследователям—даже больше. Так, В. А. Растворова оце-

нивает величину поднятия для осевой зоны в 6—7 км, среднегорной части—5 км, предгорной—3 км [7]. По новым данным С. И. Дотдугева, амплитуда поднятия Кавказа на орогенной стадии возрастает с запада на восток от 4,5—5 до 10—12 км в меридиане долины Ардони, а далее на восток вновь убывает до 6—7 км. Таким образом, максимальное воздымание приурочено не к центральному сектору, как считалось раньше, а к наиболее суженной части горного сооружения и к его восточной половине, т. е. к зоне, испытавшей наиболее глубокие погружения в геосинклинальной стадии. Все исследователи отмечают резко дифференцированный, блоковый характер новейших (неоген-антропоген) тектонических движений на Кавказе.

По А. Л. Цагарели, возраст современного рельефа Кавказа, как и Гималаев и Иранского нагорья, не древнее верхнего плиоцена, что подтверждается также палеонтологическими данными [18].

По Л. К. Габуния, акчагыльская фауна млекопитающих Кавказа представлена комплексом саванны, родственным современной Индийской и Южноафриканской фауне, распространение которой исключает наличие современных горных барьеров.

Приведенные новые регионально-геологические и палеонтологические данные подтверждают давно высказанную точку зрения Л. А. Варданянца, согласно которой современный рельеф Кавказа формировался в основном в четвертичном периоде на глазах у первобытного человека [4]. Несколько меньшей амплитудой характеризовались новейшие тектонические явления на Антикавказе. Суммарная средняя амплитуда поднятий в орогенном этапе (олигоцен-антропоген) здесь составляет порядка 3,5—4 км, в постсарматское время—около 2 км, и в четвертичном периоде—примерно 1,5 км. В раннеорогенную стадию развития Кавказа (олигоцен-миоцен) самые интенсивные движения имели место в позднем олигоцене—раннем миоцене, которые обусловили формирование Среднеараксинской и Рионо-Куринской межгорных впадин в своих современных контурах и накопление красноцветных и пестроцветных моласс по всему Средиземному орогеническому поясу юга Евразии. Фауна дрейссенид, встречающаяся в верхнеплиоценовых пресноводно-озерных отложениях бассейна оз. Севан, залегающих на отметках около 2.000 м над уровнем моря, по всем палеобиологическим данным, могла обитать в водоемах, высотная отметка которых едва лишь превышала уровень акчагыль-апшеронского моря на 400—500 м.

На Антикавказе, как и на Б. Кавказе, эти движения имели резко дифференциальный характер. Наибольшее воздымание испытывала его центральная, водораздельная часть, а районы, примыкающие к Куринской и Араксинской впадинам, испытывали поднятия с меньшей амплитудой. Гипсометрическая отметка ниже-среднечетвертичных озерных отложений в Араратской котловине и Ленинанканской впадине равна соответственно 800 и 1500 метрам. Это свидетельствует о дифференциальном характере движений, происходивших после среднего антропогена с разницей в амплитуде порядка 700 м.

Дифференцированностью и контрастностью характеризуются и современные тектонические движения на Кавказе, установленные на основании повторных нивелировок высокого класса. При этом наблюдается прямое соответствие между основными геотектоническими зонами и характером проявления современных тектонических движений. Так, наибольшая скорость этих движений наблюдается в пределах горного сооружения Б. Кавказа $+12,7$ мм/год, а в Рионо-Куринской впадине — $-6,2$ до $+8$ мм/год. Даже на небольших расстояниях в пределах одной и той же геотектонической зоны наблюдается разница в знаках и амплитуде движений. В Среднеараксинской впадине, в районе ст. Аракс, скорость поднятия составляет $3,5$ мм/г, а у ст. Кармрашен, находящейся всего на расстоянии $15-20$ км от указанного района, равна $6,5$ мм/год. В соответствии с поперечной асимметрией Кавказа, выраженной в амплитудах новейших движений, сейсмичность также различна в его восточной и западной частях.

Анализ сейсмостатистических данных показывает, что Кавказ по сейсмоактивности делится на две части: на более активную—Восточный Кавказ и менее активную—Западный.

Особо важную роль в проявлении сейсмичности играют разломы глубокого заложения и длительного развития—тектонические швы, которые обычно разграничивают различно построенные геотектонические блоки (межблоковые) и расчленяют последние на более мелкие блоки или структурно-формационные зоны второго порядка (внутриблоковые). Подавляющее большинство этих разломов, являясь структурами раннеальпийского ($I-K_1$) заложения, продолжают активно действовать в современную геологическую эпоху и отчетливо выражены в рельефе. По простиранию разломы эти делятся на две группы. Продольные (широтного и северо-западного или кавказского направления), расчленяющие Кавказ на продольные ортотектонические сегменты, и поперечные (близмеридиональные и северо-восточные). Последние сравнительно более молодые и контролируют проявление орогенного вулканизма. Из продольных разломов на Б. Кавказе наиболее крупной, к которой приурочены очаги сильных землетрясений, является Тырнаузская шовная зона, разграничивающая южную часть Предкавказской эпигерцинской плиты (Лабино-Малкинская моноклиналичная зона) от геосинклинали Б. Кавказа.

По-видимому, восточным продолжением этой шовной зоны являются парные межзональные глубинные разломы, тянущиеся от района гор. Баксан на западе через гор. гор. Грозный (южный разлом) и Гудермес (северный разлом) к Каспийскому морю—Терская и Сунженская надразломные антиклинальные складки, отчетливо выраженные в рельефе в виде одноименных хребтов. Показательно, что на указанных антиклинальных поднятиях, сложенных породами неогена, обнаружены также четвертичные морские отложения. Этот факт свидетельствует о том, что интенсивные тектонические движения по указанным разломам

продолжаются и в современную геологическую эпоху. С ними связана Дагестанская группа очагов землетрясений (Махачкала и др.).

Другая крупная сейсмоактивная зона разломов разграничивает мегантиклинорий Б. Кавказа от Рионо-Куринской впадины. Она тянется от районов гор. Гагра и Сухуми по побережью Черного моря на восток (Кахетино-Лечхумская шовная зона) и по южному борту Б. Кавказа и северному борту Алазан-Агричайской впадины прослеживается на юго-восток к акватории Каспийского моря. К этому разлому приурочены группы сильных землетрясений в районах Закаталы, Нухи, Варташена, Шемахи.

Парные межблоковые глубинные разломы широтного простирания ограничивают Аджаро-Триалетскую складчатую зону с севера и юга и, по новым данным И. П. Гамкрелидзе и др., прослеживаются на запад под акваторией Черного моря. Здесь они оконтуривают центральную глубоководную часть последнего, отличающуюся субокеаническим типом коры [12].

Другой продольный сейсмоактивный разлом прослеживается по южному борту Куринской впадины от р. Аракс на юго-востоке и до Сомхетской глыбы на северо-западе и разграничивает последнюю от расположенного южнее складчатого комплекса Антикавказа. Вдоль этого разлома расположены сейсмические очаги Кировабада и др. На Антикавказе выделяются три продольных сейсмоактивных разлома—Севано-Амасийский, Анкавано-Зангезурский и Араксинский, вдоль которых расположены очаги наиболее сильных землетрясений (Зангезур, Ленинанкан, Гарни, Арташат и др.). Из сейсмогенных дислокаций (разломов и поднятий) поперечного или Антикавказского простирания, наиболее крупной является Транскавказская. Она состоит из ряда кулисообразно сочленяющихся разломов и поднятий и контролирует новейший вулканизм Карсского, Ахалкалакского, Арагацкого вулканических нагорий, района Казбека, миоплиоценовые экструзии района Минеральных вод, термо-минеральные источники и рудопроявления на Северном Кавказе, а также сейсмичность указанных областей. На севере эта зона через надразломные поднятия в пределах Ергенинского плато сочленяется с Волгоградской зоной разломов (флексур) и далее переходит в Вятский вал и байкальский авлакоген Тимана—крупнейшая дизъюнктивная структура Восточноевропейской платформы.

На восточном Кавказе выделяется меридиональная сейсмоактивная зона, тянущаяся вдоль западного побережья Каспийского моря от гор. Баку и до гор. Махачкалы, а в области западного Кавказа—Тебердино-Чегемский, Мегрельский и др. поперечные разломы, к которым приурочены эпицентры многих сильных землетрясений.

Наиболее сейсмоактивны участки, расположенные на пересечениях разломов кавказского и антикавказского направлений (Ани, Ленинанкан, Махачкала, Ахалкалаки и др.). Велика роль перестройки тектонического плана в проявлении сейсмичности. Так, эпигерцинская плита Северного Кавказа и северный склон Антикавказа (Алаверди-Берд-

ская неотектоническая моноклираль), которые характеризуются в основном унаследованным типом структурного развития в альпийском тектоническом периоде, менее сейсмоактивны (5—6 баллов). Им противопоставляются Б. Кавказ и Центральная и Приараксинская зоны Антикавказа, которые отличаются инверсионным типом структурной эволюции и претерпели неоднократные перестройки в плане расположения структурно-формационных зон в течение альпийского геосинклинального периода развития и характеризуются высокой сейсмоактивностью.

Восточная половина складчатой зоны Б. Кавказа в альпийском геосинклинальном периоде испытывала наиболее интенсивное погружение, а в орогенной стадии—наиболее интенсивное поднятие. О более высокой сейсмоактивности этой части Кавказа, по сравнению с западной, говорилось выше.

Большой сейсмоактивностью характеризуются зоны проявления контрастных движений и разломов, которые разграничивают тектонические блоки, движущиеся в противоположных направлениях. К ним относятся сейсмоактивные зоны по северному борту Алазано-Агричайской впадины (Нухи, Шемаха), Баку-Махачкалинская сейсмическая полоса, которая тянется по границе поднятия Б. Кавказа и Каспийской меридиональной зоны опускания и др.

С этой точки зрения заслуживает внимания тот факт, что акватории Черного и Каспийского морей, представляющие в плане новейшей тектоники громадные области опускания, эквивалентные по амплитуде движений Транскавказской зоне поднятия, характеризуются слабой сейсмичностью. Этот факт, по-видимому, свидетельствует о том, что движения положительного знака (дифференцированного типа) более сейсмогенные, чем движения отрицательного знака. Можно полагать, что при поднятиях происходит разуплотнение (нарушение сплошности) масс, и появляются разрывы, что способствует возникновению землетрясений. При отрицательных тектонических движениях картина обратная.

Инструментальные данные о глубинах очагов землетрясений Кавказа свидетельствует о том, что все они расположены внутри земной коры (коровые), преимущественно в ее верхней части (10—15 км), за исключением Каспийского землетрясения 1935 года, глубина очага которого была 150 км. Следует отметить, что коровый тип очагов землетрясений свойственен не только Кавказу, но и всем областям земной коры, характеризующимся орогенным режимом развития.

Интенсивность сотрясений на Кавказе не превышает 8—9 баллов, а уровень максимальной энергии зарегистрированных землетрясений составляет $M=6\frac{1}{2}$ — $6\frac{3}{4}$ (Чхалтинское—1963 г., Дагестанское—1970 г., Зангезурское—1931 г. и др.).

Землетрясения с более высокой энергией ($M>6\frac{3}{4}$) зарегистрированы в Турции и Иране.

Для выяснения вопросов, касающихся закономерностей пространственного распространения очагов землетрясений и выделения сейсмо-

генных зон, первостепенное значение приобретают геофизические данные. Из всех геофизических методов, используемых с целью изучения глубинного строения земной коры, для сейсмогеологии наибольшее значение имеют глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) и гравиметрия [6].

Однако следует отметить, что данные ГСЗ, являющиеся особенно ценными, по Кавказу весьма скромные, так как на его территории проведено очень небольшое количество профилей. Поэтому при выяснении глубинного строения различных районов Кавказа были использованы преимущественно материалы гравиметрических исследований.

Сопоставление гравитационного поля Δg с новейшими структурами и рельефом выявляет обратное соотношение между мегаформами рельефа и поверхностью Мохоровичича (М). Так, Азово-Кубанская, Терекско-Каспийская передовые прогибы, а также Рионская и Куринская межгорные впадины характеризуются поднятиями, а мегантиклинорий Б. Кавказа—региональным прогибом поверхности М. Средняя мощность земной коры на первых составляет 40—45 км, а на втором—до 60 км, т. е. амплитуда прогибания М достигает 20 км. При этом увеличение мощности земной коры на Б. Кавказе происходит, главным образом, за счет возрастания мощности «базальтового слоя» (40 км).

Сопоставление данных по гравиметрии с сейсмичностью позволяет наметить определенную связь между ними. Так, по Р. Ф. Володарскому и др. [6], Предкавказская эпигерцинская плита имеет сравнительно спокойное, монотонно изменяющееся поле Δg и практически малосейсмична. Напротив, Кавказ (как Большой, так и Малый), имеющий сложно дифференцированное мозаичное поле со значительными аномалиями, характеризуется высокой (6—9 баллов) сейсмоактивностью. Показательно, что Транскавказская зона поперечных поднятий и разломов, секущая эти два различно построенных тектонических блока, сейсмоактивна, в основном, в пределах Кавказа. Анализ гравитационного поля как на Б. Кавказе, так и на Антикавказе четко показывает, что они имеют блоковое строение. На Б. Кавказе выделяются Западно-Кавказский, Центрально-Кавказский, Восточно-Кавказский (Дагестанский), Осетинский и др. крупные блоки, а на Антикавказе—Северо-Восточный, Центрально-Армянский и Приараксинский мегаблоки, которые характеризуются интенсивными региональными аномалиями.

Границы этих блоков, являющиеся разломами глубинного заложения, выражены в виде гравитационных уступов и зон больших градиентов силы тяжести. К ним приурочены очаги наиболее сильных землетрясений.

Высокосейсмоактивными областям соответствуют, по В. И. Буне и др. (1971), положительные изостатистические аномалии с интенсивностью более 70 мгл.

Вопросы сейсмогеологии Турции—одного из самых сейсмоактивных районов нашей планеты, освещены в трудах многочисленных турецких и западноевропейских геологов, в частности, Н. Эгерана и Т. Лана

(1971), Е. Лана (1971), Н. Пинара (1967), И. Кетина (1967) и особенно подробно в коллективном труде, посвященном региональной геологии и истории Турции [21]. Краткие сведения о землетрясениях Турции имеются также в недавно опубликованной монографии Р. Бринкманна [22]. По Ирану следует отметить работы А. Зиберга (1931 — 1932), Дж. Штеклина (1967), А. Гансера [23] и др. [24, 25].

В 1952 г. Н. Пинар и Е. Лан составили каталог 750 сильных землетрясений, происшедших на территории Турции, начиная с первого века нашего времени, а в 1967 г. проф. Е. Ерджин составил каталог 1680 землетрясений.

Анализ данных, касающихся историко-геологического развития территории Анатолии, и сопоставление их с сейсмостатическими данными, относящимися к землетрясениям, происходившим за последние два тысячелетия, позволяют выделить три крупные сейсмоактивные зоны: Западноанатолийскую меридиональную зону вдоль восточного побережья Средиземного и Эгейского морей, Североанатолийскую, которая тянется с запада на восток от гор. Измита на Мраморном море, через гор. гор. Эрзинджан, Эрзерум, Кагызман, Араратскую долину до гор. гор. Тебриз и Тегеран в Иране на расстоянии более чем 2500 км. Третья сейсмическая зона прослеживается от района Аданасской впадины у Средиземного моря через районы Малатия, бассейн р. Мурат и гор. Битлис, оз. Ван на юго-восток к районам гор. гор. Ханадана и Исфахана в юго-восточном Иране. Юго-западным продолжением этой зоны является сильно сейсмоактивная зона Сирии, тянущаяся вдоль восточного побережья Средиземного моря (Сирийско-Аравийский грабен). Последние две из указанных сейсмоактивных зон совпадают с известными поясами офиолитовой ассоциации пород и цветного меланжа и представляют зоны глубинных разломов со всеми характерными для них структурными, формационными, геоморфологическими и геофизическими показателями. К ним приурочены все катастрофические землетрясения (8 и более баллов), происходившие на территории Турции: в Эрзинджане (1045, 1268, 1939 гг.), Измире (668, 1458, 1929 гг.), Киршехире (1938 г.), Ване (1945 г.), Малатии (1964 г.), Гедизе (1970 г.) и др. Указанные продольные сейсмогенные офиолитовые зоны разграничивают центральную Анатолию («Анатолиды») от расположенных к северу и югу складчатых зон Понтид и Таврид.

Анатолиды имеют более сложное геологическое строение и состоят из различного типа жестких массивов и ранее консолидированных ядер антиклинорных сооружений и межгорных и внутригорных впадин и грабен, заполненных неоген-антропогенными морскими и континентальными молассами.

Последние в неотектоническом этапе испытывали резко дифференцированные и контрастные движения, с чем, вероятно, и связана более высокая сейсмоактивность Анатолид по сравнению с Понтидами и Тавридами.

Р. Бринкманн на территории Турции выделяет шесть сейсмоактивных зон, которые в основном соответствуют важнейшим тектоническим линиям страны [22]. Первая, Североанатолийская, самая сейсмоактивная, с магнитудой $M=8,1$, совпадающая с одноименной зоной офиолитовой ассоциации пород и цветного меланжа, альпийского метаморфизма и милонитизации. Вдоль нее тянется цепь поперечных долин, озер, минеральных источников и имели место излияния базальтовых лав—просадочные тектоно-вулканические депрессии.

На востоке эта зона делится на две ветви, из коих северная прослеживается в долину р. Аракс, а южная—к оз. Ван.

Вторая, Центральноеанатолийско-Ванская, которая на востоке прослеживается на территории Ирана, представляет собой правосторонний сдвиг. Третья—Восточноанатолийская или Бингельская, в структурном отношении выражена в виде левостороннего сдвига с амплитудой смещения 15—25 км (за третичный и четвертичный периоды).

Четвертая, Гатайская сейсмическая зона в южной Анатолии также представляет левосторонний сдвиг и прослеживается на юг в рифтовую зону Сирии, Иордании и Красного моря. Пятая, Западноанатольская зона прослеживается вдоль Средиземного, Мраморного и Эгейского морей, а шестая—через Западные Тавры.

Очаги большинства землетрясений в Турции, как и на Кавказе, приурочены к верхней части земной коры в пределах 10—30 км. Детальный анализ сейсмостатистических данных показывает, что в пределах указанных сейсмоактивных зон наиболее сильные землетрясения, локализованы, как и на Кавказе, в поперечных поднятиях и узлах пересечений продольных и поперечных разломов [21, 22].

Ереванский государственный университет

Поступила 7.VI.1977.

Ա. Հ. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ

ԿՈՎԿԱՍԻ ԵՎ ՀԱՐԱԿԻՑ ԵՐԿՐՆԵՐԻ ՍԵՅՍՄՈՏԵԿՏՈՆԻԿ ԱԿՆԱՐԿ

Ա. մ փ ո փ ո լ մ

Կովկասը գտնվում է Եվրասիայի հարավի էպիգենոսինկլինալային օրոգեն գոտում, որտեղ դիֆերենցիալ բնույթի ուղղաձիգ տեկտոնիկ շարժումներն այժմ էլ տեղի են ունենում մեծ ուժգնությամբ և բազմաթիվ կործանիչ երկրաշարժերի պատճառ են համարվում:

Երկրաշարժերի էպիկենտրոնների աշխարհագրական բաշխումը ցույց է տալիս, որ նրանք դասավորված են խոշոր, պերմանենտ դործող բեկվածքների երկայնությամբ. վերջիններս սովորաբար սահմանադառնում են տեկտոնական զոնաները և վերահսկում են ապարների ֆորմացիաները, նրանց հզորությունները, մագմատիզմը և ներծին հանքայնացումը: Նման բեկվածքների մի շարք հյուսիսից՝ Տըրնիաուզ—Փշեկիշի և հարավից՝ Գազրա—Լեշխումի —Կախեթի —Զաքաթալա —Նուխի —Շամախա —Ապշերոնյան թերա-

կըղզի, սահմանափակում է Մեծ Կովկասի մեգաանտիկլինորիումը: Նշված բեկվածքներից առաջինը անջատում է Մեծ Կովկասի ծալքավոր զոնան Սկյութական էպիհերցինյան սալից, իսկ երկրորդը՝ Ռիոնի-Քուռի միջլեռնային իջվածքից:

Սեյսմոակտիվ բեկվածքների մյուս զույգը սահմանափակում է Աջարա-Թրիալեթի ծալքավոր զոնան հյուսիսից և հարավից:

Անդրկովկասում սեյսմոակտիվությունը վերահսկում են Սևան-Ամասիայի, Հանքավան-Ջանգեզուրի և Արաքսի բեկվածքները:

Մեծ սեյսմոակտիվությամբ են բնորոշվում հակակովկասյան տարածում ունեցող բեկվածքները. դրանցից արժանի է հիշատակման Տրանսկովկասյան բեկվածքը, որը ձգվում է վանա լճից դեպի հյուսիս և Ախալքալաքի հրաբխային սարահարթով ու Ջիրուլայի դանգվածով մինչև Ստավրոպոլի անտեկլիզան. ենթադրվում է, որ այդ բեկվածքը դեպի հյուսիս տարածվում է մինչև Տիման: Հատկապես սեյսմոակտիվ են կովկասյան և հակակովկասյան տարածում ունեցող բեկվածքների հատույթները:

Թուրքիայի և Իրանի ավերիչ երկրաշարժերը գտնվում են Իզմիթ—Երզնկա — էրզրում — Կաղզվան — Արարատյան գոգավորություն — Թավրիզ — Թեհրան բեկվածքի վրա:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Сейсмотектоника. В кн.: «Геология СССР», т. XLIII, Армянская ССР, «Недра», М., 1970.
2. Бюс Е. И., Цхакая А. Д., Рубинштейн М. М. Сейсмичность Грузии. В кн.: «Сейсмическое районирование СССР», «Наука», М., 1968.
3. Варданянц Л. А. Сейсмотектоника Кавказа. Тр. Сейсм. ин-та АН СССР, № 64, 1935.
4. Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд-во АН Арм. ССР, 1948.
5. Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1:1.000.000. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 10, Л., 1955.
6. Володарский Р. Ф. и др. Глубинное строение территории Предкавказья и Большого Кавказа по геофизическим данным. В кн. «Сейсмотектоника альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий», М., 1974.
7. Введенская Н. А., Растворова В. А. Новейшая структура и сейсмичность Большого Кавказа. В кн.: «Сейсмотектоника альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий», М., 1974.
8. Габриелян А. А. Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, геол.-геогр. науки, т. XVI, № 4—5, 1963.
9. Габриелян А. А. Геологические критерии сейсмичности и задачи сейсмотектонических исследований в Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 4, 1972.
10. Габриелян А. А., Пирузян С. А. Сейсмотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 4, 1972.
11. Габриелян А. А., Пирузян С. А., Симонян Г. П. Новая схема сейсмического районирования территорий Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. LXIII, № 3, 1976.
12. Гамкрелидзе П. Д., Габриелян А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е., Асланян А. Т., Шихалибейли Э. Ш. и др. Тектоническая карта Кавказа. М. 1:10000000, Тбилиси, 1974.

13. Кулиев Ф. Т., Рагимов Ш. С., Ахмедбейли Ф. С. Сейсмичность Азербайджана. В кн.: «Сейсмическое районирование СССР», «Наука», М., 1968.
14. Паффенгольц К. Н. Сейсмотектоника Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изд. АН Арм. ССР Ереван, 1947.
15. Предсказание землетрясений. «Мир», М., 1968.
16. Симонян Г. П. Сейсмотектоника Среднеараксинского межгорного прогиба. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 4, 1972.
17. Симонян Г. П. Сейсмогенные зоны юго-восточной Армении. В кн.: «Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР». «Наука», М., 1976.
18. Цагарели А. Л. Некоторые проблемы неотектоники Кавказа. Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-летию Геолог. ин-та АН ГССР. Тбилиси, 1976.
19. Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Известия АН СССР, сер. геол., № 4, 1956.
20. Штеклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1, 1966.
21. Geology and History of Turkey. Tripoly, Libya, 1971.
22. Brinkmann R. Geology of Turkey. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1976.
23. Ganzer A. The large Earthquakes of Iran and their geological frame. Eclog. Geol. Helvetiae, v. 62, № 2, 1969.
24. Tchaleno I. S., Ambraseys N. N. Structural Analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) Earthquake Fractures. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, № 1, 1970.
25. Wellman N. W. Active wrench faults of Iran, Afganistan and Pakistan. Geol. Rundschau, B. 55, № 3, 1966.
26. Nowroozi A. A. Seismotectonics of the persian plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush regions. Bull. Seism. Soc. Amer., v. 61, № 2, 1971.

УДК 552.321.5

Г. П. БАГДАСАРЯН

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА
ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Одним из основополагающих направлений в современной геологии являются радиогеохронологические исследования, осуществляемые общепризнанными калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и уран-свинцовым методами, причем наиболее широкое применение получил первый из этих методов, особенно для фанерозойских формаций. Примечательной и важной особенностью К/Аг метода является широкий охват магматических пород и минералов, не лишенных заметного количества калия, его значительная информативность в отношении возраста последующих процессов, наложившихся на породы после их формирования: метаморфизм, метасоматоз, гидротермальная переработка и пр.

Ниже даются обобщенные результаты многолетних геохронологических исследований (в части интрузивов), выполненных нами в процессе геолого-петрографического полевого и лабораторного изучения, охватывающего подавляющее большинство плутонических образований структурно-формационных зон Армении. Работа основана на анализе и обобщении большого фактического экспериментального материала: 1548 К/Аг исследований, выполненных на 836 характерных образцах, подавляющее большинство которых целенаправленно отобрано автором из разновозрастных интрузивов и их фациальных разностей с последующим микроскопическим изучением.

Проблеме геохронологии тех или иных магматических комплексов и их различных аспектов автором отдельно, а также в соавторстве с сотрудниками руководимой им лаборатории геохронологии посвящено много десятков исследований. Здесь же приводятся ссылки лишь на некоторые из них, в том числе на работы, в которых по мере накопления материала составлялись отдельные сводки [1, 5, 10, 11, 14, 15].

В работе нашли отражение также результаты собранного и обработанного Р. Х. Гукасяном в той же лаборатории фактического материала по сложному Мегринскому плутону, опубликованные им в отдельных работах [22—24].

Вопросы методики геолого-геохронологических исследований изложены в ряде наших публикаций; здесь ограничимся лишь некоторыми краткими данными.

Радиогеохронологические исследования (РГИ) подавляющего большинства образцов выполнены по породе в целом, а при значительном содержании в ней слюды параллельно возраст определен также по сепарированному мусковиту или биотиту. При этом последние показывают обычно, в среднем, до 8—10% повышения по отношению к породе, укладываясь таким образом в пределы общепризнанной погрешности К/Аг метода.

Как правило, образцы подвергались двум взаимоконтролирующим вариантам К/Аг метода, дающим обычно хорошую сходимость возрастных значений по одному и тому же образцу. Кроме того, надежность полученных возрастных значений часто контролировалась всесоюзными стандартами. Погрешность наших определений абсолютного возраста (ОАВ) составляла не более $\pm 7\%$. Статистическая обработка экспериментального материала показала, что К/Аг возрастные значения в подавляющем большинстве дают частичное (практически до $10\%^1$) аргонное омоложение по отношению к истинному геологическому возрасту, установленному для магматических пород с хорошей биостратиграфической привязкой. Поэтому при геологической интерпретации К/Аг цифр представляется вполне резонным внесение поправки до 10% со знаком $+$ и, в первую очередь, для кислых пород, что приведет в близкое соответствие с истинным геологическим возрастом данной породы.

Возраст исследуемого интрузивного массива устанавливался обычно по результатам ОАВ нескольких и нередко десятков представительных образцов, отобранных из его различных фаций. Вместе с тем, благодаря К/Аг методу, на отдельных, особенно полифазных и полифациальных интрузивных массивах выявлялись более поздние, резко разорванные во времени, по отношению к главной массе интрузива, внедрения, которые до наших исследований рассматривались как фаза данного массива. Подобные примеры мы увидим в разделе, относящемся к Анкаванскому, Цавскому интрузивам, Мегринскому плутону и др.

Для большей надежности полученных нами возрастных значений периодически проводились сверочные исследования зашифрованных всесоюзных и международных стандартов К/Аг и Rb/Sr методами [4].

Геохронология интрузивного магматизма

Фактический материал РГИ интрузивов территории Армении дается ниже по главным структурным элементам тектонических зон, что позволяет рассматривать возраст плутонических образований в связи с вмещающими их крупными структурными элементами.

Геолого-петрографическая характеристика, стратиграфическое положение и др. особенности рассматриваемых интрузивов в той или иной мере даны в ряде публикаций. Из всех описываемых интрузивов лишь некоторые имеют надежную биостратиграфическую привязку, причем результаты их РГИ во всех случаях хорошо коррелируются с геологическими данными. Однако подавляющее большинство плутонических тел не поддается датированию геологическими методами. Радиологические методы позволили за истекшие годы с достаточной надежностью определить возраст большого количества интрузивов Армении. Тем не менее геохронология ряда магматических и метаморфических образований остается пока недостаточно изученной.

¹ При этом имеются в виду образцы, не затронутые наложенными процессами, вызывающими гораздо большую утечку радиогенного аргона.

Геохронологическая характеристика интрузивов дается в следующей последовательности: интрузивы Алавердского, Шамшадинского и Кафанского антиклинориев; интрузивы Севано-Ширакского синклинория; интрузивы Вайк-Ордубадского синклинория; интрузивы Цахкуняцкого антиклинория.

Фактический материал РГИ сведен в таблицы. Среднее значение возраста интрузива вычислено из результатов отмеченного числа серий ОАВ, причем показанная рядом цифра со знаком $\pm$ говорит о разбросе полученных возрастных значений.

Интрузивы Алавердского антиклинория представлены мезозойскими и эоценовыми комплексами, преимущественно гранитоидных массивов, размещенных, соответственно, в различных частях юрской, а в отдельных случаях палеогеновой вулканогенных толщах. К наиболее ранним внедрениям—киммерийского этапа—принадлежат интрузивы плагиогранитов: Ахпатский массив и небольшое тело левого берега р. Дебед, между гор. Алаверди и ст. Ахтала. Содержание калия в породах незначительное, что практически дает частичное занижение К/Аг возрастных цифр. Поправка на аргонное омоложение, в пределах погрешности метода, приводит к значениям, отвечающим предверхнеюрскому возрасту. Это хорошо согласуется с геологическими данными [25].

Крупнейший в северной части Армении Кохбский гранитоидный полифазный массив на весьма большом материале РГИ с несомненностью свидетельствует о позднеюрском-раннемеловом времени формирования. На это указывают также ОАВ галек интрузива в перекрывающем его меловом конгломерате. Данные эти хорошо согласуются с геологическими представлениями, высказанными впервые А. Т. Асланяном [3] и подтвержденными, за редкими исключениями, почти всеми исследователями.

Цахкашатский гранитоидный интрузив, обнажающийся в некотором удалении от Кохбского массива, совершенно синхронен с последним. Эти данные и почти идентичный состав слагающих их пород позволяют рассматривать его как апофизу Кохбского массива. Как видно из таблицы, выявляется аналогичный с ними возраст Атанского диорит-кварц-диоритового небольшого приповерхностного интрузива в междуречьи Агстев—Дебед. Этот массив отчетливо прорывает юрские вулканогенные породы, окаймляясь на некотором отрезке своим эоценовыми отложениями с явными «холодными» контактами. Последние, однако, отдельными сотрудниками Алавердской экспедиции ИГН АН Арм. ССР были ошибочно приняты за пирогенные, в связи с чем интрузив показан на карте и в отчете экспедиции как эоценовый. Некоторой причиной столь досадного упущения явилась полученная «методом» дисперсий-двупреломления Е. А. Кузнецова грубо ошибочная возрастная цифра—48 млн. лет. Приведенные в таблице несходящиеся возрастные данные по Бардадзорскому интрузиву (от 111 до 74 млн. лет) обусловлены термальным воздействием соседнего крупного эоценового Банушского

Таблица 1

Основные результаты радиологического определения возраста интрузивных пород территории Армянской ССР

Наименование интрузива	Количество		Пределы колебаний возрастных значений (млн. лет)	Среднее значение возраста (млн. лет)
	исследованных образцов	серий определений		
1	2	3	4	5
I. Интрузивы Алавердского антиклинория				
1. Ахпатский массив плагиогранитов. Плагиограниты главной фации массива	5	10	152—144	147±4
2. Дебедское небольшое тело плагиогранитов, левый борт ущелья р. Дебед	2	4	147—141	144±3
3. Кохбский гранитоидный массив:				
а) кварцевые диориты, гранодиориты;	26	45	144—133	136±7
б) лейкократовые (розовые) граниты дополнительной интрузии (Чочкан, Айрум);	6	12	138—131	132±4
в) жильные породы кислого и основного состава;	13	22	133—130	132±8
г) гальки интрузива в меловых отложениях, перекрывающих Кохбский массив	7	14	137—129	134,5±4
4. Цахкашатский гранитоидный интрузив. Кварцевые диориты, гранодиориты, плагиоаплиты	13	27	136—130	133,5±4
5. Атанский приповерхностный интрузив, кварцевые диориты, диориты	6	14	143—132	136±5
6. Бардадзорский гранитоидный интрузив. Кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, частично омоложенные под воздействием соседнего Банушского третичного массива	5	9	118—103	111±5
7. Те же породы, значительно измененные (омоложенные) Банушским массивом	4	8	94—72	
8. Банушский гранитоидный массив. Гранодиориты, граниты, кварцевые диориты	10	18	51—46	47±3
9. Лалварская группа мелких гранитоидных интрузивов. Гранодиориты, граниты	14	28	39—37	38±2
II. Интрузивы Шамшадинского антиклинория				
1. Тавушский интрузив плагиогранитов:				
а) плагиограниты главной и эндоконтактовой фации;	9	15	155—144	147±4
б) фация розовых гранитов;	7	14	131—127	130±4
в) кислые дайковые породы	4	9	126—118	120±2
2. Хндзорутский плагиогранитный интрузив:				
а) плагиограниты главной и эндоконтактовой фации;	6	11	150—141	146±5
б) дайки кислого и основного состава	3	5	137—131	133±3
III. Интрузивы Кафанского антиклинория				
1. Вачаганский интрузив; диориты, кварцевые диориты	3	6	125—118	121±4
2. Цавский интрузив; кварцевые диориты, диориты, кварцевые габбро	4	7	120—115	117±5

1	2	3	4	5
Те же породы, претерпевшие, вероятно, воздействие (аргоновое омоложение) гранитов Шишкерт-Раздаринского интрузива;	5	10	90—65	
Шишкерт-Раздаринский гранитный интрузив;				
а) граниты порфировидные;	7	13	40—38	39 $\pm$ 2
б) жилы гранит-порфиров	3	6	42—36	38 $\pm$ 2

гранитоидного массива. Относительно удаленные от последнего слабо омоложенные участки, давшие в среднем 111 млн. лет, указывают, по видимому, на раннемеловой-позднеюрский возраст Бардадзорского интрузива.

Если для Лалварской группы мелких гранитоидных интрузивов верхнеэоценовый возраст геологически не вызывает сомнения, что подтверждается и радиологическими данными, то о возрасте Банушского массива дискуссии продолжались до последних лет. Ряд исследователей относили его к эоцену, а отдельные геологи—к мезозою [19]. Абсолютным датированием на значительном материале определен предверхнеэоценовый возраст сложнопостроенного крупного Банушского массива.

Интрузивы Шамшадинского антиклинория представлены также многофазными массивами при резком преобладании плагиогранитов, слагающих главные фации крупных (в пределах Армянской части антиклинория) Тавушского и Хндзурутского интрузивов. Эти массивы по возрастным значениям (табл. 1) совершенно сходны между собой и с плагиогранитами Алавердского антиклинория и, несомненно, соответствуют преджелловейскому времени формирования. Если для мезозойских массивов Алавердского антиклинория отчетливый разрыв, по данным РГИ, наблюдается между плагиогранитными интрузиями и формировавшимися в поздней юре—раннем мелу Кохбским, Атанским, Бардадзорским, Цахкашатским массивами, то одновозрастными с последними в Шамшадине представлены розовые граниты, прорывающие плагиограниты, а также дайковые тела основного и кислого состава, локализованные в плагиогранитных массивах и отчасти за их пределами.

С позиции радиогеохронологии трудно допустить об их генетической связи с интрузивами плагиогранитного комплекса. Гораздо правомерно, на наш взгляд, предположение о том, что фации пород с возрастными значениями в 133—120 млн. лет, являются здесь лишь «отзвуками» мощно выраженных в Алавердском антиклинории позднеюрско-раннемеловых плутонических процессов.

Интрузивы Кафанского антиклинория до РГИ представлялись по геологическим данным двумя гранитоидными массивами—Вачаганским и Цавским. Вачаганский, по данным ОАВ, формировался в нижнемеловое, предальбское время, с чем согласуются также геологические представления. Цавский массив, как видно из таблицы, впервые вы-

делен нами в два разновозрастных и различных по составу интрузива — неокомского и верхнеэоценового [17]. Неокомский, за которым сохранено наименование Цавский, представлен преимущественно кварцевыми диоритами, диоритами, габброидами и реже гранодиоритами (породы т. н. серой фации); второй, названный нами Шишкерт-Раздаринским, сложен преимущественно розовато-серыми гранитами, которые пространственно тесно связаны с Цавским и отчетливо прорывают его. Таким образом, представление предыдущих исследователей, рассматривающих эти интрузивы как единый разновозрастный массив РГИ, не подтверждается. Здесь совершенно определенно выделяются продукты мезозойского и палеогенового магматизма с разрывом во времени около 80 млн. лет. Однако, наряду с этим, мы имеем и промежуточные возрастные значения, варьирующие в пределах 90—65 млн. лет. Это, вероятно, породы собственно Цавского массива, претерпевшие термальное и контактовое воздействие Шишкерт-Раздаринского интрузива. Не исключено также наличие верхнемелового внедрения кислых гранитоидов. Относительно слабая изученность Цавского массива, к сожалению, не позволяет дать четкое петрографическое расчленение составляющих его пород. Тем не менее Р. Л. Мелконян, ныне детально исследующий этот массив, допускает наличие здесь и верхнемеловой интрузии (устное сообщение).

Интрузивы Севано-Ширакского синклинория. В пределах этой обширной сложной структуры размещены многочисленные крупные, средние и мелкие интрузивные тела (более 30), представленные от ультраосновных и основных до кислых и типичных щелочных пород. Последние слагают уникальную на Кавказе Тежсарскую интрузию центрального типа. Абсолютное датирование этих интрузивов основано на большом фактическом материале—319 серий определений на 175 образцах.

Породы офиолитовой ассоциации (мафиты, ультрамафиты) почти не охвачены РГИ из-за отсутствия или весьма незначительного содержания в них калия. Геолого-петрографическими данными последних лет верхнемеловой возраст мафит-ультрамафитовых массивов офиолитового пояса определен достаточно убедительно.

В таблице 2 сведены результаты ОАВ групп интрузивов: А—щелочноземельного, Б—субщелочного и щелочного рядов, геолого-петрографически в течение ряда лет изученных автором [9, 13 и др.], позже Б. М. Меликсетяном [26]. Интрузивы группы А, как видно из таблицы, выделяются в два близких по возрасту и тем не менее несколько отличающихся по возрастным значениям комплекса: предверхнеэоценовый и верхнеэоценовый [15], причем стратиграфические исследования [28] достаточно хорошо коррелируются с данными ОАВ пород этих интрузивов. К предверхнемеловым принадлежат: Атарбежянский, Ахавнадзорский, Базумский, Гиликский¹, Дзагидзорский интрузивы, габброидные

¹ До последних лет этот массив на геологических картах ошибочно показывался как гранитоидный.

Таблица 2

Основные результаты радиологического определения возраста
интрузивных пород территории Армянской ССР

Наименование интрузива	Количество		Пределы колебаний возрастных значений (млн. лет)	Среднее значение возраста (млн. лет)
	исследованных образцов	серий определений		
1	2	3	4	5
IV. Интрузивы Севано-Ширакского синклинория				
А. Комплекс щелочноземельных интрузивов				
1. Атарбекийский (Судагянский) гранитоидный интрузив:				
а) гранодиориты, монцодиориты;	9	15	52—42	44±2
б) пегматиты, гранит-аплиты	3	5	40—38	39±1
2. Гранитоидный интрузив у дороги Раздан—Севан в створе Мармарикского разлома; гранодиориты и кварцевые диориты	2	3	42—39	41±1,5
3. Гиликский габброидный интрузив: (северная периферическая часть Севано-Ширакского синклинория, район г. Гилик) габбро кварцевое; главная фация интрузива	3	7	47—45	46±3
4. Дзагидзорский габбро-диоритовый интрузив: габбро-диориты, габбро-монцониты, кварцевые диориты	5	11	45—40	42,5±2
5. Лермонтовский габброидный интрузив:				
а) габбро среднезернистое	1	2	42—40	41±1
б) габбро с наложенной кварц-калишпатизацией	1	2	38	38
6. Марципанский габброидный интрузив; габбро мелкозернистое	1	2	44—36	40±4
7. Топиельский габброидный интрузив: габбро порфировидные, биотитовые; к сев. от с. Додмашен, водораздел Памбака	3	6	42—37	40±2
8. Базумский гранитоидный интрузив. Гранодиориты, кварцевые диориты, тоналиты	10	19	43—38	41±2
9. Чернореченская группа небольших гранитоидных интрузивов; гранодиориты, адамеллиты	2	4	43—39	41±2
10. Урутский гранитоидный интрузив:				
а) гранодиориты главной фации	5	9	41—38	39±1
б) аляскитовые граниты, аплиты, лампрофиры	6	8	39—37	38±1
11. Галаварский гранитоидный интрузив, кварцевые диориты	2	4	41—38	40±2
12. Головинский гранитоидный интрузив; кварцевые диориты, диориты, диорит-порфиры	3	4	40—38	39±1
13. Мелкие габброидные тела СВ побережья оз. Севан, прорывающие нижне- и среднеэоценовые отложения; габбро, габбро-диабазы, диорит-порфиры	5	10	44—41	43±2

1	2	3	4	5
Б. 14. Мурхузский габброндный интрузив; габбро, габбро-диориты на водоразделе Красносельск—Башкенд	2	4	45—41	43 $\pm$ 2
15. Суботанский гранитоидный интрузив, Кварцевые диориты, гранодиориты, диориты	4	6	37—32	34 $\pm$ 2
16. Вагашенский гранитоидный интрузив; гранодиориты, кварцевые диориты, эссекситовое габбро	5	10	5,5—4,5	5 $\pm$ 0,5
Б. Комплекс субщелочных и щелочных интрузивов				
1. Амзачиманский массив; сиенито-граниты главной фации	9	13	39—36	38 $\pm$ 2
2. Ахундовский граносиенитовый интрузив; граносиениты	2	4	39—35	37 $\pm$ 2
3. Меградзорский интрузив; монцониты, сиенит-порфиры	7	12	39—35	36,5 $\pm$ 1,5
4. Гелкешанский приповерхностный интрузив; монцониты порфировидные	4	7	40—38	39 $\pm$ 1
5. Тежсарский центральный и конический щелочные интрузивы				
а) нефелиновые, псевдолейцитовые и щелочные сиениты	12	21	39—36	37,5 $\pm$ 1,
б) жильные дериваты	6	12	37—34	36 $\pm$ 3
6. Бундукский щелочной интрузив; щелочные сиениты	8	16	38—35	36 $\pm$ 2
7. Гарнасарский щелочной приповерхностный интрузив; щелочные сиениты	5	8	36—34	35 $\pm$ 1

тела районов с.с. Артаныш, Джиль и северного склона Мурхузского хребта.

Сравнительно незначительно заниженные возрастные цифры жильных пород этих массивов обусловлены, по-видимому, наличием в них калишпата, легко теряющего часть радиогенного аргона. Остальные же интрузивы щелочноземельного ряда, по данным РГИ, отвечают верхнему эоцену. Интрузивы группы Б по результатам абсолютного датирования укладываются в пределы 39—35 млн. лет при максимальных значениях 40—39 млн. лет. Судя по этим данным, они формировались в конце эоцена—начале олигоцена. Вместе с тем возрастные значения субщелочных и щелочных интрузивов настолько сходны, что невозможно наметить между ними возрастной рубеж.

С приведенными значениями ОАВ хорошо согласуются возрастные данные геологического порядка.

Следует, наконец, отметить о выявлении абсолютным датированием впервые в Армении гранитоидного интрузива среднеплиоценового возраста. Это Вагашенский интрузив Варденисского хребта с возрастом 5,0 $\pm$ 0,5 млн. лет. Кратко о геологии этого интрузива¹. Размещен

¹ Геология интрузива изучалась Г. А. Казаряном и др.

интрузив в толще среднеэоценовых андезитовых порфиритов, сменяющихся выше по правому притоку верховья р. Мартуни, дацитовыми порфиритами; вытянут в с.-з. направлении более чем на 2,5 км при ширине 0,7 км. Небольшой выход этого же интрузива в 300 м к СЗ от главного массива прорывает 200-метровую толщу конгломератов и брекчий плиоцена, трансгрессивно перекрывающую дацитовые порфириты эоцена. Интрузив приурочен к линии разлома, вдоль которой он приподнят на 200 м по отношению к вмещающим породам с.-з. части. Главная фация интрузива сложена кварцевыми диоритами, переходящими к эндо-контактной зоне в диориты, габбро-эссекситы, реже монцониты. Предполагается одноактное внедрение интрузива.

V. Интрузивы Вайк-Ордубадского синклинория отличаются чрезвычайно широким, интенсивным проявлением на территории Армении при большом петрографическом многообразии слагающих их пород.

Геохронологическая их характеристика дается ниже отдельно для Вайкской и Ордубадской частей синклинория.

A. Интрузивы Вайка представлены средними и мелкими гранитоидными, реже основного состава массивами. Их геохронология изучена еще недостаточно. Собранный за последнее время автором совместно с Г. А. Казаряном значительный полевой материал находится в обработке. Однако имеющиеся уже данные ОАВ по десяти массивам, приведенные в разделе A таблицы 3, позволяют дать их геохронологическую характеристику.

Время формирования интрузивов, как видно из таблицы, судя по средним значениям, колеблется в довольно узком диапазоне—от 35 до 30 млн. лет, отвечающем нижнему-среднему олигоцену. Несколько позже, к верхнему олигоцену-предмиоцену относится внедрение Прошибердского интрузива (27 ± 1 млн. лет). При внесении поправки на возможное аргонное омоложение все же возраст рассматриваемых интрузивов не выйдет за пределы олигоцена. Намечается, таким образом, несколько позднее по отношению к палеогеновым интрузивам Армении формирование плутонических пород Вайка.

Б. Интрузивы Ордубадской части синклинория (Мегринского плутона и Баргушатской группы) привлекали к себе внимание наибольшего числа исследователей; изучены сравнительно обстоятельнее, однако еще далеко недостаточно. РГИ охвачен Р. Х. Гукасяном почти все интрузивы; выполнено 450 серий ОАВ на 225 образцах, что позволило ему впервые разработать обстоятельную схему К/Аг возрастного расчленения интрузивов Мегринского плутона [24].

Большинством геологов в пределах Мегринского плутона выделялись 3—4, а некоторыми и до 5 последовательных фаз внедрения. Однако одним из кардинальных вопросов оживленной многолетней дискуссии, однозначное решение которой не достигалось геологическими методами, являлся возраст плутона. Одна группа геологов придерживалась представления об эоценовом, а другая—высказывала убеждение о миоценовом времени формирования интрузивов плутона.

Таблица 3

Основные результаты радиологического определения возраста
интрузивных пород территории Армянской ССР

Наименование интрузива	Количество		Пределы колебаний возрастных значений (млн. лет)	Среднее значение возраста (млн. лет)
	исследованных образцов	серий определений		
1	2	3	4	5
V. Интрузивы Вайк-Ордубадского синклинория				
1. Амулсарский гранитоидный массив, граносиениты, монцониты	3	4	34—33	$39,5 \pm 0,5$
2. Базарчайский граносиенитовый массив; монцониты, граносиениты	5	5	36—31	33 ± 2
3. Джермукский гранитоидный интрузив; кварцевые монцониты, гранодиорит- и гранит-порфиры	5	10	39—32	$35 \pm 3,5$
4. Гюмушханский гранитоидный массив; габбро-диориты, габбро-эссекситы, гранодиориты	4	8	35—30	33 ± 2
5. Каялинский гранитоидный массив; гранодиориты	1	2	32—31	$31,5 \pm 0,5$
6. Гндевазский габброидный массив; габбро-сиениты, монцониты	4	8	38—31	$34 \pm 3,0$
7. Газминский гранитоидный массив, монцониты, гранодиориты и др.	14	28	33—27	$30 \pm 2,5$
8. Зиракский гранитоидный массив	1	2	36—32	$33,5 \pm 2$
9. Прошибердский гранитоидный массив, порфировидные граниты, гранодиориты	2	6	30—26	27 ± 1
10. Чайкендский интрузив	1	2	34,5—33	$33,7 \pm 0,6$
Интрузивы Ордубадской части синклинория				
A. Интрузивы габбро-монцонитов, щелочных сиенитов				
1. Районы с. Вагравар и г. Калакар; габброидные породы	7	14	44—39	41
2. Претерпевшая позднее наложение северная часть интрузива монцонитового ряда. Монцониты, сиенито-диориты, кварцевые диориты	30	60	32—22	
2а. Размещенные в этой части интрузива: жильные монцониты, кварцевые сиениты, аплиты, пегматиты	4	8	32—22	
2б. Дайковые породы—диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, лампрофиры	11	22	23—20	
3. Центральная и южная части интрузива монцонитового ряда; монцониты, сиенито-диориты, кварцевые диориты	50	100	41—35	38
Размещенные в этих частях:				
3а. Жильные монцониты, кварцевые сиениты, аплиты, пегматиты	5	10	38—34	37

1	2	3	4	5
36. Дайки диорит-порфири- тов, лампрофиров	6	12	41—35	38
4. Район сс. Шванидзор—Алдара; щелочные си- ениты, щелочные нефелин-содалитовые пегма- титы	17	34	41—37	38
Б. Граносиенитовый интрузив. Район сс. Агарак, Карчеван, Вагравар, Курис, р. Бугакар; граносиениты	17	34	41—35	38
В. Гехинский гранитоидный интрузив; район сс. Гехи, Гярд; гранодиориты, граносиениты	6	12	40—35	37
Г. Ковшутский гранитоидный интрузив; район с. Ковшут. Габбро, габбро-диориты, сиенито- диориты	3	6	40—39	40
Д. Интрузивы порфировидных гранодиоритов и гранитов				
1. Вохчинский массив; гранодиориты, граниты порфировидные и среднезернистые	50	100	25—20	23
1а. Штоки крупнопорфировых гранодиоритов и аплитовидных гранитов	4	8	20—21	22
1б. Жильные породы; жильные граниты, аплиты, пегматиты	7	14	24—20	22
2. Казанличский массив; порфировидные grano- диориты	2	4	25—24	25
Е. Приповерхностные небольшие интрузивы; рай- он с. Таштун, перевал Джбанд, Цаккар—grano- диорит-граносиенит и гранит-порфиры	6	12	22—20	21

В разделе Б таблицы 3 сведены результаты РГИ почти всех типов и главных разновидностей пород плутона по отдельным интрузивам. Причем под собирательным названием «монцонитовой интрузии» подразумевается у большинства исследователей плутона комплекс пород, слагающих его главный массив (монцониты, сиенито-диориты, кварцевые диориты, щелочные сиениты), связанных взаимопереходами. За последние годы, однако, отдельные исследователи помимо граносиенитов и габброидов плутона выделяют в нем из интрузии монцонитов фазу щелочных сиенитов.

В таблице отчетливо выделяются две разновозрастные и резко отличающиеся по составу интрузивы, разорванные во времени примерно на 15 млн. лет. Первая группа укладывается в узкий диапазон от 41 до 37 млн. лет, отвечающий позднему эоцену; вторая группа—от 25 до 21 млн. лет—нижнему миоцену. Кроме того калий-аргоновым методом удалось установить наложенное термальное и, возможно, метасоматическое воздействие нижнемиоценовых магматических процессов на уже консолидированные интрузивы верхнего эоцена, в пределах северной части «монцонитовой интрузии». Это наложение в зависимости от интенсивности вызвало аргоновое омоложение до значений 32—22 млн. лет. Убедительное же выделение последовательных фаз внедрения внутри указанных первой и второй возрастных групп интрузий затруднительно, поскольку возрастные их значения отчетливо не отби-

ваются. Однако вопрос этот достаточно убедительно решается прямыми полевыми взаимопересечениями интрузивов. Тем не менее наличие большого статистического экспериментального материала РГИ, судя по приведенным в таблице средним возрастным значениям (41—40 млн. лет), наиболее ранними в верхнеэоценовом комплексе намечаются габброидные породы района с. Вагравар, г. Калакар и с. Ковшут.

Следует, наконец, подчеркнуть, что результаты РГИ пролили новый свет на вопросы геохронологии Мегринского плутона [24] и связанных с ними рудных формаций [16], причем эти данные хорошо согласуются с объективными геологическими представлениями.

VI. Интрузивы Цахкуняцкого блок-антиклинория являются наиболее древними в Армении и представлены сложными комплексами пород от ультрамафитов и мафитов до умереннокислых гранитоидов и типичных кислых гранитов. Резко преобладают плагиограниты, породы среднего и умереннокислого состава. Интрузивы размещены на различных уровнях древней сланцевой толщи, сложенной метаморфизированными в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях осадочными и вулканогенными породами преимущественно основного состава. Возраст накопления первичных пород сланцевой толщи не поддается определению сколько-нибудь прямыми геологическими данными, а также К/Аг датированием¹. Полученные нами наиболее высокие К/Аг данные в 196—218 млн. лет могут быть рассмотрены как минимальные значения их метаморфизма. Однако первая попытка ОАВ сланцев Шамшадинского антиклинория (р. Ахум) Rb-Sr изохронным методом позволила определить время метаморфизма древних геосинклинальных отложений 300—327 млн. лет, отвечающее среднему карбону [18].

Верхняя возрастная граница интрузивов геологически надежно не устанавливается: определяется трансгрессивным налеганием на размытой поверхности ряда разновозрастных домезозой-мезозойских интрузивов отложений турона-сенона.

Интрузивы Цахкуняцкого антиклинория представлены преимущественно лейкократовыми плагиогранитами, кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, реже гранитами. Значительным развитием пользуются мелкие штоки, дайки и дайкообразные тела габброидов, диабазов. Ультрамафиты (апоперидотиты) представлены отдельными небольшими телами. Главные затруднения в ОАВ К/Аг методом, особенно плагиогранитов, габброидов и ультрамафитов, обусловлены: 1) наложенными на эти интрузивы, в той или иной степени, теле- и контактово-термальным воздействием мезозойских интрузивов Цахкуняца и палеогенового магматизма Севано-Ширакского синклинория в зоне сочленения с ними Цахкуняцкого блока; 2) относительно незначительным содержанием в подавляющем большинстве пород калия. Тем не менее путем широкого целенаправленного отбора полевого материа-

¹ Многочисленными данными РГИ сланцев и вулканитов определяется время их метаморфизма. Проводимые же в настоящее время исследования рубидий-стронциевым изохронным методом позволяют ближе подойти к решению вопроса.

ла и выделения слюдистых и др. калийсодержащих образцов удалось с достаточной уверенностью датировать многие интрузивы, а с некоторой условностью ОАВ других.

Результаты абсолютного датирования интрузивов Цахкуняцкого антиклинория, основанные на 350 сериях определений, выполненных на 218 образцах, приведены в таблице 4.

Таблица 4

Основные результаты радиологического определения возраста интрузивных пород территории Армянской ССР

Наименование интрузива	Количество		Пределы колебаний возрастных значений (млн. лет)	Среднее значение возраста; (млн. лет)
	исследованных образцов	серий определений		
1	2	3	4	5
VI. Интрузивы Цахкуняцкого горст-антиклинория				
А. Интрузивы лейкократовых плагиогранитов				
Группа I:				
а) район с. Лусагюх, в 2 км к ВЮВ (гребень отрога)	1	3	283—246	261 $\pm$ 14
б) перевал дороги сс. Анкаван—Тту-джур	1	2	231—219	225 $\pm$ 6
в) гребень ЮВ отрога г. Дамрик	1	2	217—213	215 $\pm$ 2
Группа II:				
Ущелье Адамадзор, районы сс. Анкаван, Сараландж, Чкнах, Дзораглух и др.	29	51	169—140	
Группа III:				
Зап. часть крупного Ходжадзорского массива	7	11	120—113	
Группа IV:				
Плагиограниты зоны Мармарикского разлома в верховье р. Мармарик и верхней части Ходжадзорского интрузива	21	42	59—56	
Б. Мезозойские гранитоидные массивы				
1. Гехаротский массив:				
а) кварцевые диориты, тоналиты	6	11	132—122	128 $\pm$ 5
б) те же породы, включающие ксенолиты вулканитов вмещающей толщи	2	4	149—147	148 $\pm$ 4
в) те же породы с наложенной микроклинизацией	2	5	108—102	105 $\pm$ 3
г) пегматиты, аплиты, гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты	9	17	125—120	103 $\pm$ 3,5
	2	4	125—116	120 $\pm$ 6
2. Миракский массив:				
а) кварцевые диориты	3	5	129—119	121 $\pm$ 3
б) пегматиты, аплиты, частично измененные	3	6	105—80	90 $\pm$ 12
3. Анкаванский массив				
а) кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты	4	7	124—109	114 $\pm$ 5
б) аляскитовые граниты, пегматиты, аплиты	11	19	105—92	97 $\pm$ 4

1	2	3	4	5
Породы интрузива, затронутые наложенными процессами:				
в) кварцевые диориты, гранодиориты, метасоматически переработанные	15	29	80—65	75±5
г) те же породы серицитизированные, микроклинизированные (рудной зоны)	13	22	74—53	64±7
д) гранит-аплиты, диорит-порфиры измененные	10	18	68—46	59±9
е) кварцевые диориты, тоналиты интенсивно переработанные в зоне рудной минерализации	8	12	36—31	33±3
Дайки и мелкие тела дорудных гранодиорит- и гранит-порфиров, локализованных в Анкаванском массиве	9	13	34—30	33±2
4. Агверанский массив:				
а) кварцевые диориты, реже гранодиориты	6	7	103—90	96±4
б) гранодиорит-порфиры даек, пегматиты, аплиты	10	10	89—81	84±4
5. Такарлинский массив:				
а) кварцевые диориты, тоналиты	5	8	90—80	83±4
б) те же породы в приконтактовой зоне с Тежсарским коническим интрузивом	5	9	53—49	47±4
6. Кабахлинский небольшой интрузив, порфировидные граниты	3	3	68—67	68
7. Арзакан-Бжнинский массив гранит-мigmatитов				
а) гранит-мigmatиты	2	3	108—101	103±2
б) пегматиты и аплиты, размещенные в гранит-мigmatитах	4	5	101—91	94±4
8. Малые отдаленные от интрузивов штоко- и дайкообразные тела верхнемелового-палеогенового возраста:				
а) размещенные в древней сланцевой толще:				
кварцевые диорит-порфиры района с. Курибогаз, басс. р. Касах	3	4	54—38	47±6
кварцевые диорит-порфиры района г. Шогакат, басс. р. Касах	2	4	62—51	57±5
б) прорывающие отложения сенона, правый борт ущелья р. Раздан, район с. Солак, диабазовые порфиры	3	5	76—71	73±2
диоритовые порфиры	3	6	51—41	47±2

А. Интрузивы лейкократовых плагиогранитов, по данным РГИ, выделяются в четыре возрастные группы.

Группа I. Претерпевшие относительно наименьшее (не в одинаковой степени) аргонское омоложение. Средние абсолютные возраста по трем представительным образцам составляют от 261 до 215 млн. лет, при максимальном значении отдельных измерений, достигающих 283 млн. лет. Это наиболее древние интрузии Цахкуняцкого блока (и Армянской ССР); при этом они обнажаются на более отдаленных от крупного Анкаванского гранитоидного массива¹ участках.

¹ Анкаванский интрузив размещен в ареале развития подавляющего большинства плагиогранитных тел, контактируя с некоторыми из них на отдельных участках.

Г р у п п а II—плагиограниты, подвергшиеся значительному аргоновому омоложению и расположенные в менее удаленных от указанного массива участках. Наибольшее количество ОАР приходится на эту группу (табл. 4). Средние возрастные значения, варьирующие в пределах 169—140 млн. лет, соответствуют времени от верхов средней юры до верхней юры.

Альтернативой представлению о весьма значительном аргоновом омоложении пород этой группы могло быть допущение об их юрском времени внедрения, как это отмечалось в наших ранних работах [15, 1 и др.], основанных на анализе сравнительно неполного фактического материала. Однако трудности в геологической интерпретации калий-аргоновых значений, особенно II, III и IV возрастных групп плагиогранитов, равно как и интрузивов мафит-ультрамафитового ряда, обусловлены, к сожалению, также весьма слабой геолого-петрографической и петрогеохимической их изученностью. Более того, далеко недостаточно изучены явления позднего метасоматоза, наложившиеся на плагиограниты, особенно в области водораздела рр. Мармарик и Касах.

Кроме того, не исключены новые находки мелких тел мезокайнозойских гранитоидов в области развития плагиогранитных интрузивов, отдельные выходы которых изредка встречаются при детальном наблюдении. Возможно, это далеко заходящие апофизы мел-палеогеновых гранитоидов.

Учитывая изложенное и геологическую обстановку плагиогранитов, отметим, что представление об аргоновом их омоложении, относительно слабом для I группы и значительно возрастающем от II к IV группе, представляется нам довольно убедительным.

III группа абсолютных цифр в интервале 120—113 млн. лет характерна для интрузивов, обнажающихся в зоне контакта с Анкаванским массивом, впрочем, претерпевшим на ряде участков аргоновое омоложение под влиянием щелочного метасоматоза и внедрения дорудных палеогеновых даек и штоков гранитоидов. Отмеченные возрастные цифры, отвечающие нижнему мелу, обусловлены, по-видимому, интенсивным телеконтактным воздействием Анкаванского массива на плагиограниты рассматриваемой группы.

IV группа возрастных значений плагиогранитов отличается резко заниженными данными—59—56 млн. лет, соответствующими палеогену. Это породы из зоны Мармарикского долгоживущего разлома и эндоконтактной зоны восточной части Ходжадзорского плагиогранитового интрузива, контактирующего с участком Анкаванского массива, претерпевшего наложение палеогенового магматизма.

В заключение об интрузивах плагиогранитов следует отметить:

а) К/Аг значения упомянутых четырех возрастных групп указывают на различную степень их аргоновой омоложенности под воздействием наложенных поздних тектонических и магматических событий.

б) Судя по полученным для I группы пород К/Аг цифрам, дающим максимальные возрастные значения, формирование этих интрузивов (с

учетом частичной потери радиогенного аргона даже в рамках 10% погрешности К/Аг метода) происходило, по-видимому, в верхнем, скорее предверхнем карбоне.

Б. Интрузивные массивы, сложенные главным образом кварцевыми и бескварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, реже гранитами, представлены относительно крупными и средними по размерам телами, размещенными в древней сланцевой толще и перекрывающей ее юрской или доюрской вулканогенной свите.

Относительно крупными являются Гехаротский, Анкаванский, Такарлинский, Агверанский, Арзакан-Бжнинский массивы. Небольшие тела представлены Миракским и Кабахлинским интрузивами.

Из рассмотрения результатов РГИ интрузивов раздела Б таблицы 4 отчетливо вырисовывается их мезозойский возраст, что также согласуется с геологическими данными. Возрастные значения главных типов пород, слагающих полифазные Гехаротский, Анкаванский и Миракский массивы и не затронутых заметными послемагматическими наложениями, соответствуют низам неокома, охватывая, вероятно, конец верхней юры. Следует подчеркнуть, что на примере этих, равно как и других, РГИ ниже массивов достаточно убедительно выявляются результаты наложенных процессов, обуславливающих заниженные возрастные значения. Это процессы широкого развития позднего щелочного метасоматоза, гидротермальной переработки пород, контактово- и телетермальное воздействие палеогеновых интрузий на прилежащие мезозойские массивы.

К заниженным цифрам приводит также относительное возрастание в породах калишпата, плохо удерживающего Ar^{40} рад. Этим обусловлены в основном несколько омоложенные цифры пегматитов и аплитов. И, напротив, завышенные значения дают породы эндоконтактовой зоны массива, включающие ксенолиты более древних вулканитов (148 ± 4 млн. лет). Далее К/Аг РГИ дают на примере Анкаванского массива такие важные информации, как, например:

а) Резкая оторванность во времени (около 80 млн. лет) даек и мелких штоков дорудных гранодиорит- и гранит-порфиров от вмещающего их массива. Оказалось, что с последним они находятся лишь в пространственной связи.

б) Почти синхронный возраст медно-молибденовой рудной минерализации (33 ± 3) и указанных гранодиорит- и гранит-порфиров (33 ± 2). Намечается, таким образом, лишь пространственная связь оруденения с Анкаванским массивом и, по-видимому, генетическая или парагенетическая—с упомянутыми дайками и штоками. Рассмотрение К/Аг значений, полученных по другим интрузивам таблицы 4, с геологической и петрографической позиций сводится к следующему. Агверанский и Такарлинский интрузивы по составу слагающих их пород довольно близки (но не однородны) к Анкаванскому и Гехаротскому массивам и между собой. Причем, почти полным петрографическим аналогом последнего, по нашим наблюдениям, представляется небольшой Мирак-

ский интрузив, являющийся, по-видимому, апофизой Гехаротского массива.

Не вызывает сомнения аргоновое омоложение пород, частичное для Агверанского и весьма значительное для Такарлинского. Если для первого оно обусловлено некоторой перемятостью, а также поздней калишпатизацией и хлоритизацией пород, то для второго характерны приуроченность к Мармарикскому разлому и особенно отчетливое контактовое и телетермальное воздействие молодых позднеэоценовых интрузий: с запада—конического интрузива Тежсарского щелочного комплекса, а с востока—Ахундовского граносиенитового. Именно этими наложениями и обусловлено, вероятно, аргоновое омоложение нижнемелового интрузива до значений 83—47 млн. лет в зависимости от интенсивности наложения.

Арзакан-Бжнинский массив, ранее считавшийся интрузией гнейсогранитов [27], ныне рассматривается большинством в качестве типичных гранит-мigmatитов¹, причем текстура пород контролируется направлением сланцеватости. Возрастные значения—108—101 указывают, на наш взгляд, на время мигматизации сланцев, потерявших свой Ar^{40} в процессе импрегнации в них гранитного расплава. Среднее значение— 103 ± 2 млн. лет является несколько заниженным, обусловленным значительным содержанием в породе калишпата. При внесении поправки на аргоновое омоложение возраст мигматизации приблизится к неокому. Пегматиты и аплиты, пространственно приуроченные к контуру гранит-мigmatитов и, по-видимому, генетически связанные с ними, почти синхронны с мигматизацией. Отнесение рассматриваемых гранит-мigmatитов отдельными исследователями к докембрию-кембрию [2, 27], на наш взгляд, не имеет под собой сколько-нибудь прямого геологического обоснования и далеко не подтверждается радиолого-геохронологическими данными.

Кроме охарактеризованных выше интрузивов в пределах Цахкуняцкого антиклинория среди широко распространенных в древней сланцевой толще мелких интрузивов основного состава, по-видимому, отдельные тела принадлежат палеогену и мелу, возрастные данные которых приведены в конце таблицы 4. Так, весьма отдаленные от отмеченных массивов мелкие интрузивы в виде мощных даек районов с. Курибогаз и г. Шогакат с весьма свежим обликом, без каких-либо изменений под микроскопом, обнаруживают палеогеновые возрастные значения.

Заключение

В свете изложенного большого фактического материала, значительную часть которого составляют новые данные наших петро-геохроноло-

¹ В 50-х годах автором была установлена принадлежность массива к типичным мигматитам, формировавшимся путем тонкой послойной инъекции лейкократового гранитного расплава в древние сланцы.

гических исследований, намечаются существенные дополнения и определенные коррективы в существующие представления об истории развития плутонического магматизма фанерозоя Армении.

1. Анализ и обобщение этого материала подчеркивают тесную сопряженность интрузивного магматизма различных эпох с крупными складчатыми движениями и их причинную взаимосвязь [21].

2. Рассмотрение сведенных в таблицах 1—4 геохронологических данных с несомненностью указывает на следующие (см. пункты 3—6) этапы формирования интрузивных комплексов в структурно-формационных зонах территории Армении. Ниже для краткости мы опускаем характеристику тектонических событий, сопряженных во времени с плутоническим пароксизмом, обстоятельно изложенных в работах исследователей [3, 20, 21 и др.].

3. Новые радиогеохронологические исследования приводят к закономерным результатам о наличии герцинского интрузивного магматизма на территории Армении. Это интенсивно проявленные в пределах Цахкуняцкого антиклинория интрузии лейкократовых плагиогранитов, а возможно, и предшествующие им мафиты и ультрамафиты. Следует также отметить, что впервые о верхнепалеозойском интрузивном магматизме Цахкуняцкого антиклинория высказывал убеждение А. Т. Асланян [3].

Имеющиеся данные позволяют предслагать о дальнейших находках радиологическими методами интрузивных пород герцинского возраста в пределах выходов древних метаморфических толщ Армении (в том числе и на Цахкуняцком антиклинории) и прилежащих к ним участков. Так, породы этого возраста также установлены нами в верховье р. Асрик-чай, во вторичном залегании. Это гальки лейкократовых гранитов в базальном конгломерате вулканогенной толщи средней юры, трансгрессивно перекрывающей древние сланцы у с. Беюк-Кишлак (210 млн. лет).

4. Крупнейшие плутонические события на территории Армении происходят в киммерийском этапе ее геологического развития:

а) наиболее ранние представлены массивами плагиогранитов Алавердского (Ахпатский, Дебедский) и Шамшадинского (Тавушский, Хндзорутский) антиклинориев. Радиологически датируются они предкембеем; петрографо-петрохимически они значительно отличаются от плагиогранитов Цахкуняцкого антиклинория.

б) Чрезвычайно мощно и широко проявлен в Армении позднеюрско-неокомский интрузивный магматизм: Кохбский, Цахкашатский, Атанский, Бардадзорский, Цавский, Вачаганский в Сомхето-Кафанской зоне; Гехаротский, Миракский, Анкаванский, Агверанский, Такарлинский в Цахкуняцком антиклинории. Намечается при этом некоторое петрографическое сходство перечисленных массивов. Эти данные позволяют предположить об общих чертах тектоно-плутонических событий в обеих крупных структурах в отмеченный отрезок времени.

в) Формирование предрудных субвулканических тел плагиолипаритов (альбитофиров) Алавердского антиклинория (абсолютное датирование которых дано в предыдущих наших работах) радиологически, как и геологически, несомненно, предшествует внедрению отмеченных в пункте б) массивов.

5. Отчетливо устанавливается весьма интенсивно выраженный в Севано-Ширакском и Вайк-Ордубадском синклинориях интрузивный магматизм в позднем эоцене-нижнем олигоцене, причем выделяются здесь предверхнеэоценовые и верхний эоцен—раннеолигоценые комплексы, большой перечень которых приводится в таблицах 2, 3.

Выявляется при этом закономерное «отставание» в формировании интрузивов Вайка (нижний-средний олигоцен). Явно к нижнему миоцену-предмиоцену принадлежит порфировидный гранит-гранодиоритовый комплекс интрузивов Мегринского плутона (Вохчинский, Казанличский, мелкие тела участков Таштун, Джбанд, Цак-кар и др.), а также Прошибердский массив в Вайке.

Установлен впервые в Армении на Варденисском хребте типичный гранитоидный интрузив (Вагашенский) среднеплиоценового возраста $5 \pm 0,5$ млн. лет.

6. К мощно проявленному эоценовому магматизму относятся также Банушский массив, Лалварская группа и Шишкерт-Раздаринский [17] интрузив, формирование которых в пределах Сомхето-Кафанской зоны обусловлено определенными геологическими условиями [17, 21, 25]. На Цахкуняцком антиклинории в пределах Анкаванского неомского массива установлен нижнеолигоценый возраст (33 млн лет) дорудных гранодиорит- и гранит-порфиров и почти синхронная с ним медно-молибденовая минерализация.

7. Приведенный фактический радиологический материал хорошо коррелируется с геологическими представлениями, если они основаны на прочно аргументированных фактах. Надежность полученных нами возрастных значений, вкратце отмеченных в разделе методики, неоднократно подтверждалась зашифрованными всесоюзными и международными эталонами, а также работами по разработке Советской геохронологической шкалы. Тем не менее, не единичны случаи несогласия отдельных исследователей с К/Аг возрастными значениями. Подобные «несхождения», как показала практика наших работ, в большинстве случаев обусловлены: а) отсутствием убедительных геологических фактов о возрасте данного массива; б) недостаточной изученностью его структурного положения и петрографических особенностей; в) чаще приписыванием данному интрузиву возраста путем регионального сопоставления с близким по составу массивом, возраст которого определен по прямым или косвенным данным. Наконец, «несхождения» с радиологическими данными, к сожалению, иногда встречаются в литературе вопреки общепризнанным геологическим фактам. Примером может служить стнесение к эоцену явно мезозойских массивов (Кохбский и некоторые интрузивы Сомхето-Кафанской зоны, Гехаротский на

Цахкуняцком, антиклинории и другие). Взять хотя-бы Гехаротский массив. Досенонский возраст последнего не вызывает сомнения; в базальном полимиктовом конгломерате, прилежащем к массиву свиты сенонских известняков, прекрасно выражены гальки пород *именно этого интрузива*, о чем нетрудно убедиться обычным их сопоставлением (визуально и под микроскопом). Отдельными исследователями однако игнорируется этот важный геологический фактор так же, как и хорошо согласующиеся с ним результаты десятков радиогеохронологических исследований образцов пород Гехаротского интрузива. Так, в противоположность этим фактам, К. Н. Паффенгольцем приводятся, к большому сожалению, недостаточно проверенные им данные, а именно, «интрузивный контакт гранитоидов этого массива с известняками сенона; известняк с апофизой в нем гранодиорита». Автору этой статьи, исследовавшему Гехаротский массив, довелось осмотреть вместе с другими исследователями (А. Т. Асланяном, С. Б. Абовяном, Р. Л. Мелконяном, Р. А. Хоренян) точно указанный К. Н. Паффенгольцем участок по речке Чотур, где, по его данным, Гехаротский массив прорывает сенонские известняки. Оказалось, что это выход не интрузива, а тем более не Гехаротского массива, а осадочных пород — разномерных полимиктовых песчаников и пр., отложившихся в результате размыва Гехаротского массива, сенонских известняков и др. пород района, причем в отложениях присутствуют также обломки пород этого массива.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 31.V.1977.

Գ. Պ. ԲԱԳԴԱՍԱՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԱՐԱԾՔԻ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎ ՄԱԳՄԱՏԻՉՄԻ ԶԱՐԳԱՑՄԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ՓՈՒԼԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոգվածում հակիրճ կերպով շարադրված է ՀՍՍՀ տարածքի ինտրուզիվների ուսումնասիրման, հատկապես նրանց ներդրման ու կազմավորման հասակը պարզաբանելու ուղղությամբ կատարված երկրաբանական-պետրոգրաֆիական ու ռադիոլոգիական բազմամյա հետազոտությունների արդյունքները:

Երկրաբանական-պետրոգրաֆիական տվյալների հետ միասին հոգվածի հիմքում դրված է ռադիոլոգիական մանրամասն հետազոտությունների հրակայական նյութ՝ 1548 կալիում-արգոնային որոշումներ, այդ թվում 836 բնորոշ ապարների համար, որոնք ներկայացնում են Հայաստանի ինտրուզիվների ճնշող մեծամասնությունը: Հոգվածում վերլուծվում և իմի են բերվում նաև վերջին ժամանակաշրջանում կատարված երկրաբանական-ռա-

դիոգենոխրոնոլոգիական ուսումնասիրությունների արդյունքները նվիրված ինտրուզիվ մագմատիզմին: Այս բոլորը հանգեցնում է երկրաբանական նոր եզրակացությունների: Այսպես օրինակ, ա) ռադիոգենոխրոնոգիական տվյալներով ՀՍՍՀ-ում Ծաղկունյաց լեռնաշղթայում հայտնաբերվում է հերցինյան մագմատիզմի առկայությունը, որի մասին դեռևս 20 տարի առաջ ճիշտ եզրակացության է հանգել Ա. Տ. Ասլանյանը, բ) երկրաբանական-պետրոգրաֆիական և ռադիոգենոխրոնոլոգիական նոր տվյալները հեղինակին բերում են այն համոզմանը, որ Սոմխեթա-Ղափանի տեկտոնական դոնայում և Ծաղկունյաց անտիկլինորիումի սահմաններում վերին յուրաչիստորին նեոկոմի ինտրուզիվ մագմատիզմը տեղի է ունեցել ընդհանուր տեկտոնա-մագմատիկ պայմաններում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абдуллоев Р. Н., Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Рубинштейн М. Материалы к геохронологии Кавказа. Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. «Наука», М., 1970.
2. Агамалян В. А. Докембрий и нижний палеозой. «Геология Армянской ССР», т. V, «Литология», Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1974.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1959.
4. Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И., Виноградов А. П. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. В сб. «Абс. возр. геол. формаций». Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. совет. геол., проблема 3, «Наука», 1964.
5. Афанасьев Г. Д., Абдуллоев Р. Н., Багдасарян Г. П., Кнорре К. Г., Рубинштейн М., Студенникова З. В. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. «Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр.», Изд-во АН СССР, 1960.
6. Афанасьев Г. Д., Зыков С. И. Итоги сверки эталонной пробы 1/65 в геохронологических лабораториях СССР. Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. «Наука», 1969.
7. Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П. и др. Результаты анализов эталонных геохронологических проб. Известия АН СССР, серия геол., № 4, 1970.
8. Афанасьев Г. Д., Зыков С. И. Результаты измерений межлабораторных эталонных проб. Известия АН СССР, сер. геол., № 11, 1974.
9. Багдасарян Г. П. К истории тектонического развития Памбакского хребта. Известия АН Арм. ССР, серия физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. III, № 2, 1950.
10. Багдасарян Г. П. Новые данные о возрасте некоторых интрузивных массивов Армении. ДАН Арм. ССР, т. 28, № 2, 1959.
11. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Асланян А. М. и др. Итоги определения абсолютного возраста отдельных магматических комплексов Армянской ССР. «Труды X сессии Комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций», Изд-во АН СССР, 1962.
12. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Исследования по разработке геохронологических реперов к Шкале абсолютного геологического времени. Международный геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол., «Наука», 1964.
13. Багдасарян Г. П. Интрузивные породы Базумо-Памбакской области. «Геология Армянской ССР», т. III. Петрография. Интрузивные породы. Изд-во АН Арм. ССР, 1966.
14. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Мкртчян Р. С., Саркисян Э. А., Гургенян Г. Г. Об абсолютном возрасте магматических пород Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, Научи о Земле, т. XIX, № 5, 1966.

15. Багдасарян Г. П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения». По данным 1964 г. Труды XIII сессии, «Наука», 1966.
16. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Карамян К. А. Итоги абсолютного датирования ряда рудных формаций Армянской ССР. Известия АН СССР, серия геол., № 5, 1968.
17. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Саркисян Э. А. Новые данные о возрасте интрузивов Кафанского рудного района Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. 50, № 5, 1970.
18. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Казарян К. Б. Сравнительное изучение возраста дрезних метаморфических сланцев бассейна р. Ахум (Армянская ССР) калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами. Тр. XIX сессии Комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций.
19. Баласанян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Ереван, 1963.
20. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
21. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1968.
22. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3—4, 1965.
23. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона (сообщение второе). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1965.
24. Гукасян Р. Х. Возрастное расчленение интрузивов Мегринского плутона по данным аргонового метода. В сб. «Абс. датирование тектоно-магм. циклов и этапов оруд. по данным 1964 г.», (XIII сессия), Изд-во АН СССР, 1966.
25. Мелконян Р. Л. Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В кн.: «Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР», Изд-во АН Арм. ССР, 1976.
26. Меликсетян Б. М. Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежсарского щелочного комплекса. В кн. «Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР». Изд-во АН Арм. ССР, 1971.
27. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
28. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд-во Ерев. госуниверситета, 1966.

УДК 552.32.550.42

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ
ПАМБАК-ЗАНГЕЗУРСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Настоящая статья посвящена петролого-геохимической характеристике и некоторым особенностям пространственно-временной эволюции гранитоидного магматизма Памбак-Зангезурской зоны [4, 18] и их металлогенической роли.

Характерная особенность интрузивного магматизма рассматриваемого региона, как неоднократно отмечалось [8, 11, 13, 20], это тесная пространственно-временная связь эффузивных серий, производных различных исходных базальтоидных магм и гранитоидных комплексов, представленных как габбро-гранитоидными, так и палингенными сериями. Проблема петрогенезиса габбро-гранитоидных (габбро-плагиогранитной, габбро-дисрит-гранодиоритовой, габбро-монцонит-сиенитовой) серий является весьма сложной, поскольку они представляют не последовательно дифференцированные ассоциации пород, а результат аддитивных петрогенетических процессов, связанных с явлениями глубинного гибридизма различных субстратов или различных источников магмогенерации, их вертикальной миграции, насыщения летучими и легкими компонентами с участием интрателлурических очагов. Очень часто в пределах отдельной структурной формационной зоны определенные габбро-гранитоидные комплексы образуют как многофазные массивы с ранними габброидами, так и однофазные тела без них. В развитии габбро-гранитоидных серий выделяются как завершенные гомодромные комплексы, так и незавершенные прерывистые в различных соотношениях отдельных членов (фаз). Все эти особенности габбро-гранитоидных комплексов как с петрологической, так и металлогенической точек зрения заставляют исследователей искать новые принципы систематики гранитоидов, учитывающей наряду с петрогеохимическими особенностями состава специфику тектонической позиции и генезиса. В этой связи заслуживают внимания принципы и систематика гранитоидов, предложенные Л. В. Таусоном [26]. При выделении обобщенных типов гранитоидов им использован большой петро-геохимический материал по типичным комплексам Забайкалья, Монголии и др.

Интерес представляет выделение петролого-геохимических типов гранитоидов для таких складчато-глыбовых областей фемического-сиалического типа активизации, как Малый Кавказ, в частности, с точки зрения геодинамической интерпретации пространственно-временной эволюции гранитоидного магматизма.

Автор настоящей статьи на основании петролого-геохимических исследований интрузивных комплексов Памбак-Зангезурской зоны выделил девять типов гранитоидов. Предложенная типизация носит предварительный характер и, по глубокому убеждению автора, более соответ-

ствуется целям металлогенического анализа и прогнозирования. Кроме того, выделение петролого-геохимических типов гранитоидов, ассоциированных с вулканическими поясами различных исходных магм—селективных выплавов мантийного вещества, имеющих достаточно надежные геохимические параметры, представляет интерес при создании моделей тектоно-магматических процессов.

Петролого-геохимические типы гранитоидов

При характеристике выделенных петролого-геохимических типов гранитоидов известные из многочисленной опубликованной литературы сведения не приводятся [1, 2, 8, 10, 21, 27, 28]. В прилагаемых таблицах 1 и 2 сведены основные петролого-тектонические, петрохимические и геохимические параметры выделенных типов, а на диаграмме кремнекислотность-известково-щелочность в параметрах А. Н. Заварицкого размещены поля развития выделенных гранитоидов, а также близкородственных исходных магм вулканических серий и ранних габброидных фаз (рис. 1).

При петролого-геохимической типизации гранитоидов нами были выбраны, помимо концентрации элементов, довольно чувствительные отношения пар-элементов и петрохимических параметров, имеющих индикаторное значение, проверенные при анализе магматизма различных регионов и предложенные в работах Овчинникова Л. Н. [23], Штейнберга Д. С. [29], Таусона Л. В. [26], Изоха Э. П. [15], Павленко А. С. [24], Зоненшайна Л. П., Кузьмина М. И., Моралева В. М. [17], Ляховича В. В. [19] и других.

1. Плагиогранитный тип толентового ряда. Этот тип юрско-мелового(?) возраста выявлен и описан в последние годы [6, 25] в пределах Джильского и Кясаманского массивов Присеванского офиолитового пояса как в тесных парагенетических взаимоотношениях с габброидами ранней фазы габбро-плагиогранитного комплекса, так и в виде жилообразных тел в серпентинитах (р. Памбак). Характерной чертой плагиогранитов толентового ряда являются переходы в эндоконтактных зонах в кварцевые диориты и плагиограниты, частые микропегматитовые структуры, высокая основность плагиоклаза (N_0 35—40), низкая железистость ($f' = 30—36$ мол.%) темноцветных—амфибола и, вероятно, ксеногенного биотита (из слюдистых сланцев). Для химизма характерна стабильность в низких $K/Na = 0,18$ и $Fe/Mg = 1,8$ отношениях. При значительной пересыщенности кремнеземом ($Q = +45—55$) отчетливо выражены высокая натриевость ($n = 90—95$), пониженная железистость ($f' = 35$), умеренная лейкократовость ($a/b = 1,5$) и щелочно-известковый индекс, равный $a/c = 4,6$.

В отличие от других типов гранитоидов резко понижены концентрации литофильных и редкометалльных элементов, близкие по концентрации в габброидах и толентовых вулканитах ($Li = 0,9 \cdot 10^{-4}\%$ и $Rb = (1—2) \cdot 10^{-3}\%$), с характерным высоким отношением K/Rb , Mg/Ni и низкими отношениями, особенно Rb/Sr , Ba/Sr , TR/Y , Th/U и Fe/Co .

	Петролого-геохимические типы Гранитоидов	Тектонические элементы и тип фундамента	Вариации состава пород и тип ассоциированных базитовых фаз	Типы комплексов, формы массивов и глубинность (в км)
I	Плагиигранитный (Севанский)	Офиолитовые блоки с меланократовым фундаментом	Плагииграниты, трондjemиты, кварцевые лейкодiorиты. Амфиболовые габбро, габбро-нориты, нориты	Однофазные небольшие дайкообразные интрузивные тела. Гипабиссальный (2—3 км)
II	Плагиигранитный (Апаранский)	Блоки островодужного типа с реликтами древнего метаморфического фундамента	Плагииграниты, альбитовые, мусковитовые и микроклинизированные граниты. Амфиболовые габбро	Однофазные интрузивные согласные тела малых и средних размеров. Мезоабиссальный (3—5 км)
III	Тоналит-гранодиоритовый (Спитакский)	Блоки островодужного типа с меланократовым фундаментом	Диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты. Габбро-диориты в эндоконтактах	Вулкано-интрузивные многофазные комплексы. Гипабиссальный (2—3 км)
IV	Кварц-диорит-гранодиоритовый (Базумский)	Блоки с наложенными вулканогенно-флишевыми прогибами в зонах растяжения фундамента	Кварцевые диориты, шлировые (агматитовые) диориты, гранодиориты. Габбро, габбро-нориты, пироксениты	Вулкано-интрузивные многофазные трещинные тела. Гипабиссальный (2—3 км)
V	Монцонит-сиенитовый (Мегринский)	Блоки с наложенными вулканогенно-терригенными прогибами в зонах сдвига-раздвигового типа меланократового фундамента	Монцониты, монцодиориты, монцогранодиориты, сиенодиориты. Оливиновые габбро, эссекситы, верлиты	Вулкано-интрузивные многофазные штокообразные тела. Гипабиссальный (2—3 км)
VI	Кварц-сиенит-граносиенитовый (Памбакский)	То же в блоках с приподнятым гранитно-метаморфическим фундаментом	Нордмаркиты, щелочные, нефелиновые сиениты, граниты гранофирового типа	Вулкано-интрузивные и интрузивные тела гарполитовой формы. Гипабиссальный (2 км)
VII	Гранит-адамеллитовый (Сюникский)	В сводово-глыбовых поднятиях древнего гранитно-метаморфического фундамента	Биотитовые, биотит-амфиболовые ортоклазовые порфировидные граниты с обломками рестита	Интрузивные, субвулканические штокообразные тела. Субвулканическая (1—2 км)
VIII	Лейкогранит-аляскитовый (Шахкуняцкий)	В активизированных блоках древнего кристаллического фундамента	Аляскиты, лейкократовые, порфиробластовые лейкограниты и калиевые моношпатовые граниты, апограниты	Интрузивные жиллообразные и неправильной формы тела. Мезоабиссальная (3—5 км)
IX	Ультраметаморфогенно-гранитный (Арзаканский)	Гранито-гнейсовые купола в блоках с приподнятым кристаллическим фундаментом	Анхизектические розовые среднезернистые граниты; реже порфировые и аплитовидные граниты	Штокообразные, дайкообразные небольшие тела. Абиссальная (5—7 км)

Таблица 1

химических типов гранитоидов

Пространственно-временная и структурно-парагенетическая связь с вулканизмом	Основные петрохимические параметры							Коэффициент агпаитности	Поле щелочности по Д. С. Кор- жинскому	Вероятный петрогенетический процесс
	K/Na	Fe/Mg	Q	a/c	a/b	f'	n			
С толеитовой (спилит-диабазо- вой) серий	0,18	1,8	85—45	4,6	1,5	35	90—95	0,52—0,54	I	Глубинная дифференциация толеит- базальтовой магмы
С щелочно-земельной андези- то-базальтовой (метаморфизо- ванной) серий	0,26	2,5	30—35	4,2	3,1	45	80—90	0,50—0,53	I	Дифференциация щелочно-земельной ндезит-базальтовой магмы в преде- лах метаморфического фундамента
С толеитовой (андезито-базаль- товой) серий	0,26	1,5	5—10	1,5	0,6	40	75—85	0,56—0,60	V	Слабая дифференциация толеитовой магмы в условиях селективного пла- вления меланократового фундамента
Известково-щелочной (андези- товой) серий	0,41	2,6	15—20	2,0	0,8	50	55—65	0,56—0,58	I—V	Дифференциация щелочно-земельной андезитовой магмы с явлениями фракционирования
С щелочной оливин-базальто- вой серий	0,96	2,1	—10 до +10	5,6	0,9	35	60—65	0,57—0,67	III—IV	Дифференциация щелочно-оливин- базальтовой магмы в условиях по- вышенной щелочности в пределах фундамента
С трахиандезитовой и субще- лочной базальтовой серий	0,59— 1,42	2,8	5—15	8,4	4,5	65	45—65	0,69—0,95	II—III	Спровоцированный щелочно-базаль- товой и трахиандезитовой магмой палингенез в условиях повышенной щелочности
Связь непосредственная отсут- ствует. Одновозрастные тела липаритов	1,05	1,8	20—25	4,6	2,2	70	45—55	0,62—0,70	I—II	Дифференциация палингенной гра- нитовой магмы анхизвтектического состава при повторном селективном плавлении
—	2,06	6,5	40—45	11,8	5,5	25	20—30	0,86—0,98	II	Анатектондно-метасоматические про- цессы калиметасоматоза в фунда- менте при явлениях активизации
—	1,53	3,6	35—45	2,7	1,6	30	15—35	0,65—0,75	I	Анатексис и гранитизация в усло- виях амфиболитовой фации ультра- метаморфизма

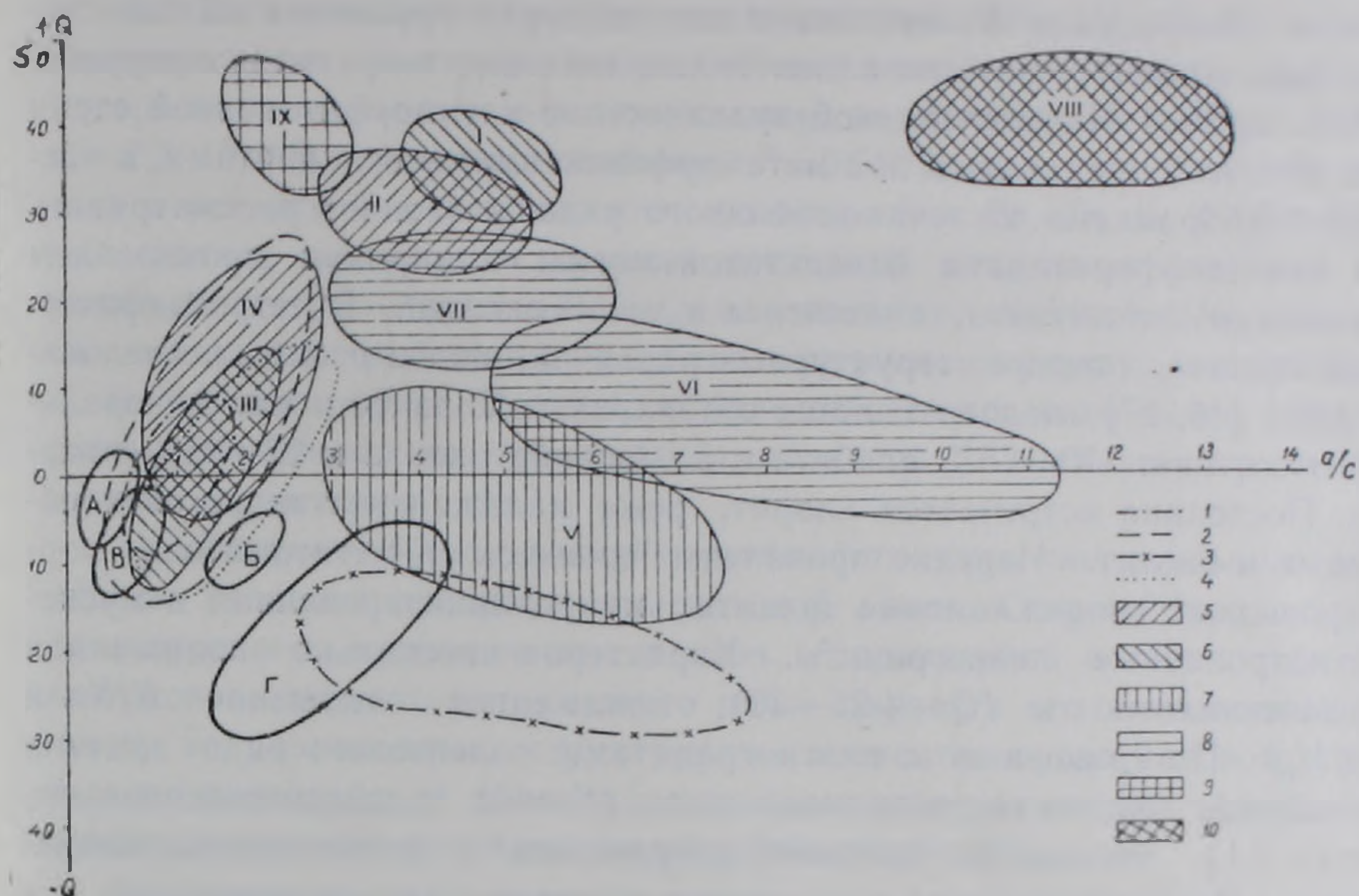


Рис. 1. Диаграмма кремнекислотность-щелочно-известковистость ($Q-a/c$ в параметрах А. Н. Заварицкого) для выделенных петролого-геохимических типов гранитоидов, ассоциированных габброидов ранних фаз и одновозрастных вулканических серий. I. Раннемеловая толеитовая. 2. Среднеэоценовая щелочно-земельная. 3. Верхнеэоценовая щелочно-оливин-базальтовая. 4. Позднеэоцен-олигоценная, оливин-базальт-трахилипаритовая (субщелочная) серия. 5. Гранитоиды толеитового ряда. 6. Гранитоиды щелочно-земельного ряда. 7. Гранитоиды щелочно-оливин-базальтового ряда. 8. Палингенные гранитоиды. 9. Анатектические гранитоиды. 10. Анатектоидно-метасоматические гранитоиды. А. Габброиды толеитового ряда. Б. Габброиды субщелочного ряда. В. Габброиды щелочно-земельного ряда. Г. Габброиды щелочного ряда. I. Плагиогранитный тип толеитового ряда. II. Плагиогранитный тип щелочно-земельного ряда. III. Тоналит-гранодиоритовый тип толеитового ряда. IV. Кварцдиорит-гранодиоритовый тип щелочно-земельного ряда. V. Монзонит-сиенитовый ряд щелочно-базальтового ряда. VI. Кварц-сиенит-граносиенитовый тип. VII. Гранит-адамеллитовый тип. VIII. Лейкогранит-аляскитовый тип. IX. Гранитный ультраметаморфогенный тип

Из металлогенных элементов относительно кларка кислых пород повышены лишь концентрации меди, цинка и золота. От плагиогранитов щелочно-земельного типа они отличаются более низкими концентрациями редкометальных, радиоактивных, литофильных и металлогенных элементов, а также летучих (F, Cl, S, B). Металлогеническая роль изучена недостаточно.

II. Плагиогранитный тип щелочно-земельного ряда широко распространен в пределах Цахкуняцкого поднятия древнего ($PCm-Pz_1$) фундамента в виде некрупных тел в Малевском массиве, а также в эндоконтактах палеогенового Базумского и Мегринского плутонов в виде фаций и небольших интрузий. Для плагиогранитов щелочно-земельного ряда возрастает роль известковой ассимиляции и локального палингенеза в возникновении самостоятельных плагиогранитных мас-

сивов. В пределах Цахкуняцкого антиклинория крупные и мелкие согласные, преимущественно аллохтонные тела плагиогранитов приурочены к верхней зеленосланцевой вулканогенно-метаморфизованной серии [2, 8]. Ассоциированность с метаморфизованными вулканитами, а часто и с габброидами щелочно-земельного ряда, позволяет рассматривать их как дифференциаты базальтовой магмы с широким проявлением процессов палингенеза, анатексиса и мигматизации. В петрографическом составе, помимо структурных различий, почти всеми исследователями [10, 27] подчеркивается стабильность количественно-минерального состава: 70—75% альбита и альбит-олигоклаза и 22—25% кварца. Постоянно встречается хлорит, реже маложелезистая роговая обманка и биотит. Нередко проявлены процессы К-метасоматоза—порфировидные микроклиновые граниты, микроклинизированные и мусковитизированные лейкограниты. Характерна несколько пониженная кремнекислотность ($Q = +25-35$), пониженное отношение K/Na и Fe/Mg . По сравнению с плагиогранитами толентового ряда заметно повышены железистость темноцветных ($f' = 45$) и щелочно-основность ($a/b = 3,1$), несколько понижена натриевость и щелочно-известковистость. Рассматриваемые особенности химизма находят отражение и в геохимических особенностях: $Li = 0,001-0,002\%$, $Rb = 0,001-0,002\%$, $Ba = 0,025\%$, $U = 0,00018\%$. Индикаторные отношения пар-элементов приводятся в табл. 2. Отметим лишь, что по сравнению с первым типом понижены отношения $K/Rb = 350$, Rb/Sr , Ni/Co , повышены: Ba/Sr , Fe/Co , V/Cr , Th/U . Близкие геохимические особенности имеют плагиограниты базальтоидного ряда в пределах Сомхето-Карабахской зоны, изученные Р. Л. Мелконяном [21]. По содержанию литофильных, металлогенных, редкометально-радиоактивных элементов плагиограниты щелочно-земельного ряда близки к кларкам для основных пород. Несколько повышены относительно кларка кислых пород такие элементы как Y , Ni , Co , Zn , что подтверждает вывод о связи плагиогранитов щелочно-земельного ряда, в том числе и в пределах Цахкуняцкого выступа фундамента, с дифференциацией щелочно-земельной андезито-базальтовой магмы.

III. Тоналит-гранодиоритовый тип толентового ряда в пределах краевой части Цахкуняцкого выступа в полосе Анкаванского разлома представлен раннемеловыми, довольно крупными многофазными штокообразными телами, тесно ассоциирующими с вулканитами базальт-андезитового состава, относящимися к толентовой серии [20, 28]. Помимо тоналитов встречаются плагиогранодиориты, реже в эндоконтактах—габбро-диориты. Самостоятельные габброидные фазы отсутствуют. Моноклинные пироксены отличаются резко пониженной железистостью ($f' = 10-15\%$), роговые обманки и биотиты—умеренной ($f' = 30-45\%$) железистостью. Для химизма характерна несколько пониженная кремнекислотность ($Q = +10-15$) с пониженной щелочностью ($a = 8-12$) при $n = 75-85$ и пониженной железистостью ($f' = 40$). Характерны низкие отношения K/Na и Fe/Mg , равные соответственно 0,26

и 1,5. Геохимические данные подтверждают толеитовый облик рассматриваемого типа гранитоидов. Резко понижена концентрация некогерентных элементов и в первую очередь $Rb=0,006\%$, $Ba=0,025\%$, $U=2,8 \cdot 10^{-4}\%$, летучих, особенно $F=0,018\%$, а также редкометалльных и металлогенных элементов, особенно Mo , Pb , Zr , Y , W , Be , Nb и др., средние содержания которых достигают кларковых значений для основных пород. Заметно повышены отношения K/Rb , Mg/Ni , а значения остальных приближают их к соответствующему типу, выделенному Л. В. Таусоном [26]. По мнению большинства исследователей [20, 28], рассматриваемый тип гранитоидов относится к вулкано-интрузивным сериям толеитового ряда.

IV. Кварцево-диорит-гранодиоритовый тип щелочноземельного ряда широко развит в пределах андезитовой линии Севано-Ширакского и Зангезурского вулканических поясов. Характерной особенностью палеогенового вулкано-интрузивного пояса является его наложенный характер на разнородные структурные элементы юрско-меловой, байкальско-палеозойской консолидации, имеющие различный фундамент меланократового и гранитно-метаморфического типа.

Характерным примером данного типа гранитоидов взят многофазный предверхнеэоценовый Базумский комплекс, а также целый ряд небольших интрузивов—Судагянский, Головинский и др. Интрузии этого типа образуют штокообразные, дайкообразные, согласные со складчатостью тела. Вариации состава гранитоидов этого типа довольно значительны и наряду с кварцевыми диоритами и гранодиоритами представлены банатитами и монцодиоритами. Весьма характерны агматиты—ксенолиты эруптивных брекчий и явления гранитизации. Наряду с многофазными габбро-диорит-гранодиоритовыми массивами встречаются небольшие тела кварц-диоритового, гранодиоритового и габбро-диоритового состава. В Зангезурском поясе ранняя габбро-диорит-гранодиоритовая серия по резкому щелочно-земельному химизму выделяется в виде останцев в центральной и западной частях Мегринского плутона и на Баргушатском хребте (Дарабасская, Аравусская и др.). Здесь помимо явлений габбронизации, агматитизации характерны явления «монцонитизации», связанные с внедрением более поздних монцонитовых и граносиенитовых интрузий. По мнению многих исследователей [9, 10, 14, 20], они являются ранним домонцонитовым комплексом.

Предверхнеэоценовая андезит-кварц-диорит-гранодиоритовая вулкано-интрузивная серия характеризуется высокой основностью плагиоклаза и низкой железистостью темноцветных: роговой обманки ($f'=26-35\%$), биотита ($f'=28-36\%$), моноклинного пироксена ($f'=20-25\%$) и более редкого бронзита. Химизм диорит-гранодиоритового типа отчетливо выделяется некоторой недосыщенностью кремнеземом ($Q=-5 \div 15-20$), кали-натриевым обликом ($n=55-65$) при $K/Na=0,41$. По сравнению с предыдущим типом повышены индексы $a/c=2,0$ и $a/b=0,8$ и железистость ($f'=50$).

Наиболее характерной особенностью геохимического облика этой серии является некоторое возрастание гранитофильных элементов, хотя специализированность выражена в повышенных концентрациях Ti , V , Mn , Cu , Zn , Th и Ce . Особенно резко понижены концентрации Be , Sn , Nb , Mo , а также $Li=0,001\%$, $Rb=0,008\%$, $Ba=0,03\%$, $Y=0,003\%$, $U=2,8 \cdot 10^{-4}\%$; геохимические параметры этого типа гранитоидов $K/Rb=286$, $Rb/Sr=0,36$, $Ba/Sr=1,3$, $Ni/Co=1,2$, $V/Cr=25$ и $Th/U=5,0$ свидетельствуют о значительной роли корового фундамента в петрогенезисе андезитовой линии дифференциации.

V. Монцонит-сиенодиоритовый тип щелочного базальтоидного ряда резко отличается от других типов гранитоидов одновременно повышенной, особенно калиевой щелочностью и основностью ($a/b=0,9$). Типичными примерами этого широко распространенного типа гранитоидов является верхнеэоценовая Зангезурская группа интрузивов (Арамаздинский, Далидагский, Мегринский). По масштабам проявления он составляет $2/3$ площади (более 600 кв. км) интрузивов Армянской ССР. Небольшие интрузии этого типа известны в Вайке, Памбаке. Характерна приуроченность указанной группы массивов к зонам долгоживущих глубинных разломов и к блокам с приподнятым гранитно-метаморфическим субстратом. Почти всегда массивы представлены многофазными штоковыми, удлиненной формы телами, часты кольцевые и линейные вулканоплутонические структуры. Весьма примечательна постоянная ассоциация с щелочными оливиновыми габброидами ранних фаз и завершение серии гранитоидами повышенной щелочности и щелочными породами. В петрографическом составе гранитоидов монцонитового типа принимают участие монцониты, монцодиориты, сиенодиориты, сиениты, граносиениты, банатиты, монцогранодиориты и др. Причем правомерно выделение двух типов монцонитоидов: монцонитов магматического и метасоматического происхождения. Повсеместно широко проявлены процессы калиевого и магнезиального метасоматоза, приводящие к монцонитизации диоритовых и габброидных пород, сохранившихся в виде реликтов в кровле массивов [11, 13, 14, 20], и с другой стороны—к амфиболизации и биотитизации.

Минеральные парагенезисы в монцонитоидах отличаются неравновесностью и среди полей щелочности гранитоидов занимают III и IV поля (по Д. С. Коржинскому). В ассоциации с андезит-лабрадором присутствуют ортоклаз (с 30% Аб), моноклинный пироксен высококальциевый (авгит) пониженной железистости ($f'=38-42\%$), обыкновенная роговая обманка ($f'=32-46\%$) и биотит двух генераций (f' соответственно 25—38% и 54—62%). Повсеместно развиты реакционные взаимоотношения между силикатными и феррическими минералами. Нередко встречается оливин ($Fo=60-70\%$), а также нефелин и калисилит. В петрохимическом облике монцонитоидного типа характерны непостоянство отношения $K/Na=1,2-0,8$ при $n=60-65$, умеренная магнезиальность $Fe/Mg=2,1$, в то же время $f'=35$ меньше $m'=35-45$ и постоянная меланократовость ($a/b=0,9$). Во всей серии характерна

	Петролого-геохимические типы гранитоидов	Геохимическая специализация		Геохимические параметры			
		элементы пониженной концентрации (ниже кларка)	элементы повышенной концентрации (выше кларка)	K/Rb	Rb/Sr	Li/Mg · 10 ³	Ba/Sr
I	Плагногранитный (толеитового ряда)	Li, Rb, Ba, Tl, Mn, V, Pb, Mo, Be, Sn, Nb, Zr, Y, F, B	Sr, Ga, Cr, Ni, Co, Zn, Au	560	0,05	1,4	0,5
II	Плагногранитный (щелочно-земельного ряда)	Li, Rb, Ba, Tl, Mn, Cr, TR, Sn, F, S, R, Th, U	Sr, Ni, Co, Zn, V	350	0,06	1,24	0,9
III	Тоналит-гранодиоритовый (толеитового ряда)	Li, Rb, Ba, V, Mo, Pb, Nb, TR, Y, Zr, U, Th, Be, F	Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Ag, Cl	610	0,17	0,94	0,7
IV	Кварцево-диорит-гранодиоритовый (щелочноземельного ряда)	Li, Rb, Ba, Pb, Mo, Sc, Be, Nb, Zr, TR _Y , U	Tl, V, Ni, TR _{ce} , Cu, Zn, Cl, B, Th	286	0,36	0,78	1,3
V	Монцонит-сиенодиоритовый щелочно-базальтового ряда	Rb, Ge, Nb, Y, Sn, W, F, Cr, U	Sr, Ba, Mn, Tl, V, Sc, Ni, Co, Cu, Zn, TR _{ce} , Cl, B, Th	236	0,38	2,8	2,5
VI	Кварцево-сиенит-граносиенитовый (раннепалингенный)	Li, Cr, Tl, Ag, Bi, S, Cl, Mn, Cu	Sr, Ba, V, Co, Bi, Mo, Ge, Sc, Sb, W, Y, TR(Y), B, U, Th, Au	221	0,41	2,2	3,0
VII	Гранит-адамеллитовый (позднепалингенный)	Li, Sr, Mn, Tl, Cl, Co, Zn, Ga, Ge, Be, S	Rb, Ba, Y, Ni, Pb, Mo, Sc, TR _Y , F, U, Bi, Au	182	0,92	1,32	12,0
VIII	Лейкогранит-аляскитовый (анатектоидно-метасоматический)	Sr, Mn, Tl, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Ga, Ge, Sc, TR, Cl, S, Th	Rb, Ba, Pb, Mo, Sn, W, Be, Nb, Zr, Y, F, B, U	110	1,45	20,0	14,0
IX	Ультраметаморфическо-гранитный (анатектического типа)	Li, Rb, Sr, Mn, V, Ge, TR, F, Cl, S, B, U, Th, Zr, Au, Ag	Tl, Cu, Pb, Sn, Be, Nb, Ta, Y	164	1,5	1,25	10,0

Примечание. Геохимическая типизация гранитоидов проведена с использованием значительного аналитического материала: более 1000 образцов. По охарактеризованным типам гранитоидов, в зависимости от масштаба проявления и детальности изучения, особенно в отношении гранитоидов выражаются в следующих цифрах: I—4—5; II—6—10; III—10—16; IV—20—30; V—80—150; VI—40—60; VII—100—200; VIII—10—20; IX—10—20. В значительной части даны по результатам статистических расчетов и для параметров, имеющих значительные вариации, указаны пределы колебаний.

Таблица 2

енности петролого-геохимических типов гранитоидов

Основные параметры					Редкометалльная аксессуарно-минеральная специализация	Особенности эндоконтактовых и после-магматических изменений	Рудная минерация	Близкие геохимические типы гранитоидов по Л. В. Таусону
$Mg/Ni \cdot 10^{-3}$	Ni/Co	V/Cr	TR/Y	Th/U				
1,7	1,8	1,0	7,0	1,7	Титаномагнетит, гранат, рутил, сфен, апатит, ильменит, халькопирит, хромшпинелид, пирротин	Эпидотизация, хлоритизация	Изучена плохо. Возможно <i>Cu, Zn, Au</i>	Плагииграниты толеитового ряда
0,5	1,2	3,0	6,0	1,8	Ильменит, сфен, ортит, апатит, пирит, циркон, турмалин	Мусковитизация, альбитизация, хлоритизация	Проявлено очень слабо: <i>Cu</i> реже <i>Mo</i>	Плагииграниты известково-щелочного ряда
1,5	0,9	10,0	9,0	2,5	Титаномагнетит, ильменит, сфен, ортит, апатит, сфалерит, пирит	Диоритизация, ороговивание, скарнирование, калишпатизация	Проявлено слабо: <i>Fe, Ti, Cu, Co</i>	Тоналит-гранодиоритовый
0,8	1,2	25,0	28,0	5,0	Магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон, ортит, халькопирит, гематит	Гранитизация, ороговивание, скарнирование, милонитизация и огнейсование	Проявлено отчетливо: <i>Fe, Fe—Cu, Zn</i>	Тоналит-гранодиоритовый
1,25	1,1	32,0	40	3,3	Титаномагнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон, ортит, торит, бетафит, монацит, сподумен, шпинель	Амфиболизация, К-метасоматоз, монцонитизация, биотитизация, скарнирование	Проявлена широко, масштабы небольшие <i>Pb, Zn, Ag, Cu, TR, B</i>	Граниты монцонитового ряда
0,75	1,2	17,0	24	4,6	Магнетит, сфен, рутил, апатит, торит, стюверит, монацит, верлит, бадделит, касситерит, вольфрамит	Ороговивание, грейзенизация, гранитизация, эпидотизация	Проявлена в средних масштабах: <i>Mo, W, Pb, Sb, Au, TR, F</i>	Палингенные гранитоиды субщелочного ряда
0,08	3,0	8,0	32	3,2	Магнетит, циркон, апатит, циртолит, сфен, ураноторит, самарскит, эвксенит, давидит, золото, молибденит	Ороговивание, гранитизация, К-метасоматоз, грейзенизация	Проявлена очень широко в значительных масштабах: <i>Cu—Mo, Pb, Au, Bi</i>	Гранит-гранодиоритовый
0,55	4,0	12	2,0	3,8	Гематит, циркон, циртолит, уранинит, колумбит, касситерит, гельвин, браннерит, апатит, молибденит	К-метасоматоз, альбитизация, мусковитизация	Проявлена очень слабо: <i>Nb, Ta, Zr, Sn, Mo, Y</i>	Редкометалльные граниты агпаитового типа
0,5	1,3	3,5	10	3,2	Магнетит, сфен, апатит, ортит, торит, браннерит, давидит, рутил, анатаз, касситерит, эвксенит, циркон	Гранитизация, К-метасоматоз	Проявлена слабо: <i>Ti—Nb, Th, TR</i>	Ультраметаморфические гранитоиды

количественных анализов редких элементов, 5000 приближенно-количественных спектральных анализов и 800 химических анализов пород и минералов. Индикаторных элементов (*Rb, Li, Ba, Sr, Ni, Co, V, Cr, TR, Y, Th, V, Ca, Mo, Pb, Sr, N*) аналитические данные распределены неравномерно и по типам VIII—3—4; IX—8—12 анализов, указанных выше элементов. В таблице величины индикаторных отношений геохимических и петрохимических параметров колебаний, а для более устойчивых параметров—средневзвешенные.

недосыщенность кремнекислотой ($Q = -15$ до $+15$), хотя и повышен коэффициент агпаитности (до 0,65).

Геохимическая природа гранитоидов монцонитоидного типа двойственна. Наряду с повышенной концентрацией сидерофильной группы: Ti , Ni , Co , Mn , Sc и V характерны также Ba , $TR(Ce)$, Cu , Zn , B , Sr , Th и Ce . Средние концентрации $Li = 0,45 \cdot 10^{-2}$, $Rb = 0,0125$, $Sr = 0,048\%$ и $Ba = 0,12\%$. Не характерны Sn , W , Be , Y , F , Mo и другие элементы типичных гранитоидов и их концентрация близка к таковым в основных породах. Эти особенности монцонитоидов отражаются довольно высокими отношениями $K/Rb = 236$, $Ba/Sr = 2,5$, $Li/Mg = 2,8 \cdot 10^{-3}$, $Fe/Co = 3,06$, $V/Cr = 32$, а также $TR/Y = 40$, $Th/U = 3,3$, характерными для щелочно-базальтоидных серий с высокими концентрациями некогерентных элементов. В петрогенезисе этой серии отчетливо проявляется связь с щелочной базальтоидной серией, установленной в Зангезуре [12] и одновременно усматривается влияние зрелой континентальной коры.

VI. Кварцево-сиенит-граносиенитовый тип палингенно-ювенильного ряда весьма характерен, с одной стороны, для завершающей стадии эволюции щелочно-габброидно-монцонитовой серии (Мегринский плутон и Баргушат), с другой—проявляется как насыщенная SiO_2 палингенная ветвь трахиандезит-нефелин-сиенитовой серии. В последние годы появляется все больше данных о том, что небольшие вулкано-интрузивные комплексы граносиенитового типа связаны с раннеолигоценовой субщелочной оливин-базальт-трахилипаритовой контрастной серией Вайка (бассейн рр. Гетик, Арпа и др.).

По существу недосыщенные кремнекислотой ($Q = -5$ до $+20$) высокощелочные ($Na_2O + K_2O > 7-8\%$) и субщелочные граниты ($a = 5-12$) являются индикаторами спровоцированного палингенеза под воздействием верхнеэоцен-олигоценовых щелочно-базальтовой, трахиандезитовой и субщелочной оливин-базальтовой серий, проявляющихся в различных тектонических условиях в пределах гранитно-метаморфического фундамента.

Характерными для граносиенитового типа комплексов являются отсутствие тесной связи с габброидными ранними фазами, вариации в соотношении щелочей ($K/Na = 0,9-1,42$), исключительно высокая желези́стость ($f' = 65$ и более), высокий коэффициент агпаитности (0,7—0,05), повышенные щелочно-основной ($a/b = 4,5$) и щелочно-известковый индексы ($a/c = 8,4\%$). Среди этой группы субщелочных гранитоидов появляются нордмаркиты, кварцевые сиениты, граносиениты, субщелочные граниты, часто гранофирового сложения, реже щелочные граниты и сиениты. В минеральных парагенезисах, соответствующих II и III полям щелочности, по Д. С. Коржинскому (1947), участвуют олигоклаз-андезин (с 30—35% Аб компонента), моноклинный пироксен повышенной желези́стости ($f' = 52-48\%$) с 5% эгиринового компонента роговая обманка ($f' = 60\%$), а в отдельных типах—гастингсит и арфведсонит, а также высокожелезистый биотит ($f' = 60-$

65%). Характерны штокообразные изометричные и удлиненные тела трещинного типа небольших размеров (от 2—3 до 10—20 кв. км).

Геохимически граносиенитовый субщелочной тип выражен достаточно отчетливо. Наряду с ярко выраженной редкометальной специализацией (W , Sn , Y , $TR(Y)$, Ba , Zr , U , Th) проявлены тенденции базальтоидного характера (Ti , Sc , V , Co , B , Ge , Sr). Характерно повышенное по сравнению с другими геохимическими типами гранитоидов содержание $Rb=0,016\%$, $Ba=0,15\%$, $Be=6,5 \cdot 10^{-4} \%$, $Nb=0,0015\%$, $Au=0,04 \cdot 10^{-4} \%$ и др. Для данного палингенового граносиенитового типа характерны довольно высокие отношения $K/Rb=221$ и низкие $Rb/Sr=0,41$, $Ba/Sr=3,0$. В то же время по сравнению с типичными коровыми палингеновыми гранитами понижены отношения $Fe/Co=2,17$ и повышены Li/Mg , Mg/Ni , TR/Y и Th/U .

VII. Гранит-адамеллитовый тип палингенового ряда формируется в нижнемиоценовый этап тектоно-магматической активизации и представляет собой пример гранитоидов глыбовых областей. Образует крупные и средних размеров (10—15 до 200 кв. км) штокообразные тела, часто многократного внедрения трещинного характера; в пределах Зангезурского, Далидагского и Памбакского рудных районов характерны анхизвтектический состав ряда гранит-адамеллит-гранодиорит и широко проявленные процессы калиевого метасоматоза с разрастанием порфировидных вкрапленников и гранитизацией экзоконтактовых пород. Четко проявлены явления контаминации за счет сланцев и реститовых обособлений фундамента. В минеральном составе преобладают анортоклаз (с 20—30% Аб компонента), олигоклаз-андезин ($N_2=46—22$), железистые роговая обманка ($f'=36—54\%$) и биотит ($f'=45—56\%$). Касаясь петрохимических черт порфировидных гранитоидов, отметим несколько пониженную кремнекислотность ($Q=+16—25$), $K/Na=1,05$, $Fe/Mg=1,8$, пониженный щелочно-известковистый индекс ($a/c=4,6$). Среди рассмотренных типов гранитоидов данный тип обладает наиболее высокой железистостью ($f'=70$) и резко выраженной калиевоcтью ($n=45—55$).

В геохимической специализации также выражен его комплексный характер. Наряду с характерными элементами повышенной концентрации (Ba , Rb , Pb , Mo , Y , TR , V , F , U , Cu , Au) свойственны и такие элементы как V , Ni , Sc , Th , Sr , связанные с явлениями ассимиляции; отношения $K/Rb=182$, $Rb/Sr=0,92$, $Ba/Sr=12$, $Th/U=3,2$ указывают на принадлежность к коровым гранитоидам. Кроме того, отличие от других типов гранитоидов выражается высокими отношениями $Fe/Co=$, $Ni/Co=3,0$, $V/Cr=8$ и $TR/Y=32$. Геохимические особенности этих позднепалингеновых, повторно генерированных из гранитно-метаморфического субстрата гранитоидов указывают на определенную роль ювенильных агентов гранитизации.

Рассматриваемые граниты являются наиболее продуктивными с металлогенической точки зрения.

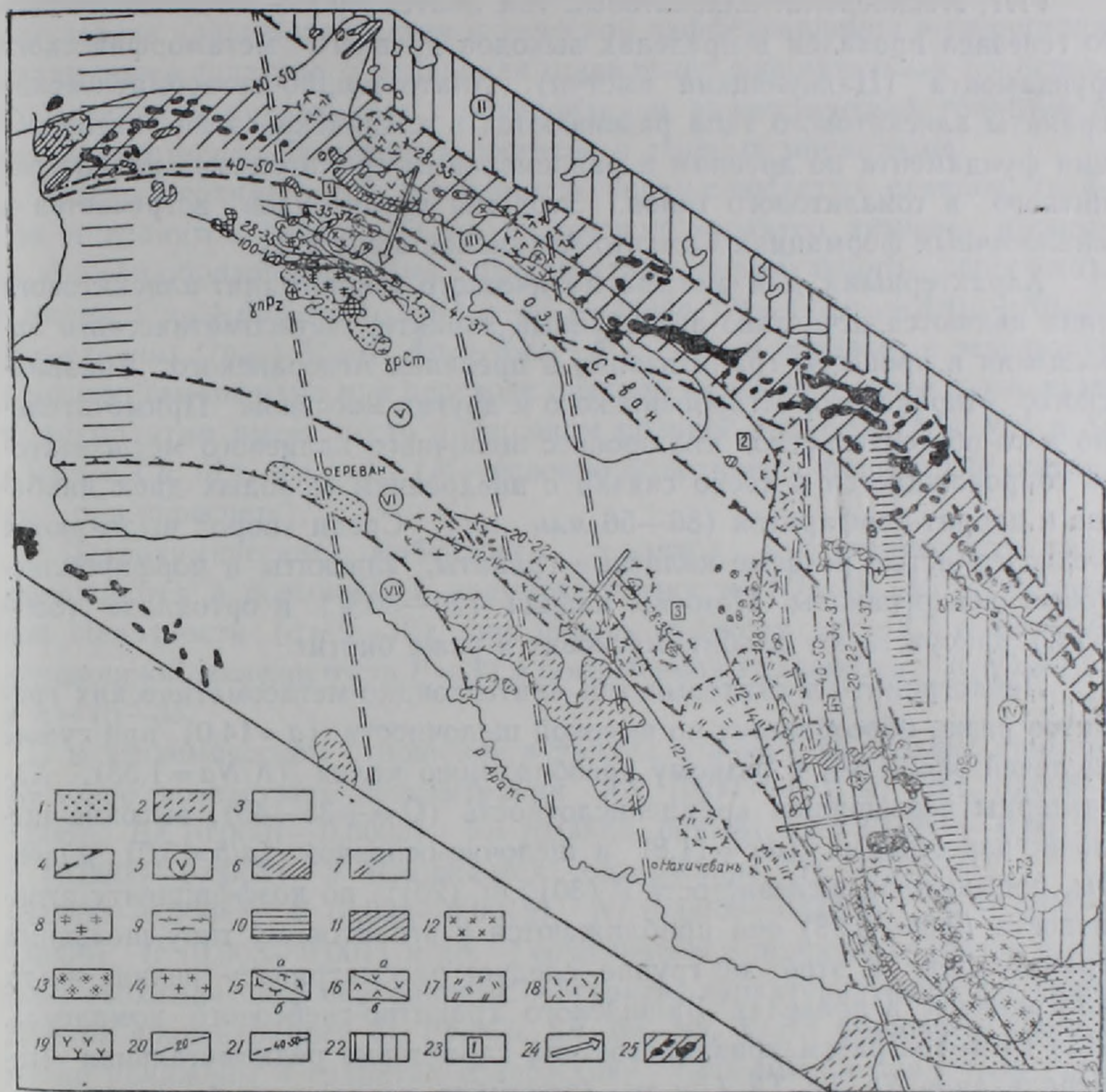


Рис. 2. Размещение и пространственно-временная эволюция петролого-геохимических типов гранитоидов и основные магмоконтролирующие структуры. 1. Выходы древнего кристаллического фундамента (PCm—Pz₁). 2. Выходы палеозойского субплатформенного этажа. 3. Терригенно-вулканогенные отложения активизационного чехла (K₂—Q). 4. Границы структурно-формационных зон (глубинные разломы) по А. Т. Асланяну. 5. II—Сомхето-Карабахская интрагеоантиклинальная зона. III—Присеванская интрагеосинклиная зона. IV—Кафанская моноклираль. V—Мисхано-Зангезурская геоантиклинальная зона. VI—Еревано-Ордубадская интрагеосинклиная зона. VII—Приараксинская интрагеосинклиная зона. 6. Зоны доальпийских активизированных магмоконтролирующих структур. 7. Зоны альпийских активизированных структур. Типы гранитоидов: 8. Плагитогранитный. 9. Гранитный ультраметаморфогенный. 10. Тоналит-гранодисритовый. 11. Кварц-диорит-гранодиоритовый. 12. Мондонит-сиенитовый. 13. Граносиенитовый. 14. Гранит-адамеллитовый. 15. Вулкано-тектонические структуры: а—депрессиионного; б—купольного типа. 16. Субвулканические тела: а—андезит-липаритовой серии; б—базальт-липаритовой серии. 17. Андезит-дацитовой серии. 18. Липарит-дацитовой серии. 19. Трахиандезитовой серии. 20. Изохроны проявления гранитоидного магматизма. 21. Андезит-диорит-гранодиоритовая линия. 22. Сомхето-Агдамо-Кафанская юрско-меловая зона. 23. Блок с автономной тектономагматической эволюцией: 1) Базумо-Памбакский, 2) Севанский, 3) Вайк-Нахичеванский, 4) Зангезур-Далидагский. 24. Направление возрастания калиевоности серий. 25. Шовная офиолитовая зона с габбро-гипербазитовой серией. 26. Крестом показаны основные и ультраосновные породы щелочно-габброидной серии.

VIII. Лейкогранит-аляскитовый тип анатектоидно-метасоматического генезиса проявлен в пределах выходов древнего метаморфического фундамента (Цахкуняцкий выступ). Анатектоидно-метасоматические граниты аляскитового типа развиваются в альпийский этап активизации фундамента по древним и раннемеловым гранитоидам плагиогранитного и тоналитового типов. Этот тип гранитоидов встречается в аналогичных формациях Сомхето-Агдамской зоны [21].

Характерными для метамагматического лейкогранит-аляскитового типа являются отчетливо выраженный характер метасоматического замещения и процессы гранитизации в пределах Агверанского, Анжаванского, Миракского, Атарбежянского и других массивов. Примечательно и то обстоятельство, что процесс щелочного калиевого метасоматоза сопровождается и тесно связан с внедрением молодых даек диабазов и диорит-порфириров (86—56 млн. лет). Среди пород выделяются мелкозернистые розовые калиевые граниты, аляскиты и порфиробластовые лейкограниты. Помимо кварца (20—30%) и ортоклаза (55—65%) присутствуют альбит, мусковит и реже биотит.

Лейкогранит-аляскитовый тип анатектоидно-метасоматических гранитов резко обособляется по высокой щелочности ($a=14,0$) при сумме щелочей около 8% и резкому преобладанию калия ($K/Na=1,53$). Характерны повышенная кремнекислотность ($Q=+35-45$), высокие щелочно-известковый ($a/c=11,8$) и щелочно-основной ($a/b=5,5$) индексы, повышенная железистость $f'(30) > m'(20)$; по коэффициенту агпаитности (0,86—0,98) они приближаются к агпаитовому типу щелочных гранитоидов. В этой же группе следует рассматривать редкие жилы апогранитов в пределах Бжнийского гранитно-гнейсового комплекса. Для гранитов рассматриваемого типа характерна редкометальная минерализация Nb, Ta, Th, U и др. (колумбит, касситерит, бранерит, ксенотим, циртолит). В геохимическом отношении он резко выделяется редкометальной специализацией на $Ti, Pb, Sn, Nb, Ta, Be, U, Y$, а также очень высокими концентрациями $Rb=0,036\%$, $Ba=0,26\%$, $Li=0,0037\%$, $Be=0,0008\%$, $Sn=0,0016\%$, самыми низкими значениями отношений $K/Rb=110$, а также Mg/Ni , TR/Y и высокими— $Ba/Sr=14$, $Rb/Sr=1,45$, $Fe/Co=14 \cdot 10^{-3}$, $Ni/Co=4,0$, $Th/U=3,8$.

IX. Гранитный ультраметаморфогенно-анатектический тип гранитоидов развит исключительно в пределах древнего (РСт—Рз) Арзаканского кристаллического массива. Здесь в пределах нижней гнейсово-кристаллосланцевой серии амфиболитовой фации выделяется Бжнийский гнейсо-гранитный купол [2]. Среди кварц-слюдистых сланцев и гнейсов в виде небольших тел с нечеткими, реже секущими контактами, или согласных автохтонных, часто мигматизированных (с обломками сланцев и рестита) обособляются розовые мелкозернистые, иногда порфиробластовые граниты анатектического типа. Вмещающие толщи в условиях амфиболитовой фации метаморфизма вначале превратились в кварц-полевошпат-слюдяные сланцы, а затем в более высокотемпературных условиях — в гнейсы, мигматиты и гнейсо-граниты. В

результате дальнейшей метаморфической дифференциации и сегрегации кварц-полевошпатового материала происходит собирательная перекристаллизация и метасоматоз с образованием анатектических гранитов и преимущественно биотитовых реститов и теневых мигматитов.

Петро-геохимические особенности кварц-слюдистых сланцев, гнейсов и гранитов указывают на следующий характер химизма процесса гранитообразования (по результатам нормативного пересчета). Сланцы: $Or_{15} + Ab_{27} + An_{13} + Kb_{36} + M_{10} \rightarrow$ гнейс $Or_{29} + Ab_{20} + An_{12} + Kb_{38} + Mg \rightarrow$ гранит $Or_{25} + Ab_{23} + An_6 + Kb_{40} + M_6$. Таким образом, в результате ультраметаморфизма при переходе сланцев в гнейсы и далее к гранитам и мигматитам имеет место в основном привнос щелочей (K и Na) и Si и вынос Ca , Mg , Fe и Al (M —условно объединены феррические составные при пересчете).

Петрохимические особенности гранитов анатектического типа выражаются в повышенной кремнекислотности ($Q=35-45$), умеренной щелочности ($a=9-12$) при низких индексах $a/c=2,7$ и $a/b=1,6$, пониженной железистости $f'=30$ и повышенной калиевости: $K/Na=1,53$ и $n=15-35$.

В геохимическом отношении в триаде сланец-гнейс-гранит примерно втрое возрастают концентрации Rb (0,003—0,012), Ba (0,006—0,008), Be (0,0001—0,0003), Sn (0,0002—0,0006), Nb (0,0004—0,0012), Y (0,0003—0,0008) и понижается содержание Ti (0,32—0,21), Cr (0,0006—0,0004), V (0,008—0,0015), Ni (0,0008—0,0004), Co (0,0016—0,0008), B (0,003—0,001) и др. Геохимическая природа гранитов отражает геохимические особенности субстрата, характеризующегося повышенной концентрацией Ti , Pb , Cu , Sn , Be , Nb , Y , B . Одновременно заметно понижены в гранитах содержания типичных «гранитных» элементов. Геохимические параметры анатектических гранитов более всего близки к молодым порфировидным палингенным гранитоидам гранит-адамеллитового типа. Эта весьма примечательная закономерность, возможно, свидетельствует о ведущей роли в петрогенезисе олигоцен-миоценовых палингенных гранитов и гранодиоритов сиалического субстрата Бжнийского типа.

Выполненная петролого-геохимическая типизация и анализ данных по распределению и поведению редких элементов в гранитоидах габброидной и палингенной серий указывают на единый, преимущественно глубинный, мантийный источник металлогенных (Cu , Pb , Zn , Bi , Ag , Au и Mo), а также таких некогерентных элементов как Rb , Ba , Sr , U , Th , F , B и др. Одновременно выявляется определенная роль коровых источников, слабо проявленная в геохимической специализации гранитоидов (Sn , W , Be , Nb , Ta , Li , Y) и заимствованная исключительно из нижней части сиалического профиля гнейсово-кристаллосланцевой серии, верхняя же зеленосланцево-плагиогранитная серия в процессах корового гранитообразования, даже для гранитов анатектоидно-метасоматического типа не участвовала. Кроме того, проведенная типизация показала, что для альпийских габбро-гранитоидных и палингенно-

гранитоидных серий устанавливается ряд общих геохимических черт (негативная специализация в отношении *Li, Rb, Nb, Ta, Be, W, Sn*) часто позитивная в отношении *Cu, Mo, Pb, Zn, Au* и др. отличительных черт (вариации концентрации когерентных элементов *Cr, Ni, Mn, Co, V, Ti*), связанных с неоднократной палингенной дифференциацией корового вещества. Интересно, что указанные закономерности прямо противоположны поведению этих элементов в ассоциированных габброидах и одновременно в исходных базальтоидных магмах. Сравнительный анализ геохимической специализации рассмотренных типов гранитоидов позволяет присоединиться к мнению А. С. Павленко [24], что реализация в металлогенезисе будет усиливаться в позднепалингенных сериях, как результат усиления роли интрателлурических агентов палингенезиса в ранее многократно гранитизированном субстрате, облегчающем отщепление и фракционирование газо-гидротерм с рудными компонентами. Этим объясняется высокая металлогеническая продуктивность гранит-адамеллитового типа [18, 21].

При сравнении с геохимическими типами, выделенными Л. В. Таусоном [26], обращает внимание отсутствие таких типов как агпаитовые, плюмозитовые, литий-фтористые и щелочные редкометальные гранитоиды (III, VI, VII, VIII типы), что связано со специализацией и типом фундамента, а также палингенезисом чистой линии, не связанным с дифференциацией исходных базальтоидных магм или интрателлурических агентов их же очагов. Тенденции исходной, предшествующей гранитообразованию «базальтоидной» специализации прослеживаются во всех типах гранитоидов Малого Кавказа, что обусловлено фемическо-сиалическим типом активизации.

Этот вывод наглядно иллюстрируется схемой, составленной путем экстраполяции радиогеохронологических данных Г. П. Багдасаряна [7, 8, 11], в которой изохронами показано время импульсов развития вулканно-интрузивных поясов и сопутствующей пространственно-временной эволюции выделенных петролого-геохимических типов гранитоидов. Кроме того, отчетливо проявлена петролого-геохимическая автономность тектоно-магматической эволюции и гранитообразования в Присеванской, Зангезур-Далидагской и Вайк-Нахичеванской линейных магмоконтролирующих структурах как в отношении магматической зональности и возрастания калиевости серий вкрест простирания указанных структур, так и в зависимости от мощности земной коры и типа фундамента [20].

Основные выводы

1. По петролого-геохимическим типам гранитоидов отчетливо обособляются две группы: а) байкало-каледонские с преимущественным развитием ультраметаморфогенно-анатектических и метасоматических типов и б) альпийские с характерными габбро-гранитоидной и палингенно-гранитоидной сериями «ювенильно-палингенного типа».

2. При типизации гранитоидов отчетливо проявляется зависимость от облика близкоодновозрастной вулканической серии (толеитовой, щелочно-земельной и щелочно-базальтоидной) и характера состава фундамента (меланократовый, гранитно-метаморфический—в начальной и зрелой стадиях).

3. В альпийском цикле по геологическим критериям и по данным абсолютного возраста [7, 8] выделяются 7 этапов гранитообразования и формирования континентальной коры. Отчетливо выделяются следующие импульсы магматизма и формирования различных петролого-геохимических типов: раннемеловой (120 млн. лет), раннеэоценовый (65 млн. лет), среднеэоценовый (48 млн. лет), позднеэоценовый (38 млн. лет), позднеолигоценый (28 млн. лет), раннемиоценовый (22 млн. лет) и позднемиоценовый (14 млн. лет), что фиксируется и внедрением близкоодновозрастных послегранитных даек основного состава—индикаторов участия глубинных источников в процессах корового гранитообразования.

4. Устанавливается определенная автономность в масштабах и пространственно-временной эволюции тектоно-магматических процессов в пределах рассматриваемого региона, обусловленная гетерогенностью и блоковым строением Памбак-Зангезурской зоны (Памбак-Базумский, Вайк-Нахичеванский и Зангезур-Далидагский блоки) и петрологической специализацией выделенных линейных магмоконтролирующих структур.

5. Выявленные особенности зональности развития магматизма в главнейших магмоконтролирующих структурах, пространственно-временная эволюция исходных базальтоидных серий и ассоциированных петролого-металлогенических типов гранитоидов позволяет отнести рассматриваемый регион к активным окраинам андийского типа [17].

6. Выделенные петролого-геохимические типы гранитоидов имеют различную металлогеническую специализацию и роль в рудообразовании, а выделенные линейно-блоковые магмоконтролирующие структуры — отличную петролого-металлогеническую зональность; в направлении усиления калиевости и редкометальной специализации типов гранитоидов происходит смена геохимических типов минерогенеза: $Fe-Ti-W \rightarrow Cu-Mo \rightarrow Pb-Zn \rightarrow Au$.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 3.VI.1977.

Р. Г. ՄԵԼԻՔՍԵՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՓԱՄԲԱԿ-ԶԱՆԳԵՋՈՒՐԻ ԶՈՆԱՅԻ ԳՐԱՆԻՏՈՒԴՆԵՐԻ
ՊԵՏՐՈԼՈԳԱ-ԳԵՈԽԻՄԻԱԿԱՆ ՏԻՊԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Փամբակ-Զանգեզուրի գրանիտոիդային մագմատիզմի պետրոլոգիա-
կան-գեոքիմիական վերլուծության հիման վրա առանձնացվել է գրանի-

տորիզների ինը տիպ՝ ուլտրամորֆոզեն-անատեկտիկ, մետասոմատիկ և պալինոզեն-յուվենիլ ծագման, որոնք ձևավորվել են ռեգիոնի զարգացման տարբեր էտապներում:

Ակտիվացման վաղ ստադիայում գրանիտորիզները սերտորեն կապված են գաբրոիդների և հասակով մոտ հրաբխային կոմպլեքսների հետ, որոնք կեղևային դիֆերենցման արդյունք են: Ակտիվացման ուշ ստադիայում պալինոզեն գրանիտառաջացման պրոցեսներն ընթանում են մանթիայից թեթևաչարժ ինտրաթելուրիկ նյութերի ներհոսքի պայմաններում:

Գրանիտորիզների պետրոլոգիական-գեոքիմիական տիպերն ունեն տարբեր գեոքիմիական, մետաղածնական հակում, տարբեր դեր են խաղում հանքառաջացման մեջ և հաջողությամբ կարող են կիրառվել գեոդինամիկ, տեկտոնական վերակառուցումների և կանխատեսումային-մետաղածնական հետազոտություններում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Основные, ультраосновные породы офиолитовой формации. «Геология Армянской ССР», т. III. Петрография. Интрузивные породы. Изд. АН Арм. ССР, 1966.
2. Агамаян В. А. Докембрий-нижний палеозой, «Геология Армянской ССР». т. V, Литология. Изд. АН Арм. ССР, 1973.
3. Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема глубоководной впадины Черного моря. Геотектоника, № 1, 1974.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1958.
5. Асланян А. Т. О некоторых общих вопросах организации и направления геолого-разведочных работ в Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1976.
6. Арутюнян Г. С. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.
7. Багдасарян Г. П. Основные этапы эффузивного магматизма территории Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1975.
8. Багдасарян Г. П. Послекембрийские магматические формации Армении. Сб. «Проблемы магматической геологии», «Наука», 1973.
9. Бекташи С. А., Гайжиев Т. Г. О фазовости Мегри-Ордубадского сложного плутона, «Советская геология», № 5, 1970.
10. Баласанян С. И. Магматические формации Армянской ССР. Изд. ЕГУ, Ереван, 1975.
11. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования Мегринского плутона. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3—4, 1965.
12. Джрбашян Р. Т., Гуюмджян О. П., Таян Р. Н. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканогенных комплексов Зангезура, Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 8, Изд. АН Арм. ССР, 1976.
13. Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. Некоторые закономерности взаимосвязи тектоники и магматизма Альпийской геосинклинальной области Антикавказа. Сб. «Магматизм и металлогения». Изд. АН Арм. ССР, 1972.
14. Джафаров А. А. Роль магматизма и метасоматизма в формировании Мегринского плутона. Изд. ЕГУ, 1974.
15. Изох Э. П., Пономарева А. П. Об опыте формационного анализа Западного Узбекистана. Сб. «Проблемы магматической геологии», «Наука», 1973.
16. Казьмин В. Г. Эпохи развития рифтовых зон Аравийско-Африканского континента. Геол. геоф. № 9, 1975.

17. Зоненшайн А. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения, «Недра», 1976.
18. Магакьян И. Г. Рудонесные магматические комплексы и рудные формации территории Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. 43, № 4, 1966.
19. Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. «Наука», 1967.
20. Меликсетян Б. М., Архипов Б. К. и др. Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1975; № 1, 1976.
21. Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1976.
22. Милановский Е. Е., Короновский И. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. «Наука», 1973.
23. Овчинников Л. Н., Троянова М. В. Закономерности распространения рубидия в изверженных породах Урала и их геологическое значение. Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала, 1, Свердловск, 1963.
24. Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлов Л. П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. «Наука», 1974.
25. Паланджян С. А., Разин Л. В. Распределение золота в альпинотипных массивах ультраосновных и основных пород Севанского пояса. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1974.
26. Таусон Л. В. Геохимические типы гранитоидов. ДАН СССР, т. 215, № 2, 1974.
27. Чибухчян З. О., Багдасарян Г. П. Основные петро-геохронологические особенности домеловых интрузий Цахкуняцкого антиклинория. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1976.
28. Хоренян Р. А. Геология и петрография мезозойских магматических образований Спитакского района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1975.
29. Штейнберг Д. С. О классификации гранитоидов и гранитов. В кн.: Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала. Свердловск, 1975.

УДК 550.42+553.21/24

Л. Н. ОВЧИННИКОВ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СВЯЗИ ПРОЦЕССОВ
МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

В последние десятилетия стало очевидным большое разнообразие источников рудного вещества и механизмов рудообразования. Магматизм как универсальный первоисточник эндогенного оруденения в наших представлениях достаточно быстро потерял свою монополию. Более того, многие геологи бросились в другую крайность, доходя до почти полного отрицания связи какого-либо гидротермального оруденения с магматизмом.

Все же в настоящее время, несмотря на действительно широкое разнообразие источников рудного вещества и наличие эндогенных месторождений амагматического происхождения, большинству геологов очевидна и громадная роль магматизма в формировании отдельных типов и генетических групп рудных месторождений широкого спектра металлов. Магматизм был и остается важнейшим общегеологическим процессом, влекущим за собой образование многочисленных разнообразных по условиям формирования и составу эндогенных рудных месторождений.

Одним из неопровержимых геологических фактов, свидетельствующих о генетической связи рудных месторождений с магматическими образованиями, об органичной связи процессов магматизма и рудообразования, о гармоничном сочетании обоих процессов в ходе эволюции вещества являются поведение и закономерности распределения металлов, элементов-примесей вообще, рассеянных в земной коре и мантии. При становлении нашей планеты как геологического тела ведущим механизмом распределения вещества была дифференциация. Эта дифференциация нашла свое отражение в зональном распределении не только главных породообразующих компонентов, но и химических элементов, находящихся в рассеянном состоянии. Все более становится очевидным, что содержание редких и рассеянных элементов, элементов-примесей, как в земной коре в целом, так и в отдельных ее зонах и блоках, в слагающих ее геологических формациях и комплексах представляет собой важнейшую величину, отражающую не только поведение отдельно взятого химического элемента как такового, но и служащую индикатором геологических процессов и явлений, сформировавших земную кору в ее современном виде.

Не только первичная дифференциация вещества планеты, но и последующие процессы его перераспределения, одним из которых является магматизм, неизбежно затрагивают и перераспределение рассеянных металлов. Дифференциация металлов—закон, неизбежность. Магма-

тизм—один из планетарных процессов, способствующих этой дифференциации. Магматизм, магматическая дифференциация, сопровождается дифференциацией рудной. Магматическая дифференциация и дифференциация металлов, образующих месторождения, идут параллельно; вторая вызывается первой. Дифференциация приводит к сепарации, к концентрации металлов, вплоть до образования их промышленных скоплений. Широко проявлена закономерность: чем более дифференцирован магматический комплекс, формация, тем богаче оруденение, тем более отсепарирована рудная часть.

Образование рудных месторождений связано с судьбой рассеянных металлов в земной коре и мантии. В процессе рудообразования осуществляется непрерывная многоступенчатая дифференциация металлов, приводящая в конечном итоге к образованию монометальных месторождений. А начинается она еще при первичном рассеянии.

Можно выделить несколько видов дифференциации рассеянных металлов, определяемых процессами магматизма:

I. Распределение вещества между земной корой и верхней мантией, магматизм мантийный и магматизм коровый.

II. Дифференциация в связи с разными типами магматизма, магматизм гранитоидный, базальтоидный, щелочно-карбонатитовый.

III. Дифференциация между формациями внутри единого типа магматизма гранитоидного ряда, базальтоидного ряда.

IV. Распределение вещества между дифференциатами единой интрузии, между фазами и фациями интрузии.

Если перейти к более подробному разделению продуктов магматизма, то и оно будет также сопровождаться дальнейшей дифференциацией элементов-примесей.

Одной из важнейших закономерностей распределения металлов при их первичном рассеянии является вертикальная зональность, дифференциация по вертикали на разных уровнях организации вещества. Она находит свое отражение и по латерали, имеет общеземное региональное значение и в свою очередь влияет на размещение рудных месторождений—организованных промышленных скоплений этих рассеянных металлов.

Дифференциация рассеянных металлов, начинаясь еще при первичном рассеянии, определяет собой, в частности, давно подмеченное их разделение на генетические группы: литофильные, халькофильные, сидерофильные. Иными словами, простым, но существенным свидетельством вертикальной региональной зональной дифференциации металлов служит резкое различие их кларков в разных типах изверженных пород, различие в содержании рассеянных металлов между породами земной коры и продуктами выплавки из мантии. Простой анализ таблицы кларков по А. П. Виноградову [1] или другим авторам позволяет выявить ряд интересных закономерностей в этом отношении.

На рис. 1 отражена степень дифференциации рассеянных в горных породах металлов, выраженная через отношение: кларк максимальный

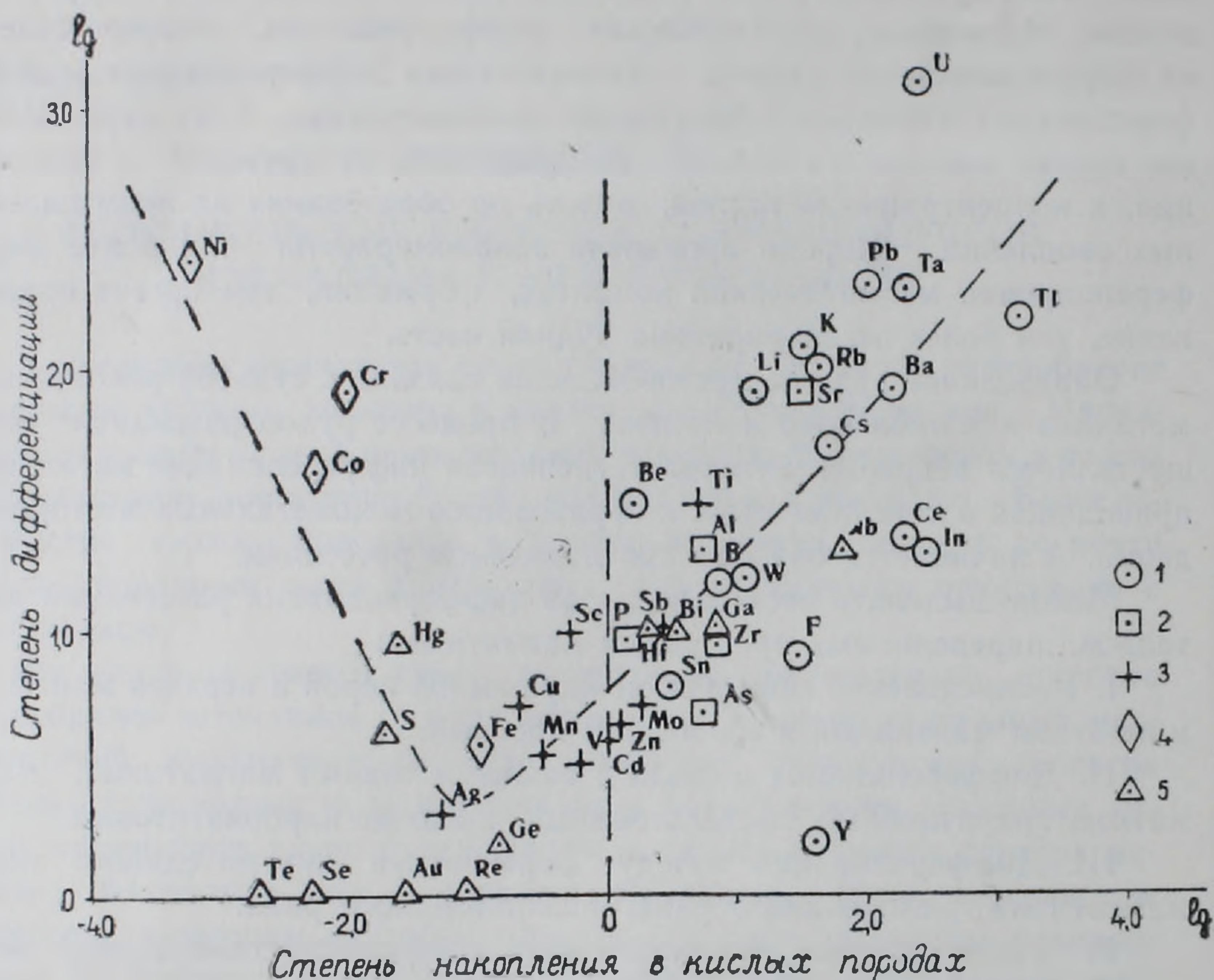


Рис. 1. Степень дифференциации и накопления в кислых породах химических элементов земной коры. Элемент с максимальным кларком в 1—кислых породах, 2—средних, 3—основных, 4—ультраосновных, 5—каменных метеоритах (хондритах).

к кларку минимальному $K_d = C_{\max}/C_{\min}$ при сравнении четырех групп изверженных пород: ультраосновные, основные, средние и кислые. Как отчетливо видно, различие в концентрации отдельных металлов в разных типах горных пород может достигать двух и даже трех порядков, то есть отличаться в сотни и тысячи раз. Второй координатой графика рис. 1 является степень накопления металла в кислых породах, как крайнем члене дифференциации мантийного вещества, за эквивалент содержания металлов в котором приняты их кларки в каменных метеоритах (хондритах). Таким образом, степень накопления в кислых породах равна отношению кларка кислых пород к кларку каменных метеоритов: $K_k = C_{кл}/C_x$.

В итоге на графике отчетливо выражена тенденция весьма глубокой дифференциации металлов с отсепарированием литофилов в кислые породы, а ярких сидерофилов—в ультрабазиты с закономерным распределением элементов по разной степени дифференциации и сепарации.

Эти закономерности важны не столько сами по себе, сколько в их влиянии на закономерности размещения месторождений. Как указывалось ранее, для образования любого рудного месторождения было необходимо вторичное перераспределение металлов с переходом от их

рассеяния к концентрации [3]. Этот переход может осуществляться с помощью разных механизмов в широком диапазоне эндогенных и экзогенных условий, но он не беспределен и подчиняется для всех металлов единой закономерности: масштабы накопления металла в рудных месторождениях определяются степенью его распространенности в земной коре.

Как было показано ранее [2], между средними содержаниями химических элементов в земной коре (кларками) и их некоторыми экономическими оценками—содержаниями в рудах и суммарными мировыми запасами существует прямая связь; были даны и предварительные количественные оценки этой связи. Используя уточненные данные, сей-

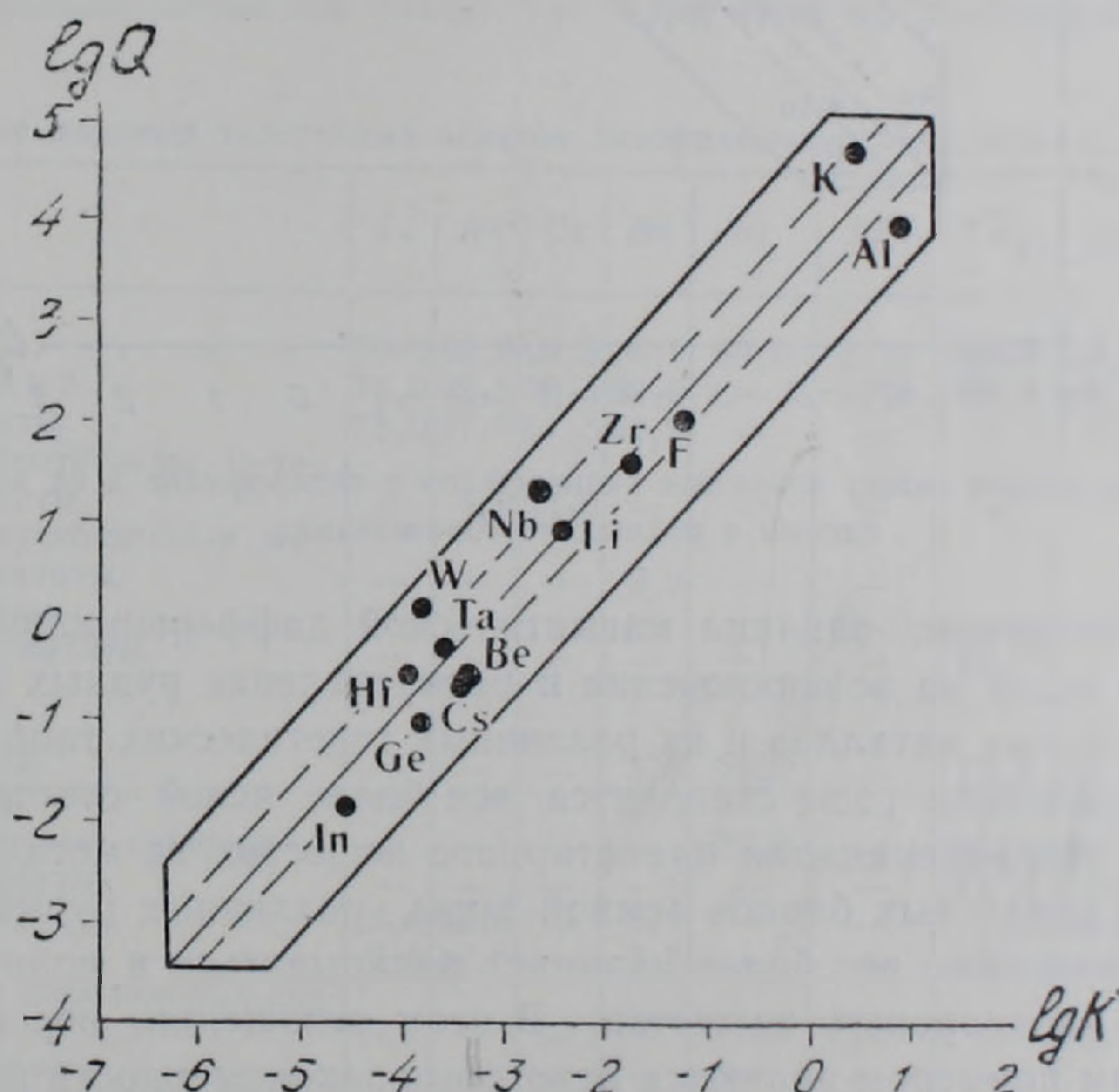


Рис. 2. Соотношение между кларками литофилов и их мировыми запасами в рудных месторождениях.

час мы с Р. И. Лутковым на основании параметров распределения и результатов полного регрессионного анализа получили новые значимо-интересные оценки взаимозависимости указанных выше величин. Здесь укажем только на один факт, свидетельствующий о связи процессов рудообразования с процессами магматизма. При высоком значимом положительном коэффициенте корреляции кларков и запасов 32 химических элементов ($R_{x,y} = +0,899 > R_{0,05/30} = \pm 0,349$) их общая совокупность разделялась на резко различные группы с отделением литофилов (рис. 2) от халькофилов и сидерофилов (рис. 3). Это различие является естественным отражением связи подавляющего большинства месторождений, концентраций металлов первой группы с коровым гранитоидным магматизмом, а второй—с мантийным базальтоидным.

Рассмотрим теперь более конкретные примеры связи рудообразова-

Известия, XXX, № 4—5—6

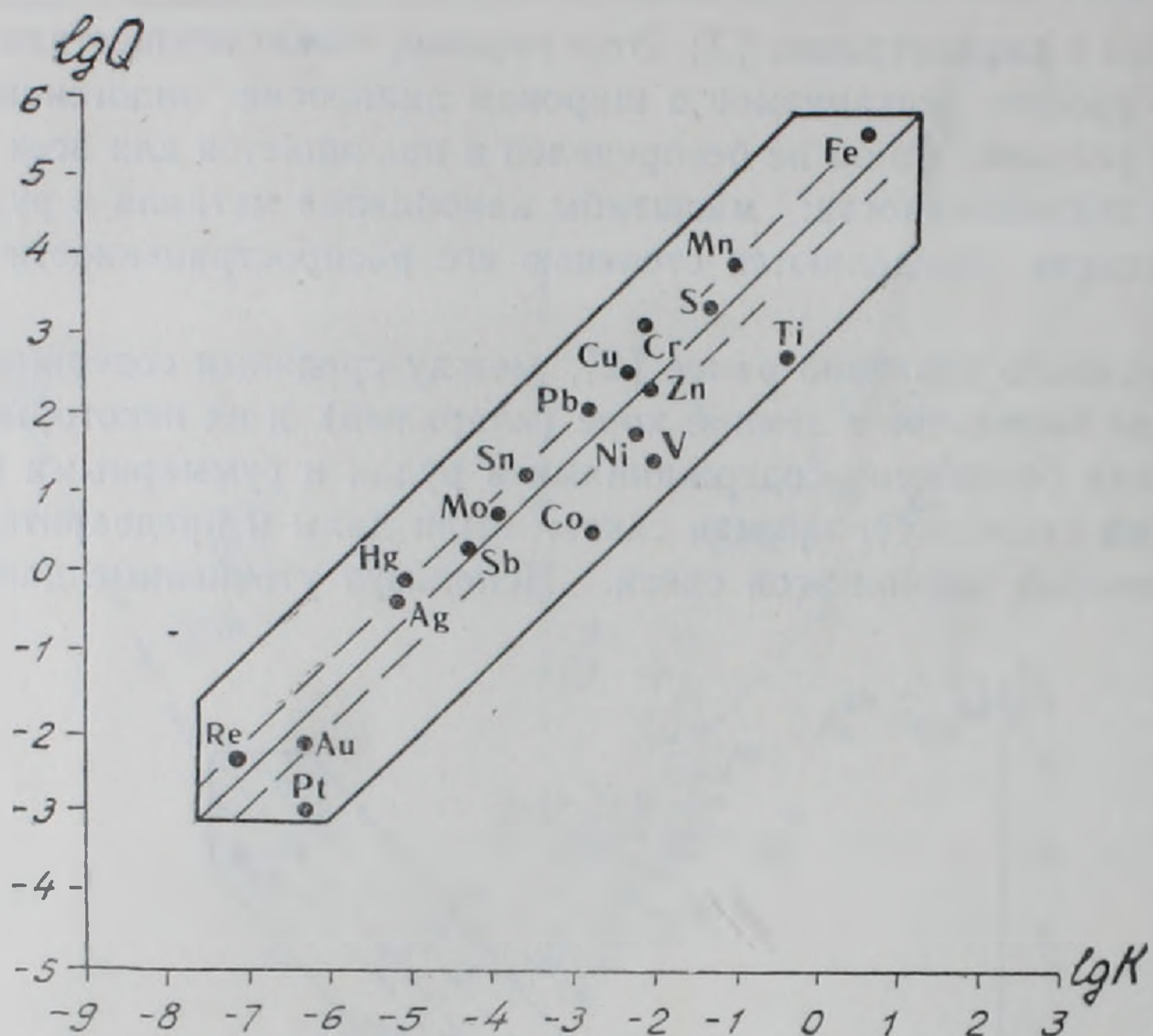


Рис. 3. Соотношение между кларками халькофилов и сидерофилов и их мировыми запасами в рудных месторождениях.

ния с магматизмом, влияния магматической дифференциации указанных ранее видов на возникновение и распределение рудных месторождений различных металлов и их различных генетических типов.

1. В последние годы становится все более ясной ответственность первичной дифференциации планетарного вещества за металлогенический облик отдельных блоков земной коры, различных рудных провинций. Одновременно все более начинает раскрываться и роль в рудообразовании подкорового вещества. В этом отношении, вероятно, наиболее ярким примером являются некоторые закономерности распределения промышленных месторождений литофильных редких металлов, которое оказывается резко контрастным при сопоставлении геосинклиналей и древних платформ. Наиболее ярко связь с гранитоидным магматизмом проявлена именно для редкометальных месторождений докембрия.

При первичном распределении литофильные редкие металлы были изначально отогнаны вверх и оказались таким образом, в силу своей природы, сосредоточенными в основном в самой верхней оболочке—коре. Процессы образования месторождений редких литофильных металлов в докембрии коровые и только коровые. При фанерозойской активизации древних платформ это уже более сложный процесс, захватывающий мантию. Но он, в отличие от геосинклинального процесса, связан с удалением—прорывом летучих из более глубинных мантийных зон, приводящим к формированию весьма специфических щелочных и карбонатитовых комплексов.

С целью получения более полной и достаточно объективной информации была произведена экспертная оценка мировых запасов промышленных эндогенных месторождений лития, рубидия, цезия, бериллия, стронция, иттрия и иттриевых земель, цериевых земель, циркония, ниобия и тантала и проанализировано их распределение по парагенетическим типам месторождений, редкометальным формациям, генетическим группам рудных образований, главнейшим геотектоническим структурам и геологическим эрам, что в итоге раскрывает основные черты металлогении перечисленных металлов [5].

На древних платформах и докембрийских срединных массивах сосредоточено от 65 до 99% мировых запасов эндогенных месторождений различных редких металлов (табл. 1). При этом на платформах нахо-

Таблица 1

Распределение мировых эндогенных запасов литофильных редких элементов (в %)

	<i>Li</i>	<i>Rb</i>	<i>Cs</i>	<i>Be</i>	<i>Sr</i>	<i>TR_Y</i>	<i>TR_{Ce}</i>	<i>Zr</i>	<i>Nb</i>	<i>Ta</i>
Платформы	76,0	65,0	90,5	66,7	99,0	91,0	99,3	93,3	97,0	87,0
Докембрий	73,0	32,5	90,5	50,0	—	91,0	26,0	16,7	7,0	41,0
пегматиты	73,0	27,6	67,5	41,0	—	—	—	—	1,5	28,0
цезий-биотитовые метасоматиты	—	4,9	23,0	—	—	—	—	—	—	—
кварц-мусковитовые метасоматиты	—	—	—	9,0	—	—	—	—	—	—
граниты	—	—	—	—	—	91,0	—	16,7	5,5	13,0
карбонатиты	—	—	—	—	—	—	26,0	—	—	—
Активизация										
Палеозой	—	—	—	3,0	99,0	—	73,3	59,9	46,1	40,0
граниты	—	—	—	3,0	—	—	—	16,6	5,0	11,0
нефелиновые сиениты	—	—	—	—	99,0	—	55,3	40,0	17,7	25,2
карбонатиты	—	—	—	—	—	—	18,0	3,3	23,4	3,8
Мезозой	3,0	32,5	—	3,7	—	—	—	16,7	43,9	6,0
граниты	3,0	32,5	—	3,7	—	—	—	—	0,7	6,0
жилы в нефелиновых сиенитах	—	—	—	—	—	—	—	16,7	—	—
карбонатиты	—	—	—	—	—	—	—	—	43,2	—
Кайнозой	—	—	—	10	—	—	—	—	—	—
метасоматиты	—	—	—	10	—	—	—	—	—	—
Геосинклинали	24,0	35,0	9,5	33,3	1,0	9,0	0,7	6,7	3,0	13,0

дится не только большее количество редкометальных формаций и парагенетических типов месторождений, но и самые крупные из всех известных и самые богатые из них. Все месторождения литофильных редких металлов связаны с кислыми или щелочными магматическими породами, то есть являются продуктами магматизма.

2. Примером связи процесса рудообразования с базальтоидным мантийным магматизмом является органическая зависимость эволюции колчеданного оруденения, месторождений колчеданной формации от эволюции этого магматизма.

Синтез всех фактических данных, относящихся к колчеданным месторождениям не только Советского Союза, но и мира, опирающийся на пространственно-статистический анализ, позволил выявить определенные закономерности в условиях нахождения и распространения мес-

торождений этой формации и высказать некоторые геолого-генетические соображения [4]. Мы располагаем наиболее достоверными количественными данными по запасам и содержаниям основных компонен-

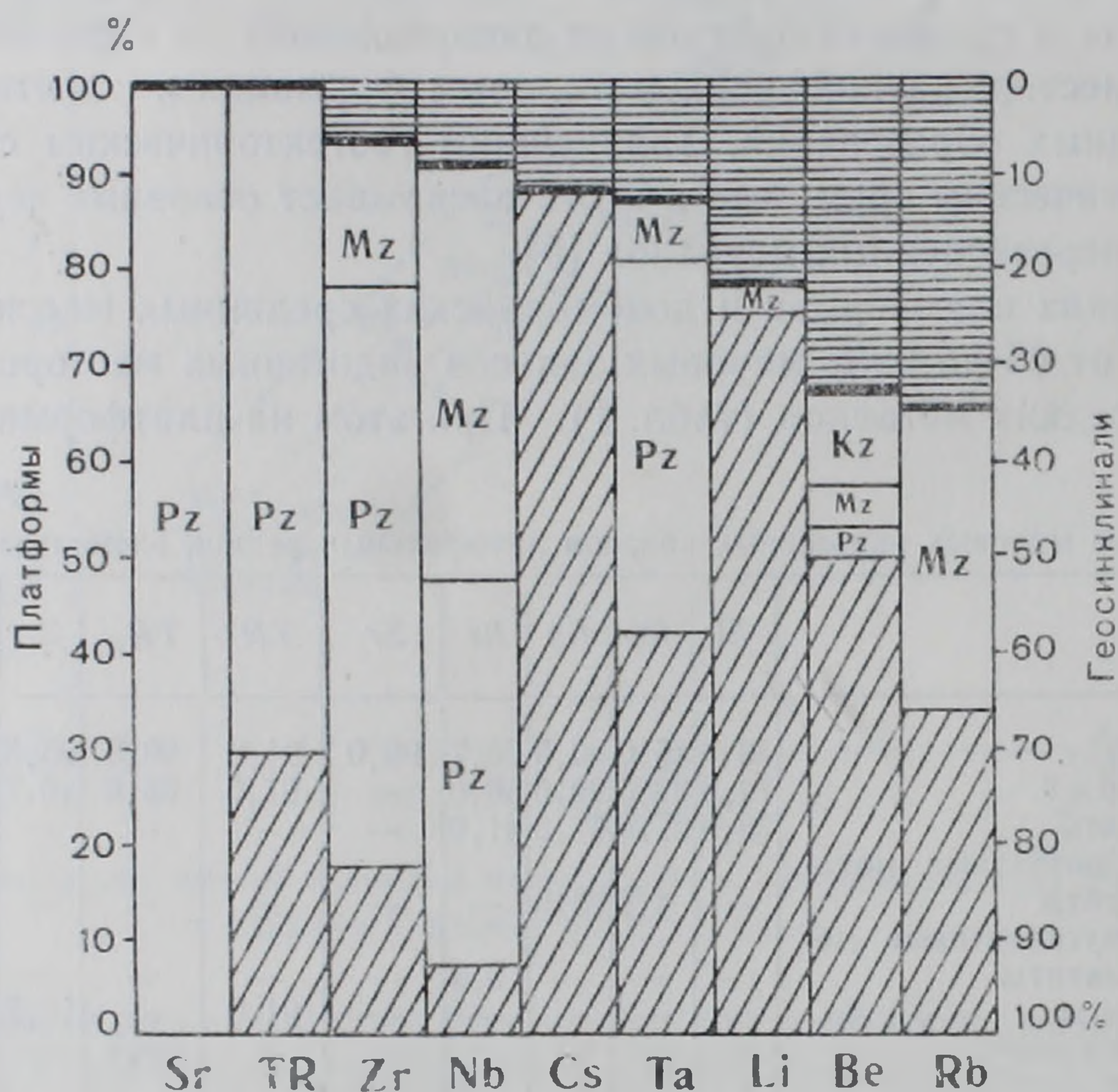


Рис. 4. Распределение мировых запасов редких металлов между докембрийскими платформами и геосинклиналями фанерозоя.

тов по 401 месторождению, геологические условия нахождения которых также объективно известны.

Широкие колебания соотношений главных рудных компонентов колчеданных месторождений являются прямым отражением геологических условий их нахождения. В целом может быть выделено восемь типов рудовмещающих геосинклинальных геологических (магматических) формаций, которые, будучи размещены в порядке увеличения кислотности магматитов, образуют упорядоченный последовательный ряд по уменьшению доли запасов меди в месторождениях и изменению некоторых прочих геохимических параметров, отвечая таким образом зональному (вертикальному или латеральному) распределению меди, свинца и цинка в земной коре (рис. 5, 6).

Этот ряд формаций таков: 1) ультрабазиты краевых зон глубинных разломов (зон Заварицкого-Беньофа), 2) габброиды краевых и поперечных глубинных разломов, 3) слабо дифференцированная существенно базальтовая, андезито-базальтовая формация, 4) липарито-базальтовая формация, 5) андезитовая, дацит-андезитовая формация, 6) базальт-липаритовая, дацит-липаритовая, липаритовая формация (геосинклинальная и раннеорогенная), 7) терригенно-сланцевая и терриген-

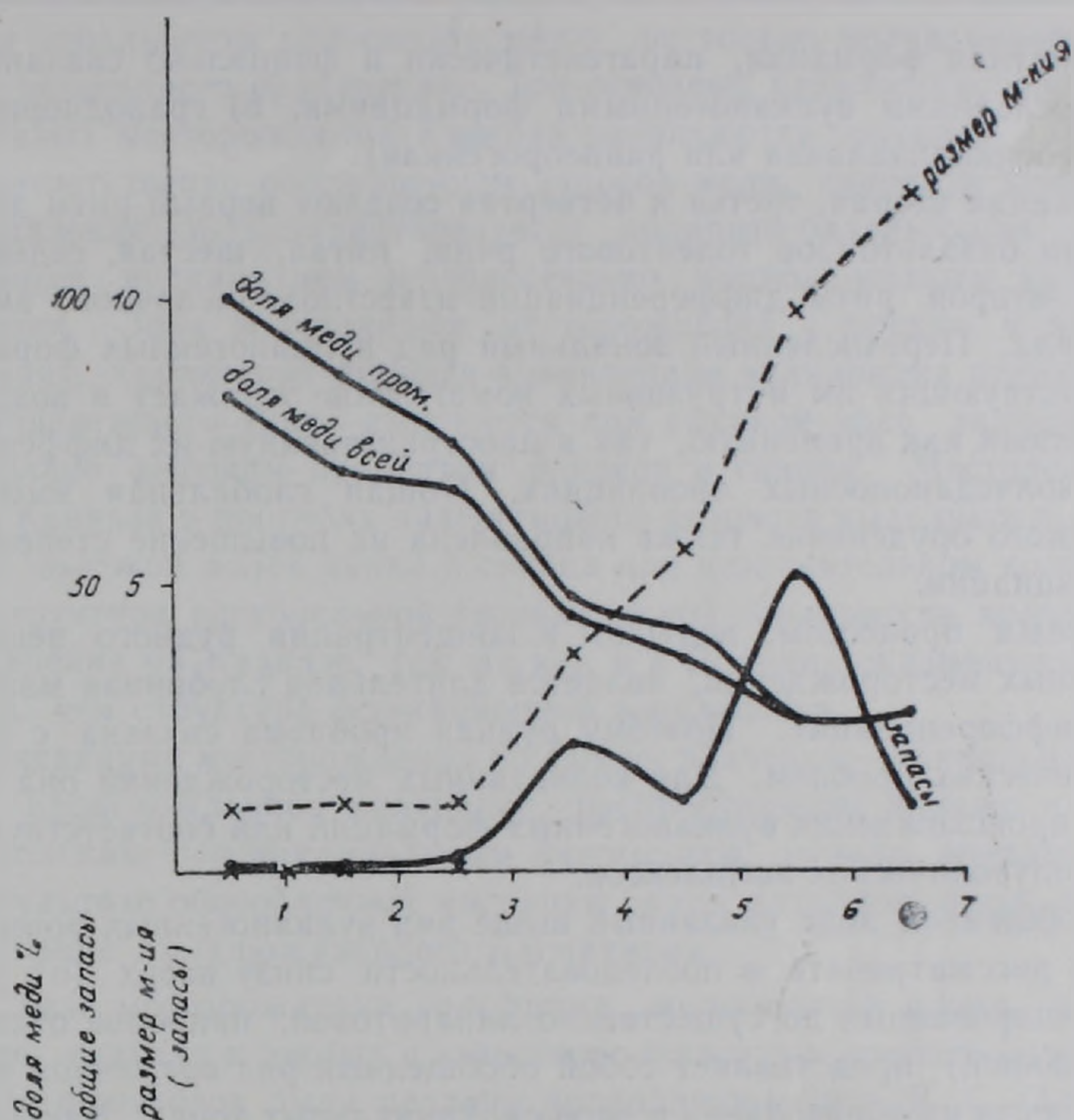


Рис. 5. Зависимость состава и масштабов колчеданного оруденения от типа рудовмещающей формации. Рудовмещающие формации: 1—ультрабазиты, 2—габброиды, 3—базальтовая, андезит-базальтовая, 4—липарит-базальтовая, липарит-андезит-базальтовая, 5—андезитовая, дацит-андезитовая, 6—базальт-липаритовая, дацит-липаритовая, липаритовая, 7—терригенно-сланцевая, терригенно-карбонатная.

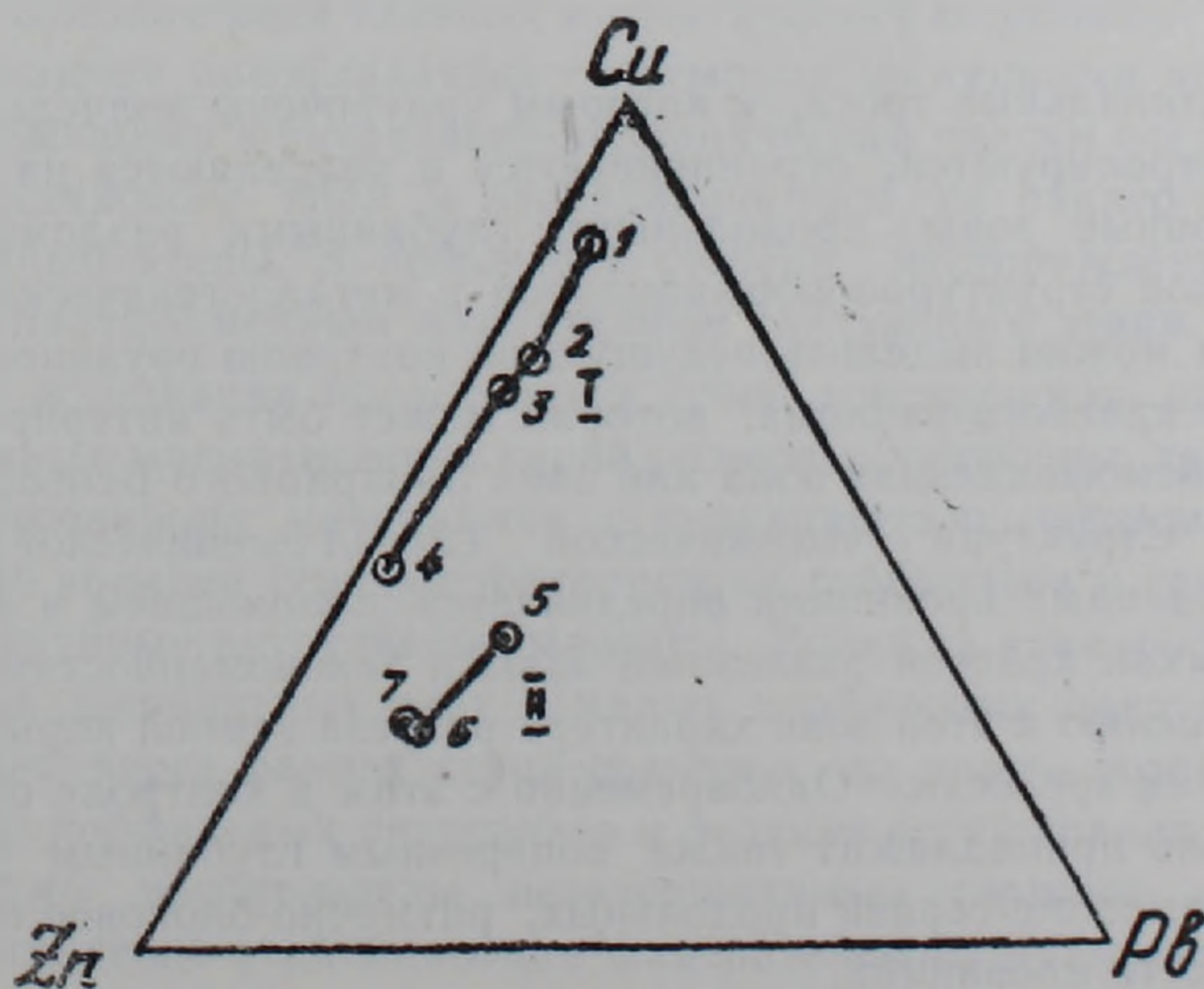


Рис. 6. Соотношение запасов меди, свинца и цинка в колчеданных месторождениях различных рудовмещающих формаций. Значения цифр см. в подписи к рис. 5.

но-карбонатная формации, парагенетически и фациально связанные с двумя последними вулканогенными формациями, 8) гранодиоритовая (позднегеосинклинальная или раннеорогенная).

Формация вторая, третья и четвертая создают первый ритм дифференциации базальтоидов толеитового ряда, пятая, шестая, седьмая и восьмая—второй ритм дифференциации известково-щелочного андезитового ряда. Перечисленный зональный ряд вулканогенных формаций и соответствующих им интрузивных комагматов отражает в возрастающей степени как временную, так и пространственную их дифференциацию в колчеданосных провинциях. Общая глобальная эволюция колчеданного оруденения также направлена на повышение степени его дифференциации.

Главным процессом, ведущим к концентрации рудного вещества колчеданных месторождений, является длительная глубинная магматическая дифференциация. Поэтому рудная проблема связана с рядом петрологических проблем. Для колчеданных месторождений она начинается с происхождения вулканогенных формаций или соответствующих вулканоплутонических комплексов.

В обобщенном виде указанный выше ряд вулканогенных формаций, если его рассматривать в последовательности снизу вверх (от слабо дифференцированных до существенно липаритовой, наиболее отдифференцированной) представляет собой обобщенный ряд *временной* последовательности их образования в эвгеосинклинальных зонах. Как известно, существуют отклонения от этой закономерности, т. е. устанавливаются антидромные формационные ряды. Однако это не относится к колчеданосным формациям: последовательность их образования довольно выдержана от менее дифференцированных базальтовых к более дифференцированным существенно андезитовым или существенно липаритовым.

Гессинклинальные трюги, к которым приурочены колчеданные провинции, контролируются, ограничиваются и разделяются на структурно-формационные зоны продольными глубинными разломами. При асимметричной структурно-формационной и металлогенической зональности всегда можно выделить ведущую по контролю оруденения в провинции зону краевого разлома, которая может быть интерпретирована как палеосейсмофокальная зона или зона Заварицкого-Беньофа (Смирнов, 1974). Структура геохимической (металлогенической) зональности колчеданных провинций определяется положением и условиями залегания такой краевой разломной зоны и закономерностями изменения по отношению к этой зоне характера разреза земной коры, изменения степени ее зрелости. Одновременно с этим в контроле оруденения ведущая роль принадлежит также поперечным глубинным разломам, создающим вместе с серией продольных, ритмично-блоковое строение и тип зональности провинции.

В полициклических колчеданных провинциях, таких как Кавказ и Япония, при всей сложности их длительного развития выделяется еди-

ный ряд зональности разновозрастного не только колчеданного, но и прочего эндогенного оруденения. Три основных разновозрастных пояса колчеданных месторождений Кавказа различаются составом магматизма и соответственно соотношением запасов меди, свинца и цинка. Северокавказская зона характеризуется липарито-базальтовым геосинклинальным вулканизмом и существенно цинково-медным профилем оруденения. Зона колчеданных месторождений в юрских и меловых отложениях, характеризующихся проявлением вулканизма преимущественно андезитового типа, отличается при высокой доле запасов меди относительно высоким процентом запасов и свинца. Месторождения Малого Кавказа в прогибах палеогенового возраста выделяются, в свою очередь, высокой долей цинка и свинца при незначительном количестве меди. Структура региональной геохимической зональности колчеданного оруденения на Кавказе, так же как и в Японии, оказывается более сложной, чем структура формационной зональности.

Колчеданные месторождения по своему значению—уникальная формация: происхождение—мантийное, распространены широко и присущи нескольким геосинклинальным формациям, рудная зональность—не в результате обособленной миграции самих металлов, а как отражение эволюции их порождающего магматизма.

3. Связь месторождений вольфрама, молибдена и олова, а также бериллия, тантала и ниобия с известково-щелочным гранитоидным магматизмом фанерозоя была недавно проанализирована В. С. Поповым. Исходным материалом служили описания промышленных месторождений практически всех рудных провинций земного шара, а также сведения о геологическом строении этих провинций. Пространственно-статистическому анализу были подвергнуты параметры рудообразования, относящиеся к 584 месторождениям всех континентов. Из одиннадцати типов эволюционного ряда главных магматических ассоциаций месторождения встречаются преобладающе с четырьмя орогенными ассоциациями, принадлежащими к интрузивно-вулканическим поясам островных дуг и поясам андийского типа и распадающимися на раннеорогенный и позднеорогенный этапы. В меньшей степени месторождения связаны также с платформенным магматизмом следующего этапа.

Каждая ассоциация представляет собой совокупность шести-деяти гомодромных магматических серий-ритмов, следующих друг за другом. Все ассоциации начинаются с вулканических ритмов, которые сменяются во времени сериями фанеритовых габброидов и гранитоидов, слагающих крупные интрузивные массивы. Вслед за этим формируются серии ранних догранитных даек и малых порфировых интрузивов, затем наступает черед ранних серий гранитов, за ними—поздних серий даек и малых порфировых интрузивов и поздних серий гранитов. Самые поздние ритмы представлены незавершенными сериями базитовых даек. Сопоставление этой эволюции фанерозойского магматизма с тенденцией развития оруденения во времени показывает, что каждая магматическая серия, каждый ритм обязательно сопровождается отделе-

нием соответствующих гидротерм с возникновением серий гидротермалитов. Скопления руд, образованные в течение одного гидротермального этапа (ритма) представляют собой месторождения одного поколения. Роль отдельных серий гидротерм в промышленном оруденении весьма различна, как впрочем и роль самих магматических ассоциаций (рис. 7, 8).

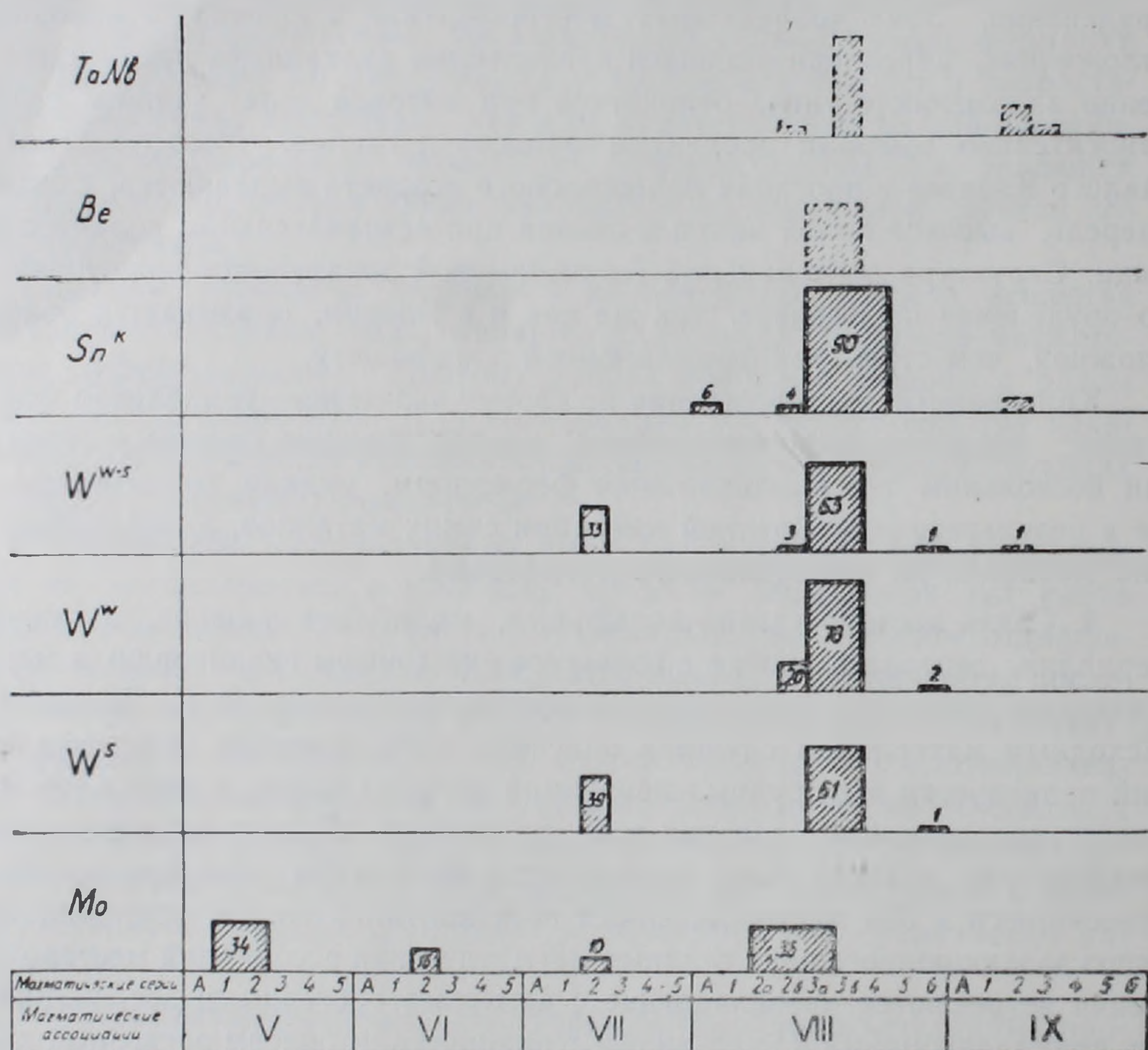


Рис. 7. Распределение запасов молибдена, вольфрама (W^S — шеелитовые, W^W — вольфрамитовые месторождения), олова, бериллия, тантала и ниобия между месторождениями, связанными с различными магматическими ассоциациями фанерозоя, а внутри ассоциаций между месторождениями, связанными с различными гидротермальными сериями. По В. С. Попову. Ассоциации: V — габбро-диорит-гранодиоритовая (базальт-андезит-дацитовая); VI — гранодиорит-гранитная (дацит-риолитовая); VII — габбро-диорит-гранодиорит-гранитная (базальт-андезит-дацит-риолитовая); VIII — габбро-снейт-гранитная (базальт-трахит-риолитовая); IX — габбро-гранитная (базальт-риолитовая) платформенная.

Гидротермалиты, образующиеся вслед за вулканическими сериями и первым интрузивным ритмом, отличаются минимальной продуктивностью, хотя набор метасоматитов в первой гидротермальной серии достаточно полон — от скарнов до пропилитов. После фанеритовых гранитов обычно формируется только одна гидротермальная серия, характеризующаяся широким развитием полевошпатовых метасоматитов и

грейзенов с малым количеством сульфидов. После серий даек и малых порфировых интрузивов обычно образуются две гидротермальные серии, с которыми связана главная масса месторождений (второе и третье поколения). Первая отличается наиболее полной последовательностью метасоматитов и преобладанием литофильного оруденения (вольфрам, молибден, олово), а вторая—преимущественным развитием Н-метасо-

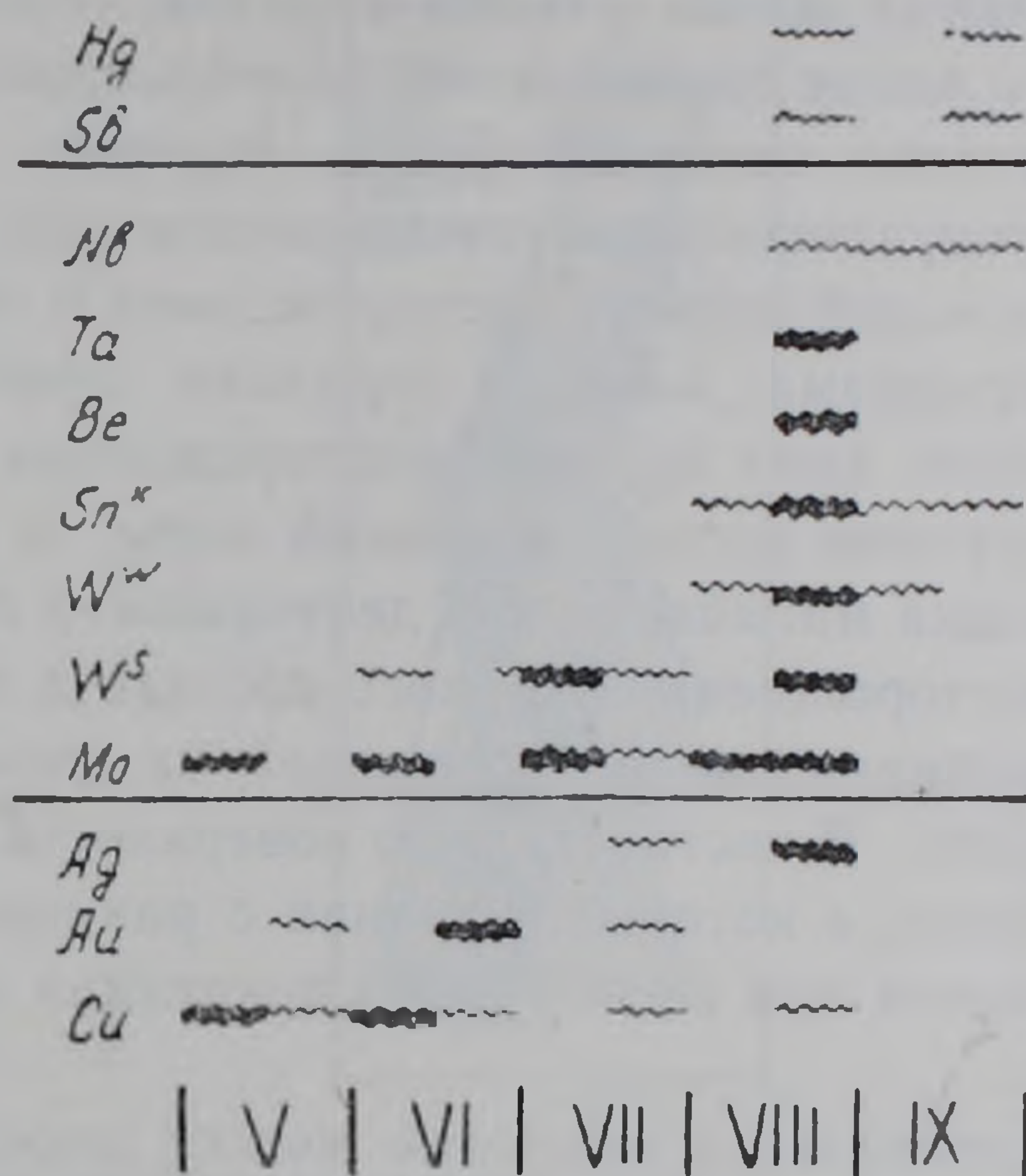
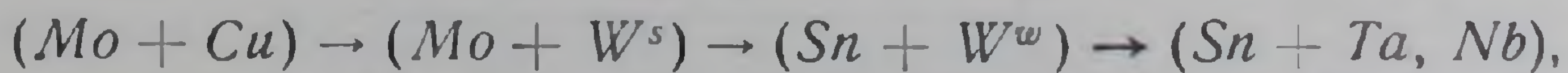


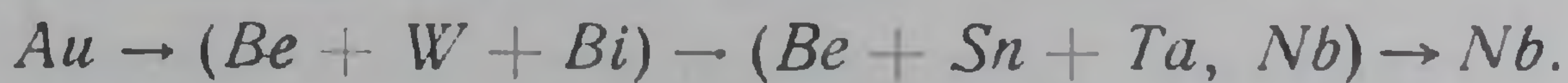
Рис. 8. Эволюция накопления различных металлов в месторождениях, связанных с последовательным рядом магматических ассоциаций фанерозоя. Значения цифр см. в подписи к рис. 7. По В. С. Попову.

матитов (кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые разности, березиты, пропилиты и пр.) и преобладанием сульфидной минерализации. Гидротермалиты четвертого и пятого поколений характеризуются преобладанием колчеданной и полиметаллической минерализации, а шестого—проявлениями сурьмы и ртути.

Качественный состав руд, связанных с однотипными гидротермальными сериями разновозрастных магматических ассоциаций, закономерно меняется во времени. В ряду V—IX ассоциаций состав руд второго поколения эволюционирует следующим образом:



в месторождениях третьего поколения:



В сульфидных парагенезисах пятого поколения месторождений первых двух магматических ассоциаций среди благородных металлов главное золото, а в последующих ассоциациях—серебро.

Размещение месторождений прежде всего определяется закономерностями распределения в пространстве тех магматических ассоциаций, с которыми они связаны. Арсалы распространения продуктивных магматических ассоциаций обычно разобщены, что является причиной

пространственной обособленности поясов медно-молибденовых, молибден-вольфрамовых и вольфрам-оловянных месторождений. Ареал распространения каждой последующей орогенной магматической ассоциации и сопряженного с ней оруденения, как правило, смещен к внешней части подвижного пояса. Наряду с этим, каждая последующая ассоциация пользуется более широким распространением и во внутренних эвгеосинклинальных зонах. Таким образом, области развития молодых ассоциаций в целом оказываются более широкими по сравнению с древними. В системе эвгеосинклиналь—краевая зона—срединный массив наиболее продуктивной является краевая зона, где сосредоточены практически все молибденовые месторождения и значительная часть месторождений вольфрама, олова и бериллия, причем все развитые здесь типы оруденения дают крупные месторождения.

Существуют крупные сегменты земной коры, в пределах которых каждая новая вспышка магматической деятельности приводит к формированию рудных месторождений сходного состава в соответствии с металлогенической специализацией, возникшей на очень ранней стадии геологической истории. В частности, всю поверхность континентов можно разделить на блоки, в которых, начиная с раннего докембрия, преобладала молибденовая или оловорудная тенденция постмагматического рудообразования.

4. Влияние распределения вещества между дифференциатами единой интрузии, между ее фазами и фациями на дифференциацию и концентрацию рассеянных металлов, на рудообразующий процесс может быть проиллюстрировано на примере Норильской никеленосной провинции (рис. 9, 10). В Талнахской габбро-долеритовой интрузии, породившей, как известно, крупнейшие концентрации медно-никелевых руд, обнаруживается резко контрастное распределение как в пространстве, так и во времени семнадцати металлов, образующих устойчивый зональный ряд (от тыла к фронту):

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$Ni—Ag—Cu—Co—Cr$					$—Zn—Sn—Pb—Ga—V—Mo—$					
1,9	2,9	3,7	3,8	4,3	8,8	9,4	9,9	10	10,6	10,8
					12	13	14	15	16	17
					$—[Sr—Mn—Sc—Zr—Ba—Ti]$					
					11,0	11,4	12,6	13,4	13,4	13,5

Этот ряд характеризует распределение металлов в направлении движения магматического расплава: по вертикали—снизу вверх, отвечая в то же время смене отдельных горизонтов стратификации, по горизонтали—от корня к фронтальной части (рис. 9). Он же соответствует смене ранних интрузивных фаз поздними, во всех случаях—степени удаления от рудных тел. Этот же ряд свидетельствует о сходстве процессов дифференциации расплава на докамерной стадии в магматической колонне (горизонтальная зональность) и стадии внутрикамерной *in situ* (верти-

кальная зональность). Наиболее контрастным мерилем дифференциации является отношение содержаний в породе двух групп металлов, занимающих противоположные стороны зонального ряда: первых пяти тыловых металлов к шести последним передовым. Этим и воспользовался О. П. Разгонов, введя ряд эмпирических коэффициентов в качест-



Рис. 9. Распределение мультипликативных значений тыловой и фронтальной групп элементов и коэффициента фронтальности K_f в северо-восточной ветви Талнахской интрузии габбро-долеритов. Проекция на горизонтальную плоскость.

По О. П. Разгонову.

ве геохимических критериев оценки степени дифференциации изучаемого объекта и степени близости рудного тела.

Трапповая формация провинции представлена продуктами четырех тектономагматических фаз. Первая—недифференцированные интрузии титан-авгитовых и субщелочных порфировидных долеритов, вторая—недифференцированные интрузии пойкилоофитовых оливиновых и оливинсодержащих долеритов, третья—интрузии, дифференцированные от пикритовых габбро-долеритов, до габбро- и габбро-диоритов и четвертая—недифференцированные интрузии оливинсодержащих и оливиновых долеритов. По коэффициентам различия $K_{pCo} = \frac{Ni \cdot Cu \cdot Co \cdot Ag}{Ba \cdot Sr \cdot Zr \cdot Ti}$ и

$K_{pCr} = \frac{Ni \cdot Cu \cdot Cr \cdot Ag}{Ba \cdot Sr \cdot Zr \cdot Ti}$ уверенно можно различать продукты первой,

второй и третьей фаз, для четвертой фазы они близки к K_p второй или первой, то есть продуктивные интрузии третьей фазы весьма отличаются от интрузий трех остальных безрудных фаз.

Продуктивные массивы интрузий третьей тектономагматической фазы характеризуются стратифицированным строением, подразделяясь на четыре горизонта со сменой от подошвы к кровле более основных разностей менее основными. Последовательность изменения содержа-

ний указанных выше элементов-индикаторов в интрузиях различных тектономагматических фаз от первой к третьей и в третьей дифференцированной фазе от безоливиновых габбро-долеритов к пикритовым, а затем такситовым габбро-долеритам в общих чертах совпадает, отвечая одному и тому же приведенному выше зональному ряду. Это дает возможность предположить, что интрузии первой, второй и третьей тектономагматических фаз являются продуктами глубинной дифференциации одного и того же магматического очага.

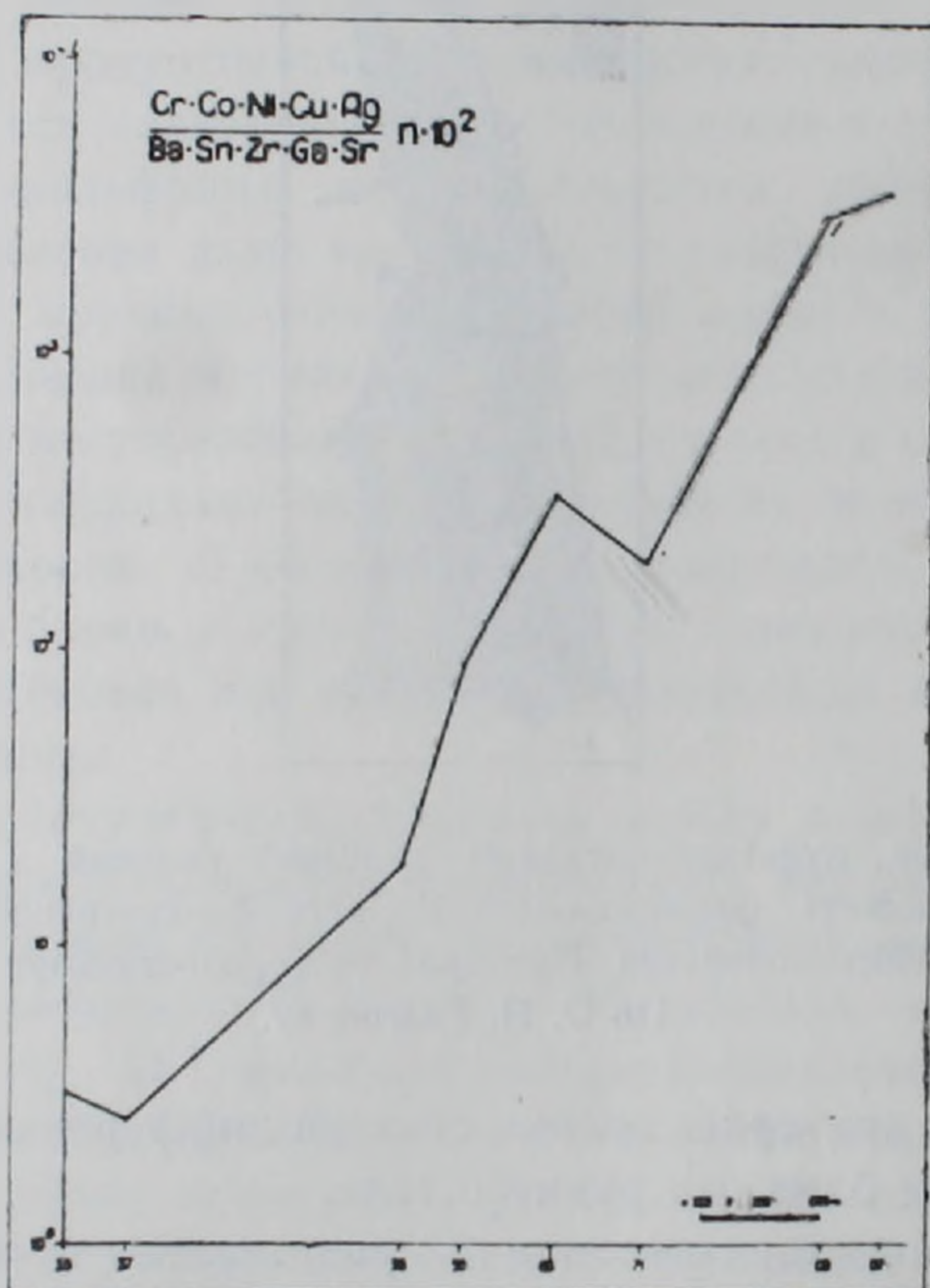


Рис. 10. График изменения значений коэффициента фронтальности K_{ϕ} вдоль северо-восточной ветви Талнахской интрузии. По О. П. Разгонову.

По выдержанности зонального ряда, оцениваемой отношением суммы порядковых номеров элементов, расположенных на противоположных концах рядов, в рудоносных дифференцированных интрузиях можно установить степень дифференциации изучаемого массива, а отсюда и степень его рудоносности. Для этой цели могут служить и коэффициен-

ты потенциальной рудоносности $K_{\text{пр}_1} = \frac{\text{Ni} \cdot \text{Cr} \cdot \text{Ag}}{\text{Zr} \cdot \text{Ti} \cdot \text{Ba}}$ и $K_{\text{пр}_2} = \frac{\text{Ni} \cdot \text{Co} \cdot \text{Cu}}{\text{Zr} \cdot \text{Ba} \cdot \text{Sr}}$.

Степень приближения к рудному телу в рудоносном массиве хорошо отражает коэффициент фронтальности $K_{\phi} = \frac{\text{Cr} \cdot \text{Co} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Ag}}{\text{Ba} \cdot \text{Sn} \cdot \text{Zr} \cdot \text{Ga} \cdot \text{Sr}}$. Суль-

фидные медно-никелевые руды связаны с дифференцированными интрузиями, в которых вертикальная дифференциация сопровождается сходной с ней горизонтальной. Для количественной оценки изменения значений K_{ϕ} по простиранию интрузива весьма подходящим явился градиент коэффициента фронтальности— $\Gamma_{K_{\phi}}$, представляющий собой

изменение K_{ϕ} на единицу длины и меняющейся на несколько порядков (рис. 10).

Таким образом, геохимическое изучение Талнахской интрузии показывает какими чувствительными индикаторами процессов магматизма являются рассеянные металлы, контрастного подчеркивающими к тому же тесную связь процесса рудообразования, накопления промышленных руд с нормальным ходом процесса магматической дифференциации.

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии
редких элементов (ИМГРЭ)

Поступила 21.IV.1977.

Լ. Ն. ՕՎՉԻՆՆԻԿՈՎ

ՄԱԳՄԱՏԻԶՄԻ ԵՎ ՀԱՆՔԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՊՐՈՑԵՍՆԵՐԻ ԿԱՊԻ ԳԵՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ՉԱՓԱՆՈՇՆԵՐԸ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. լ. մ.

Կոնկրետ և տարածական-վիճակագրական տվյալների հիման վրա քննարկվում են հանքառաջացման և մագմատիզմի կապի հարցերը, մագմատիկ դիֆերենցման ազդեցությունը հանքավայրերի առաջացման և տեղաբաշխման պրոցեսում: Առանձնացվում են կոլչեդանային հանքավայրերը ներփակող մագմատիկ ութ ֆորմացիաներ: Հիմնավորվում է հազվագյուտ մետաղային հանքավայրերի կապը մինչբեմբրյան թթու և ալկալային մագմատիկ ապարների հետ: Երկրի բոլոր մայրցամաքների 584 հանքավայրերի տարածական-վիճակագրական տվյալները հաստատում են W, Mo, Sn, Be, Ta և Nb հանքավայրերի կապը ֆաներոգոյի կրային-ալկալային գրանիտոիդային մագմատիզմի հետ: Էվգենոսինկլինալ-եզրային զոնա-միջծովային զանգված սիստեմում արդյունավետ է եզրային զոնան (Mo, W, Sn, Be): Տալնախի գաբրո-դոլերիտային ինտրուզիվի օրինակով քննարկվում են մեկ միասնական ինտրուզիվի տարբեր ածանցյալներում մետաղների բաշխման օրինաչափությունները: Հաստատվում է 17 մետաղներից կազմված կայուն զոնալ շարքի գոյությունը, որտեղ մետաղները տարածության և ժամանակի մեջ ունեն որոշակի բաշխում: Այս շարքն ունի հետևյալ տեսքը՝ Ni—Ag—Cu—Co—Cr—Zn—Sn—Pb—Ga—V—Mo—Sr—Mn—Sc—Zr—Ba—Ti: Տալնախի ինտրուզիվի գեոքիմիական ուսումնասիրությունը ցույց է տալիս, թե մագմատիկ պրոցեսներում ինչպիսի զգայուն ցուցանիշներ են ցրված մետաղները, որոնք ընդգծում են հանքառաջացման կապը մագմատիկ դիֆերենցման բնականոն ընթացքի հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.
2. Овчинников Л. Н. Прогнозная оценка мировых запасов металлов в месторождениях «суши». ДАН СССР, т. 196, № 3, 1971.
3. Овчинников Л. Н. Геологические процессы рудообразования (к основам систематики). В кн.: «Редкометалльные месторождения, их генезис и методы исследования», М., 1972.
4. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д., Жабин А. Г. Актуальные проблемы геологии колчеданных месторождений. В сб.: «Доорогенная металлогения геосинклиналей», Свердловск, 1976.
5. Овчинников Л. Н., Солодов Н. А. Некоторые аспекты редкометальной металлогении докембрия. В кн.: «Проблемы металлогении докембрия», «Наука», Л., 1977.

УДК 550.422

И. Г. МАГАКЬЯН

ГЛОБАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛАВНЫХ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ КОНТИНЕНТОВ

Концентрации главных металлических элементов в Земной коре континентов распределены крайне неравномерно, примером чего служат колоссальные по запасам месторождения железных руд КМА и Кривого Рога, Зап. Австралии, района Итабира в Бразилии, Верхнего Озера в США и Канаде, Центральных штатов Индии и др., олово-вольфрамоворудные районы Северо-Востока и Юго-Востока Азии и Боливии, медно-молибденоворудные районы Кордильер и Анд и Восточного Средиземноморья, золото-ураноносные конгломераты Витватерсранда (в ЮАР) и ряд других.

Условия образования крупных концентраций металлических элементов в Земной коре различны и связаны с эндогенными (магматогенными), экзогенными (осадочными главным образом) и метаморфогенными процессами. Можно отметить, что во многих случаях исходным веществом экзогенных и метаморфогенных концентраций металлов служат продукты разрушения, осадконакопления и последующего метаморфизма эндогенных их концентраций и, наоборот, эндогенные расплавы и рудоносные растворы заимствуют вещество руд из экзогенных или метаморфогенных концентраций металлов. Таким образом, имеет место замкнутый круговорот элементов в природных процессах.

Как для эндогенных, так и для экзогенных процессов минералообразования важное значение имеют вулканические эксгаляции, выносящие из магматических очагов огромные количества соединений *Fe*, *Mn*, *Al*, *Si* и др. элементов, образующих крупные эксгаляционно-осадочные (вулканогенно-осадочные) месторождения.

Масштабы концентрации и набор (ассоциация) металлов на отдельных участках Земной коры связаны с несколькими факторами: типом структуры и магматизма, историей геологического развития (интенсивностью проявления отдельных этапов развития), возрастом структуры и другими.

Глубинность формирования рудоносных магматических комплексов и тесно связанных с ними месторождений той же фации глубинности играет заметную роль в облике металлогении (типы месторождений, характер зональности и др.).

В Северо-Восточной и Юго-Восточной Азии, например, с относительно более глубинными кислыми гранитоидами связаны кварц-касситерит-вольфрамитовые, а дальше от интрузивов—полиметаллические и сурьмяно-ртутные месторождения; с гипабиссальными умереннокислыми гранитоидами этих же областей связаны сульфидно-касситеритовые



Рис. 1. Размещение крупных концентраций главных металлических элементов в земной коре. 1. Щиты и их платформы. 2. Складчатые зоны каледонского возраста. 3. Складчатые зоны герцинского возраста. 4. Складчатые зоны киммерийского возраста. 5. Складчатые зоны альпийского возраста.

(в их числе оловянно-полиметаллические) месторождения, а с близповерхностными экструзиями кварцевых порфиров—небольшие скопления деревянистого касситерита. В Северной Боливии с глубинными гранитоидами связана серия месторождений, располагающихся вокруг интрузивных массивов зонально в последовательности: пегматиты (с *W*, *Sn*, *Mo*), высокотемпературные гидротермальные месторождения *W-Bi-Sn* руд, средне- и низкотемпературные месторождения полиметаллических руд (а также *Au-Ag*, *Sb*, *Hg* руд). В Центральной и частью Южной Боливии наблюдается резкий перегиб складчатой структуры Анд и в связи с ним крупные зоны разломов, которые вывели гранитондую магму к поверхности, где она застыла в виде приповерхностных интрузий и экструзий. Здесь характер минерализации при том же валовом составе металлов существенно иной: явления зональности выражены нечетко, руды имеют сложный состав (*Sn-W-Bi* с примесью *Pb*, *Zn*, *Sb*, *Au*, *Ag*, *As*), металлы не обособлены не только по зонам и месторождениям, но даже по минералам, в связи с чем обычно развиты сульфосоли (станнин, тиллит, цилиндрит, франкеит и др.).

Влияние глубины эрозионного среза на характер минерализации, лежащее в основе батолитовой теории В. Эммонса, в его трактовке отвергается советскими геологами. Нельзя, однако, отрицать, что внутри структурно-металлогенической зоны и определенной серии (комплекса) рудных месторождений, отвечающей определенным этапам развития структуры, в связи с зональным расположением металлов, глубина эрозионного среза приобретает нередко существенное значение.

Можно привести хорошо знакомый автору пример рудных районов Зангезура и Айюцдзора в Армении, в пределах медно-молибденового рудного пояса, где в зависимости от глубины эрозионного среза в Айюцдзоре вскрыты полиметаллические руды с примесью *Си* и *Мо*, а в Зангезуре (при более глубоком срезе) *Си-Мо* руды.

В рудных районах колчеданного оруденения Малого Кавказа (Алавердский, Кафанский и др. районы) характерна вертикальная зональность в распределении следующих типов руд (сверху вниз): барит и гипогенный гипс, полиметаллические руды, медные руды, серноколчеданные руды, которые и обнажаются в зависимости от глубины эрозионного среза.

В Центральном Казахстане верхние горизонты кварцеворудных жил богаты вольфрамитом, средние—молибденитом, глубокие—убогие; в зависимости от эрозионного среза обнажается одна из этих трех зон.

Зональность оруденения при правильном учете влияния глубины эрозии во многих случаях служит направляющим моментом при поисках и разведке. Так, например, районы с вскрытой на поверхности полиметаллической минерализацией в пределах Айюцдзора и Зангезура перспективны на *Си-Мо* оруденение; участки с гипсом и баритом в пределах колчеданного пояса Малого Кавказа на глубину перспективны на полиметаллы, медь, серный колчедан; участки с кварц-вольфрамитом—

вым оруденением в Центральном Казахстане на глубину благонадежны в отношении молибденитовой минерализации. Можно привести еще много примеров подобного рода и подчеркнуть, что во многих случаях практика геологоразведочных работ подтвердила уже эти закономерности смены оруденения на глубину.

Однако, следует иметь в виду, что влияние глубины эрозионного среза действует внутри единого рудного комплекса и мало шансов встретить на глубоких горизонтах рудных полей колчеданного типа, например, медно-молибденовое или тем более оловянно-вольфрамовое оруденение, которые характерны для иных геологических условий.

Литолого-стратиграфические особенности рудовмещающих толщ контролируют морфологический тип месторождений и интенсивность минерализации—все это, разумеется, внутри единого рудного комплекса. Так, медно-молибденовое оруденение Малого Кавказа представлено в гранитоидных массивах прожилково-вкрапленным и частично жильным типами, в контактах с карбонатными породами—скарновым типом, а в дробленных порфиритах экзоконтакта—брекчиевидными *Си-Мо* рудами.

На Северо-Востоке Азии, в области развития песчанико-сланцевых толщ месторождения олова представлены жильным и штокверковым типом, а в Юго-Восточной Азии (в КНР особенно), в районах широкого развития карбонатных пород—скарновыми месторождениями сульфидно-касситеритовых руд. Интересно, что в обоих случаях для рудного процесса очень характерен бор—в форме турмалина в жилах и штокверковых зонах и в форме людвигита, аксинита и датолита—в скарнах.

Вполне закономерна локализация колчеданного (медного и барит-полиметаллического) оруденения Малого Кавказа главным образом в среднеюрской вулканогенной толще, а эпигенетических марганцевых руд в вулканогенно-осадочной верхнемеловой толще. В обоих случаях литолого-стратиграфический контроль оруденения обусловлен генетической связью минерализации с теми магматическими очагами, с которыми связаны как руды, так и вмещающие их толщи.

Морфология рудных тел находится в тесной связи с литологическим составом рудовмещающих пород: штоки массивной и брекчиевидной (последняя текстура реликтовая) колчеданной руды развивались метасоматически в кератофировых брекчиях, штокверки и жилы—в плотных порфиритах и порфирах; гнезда марганцевых руд образовались метасоматически в карбонатных породах, брекчиевидные руды—в раздробленных туфах, жилы—в порфиритах.

Надо отметить, что литолого-стратиграфический фактор играет большую роль не только для эндогенного, но также для экзогенного (осадочного) рудообразования: осадочные оолитовые руды железа приурочены к терригенным прибрежным толщам главным образом юрского (Лотарингия) и третичного (Керчь) возраста, марганцевые руды—к прибрежным кремнистым осадкам третичного возраста (Никополь, Чиатура, Полуночное и другие месторождения), бокситовые ру-

ды—к перерывам в отложении карбонатных толщ (Красная Шапочка и др.).

Решающее значение имеет принадлежность участка Земной коры к одному из трех основных типов структур Земной коры (щитам, складчатым поясам или областям активизации), интенсивность отдельных этапов развития магматизма и минерализации, а также геологический возраст структуры.

Очевидно, что в различные этапы развития структур в связи со сменой типов рудоносных магматических очагов должны также закономерно сменяться и обособляться в пространстве связанные с ними типы месторождений. Можно ожидать, что глубинность формирования магматических и рудных комплексов, глубина эрозионного среза, литолого-стратиграфические особенности рудовмещающих толщ и, наконец, возраст рудоносной структуры также накладывают свой отпечаток на характер минерализации.

Важно подчеркнуть, что определенным типам структур и отдельным этапам их развития отвечают свои типы месторождений и комплексы рудных формаций, возникшие в специфичных геологических условиях и обладающие особенностями состава и определенным экономическим значением. Так, для щитов, сложенных метаморфическими и магматическими породами докембрийского возраста, характерны огромные концентрации метаморфогенных руд железа и марганца, метаморфизованных золото-ураноносных конгломератов и кварцитов, рутилоносных сланцев, а также эндогенных (гидротермальных) месторождений урана, золота и ликвационных медно-никелевых руд с примесью кобальта и платиноидов.

С эффузивами докембрия, часто рассланцованными, тесно связаны крупные колчеданные месторождения, вероятно, вулканогенно-осадочного генезиса (Оутокумпо, Болиден, Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Флин-Флон, Шеррит-Гордон, Норанда, Сулливан и др.)—поставщики значительных количеств меди, цинка и свинца, а также попутно золота и серебра, кадмия, индия и других металлов.

Следует отметить, что исходным материалом метаморфогенных месторождений железа и марганца являются частью продукты разрушения пород континента, частью, вероятно, продукты интенсивно развитого эксгальциционно-осадочного процесса, связанного с древнейшим, протерозойским главным образом, вулканизмом.

Огромные масштабы концентраций золото-ураноносных конгломератов и кварцитов месторождений Витватерсранд, Блайнд-Ривер, Жакобина и др. связаны с размывом подстилающего эти районы архейского фундамента, в котором обильны эндогенные месторождения золотоносных кварцевых жил и ураноносных пегматитов. Наконец, ликвационные концентрации медно-никелевых руд теснейшим образом связаны с внедрением в докембрийские и более молодые, перекрывающие их толщи, массивов базитов-гипербазитов, магма которых богата сульфидами *Fe, Ni, Cu*, (а также *Co* и платиноидов).

Таблица 1

№ № ряда п/п	Перечень рудных формаций ряда	Геологическая позиция развития ряда	Области развития
1	2	3	4
I	Хромитовая, платиновая, титаномagnetитовая (алмазоносная)	Ранний этап развития складчатых зон Уральско-го типа; базиты-гипербазиты	Урал, М. Кавказ, Корякское нагорье
II	Медно-никелевая сульфидная (с <i>Co</i> , <i>Pt</i> -оидами), магнезиоферритовая, карбонатитовая (с <i>Nb</i> , <i>Zr</i> , <i>TR</i>), алмазоносная	Платформы и их активизированные участки; траппы, ультраосновные-щелочные комплексы и кимберлиты	Сибирская и др. платформы (Канад-ская, Ю. Африканская, Бразильская и др.)
III	Апатит-магнетитовая, апатитовая, лопаритовая	Активизированные участки фундамента щитов	Балтийский щит
IV	Редкометалльных пегматитов, грейзеновая (<i>Sn-W-Mo-Be</i>), золоторудная, полиметаллическая, стиб-нит-киноварная	Поздний этап развития складчатых зон Забай-кальского типа; кислые граниты	Северо-Восток и Юго-Восток Азии, Казахская ССР
V	Рудоносных скарнов, медно-молибденовая, золо-то-сульфидная, полиметаллическая, стибнит-кино-варная	Средние этапы развития складчатых зон Ураль-ского и Среднеазиатского типов; умереннокислые гранитоиды	Кордильеры и Анды, Урал, Средняя Азия, М. Кавказ и С. Кавказ
VI	Колчеданная, кремнисто-железорудная, кремнис-то-марганцевая	Ранние этапы развития складчатых зон Ураль-ского типа; спилит-кератофиры и порфириты	Урал, Балканы, Кавказ—Закавказье
VII	Золото-серебряная, киноварь-стибнит-ферберито-вая (шеелитовая), реальгар-аурипигментовая, оловянная риолитовая	Конечные этапы развития складчатых зон раз-личных типов; экструзии фельзитов, риолитов, дацитов	Кавказ—Закавказье, Забайкалье, Кордильеры и Анды

1	2	3	4
VIII	Железистых и глиноземистых латеритов, силикатных руд никеля (часто с асболоном)	Кора выветривания ультраосновных пород, кислых и щелочных пород	Урал, Куба, Гвинея, Бразилия и др.
IX	Осадочная оолитовых руд железа и марганца, осадочная бокситовая	Прибрежные части геосинклинальных бассейнов, иногда озерных бассейнов на платформах	Керчь, Лотарингия (<i>Fe</i>), Никополь, Чиатура (<i>Mn</i>), Красная Шапочка, Тихвинское (<i>Al</i>) и др.
X	Метаморфогенных железных руд, марганцевых руд, золото-ураноносных конгломератов и кварцитов, метаморфических сланцев (с кианитом, силлиманитом, андалузитом, иногда рутилом)	Дскембрийский фундамент щитов Африки, Канады, Бразилии, Австралии, Индии, СССР, КНР и др.	Кривой Рог, КМА, Итабира, В. Озеро (<i>Fe</i>); Морро-да-Минас, Бихар (<i>Mn</i>); Витватерсранд, Блайнд-Ривер, Жакобина (<i>Au, U</i>); СССР, Мексика, (рутил, кианит и др.).

Рудные формации встречаются в природе не изолированно, а образуют естественные ряды (комплексы), возникшие близко одновременно, тесно взаимосвязанные и характерные для определенных типов рудных провинций.

Под рудной формацией обычно понимается группа рудных образований, объединенных общностью минерального состава, генетических особенностей, геологических условий проявления и сходным экономическим значением.

Оказывается, рудные формации, подобно тому, как это наблюдается для химических элементов и минералов, образующих соответственно ассоциации элементов и парагенезисы минералов, также группируются в ряды (комплексы), возникающие в определенной геологической обстановке—на той или иной стадии развития конкретных тектоно-магматических комплексов. Недавно автор сделал попытку выделения десяти таких рядов рудных формаций магматогенного, экзогенного и метаморфогенного типов, предложив следующую их классификацию (табл. 1).

Главный смысл выделения рядов рудных формаций автор видит в установлении таких их естественных сообществ, которые надлежит целеустремленно искать в определенной геологической обстановке, добиваясь выявления недостающих звеньев того или иного ряда.

Для складчатых поясов выделяются два типа минерализации:

а) Характерный для внутренних зон поясов, представляющих осевые части бывших геосинклиналей с океаническим типом подстилающей коры и господством основных-ультраосновных интрузивов в ранние этапы и умереннокислых гранитоидов в средние этапы развития этих структур.

В ранние этапы в связи с основным-ультраосновным магматизмом возникают крупные концентрации собственномагматических руд хромита, титаномагнетита, минералов группы платины, а также гидротермальных и эксгальационно-осадочных руд меди колчеданного типа; в средние этапы в связи с умереннокислыми гранитоидами образуются крупные месторождения скарновых руд железа и гидротермальные средне- и частью низкотемпературные месторождения медно-молибденовых, золото-сульфидных, полиметаллических, серебряных и ртутных руд.

Обычно области развития ранних и средних этапов совпадают, образуя такие характерные рудные пояса как Уральский, Кавказ-Закавказский, Балканский, Кордильер и Анд, Японии и др.

б) Характерный для внешних зон поясов, примыкающих к щитам и подстилаемых корой континентального типа с господством кислых гранитоидов позднего этапа развития. Здесь, в связи с кислыми гранитоидами развиты концентрации олово-вольфрамовых руд, молибдена (в ассоциации с вольфрамом, но без меди), золота, сурьмы, урана, свинца и цинка.

Обычно области развития позднего этапа разобщены от областей развития раннего и среднего этапов и обособляются пространственно в такие характерные рудные пояса, как Северо-Восток и Юго-Восток Азии, Центральный Казахстан, Боливия и др.

Исходя из локального развития металлогении позднего этапа, можно полагать, что проявление ее имеет место в особых тектонических условиях, в периоды максимальных напряжений в зонах прогибания и переплавления сиалической оболочки земной коры, сопровождающихся возникновением кислых гранитоидов и специфической минерализацией.

Для областей активизации щитов (вдоль рифтовых зон, линеаментов), срединных массивов и областей с завершенной складчатостью характерен щелочной и щелочной-ультраосновной, менее развит гранитоидный тип магматизма. Здесь интенсивно проявлены карбонатитовые месторождения (с огромными концентрациями *Nb*, *Ta*, *Zr*, *TR* и др.), а также значительные концентрации полиметаллических руд, золота, урана, ртутно-сурьмяных руд, флюорита.

В пределах щитов и их платформенных чехлов, рассеченных связанными с активизацией разломами, заполненными внедрениями ультраосновных-щелочных пород—кимберлитов располагаются крупные концентрации алмаза (Африканский, Бразильский, Индостанский, Сибирский и др. алмазоносные регионы); здесь же вдоль рифтовых зон и линеаментов с внедрением разновозрастных интрузий щелочных-ультраосновных массивов образуются карбонатиты (с концентрациями *Nb*, *Ta*, *Zr*, *TR* и др.).

Что касается активизированных срединных массивов и складчатых областей, для них характерны значительные концентрации олово-вольфрамовых, полиметаллических, сурьмяно-ртутных руд, а также золота, урана, флюорита. Примерами таких областей являются Месетта, Центрально-Французский, Арморикийский, Богемский, Родопский и др. массивы.

Однотипные разновозрастные провинции характеризуются очень сходной минерализацией, а однотипные одновозрастные—почти аналогичной минерализацией, независимо от разделяющего их расстояния. Так, альпийская металлогения Камчатки и Корякского хребта с одной стороны и Малого Кавказа с другой имеют большое сходство. В то же время между одновозрастными, но разного типа провинциями, даже соседними (например, Чукотка и Камчатка, Боливия и Чили), имеются существенные различия в характере минерализации.

Структуры различного геологического возраста имеют свою специфику в отношении масштабов и интенсивности минерализации. Так, докембрийские структуры особенно богаты железом, золотом, ураном, никелем, платиноидами, титаном; палеозойские структуры очень богаты в одном случае хромом, платиноидами, медью, в другом—оловом, вольфрамом, ураном (в зависимости от типа минерализации); киммерийские структуры особенно богаты оловом, вольфрамом, сурьмой, золотом, а альпийские выделяются исключительным богатством их медью

и молибденом, серебром, ртутью, марганцем (последний в осадочном типе).

Территории с концентрацией определенных металлов группируются в рудные узлы или вытягиваются в виде рудных поясов вдоль региональных разломов и складчатых структур, не только подчеркивая специфику металлогении, но одновременно давая представление о мировой экономике минерального сырья.

Распределение крупнейших концентраций отдельных металлов в разного типа разновозрастных структурах Земной коры приведено на рис. 1.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22.IV.1977.

Հ. Գ. ՄԱՂԱՔՅԱՆ

ԳԼԽԱՎՈՐ ՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՏԱՐՐԵՐԻ ԳԼՈԲԱԼ ՏԵՂԱԲԱՇԽՈՒՄԸ ՄԱՅՐՑԱՄԱՔՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Գլխավոր մետաղների կուտակումները երկրակեղևում տեղաբաշխված են չափազանց անհավասարաչափ: Կուտակման մասշտաբները և առանձին մետաղների զուգակցությունները երկրակեղևի տարրեր տեղամասերում կապված են մի շարք գործոնների՝ ստրուկտուրային ու մագմատիկ տիպի, երկրաբանական զարգացման պատմության, ստրուկտուրայի հասակի հետ:

Մետաղային տարրերի գլոբալ տեղաբաշխման համար վճռական նշանակություն ունի երկրակեղևի տեղամասի պատկանելիությունը երեք հիմնական ստրուկտուրաներից որևէ մեկին՝ վահանի, ծալքավոր գոտու կամ ակտիվացած մարզի:

УДК 553.43 (479.25)

Э. А. ХАЧАТУРЯН, Л. С. АСЛАНЯН, С. А. ЗОГРАБЯН,
А. Е. ИСАХАНИЯН, Р. А. САРКИСЯН

МЕДНОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР И ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ ИХ РЕСУРСОВ

Главнейшие месторождения медноколчеданных руд Армянской ССР размещены в Алавердском и Кафанском рудных районах, которые составляют основные части единой Алаверди-Кафанской мегантиклинальной зоны и в геолого-структурном и металлогеническом отношении являются интересными и сложнопостроенными регионами Малого Кавказа.

В этих рудных районах вместе с развитием горнодобывающей промышленности проводятся значительные по объему геолого-поисковые и разведочные работы, направленные на дальнейшее расширение сырьевых ресурсов.

Систематическое и комплексное изучение геологического строения и рудоносности районов и отдельных рудных полей, проводимое в течение последних лет большим коллективом геологов, значительно расширило наши представления о закономерностях формирования и размещения месторождений колчеданных руд.

Алавердский и Кафанский рудные районы по праву считаются геологически хорошо изученными, тем не менее, следует признать, что некоторые вопросы геологического строения, генезиса и возраста оруденения все еще нуждаются в детализации и уточнении, являются предметом оживленных дискуссий и находятся в центре внимания многих исследователей. Выяснение этих вопросов несомненно имеет практическое значение в смысле прогнозирования и выявления промышленных концентраций оруденения колчеданного типа.

В Алаверди-Кафанской мегантиклинальной зоне геосинклинальный режим особенно отчетливо проявился в средне-верхнеюрский период и несколько ограничено в верхнем мелу-эоцене, когда происходило максимальное прогибание региона и накопление мощных осадочно-вулканогенных отложений.

Северная часть Армянской ССР состоит из сложно построенных частей Алаверди-Кафанской и Присеванской тектонических зон, отличающихся особенностями геологического развития. Эти отличия нашли свое отражение в особенностях проявления магматизма, структуры и металлогении региона. Различные части территории свое геологическое развитие закончили в разное время, и в их геологическом строении важную роль играют глубинные разломы. Эти глубинные структуры предопределили границы двух рудных районов—Алавердского и Базумского.

Алавердский рудный район охватывает северо-западный отрезок Алаверди-Кафанской мегантиклинальной зоны и характеризуется дуго-

образными брахиантиклинальными формами складчатых структур антикавказского направления. В рудном районе известны Алавердское, Шамлугское, Карнутское медноколчеданные, Техутское медно-молибденовое, Ахтальское барито-полиметаллическое месторождения и целый ряд рудопроявлений.

Базумский рудный район расположен в пределах Присеванской мегасинклинальной зоны, характеризуется проявлением полиметаллических и медноколчеданных руд. Рудный район отличается от Алавердского линейно вытянутыми формами складчатых структур северо-западного простирания, в пределах которых оруденение контролируется разрывными структурами, проходящими по контурам этих складок.

В рудном районе известны Алвардовое, Апвинское, Спасакарское, Анкадзорское, Антониевское медные, Арманиское, Марцигетское и Привольненское полиметаллические месторождения и целый ряд других рудопроявлений. Степень изученности отдельных месторождений и рудопроявлений весьма различная. В настоящее время более или менее детально изученными следует считать Шамлугское, Алавердское, Анкадзорское, Ахтальское, Техутское, Арманиское месторождения.

Кафанский рудный район занимает юго-восточную часть территории республики и характеризуется широким развитием вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований юрского и мелового возрастов. Основной структурной единицей района является Кафанская антиклиналь, осложненная второстепенными складками и разрывными нарушениями разных порядков, которые обуславливают блоковое строение центральной части рудного района.

В пределах рудного района размещены Кафанское медное, Шаумянское полиметаллическое месторождения и целая группа рудопроявлений (Норашеник, Арачадзор, Дзорастан и др.).

Комплексные геологические исследования, выполненные в Кафанском рудном районе за последние годы, охватили целый ряд актуальных проблем по выяснению основных черт геологического строения и структуры рудных полей, изучению условий развития гидротермальных метасоматитов и оруденения, вещественного состава и геохимических особенностей руд, взаимоотношений рудной минерализации и даек, первичной зональности оруденения, некоторых аспектов условий формирования медноколчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения и др. При этих исследованиях были уточнены геолого-структурные карты рудного района и собственно Кафанского рудного поля, были составлены крупномасштабные геолого-структурная карта и погоризонтные планы Шаумянского месторождения, которые переданы производственным организациям для использования.

В результате анализа фактического материала получены новые данные, которые позволяют отметить, что положительные (брахиантиклинальные) структуры рудного района в сущности являлись первично-

вулканическими сооружениями и имели общую тенденцию к воздыманию в верхнебайосское время.

Системы параллельных субширотных рудовмещающих трещин возникли после формирования среднеюрской вулканогенной толщи и представляют собой самостоятельные, не зависящие от направления крупных, ограничивающих блоки, разрывных нарушений, автономно развивающиеся структуры.

Широко известные в Кафанском рудном поле андезито-дацитовые кварцевые порфириты (барабатумские) представлены субвулканическими образованиями, секущими вмещающие их андезитовые, андезито-дацитовые порфириты и вулканогенно-осадочные образования басс. рр. Каварт и Чинар. Перечисленные разновидности пород по близости химического и петрографического состава и возрастным соотношениям относятся к породам эффузивно-пирокластической фации субвулканических барабатумских андезито-дацитовых кварцевых порфиритов, внедрение которых происходило в завершающий этап верхнебайосского вулканического цикла.

Формирование кварцевых андезито-дацитов было многократным процессом; в наиболее позднюю стадию их формирования произошло внедрение инъекционных вулканических брекчий и конгломератовидных инъекционных даек, возникших в результате прорыва насыщенного газами остаточного расплава.

Установлена рудоконтролирующая роль широко развитых в рудном поле диабазовых даек северо-восточного и северо-западного направлений, в связи с чем таковые, наряду с другими геологическими факторами, выдвигаются в качестве поискового критерия для обнаружения скрытых рудных тел.

Установлена отчетливая вертикальная зональность в распределении гидротермальных метасоматитов, выраженная в развитии региональной среднетемпературной пропилитизации в породах нижнего байоса, продуктов кислотного выщелачивания (монокварциты, алунитовые, диккитовые, диаспоровые, серицитовые кварциты и др.) в рудовмещающей толще верхнего байоса и низкотемпературных региональных пропилитов в породах верхней юры—нижнего мела.

Выявлено зональное распределение парагенезисов рудной минерализации и гидротермальных метасоматитов по отношению к контролирующим (Восточно-Саядкарскому, Кавартджурскому, Центральному) разломам. Установлена возможность использования ангидрит и ангидрит-сульфидной минерализации в качестве дополнительного поискового признака для выявления скрытого оруденения.

На Алавердском месторождении Управлением геологии СМ Арм. ССР ведется детальная разведка месторождения с целью подсчета запасов и представления в ГКЗ в текущем году. Разведка ведется на нижних горизонтах месторождения, где оруденение морфологически представлено жилами, жильными зонами и зонами прожилково-вкрапленных руд.

Здесь о контурены 32 рудных тела, по которым прогнозные запасы могут составить десятки тысяч тонн металла.

Следует отметить, что условия кондиций очень жесткие и приводят к безвозвратной потере в недрах значительного количества металла. При снижении минимального промышленного содержания меди в руде запасы металла в контурах разведываемых рудных тел можно увеличить.

Дополнительным источником для увеличения запасов Алавердского месторождения могут служить: зоны прожилково-вкрапленного оруденения, залегающие под рудными штоками; эксплуатационные потери (26% всей добычи); некондиционные руды, оставленные на перифериях отработанных штоков (10% добытой руды) и недоизученные 10 рудных тел.

Таким образом, в недрах Алавердского месторождения, без учета бедных руд межштокового пространства (содержащих 0,6% меди), старых отвалов (содержащих 0,8% меди), шлаков (содержащих 1,13% меди), рудничных вод, насыщенных медью, и возможного вскрытия новых рудных тел, имеются значительные потенциальные возможности для наращивания запасов руд.

На Шамлугском месторождении меди Центральный участок изучен детально. Морфологически оруденение представлено штокообразными телами, линзами и рудными зонами. Общее число их составляет около 100. Штокообразные тела и линзы приурочены к верхним горизонтам и ныне, в основном, отработаны; жилы и рудные зоны пространственно размещены в средних и нижних горизонтах рудоносных свит и кверху обычно переходят в линзы и штокообразные тела.

В настоящее время Производственным геологоразведочным трестом УЦМ СМ Арм. ССР ведется эксплуатационная разведка месторождения. Наряду с этим изучаются фланги и глубокие горизонты месторождения, по которым ожидается увеличение запасов меди.

В Анкадзорском рудном поле большинство рудопроявлений было известно с давних времен.

В геологическом строении месторождения принимают участие эпидотизированные плагиоклазовые порфириты, их туфы и туфобрекчии (рудовмещающая толща), перекрывающие их кварцевые порфириты палеоцена-нижнего эоцена, прорванные гранитоидным интрузивом. На месторождении эти породы перекрываются липарито-дацитами миоцена. Главными структурными элементами являются Анкадзорский разлом северо-западного простирания, а также оперяющие зоны дробления и тектонических нарушений, осложняющие структуру месторождения.

Оруденение представлено прожилками и вкрапленностью халькопирита и пирита в окварцованных зонах северо-западного простирания с падениями на юго-запад. На месторождении установлено 10 рудных зон, прослеженных по простиранию и падению на сотни метров.

Наличие мощной зоны гидротермально измененных вулканогенно-

осадочных пород, приуроченных к опрокинутой антиклинальной складке в висячем боку Анкадзорского разлома, пересечение этих пород гранитоидным интрузивным телом, а также наличие рудопроявлений (Антониевское, Сисимаданское, Назои-юртское, Тлоти-джурское, Цакериматское, Чамлугское, Баяндурское и др.) служили основанием для организации широких поисковых работ в рудном поле с целью оценки перспектив известных рудопроявлений и вскрытия новых.

На Антониевском участке выявлено 9 рудных зон с медным оруденением с незначительной примесью молибдена. Прогнозные запасы меди по участку определяются порядка 50 тыс. т с содержанием металла в руде 1,5%.

В целом рудное поле изучено слабо, особенно участки Тлоти-джур, Назои-юрт и вновь выявленный участок, расположенный южнее последнего.

Управлением геологии в настоящее время осуществляется геологическая съемочные, поисковые и разведочные работы в пределах Алавердского и Базумского рудных районов с целью разведки и передачи на промышленное освоение известных и выявления новых месторождений. В частности, ведутся детальная разведка Алавердского месторождения меди, предварительная разведка Арманинского месторождения, поисково-оценочные работы на Техутском и Антониевском месторождениях, поисковые работы на Анкадзорском, Степанаванском и Техутском рудных полях, а также работы по проверке геохимических аномалий, выявленных в Алавердском рудном районе. Эти работы выполняются в тесном сотрудничестве с научно-исследовательскими институтами.

Промышленное жильное и штокверковое оруденение Кафанского месторождения размещено в верхнебайосских андезитовых и андезиодацитовых порфиритах, развитых в пределах условно выделенных: западном, центральном и восточном блоках рудного поля. Наибольшая концентрация рудных тел отмечается вдоль Мец-Магаринского разлома, в западном и центральном блоках.

В рудном поле с целью наращивания запасов ведутся значительные по объему геологоразведочные работы, однако, несмотря на это, количество ежегодной добычи не компенсируется приростом новых запасов.

Некоторым подспорьем для Кафанского комбината могут служить комплексные руды Шаумянского полиметаллического месторождения (юго-восточный фланг Кафанского рудного поля), которые характеризуются высокой ценностью извлекаемых металлов. Среднее содержание металлов в переводе на условную медь составляет 8,1%, что в 4 раза превышает среднее содержание меди (1,95%) в рудах собственно Кафанского месторождения.

Несмотря на высокую степень изученности медноколчеданных месторождений Алавердского и Кафанского рудных районов, все же целый ряд вопросов еще нуждается в дальнейшей детализации; к ним относятся: изучение физико-механических свойств горных пород и выясне-

ние их роли в локализации оруденения; оконтуривание эндогенных ореолов медноколчеданных месторождений и изучение их вещественного состава; проведение комплексных исследований, направленных на выявление источников рудного вещества; изучение гидротермальных метасоматитов и условий их формирования и др.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть важность составления для отдельных рудных районов специализированных карт, которые в значительной степени помогут организации поисково-разведочных работ.

Разбирая вопрос перспектив расширения сырьевых ресурсов медных месторождений республики, следует отметить, что вероятность выявления новых месторождений методом обычных геолого-поисковых маршрутов ежегодно уменьшается, в связи с чем дальнейшие работы необходимо направить на выявление скрытого оруденения. С этой целью начаты планомерные работы по составлению крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт для северной части Армянской ССР и Кафанского рудного района. Эти работы сопровождаются комплексом геофизических и геохимических методов исследований, которые впредь должны быть усилены.

Для наращивания запасов минеральных ресурсов цветной металлургии в северной части республики, рекомендуются: разведка флангов и глубоких горизонтов Алавердского и Шамлугского месторождений; широкие поисковые работы на Анкадзорском, Техутском, Карнутском, Алвард-Агвинском, Марцигетском рудных полях с известными рудопроявлениями в сопровождении с геохимическими, геофизическими работами и проходкой горных выработок и буровых скважин.

В Кафанском райсне до сего времени оставались неосвещенными перспективы значительной площади в центральной части рудного поля (между Кафанским и Шаумянским месторождениями). Проводимые буровые работы на отдельных участках этой площади под верхнеюрскими вулканогенными отложениями выявили медные руды, которые представляют промышленный интерес. Кроме того, для разведки северного фланга Кафанского рудного поля, на участке Каварт осуществляется проходка штольни в сочетании с бурением из нее подземных скважин. Разведку южной части рудного поля намечено проводить штольнями (№ 3, 4) и выработками из шахты «Северная», которая на Шаумяне находится в стадии проходки.

Параллельно с поисково-разведочными работами, проводимыми производственными организациями, Институт геологических наук АН Арм. ССР в Кафанском рудном районе за последние годы выполняет систематические комплексные исследования, направленные на прогнозирование оруденения и выдвижение перспективных площадей под геолого-поисковые работы. В процессе проводимых исследований обращено внимание на некоторые факты, которые могут послужить дополнительными геологическими предпосылками для обнаружения скрытого оруденения.

На данном этапе изученности Кафанского рудного района анализ

накопленного материала позволяет наметить некоторые практические рекомендации по направлению дальнейших работ.

На центральном участке Кафанского месторождения установлено, что в целом ряде случаев рудные тела обнаруживают тесную пространственную связь с диабазовыми дайками северо-восточного простирания. Учитывая поисковое значение этого положения, рекомендовано произвести горно-буровые работы на ряде участков: в блоке, заключенном между Башкендским и Мец-Магаринским разломами (Комсомольский рудник, горизонт 924 м); между стволом штольни и Восточным полевым штреком (шт. Саралых-2, горизонт 1009 м); на участке между диабазовой дайкой и Мец-Магаринским разломом (рудник № 1—2, горизонт 845 м).

Недостаточно изучен северо-восточный фланг рудников № 5—6 и Капитальный ниже горизонта 924 м вдоль Кавартджурского разлома, почти не изучен клинообразный блок, заключенный между Восточно-Саядкарским, Башкендским и Мец-Магаринским разломами ниже горизонта 950 м, т. е. ниже предполагаемого уровня подошвы верхнеюрских пород. Эти участки заслуживают детального изучения путем производства горно-буровых работ.

В районе Шаумянского месторождения заслуживает более детального изучения висячий бок Барабатум-Халаджского нарушения, на уровне ниже основания верхнеюрской толщи. В барабатумских кварцевых андезито-дацитах, развитых к северо-западу от Шаумянского месторождения, предполагается обнаружение жил медно-полиметаллического состава.

Перспективные в отношении вскрытия промышленного оруденения участки имеются также на отдаленных флангах Кафанского рудного поля. На север-северо-западном продолжении Кафанского месторождения фиксируется блок, ограниченный Хотананским и Мец-Магаринским разломами и вместе с верхнеюрскими образованиями опущенный на значительную амплитуду. В его пределах находятся старые штольни № 3, 7 (Норашеник) и 8, 11 (Арачадзор), которые в среднеюрских породах вскрыли рудные жилы. На Арачадзорском участке необходимо запланировать проходку горных выработок и горизонтальных скважин вдоль Восточно-Саядкарского и Хотананского разломов, которые могут вскрыть рудные жилы.

Для окончательной оценки перспектив северной части Дзорастанского участка, где мощность верхнеюрских образований не должна превышать 150—200 м, рекомендуется бурение скважин с учетом обнаруженной в 6 км к северу от с. Дзорастан на глубине 350 м рудной минерализации.

Как уже было отмечено, Кафанская брахиантиклиналь осложнена второстепенными пликативными структурами, представляющими собой вулкано-купольные сооружения, скрытые под мощным чехлом верхнеюрских образований.

Одним из перспективных участков рудного района для обнаружения потенциально рудоносной структуры является район с. Севкар. Для установления глубины залегания среднеюрских отложений и выяснения структуры этого района в целом, рекомендуется проведение детальных геофизических исследований (сейсмика и др. методы) в совокупности с структурно-формационным анализом.

Для получения более полной информации о глубинном строении и выяснения перспектив рудоносности нижних этажей Кафанского рудного поля, рекомендуется бурение глубоких скважин (2000—2500 м) с учетом результатов геофизических исследований. Одну из скважин целесообразно пробурить на западной окраине гор. Кафана, на левом берегу р. Вохчи.

В сложных геологических условиях Кафанского рудного района, структура которого характеризуется двухърусным строением и осложнением разрывными нарушениями и складчатостью второго и третьего порядков, не исключена возможность обнаружения промышленных концентраций руд на глубоких горизонтах. В этих условиях эффективность проводимых геологоразведочных работ может быть повышена в результате составления крупномасштабной прогнозно-металлогенической карты, что послужит научной базой для перспективного планирования дальнейших геологических работ. Для составления такой карты, необходимо провести большой комплекс работ с использованием современных методов исследований и составлением специальных: структурно-формационной, литолого-фациальной, тектонической, палеовулканической и других карт.

Институт геологических наук совместно с Управлением геологии уже приступил к выполнению этих комплексных исследований.

Немаловажная роль в увеличении разведанных запасов цветных металлов принадлежит разработке и внедрению методов эффективной отработки убогих руд.

Следует заметить, что во многих зарубежных странах известны месторождения с убогими содержаниями меди и молибдена, которые эксплуатируются рентабельно: Моренси (США), Айленд-Коппер (Канада), Медет (НРБ) и др.

На базе месторождения Бор (Югославия) строится горнорудное предприятие, которое в конце 80-х годов ежегодно будет отрабатывать 20 млн. т руды, из которой будет получено 60 тыс. т меди, т. е. содержание меди в руде составляет 0,3%, а с учетом разубоживания может быть не более 0,35%.

По проведенным работам прогнозные запасы медных руд Алавердского (Алаверди, Шамлуг, Анкадзор, Антониевское) и Кафанского (Кафан, Шаумян, Шлоркут) рудных районов могут представить значительный промышленный интерес. Перевод даже части прогнозных запасов руды в промышленные категории несомненно обеспечит горно-

рудные предприятия цветной металлургии республики дополнительными сырьевыми ресурсами.

Институт геологических наук

Армянской ССР

Поступила 6.V.1977.

Управление геологии СМ Арм. ССР

Производственный геологоразведочный

трест УЦМ СМ Арм. ССР

Է. Ա. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ, Լ. Ս. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, Ս. Ա. ԶՈՀՐԱԲՅԱՆ, Ա. Ե. ԻՍԱԽԱՆՅԱՆ,
Թ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՊՂՆՁԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՌԵՍՈՒՐՍՆԵՐԻ ԸՆԴԱՅՆՄԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական հանրապետության պղնձահանքային գլխավոր շրջաններում վերջին տարիներին կատարված երկրաբանական-հետախուզական և գիտահետազոտական աշխատանքների արդյունքները վկայում են այն մասին, որ Ալավերդու և Ղափանի խմբի պղնձի հանքավայրերն ունեն հումքային ռեսուրսների ընդլայնման պոտենցիալ հնարավորություններ:

Հոդվածում մանրամասն դիտվում են առանձին հանքային շրջանների և հանքավայրերի հետազոտումնասիրման հարցերը, ելնելով երկրաբանական կառուցվածքի, մագմատիզմի և հանքաբերության մասին ստացած նոր տվյալներից: Փաստացի նյութի վերլուծության հիման վրա գործնական առաջարկություններ են արվում երկրաբանական որոնողական և հետախուզական աշխատանքների ուղղության մասին: Այդ առաջարկությունների իրագործումը դրական դեր կխաղա հանրապետության պղնձահանքային հումքային բազան ամրապնդելու գործում:

УДК 553.31 (479.95)

Г. Б. МЕЖЛУМЯН

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Армянское нагорье с древних времен было одним из первых очагов и крупных центров горнорудного дела и возникновения древней металлургии, где наряду с медью, золотом, серебром, цинком, свинцом и другими металлами широко добывались и разрабатывались железные руды. Об этом свидетельствуют археологические исследования, материалы древнеписьменных источников и широкое развитие сохранившихся плавильных ям, старых выработок и шлаков плавки железных руд в районе многочисленных месторождений и проявлений железа Армянской ССР.

За последние 10—15 лет, благодаря кропотливым и целеустремленным геолого-геофизическим и технологическим работам коллектива геологов и технологов, железные руды в республике приобрели промышленное значение.

Геолого-геофизическими съемочными и поисково-разведочными работами на территории нашей республики выявлены и частично разведаны значительные запасы железных руд различных генетических типов и формаций. Предварительные подсчеты показывают, что суммарные геологические и прогнозные (в том числе и разведанные) запасы железных руд на территории республики составляют более 3 миллиардов тонн. По перспективным запасам железных руд Армянская ССР занимает четвертое место в Советском Союзе после Российской Федерации, Украинской и Казахской республик и первое место среди республик Закавказья.

Касаясь вопросов создания железорудной базы в Армянской ССР, нельзя не отметить то обстоятельство, что в деле прогнозной оценки промышленных перспектив железных руд республики, обоснования дальнейших поисково-разведочных работ и научных исследований значительную роль сыграли работы И. Г. Магакьяна [3, 4], А. Т. Асланяна [1], Э. А. Хачатуряна [8], Э. Х. Гуляна [2], Г. Б. Межлумяна [5, 6] и других исследователей.

В связи с мощным подъемом черной металлургии в 10-ой пятилетке, непрерывно возрастающей потребностью промышленности республик Закавказья в различных марках чугунов и наличием крупных запасов железных руд на территории Армянской ССР, вопрос о состоянии изученности железорудной базы, а также комплексного использования ее промышленных запасов в настоящее время становится исключительно важной задачей геологических, проектных и других организаций нашей республики.

В настоящее время на территории республики выявлено около ста железорудных месторождений и проявлений, которые по степени изученности можно объединить в три группы:

а) Достаточно хорошо изученные месторождения, прошедшие стадию детальной разведки, промышленные запасы которых утверждены в ГКЗ и подготовлены к промышленному освоению. К таким месторождениям относятся Разданское и Абовянское.

б) Недостаточно изученные месторождения, прошедшие стадию предварительных поисково-разведочных работ; выяснены их промышленные перспективы, оценены геологические и прогнозные запасы. К ним относятся Сваранцкое, Камакарское, Базумское, Агарцинское, Ахавнадзорское, Кохбское (Цакери-дошское) и другие месторождения.

в) Слабо изученные месторождения и проявления, на которых проведены лишь поисковые и поисково-съёмочные работы небольшого объёма. Но по предварительным данным проведенных геолого-геофизических поисково-съёмочных работ прогнозные запасы железных руд на некоторых из них исчисляются несколькими десятками миллионов тонн (Бовери-Гашское, Чайкендское, Айриджурское, Меградзорское и другие).

Все месторождения и проявления железа, известные на территории Армянской ССР и изученные нами, по формационному принципу классификации руд группируются в восемь железорудных формаций:

- 1) формация собственно-магматических титаномagnetитовых руд;
- 2) формация контактово-метасоматических (скарновых) magnetитовых и апатит-magnetитовых руд;
- 3) формация контактово-метасоматических (но не скарновых) среднетемпературных гидротермальных magnetит-гематитовых и мушкетовитовых руд;
- 4) формация гидротермально-метасоматических апатит-magnetитовых руд;
- 5) формация высоко- и среднетемпературных собственно гидротермальных magnetитовых и гематитовых руд;
- 6) формация метасоматических железистых (magnetитовых) кварцитов;
- 7) формация осадочных титаномagnetитовых песчаников;
- 8) формация эксгальционно-осадочных железо-марганцевых руд.

Учитывая ограниченность объёма статьи, ниже коротко остановимся лишь на состоянии изученности, основных генетических особенностях, промышленной и прогнозной оценке главных железорудных формаций—собственно-магматической, скарновой и гидротермально-метасоматической, а также на направлении дальнейших поисково-разведочных работ.

1. Контактво-метасоматическая (скарновая) формация железных руд. Среди железорудных месторождений и проявлений различных генетических типов и формаций Армянской ССР

железные руды скарновой формации отличаются большим разнообразием минеральных типов и практическим значением.

По парагенетическим ассоциациям рудослагающих ведущих рудных и нерудных минералов различаются гранат-магнетитовые, эпидот-магнетитовые, гранат-эпидот-магнетитовые, апатит-гранат-магнетитовые, пироксен-гранат-магнетитовые, халькопирит-пирит-магнетитовые и мартит-магнетитовые минеральные типы железорудных скарнов.

Перечисленные минеральные ассоциации относятся к магнетитовым (частично апатит-магнетитовым), халькопирит-пирит-магнетитовым, халькопирит-пирит-гематитовым и мартит-магнетитовым промышленным типам скарновых железных руд.

На территории республики известно более двадцати скарновых железорудных месторождений и проявлений, среди которых определенный практический интерес представляют Разданское и Базумское месторождения. Скарновые железные руды пространственно приурочены к контактам и приконтактовым частям умереннокислых гранитоидов верхнего эоцена и генетически связаны с ними. В отношении оруденения железа интересными являются контактовые зоны верхнеэоценовых гранитоидных гипабиссальных интрузивов Памбакского, Базумского и Кохбского¹ рудных районов.

Закономерности образования и размещения скарновых железорудных месторождений и проявлений обусловлены, главным образом, структурно-тектоническим фактором районов месторождения, металлогенической специализацией магматических комплексов, петрохимическими особенностями рудоносных интрузивов и вмещающих толщ, а также эволюцией послемагматических процессов.

Разданское месторождение является характерным и типичным представителем скарновой формации железных (магнетитовых) руд.

Железные руды месторождения представлены гранат-эпидот-магнетитовыми скарнами, которые в виде пологопадающей зоны ($25-30^\circ$) прослеживаются на расстоянии 1400 м вдоль экзоконтакта Разданской гранодиоритовой верхнеэоценовой интрузии с контактами сенонских известняков, мергелистых известняков и песчаников. Мощность скарново-железорудной зоны в среднем составляет 60 м, которая на глубину прослеживается более 450 м. Содержание железа в рудах варьирует в пределах от 15 до 60%. Содержание вредных примесей в рудах незначительное.

С 1958 по 1963 гг. месторождение разведывалось Разданской ГРП Управления геологии Совета Министров Армянской ССР. В результате разведочных работ были оценены его промышленные перспективы. Запасы железных руд месторождения утверждены в ГКЗ. По состоянию на 1.1.1964 г. балансовые запасы железных руд по категориям В + С₁ составляли 50 млн. т. при содержании Fe 31,76%, а забалансовые

¹ По данным преобладающего большинства исследователей, возраст Кохбского интрузива датируется как верхнемеловой.

по той же категории—23 млн. т. при содержании Fe 17,73%. Однако, следует отметить, что перспективы района Разданского месторождения оценены недостаточно и не ограничиваются подсчитанными запасами, они могут значительно увеличиваться за счет изучения глубоких горизонтов и флангов месторождения. В этом отношении заслуживает внимания район с. Верхняя Ахта, в 5—6 км к юг-юго-востоку от Разданского месторождения. На этом участке из-под базальтовых покровов обнажаются породы метаморфического комплекса, сенонских известняков и песчаников, которые содержат признаки скарнового магнетитового оруденения аналогично Разданскому.

На базе железных руд Разданского месторождения в Ереване построен опытно-производственный металлургический завод по производству чистого железа путем прямого восстановления железа, минуя доменный процесс.

Базумское месторождение расположено в 3 км к югу и юго-западу от ж/д станции Памбак. Предварительные результаты поисковых работ, проведенных на Базумском месторождении в 1971—1973 гг., показали, что оно перспективное и заслуживает проведения дальнейших поисково-разведочных работ. В настоящее время месторождение находится в стадии предварительных поисково-разведочных работ.

Месторождение приурочено к контактовой полосе Каджерийской гранитоидной интрузии верхнего эоцена с вмещающей толщей известняков верхнего мела (сенона) и вулканогенной толщи среднего и верхнего эоцена. Контактное воздействие интрузии на вмещающие породы выражено в образовании роговиков, мрамора, скарнов и других метасоматитов, которые образуют мощную скарнированную полосу шириной 1,5—2 км, протяженностью 4—5 км в северо-западном направлении, вдоль контакта упомянутого интрузива. Оруденение представлено железорудными скарнами, главным образом, гранат-пирит-магнетитового и гранат-пироксен-магнетитового составов со скаполитом, мартитом, халькопиритом, в отдельных местах зоны—апатитом.

По геологическим условиям образования Базумское месторождение имеет переходный характер от контактово-метасоматического (скарнового) к гидротермально-метасоматическому.

Железные руды Базумского месторождения относятся к сульфидно-окисным (пирит-магнетитовым), в подчиненном значении—окисленным (мартит-магнетитовым) промышленным типам.

По предварительным данным поисково-разведочных работ, запасы железных руд Базумского месторождения оцениваются в 150 млн. т.

2. Формация собственно магматических титаномагнетитовых руд характерна для ультраосновного-основного комплекса верхнеэоцен-олигоценовых гранитоидных интрузивов Зангезурского и Баргушатского рудных районов, входящих в Памбак-Зангезурскую структурно-металлогеническую зону [3].

Типичными представителями титаномagnetитовой формации являются Сваранцкое и Камакарское месторождения, соответственно рас-

положенные в пределах Арамаздского интрузива (центральная часть Баргушатского хребта) и Мегринского плутона (в районе горы Каладаш).

Общей специфической особенностью Арамаздского интрузива и Мегринского плутона, с которыми пространственно и генетически тесно связано титаномagnetитовое оруденение Сваранцкого и Камакарского месторождений, являются полифазность их формирования, преобладающая роль процесса магматической дифференциации и общепринятый порядок последовательности образования пород от ультраосновных-основных к кислым. В петрографическом составе этих интрузивов принимает участие почти вся гамма интрузивных пород (граниты, гранодиориты, монцитониты, сиениты, диориты, габброиды, пироксениты, амфиболиты, оливиниты) и их переходные разновидности. Вмещающими породами титаномagnetитовых руд Сваранцкого и Камакарского месторождений являются габброиды.

В локализации титаномagnetитового оруденения существенное значение имели прототектонические структуры собственно магматического этапа, представленные трещинками и трещиноватыми ослабленными зонами и элементами первичной псевдостратификации: полосчатыми, первично-параллельно-линейными и трахитоидными текстурами течения рудовмещающих габброидов [7].

Сваранцкое месторождение титаномagnetитовых руд представлено тридцатью крутопадающими рудными телами титаномagnetитовых оливинитов меридионального-субмеридионального, реже широтного и северо-западного простирания, из которых двенадцать имеют мощность от 10 до 60 м (в раздувах 70—90 м), в среднем 35 м, а остальные—от 2 до 8 м. Размеры рудных тел по простиранию различны. Наиболее мощные рудные тела простираются на 260—300 м, реже на 1200—1400 м, имеют крутые падения (60—80°) на восток, северо-восток, реже—на юг и юго-запад.

Титаномagnetитовые руды представляют собой серпентинизированные оливиниты, богатые вкрапленностью, прожилками и шлирами magnetита, титаномagnetита, в подчиненном количестве—ильменита.

Содержание Fe в рядовых рудах варьирует в пределах от 18,5 до 27,0%, а в богатых сплошных типах достигает 50—55%, реже 60%. Содержание TiO_2 составляет 1,5—3,0%, V_2O_5 —от 0,15—до 0,3%, MnO —0,35%, CoO —0,3—0,4%, Cr_2O_3 —0,4%, Al_2O_3 —0,7—3,5%, MgO —5,0—29,0%, SiO_2 —от 5,0 до 29%.

Из приведенных данных видно, что титаномagnetитовые руды как Сваранцкого, так и Камакарского месторождений относятся к бедному железом «малотитанистому» ванадийсодержащему типу железных руд. Этот тип вошел в геологическую литературу под названием «качканарский тип» железных руд.

Суммарные запасы железных руд Сваранцкого месторождения по двенадцати наиболее крупным рудным телам по состоянию на 1.1.1971

года составляют 484,39 млн. т. по категориям $B+C_1+C_2$ при среднем содержании железа 19,8%.

Прогнозные и перспективные запасы месторождения оцениваются порядка 800—1000 млн. т. железных руд. Руды Сваранцкого месторождения бедны и подлежат магнитному обогащению.

В электромагнитных концентратах содержание Fe составляет 53,76—55,5%; TiO_2 —3,2—4,5%; V_2O_5 —0,4—0,6%; MnO —0,3—0,5%; Cr_2O_3 —0,5—0,7%; CoO —0,04%. Содержание вредных примесей незначительное: S —0,04% и P —0,02%. Мышьяк практически отсутствует. Так как магнитные концентраты характеризуются низким содержанием железа (53,76—55,5% вместо требуемого металлургической промышленностью 61,0%), то вопрос промышленного освоения Сваранцкого месторождения упирается в комплексное использование титаномагнетитовых оливинитов. Наибольший практический интерес представляет рациональная технологическая схема, разработанная в Ереванском политехническом институте, согласно которой, наряду с магнитным концентратом, из хвостов руд полутно получается магниевый концентрат с содержанием 98,8% MgO , а также кремнезем и белая сажа. Предварительные экономические расчеты показали, что получение попутных компонентов значительно повысит рентабельность разработки сваранцких руд и скомпенсирует недостаток железа в магнитном концентрате.

Отметим, что хотя Сваранцкое месторождение по прогнозным и геологическим запасам является наиболее крупным среди железорудных месторождений Закавказья, тем не менее оно изучено недостаточно.

Для увеличения запасов титаномагнетитовых руд и перевода части прогнозных запасов в промышленные категории, целесообразна постановка детальных поисково-разведочных работ с проходкой буровых скважин глубиной до 500—600 м и, в первую очередь, с целью прослеживания первого и третьего рудных тел на глубину. Вполне вероятно ожидать здесь наличие глубокозалегающих крупных залежей титаномагнетитовых руд. В случае положительных результатов запасы руд могут увеличиться почти вдвое.

Камакарское (Каладашское) месторождение расположено в 18 км к западу от ж/д станции Алдара Мегринского административного района.

Камакарское месторождение титаномагнетитовых руд относится к собственно магматическому (гистеромагматическому) генетическому типу и является полным аналогом Сваранцкого месторождения титаномагнетитовых руд. Главной отличительной чертой Камакарского месторождения является преобладание титаномагнетитовых пироксенитов и амфиболитов над титаномагнетитовыми оливинитами, между тем как первые две разновидности на Сваранцком месторождении имеют подчиненное развитие.

По минеральному и химическому составу титаномагнетитовые оливиниты Камакарского месторождения аналогичны сваранцким. С

целью выяснения предварительных промышленных перспектив, установления характера и объема дальнейших геолого-геофизических работ, необходимо на Центральном (Севадан-Куджерт) участке месторождения провести комплексную детальную геологическую и геофизическую (наземную магнитометрическую) работы в масштабе 1:10000 с проверкой выявленных наиболее интенсивных аномалий буровыми скважинами.

По предварительным данным геолого-геофизических поисковых работ, общие запасы (геологические и прогнозные) исчисляются порядка 200 млн. т. железных руд, при содержании Fe 23—25%.

Необходимо также произвести технологическое испытание двух проб железных руд—титаномагнетитовых оливинитов и пироксенитов для выяснения их технологических параметров.

Закономерная приуроченность титаномагнетитовых руд к основным-ультраосновным породам (с которыми пространственно и генетически тесно связан этот тип оруденения) является надежным поисковым критерием для обнаружения новых рудных залежей собственно магматического (позднемагматического) генетического типа и наводит на мысль о том, что поисковые работы следует направить на участки и районы развития основных-ультраосновных пород. В этом отношении заслуживает особого внимания не только район Камакарского месторождения, но и площади развития основных-ультраосновных пород Мегринского и Баргушатского рудных районов. Поэтому для выявления новых перспективных участков рекомендуется геолого-геофизическими поисковыми работами охватить полосу, расположенную между гор. Мегри и райцентром Сисиан.

3. Формация гидротермально-метасоматических апатит-магнетитовых руд.

К формации гидротермально-метасоматических апатит-магнетитовых руд относится пока единственное на территории республики Абовянское месторождение. Рудные залежи пространственно локализованы в породах эффузивно-экструзивных комплексов плиоценового возраста.

Абовянское месторождение расположено в 30 км к СЗ от гор. Еревана и находится в весьма благоприятных горно-технических и экономических условиях.

Оруденение представлено как массивным, так и прожилково-вкрапленным типами магнетита в тесном парагенезисе с апатитом. Вмещающими породами являются измененные андезитовые порфириты и андезито-дациты плиоценового возраста.

По геологическим условиям образования месторождение относится к высокотемпературному гидротермально-метасоматическому типу. По состоянию на 1.1.1976 г. утвержденные промышленные запасы по категориям В+С₁ составляют 240 млн. т. со средним содержанием железа 27,0%.

В связи с необходимостью приращения запасов железных руд про-

изводится проверка магнитных аномалий флангов месторождения. Абовянское месторождение уникальное в своем роде и не имеет полного аналога. По составу руд и некоторым особенностям геологических условий образования Абовянское месторождение имеет много общих сходных черт с Качарским месторождением в Кустанайской области Казахской ССР, запасы которого исчисляются более 3 млрд. т. железной руды. На этом месторождении оруденение железа прослеживается на глубину 1500 и более метров.

В заключение следует подчеркнуть, что Армянская республика располагает значительными запасами железных руд различных генетических типов и формаций; на долю рассмотренных трех важнейших железорудных формаций приходится более 50% перспективных и 100% разведанных запасов, которые могут служить надежной сырьевой базой создания как нового, так и дальнейшего развития действующего заводов черной металлургии республик Закавказья в десятой пятилетке.

Важнейшая особенность формации собственно магматических титаномagnetитовых, пневматолитово-гидротермально метасоматических (скарновых) magnetитовых руд заключается в их комплексном характере, где наряду с железом из магнитных концентратов можно получить ванадий, из коллективного сульфидного концентрата—медь, никель, кобальт, из хвостов—магниевого и апатитовый концентраты. Апатитовый концентрат отличается высоким содержанием редкоземельных элементов. Комплексная разработка многокомпонентных железных руд намного повысит рентабельность месторождений и позволит рационально использовать природные богатства недр республики.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.VI.1977.

Գ. Բ. ՄԵՋԼՈՒՄՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԵՐԿԱԹԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՌԻՍՈՒՄՆԱՍԻՐՄԱՆ
ՎԻՃԱԿԸ ԵՎ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածը նվիրված է Հանրապետության տարածքում հայտնաբերված երկաթի հանքավայրերի ֆորմացիոն դասակարգման, ըստ ուսումնասիրվածության աստիճանի նրանց ստորաբաժանման և արդյունաբերական հեռանկարների գնահատման հարցերին: Հանրապետության երկաթի բոլոր հանքավայրերն ու երկակումները հեղինակը դասակարգում է ութ երկաթահանքային ֆորմացիաների, որոնցից (երկրաբանական ուսումնասիրման ներկա էտապում) կարևոր արդյունաբերական նշանակություն ունեն բուն մագմատիկական տիտանամագնետիտային, կոնտակտ-մետասոմատիկ (սկառնային) մագնետիտային և հիդրոթերմալ-մետասոմատիկ ապատիտ-մագնետիտային հանքանյութերի ֆորմացիաները: Նշված երեք, Հայաստանի հա-

մար կարևորագույն ֆորմացիաների հանքանյութերին բաժին է ընկնում երկաթի հետախուզված պաշարների 90—95 տոկոսը:

Հստ երկրաբանական ուսումնասիրվածության աստիճանի հանրապետության երկաթի հանքավայրերը կարելի է ստորաբաժանել երեք խմբի՝

Մանրամասն ուսումնասիրված և արդյունաբերական շահագործման ենթակա հանքավայրեր:

Անբավարար ուսումնասիրված հանքավայրեր և երևակումներ, որտեղ հեռանկարները պարզելու նպատակով անհրաժեշտ է կատարել հետազոտորոնողա-հետախուզական աշխատանքներ:

Միանգամայն թույլ ուսումնասիրված երևակումներ, որտեղ տարված նախնական որոնողական աշխատանքները թույլ են տալիս բացասական վարժիք հայտնելու նրանց հեռանկարների վերաբերյալ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Состояние и перспективы развития железорудной базы в Армении. «Промышленность Армении», № 4, 1958.
2. Гулян Э. Х., Дадаян Г. А. Железорудные месторождения Армении. Изд-во Арм. ИНТИ, Ереван, 1963.
3. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Сов. геол., № 7, 1959.
4. Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 4, 1966.
5. Межлумян Г. Б. О генезисе Сваранцкого железорудного месторождения. Известия АН Армянской ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XIII, № 1, 1960.
6. Межлумян Г. Б. Сравнительная характеристика титаномагнетитовых руд Камакарского и Сваранцкого месторождений. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1973.
7. Межлумян Г. Б. Сваранцкое железорудное месторождение. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1975.
8. Хачатрян Э. А. Генетические типы железорудных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1953.

УДК 553.4 (479.25)

А. И. КАРАПЕТЯН

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ
ПАМБАК-ЗАНГЕЗУРСКОГО ПОЯСА

Памбак-Зангезурский структурно-металлогенический пояс выделен И. Г. Магакьяном и назван медно-молибденовым, учитывая наличие здесь промышленных концентраций медно-молибденовых руд. Дальнейшими детальными исследованиями [1—3, 13, 15, 18, 19, 21, 22, 25 и др.], в этой зоне были выявлены и разведаны значительные концентрации апатит-магнетитовых, титаномagnetитовых, скарновых железных, золото-полиметаллических руд, ряд самых различных по условиям образования и возрасту месторождений и рудопроявлений *Sb*, *Pb*, *Zn*, *Ti*, *Hg* и др. элементов, распределение которых в пределах пояса крайне неравномерное. Месторождения и рудопроявления сконцентрированы в рудных районах, расположенных в противоположных концах и в центральной части пояса. Значительная часть территории пояса покрыта миоплиоценовыми и более молодыми лавами и остается неизученной в отношении рудоносности.

Прогнозирование оруденения на «закрытых» территориях относится к числу сложнейших и актуальных проблем, стоящих перед геологами республики. Это—крупная научная проблема, имеющая большое практическое значение, решение ее непосредственно связано с выяснением закономерностей образования и размещения рудных месторождений в пределах всего пояса и прежде всего требует детальной классификации всего комплекса известных здесь эндогенных руд.

Несмотря на многолетние исследования, вопрос классификации эндогенных руд Армянской ССР нельзя считать окончательно решенным. В первой классификации их, предложенной И. Г. Магакьяном [15], они подразделены на 17 семейств, а внутри последних выделены «...отдельные типы (формации) руд».

В монографической работе А. Т. Асланяна [3] месторождения и рудопроявления республики сгруппированы в 22 рудные формации, которые наиболее близко соответствуют определению формации Е. Е. Захарова [18]. Последний, в отличие от А. Г. Бетехтина [6], П. М. Татаринова [23] и др., под рудной формацией понимал не жилы (руды) сходного состава, а месторождения.

И. Г. Магакьян [16, 17] под рудной формацией понимает «группу рудных образований, объединенных общностью минерального состава, генетических особенностей, геологических условий образования и сходным экономическим значением». В соответствии с этим им была предложена новая классификация рудных месторождений Армянской ССР, которая построена на формационной основе.

Автор настоящей статьи, на основании многолетних исследований и обобщения литературных данных по рудным формациям, известные на территории Армянской ССР эндогенные рудные месторождения и рудопроявления сгруппировал в 23 рудные формации [10]. Вместе с этим было показано, что при определении формационной принадлежности месторождений (рудопроявлений) следует прежде всего учитывать вещественный (не минеральный) состав слагающих руды ассоциаций минералов, их количественные соотношения, парагенетическую связь минеральных ассоциаций и генезис. В соответствии с этим отмечалось, что понятие «рудная формация» не всегда соответствует понятию «формация рудных месторождений» и тем самым была обоснована необходимость выделения полиформационных-полиэтапных и полиэтапных-моноформационных месторождений. В дальнейшем на конкретных примерах было показано, что образование многих и, в особенности, крупных месторождений является результатом пространственного совмещения значительно оторванных друг от друга во времени рудообразовательных процессов, обусловленных длительностью и перманентностью развития важнейших магмоподводящих рудоконтролирующих структур [13].

В формационных классификациях руд название рудной формации дается по ведущему металлу, что совершенно недостаточно хотя бы для определения ее генетической группы. Как нам кажется, название рудной формации должно отражать не только состав руд, но и условия их образования (генезис), как это принято для отдельных рудных формаций (скарновая магнетитовая, марганцевая эксгальационно-осадочная и т. д.) [18].

В табл. 1 приведена формационная классификация всех эндогенных месторождений и рудопроявлений Памбак-Зангезурского пояса и прилегающих частей республики.

Группа собственно магматических рудных формаций

Собственно магматические руды в пределах Памбак-Зангезурского пояса проявлены интенсивно, но крайне неравномерно. Они характеризуются сравнительно небольшим разнообразием состава руд и группируются в двух рудных формациях: *Al*—редкометальная (или нефелиновых сиенитов) и *Ti*—железорудная (или титаномagnetитовая). Общим для этих формаций является то, что руды их образовались в процессе кристаллизации включающих их щелочных и основных-ультраосновных интрузивных пород. Руды *Al*—редкометальной формации являются раннемагматическими образованиями, тогда как рудное вещество титаномagnetитовой формации обособляется из остаточной магмы и кристаллизуется, главным образом, после выпадения силикатных породообразующих минералов. Для *Al*—редкометальной формации основным носителем и концентратором полезных компонентов являются

породообразующие и акцессорные минералы (нефелин, апатит, меланит и др.). Переход от руд к вмещающим породам постепенный, формы рудных тел *Ti*—железорудной формации в большинстве случаев жиллообразные, дайкообразные, нередко также неправильные по форме тела, образующие постепенные переходы во вмещающие породы.

Образование главнейших рудных минералов происходит в сравнительно высокотемпературных условиях. Характерны серии непрерыв-

Таблица 1

Генетические группы эндогенных рудных формаций Памбак-Зангезурского структурно-металлогенического пояса и прилегающих частей Армянской ССР

Генетические группы	Рудные формации	Примеры месторождений и рудопроявлений
1	2	3
I. Собственно магматическая	1. A1 — редкометальная 2. Ti — железорудная	Такарлу, Уляшик, Тежадин, Мегри Сваранц, Камакар
II. Пегматитовая	1. Формация редкометальных пегматитов 2. Формация медно-молибденовых пегматитов	Тежсар, Мегри Калер, Мюльк, Гехи
III. Скарновая	1. Скарновая железорудная 2. Скарновая медно-молибденовая	Кара-чобан, Галавар, Дебаклу, Агавнадзор, Раздан и др. Кефашен, Ньюади, (зап.) Мичимат
IV. Плутоногенно-гидротермальная	1. Медно-молибденовая 2. Золото-полиметаллическая 3. Золото-теллур-полиметаллическая 4. Золото-сурьмяно-полиметаллическая 5. Полиметаллическая 6. Мышьяково-полиметаллическая 7. Золото-кварцевая 8. Молибден-полиметаллы-редкометальная 9. Фтор-редкоземельная 10. Железорудная 11. Медная 12. Ртутная (киноварная)	Каджаран, Агарак, Айгедзор, Джиндара, Дастакерт, Анкаван и др. Амзачиман, Тей, Личквас и др. Меградзор и др. Азатек с участками Газма, Гюмушхана, Чайкенд, Чирахлу и др. Аравус, Марджан, Пирзами Рудопроявления Рудопроявления Лагерный, Тежагет, Омар Ахундов, Арамазд Востан, Сваранц и др. Хосров (Вединская группа)

1	2	3
V. Вулкано- генная	1. Молибден-ренцевая глубинно-вулканогенная 2. Медно-молибденовая глубинно-вулканогенная 3. Фосфор-железородная (апатит-магнетитовая) глубинно-вулканогенная 4. Серноколчеданная 5. Медноколчеданная 6. Колчеданно-полиметаллическая 7. Золото-полиметаллическая (убогосульфидная) субвулканическая 8. Ртутная (киноварь-метациннабаритовая) субвулканическая 9. Марганцевая эксгальационно-осадочная 10. Формация эксгальационных руд самородной серы (с убогосульфидной минерализацией)	Варденис Элпин Капутан Тандзут, Чибухли (вост.) Цахкот-юрт Кафан, Норашеник, Джалас и др. Халадж, Тежадин, Шаумян и др. Рудопрооявления Советашен, Спитакхач, Вардан Кармрашен, Дебаклу, Мартирос, Горадис, Сваранц Арагац, Араилер
IV. Метамор- фогенная	1. Титановая метаморфическая (формация рутилоносных сланцев) 2. Железородная (магнетитовая) метаморфическая 3. Кварц-золоторудная ультраметаморфическая 4. Железо-кварцевая ультраметаморфическая	Арзакан, Чкнах, Раздан Арзакан Рудопрооявления Бжни, Меградзор, Мармарик

ных твердых растворов, которые с понижением температуры распадаются с образованием структур распада твердых растворов. Рудообразовательный процесс происходит в закрытых, в отношении кислорода, системах, при почти полном отсутствии связи с поверхностью Земли.

Группа пегматитовых рудных формаций

В пределах Памбак-Зангезурского пояса пегматиты имеют небольшое развитие и распределены крайне неравномерно. Они связаны главным образом с Тежсарским и Мегринским многофазными интрузивными комплексами. По составу и, в особенности, в отношении рудоносности, пегматиты рассматриваемого пояса группируются в две рудные формации—редкометальную и медно-молибденовую, развитые соответственно в пределах Тежсарского и Мегринского массивов. Представлены они сравнительно небольшими проявлениями; формация редкометальных пегматитов связана с щелочными породами, формация медно-мо-

либденовых пегматитов—с гранитоидами. Рудообразовательный процесс рассматриваемой группы рудных формаций происходит в конце формирования вмещающих интрузивных пород в результате кристаллизации остаточного магматического расплава, перекристаллизации и метасоматического преобразования пород, под воздействием растворов, отщепленных от самих интрузий, в результате создания осмотических условий, когда породы достаточно пористы и проницаемы для газов, но не проницаемы для расплава.

Важнейшими составляющими руд формации редкометалльных пегматитов являются: *TR*, *Y*, *Ta*, *Nb*, отчасти *Li*, *Ga*, *B*, многие из которых образуют собственные минералы, другие рассеяны в виде изоморфной примеси. В медно-молибденовых пегматитах, кроме *Cu* и *Mo*, повышенные концентрации образуют также *Re*, *Bi*, *Te*. Рудные тела представлены шлирами, линзами, жилами, образующими в большинстве случаев четкие контакты с вмещающими породами. Характерны значительные вариации качественно-количественного минерального состава руд как в пределах отдельных рудных тел, так и рудопроявлений. Распределение рудных тел контролируется, главным образом, усадочными пустотами и тонкими контракционными трещинами, которые в момент образования пегматитов не доходили до расплава внутренних, еще не затвердевших частей интрузивов.

Группа скарновых рудных формаций

В пределах рассматриваемого пояса скарновые месторождения имеют значительное развитие и играют важную роль. Представлены они магнезиальными и известковыми скарнами, образованными в результате инфильтрационного, контактово-инфильтрационного, автореакционного, диффузионного и биметасоматического преобразования пород. Развитую в скарнах рудную минерализацию по соотношению со скарнообразованием можно подразделить на синхронную (сопутствующую) и наложенную [7], которые играли различную роль в формировании скарновых месторождений. Синхронная со скарнообразованием рудная минерализация повсеместно проявлена слабо, в виде редкой вкрапленности магнетита. Сопутствующая скарнообразованию рудная минерализация проявлена наиболее интенсивно и местами представлена промышленными скоплениями магнетитовых руд. Протекает она после скарнообразовательных процессов, в раннюю (щелочную) стадию. Наложенная на скарны рудная минерализация представлена, главным образом, халькопиритом, пиритом, молибденитом, реже шеелитом, апатитом, флюоритом и другими рудными минералами, образование которых обусловлено взаимодействием растворов кислотной стадии с основной средой скарнов. Все эти типы рудной минерализации нередко проявлены в пределах одних и тех же месторождений, но в зависимости от интенсивности (абсолютной и относительной) проявления того или иного типа минерализации месторождения группируются в две рудные формации: скарновую железорудную (гранат-магнетитовую) и медно-

молибденовую. Первая из них проявлена многочисленными рудопрооявлениями и месторождениями, развитыми, главным образом, в пределах Памбакского рудного района, а вторая—объединяет 2—3 небольших рудопрооявления в пределах Мегринского плутона.

Рудовмещающие породы в обоих случаях представлены, главным образом, известняками, диффузионными (биметасоматическими) и контактово-инфильтрационными скарнами, которые образуются в зоне высокотемпературного контактового ореола гранитоидных интрузий с существенно карбонатными породами. Характерны вкрапленные, гнездообразные, прожилковые, реже массивные и брекчиевидные скопления, сложенные, главным образом, магнетитом, с которым в небольшом количестве ассоциируют пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, а в медно-молибденовой формации также и молибденит. Приурочены они к экзоскарнам, скарноидам, эндоскарнам и околоскарновым породам. Массивные магнетитовые руды тяготеют к экзоскарнам, тогда как вкрапленные и прожилковые руды развиты в эндоскарнах и околоскарновых породах.

Образование магнетитовых руд сопровождается андрадитизацией, актинолитизацией, эпидотизацией, хлоритизацией. Образование сульфидных руд нередко сопровождается кварц-полевошпатовым метасоматозом. В целом для всей группы формаций характерны значительные колебания состава, обусловленные, с одной стороны, изменениями количественно-минерального состава, с другой—различной концентрацией элементов-примесей в рудных минералах (магнетите, халькопирите, молибдените, шеелите).

Группа плутогенных гидротермальных рудных формаций

По интенсивности, широте и разнообразию проявления эта группа рудных формаций является наиболее интересной. Важная роль принадлежит медно-молибденовой формации, которая объединяет несколько промышленных месторождений (Каджаран, Агарак, Анкаван и др.) и большое число рудопрооявлений, развитых, главным образом, в пределах Мегринского плутона. Определенный интерес представляют также: золото-полиметаллическая (Тей-Личквас, Гамзачиман и др.), *Au—Te*-полиметаллическая (Меградзор и др.), *Au—Sb*-полиметаллическая (Азатек, Софи-бина) формации. Перспективными являются полиметаллическая (Газма, Гюмушхана и др.), *Au*-кварцевая (Капут-сар, Эмир-юрт и др.), *As*-полиметаллическая (Аравус), *Mo*-полиметаллы-редкометальная (Лесное и др.). В эту группу формаций входят также сравнительно слабо изученные, но, безусловно, интересные меднорудная или медная (Востан, Сваранц и др.), ртутная (Хосров), а также железорудная (Ахундов и др.) формации.

При всем своем разнообразии руды этих формаций приурочены к выходам интрузивных пород, главным образом, умереннокислого и щелочного составов. Руды представляют собой сложные минеральные

системы, образованные в результате выполнения и метасоматического замещения. В них, кроме главных рудообразующих элементов, значительные концентрации образует целый комплекс редких и рассеянных элементов: *Re, Se, Te, Bi, Cd, In, Tl, TR* и др. В этих формациях проявлена зависимость между составами интрузивных пород и связанных с ними руд. От интрантрузивных к апоинтрузивным формациям состав руд существенно меняется. Вблизи и в самих интрузивах развиты, главным образом, *Cu* и *Mo*, далее идут *As, Pb, Zn, Bi, Au, Ag*, еще дальше *Sb* и *Hg*.

Характерны разнообразные и интенсивно проявленные околорудные изменения (скварцевание, серицитизация, каолинизация, альбитизация, калишпатизация и др.), обусловленные привнесом в боковые породы H_2O , S , CO_2 , Si , K , F , B и др. рудных элементов.

Максимальная глубина образования руд, определенная путем восстановления геологических условий в момент их формирования, составляет 4—4,5 км, минимальная не превышает первые сотни метров. Если учесть, что «процессы, связанные с отделением растворов от расплава и их передвижением в породах могут протекать до глубин примерно 5 км от земной поверхности» [23], то можно считать, что плутогенные гидротермальные месторождения рассматриваемого пояса охватывают практически всю благоприятную для рудообразования зону земной коры. Температурный диапазон образования руд весьма широкий—от 500—450° до 80—100°, причем образование основных продуктивных стадий происходит в более узком температурном диапазоне (350—300° до 150—100°).

Большинством исследователей [15, 20, 22 и др.] оруденение связывается с глубинным очагом. С. С. Мкртчян [18], с одной стороны, считал, что магматический очаг «...был материнским для пород всех фаз внедрения, для даек и оруденения», с другой—утверждал, что «материнским источником оруденения во всех случаях, несомненно, являются интрузивные породы».

Наши исследования дают основание считать, что источником металлоносных растворов является не только глубинный очаг, но и исходная магма самих интрузивных пород. При этом в зависимости от конкретных условий роль и время действия каждого из этих источников разные. Отделение рудообразующих растворов из магмы самих интрузий происходит в процессе их кристаллизации, при котором в результате термической усадки и сокращения объема в верхних частях интрузивных массивов образуются мелкая пористость, различная кавернозность, усадочные пустоты и трещины, которые по М. А. Осипову [21] «...если доходят до внутренних, еще не затвердевших частей интрузивов», образуются тела жильных гранитов, если же эти трещины не доходят до расплава, то в результате создания осмотических условий «в них могут возникать... гидротермалиты». Вдоль дизъюнктивных нарушений и, в особенности, глубинных долгоживущих разломов, рудное

вещество, видимо, привносится главным образом из сравнительно глубоко расположенных источников—из магматических очагов.

Нередко наблюдается концентрически зональное распределение разнотемпературных образований вокруг интрузивов, при этом широко развиты факты наложения более поздних, качественно отличающихся парагенетических ассоциаций минералов на ранние, что хорошо объясняется цикличным режимом развития внутри- и надинтрузивной тектоники. В пределах и вблизи материнских интрузий развиваемые по различным трещинам руды сравнительно меньше отличаются друг от друга, чем на значительном удалении, что объясняется различными частотами импульсов трещинообразования в интрузии на различном удалении от нее.

Группа вулканогенных рудных формаций

Эта группа объединяет месторождения и рудопроявления, связанные с вулканическими процессами, проявленными на поверхности и на глубине, из гидротермальных растворов и эксгаляций «...в условиях постоянного или периодического сообщения магматического очага с поверхностью». При этом рудообразовательные процессы протекали «...различно на поверхности, в подводных условиях, на глубине первых сотен метров от поверхности суши и, наконец, в более гиповулканических условиях» [14]. В соответствии с этим рудные формации подразделяются на три подгруппы: глубинно-вулканическую (медно-молибденовая, рений-молибденовая, фосфор-железорудная формации), связанную с эффузивно-интрузивными комплексами; субвулканическую (серноколчеданная, медноколчеданная, колчеданно-полиметаллическая, золото-полиметаллическая убогосульфидная, ртутная) и вулканическую (формации самородной серы и марганцевых эксгаляционно-осадочных руд).

В целом для всей рассматриваемой группы рудных формаций характерно значительное разнообразие вещественного состава руд. Последние сложены, главным образом, сульфидами, однако значительна также роль окислов, фосфатов, теллуридов и самородных элементов. Интенсивно и широко проявлен гидротермальный метасоматоз, который начинается с метаморфического преобразования вулканических продуктов в ходе их накопления, сопровождает рудообразовательный процесс и завершается региональным метаморфизмом, охватывающим также руды и гидротермально измененные породы.

Характерной особенностью группы вулканогенных рудных формаций является тесная пространственная связь с центрами вулканизма, которые в свою очередь тяготеют к местам изгибов или пересечения дизъюнктивных нарушений.

Значительная часть рудных формаций (колчеданные и эксгаляционно-осадочные) связана с подводным вулканизмом нижнеюрского и эоценового возрастов и тяготеет к куполовидным вулканическим постройкам, осложненным тектоническими нарушениями и зонами дроб-

ления. Многие из них первоначально представляли собой газовые провалы или вулканические просадки, осложненные в результате последующих складкообразовательных процессов.

Выделение рудообразующих растворов происходит в течение почти всего процесса вулканической деятельности. Оно начинается с момента возникновения связи между магмой и поверхностью Земли и достигает своего максимума после излияния наиболее кислых лав. Нередко в результате возрождения вулканической деятельности рудообразовательный процесс повторяется, образуются многоэтапные месторождения [12]. В них взаимоотношения даек и оруденения самые разные. Выделяются дорудные, интарудные и пострудные дайки, представляющие собой корни излияния лав, субвулканические тела или малые интрузии.

Характерны конгло- и эксплозивные брекчии, образование которых происходит в результате вулканических эксплозий, кальдерного обрушения, переноса и частичного растворения оруденелых пород.

Анализ и обобщение фактического материала по вулканогенным рудным формациям пояса приводят нас к заключению о наличии различных источников рудообразующих растворов: наиболее интенсивное оруденение в своей основной массе, по-видимому, связано с магматическим очагом, а возможно и более глубинными (трансмагматическими по Д. С. Коржинскому) растворами. Другая часть рудного вещества сравнительно крупных месторождений и почти все оруденение небольших проявлений, по всей вероятности, связано с магматическим расплавом самих вулканических пород. В пользу такой точки зрения, на наш взгляд, свидетельствует их тесная пространственная и временная связь, зависимость состава рудной минерализации от состава пород, совпадение фаций глубинности магматических, метаморфических и рудных образований, обогащенность определенных типов вулканических пород такими элементами, которые слагают связанные с ними руды и т. д. Интересный факт молибденитовой минерализации установлен и описан нами [9] в связи с мощной габбро-диабазовой дайкой, секущей колчеданное оруденение Кафанского месторождения.

Группа метаморфогенных рудных формаций

Для всей группы характерна тесная пространственная связь с породами докембрий-нижнепалеозойского возраста, которые подвергнуты региональному метаморфизму до фаций зеленых сланцев, амфиболитов, местами также гранулитов. Отчетливо проявлена зависимость между фацией метаморфизма и формацией связанных с ними руд. Так, с фацией зеленых сланцев и низких ступеней амфиболитовой фации связаны формации метаморфических титановых руд (формация рутилоносных сланцев) и вкрапленных железистых (магнетитовых) руд; с высокими степенями амфиболитовой фации и гранулитов связаны кварц-золоторудная (с убогосульфидной полиметаллической минерализацией) и кварц-железорудная (формация железистых кварцитов).

формации. Образование первой подгруппы рудных формаций происходит вследствие перекристаллизации, перемещения и концентрации металлов в пределах самих рудовмещающих пород; руды второй подгруппы образуются в результате перекристаллизации и селективного выплавления пород. В соответствии с Я. Н. Белевцевым эти метаморфогенные рудные формации нами подразделяются на метаморфическую и ультраметаморфическую подгруппы [11, 5]. Руды первой подгруппы слагают элементы главным образом зоны базификации (*Ti*, *Fe* и др.), второй—ультраметаморфизма и гранитизации (*Si*, *K*, *Na*, *Au*, *Pb*, *Zn*, *Cu*, *Ba* и др.). В формировании второй подгруппы рудных формаций участвуют рудообразующие элементы не только вмещающих оруденение толщ, но и более глубоких горизонтов, зон более высоких ступеней метаморфизма.

Эти две подгруппы рудных формаций образуют два взаимосвязанных ряда формаций, характеризующихся определенными индивидуальными особенностями—для первого из них характерен вкрапленный тип минерализации без гидротермальных изменений вмещающих пород. Рудные минералы обладают высокой степенью идиоморфизма, переход от руд к вмещающим породам постепенный. Жильные и другие магматические породы не характерны. Для второго ряда формаций характерны секущие рудные тела — жилы, прожилки, линзы, вкрапленность или небольшие гнездообразные скопления. Нередко руды этого ряда формаций ассоциируют с «теновыми» гранитами или продуктами их реоморфизма.

Заключение

Эндогенные руды Памбак-Зангезурского пояса представляют собой сложные гетерогенные образования, объединяемые в шесть генетических групп. Слагающие их рудные формации играют различную роль в эндогенном рудообразовании пояса. Металлогенический облик последнего определяют плутоногенные гидротермальные формации, которые характеризуются наибольшим разнообразием состава руд, интенсивностью и широтой проявления.

Важную роль играют собственно магматические и скарновые формации. В пределах пояса они размещены крайне неравномерно и характеризуются сравнительно меньшим разнообразием состава руд.

Очень интересны вулканогенные гидротермальные формации, особенно велика их роль на площадях развития вулканогенных пород и, в особенности, экструживно-субвулканических образований.

Весьма перспективными являются метаморфогенные рудные формации. Они пространственно тесно связаны с метаморфическими породами до *St—Pz₁* возраста.

ՓԱՄԲԱԿ-ՋԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ԳՈՏՈՒ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԻ ԳԵՆԵՏԻԿ ԽՄԲԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հանքային գոտում տարածված բազմաթիվ հանքավայրերը և հանքային երևակումները հեղինակի կողմից դասակարգվել են 32 ֆորմացիաներում, որոնք կազմում են գենետիկ վեց խմբեր:

Առավել կարևոր և բազմազան է պլուտոնաժին-հիդրոթերմալ ֆորմացիոն խումբը, որն ընդգրկում է 12 ֆորմացիա: Վերջիններս խիստ բազմազան են ինչպես հանքանյութերի կազմությամբ, այնպես էլ հանքայնացման չափերով և նշանակությամբ:

Շատ հետաքրքիր և հեռանկարային են հրաբխաժին հանքային ֆորմացիաները (10 ֆորմացիա), այնուհետև իր բազմազանությամբ հետևում է հանքային ֆորմացիաների մետամորֆոզեն խումբը: Կարևոր նշանակություն ունեն սկառնային և մազմատիկ ֆորմացիոն խմբերը:

Համեմատաբար փոքր է պեգմատիտային ֆորմացիաների խմբի դերը, թեև դրանք համեմատաբար թույլ են ուսումնասիրված:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амирян Ш. О. Некоторые черты металлогении золота и золотоносные ассоциации минералов в Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 4, 1968.
2. Амирян Ш. О., Фарамазян А. С. Минералогия и геохимия рудных месторождений Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1974.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
4. Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных месторождений». «Наука», М., 1968.
5. Белевцев Я. Н. Генетические проблемы метаморфогенных месторождений. В кн.: «Метаморфогенное рудообразование», Киев, 1972.
6. Бетехтин А. Г. О минераграфии. Известия АН СССР, сер. геол., № 6, 1945.
7. Жариков В. А. Скарновые месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., 1968.
8. Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
9. Карапетян А. И. Об обнаружении молибденовой минерализации в пределах Кафанского колчеданно-полиметаллического месторождения. Докл. АН Арм. ССР, т. XVII, № 4, 1968.
10. Карапетян А. И. К вопросу выделения рудных формаций, на примере эндогенных месторождений Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1969.
11. Карапетян А. И. О метаморфогенном рудообразовании в Памбакском рудном районе. В кн.: «Проблемы метаморфогенного рудообразования», Киев, 1969 и «Метаморфогенное рудообразование», Киев, 1972.
12. Карапетян А. И. О полиэтапности минерализации на примере некоторых эндогенных месторождений Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1970.

13. *Карамян К. А.* Текстуры и структуры руд эндогенных месторождений Зангезура. Ереван, 1972.
14. *Котляр В. Н.* Вулканогенные гидротермальные месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., 1968.
15. *Магакьян И. Г.* Главные промышленные семейства и типы руд. Зап. ВМО, ч. 79, вып. 4, 1950.
16. *Магакьян И. Г.* Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VIII, 1967.
17. *Магакьян И. Г.* Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. «Наука», М., 1969.
18. *Мкртчян С. С.* Зангезурская рудоносная область. Ереван, 1958.
19. *Мовсисян С. А.* Интрузивы центральной части Зангезурского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Известия АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. 18, 1953.
20. *Овчинников Л. Н.* Плутоногенные гидротермальные месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., 1968.
21. *Осипов М. А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. «Наука», М., 1974.
22. *Пиджян Г. О.* Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР, Ереван, 1975.
23. *Татаринов П. М.* Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., 1965.

УДК 552.52 (479.25)

И. Х. ПЕТРОСОВ

О ПРИРОДНЫХ МОДЕЛЯХ ГЛИНООБРАЗОВАНИЯ И ПРИНЦИПЕ ИХ ВОССОЗДАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД В ФОРМАЦИЯХ ФАНЕРОЗОЯ АРМЯНСКОЙ ССР

За последние годы в геологии глин сделаны значительные успехи. Особо следует отметить достижения в области генетической минералогии на кристаллохимическом уровне, развитие которой базируется главным образом на теории и практике структурной минералогии. Менее ощутимы успехи в региональной геологии глин, что отчасти объясняется отсутствием детально разработанных природных моделей глинообразования, которые могли бы выявить новые, чисто геологические, критерии оценки глинистых объектов.

В настоящее время геология глин развивается в нескольких основных направлениях: 1) геологическая история отдельных групп глинистых минералов на кристаллохимическом уровне [2, 7, 15, 16, 18]; 2) вещественный состав и генезис глинистых пород различных регионов [10, 17]; 3) глинистые минералы в основных петрографических семействах пород и корах выветривания [3, 12, 14]; 4) месторождения глин [6, 8, 9]; 5) специальные физико-химические и экспериментальные исследования [4, 11, 13].

В дальнейших исследованиях, по мнению автора, особое внимание следует уделить вопросам региональной геологии глин, в частности, разработке природных моделей глинообразования для различных типов геосинклиналей, платформ, краевых прогибов и т. п. Работы по региональной геологии глин все еще не ориентированы на воссоздание таких моделей: в них не рассматриваются закономерности глинообразования на всех этапах развития крупных элементов земной коры. Весьма ценные для науки и практики (но, к сожалению, немногочисленные), эти работы подчинены главным образом выяснению особенностей формирования и изменения глинистого вещества в древних и современных бассейнах, сравнительному изучению океанического и континентального глинообразования, исследованию состава и генезиса глин в различных (иногда однотипных, но территориально разобобщенных) формациях и т. д. [5 и др.]. Основная же часть работ по глинам посвящена либо узко-специальным вопросам (глинистые минералы в различных природных и искусственных средах), либо объектам незначительного масштаба (толщи ограниченного стратиграфического объема и т. п.). Разумеется, исследования такого рода также необходимы, однако носят они фрагментарный характер в том смысле, что не определяют глинообразование как единый процесс, развивающийся на протяжении за-

рождения и консолидации крупных геологических структур. Иначе говоря, они выявляют далеко не все присущие им особенности этого процесса, что исключает возможность воссоздания природных моделей глинообразования. Кроме того, отсутствие масштабности не позволяет рассматривать генетические вопросы исторически и в связи с фундаментальными понятиями геологии (имеются в виду формации, элементы земной коры и этапность их развития). Между тем, именно такой подход представляет исследователю наибольшую возможность для научного предвидения (прогнозирования в широком смысле слова), которое является одним из основных задач изучения глин (как и других объектов) в аспекте генетической минералогии. Вообще прогнозирование, очевидно, есть единственный способ установления объективности выявленной информации [1]. С другой стороны, степень объективности (правильности) прогнозирования зависит от представительности и емкости информации. Но уже сам механизм познания объекта вынуждает исследователя выделить его из системы многочисленных (если не бесконечных) природных связей и описать его на основе ограниченного количества признаков. Естественно, что критериев для прогноза окажется значительно меньше, если объект рассматривать в замкнутой системе (толща, свита и т. п.), а не в геонисторическом аспекте. Короче, региональные исследования глин целесообразно проводить на основе таких фундаментальных понятий геологии, которые позволяют воссоздавать типовые природные модели глинообразования. В свою очередь, такие модели могут стать основой для максимально объективного прогнозирования.

Глинообразование является одним из геологических актов в истории развития крупных участков земной коры (геосинклиналей, платформ и т. п.), глинистые же породы представляют собой вполне определенный уровень организации слагающего их вещества. Особенностью развития сходных по характеру геотектонических единиц является наличие общих, эмпирически установленных и более или менее строгих закономерностей. При формировании геосинклиналей, например, общим является наличие закономерно сменяющихся этапов развития, завершающихся образованием определенных парагенезов пород—формаций геосинклинального типа. Из сказанного, по мнению автора, следует, что:

1) глинообразование целесообразно рассматривать в геонисторическом аспекте;

2) крупные геоструктуры, характеризующиеся общими признаками развития и сходными рядами формаций, должны иметь и общую формализованную модель глинообразования, которая будет обретать реальный геологический смысл по мере изучения глин в пределах аналогичных структур;

3) при воссоздании природных моделей глинообразования в качестве элементарных объектов (модулей) исследования целесообразно рас-

рассматривать геологические формации, в качестве представительных—структурно-формационные комплексы.

Таким образом, исследование особенностей глинообразования в пределах крупных геотектонических единиц целесообразно подчинить схеме: формация—элемент структуры—этап развития. С методологической точки зрения эту схему, вероятно, можно квалифицировать как структурно-формационный принцип исследования глинистых пород в составе крупных регионов. Учитывая масштабность и непрерывность процесса, он позволяет тем самым рассматривать глинообразование как неотъемлемую часть истории геологического развития региона, а не эпизод в этой истории, что было бы неизбежно при изучении стратиграфически ограниченных или тектонически разобщенных объектов. Нужно отметить, что даже детальные исследования в известном смысле теряют информационную ценность, если касаются локальных объектов; и, наоборот, они приобретают особо важное значение, когда подчинены выяснению особенностей эволюции глинистого вещества в связи с этапностью развития различных элементов земной коры.

Представляется целесообразным генетические вопросы решать в связи с природными моделями глинообразования для различных типов структур. Такие модели могли бы корректировать результаты исследования, которые иногда (при обсуждении генезиса глинистых минералов) носят характер субъективных мнений. Хотя уже известно, что в природе существуют аллотигенные, аутигенные и другие генетические группы глинистых минералов, однако все еще недостаточно ясно—одинаковую ли информацию они содержат в пределах различных типов геоструктур. Для однозначного ответа на этот вопрос необходимо проследить эволюцию глинистого вещества на фоне развития самих структур. Это позволит не только разработать модель глинообразования для данного региона, но и более уверенно пользоваться глинистыми минералами при реконструкции палеогеографии и условий седиментации.

Автор представляет сложность разработки генетических моделей глинообразования для крупных регионов: решение этой задачи предполагает проведение громадного объема работ—полевых и аналитических. Однако разработка моделей такого масштаба, являющаяся конечной целью исследования, может осуществляться поэтапно, что следует из самой сути структурно-формационного метода. Пользуясь схемой тектонического районирования данного региона, можно выделить в качестве объектов исследования сравнительно небольшие структурно-формационные комплексы, отражающие определенный этап развития региона и отличающиеся специфическими чертами строения и набором формаций. Структуры эти могут быть низшего порядка, но в любом случае исследованием должны быть охвачены все слагающие их формации (речь идет, разумеется, о тех, которые содержат глинистые породы).

При изучении глин геосинклинальных областей целесообразно выделить (как объекты и этапы исследования) структурно-формационные

комплексы ранней и поздней геосинклинальной и орогенной стадий развития.

Можно ожидать, что генетические природные модели глинообразования будут более или менее универсальными для аналогичных по масштабу и характеру геотектонических единиц. Иначе говоря, при сравнительной оценке особенностей глинообразования в пределах таких регионов они должны содержать вполне сопоставимую информацию.

Таким образом, идея настоящего сообщения может быть сформулирована в следующих основных тезисах:

1) одной из современных задач в геологии глин является разработка природных генетических моделей глинообразования для различных типов крупных геологических структур, отличающихся определенной продолжительностью жизни, специфическими чертами строения и набором формаций;

2) генетическая модель глинообразования представляется как совокупность факторов (геологических, геохимических, палеогеографических), контролирующих механизм образования глинистых пород и минералов (ассоциаций) в различные этапы тектонической эволюции региона;

3) сходные по типу и масштабу геотектонические единицы (регионы) должны характеризоваться и общими признаками, определяющими механизм образования глинистых пород и минералов;

4) глинообразование понимается как непрерывный процесс, развивающийся на протяжении зарождения, эволюции и консолидации крупных элементов земной коры, следовательно, как неотъемлемая часть истории их геологического развития;

5) для разработки природных моделей глинообразования структурно-формационный принцип представляется наиболее рациональным; при этом в качестве элементарных объектов исследования целесообразно рассматривать геологические формации, в качестве представительных—структурно-формационные комплексы (а не свиты, толщи, районы распространения глин и т. п.);

6) природные генетические модели должны быть более или менее универсальными для сходных по типу и масштабу геотектонических единиц.

Именно в таком аспекте автор старался осмыслить глинистые породы в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях территории Армянской ССР, т. е. на примере их показать—каковы закономерности глинообразования в пределах внутренних зон геосинклиналей с момента их зарождения и вплоть до консолидации. Главнейшие из этих закономерностей сводятся к следующему.

Каждый этап тектонической эволюции региона—субплатформенный (миогеосинклинальный), раннегеосинклинальный, позднегеосинклинальный, орогенный—характеризуется своими признаками глинообразования и факторами, контролирующими состав глинистого вещества.

Существуют эпохи осадочного и вулканогенно-осадочного глинооб-

разования—устойчивые во времени периоды формирования глинистого вещества. Эпохи вулканогенно-осадочного глинообразования строго приурочены к позднегеосинклинальному этапу, причем вначале преобладают щелочные наложенные гидротермальные процессы (и соответствующие им глины), а ближе к концу этапа—кислые. Эпохи же осадочного глинообразования распределяются более сложно: они приурочены к орогенному этапу (наибольший пик), к началу раннегеосинклинального, к началу и концу субплатформенного; во всех случаях эти эпохи разделены периодами тектонической стабилизации региона, когда на первый план выступают процессы карбонатообразования. Основными причинами, обуславливающими появление эпох глинообразования, являются: повышение индекса эксплозивности вулканизма, участие в осадочном процессе гидротермальных растворов (вулканогенно-осадочный тип), климат и рельеф (осадочный тип).

Эволюция глинистого вещества во времени носит необратимый (не циклический) характер. Каолинитовые и каолинит-гидрослюдистые ассоциации, характерные для субплатформенных и раннегеосинклинальных формаций, сменяются преимущественно хлорит-монтмориллонитовыми, монтмориллонитовыми и палыгорскит-монтмориллонитовыми в формациях позднегеосинклинального и орогенного ряда. Сходство парагенезов глинистых минералов в субплатформенных и раннегеосинклинальных формациях обусловлено тем, что на первых порах развития эвгеосинклинали глинистое вещество наследуется в основном с соседней консолидированной миогеосинклинальной области. Начальный период позднегеосинклинального этапа выступает тем рубежом, после которого признаки наследованности почти исчезают: климатогенное глинообразование сменяется преимущественно вулканогенным. При этом эффузивные и субвулканические образования мало влияют на парагенезы глинистых минералов. Субвулканические тела вызывают локальный эпигенез глинистых пород, выражающийся в слабом термометаморфизме и в развитии на контактах рудиментарных роговиковых фаций. Роль же эффузивных отложений сводится главным образом к тому, что в последующем они вовлекаются в сферу размыва и, в зависимости от климата, обогащают осадки тем или иным компонентом (чаще хлоритом). Значительно более важным предстает роль вулканизма, сопровождающегося выбросом тонкого пирокластического материала и (или) гидротермальным процессом—явления, которые непосредственно генерируют глинистое вещество. Не циклический характер эволюции глинистого вещества является, очевидно, отражением (одним из проявлений) общей необратимости региональных геологических процессов; в конкретном же случае он обусловлен сменой во времени контрастно выраженных факторов глинообразования.

Можно с уверенностью сказать, что в пределах исследованного региона глинистый аутигенез не уступает по масштабу терригенному глинообразованию. Аутигенная генерация глинистых минералов в субплатформенных и раннегеосинклинальных формациях контролируется

катагенезом и ранним метагенезом, в позднегеосинклинальных формациях—диагенезом, катагенезом, гидротермальным процессом, в орогенных—главным образом хемогенным (седиментационным) синтезом и диагенезом. В формациях последних двух этапов глинистый аутигенез связан в основном с преобразованием пирокластического материала, причем тонкий витрический пепел кислого состава превращается, как правило, в монтмориллонит, а за счет крупных пирокластов среднего-основного состава образуется преимущественно железистый хлорит. Формы проявления глинистого аутигенеза многообразны, что обуславливает возникновение ряда генетических групп глинистых минералов: седиментационно-диагенетической, диагенетической, катагенетической, метагенетической, гидротермально-метасоматической, гидротермально-эпигенетической. Трансформация глинистых минералов осуществляется в основном на структурах типа 2:1 и не сопровождается образованием структур иного типа. Ряды трансформации отчетливо фиксируют различные уровни постседиментационного изменения пород. В катагенезе—раннем метагенезе реализуется следующий ряд, характерный для субплатформенных и раннегеосинклинальных формаций: гидрослюда $1M \rightarrow$ гидрослюда $2M_1 \rightarrow$ мусковит $2M_1 \rightarrow$ парагонит $2M_1$. В глинах позднегеосинклинального этапа, находящихся на уровне катагенеза, развивается ряд: монтмориллонит $\rightarrow$ гидрослюда—монтмориллонит $\rightarrow$ монтмориллонит—гидрослюда. Для отложений орогенных формаций, претерпевших изменения типа диагенеза—раннего катагенеза, трансформация глинистых минералов не характерна и только спорадически фиксируются ряды: хлорит $\rightarrow$ хлорит-монтмориллонит $\rightarrow$ подвижный хлорит и монтмориллонит $\rightarrow$ гидрослюда—монтмориллонит. При щелочном гидротермальном процессе глинистые минералы не образуют метасоматические ряды, при кислом—возникает ряд: каолинит $\rightarrow$ серицит $\rightarrow$ пиррофиллит $\rightarrow$ монтмориллонит—пиррофиллит $\rightarrow$ монтмориллонит, который отражает постепенный метаморфизм растворов при движении от очагов к периферийным фациям.

В пределах исследованного региона глинообразование сопряжено с процессами формирования ряда минеральных фаций. Пространственно и генетически с глинами связаны яшмы, агаты, аметисты, цеолиты, исландский шпат, гидроокислы и окислы алюминия, марганца и железа. При различных типах глинообразования формируются разные минеральные фации, возникающие в результате химической дифференциации исходных пород (или глин), выноса компонентов и последующего их осаждения в соответствующих геохимических средах. Сами глины представлены несколькими промышленными типами, которые отличаются между собой минеральным и химическим составом, генезисом, степенью метаморфизма, физическими и другими свойствами. Различные типы промышленных глин локализованы в формациях разного этапа, что позволяет достаточно уверенно прогнозировать их поиски.

Было бы весьма интересно сравнить особенности формирования и эволюции глинистого вещества в исследованном регионе и в родственных ему геологических структурах. Но такой сравнительный анализ, как нам кажется, может быть полезным лишь в том случае, если он сделан на соразмеримом материале, которым автор, к сожалению, не располагал. Имеющиеся в литературе фрагментарные сведения о глинах Анатолии, Паннонского бассейна и других областей внутренних зон геосинклиналей не могли служить основой для подобного анализа. Думается, однако, что природные модели глинообразования для указанных регионов должны иметь много общего.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 5.V.1977.

Ի. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

ԿԱՎԱԴՈՅԱՑՄԱՆ ԲՆԱԿԱՆ ՄՈԴԵԼՆԵՐԻ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՎԵՐԱՍՏԵՂԾՄԱՆ
ՍԿՋԲՈՒՆՔՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՖԱՆԵՐՈԶՈՅԻ
ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐՈՒՄ ԿԱՎԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ

Ս. մ փ ո փ ո լ մ

Կավագոյացման պրոցեսը նպատակահարմար է քննարկել երկրա-պատմական տեսակետից: Զարգացման ընդհանուր հատկանիշներով և ֆորմացիաների նախնական շարքերով բնորոշվող երկրաբանական մեծ ստրուկտուրաները պետք է ունենան կավագոյացման ընդհանուր «վերացական» մոդելի նման մոդելների վերաստեղծումը տարբեր տիպի գեոսինկլինալների և պլատֆորմաների համար կարևորագույն խնդիր է կավերի երկրաբանության բնագավառում: Այս կերպ են հեղինակի կողմից իմաստավորվում հանրապետության տարածքի նստվածքային և հրաբխածին-նստվածքային ֆորմացիաների կավային ապարները: Քննարկվում են նաև կավագոյացման և կավային նյութի էվոլյուցիայի հիմնական հարցերը ֆաներոզոյում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амстердамский С. А. Об объективных интерпретациях понятия вероятности. В кн.: «Закон, необходимость, вероятность», «Прогресс», М., 1967.
2. Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов. Советская геология, № 1, 1965.
3. Гичзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
4. Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. «Наука», М., 1966.
5. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. «Недра», М., 1974.
6. Кирсанов Н. В. К вопросу о генетических особенностях и закономерностях размещения месторождений бентонитовых глин в СССР. Тр. Казан. геол. ин-та, вып. 24, Казань, 1969.

7. Коссовская А. Г., Дриц В. А. О гидрослюдах осадочных пород. В сб.: «Глины, их минералогия, свойства и практическое значение». «Наука», М., 1970.
8. Мачабели Г. А. Месторождения бентонитовых глин СССР и их связь с вулканизмом. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». «Наука», М., 1965.
9. Петров В. П. Глина как полезное ископаемое. В сб.: «Глины, их минералогия, свойства и практическое значение», «Наука», М., 1970.
10. Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних водоемах. Тр. ИГН АН СССР, вып. 112, 1964.
11. Франк-Каменецкий В. А. Гидротермальный синтез в системах галлуазит и каолинит + хлориды под давлением. В кн.: «Проблемы петрологии и генетической минералогии», «Наука», М., 1969.
12. Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. «Наука», М., 1975.
13. Carroi D., Starkey R. Reactiviti of clay minerals with acids and alkalies. Clay and clay miner., 19, № 5, 1971.
14. Kelier W. Flint clay and a flint-clay facies. Acta Univ. Geol., № 1—2, 1968.
15. Lucas J., Atman D, Miner. and geol. study of clay mineral transformation in the sedimentary Triassic, Jura Basin (France). Clay and Minerals, 16, № 5, 1968.
16. Mac Ewan A., Ruiz-Amil A. Interstaiified clay [minerals „Soil Compon. Vol. 2, Inog. Compon“, Berlin, e. a., 1975.
17. Millot G., Lucas J., Paquet H. Evolution geochimique pat deradation et agradation des mineraux dens l'hydrosphere. Geol. Rundschau, 55, № 1, 1977.
18. Velde B. Origin et evolution des minerayx argileux ezsai d'etude experimentale. Sirastructure et dynam. lithosphere. Paris, 1972.

УДК 550.31:551.1.(479 25)

Ш. С. ОГАНИСЯН

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Изучение строения глубинных зон земной коры и верхней мантии базируется на результатах различных методов геофизических исследований. При этом сейсмометрические данные являются опорными и служат основой как для структурных построений, так и для интерпретации всех геолого-геофизических материалов, относящихся к глубоким горизонтам земной коры.

Большим шагом вперед на пути к познанию геологического строения и определения мощностей осадочного покрова и консолидированной («гранитной» и «базальтовой») коры территории Армянской ССР является сейсмическое исследование со станциями «Земля». К настоящему времени отдельными профилями определено глубинное строение некоторых районов территории республики [10]. Однако, значительная сложность и стоимость сейсмических исследований ограничивают возможность их проведения. Если учесть еще и известную неоднозначность сейсмических построений и, главным образом, неоднозначность их геологической интерпретации, то станет очевидной необходимость использования при изучении глубинного строения исследованной территории данных и других геофизических методов, в первую очередь, данных гравиметрии.

Результаты сейсмических исследований со станциями «Земля» в пределах территории республики показывают, что наиболее устойчивыми, повсеместно прослеживаемыми границами являются верхняя и нижняя границы консолидированной коры, т. е. две границы: первая — между вулканогенно-осадочной толщей и консолидированной корой, и вторая — поверхность Мохоровичича (Мохо), между консолидированной корой и верхней мантией.

Указанные две границы почти повсеместно выделяются сравнительно надежно, чего нельзя сказать о других сейсмических границах, выделяемых как в вулканогенно-осадочном чехле, так и внутри консолидированного комплекса коры. Кроме этого, на границах между осадочным слоем и консолидированной корой (по фактическим материалам), так же, как и при переходе от коры к верхней мантии (по литературным данным), наблюдается скачок плотности, что позволяет их уверенно проследить гравиметрическим методом. Следовательно, поверхность консолидированной коры и поверхность Мохо являются опорными границами обоих методов.

Учитывая вышеизложенное для исследованной территории, нами принята двухслойная модель земной коры территории Армянской ССР: вулканогенно-осадочный и консолидированный комплексы.

Территории Армянской ССР соответствует единая гравитационная депрессия, приуроченная ко всей соовкупности находящихся в пределах республики горных массивов и межгорных впадин. Наиболее интенсивными отрицательными аномалиями характеризуются почти все главнейшие возвышенности, хребты и межгорные впадины Армянского нагорья. Сравнительно меньшие значения отрицательных аномалий приурочены к Куринской низменности, Араратской и Нахичеванской котловинам.

Интенсивность региональных отрицательных аномалий силы тяжести рассматриваемой территории такова, что объяснить подобные изменения влиянием только осадочных отложений, обладающих меньшей плотностью пород консолидированной коры, невозможно. Гравитационный эффект осадочного чехла даже при оптимальных значениях мощности в 8 км и при недостатке плотности в $0,2 \text{ г/см}^3$ не превышает 40% от наблюдаемого значения аномалий силы тяжести.

Анализируя все возможные причины развития региональных отрицательных аномалий силы тяжести, мы приходим к выводу, что главнейшими факторами, обуславливающими отрицательные аномалии силы тяжести на рассматриваемой территории, являются или уменьшение плотности изверженных и метаморфических пород в районах поднятий, или процессы, происходящие в подкоровом слое и приводящие к разуплотнению вещества в зонах поднятия (при постоянной мощности земной коры).

В последнее время в литературе появились работы, в которых приведены расчеты мощности земной коры по гравитационным аномалиям и получены корреляционные зависимости между глубиной залегания поверхности Мохо и региональными аномалиями Буге [1, 7—9, 18]. При расчетах большинство исследователей исходили из предположений, что структура земной коры однородна, т. е. однослойна.

Если учесть, что в среднем изменению мощности земной коры на 10 км соответствует изменение аномалий силы тяжести, примерно, на 100 мгл [1], тогда амплитуда колебания мощности земной коры в пределах исследованной территории составит порядка 15 км. Однако, имеются некоторые данные, отвергающие изменение мощности земной коры как в пределах республики, так и за пределами. Н. К. Карапетян, пользуясь записями далеких землетрясений телесейсмическим методом, получила значение для мощности коры, равное в районе с. Гукасян—53 км, в гор. Кировакане—54 км, в западной части Армянского нагорья (хр. Ала-даг)—54 км, в гор. Казахе—50 км, в гор. Тбилиси—52 км [11]. Следовательно, амплитуда колебания мощности коры здесь составляет всего 4 км.

Таким образом, данные гравиметрии и сейсмологии в определении мощности земной коры отличаются между собою на 11 км. Полученная разница, на наш взгляд, объясняется тем, что использование аномалий Буге для определения мощности земной коры без существенных поправок приводит к значительным ошибкам. К числу таких поправок, преж-

де всего, относится оценка влияния осадочного слоя и неоднородности в консолидированной коре.

В пределах исследованной территории мощность только одних кайнозойских отложений меняется от нуля в центральной Армении до 6 км в северо-восточной и юго-западной. Это влечет за собой изменение силы тяжести порядка несколько десятков миллигалл (мгг). Отсюда следует, что при определении мощности земной коры по аномалиям Буге в наблюдаемые значения силы тяжести необходимо вводить поправки за гравитационное влияние осадочного покрова.

Для того, чтобы заполнить этот пробел, нами были составлены схематические карты мощностей земной коры Армянской ССР и смежных районов Малого Кавказа по осредненным значениям аномалии Буге и высот. Осреднение выполнено квадратной палеткой со стороной, равной 0,5°.

Мощность земной коры, вычисленная по осредненным значениям аномалии Буге, соответствует величинам 42÷52 км. Аналогичная картина наблюдается и на схематической карте, составленной по осредненным значениям высот. Мощность земной коры здесь колеблется в пределах от 42 до 51 км.

Таким образом, амплитуда колебания мощности земной коры рассматриваемой территории, вычисленная по осредненным значениям аномалии Буге, составляет 10 км, что почти соизмеримо с величиной, вычисленной по осредненным значениям высот (9 км). Следовательно, отсюда вытекает, что осреднение аномалии силы тяжести уменьшает амплитуду колебания мощности земной коры на величину 5 км, но полностью заменить поправку за влияния вулканогенно-осадочного покрова не может.

Учет гравитационного эффекта, создаваемого вулканогенно-осадочным чехлом во многих районах исследованной территории, показывает, что большинство наблюдаемых крупных отрицательных аномалий в Ленинканском, Фонтанском районах, в пределах массива горы Арагац, бассейна оз. Севан и др. вызвано резким увеличением мощности сравнительно рыхлого осадочного чехла и менее плотными породами вулканогенной фации, а в тех районах, где обнажаются породы мезо-палеозойского и эопалеозойского возрастов, по плотности они отличаются от средней плотности пород консолидированной коры. Учет влияния этих факторов существенно изменяет и характер, и величину наблюдаемого гравитационного поля. Значения отрицательных аномалий силы тяжести уменьшаются почти в два раза, а амплитуда колебания мощности земной коры, определенной по гравиметрическим данным, почти в три раза. Если до введения поправки за влияния вулканогенно-осадочного покрова амплитуда составляла 15 км, то после— 6 км.

Для определения мощности земной коры по гравиметрическим данным, нами были исключены влияния вулканогенно-осадочного покрова из наблюдаемых значений поля силы тяжести. Мощность вулканоген-

но-осадочного покрова была оценена по данным буровых работ, сейсмических материалов со станциями «Земля», различными модификациями электроразведки и сейсморазведки, а также по геологическим данным.

Сведения о плотности вулканогенно-осадочного покрова были получены по материалам изучения керна скважин и по образцам, взятым из обнажений, по которым были вычислены закономерности изменения в плане и с глубиной плотности отдельных литолого-стратиграфических подразделений мезо-кайнозоя и палеозоя.

Поскольку плотность осадочной фации мезо-кайнозойского возраста с глубиной увеличивается, на основании имеющихся данных нами установлен закон изменения плотности от глубины в виде: $\delta = 2,20 + 0,145 \cdot h - 0,0095 \cdot h^2$, где h —глубина литолого-стратиграфического слоя в километрах.

На основании полученных данных были рассчитаны средневзвешенные плотности геологического разреза данного участка и его гравитационный эффект. Средняя плотность консолидированной коры была принята равной $2,80 \text{ г/см}^3$.

Для количественной оценки влияния различных аномалообразующих факторов, на наблюдаемое гравитационное поле, были произведены теоретические расчеты гравитационного эффекта по 20 профилям в предположении двумерной модели земной коры с помощью палетки Юнга. Путем последовательного исключения из аномалий Буге (Δg_n) гравитационных влияний, поверхности консолидированной коры (Δg_k) и поверхности Мохо (Δg_m) нами были построены карты остаточных аномалий:

$$\Delta g'_{\text{ост}} = \Delta g_n - \Delta g_k \text{ и } \Delta g''_{\text{ост}} = \Delta g_n - \Delta g_k - \Delta g_m,$$

в которых вулканогенно-осадочные отложения и консолидированная кора заменены породами плотностью $2,80 \text{ г/см}^3$.

Используя величины остаточных аномалий ($\Delta g'_{\text{ост}}$) и результаты сейсмических исследований, была установлена определенная корреляционная зависимость между глубиной залегания поверхности Мохо и остаточного гравитационного поля в виде: $H_m = 32,8 - 0,2 \cdot \Delta g'_{\text{ост}}$.

В результате количественного истолкования аномального гравитационного поля совместно с сейсмическими данными нами были составлены карты изогипс поверхности Мохо и мощности земной коры (рис. 1, 2).

Естественно, что составленные карты в общих чертах отображают характер рельефа поверхности Мохо и мощности земной коры. Однако, можно считать, что данные карты, составленные нами впервые в истории Армении, наиболее близки к действительности, так как в их основе лежит большой фактический материал, полученный за последние годы.

Из карты изогипс поверхности Мохо (рис. 1) видно, что общая амплитуда изменения глубины залегания поверхности Мохо достигает

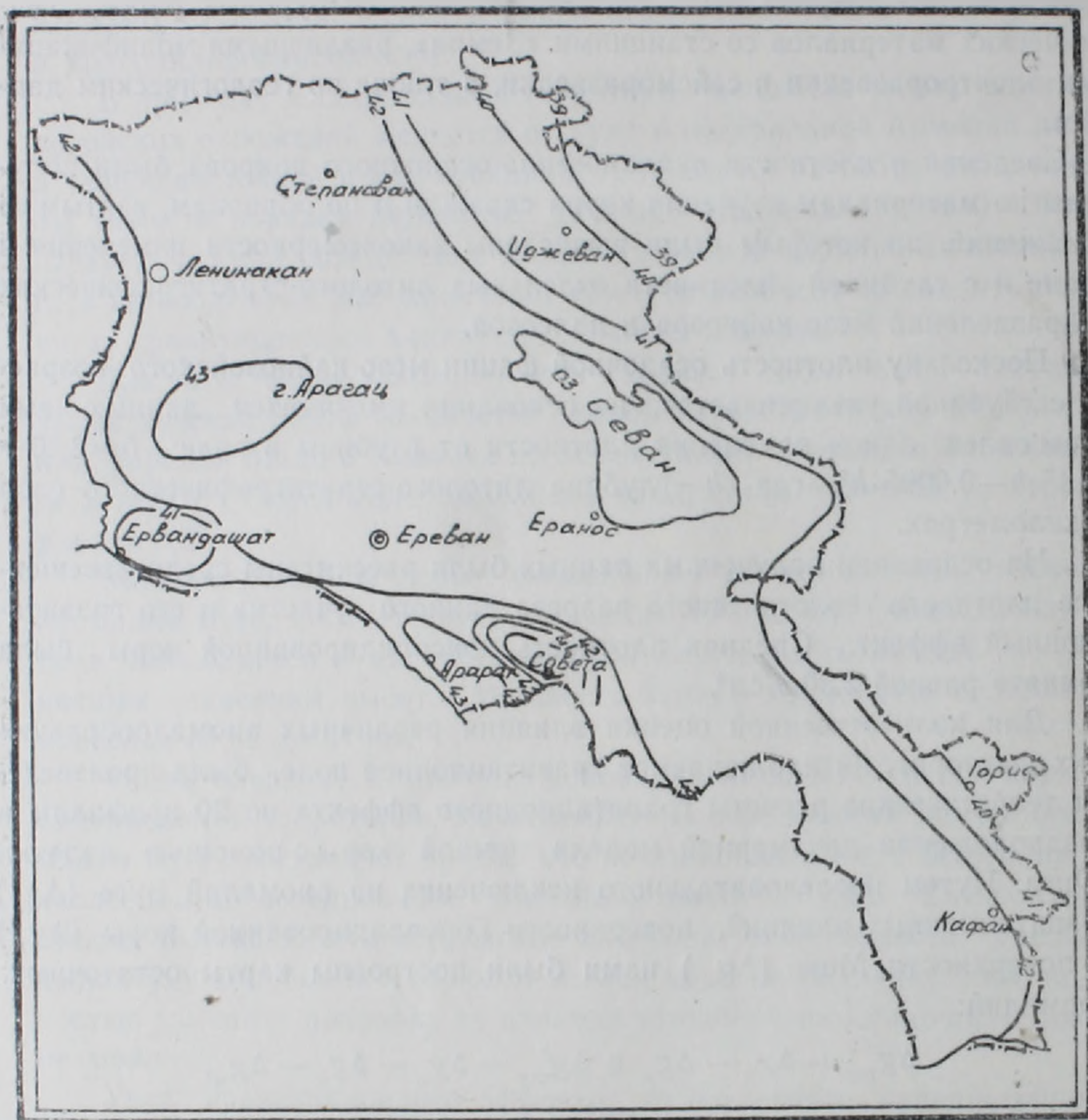


Рис. 1. Карта изогипс поверхности Мохоровичича территории Армянской ССР (составил Ш. С. Оганисян).

4 км. Минимальные значения отмечены в северо-восточных районах республики и на юге в районе сел. Советашен (39÷40 км), максимальные—в пределах массива горы Арагац и Араратской котловины (43 км). Минимальная глубина поверхности Мохо установлена на северо-востоке под областями, где абсолютная высота над уровнем моря колеблется от 500 до 800 м, на юге в районе сел. Советашен при средней высоте 2000 м и на юго-востоке в районе Гориса (2500 м). Наибольшие глубины до поверхности Мохо наблюдаются в пределах Гегамского хребта и массива горы Арагац, где средняя высота составляет 2500 м и в пределах Араратской котловины, расположенной между горизонталями 800—1000 м над уровнем моря.

Таким образом, морфология поверхности Мохо в рассматриваемой территории не зависит от дневного рельефа земной коры, т. е. не существует прямой зависимости между глубиной залегания подошвы коры и внешним рельефом земной поверхности. Так, Центральному орогени-

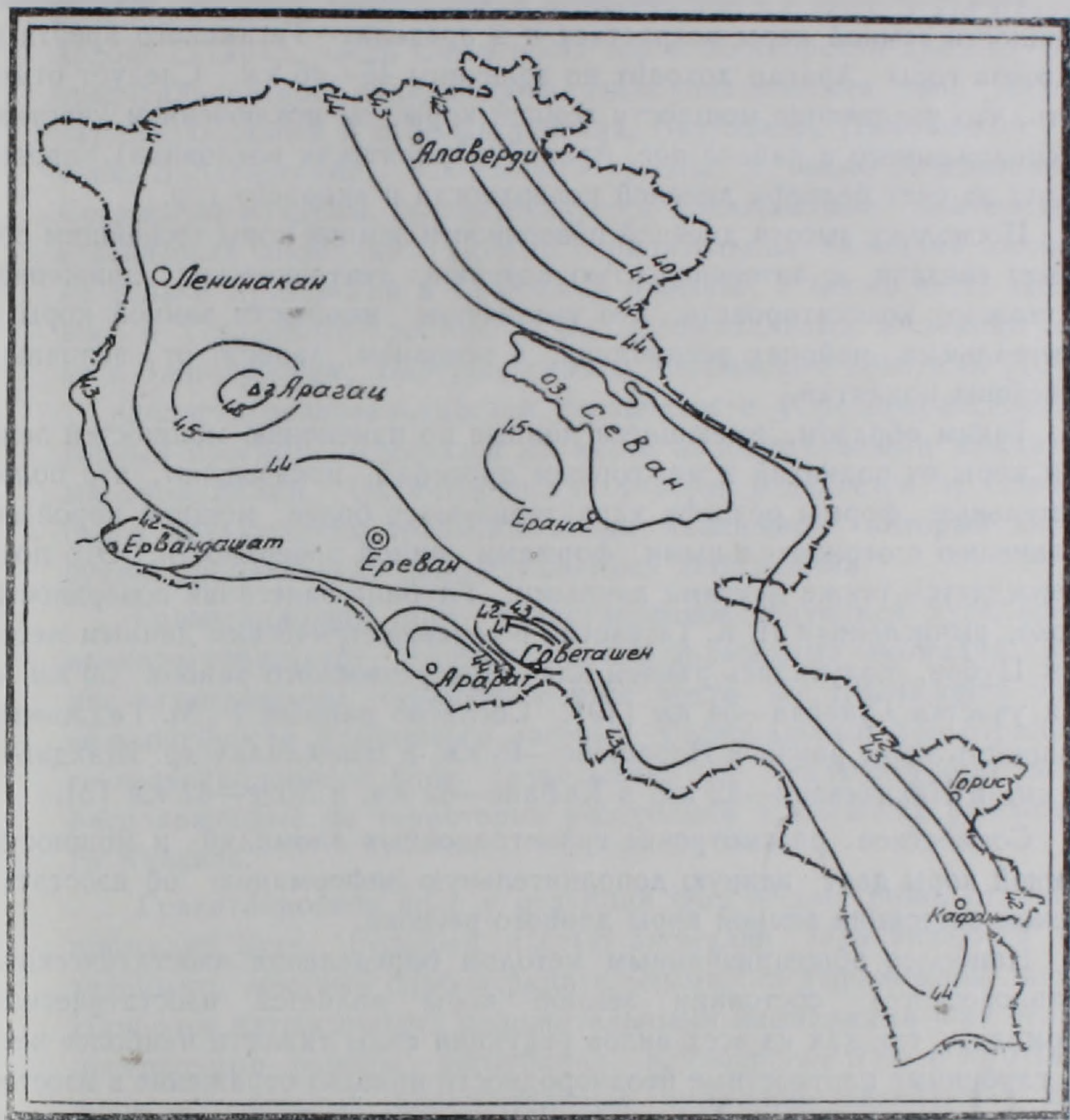


Рис. 2. Карта мощности земной коры Армянской ССР (составил Ш. С. Оганисян).

ческому поясу, протягивающемуся с юго-востока на северо-запад и включающего наряду с высокогорными сооружениями сравнительно глубокие впадины, соответствует спокойный рельеф поверхности Мохо с глубинами от 42 до 43 км, а в сопредельных равнинных и предгорных областях, совпадающих с областями раннеальпийской (киммерийской) и позднеальпийской складчатости, глубина залегания поверхности Мохо колеблется сравнительно в широких пределах—от 39 до 43 км.

В пределах рассматриваемой территории глубина залегания поверхности Мохо возрастает при переходе с северо-востока и юго-запада к центру территории республики за счет «корней» гор (4 км).

Мощность земной коры (рис. 2) изменяется от 40 км в зоне моноклинального поднятия северо-восточного склона Антикавказа до 46 км в неовулканической зоне. Мощность земной коры в зоне Среднеараксинского межгорного прогиба колеблется в пределах от 41 км в районе сел. Советашен до 44 км в районе пос. Арарат.

При переходе с северо-востока и юго-запада к центру республики мощность земной коры возрастает и в пределах Гегамского хребта и массива горы Арагац доходит до величины 45—46 км. Следует отметить, что увеличение мощности земной коры, за исключением участка, расположенного в районе пос. Арарат (Араратская котловина), происходит за счет рельефа дневной поверхности и «корней» гор.

Поскольку высота дневной поверхности земной коры теснейшим образом связана с интенсивностью новейших тектонических движений, то можно констатировать, что увеличение мощности земной коры в центральных районах республики, в основном, зависит от величины новейших поднятий.

Таким образом, имеющиеся данные по изменению мощностей земной коры от поднятий к межгорным прогибам показывают, что положительные формы рельефа характеризуются более мощной корой по сравнению с отрицательными формами земной поверхности. Это подтверждается также другими данными. Глубина залегания поверхности Мохо, вычисленная Л. К. Татевосян по гравиметрическим данным методом Цубои, получилась равной для Приереванского района 50 км, а для участка Гукасян—54 км [19]. Согласно данным Р. М. Гаджиева, мощность коры равна в Норашене—48 км, в пределах хр. Шахдаг—50 км, в Нахичевани—42 км, в Кафане—52 км, в Зоде—47 км [5].

Совместное рассмотрение гравитационных аномалий и мощности земной коры дает ценную дополнительную информацию об изостатическом состоянии земной коры данного региона.

Наиболее общепризнанным методом определения изостатического (равновесного) состояния земной коры является изостатическая аномалия, так как из всех видов редукции силы тяжести наиболее четко глубинные плотностные неоднородности находят отражение в изостатических аномалиях. Анализ этих аномалий особенно эффективен в областях активной новейшей и современной тектоники, к которым относится и территория Армении.

Однако сведения об изостатическом состоянии отдельных участков Земли можно получить и на основании аномалии силы тяжести, вычисленной в редукциях Буге и Фая. В связи с этим при определении изостатического состояния территории Армении помимо изостатических нами были использованы также аномалии Буге и Фая.

Карта изостатических аномалий силы тяжести территории Армении составлена по гипотезе Пратта-Хейфорда с использованием таблиц, составленных Е. А. Мудрецовой [15].

Территория республики характеризуется преобладанием положительных значений изостатических аномалий. Гравитационное поле дифференцировано, отмечается как Кавказская (продольная), так и Антикавказская (поперечная) зональность. Простираение изостатических аномалий в основном совпадает с простираением основных тектонических структур. Область раннеальпийской складчатости отображается на карте полосой интенсивных положительных аномалий в виде эллип-

совидного овала, обращенного выпуклостью на запад. Он охватывает хребет Гугарац, часть Сомхетских гор и Миапорский хребет. Область среднеальпийской складчатости (неовулканическая зона Антикавказа), включающей в себе Ширакский, Базумский, Памбакский, Гегамский, Варденисский и Сюникский хребты, а также Ленинаканскую и Севанскую впадины, характеризуется пониженными значениями изостатических аномалий. Полоса отрицательных аномалий захватывает не только Ереванский и Севанский прогибы, а также часть Цахкуняцкого и Гегамского хребтов. Поле положительных аномалий совпадает с Зангезурским, Баргушатским и Мегринским хребтами [16].

Область позднеальпийской складчатости (Среднеараксинский межгорный прогиб) выделяется на карте положительными изостатическими аномалиями. Октемберянский участок отделяется от Нахичеванского Арташатским гравитационным «заливом», который характеризуется пониженными положительными аномалиями.

Гравитационное поле, представленное редукцией Буге, повсеместно характеризуется отрицательными значениями аномалий, а наиболее интенсивными характеризуются почти все главнейшие хребты и возвышенности Армянского нагорья. Региональный фон отрицательного гравитационного поля захватывает все геоструктурные элементы, расположенные на территории республики и смежных районов Малого Кавказа.

Гравитационное поле в редукции Фая весьма резко отличается от аномалий Буге. Большей частью аномалии Фая являются положительными, местами слабоотрицательными без выраженной линейности. Наиболее интенсивными положительными аномалиями Фая отличаются центральные районы республики. К северо-востоку и юго-западу от зоны интенсивных положительных аномалий, захватывая большую часть Армянского нагорья, прослеживается полоса слабоположительных, местами отрицательных аномалий, совпадая пространственно с Араратской котловиной и зоной моноклинального поднятия северо-восточного склона Антикавказа [4]. Интенсивность гравитационного поля в разных редукциях свидетельствует о том, что этот регион целиком далек от изостатического состояния, причина чего, на наш взгляд, заключается в том, что земная кора региона в настоящее время имеет недостаточную мощность для выполнения условий полной изостатической компенсации и, в случае отсутствия антиизостатических сил, мощность ее должна несколько увеличиваться. Однако не исключено, что преобладание положительных изостатических аномалий, повышенных аномалий Буге и положительных аномалий Фая, может быть обусловлено также более повышенной плотностью вещества верхней мантии под Араратской котловиной и зоной моноклинального поднятия северо-восточного склона Антикавказа, а пониженные изостатические и интенсивные положительные аномалии Фая Армянского нагорья дают возможность предположить, что отсутствие изостатической ком-

пенсации объясняется поднятием и вследствие этого разуплотнением подкорового слоя.

Полученный по сейсмологическим наблюдениям с аппаратурой «Земля» разрез земной коры по территории республики позволяет проверить состояние равновесия.

Условия равновесия для двухслойной континентальной коры имеют вид:

$$(T + h) \rho_m - H_1 (\rho_m - \rho_1) - H_2 (\rho_m - \rho_2) = C,$$

где T — глубина поверхности компенсации (60 км);

h — высота над уровнем моря;

ρ_m — плотность верхней мантии;

H_1 — мощность осадочного слоя;

ρ_1 — плотность осадочного слоя;

H_2 — мощность консолидированной коры;

ρ_2 — плотность консолидированной коры;

C — постоянная величина (величина нагрузки).

Для района Кавказа при глубине $T=60$ км величина нагрузки (давления) равна $176,6 \text{ кг/мм}^2$ [6]. Подставляя в уравнение числовые значения плотностей осадочного слоя ($2,4 \div 2,6 \text{ г/см}^3$), консолидированной коры ($2,8 \text{ г/см}^3$) и мантии ($3,3 \text{ г/см}^3$), а также величины T (60 км), h , H_1 и C ($176,6 \text{ кг/мм}^2$), получаем мощность консолидированной коры и, следовательно, глубину до поверхности Мохо.

Сравнение вычисленных и наблюдаемых данных показывает (см. таблицу), что во всех случаях вычисленные величины намного больше, чем наблюдаемые.

Р е г и о н ы	В километрах		Δ
	по данным «Земля»	вычислен- ные	
Араратская долина	42	48	6
Зона моноклиального поднятия СВ склона Антикавказ	40	46	6
Армянское нагорье	46	55	9

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в случае полной изостатической компенсации мощность земной коры для Араратской долины должна равняться 48 км, зоны моноклиального поднятия с.-в. склона Антикавказ—46 км, а для Армянского нагорья—55 км.

Следовательно, Араратская долина и зона моноклиального поднятия северо-восточного склона Антикавказ далеки от состояния изостатического равновесия. Наиболее резкие нарушения равновесия проявляются в области Армянского нагорья. Для равновесия эти участки должны опускаться.

При изучении изостазии вводится понятие о топографических и компенсационных массах. При этом под топографическими подразумеваются массы суши выше уровня моря, а под компенсационными—

массы, расположенные на некоторой глубине. Для того, чтобы существовало в данном регионе изостатическое состояние, топографическим массам должны соответствовать компенсационные массы, равные топографическим по величине, но обратные по знакам [2].

При вертикальных движениях земной коры изменяются топографические массы на величину слоя мощностью h . Для сохранения равновесия должны соответственно изменяться и компенсационные массы мощностью $\left(\frac{\sigma_r}{\sigma_k} + 1\right)h$.

Если в данном регионе наблюдается разница между теоретической мощностью земной коры и действительной ее мощностью (N), тогда для восстановления равновесия земная кора должна подняться или опуститься на величину

$$h = \pm \frac{N}{\frac{\sigma_r}{\sigma_k} + 1},$$

где σ_r — плотность топографических масс;

σ_k — разность плотностей верхней мантии и земной коры.

На суше $\sigma_r = \sigma_0$, а для моря $\sigma_r = \sigma_0 - \sigma_b$, где σ_0 — плотность горных пород, а σ_b — плотность воды [6]. При $\sigma_0 = 2,67 \text{ г/см}^3$ и $\sigma_k = 0,5 \text{ г/см}^3$ для территории республики имеем $h = \pm \frac{N}{6,3}$.

Расчеты показывают, что для восстановления равновесия Ара-ратской долины мощность земной коры должна увеличиться на величину 7 км, в зоне моноклиального поднятия северо-восточного склона Антикавказа—6 км, области Армянского нагорья—8 км. Полученные величины соизмеримы с величинами, представленными в таблице.

Геодезические данные о современных движениях земной коры на территории Армении показывают, что земная кора в зоне моноклиального поднятия северо-восточного склона Антикавказа продолжает подниматься в настоящее время со скоростью до 2 мм в год. Наиболее интенсивные поднятия происходят в районе Кафанского сегмента со скоростью до 9 мм в год. Приведенные данные свидетельствуют о том, что тектонические силы направлены в сторону еще большего нарушения равновесия, поскольку эти участки земной коры характеризуются положительными изостатическими аномалиями и недостатком мощности земной коры.

Земная кора в центральной части Среднеараксинской зоны проявляет тенденцию к подъему (до 3 мм в год), которая также характеризуется положительными изостатическими аномалиями и недостатком мощности земной коры. В этом же районе расположены очаги наиболее сильных землетрясений (в среднем 8-балльные) с большей частотой повторяемости [17].

Центральные районы региона, Нахичеванская АССР, Ширакская долина и часть Араксинской котловины опускаются со скоростью до 8 мм в год, а это означает, что в настоящее время в указанных участ-

ках преобладают силы, стремящиеся восстановить равновесия земной коры за счет погружения, следовательно, и за счет увеличения мощности земной коры.

Сопоставление сейсмичности с современными движениями земной коры региона показывает, что между этими явлениями существует взаимосвязь. Очаги наиболее сильных землетрясений (в среднем 8-балльных) расположены в пределах Араратской и Ширакской котловин и в Кафанском сегменте, где происходят наиболее интенсивные современные движения земной коры (до 9 мм в год).

Интенсивность современных движений земной коры при переходе с юго-запада на северо-восток уменьшается, в соответствии с этим убывают также сила и частота сейсмических событий [17].

Между сейсмичностью и мощностями, а также изостатическим состоянием земной коры региона также существует определенная связь. Однако взаимоотношения между ними сложные и требуют в дальнейшем более подробного изучения.

Как по интенсивности и характеру гравитационных полей, так и по мощности земной коры территория республики делится на три зоны: Северо-Восточную, Центральную и Юго-Западную, существенно отличающиеся как в геологическом, так и в металлогеническом отношениях.

Сопоставление этих зон с рудными поясами [12, 13] показывает, что Северо-Восточная (Алаверди-Иджеванская и Горис-Кафанская) зона совпадает с Алаверди-Кафанским поясом, Центральная зона — с Памбак-Зангезурским, а Севано-Амасийский рудный пояс находится в пределах зоны больших горизонтальных градиентов силы тяжести.

Северо-восточная зона характеризуется умеренной мощностью земной коры (40—43 км) и почти полным отсутствием отложений среднего и верхнего палеозоя. Алаверди-Иджеванская подзона сложена главным образом вулканогенно-осадочной толщей средней и верхней юры, в составе которой большую роль играют порфириды, туфобрекчии, кератофиры и туфопесчаники. Горис-Кафанская подзона сложена вулканогенной толщей средней и верхней юры, смятой в брахиантиклиналь, прорванную небольшими штоками гранитоидов, альбитофиров и кварцевых порфиров [2].

Связь оруденения с определенными типами земной коры отчетливо проявляется на примере колчеданных месторождений Малого Кавказа, приуроченных к Северо-Восточной зоне, где мощность земной коры колеблется от 40 до 43 км. Здесь колчеданные месторождения, главным образом, медные (Алавердское, Шамлугское, Ахтальское, Кафанское и др.), связаны с субвулканами и малыми интрузиями альбитофиров и кварцевых порфиров, входящих в состав кератофиро-порфировой формации нижней и средней юры [3]. В структурном отношении эти месторождения приурочены к Алавердскому и Кафанскому антиклинальным поднятиям и к зонам больших горизонтальных градиентов силы тяжести.

Алавердский и Кафанский рудные районы, хотя территориально разобщены, однако они оба по величине и характеру гравитационного поля, а также по мощности и структуре земной коры, составляют единую зону.

Центральная зона характеризуется максимальной мощностью земной коры (до 46 км) и сложена наиболее древним комплексом метаморфических сланцев, мраморов, доломитов и гранитов, трансгрессивно перекрытых вулканогенно-осадочными толщами верхнего мела и кайнозоя. Все эти породы интенсивно смяты, разорваны тектоническими нарушениями надвигового типа близширотного простирания и прорваны небольшими штоками гранитоидов верхнеэоцен-олигоценового возраста. Среди гранитоидных интрузивов преобладают гранитоиды и кварцевые диориты, а в центральной части Памбакского хребта широко развиты также щелочные и нефелиновые сиениты [3].

С этими гранитоидными интрузиями генетически связаны Анкаванское, Агаракское, Каджаранское, Дастакертское, Даралагязское и др. медно-молибденовые и полиметаллические месторождения, а также Разданское и Капутанское железорудные месторождения.

Севано-Амасийская структурно-металлическая зона пространственно совпадает с полосой больших горизонтальных градиентов силы тяжести. Мощность земной коры здесь средняя (44 км). Эта зона нарушена различными разломами, в которые внедрились пипербазиты и габбро, с которыми связаны многочисленные месторождения редких и благородных металлов (олова, вольфрама, золота и др.).

Юго-Западная (Среднеараксинская) зона по мощности земной коры наиболее сложна и разделяется на три части: Центральную (Ереван-Октемберянскую), Араратскую и Советашенскую.

Центральная часть характеризуется средней мощностью земной коры (42—43 км). Здесь буровыми скважинами установлено наличие крупного погребенного горстового поднятия эопалеозойского фундамента и пород мелового возраста, а среди них—вулканогенные фации.

Араратская часть отличается максимальной мощностью земной коры (44 км) и совпадает с поперечными выступами герцинского субстрата в районах ст. Арарат и Волчьих ворот.

Советашенская часть характеризуется умеренной мощностью земной коры (41 км) и пространственно совпадает с одноименной антиклинальной структурой.

В пределах Юго-Западной (Среднеараксинской) зоны почти полностью отсутствуют металлические полезные ископаемые и интрузивный вулканизм. Однако в этой зоне буровыми скважинами установлено на разных глубинах наличие интрузивных тел гранитоидного состава без заметного оруденения.

При сопоставлении областей распространения вулканических аппаратов с мощностями изостатического состояния земной коры республики необходимо отметить, что вулкано-структурные подзоны: Самсарская, Кечутокая, Арагацкая, Гегамская, Айоцзор-Варденисская,

Сюникская и Кафанская пространственно расположены в Центральной зоне, где мощность земной коры наибольшая (46 км) и в изостатическом отношении далека от состояния равновесия. В этой же зоне расположено большинство полигенных и моногенных вулканов [20].

Тепловой поток юго-западного и северо-восточного районов в общем близок к нормальному, хотя изученность недостаточна. Средние значения теплового потока составляют $1,2 \text{ мк} \cdot \text{кал/см}^2 \cdot \text{с}$, но в центральных районах они превышают $2,4 \text{ мк} \cdot \text{кал/см}^2 \cdot \text{с}$ [14].

Зона высокого теплового потока совпадает с зонами среднеальпийского орогенеза, которая отличается от соседних районов по мощности и состоянию равновесия земной коры.

Подытоживая результаты приведенных данных, можно констатировать, что в пределах исследованной территории мощность земной коры при переходе с юго-запада и северо-востока к центру региона возрастает и в районах Гегамского хребта и массива горы Арагац достигает до величины 45—46 км. Однако мощность земной коры недостаточна для изостатического равновесия и в настоящее время территория республики целиком характеризуется интенсивными современными движениями, сейсмичностью, новейшим вулканизмом и другими явлениями, свойственными для районов тектонической активности.

Ордена Трудового Красного Знамени

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 10.VI.1977.

Շ. Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՐԱԾՔԻ ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎԻ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Գրավիտացիոն դաշտերի որակական մեկնաբանության տվյալների սեյսմաշափական արդյունքների համատեղ օգտագործմամբ մեր կողմից կազմվել է երկրակեղևի հզորության քարտեզը, ըստ որի Հայաստանի տարածքը բաժանվում է երեք զոնաների՝ հյուսիս-արևելյան, կենտրոնական և հարավ-արևմտյան: Դեպի տարածքի կենտրոնը երկրակեղևի հզորությունը աճում է և Գեղամա լեռնաշղթայի և Արագած լեռան զանգվածի շրջակայքում հասնում է մինչև 45—46 կմ: Հզորության աճը տեղի է ունենում ի հաշիվ տեղանքի ուկի և այսպես կոչված լեռնային «արմատների»:

Տարբեր ուղղակիքներով գրավիտացիոն դաշտերի լարվածությունը վկայում է մեզ հետաքրքրող տեղամասի իզոստատիկ հավասարակշռության դրությունից հեռու գտնվելու մասին, որի պատճառը երկրակեղևի անբավարար հզորությունն է:

Հաշվարկները ցույց են տալիս, որ հավասարակշռությունը վերականգնելու համար Հայաստանի տարածքի երկրակեղևի հզորությունը պետք է աճի 6—9 կմ-ով:

Երկրակեղևի ժամանակակից շարժումների ուսումնասիրությունները հարթաշափական եղանակով ցույց են տալիս, որ հյուսիս-արևելյան, շրջ-

ջանները շարունակում են բարձրանալ տարեկան 2 մմ միջին չափով: Առավել ինտենսիվ բարձրացում (9 մմ) տեղի է ունենում Ղափանի տեղամասում: Բերված տվյալները հանգեցնում են մեզ այն եզրակացության, որ տեկտոնական ուժերը ուղղված են հավասարակշռության էլ ավելի խախտման ուղղությամբ:

Հայաստանի տարածքի կենտրոնական մասը, Շիրակի հովիտը, ինչպես նաև Արարատյան գոգավորության մի մասը տարեկան իջնում են 8 մմ, որը վկայում է նշված տեղամասերի հավասարակշռության վերականգնման մասին:

Երկրակեղևի ժամանակակից շարժումների և սեյսմիկության համեմատումը ցույց է տալիս նրանց միջև եղած սերտ կապը: Ուժեղ երկրաշարժերի օջախները տեղադրված են Արարատյան գոգավորության, Շիրակի հովտի շրջակայքում և Ղափանի տեղամասում, որտեղ տեղի են ունենում ժամանակակից ինտենսիվ շարժումներ (մինչև 9 մմ):

Որոշակի կապ գոյություն ունի նաև երկրակեղևի հզորության, սեյսմիկության, հրաբխականության և հանքայնացման ու տեկտոնական ակտիվ շրջաններին հատուկ այլ երևույթների միջև:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Андреев Б. А. Гравитационные аномалии и мощность земной коры континентальных областей. ДАН СССР, 119, № 2, 1958.
2. Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. «Наука», М., 1966.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
4. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
5. Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Азерб. гос. изд-во, Баку, 1965.
6. Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А., Сычев П. М., Туезов И. К. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. «Наука», Сибирское отделение, Новосибирск, 1974.
7. Глушко П. Я. О зависимости величин аномалий Буге от мощности земной коры. В кн.: «Строение земной коры и физические свойства горных пород», «Наукова думка», Киев, 1965.
8. Грушинский Н. П. О связи поверхности Мохоровичича с рельефом и аномалиями силы тяжести. Сообщ. гос. астроном. ин-та им. П. К. Штенберга. Изд-во Моск. госуниверситета, М., 1961.
9. Деменицкая Р. М. Методика пересчета карты аномалий силы тяжести в карту рельефа поверхности Мохоровичича и дальнейшие пути изучения строения земной коры. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 1, 1957.
10. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М., Двоскина Т. Д., Миниярова Г. И. Строение земной коры северо-западной части Армении. «Советская геология», № 6, 1973.
11. Карапетян Н. К. Годограф сейсмических волн Малого Кавказа. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1956.
12. Магакьян И. Г. Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3, Изд-во АН СССР, 1960.
13. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Советская геология», № 7, 1959.

14. *Мириджанян Р. Т.* О методике каротажных исследований на Октемберянской площади. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIV, № 6, 1971.
15. *Мудрецова Е. А.* Таблицы топографических и топографо-изостатических поправок по гипотезе Протта-Хейфорда. Изд-во ГУГК СНК СССР. М., 1940.
16. *Оганисян Ш. С.* Изостатические аномалии силы тяжести и новейшие движения земной коры на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 4, 1972.
17. *Пирузян С. А.* Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. Изд-во АН Арм. ССР. Ереван, 1969.
18. *Сажина Н. Б.* Мощность земной коры и связь ее с рельефом и аномалиями силы тяжести. «Советская геология», 8, 1962.
19. *Татевосян Л. К.* Некоторые черты глубинного строения земной коры в области Кавказа по гравиметрическим данным. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 5, 1961.
20. *Ширинян К. Г.* К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1975.

УДК 550.341.2

Н. К. КАРАПЕТЯН

СЕЙСМИЧЕСКАЯ СОТРЯСАЕМОСТЬ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Землетрясения являются стихийным бедствием. Предотвратить его в настоящее время практически невозможно. Наиболее эффективным способом борьбы против землетрясений является сейсмостойкое строительство. Для этого необходимо выделить зоны, где возможны воздействия сейсмических колебаний на здания и сооружения. С этой целью строится карта сейсмического районирования территории страны с указанием сейсмических районов, где могут быть землетрясения силой 6, 7, 8 и 9 баллов.

При оценке максимальной сейсмической опасности определенного региона должны быть использованы сейсмологические и геолого-геофизические данные. Имеются несколько методов использования геолого-геофизических данных для оценки сейсмической опасности. Так, например, И. Е. Губиным разработан сейсмотектонический метод сейсмического районирования, согласно которому выделяются сейсмогенные зоны [3, 4]. М. Е. Артемьев, В. И. Бунэ и Н. Ш. Камбаров предлагают для выделения сейсмоопасных зон использовать гравиметрическую информацию [1]. Предлагаемый метод использован ими для выделения сейсмоопасных зон Крымско-Кавказского региона.

Согласно И. В. Кирилловой и Г. И. Рейснера при проведении сейсмического районирования необходимо выявление геологических критериев сейсмической опасности, которое осуществляется путем сопоставления сейсмических данных с тектоническими картами, полученными в результате изучения глубинного строения и истории геологического развития за длительные промежутки времени и анализа данных по современным движениям [9].

Для выделения сейсмоопасных участков по геологическим и геофизическим критериям применяются также методы опознавания образов и математического прогнозирования [2].

Существенным для оценки сейсмической опасности является разработанный Н. В. Шебалиным способ расчета максимальных возможных сотрясений, основанный на учете длины зоны и максимальной мощности активного слоя, т. е. оценки предельных величин накапливаемой и единовременно выделяемой энергии [18].

Все перечисленные методы установления степени сейсмической опасности заслуживают внимания и опробования. По-видимому, при оценке сейсмической опасности региона необходимо использовать как можно больше методов с последующим проведением сравнительного анализа полученных при этом данных.

Количественная оценка сейсмической опасности территории Армении нами проведена по известной методике, предложенной Ю. В. Ризниченко [11, 13].

Согласно этой методике в качестве меры сейсмической опасности принимается сотрясаемость, величина которой определяет силу и вероятность возможного землетрясения.

Сейсмическая сотрясаемость $B_{\Sigma J}$, то есть суммарная частота повторения землетрясений заданной силы и выше, определяется по формуле [13]:

$$B_{\Sigma J} = \frac{1}{10^{0.5\gamma} - 10^{-0.5\gamma}} \iint_S A [10^{-\gamma(K_J - K_0)} - 10^{(K_{\max} - K_0)}] ds \quad (1)$$

где γ — наклон графика повторяемости;

K_0 — энергетический класс землетрясений, по которому определена сейсмическая активность A ;

$ds = dx \cdot dy$ — элементарные площадки, на которые разбита вся область S , окружающая исследуемую точку;

K_J — энергетический класс землетрясения, эпицентр которого расположен на площадке ds и которое вызывает в данной точке сотрясение заданной силы J ;

$K_{\max}$ — максимальное возможное землетрясение на площадке ds .

По полученным значениям $B_{\Sigma J}$ строятся карты сейсмической сотрясаемости, где изолиниями показываются средние периоды повторения при 7-, 8- и 9-балльных землетрясениях.

Карты сейсмической сотрясаемости могут быть значительно уточнены, если при расчете сейсмической сотрясаемости использовать не только сейсмологическую информацию, но и геолого-геофизические данные [14]. При этом учет геолого-геофизических информаций производится во время построения исходной карты максимальных возможных землетрясений, а именно строится карта максимальных возможных землетрясений по комплексным сейсмолого-геолого-геофизическим данным.

Введение геолого-геофизических данных в расчеты $K_{\max}$ производится двумя методами [14]. При первом методе производится сопоставление определенного геологического или геофизического параметра Φ с сейсмической активностью A путем построения корреляционного поля в системе координат $\lg \Phi$, $\lg A$ и устанавливается корреляционная зависимость между этими величинами. Затем определяется значение долговременной средней сейсмической активности по комплексным сейсмолого-геолого-геофизическим данным по формуле [14]:

$$A^{(K)} = \frac{A + \sum_{i=1}^n A_i P_i}{1 + \sum_{i=1}^n P_i}, \quad (2)$$

где P_i — веса определений A_i по геолого-геофизическим данным. Вес сейсмологического определения A принят равным 1.

Зная долговременную среднюю активность известными методами рассчитывается $K_{\max}^{(K)}$.

При втором методе производится сопоставление Φ непосредственно с величиной K для наиболее надежных и крупных землетрясений исследуемого региона, строится корреляционное поле в системе координат $\lg \Phi, K$. Затем определяется положение предельного контура $K_{\max}(\Phi)$ и таким образом устанавливается связь геологического или геофизического параметра Φ с максимальными землетрясениями $K_{\max}$.

Имея корреляционные зависимости максимальных возможных землетрясений от тех или иных геолого-геофизических параметров, строятся отдельные карты максимальных возможных землетрясений по каждому из этих параметров.

Расчет в каждой точке максимального возможного землетрясения по комплексным сейсмолого-геолого-геофизическим данным производится по формуле [14]:

$$K_{\max}^k = \frac{K_{\max} - \sum_{i=1}^n K_{\max i} P_i}{1 + \sum_{i=1}^n P_i}, \quad (3)$$

где P_i — веса определения $K_{\max i}$ по геолого-геофизическим данным. Вес сейсмологического определения $K_{\max}$ принят равным 1.

Нами использован второй путь учета геолого-геофизических данных при расчете сейсмической сотрясаемости, а именно проведено непосредственное сопоставление геофизических и геологических параметров с величиной K для наиболее крупных землетрясений Армении. В таблице 1 для этих землетрясений даны значения магнитуды M , энергетического класса K и балльности в эпицентре J_0 .

Для определения максимального возможного землетрясения $K_{\max}$ на территории Армянской ССР по гравиметрическим данным нами использована карта аномалий силы тяжести Δg в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя $2,67 \text{ г/см}^3$. По этой карте определялось среднее значение градиента g в области эпицентров крупных землетрясений исследуемой территории. С этой целью использована методика, примененная в работе [15], а именно для каждого крупного землетрясения на карте проводился круг радиуса R области, ответственной за землетрясение данного энергетического класса и с центром в эпицентре этого землетрясения. Определялось максимальное значение разности Δg на проведенном круге и затем среднее значение модуля градиента Δg , которое условно принято равным $\frac{\Delta g}{2R}$.

Построения велись для двух случаев. В первом случае радиусы R площадок, ответственных за землетрясения, определяются по формуле [13]:

$$\lg R = 1,505 + 0,111 (K - 15). \quad (4)$$

Во втором случае использованы радиусы R , полученные нами для территории Армянского нагорья [7].

Используя данные о сильных землетрясениях Армении (таблица 1), нами проведена корреляция $\lg |\text{grad } \Delta g|$ с $K_{\max}$ (рис. 1 а, б) и получены уравнения регрессии для указанных выше двух случаев. Эти уравнения, соответственно, имеют вид:

$$\lg |\text{grad } \Delta g| = \bar{1},84 + 0,12 (K_{\max} - 15) \quad (5)$$

$$\lg |\text{grad } \Delta g| = \bar{1},88 + 0,14 (K_{\max} - 15). \quad (6)$$

Таблица 1

Сильные землетрясения Армении

Название землетрясения	Год	Координаты эпицентра		M	K	J_0
		φ_N°	λ_E°			
Вайоцзорское	735	39,7	45,5	$5\frac{1}{2}$	14	8
Двинское	893	40,0	44,6	$5\frac{1}{2}$	14	8
Гарнинское	1679	40,1	44,8	$5\frac{1}{2}$	14	8
Дарачичагское	1827	40,6	44,7	5	13	7
Чибухлинское	1853	40,6	44,9	5	13	7
Ленинаканское	1926	40,7	43,8	$5\frac{3}{4}$	14	8
Зангезурское	1931	39,3	45,0	$6\frac{3}{4}$	15,5	8—9
Кызыл-Дагское	1932	40,2	41,9	$5\frac{1}{4}$	13	7
Ереванское	1937	40,1	44,4	5	13	7
Бюраканское	1949	40,4	44,3	5	13	7
Зангезурское	1968	39,3	46,1	5	13	7—8

Используя полученные зависимости (5) и (6), а также карту аномалий силы тяжести способом, аналогичным построению карты $K_{\max}$ (А), для рассмотренных двух случаев построены карты максимальных возможных землетрясений для территории Армянской ССР по сейсмогравитационным данным (рис. 1 в, г). На этих картах проведены изолинии 15 и 16-го энергетических классов. При этом изолиния 15-го энергетического класса в случае использования радиусов R , определенных для Среднеазиатско-Японских землетрясений (рис. 1 в), проходит выше, чем в случае, когда использованы значения R для Армянского нагорья (рис. 1 г).

Для определения максимального возможного землетрясения $K_{\max}$ по магнитометрическим данным использована карта аномального магнитного поля (ΔT_a) при относительной высоте съемки 1000—1200 м.

Построения велись тем же путем, что и в предыдущем случае при определении $K_{\max} |\text{grad } \Delta g|$.

Построены корреляционные поля K , $|\text{grad } T|$ также для двух случаев (рис. 2 а, б) и получены уравнения сейсмомангнитного предельного контура, соответственно, в виде:

$$\lg |\text{grad } T| = \bar{2},53 + 0,08 (K_{\max} - 15) \quad (7)$$

$$\lg |\text{grad } T| = \bar{2},58 + 0,10 (K_{\max} - 15). \quad (8)$$

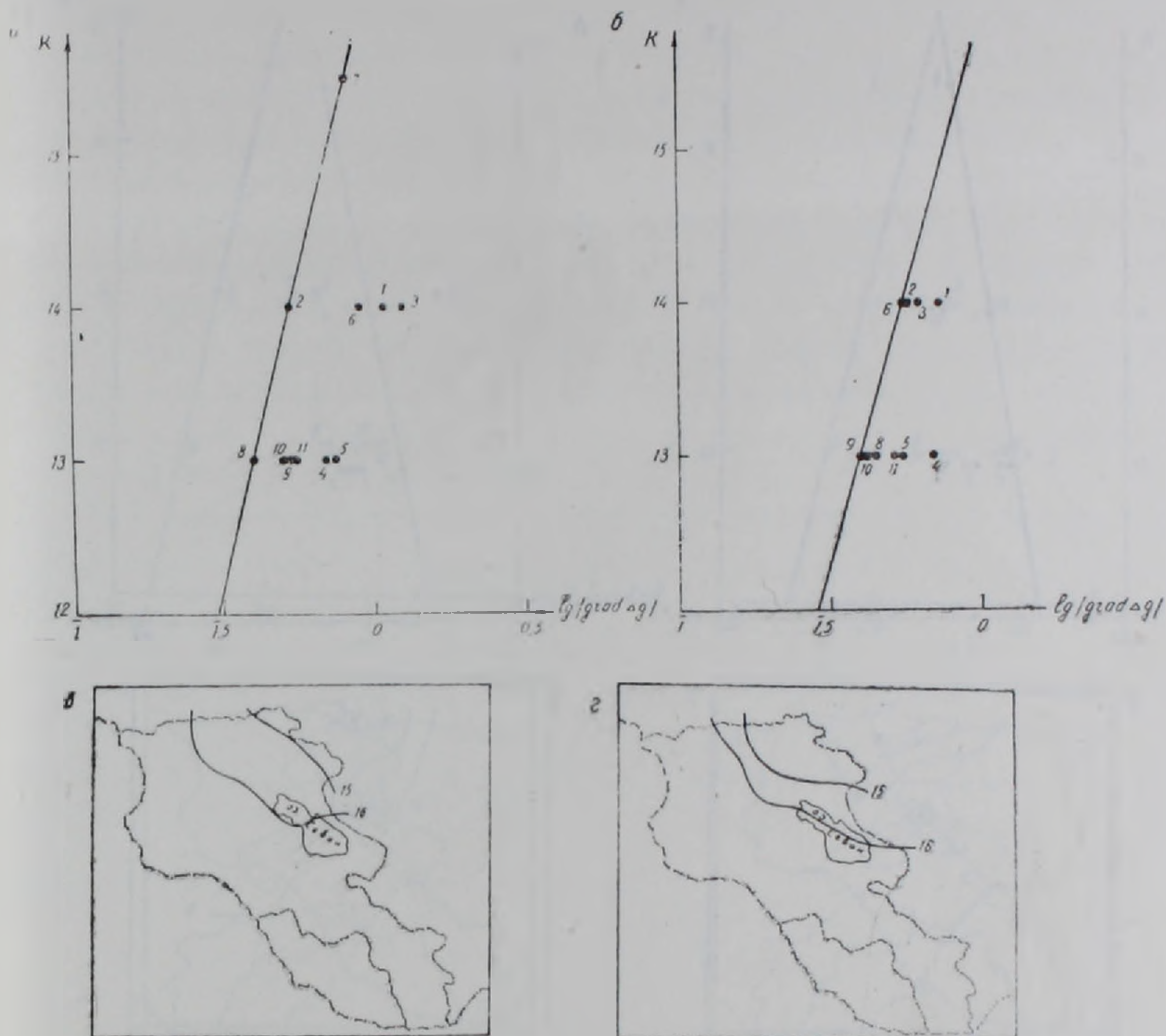


Рис. 1. Определение K_{max} для Армении по сейсмогравитационным данным. а—Корреляция величины K с $|\text{grad } \Delta g|$. Используются R для Среднеазиатско-Японских землетрясений. б—Корреляция величины K с $(\text{grad } \Delta g)$. Используются R для землетрясений Армении. в—Карта $K_{\text{max}} |\text{grad } \Delta g|$ для Армении. Используются R для Среднеазиатско-Японских землетрясений. г—Карта $K_{\text{max}} (\text{grad } \Delta g)$ для Армении. Используются R для землетрясений Армении.

Используя полученные зависимости (7) и (8), а также карту аномального магнитного поля, построены карты максимальных возможных землетрясений для территории Армянской ССР по сейсмомагнитным данным (рис. 2 в, г).

Согласно этим картам, изолинии 15 и 16 энергетических классов в случае использования R для Среднеазиатско-Японских землетрясений (рис. 2 в) расположены выше, чем соответствующие изолинии в случае, когда использованы радиусы R для землетрясений Армении (рис. 2 г).

В качестве изучаемого геологического параметра выбраны новейшие движения на территории Армянской ССР в неоген-четвертичное время. Использована карта новейших движений Армянской ССР, составленная Г. П. Симоняном. По этой карте определены средние значения модулей градиентов амплитуд новейших поднятий в местах крупных землетрясений $|\text{grad } V|$, затем построены корреляционные поля

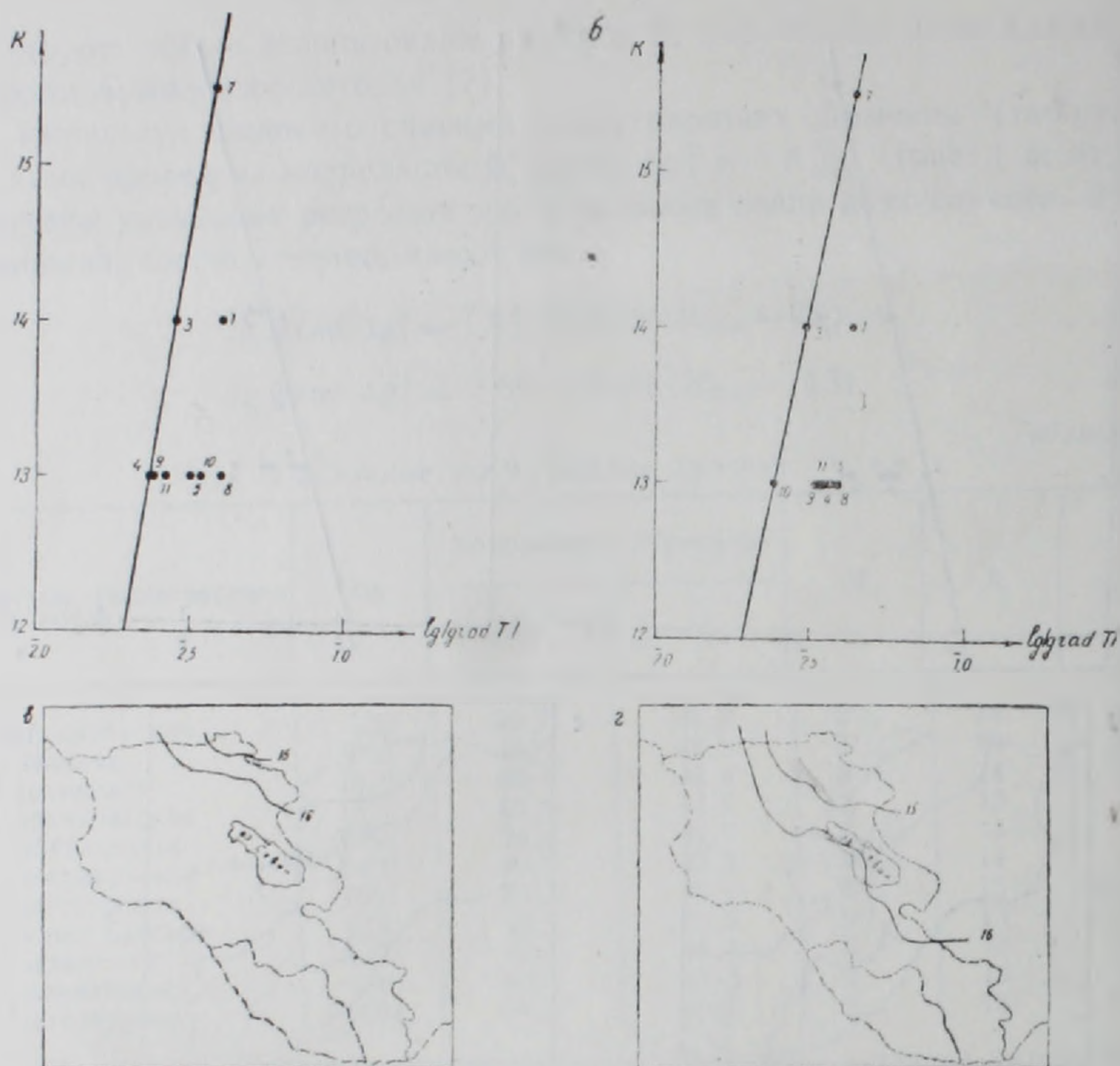


Рис. 2. Определение K_{max} для Армении по сейсмомагнитным данным. а—Корреляция величины K с $|grad T|$. Используются R для Среднеазиатско-Японских землетрясений. б—Корреляция величины K с $|grad T|$. Используются R для землетрясений Армении. в—Карта $K_{max} |grad T|$ для Армении. Используются R для Среднеазиатско-Японских землетрясений. г—Карта $K_{max} |grad T|$ для Армении. Используются R для землетрясений Армении.

K , $|grad V|$ для двух вышеуказанных случаев (рис. а, б) и получены уравнения предельного контура, соответственно, в виде:

$$lg |grad V| = \bar{3},94 + 0,11 (K_{max} - 15) \quad (9)$$

$$lg |grad V| = \bar{2},08 + 0,22 (K_{max} - 15). \quad (10)$$

Используя полученные зависимости (9) и (10), а также карту новейших движений, для территории Армянской ССР построены карты максимальных возможных землетрясений по этим данным (рис. 3 в, г). В этом случае, как и в двух предыдущих, изолинии 15 и 16-го энергетических классов при использовании R для Среднеазиатско-Японских землетрясений располагаются выше (рис. 3 в), чем при использовании R для землетрясений Армении (рис. 3 г).

Таким образом, использование радиусов R Среднеазиатско-Японских землетрясений при построении карт максимальных возможных

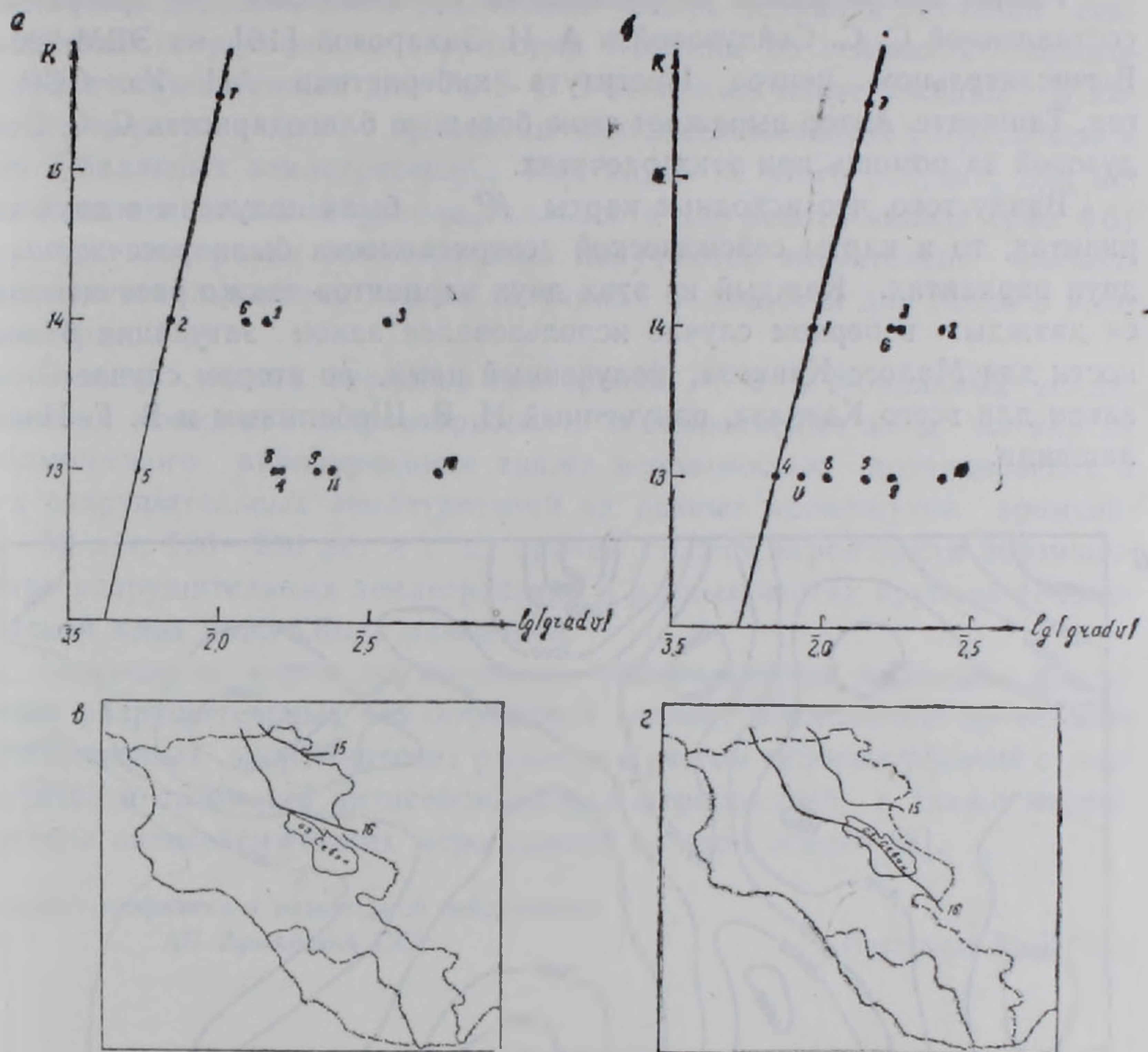


Рис. 3. Определение K_{max} для Армении по новейшим движениям. а—Корреляция величины K с $|\text{grad } V|$. Использованы R для Среднеазиатско-Японских землетрясений. б—Корреляция величины K с $|\text{grad } V|$. Использованы R для землетрясений Армении. в—Карта $K_{\text{max}} |\text{grad } V|$ для Армении. Использованы R для Среднеазиатско-Японских землетрясений. г—Карта $K_{\text{max}} |\text{grad } V|$ для Армении. Использованы R для землетрясений Армении.

землетрясений для Армении вызывает искусственное повышение сейсмоопасности исследуемого региона.

По полученным в отдельных точках значениям K_{max} по сейсмогравитационным и сейсмомангнитным данным и новейших движений вычислены величины максимальных возможных землетрясений K_{max}^k по комплексу сейсмолого-геслого-геофизических данных по формуле (3). Величина максимального возможного землетрясения K_{max} по сейсмологическим данным, входящая в эту формулу, для территории Армении определена ранее [7]. Используя вычисленные значения K_{max}^k , наклон графика повторяемости [5], карты сейсмической активности [6], а также затухание сотрясений с удалением от гипоцентра землетрясений [10, 17], вычислены величины сейсмической сотрясаемости на территории Армении, по сейсмолого-геолого-геофизическим данным.

Расчет сейсмической сотрясаемости производился по программе, составленной С. С. Сейдузовой и А. И. Захаровой [16], на ЭВМ-220 в Вычислительном центре Института кибернетики АН Уз. ССР в гор. Ташкенте. Автор выражает свою большую благодарность С. С. Сейдузовой за помощь при этих расчетах.

Ввиду того, что исходные карты $K_{\max}^k$ были получены в двух вариантах, то и карты сейсмической сотрясаемости были рассчитаны в двух вариантах. Каждый из этих двух вариантов также рассчитывался дважды: в первом случае использовался закон затухания балльности для Малого Кавказа, полученный нами, во втором случае—этот закон для всего Кавказа, полученный Н. В. Шебалиным и В. Г. Папалашвили.

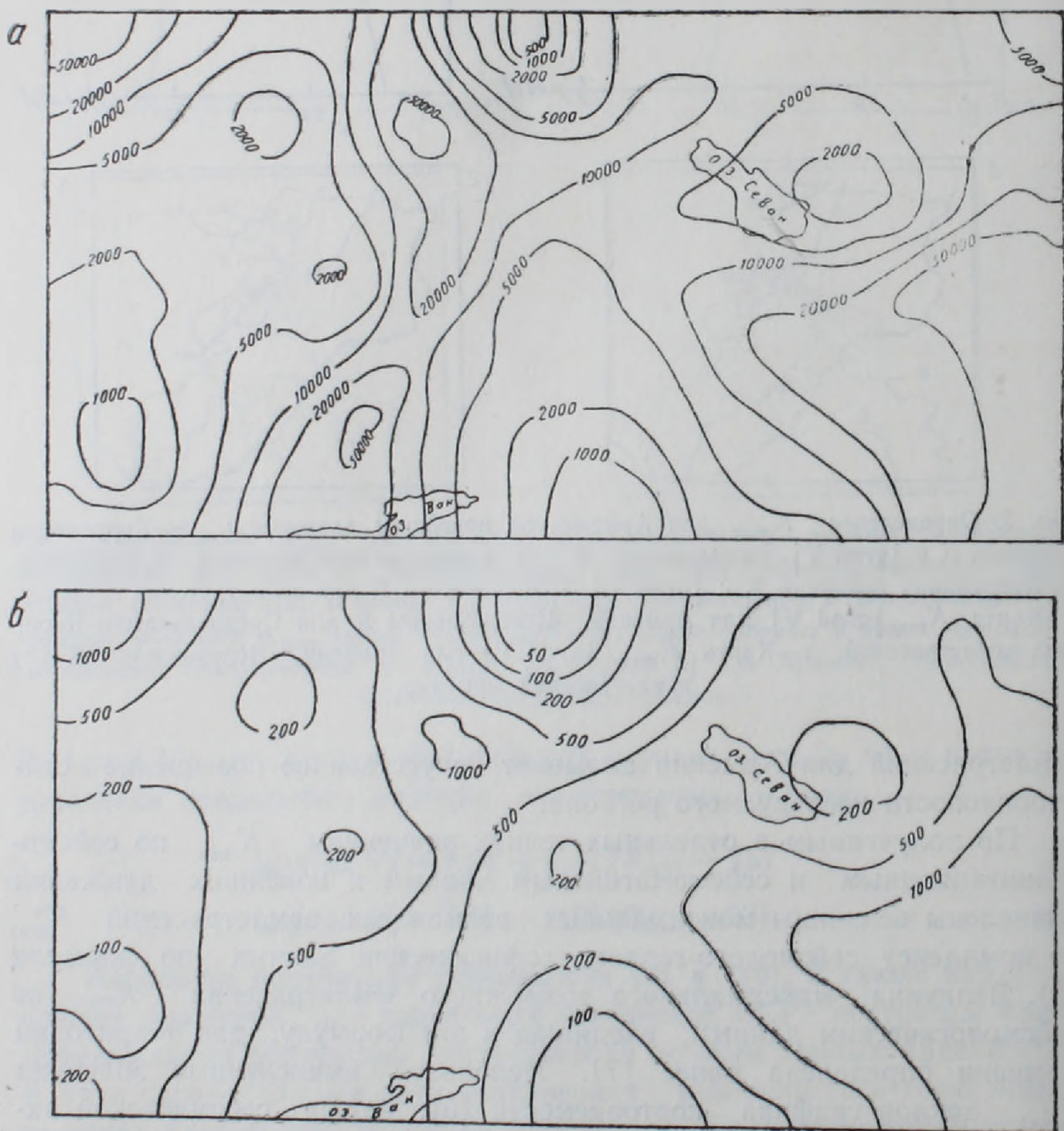


Рис. 4. Карты сейсмической сотрясаемости Армении для 7-балльных землетрясений по сейсмолого-геолого-геофизическим данным. а—При построении карты использован закон затухания балльности для Малого Кавказа. б—При построении карты использован закон затухания балльности для Кавказа.

Таким образом, были рассчитаны четыре варианта значений сейсмической сотрясаемости территории Армении по сейсмолого-геолого-геофизическим данным для 7-, 8- и 9-балльных землетрясений. В качестве примера на рис. 4 приведены карты сейсмической сотрясаемости для 7-балльных землетрясений. Как видно из этого рисунка, при использовании закона затухания балльности для всего Кавказа (рис. 4 б) периоды повторения землетрясений получаются значительно меньше, чем при использовании закона затухания балльности для Малого Кавказа (рис. 4 а).

Знание средних периодов повторения 7-, 8- и 9-балльных землетрясений позволит охарактеризовать сейсмоопасные зоны на картах сейсмического районирования также вероятностью возникновения в них разрушительных землетрясений за разные промежутки времени: 30—50 лет, 100—200 лет и т. д., причем степень вероятности возникновения разрушительных землетрясений в разных частях крупной сейсмоопасной зоны может быть различной.

Наличие на карте сейсмического районирования периодов повторения разрушительных землетрясений сделает возможным проведение вероятностных экономических расчетов с учетом типовых условий строительства и стоимости антисейсмических мероприятий, а также нормирования антисейсмических мероприятий на этой основе [8].

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 29.IV.1977.

Ն. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԱՐԱԾՔԻ ՍԵՅՍՄԻԿ ՑՆՑՈՒՄԱՅՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Սեյսմոլոգիական, գեոֆիզիկական և երկրաբանական տվյալներով բերվում են սեյսմիկ ցնցումայնության ուսումնասիրման արդյունքները: Ստացվել են համահարաբերակցական կախումներ երկրաշարժերի էներգետիկ դասի և Δg , $\Delta T a$ և v պրագմենտների մոդուլների միջև: Սեյսմոլոգիական, երկրաբանական և գեոֆիզիկական տվյալներով կառուցվել են ցնցումայնության քարտեզներ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Артемьев М. Ё., Бунз В. И., Камбаров Н. Ш. Использование данных о нарушениях изостатического равновесия для выделения сейсмоопасных зон Крымско-Кавказского региона. Известия АН СССР, Физика Земли, № 11, 1972.
2. Гельфанд И. М., Губерман Ш. А., Извекова М. А., Кейлис-Борок В. И., Ранцман Е. Я. О критериях высокой сейсмичности. ДАН СССР, т. 202, № 6, 1972.
3. Губин И. Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 13, (140), 1950.

4. Губин И. Е. Многоэлементное сейсмическое районирование. Известия АН СССР, Физика Земли, № 12, 1971.
5. Карапетян Н. К. Параметры сейсмического режима Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1976.
6. Карапетян Н. К., Манукян Ж. О. Карты сейсмической активности Армянского нагорья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1976.
7. Карапетян Н. К., Манукян Ж. О. Карты максимальных возможных землетрясений Армении по сейсмологическим данным. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1977.
8. Кейлис-Борок В. И., Нерсесов И. Л., Яглом А. М. Методика оценки экономического эффекта сейсмостойкого строительства. Изд-во АН СССР, М., 1962.
9. Кириллова И. В., Рейснер Г. И. Использование геологических критериев сейсмической опасности. В кн.: «Сейсмичность, сейсмическая опасность Крыма и сейсмостойкость строительства». Изд-во «Наукова думка», Киев, 1972.
10. Раутиан Т. Г. Энергия землетрясений. В кн.: «Методы детального изучения сейсмичности». Труды Ин-та физики Земли АН СССР, № 9 (176), 1960.
11. Ризниченко Ю. В. (ред.). Методы детального изучения сейсмичности. Труды Института физики Земли АН СССР, № 9 (176), 1960.
12. Ризниченко Ю. В. Сейсмическая сотрясаемость Крымского региона. Известия АН СССР, физика Земли, № 8, 1969.
13. Ризниченко Ю. В. Определение сейсмической сотрясаемости. В кн. «Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР», М., 1974.
14. Ризниченко Ю. В. Геолого-геофизические данные при решении проблемы сейсмической опасности. В сб.: «Материалы по сейсмичности и глубинному строению Азербайджана». Изд-во «ЭЛМ», Баку, 1974.
15. Ризниченко Ю. В., Джигладзе Э. А. Определение максимальных возможных землетрясений по комплексным данным для Кавказа. Известия АН СССР, Физика Земли, № 5, 1974.
16. Сейдузова С. С., Захарова А. И. Программа расчета карт сейсмической сотрясаемости. В кн.: «Изучение сейсмической опасности». Изд-во «ФАН» Узб. ССР, Ташкент, 1971.
17. Шебалин Н. В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании. В кн.: «Сейсмическое районирование СССР». «Наука», 1968.
18. Шебалин Н. В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясения. Известия АН СССР, Физика Земли, № 6, 1971.

УДК 550.83

С. В. БАДАЛЯН, Р. В. ОВСЕПЯН, З. В. ГАРИБЯН, В. Б. ГАМОЯН,
Ф. М. ФИДАНЯН, В. М. ГЕВОРКЯН, Г. В. АРУТЮНЯН

К ВОПРОСУ О ПЕРСПЕКТИВАХ ФЛАНГОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Алавердский рудный район, в пределах которого проводились исследования, является одним из древнейших горнорудных районов Кавказа. Известные здесь месторождения—Алавердское, Шамлугское, Ахтальское, разрабатывались еще в глубокой древности. Особенно интенсивная разработка этих месторождений началась со второй половины прошлого века.

В настоящее время в целях расширения минерально-сырьевой базы для Алавердского медно-химического комбината возник вопрос о выделении новых промышленных объектов среди многочисленных рудных проявлений в северной части Армянской ССР.

С этой целью Институтом геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР (ИГИС АН Арм. ССР), начиная с 1973 года, проводятся оценочные работы на флангах и глубоких горизонтах месторождений Алаверди, Арманис и Анкадзор.

Геология месторождений

Описываемые месторождения сложены допалеозойскими, мезозойскими, третичными и четвертичными образованиями, в составе которых широко развиты изверженные породы как эффузивные, так и интрузивные. Рудоносность Алавердского рудного района находится в тесной связи с особенностями геологического строения.

В структурном отношении Анкадзорское месторождение находится в висячем боку Анкадзорского надвига. На месторождении рудовмещающими породами являются порфириды и частично туфобрекчии. Эти породы гидротермально интенсивно изменены и представлены окварцованными, кварц-серицитовыми, хлоритизированными и каолинизированными образованиями.

Гидротермально измененные породы обычно содержат вкрапленность сульфидов—пирита и халькопирита. Пиритизированные участки на поверхности обохрены. Оруденение морфологически представлено жилами и прожилково-вкрапленными типами. Рудные жилы имеют кварц-медно-серноколчеданный состав и отличаются по текстурным особенностям. Наряду с массивной встречается и брекчиевидная текстура, образовавшаяся путем цементирования рудой обломков вмеща-

ющих пород. Оруденение приурочено к зонам дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания.

Район Арманисского золото-полиметаллического месторождения сложен сланцами, песчаниками, туфами, туфобрекчиями, порфиритами. Четвертичные образования представлены делювиальными, озерно-речными отложениями, андезито-базальтами и туфами. Интрузивные породы в районе имеют ограниченное распространение. К числу крупных разрывных нарушений относится Куйбышевский (Пушкинский) надвиг, который начинается у с. Куйбышево и протягивается на юго-восток до Пушкинского перевала. Вдоль разлома, преимущественно вдоль его лежащего бока, породы претерпели гидротермальный метаморфизм (местами вплоть до образования вторичных кварцитов и оруденения—золото, медь, свинец и др.). В лежащем боку этого надвига расположено Арманисское месторождение.

Рудные подзоны представлены кварц-пирит-халькопиритовыми и халькопирит-сфалерит-галенитовыми жилами и прожилковыми зонами с промышленным содержанием меди, свинца, цинка, ртути и др.

Геофизическая изученность

Геофизические исследования на Алавердском рудном поле начались с 1926 года. Работы велись разными организациями: американской фирмой «Радиор» (Р. У. Кларк), Ленинградским институтом прикладной геофизики (И. Г. Михайлов). Исследования носили в основном методический характер и преследовали цель выяснения возможностей применения того или иного метода на месторождениях.

Второй период геофизических исследований на Алавердском рудном поле начинается с 1945 года. В 1945 году на Анкадзорском (Шагали-Эйларском) месторождении меди геофизической партией ВИРГ (Д. М. Карпушин, А. Г. Тархов) был применен комплекс геофизических методов: индукции, сопротивлений, заряженного тела, естественного электрического поля, магниторазведки, спектрометрии.

Геофизические работы, не вышедшие за рамки экспериментальных исследований, преследовали цель определения возможностей вышеперечисленных методов для поисков и разведки рудных тел. Авторы работ делают положительное заключение относительно применимости методов индукции, заряженного тела и спектрометрии. Метод магниторазведки рекомендуется применять только для целей детального геологического картирования.

В дальнейшем геофизические исследования в пределах данного месторождения возобновились в 1966 году (Геофизическая экспедиция УГ СМ Арм. ССР, Ю. Т. Севинян, Г. О. Манукян). В этот период впервые на этом месторождении применялся метод вызванной поляризации (ВП) с измерением двух параметров η и ρ . Метод ВП зарекомендовал себя как один из основных поисковых методов, с помощью

которого была выявлена Анкадзорская аномальная зона, состоящая из трех аномалий: А-1, А-2, А-3.

Как следует из вышесказанного, все исследования до 1973 г. на месторождениях Северной Армении носили не систематический характер и проводились для опробования возможностей того или иного метода на месторождениях.

На Арманисском золото-полиметаллическом месторождении геофизические исследования начались с 1953 года. В результате проведения аэромагнитных исследований тогда удалось локализовать участки, перспективные на рудоносность.

В дальнейшем на месторождении был применен метод ВП (ИГИС АН Арм. ССР—С. В. Бадалян, 1963 г. и Геофизическая экспедиция УГ СМ Арм. ССР—Г. Г. Гургенян, 1969—1970 гг.). Авторы делают положительный вывод о применимости метода ВП на месторождении. По результатам работ 1970 года была выявлена аномальная зона с.-з. направления на общей площади 3 кв. км.

В последующем Геофизической экспедицией продолжались электроразведочные исследования (А. А. Халатян, В. С. Вартанян), по результатам которых между селами Кизкала—Арманис обнаружена перспективная зона с.-з. направления интенсивностью аномалий кажущейся поляризуемости в 8—10%. Предполагалось, что она была связана с гематитовым оруденением.

В 1964, 69, 70, 71 годах Геофизической экспедицией на месторождении проводились также скважинные геофизические исследования (Р. Т. Мириджанян, Л. С. Сумбатян). В результате проведенных работ устанавливается поисковая возможность метода ВП и естественного электрического поля (ЕП) вертикальных скважин. Предлагается применение метода «Заряд-ВП» с вариантом «векторной съемки» для определения последующих точек под бурения.

С 1973 года ИГИС АН Арм. ССР на месторождениях Северной Армении проводит систематические исследования с целью оценки перспектив Арманинского и Анкадзорского месторождений и их флангов.

Физические свойства горных пород и руд

На Арманисском и Анкадзорском месторождениях для выбора рационального комплекса геофизических методов проводилось детальное изучение физических свойств: удельного электрического сопротивления— ρ , поляризуемости— η и плотности— δ пород и руд как в естественном залегании, так и в лабораторных условиях. Результаты массовых определений физических свойств были подвергнуты математической обработке: вычислены средние значения— $\eta_{\text{ср.}}$, $\rho_{\text{ср.}}$, $\delta_{\text{ср.}}$, средние квадратические отклонения— $\sigma_{\rho, \eta, \delta}$ и доверительные интервалы изменений— J_{β} физических параметров пород и руд [7].

По данным независимых статистических распределений физических свойств интеграл-вероятным способом оценивалась эффективная

дифференциация (безусловная вероятность разделения двух горных пород, пород и руд) по удельному электрическому сопротивлению — P_ρ , поляризуемости — P_η и плотности — P_δ [13].

В результате исследований физических свойств горных пород и руд выяснилось:

а) По Анкадзорскому месторождению меди.

В рудовмещающих породах (плагноклазовые порфиристы и вторичные кварциты) по удельному электрическому сопротивлению, поляризуемости и плотности заметная дифференциация не наблюдается. Средняя вероятность разделения этих пород по η и ρ составляет около 20%, а по δ — 10%.

Эффективная плотность порфиритов и кварцитов по отношению к фиолетовым липарито-дацитам составляет в среднем 0,20 г/см³, а вероятность разделения этих пород по плотности — 96%. Следовательно, возможность применения гравirazведки с целью выделения контактов порфиритов и фиолетовых липарито-дацитов в условиях месторождения достаточно высока.

Медноколчеданные рудные жилы и зоны характеризуются довольно широким интервалом изменения параметров поляризуемости и плотности, значения которых изменяются в пределах $\eta = 5,0 \div 60\%$ и $\delta = 2,70 \div 3,30$ г/см³. По удельному электрическому сопротивлению рудные жилы имеют достаточно пониженное значение, особенно продольное сопротивление ($\rho_e = 2 \div 60$ ом), а поперечное сопротивление (ρ_n) достигает 50 ÷ 300 ом, как у гидротермально измененных порфиритов.

Дифференциация рудных тел и рудовмещающих пород по поляризуемости и удельному электрическому сопротивлению четкая, средняя вероятность разделения этих пород по η составляет 90%, а по ρ , с учетом коэффициента анизотропии, составляет соответственно $P_{\rho e} = 98\%$, $P_{\rho n} = 80\%$. Высокая дифференциация пород и руд позволяет констатировать, что применение методов ВП и заряда с целью поисков и прослеживания рудных жил на данном месторождении может оказаться благоприятным.

Рудные жилы по эффективной плотности отличаются от вмещающих пород на 0,5—0,7 г/см³. Средняя вероятность разделения рудных жил от рудовмещающих пород составляет 92%, что свидетельствует о возможности применения гравirazведки при решении поисково-разведочных задач на данном месторождении.

б) По Арманисскому золото-полиметаллическому месторождению.

В пределах месторождения рудовмещающие породы, в большинстве случаев, являются гидротермально измененными, разрушенными и минерализованными, в сильно измененных и трещиноватых участках представлены рыхлыми породами с глиной. Все рудовмещающие породы по поляризуемости и плотности незначительно разделяются друг от друга, вероятность разделения которых составляет 20—30%.

Удельное электрическое сопротивление полиметаллических руд изменяется в широких пределах (10—500 ом) и в зависимости от коли-

чества содержания прожилково-вкрапленных оруденений коэффициент анизотропии достигает $\lambda=3$. Дифференциация рудных тел и рудовмещающих пород по ρ на Армянском месторождении нечеткая.

Не считая редких случаев, дифференциация по поляризуемости и плотности пород и руд месторождения соответственно составляет $P_{\gamma}=75\%$ и $P_{\delta}=80\%$, что также не отрицает эффективности применения методов ВП и гравиразведки на Арманисском месторождении для выделения рудных тел.

Исходя из результатов изучения физических свойств горных пород и руд, их минералогического состава, структурно-текстурных особенностей рудных тел и литологического состава пород месторождений Алавердского рудного района (Анкадзорское и Арманисское), для решения задач, связанных с вопросами перспектив флангов указанных месторождений, был выбран следующий оптимальный комплекс геофизических методов: естественного электрического поля (ЕП), вызванной поляризации (ВП) и гравиразведки. С целью определения возможности применения метода заряда при последующих геофизических исследованиях для прослеживания рудных тел, после проходки скважин, метод был опробован на горизонте шт. 4 Анкадзорского месторождения.

Методика и техника полевых наблюдений

Метод ЕП. Наблюдения методом естественного электрического поля проводились потенциальной схемой с наращиванием профилей [6]. Нулевые точки, к которым приводились данные наблюдения, выбирались на большом расстоянии от рудных участков, на ровной местности, избегая поля фильтрации и горного электричества. С целью повышения точности работ до проведения наблюдений поливались заранее подготовленные лунки стоянки электродов [2]. Наблюдения проводились прибором ЭСК-1.

Метод ВП. Наблюдения методом вызванной поляризации проводились по схеме градиента. Были проведены опытно-методические работы с целью определения оптимальных параметров установки и нижней границы поляризующего тока, исходя из конкретных геолого-геофизических характеристик исследуемых участков. Измерения проводились с помощью пульта станции ВПС-63, а поляризующий ток подавался электроразведочным генератором СГЭ-72.

Метод гравиразведки. Предварительно, в условиях, близких к полевым, проводились испытания гравиметров для выяснения интервала времени, в котором смещение нуль-пункта имеет линейный характер. Рядовые рейсы, продолжительностью не более двух часов, опирались на две-три опорные точки.

Смещение нуль-пункта гравиметра характеризовалось линейностью и точность измерений составляла $\pm 0,04$ мгл. Средняя квадратическая ошибка измерения ускорения силы тяжести рядовых пунктов не превышала $\pm 0,05$ мгл. По методу повторений каждая опорная точ-

ка наблюдалась в 3-х, 4-х независимых рейсах. Измерения ускорения силы тяжести проводились гравиметрами ГАК-ПТ и ГР/К-2.

При выделении аномалий из рудоконтролирующих структур и рудных залежей, особенно на флангах месторождений, учитывалось влияние различных мешающих факторов и, в первую очередь, отложений переменной мощности и вычислялись поправки за влияние рельефа местности и физико-геологические поправки [4, 5].

Метод электрической корреляции. Измерения электрического поля проводились вдоль выработки, называемой коррелируемой, и заряд рудного тела осуществлялся через соседнюю, так называемую, зарядную горную выработку. Измерения потенциала поля заряда проводились способом потенциала, при этом питающий электрод V_{∞} располагался от профиля наблюдения на расстоянии не менее 1,5 км и выносился из подземных выработок на поверхность Земли. Наблюдения проводились прибором ЭСК-1, причем заранее были определены необходимые параметры тока. При измерениях использовались неполяризующиеся электроды конструкции ВИТР-а и специальные неполяризующиеся электроды для измерений по стенкам выработок.

При работе электроразведочными методами техническое обеспечение производилось по правилам, предусмотренным в инструкциях проведения полевых геофизических работ.

Результаты наблюдений

а) Арманиское золото-полиметаллическое месторождение.

Геофизическим исследованиям подвергались два участка месторождения: I участок— («Юго-Западный») и II участок— («Восточный») (рис. 1).

Во избежание громоздкости представления множества кривых полевых наблюдений на приведенном рисунке (как и на последующих рисунках), результаты исследований показаны в виде осей геофизических аномалий.

Участок I («Юго-Западный»). Кривые естественного электрического поля на данном участке характеризуются небольшими значениями потенциала. Поле вызванной поляризации характеризуется фоновым значением до 5%, а аномальные значения достигают 20%.

На участке прослеживается аномальная зона, которая отмечается аномалиями вызванной поляризации— η_p —до 20%, естественного электрического поля— U —до 30 мВ и относительным гравитационным максимумом Δg до 0,9 мгл. Указанные аномалии по ВП, ЕП и гравirazведке четко коррелируются между собою.

Исходя из результатов опытно-методических исследований на смежных участках месторождения, по характеру физических полей над известными рудными телами, можно сделать заключение, что указанная аномальная зона соответствует рудной зоне, которая находится в лежащем боку близмеридионального надвига, местоположение которо-

го также уточнено, имея в виду то, что висячий бок указанного надвига представлен известняками, несущими оруденение (рис. 1).

Участок II («Восточный»). По площади исследований участок II в несколько раз превышает предыдущий. По характеру проявления геофизических полей оба участка аналогичны.

На участке «Восточный» выявлены три аномальные зоны, которые нами условно названы «Левая», «Центральная» и «Правая». Все три зоны имеют СВ-ЮЗ направление и прослеживаются до 400—450 м. В промежутках между ними имеется ряд мелких, по протяженности. подзон, которые примыкают к основным зонам (рис. 1).

Все указанные зоны характеризуются значением η_k 14—18%, U 20—30 мВ и Δg 0,8 мгл. Надо отметить, что с помощью гравirazведки отмечается только зона «Левая», а «Центральная» и «Правая» зоны не отмечаются, что, по всей вероятности, вызвано типом оруденения. Зоны «Левая» и «Центральная» прослеживаются по всем профилям наблюдений. Зона «Правая» в районе профилей I—I расширена до 150 м и образует широкую аномальную область.

Анкадзорское месторождение меди

На Анкадзорском месторождении геофизические исследования проводились также на двух участках: участок—I («Назои-Юрт») и участок—II («Кошакар») (рис. 2).

Исходя из геологических и орографических условий, профили на участке «Кошакар» были направлены перпендикулярно профилям участка «Назои-Юрт».

Участок—I («Назои-Юрт»). На участке исследования проводились методами ВП, ЕП и гравirazведки. В результате получены аномальные значения по системам профилей в пределах 10—15%— η_k , отрицательные аномалии естественного электрического поля U до 30 мВ и относительные максимумы Δg в 0,8 мгл.

Согласно результатам геофизических исследований на участке «Назои-Юрт» выделяются четыре аномальные зоны (1, 2, 3, 4), которые в своей средней части прерваны имеющимся тектоническим нарушением с небольшой амплитудой (рис. 2).

Ряд аномальных зон на участке «Назои-Юрт» был рекомендован для проверки бурением. Скважины, заданные на основании геофизических данных, подсекли две рудные зоны с промышленным содержанием меди и молибдена. В настоящее время продолжаются проверочные буровые работы на остальных аномальных участках Анкадзорского месторождения.

Участок—II («Кошакар»). На участке геофизические исследования проводились методами ВП и ЕП по четырем профилям протяженностью до 500 м. Наблюдаемые геофизические поля характеризуются интенсивными аномалиями с довольно широкой протяженностью в центральной части участка— U до 120 мВ и η_k до 18%. На фоне данной широкой аномалии выделяются более узкие локальные аномаль-

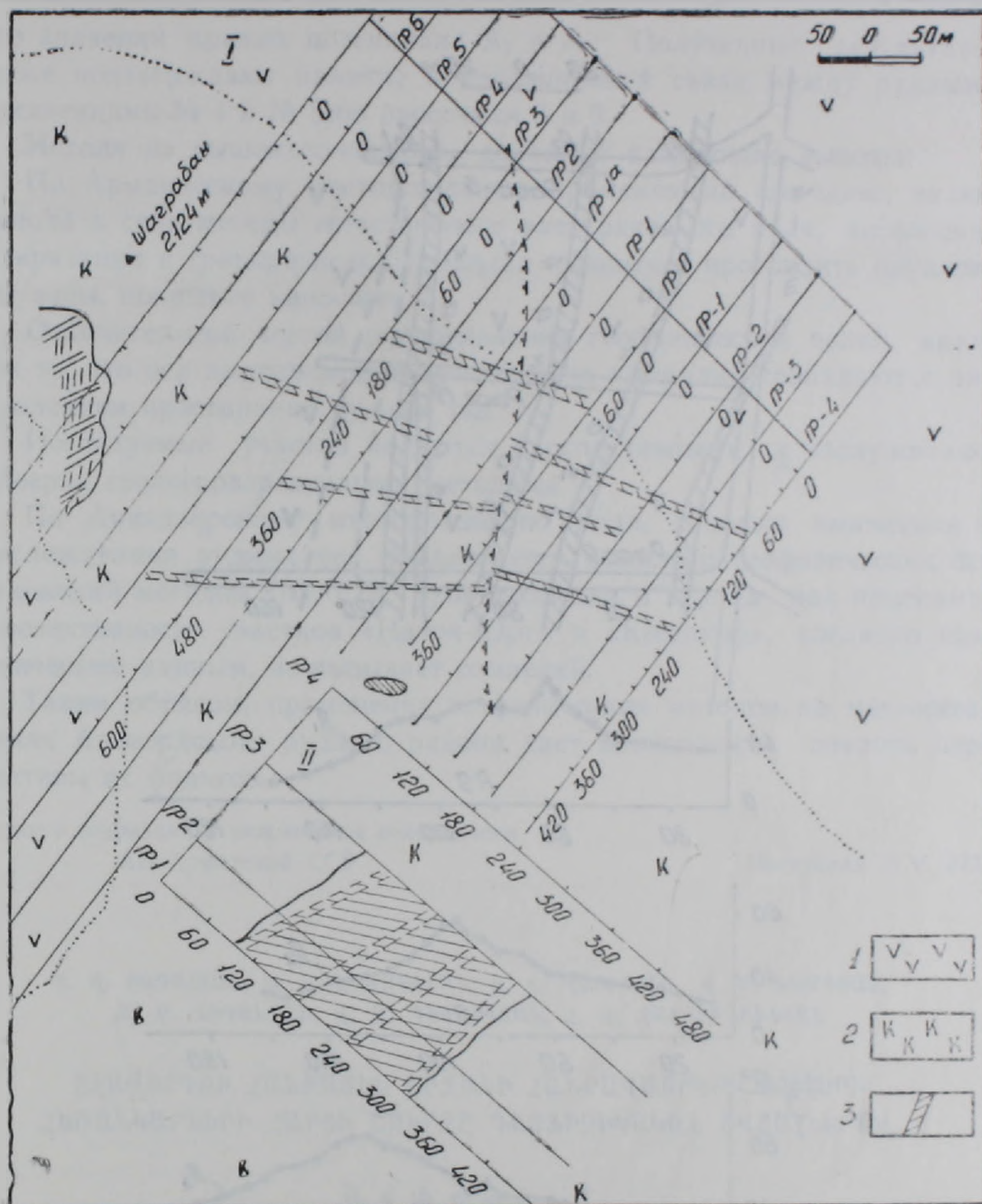


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участков работ Анкадзорского месторождения по геолого-геофизическим данным. 1. Порфириды. 2. Вторичные кварциты. 3. Предполагаемые рудные тела по геофизическим данным.

ные полосы с высокой интенсивностью значений параметров U (ЕП) и η_k (ВП). Аномалии по методам ВП и ЕП четко коррелируются между собой. Исходя из такого характера распределения изучаемых полей и их физической природы, можно предположить наличие широкой минерализованной зоны с локализованным участком более повышенной минерализации.

Непосредственно на Анкадзорском месторождении меди были выполнены также геофизические работы методом электрической корреляции для увязки рудных зон между выработками на горизонте шт. 4 (рис. 3).

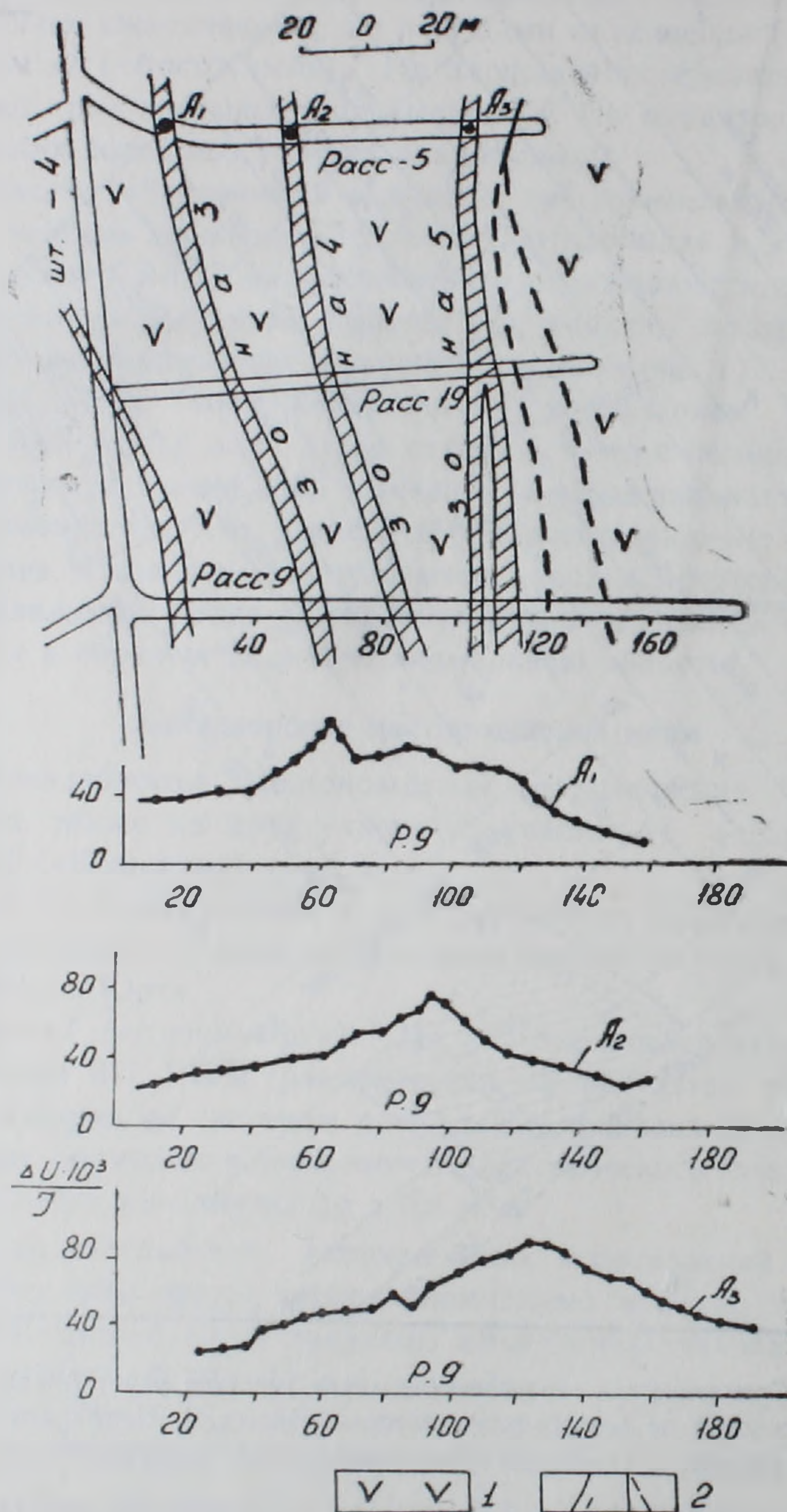


Рис. 3. Результаты работ по методу электрической корреляции горизонта штольни 4 Анкадзорского месторождения. 1. Порфириты. 2. Рудные тела.

При электрической корреляции рудных подсечений между этими рассечками питающие электроды помещались в точках A_1 , A_2 , A_3 рассечки 5, а измерения проводились в рассечке 9. На кривой потенциала A_1 отмечается четкий максимум на пикете 60 м, что указывает на наличие коррелируемой связи рудной зоны № 3 между рассечками 5 и 9. Наблюдается закономерное и весьма четкое отклонение экстремаль-

ного значения кривых потенциала A_2 и A_3 . Полученные результаты также подтверждают наличие корреляционной связи между рудными подсечениями № 4 и № 5 по рассечкам 5 и 9.

Исходя из вышеизложенного, делаются следующие выводы:

По Арманисскому месторождению примененный комплекс, включающий в себя методы естественного электрического поля, вызванной поляризации и гравиразведки позволил выявить и проследить оруденелые зоны, покрытые наносами.

Отличительной чертой распределения геофизических полей является то, что оси выделяемых геофизических аномалий совпадают с направлением простирания рудных тел.

Исследуемые участки являются перспективными и заслуживают проверки геологоразведочными методами.

По Анкадзорскому месторождению меди, с целью выявления и прослеживания рудных тел предлагается комплекс геофизических исследований методом ВП, ЕП, гравиразведки и заряда под наносами. Перспективность участков «Назои-Юрт» и «Кошакар», согласно геофизическим данным, не вызывает сомнений.

Таким образом, применение геофизических методов на месторождениях Алавердского рудного района дает возможность оценить перспективы их флангов.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 31.V.1977.

Ս. Վ. ԲԱԿԱՆՅԱՆ, Ռ. Վ. ՀՈՎՍԵՓՅԱՆ, Զ. Վ. ՂԱՐԻՐՅԱՆ, Վ. Բ. ԳԱՄՈՅԱՆ,
Ֆ. Մ. ՖԻԿԱՆՅԱՆ, Վ. Մ. ԳԵՎՈՐԳՅԱՆ, Հ. Վ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ԱՎԱՎԵՐԴՈՒ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԹԵՎԵՐԻ
ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ ԳԵՈՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում վերլուծված են Արմանիսի և Հանքաձորի հանքավայրերում անցյալում կատարված գեոֆիզիկական ուսումնասիրությունների արդյունքները:

Հիշյալ վերլուծության, ինչպես նաև լեռնային ապարների և հանքանյութերի ֆիզիկական հատկությունների ուսումնասիրության և երկրաբանական տվյալների հիման վրա ընտրված է գեոֆիզիկական համալիրային ուսումնասիրությունների ռացիոնալ մեթոդիկա, որն ընդգրկում է հարուցված բևեռացման, բնական էլեկտրական դաշտի, լիցքավորված մարմնի և գրավիտատիոնության մեթոդները: Թվարկված մեթոդները կիրառվել են Հանքաձորի և Արմանիսի հանքավայրերի թևերում «կույր» հանքային մարմինների հայտնաբերման ու հետամտման նպատակով:

Արմանիսի և Հանքաձորի հանքավայրերի ուսումնասիրված տեղամասերում հայտնաբերված են հանքաբերության տեսակետից հեռանկարային

անոմալ գոտիներ, որոնք երաշխավորված են հետագա ստորգետնի համար երկրաբանական-հետախուզական միջոցներով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арутюнян Г. В., Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б., Геворкян В. М., Лахтионов М. О. Применение методов геофизики на Дастакертском медно-молибденовом месторождении Армянской ССР. Изв. высш. учебн. завед., «Геология и разведка», № 1, 1971.
2. Аузин А. К., Логвинец М. Н. Наблюдения потенциала естественного электрического поля с одновременной поливкой лунок для заземлений. Уч. зап. ЛГУ, № 278, 1959.
3. Захаров А. М. Интегральный метод анализа независимых статических распределений. В сб.: «Разведочная геофизика», «Недра», М., № 72, 1976.
4. Лукавченко П. И. Таблицы и номограммы для вычисления поправок силы тяжести за рельеф местности при съемке с гравиметрами. Гостоптехиздат, 1951.
5. Мудрецова Е. А. Поправки за влияние рельефа местности при высокоточных измерениях с гравиметром в шахтах, штольнях и на дневной поверхности. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 3, 1963.
6. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. «Недра», Л., 1968.
7. Хальд А. Математическая статистика с техническим приложением. Изд-во ИЛ, М., 1956.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. Т. АСЛАНЯН

ВОЗБУЖДЕНИЕ ЧАНДЛЕРОВСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПОЛЮСА
КАК ПРОЯВЛЕНИЕ КОНТРАКЦИИ ЗЕМЛИ

Согласно эйлеровской теории прецессии чандлеровскому колебанию (свободной нутации) полюса вращения Земли соответствует гироскопический момент, эквивалентный внешнему вращательному моменту

$$N_e = -\omega^2 JH \sin \alpha = \omega^2 \Delta J = NH \sin \alpha, \quad (1)$$

где ω — угловая скорость вращения, J — средний момент инерции, H — динамическое сжатие, $N = J\omega^2$ — вращательный момент Земли, α — угловое расстояние между полюсом вращения и полюсом инерции Земли [см. 1, 4].

Согласно закону постоянства углового момента $Q = J\omega = \text{const.}$, при малых изменениях J и ω , соблюдается пропорция

$$\frac{\Delta J}{J} = -\frac{\Delta \omega}{\omega} \quad (2)$$

и, кроме того, для случая гомологического сжатия планеты из выражения $J = kMR^2$ при $k = \text{const.}$ следует, что

$$\frac{\Delta J}{J} = -\frac{\Delta \omega}{\omega} = \frac{2\Delta R}{R}, \quad (3)$$

где k — постоянная жирации, M — масса, R — средний радиус Земли, а ΔJ , $\Delta \omega$, ΔR — малые изменения J , ω , R .

При изменении радиуса Земли на малую величину ΔR вращательный момент $N = kMR^2\omega^2 = \text{const.}$ ω меняется на величину

$$\Delta N = J\omega^2 \cdot \frac{2\Delta R}{R} = + J\omega^2 \cdot \frac{\Delta \omega}{\omega}. \quad (4)$$

Сравнивая (3) и (4) и полагая $N_e = \Delta N$, приходим к равенству

$$\frac{2\Delta R}{R} = -\frac{\Delta \omega}{\omega} = H \sin \alpha. \quad (5)$$

Входящие в выражение (5) величины известны. По данным Международной службы широты, линейное значение α колеблется в пределах от 3 м до 15 м при среднеквадратичном значении угла $\bar{\alpha} = 0'',14$ ($\sin \alpha = 7,06 \cdot 10^{-7}$); динамическое сжатие, определенное по астрономо-геодезическим данным, равняется $H = 1/305,51$, а среднее значение момента инерции $J = 8,025 \cdot 10^{44}$ г. см² [см. 1, 3, 5]. При этих данных из (4) и (5) получаем соответственно величину приращения момента

инерции $\Delta J = 1,85 \cdot 10^{36}$ г. см² и величину изменения радиуса планеты $\Delta R = 0,736$ см, необходимые для возбуждения колебания полюса вращения до уровня $\bar{\alpha} = 0,14'$.

Согласно теореме вириала за время 2τ уменьшения радиуса Земли на величину $\Delta R = \frac{1}{2} RH \sin \alpha$, выделяется кинетическая энергия

$$U = \tau \Delta W = \frac{1}{3} Mg \Delta R = \frac{1}{6} Mg RH \sin \alpha. \quad (6)$$

Если причиной возбуждения колебаний являются упругие деформации, возникающие вследствие уменьшения объема Земли, то ΔW должна равняться энергии колебания полюса

$$E = \frac{1}{2} JH\omega^2 \sin^2 \alpha \quad (7)$$

и, следовательно, время затухания колебаний будет равняться

$$\tau = \frac{g}{3kR\omega^2 \sin \alpha}. \quad (8)$$

Подставляя значения ускорения силы тяжести на поверхности Земли $g = 980$ см/сек², постоянной жирации $k = 0,3308$, $R = 6,371 \cdot 10^8$ см, $\sin \alpha = 7,06 \cdot 10^{-7}$, $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$ рад/сек, получим $\tau \approx 13$ лет, что равняется примерно 10 периодам чандлеровских колебаний полюса. Таким образом, если амплитуда последних уменьшается в отношении 1:2 в течение 13 лет и соответственно уменьшение радиуса на величину $\Delta R = 0,736$ см происходит в среднем за 26 лет, то согласно (3), (5) получим $\Delta\omega/\omega = -2\Delta R/R = 9,92 \cdot 10^{-9}$ за 100 лет. В недавнем критическом обзоре Л. Моррисона (1972) на основе анализа лунно-солнечных затмений за последние 2000 лет среднее значение $\Delta\omega/\omega$ принято на уровне $9 \cdot 10^{-9}$ за 100 лет. Что касается значения τ , то оно по методу максимального правдоподобия оценено на уровне 12,4 лет [см. 3, 4].

Под углом зрения предлагаемой гипотезы возбуждение чандлеровских колебаний полюса связывается с упругими деформациями, возникающими в ходе гравитационного сжатия (контракции) планеты, а релаксация упругих напряжений и затухание колебаний полюса связываются с процессами ползучести, катаклаза и разломообразования, развивающимися как в периоды перманентной контракции, так и при кратковременных эпизодах расширения планеты.

В заключение укажем, что предлагаемый механизм чандлеровских колебаний полюса допускает более полное и строгое толкование в рамках понятий релятивистской механики. Автор надеется вернуться к этому вопросу в другой связи.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 1.VII.1977.

¹ Момент инерции, соответствующий крупным катастрофическим землетрясениям, оценивается обычно в 10^{33} — 10^{34} г. см², а темп уменьшения радиуса Земли 4—5 см за 100 лет.

A. T. ASLANIAN

EXCITATION OF CHANDLER WOBBLE AS DISPLAY
OF THE EARTH CONTRACTION

According to Euler theory of precession Chandler wobble (free nutation) of the Earth's rotation pole is associated with gyroscopic moment, equivalent to the external moment of rotation

$$N_e = -\omega^2 JH \sin \alpha = \omega^2 \Delta J = NH \sin \alpha, \quad (1)$$

where ω is the angular speed of rotation, J is the mean moment of inertia, H is the dynamic compression, $N = J\omega^2$ is the rotation moment of the Earth, and α is the angular distance between the Earth's rotation pole and the pole of inertia (see 1, 4).

In accordance with the constancy law of angular moment $Q = J\omega = \text{const.}$ for small changes J and ω the following proportion is observed:

$$\frac{\Delta J}{J} = -\frac{\Delta \omega}{\omega}. \quad (2)$$

Besides, for the case of homologous contraction of the planet from the expression $J = kMR^2$ with $k = \text{const.}$, it can be inferred, that

$$\frac{\Delta J}{J} = -\frac{\Delta \omega}{\omega} = \frac{2 \Delta R}{R}, \quad (3)$$

where k is the constant of gyration, M is the mass, R is the mean radius of the Earth, and ΔJ , $\Delta \omega$, ΔR are the small changes of J , ω , R .

During the change of the Earth's radius for a small value ΔR the rotation moment $N = kMR^2\omega^2 = \text{const.}$ ω is changed for the value

$$\Delta N = J\omega^2 \cdot \frac{2 \Delta R}{R} = -J\omega^2 \cdot \frac{\Delta \omega}{\omega}. \quad (4)$$

Comparing (3) and (4) and assuming that $N_e = \Delta N$, we obtain the equality

$$\frac{2 \Delta R}{R} = -\frac{\Delta \omega}{\omega} = H \sin \alpha. \quad (5)$$

The values of the expression (5) are known. By the data of International Service of Latitude the linear value of α varies within the range of 3 *m* to 15 *m*, if the root-mean-square value of the angle $\bar{\alpha} = 0''.14$ ($\sin \alpha = 7.06 \cdot 10^{-7}$); dynamic compression determined by the astronomic-geodesic data, is equal to $H = 1/305.51$ and the mean value of the inertia moment $J = 8.025 \cdot 10^{44} \text{ g} \cdot \text{cm}^2$ (see 1, 3, 5). To take these data from (4) and (5) we correspondingly obtain the increment value of the inertia moment $\Delta J = 1.85 \cdot 10^{36} \text{ g} \cdot \text{cm}^2$ and the planet radius alteration value $\Delta R = 0.736 \text{ cm}$, which is necessary for the wobble excitation of the pole of rotation up to the level $\bar{\alpha} = 0''.14^1$.

According to the virial theorem during the time 2τ of decrease of the Earth's radius for value $\Delta R = (1/2) RH \sin \alpha$, there releases kinetic energy

$$u = \tau \Delta W = \frac{1}{3} Mg \Delta R = \frac{1}{6} Mg RH \sin \alpha. \quad (6)$$

If to assume that the cause of wobble excitation are elastic deformations emerging in the result of the Earth's volume decrease then ΔW should be equal to energy of the pole wobble

$$E = \frac{1}{2} J H \omega^2 \sin^2 \alpha \quad (7)$$

and consequently, the damping time of the wobbles should be equal to the following

$$r = \frac{g}{3 K R \omega^2 \sin \alpha}, \quad (8)$$

Substituting the values of acceleration gravity on the Earth the surface $g = 980 \text{ cm/sec}^2$, the constant of gyration $k = 0,3308$, $R = 6,371 \cdot 10^8 \text{ cm}$, $\sin \alpha = 7,06 \cdot 10^{-7}$, $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ rad/sec}^2$, we can obtain $\tau = 13$ years, which is equal approximately to 10 periods of Chandler wobbles of the pole. Thus, if the amplitude of Chandler woobbles decreases in the ratio 1:2 during 13 years and correspondingly, the decrease of the radius for value $\Delta R = 0,736 \text{ cm}$ takes place during 26 years in the mean, the according to (3), (5) we obtain $\Delta \omega / \omega = -2 R / R = 9,02 \cdot 10^{-9}$ during 100 years.

In the recent critical review of L. Morrison (1972) on the basis of lunar-solar eclipses analysis during the last 2000 years the mean value of $\Delta \omega / \omega$ is admitted on the level $9 \cdot 10^{-9}$ for 100 years. As concerning the value τ , it is estimated on the level of 12,4 years according to the maximum likelihood method (see 3, 4).

From the viewpoint of the suggested hypothesis Chandler wobble excitation of the pole is correlated with elastic deformations, emerging during gravitational contraction of the planet, and relaxation of the elastic strains, as well as the wobble damping of the pole is associated with the process of creepage, cataclase and breakings, developing in the periods of permanent contractions as well as during transitory episodes of the planet expansion.

It should be pointed out in the conclusion that the suggested mechanism of Chandler wobbles of the pole allows more complete and strict interpretation within the bounds of relativistic mechanics.

ЛИТЕРАТУРА

1. Куликов К. А. Изменяемость широт и долгот. Физматгиз, М., 1962.
2. Моррисон Л. Вековые ускорения орбитального движения Луны и вращения Земли. Сб. «Приливы и резонансы в солнечной системе». «Мир», М., 1975 (1972).
3. Мунк У., Макдональд Г. Вращение Земли. «Мир», М., 1964 (1960).
4. Стейси Ф. Физика Земли. «Мир», М., 1972 (1969).
5. Федоров Е. П. Как найти полюс Земли? «Земля и Вселенная», № 4, 1977

¹ The moment of inertia corresponding to big catastrophic earthquakes is estimated usually as $10^{33} - 10^{31} \text{ g} \cdot \text{cm}^2$, and the reduction rate of the Earth radius is estimated as 4—5 cm for 100 years.

УДК 551.240.089

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Б. МУРАДЯН, В. Г. КОЧАРЯН

К ВОПРОСУ О РАЗМЕРАХ МОДЕЛЕЙ
ПРИ ЭКСПЕРИМЕНТАХ В ГЕОЛОГИИ

В современной науке термин модель применяется в двух значениях: первое—модель это объект, которым заменяется оригинал в процессе эксперимента—материальная модель; второе—это схема объекта (явления), отражающая его характерные стороны и возникающая в сознании человека в процессе познания—мысленная модель.

Первоначально схема объекта возникает как совокупность наглядно-физических понятий. Это—физическая мысленная модель. На основе физических представлений строится количественное описание объекта. Оно представляет собой совокупность математических структур: таблиц, графиков, уравнений, схем и т. д. Это описание можно назвать математической моделью или математическим описанием объекта. Все материальные модели, на которых проводятся эксперименты, строятся на основании мысленных моделей. При этом чем глубже и точнее изучены объект, явление, процесс (мысленная модель), тем сложнее их воспроизведение (создание материальной модели). Это противоречие, в известной мере, сглаживается применением некоторых общих принципов моделирования, подробно рассмотренных в литературе [1—5, 7—11]:

1. Принцип подобия материальных и мысленных моделей.
2. Принцип избирательности моделей (селективности), заключающийся в том, что материальная модель для изучения какого-либо процесса может не быть подобна мысленной модели в отношении второстепенных и несущественных для данного процесса явлений.
3. Принцип раздельного изучения (сепарации) на материальных моделях тех существенных явлений и факторов, которые в мысленных моделях действуют совместно. Для определения роли каждого фактора в исследуемом процессе, модели изучаются сериями, в каждой из которых последовательно изменяется только один фактор при постоянном действии остальных.
4. Принцип последовательных приближений (аппроксимации) материальных и мысленных моделей.
5. Принцип статистической обоснованности заключений о результатах испытания моделей.

В данной статье, исходя из поставленной задачи, рассматриваются вопросы подобия материальных и мысленных моделей.

Физические явления и объекты считаются подобными, если они

обладают геометрическим подобием и при этом поля всех одноименных физических переменных соответственно подобны [3].

Подобие полей физических переменных заключается в том, что величина какой-либо переменной в любой точке одного объекта равна величине той же переменной в сходственной точке другого объекта, умноженной на постоянный коэффициент—множитель подобия. Геологические процессы характеризуются большим числом физических величин и при моделировании соответственно для каждой из них должен быть выбран множитель подобия. Многие физические величины имеют взаимосвязанные размерности, поэтому, выбрав определенные множители подобия, например, для расстояний и времени, мы тем самым уже предопределяем величины множителей подобия ускорений и скорости. Таким образом, одним из основных задач при моделировании является определение тех соотношений между множителями подобия различных физических величин, которые обязательны для соблюдения подобия всего процесса в целом. Уравнения, указывающие при каких соотношениях между множителями подобия физические явления подобны, называются условиями подобия. Казалось бы, ставя эксперимент, параметры можно изменять в любых пределах. Однако, здесь вступает в силу закон о переходе количественных изменений в качественные. Например, если мы желаем изучить наполнение водохранилища через трубы определенного диаметра, то уменьшение размеров водохранилища на модели повлечет за собой уменьшение вязкости жидкости и диаметра труб, и в какой-то момент в трубках модели начнет действовать эффект капиллярных сосудов и условия опыта не будут соответствовать действительности. В общем случае, при неограниченном уменьшении или увеличении размеров объекта, скачкообразно меняются его свойства, чего нельзя не учитывать при моделировании.

В геологии модель имеет особо важное значение. Это обуславливается слишком большой величиной объектов исследования и большой продолжительностью протекающих процессов, несоизмеримых с жизнью человека. Если во многих областях науки и техники в случае крайней необходимости можно провести прямой эксперимент, то в геологии проведение прямых экспериментов даже с кратковременными процессами, такими как землетрясение и извержение вулканов, естественно, невозможно. Невозможность прямого воспроизведения геологических процессов вызывает необходимость особенно тщательно и скрупулезно следить за чистотой экспериментов, использовать любые возможности для максимального приближения к природным условиям. Одной из таких реальных возможностей является увеличение размеров физических моделей. Если при моделировании тектонических разрывов потребуются одновременно моделировать связанные с ними сейсмические явления, то в этом процессе существенную роль будут играть не только упругость, вязкость и прочность материала, но также его вес и силы инерционного характера. В этом случае условия подобия будут следующими:

$$C_G = C_p C_q C_l \quad (1)$$

$$C_\eta = C_G C_t \quad (2)$$

$$C_u = C_G C_l^3 \quad (3)$$

$$C_t = \sqrt{\frac{C_l}{C_q}}, \quad (4)$$

где $C_G = \frac{\text{модуль упругости модели}}{\text{модуль упругости объекта}},$

$$C_p = \frac{\text{плотность модели}}{\text{плотность объекта}},$$

$$C_q = \frac{\text{ускорение на модели}}{\text{ускорение на объекте}},$$

$$C_l = \frac{\text{расстояние на модели}}{\text{расстояние на объекте}},$$

$$C_\eta = \frac{\text{коэффициент вязкости модели}}{\text{коэффициент вязкости объекта}},$$

$$C_t = \frac{\text{время на модели}}{\text{время на объекте}},$$

$$C_u = \frac{\text{энергия модели}}{\text{энергия объекта}}.$$

Множитель подобия ускорений в данном случае равен 1. Преобразуя уравнения (1—4), получаем:

$C_l = C_t^2; C_G = C_p C_t^2; C_\eta = C_p C_l^3$ (5) откуда, подставляя вместо C_t^2 C_l , получим: $C_G = C_p C_l$ и $C_\eta = C_p C_l^{3/2}$ (6).

Из условий подобия (6) видно, что увеличивая размер модели (l), тем самым мы увеличиваем его упругость (G) и коэффициент вязкости (η), т. е., в общем случае, вместо обычно применяемых на небольших моделях 25% желатинового студня или 30% раствора этилцеллюлозы в бензиловом спирте (фактически жидкости), можно использовать глину, различные смолы и т. д., что не требует для изучения предварительного замораживания, постоянного хранения в холодильнике и др.

Согласно (4), чем больше геометрический масштаб модели, тем меньшие промежутки времени можно моделировать, что в какой-то мере является отрицательным фактором увеличения размеров моделей. Однако, в случае моделирования сейсмических кратковременных процессов условия опыта вполне корректны. Например, если множитель подобия расстояний мы примем равным $C_l = 10^{-6}$ (1 м соответствует 1000 км, т. е. можно изучать сейсмичность крупнейших разломов протяженностью в несколько тысяч км), то $C = 10^{-3}$, т. е. одни

сутки опыта будут соответствовать примерно трем годам природного процесса.

При изучении кратковременно развивающихся процессов ($C_t = 1$), когда связанные с ними инерционные явления считаются несущественными и не регистрируются, достаточно выдержать подобие лишь силы тяжести, определяющей величину напряжений гравитационного происхождения. Такое положение имеет место, например, при исследовании влияния разрывов на тектоническое поле напряжений. В этом случае вместо $C_p C_q$ вводится равный этому произведению множитель подобия объемных весов C_d , который считается независимым от множителей подобия времени и геометрических размеров. В результате условия подобия принимают вид:

$$C_G = C_d C_I,$$

$$C_\eta = C_G C_t.$$

Учитывая, что $C_t = 1$, условия подобия будут: $C_G = C_\eta = C_d C_I$.

Таким образом, и в этом случае, имея возможность изменять в широких пределах геометрические размеры модели, можно подбирать желаемые и возможные материалы для моделирования.

При изучении внутренней структуры и трещиноватости монцонитовой интрузии Мегринского плутона [6] был проведен анализ общих и местных полей напряжений в различные периоды становления интрузии. Оказалось, что местные поля напряжений различных участков интрузии в один и тот же период очень сильно отличаются друг от друга. На распределение местных полей напряжений большое влияние оказывают дайки и штоки, форма контактов и даже ориентировка минералов в породе.

При моделировании подобных процессов (влияние инородных тел на распределение поля напряжения), принимая множитель подобия расстояний C_r , как обычно принято, равным, $10^{-5} - 10^{-6}$, даже наиболее мощные дайки (до 50 метров и более) в модели должны будут иметь толщину 0,05—0,5 мм, что практически не поддается воспроизведению. Увеличение размеров позволяет довести толщину даек на модели от 1,5 до 15 мм и дает практическую возможность моделировать процесс. Эти же соображения относятся ко всем случаям моделирования процессов, происходящих на крупных участках земной коры, имеющей гетерогенное строение.

Указанные доводы найдут свое подтверждение после определенных экспериментальных исследований.

Эксперимент—важнейшее связующее звено в цепи познания объективной реальности: опыт—гипотеза—эксперимент—теория—практика. Как отмечается в работе [12], «эксперимент дает, как правило, достаточно объективные количественные результаты, так как условия его проведения точно фиксируются и контролируются». В геологии все еще значителен разрыв между гипотезой и теорией.

Эксперимент призван превратить гипотезу в теорию, которая обогатит геологическую науку и наши представления о геологических процессах.

Эксперимент и моделирование должны применяться не для иллюстрации отдельных явлений и объектов, обнаруженных при полевых геологических наблюдениях, а в качестве системных исследований, позволяющих проверить физическую возможность открытия пока еще неизвестных условий протекания тех или иных геологических процессов.

Для этого совершенно необходима разработка методологии моделирования отдельных геологических процессов, основанных на точных методах и средствах измерений различных явлений. В этой связи большое значение приобретает точность размеров моделей при экспериментах.

Этот вопрос разработан, на наш взгляд, недостаточно и необходимость проведения исследований по геологической метрологии в больших масштабах очевидна. Сотрудниками лаборатории экспериментальной геологии ИГН АН Арм. ССР разработан проект установки «Гарни-78», предназначенной для проведения экспериментальных исследований. Она обеспечит создание моделей оптимальных размеров и сравнительно полный учет факторов, влияющих на протекание отдельных геологических процессов. «Гарни-78» будет установлена в лаборатории экспериментальной геологии ИГН АН Армянской ССР.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 9.VI.1977.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. «Недра», М., 1964.
2. Гзовский М. В. Моделирование тектонических процессов. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
3. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. «Наука», М., 1975.
4. Зегжда А. П. Теория подобия и методики расчета гидротехнических моделей. Госстройиздат, 1938.
5. Кирпичев М. В. Теория подобия. Изд-во АН СССР, 1953.
6. Кочарян В. Г. Генетическая классификация трещиноватости Мегринского плутона. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1969.
7. Люстих Е. Н. Условия подобия при моделировании тектонических процессов. ДАН СССР, т. XIV, № 5, 1949.
8. Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. «Мир», М., 1970.
9. Седов Л. И. Методы подобия и размерности в механике. Издание 3, Гостехиздат, М., 1954.
10. Шнеерсон Б. Л. О применении теории подобия при тектоническом моделировании. Тр. Ин-та теоретической геофизики АН СССР, № 3, 1947.
11. Эйгенсон Л. С. Моделирование. М., 1959.
12. Юшкин Н. Эксперимент в геологии, Сб. № 4, Сыктывкар, 1977.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.1.14

Г. М. АВЧЯН, Г. О. АКСКАЛЯН, А. А. САДОЯН

О ЗАВИСИМОСТИ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН (V_p) ОТ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОД С УЧЕТОМ ПОРИСТОСТИ

При рассмотрении влияния всестороннего давления на V_p в осадочных породах важное значение имеет минеральный состав и структура цемента [1]. Ниже приводятся некоторые результаты наших исследований по этому вопросу.

Значение V_p в кальците (CaCO_3) примерно равно 6,6 км/сек, в кварце—6,03 км/сек, а в полевых шпатах в среднем 5,5 км/сек (осреднение проведено нами) [2, 4]. Логично, что при изменении соотношения количества вышеуказанных минералов в породах наблюдается изменение величины V_p . При этом пористость затрудняет выяснение влияния на V_p процентного содержания каждого из указанных минералов. В известняках, по сравнению с алевропсаммитовыми породами, значения V_p выше [1]. Как видно из таблицы 1, кроме кальцита, процентное содержание других минералов незначительное, поэтому рассмотрено только влияние этого минерала на значения V_p с учетом пористости. Из исследованной коллекции пород известняки по структурным особенностям разделены на три группы, каждая из которых охватывает несколько минеральных разновидностей (табл. 1), мало отличающихся между собой и поэтому в данной статье они рассматриваются совместно. График зависимости V_p от содержания CaCO_3 при различных значениях пористости показан на рис. 1. Из рисунка следует, что с увеличением пористости градиент изменения V_p от содержания CaCO_3 увеличивается (при пористости 10% V_p изменяется на 55%).

Как видно из уравнения:

$$\frac{1}{K_{\text{ск}}} = \beta_{\text{ск}} = \beta_{\text{т}} + n\beta_{\text{п}}, \quad (1)$$

где $\beta_{\text{ск}}$, $\beta_{\text{т}}$, $\beta_{\text{п}}$ — сжимаемость скелета, твердой фазы, пор породы; при низких значениях пористости (n) и сжимаемости пор ($\beta_{\text{п}}$) влияние состава породы ($\beta_{\text{т}}$) на упругость скелета, а значит и на V_p возрастает. При пористости 0—2% изменение V_p обусловлено только минеральным составом и составляет 11% (рис. 1). При содержании кальцита 20%, с уменьшением пористости, изменение V_p составляет 69%, при содержании CaCO_3 —100%—30,5%.

Теперь рассмотрим влияние давления на V_p в известняках с различным содержанием кальцита и пористостью менее 5% (рис. 2). При атмосферном давлении наблюдается резкое изменение V_p (до 20%).

Таблица 1

Название пород (количество образцов)	Содержание и состав цемента в %			Туфогенный материал	Породообразующие минералы в %					$K_n, \%$	$\sigma_{\text{сух}},$ г/см^3	$V_p, \text{км/сек}$	
	кальцит	глинистое веще- ство	лимонит		обломки пород			полевые шпаты	кварц			$P_e = 1,$ атм.	$P_e = 1000,$ атм.
					известняки	эффузивы	прочие						
Песчаники, туфопесчаники, алевропсаммитовые (9)	$\frac{18-40^*}{15,4}$	$\frac{0-20}{9,0}$	$\frac{0-15}{4,0}$	$\frac{10-30}{11,7}$	$\frac{0-80}{26,6}$	$\frac{0-29}{5,78}$	$\frac{0-20}{2,47}$	$\frac{0-30}{10,5}$	$\frac{5-60}{17,5}$	$\frac{0,82-17,75}{9,4}$	$\frac{2,15-2,67}{2,48}$	$\frac{2,86-5,73}{3,35}$	$\frac{4,6-6,51}{5,21}$
Известняки обломочные, псаммоалевритовые (19)	$\frac{45-100}{74,5}$	$\frac{0-35}{3,0}$	$\frac{0-30}{4,15}$	—	$\frac{0-25}{1,31}$	$\frac{0-20}{2,0}$	$\frac{0-35}{3,10}$	$\frac{0-25}{5,17}$	$\frac{0-40}{8,9}$	$\frac{0,27-10,2}{2,93}$	$\frac{2,46-2,78}{2,65}$	$\frac{2,45-6,15}{4,87}$	$\frac{4,52-6,8}{5,78}$
Глинистые известняки, алевро-пелитовые (4)	$\frac{5-95}{55,2}$	$\frac{5-35}{20,7}$	$\frac{0-10}{3,0}$	—	—	—	$\frac{0-1}{0,25}$	$\frac{0-1}{0,25}$	$\frac{0-85}{21,7}$	$\frac{2,02-23,4}{8,78}$	$\frac{2,33-2,59}{2,5}$	$\frac{3,8-4,92}{4,2}$	$\frac{4,31-5,52}{5,0}$
Известняки органогенные, цельнораковинно-детри- товые (13)	$\frac{65-100}{96,5}$	$\frac{0-4}{0,3}$	—	—	$\frac{0,24}{1,8}$	0-3	0-1	0-1	$\frac{0-7}{1,1}$	$\frac{0,02-14,6}{4,56}$	$\frac{2,32-2,71}{2,58}$	$\frac{4,5-6,44}{5,12}$	$\frac{5,29-7,15}{5,94}$

* $\frac{\text{от—до}}{\text{среднее}}$

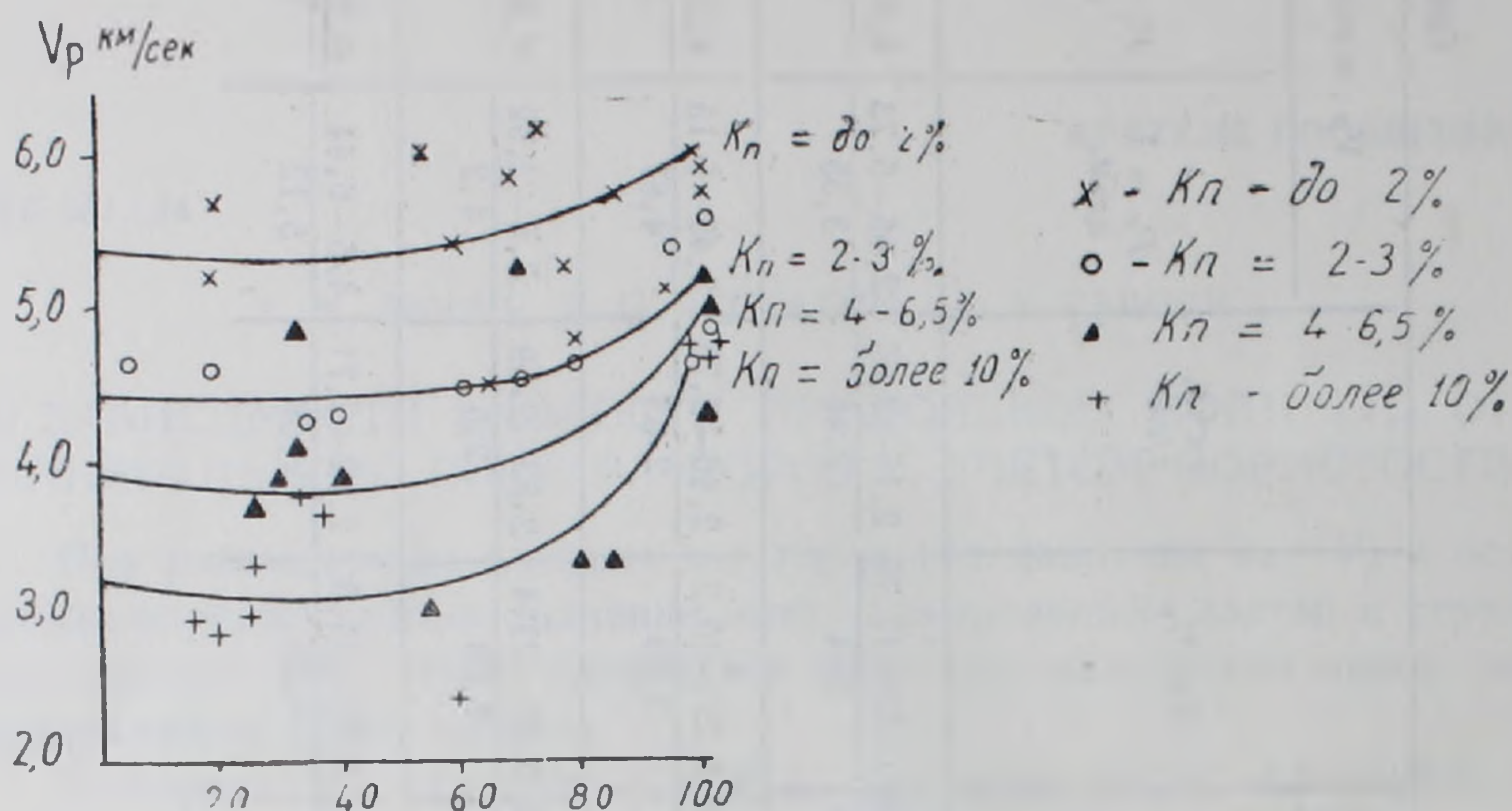


Рис. 1. Изменение скорости распространения продольных волн от содержания кальцита при различных значениях коэффициента пористости (K_n %).

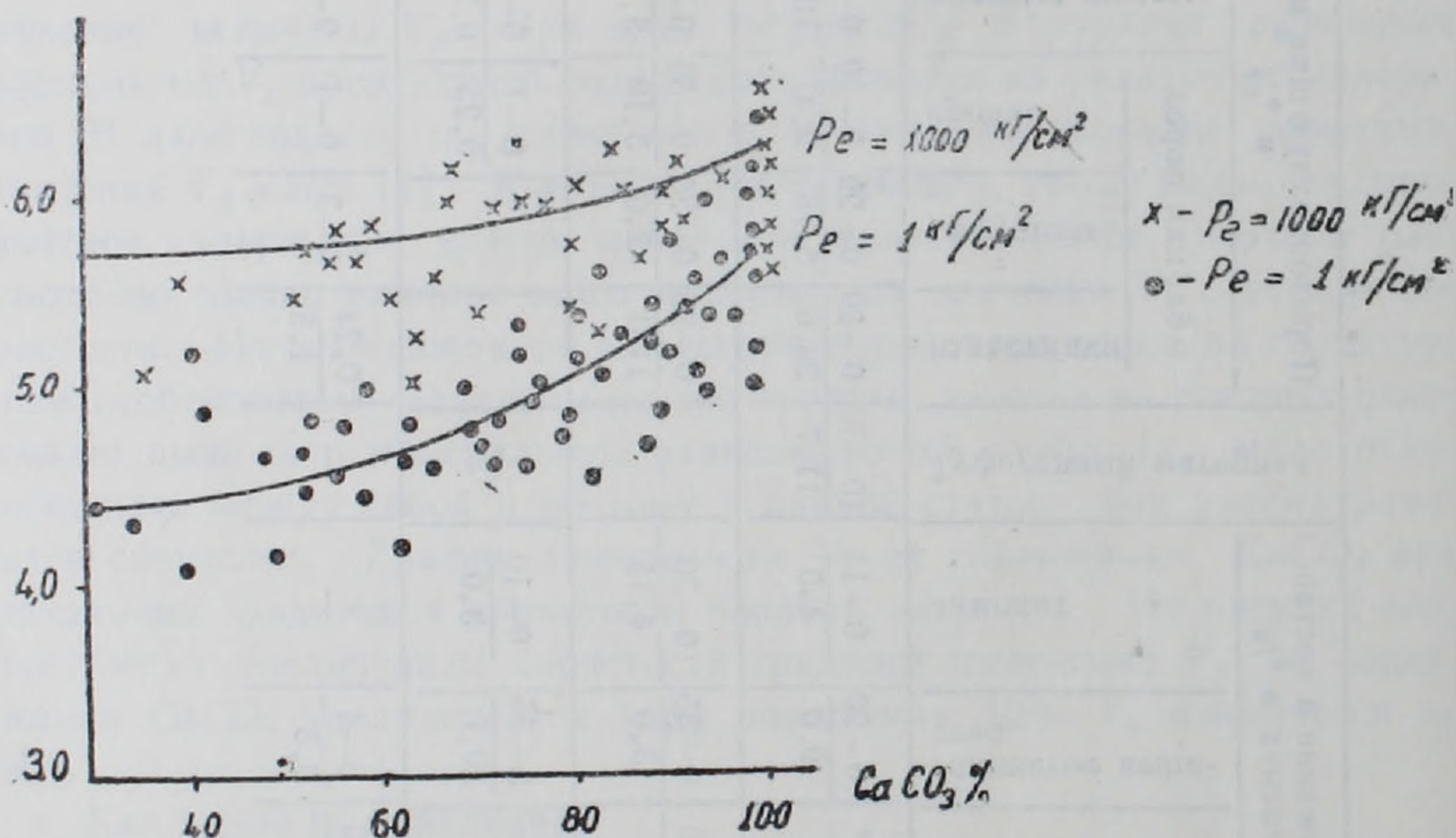


Рис. 2. Зависимость скорости распространения продольных волн от содержания кальцита при атмосферных и высоких всесторонних давлениях.

в зависимости от содержания CaCO_3 . При давлении 1000 кг/см^2 эти изменения уменьшаются до 8%. График зависимости V_p от пористости для известняков с 100% содержанием кальцита показан на рис. 3. При пористости менее 6% происходит резкое увеличение V_p в зависимости от кальцита. Наибольшие V_p в исследуемой коллекции, как видно из рис. 3, имеют известняки с пористостью менее 0,1%. Эти, почти мономинеральные породы, состоящие из кальцита, при малом влиянии пористости дают значения V_p близкие к расчетным, то есть, примерно, 6,6 км/сек.

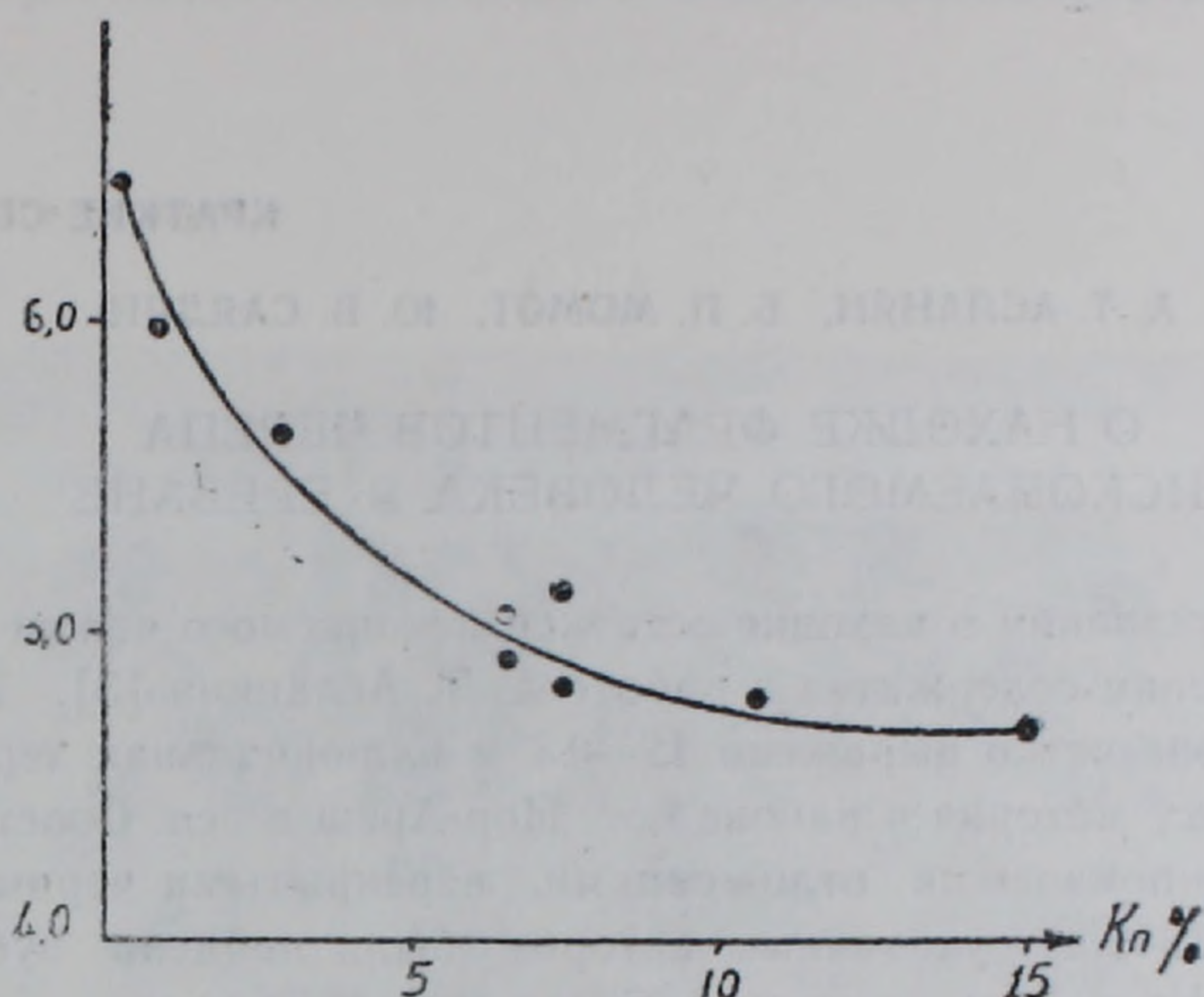


Рис. 3. Зависимость скорости распространения продольных волн от коэффициента пористости при 100% содержании кальцита.

Минимальные V_p в исследованных нами породах наблюдаются в глинистых известняках. Это объясняется тонкозернистостью глинистых минералов, из чего следуют и высокие значения пористости [1].

Из вышеизложенного следует:

1. Изменение V_p с увеличением содержания кальцита происходит интенсивно. При этом максимальные изменения V_p происходят в породах с пористостью более 10%.

2. При низких значениях пористости изменение скорости (V_p) обусловлено только минеральным составом.

3. При 100% содержании кальцита с уменьшением пористости, значения V_p увеличиваются вдвое, а под влиянием внешнего всестороннего давления изменение V_p от содержания кальцита уменьшается вдвое.

Ереванский политехнический институт,
Институт геологических наук АН Армянской ССР
ВНИИГеофизика

Поступила 31.V.1977.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авчян Г. М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях. М., «Недра», 1972.
2. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Вычисление упругих свойств порообразующих минералов и горных пород. М., «Недра», 1970.
3. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., «Недра», 1964.
4. Simozyru D. Res. Inst., Tokyo Univ., 33, № 1, 73 (1955).

УДК 569.9

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. Т. АСЛАНЯН, Б. П. МОМОТ, Ю. В. САЯДЯН

О НАХОДКЕ ФРАГМЕНТОВ ЧЕРЕПА
ИСКОПАЕМОГО ЧЕЛОВЕКА В ЕРЕВАНЕ

Первые указания о находке остатков ископаемого человека на территории Армении содержатся в работе А. Т. Асланяна [3]. В Приереванском районе четко выражена 12—13 м аллювиальная терраса притоков р. Аракс, которая в районе пос. Нор-Ареш и сел. Советашен сложена песчано-пемзовыми отложениями, перекрытыми черными туфами. Здесь в 1949 г. указанным автором были найдены зубы *Homo sapiens fossilis* и остатки костей *Cervus elaphus* Ogil., *Lepus europaeus* Pall., *Equus caballus* L.

Летом 1975 г. в Ереване (холм Конд, ниже церкви Сурб Оганес), в каньоне р. Раздан, в разрезе обнажения аллювиальной террасы, погребенной под потоком столбчатых андезито-базальтов, нами были найдены *in situ* два фрагмента черепа неопределенного существа. Позже, в 1976 г., при дальнейших поисках здесь же были обнаружены 103 фрагмента таких же костей черепа, в том числе 38 относительно крупных (рис. 1, 2). Сборка этих фрагментов показывает, что они являются частью черепа ископаемого человека.

Указанная костеносная аллювиальная терраса в южной части Еревана врезана в озерную толщу Араратской котловины, включающую фауну ленинаканского (сингильского) фаунистического комплекса: *Mammuthus trogontheri* Pohl., *Palaeoloxodon antiquus*, *Bos trochoceros* Meyer., *Dicerorhinus merchi* Jaeg., *Camclus knoblochi* Nehr., *Bos primigenius* Boj., *Equus* sp., *Cervus* sp. [3, 1, 2, 9, 10]. Одновременно эта терраса перекрыта потоком столбчатых андезито-базальтовых лав, на поверхности которых впервые А. П. Демехиным [4, 5], а затем С. Н. Замятниным [6] и М. З. Паничкиной [8] были найдены многочисленные хорошо обработанные обсидиановые орудия, относящиеся к позднему ашелю—раннему мустье. Сами же орудия изготовлены из обсидианов, широко развитых в каньоне реки Раздан, в 7—8 км к северу от кур. Арзни, абсолютный возраст которых, определенный по методу ископаемых треков, равен 310 тыс. лет¹ и 300±10 тыс. лет².

Следует отметить, что в каньон р. Раздан, у выхода реки в Араратскую равнину, вложен более молодой поток андезито-базальтов (аргавандский), в котором обнаружена многослойная мустьерская пещерная стоянка Ереван I [7].

¹ Определения выполнены в гор. Фрайберге (ГДР).

² Определения выполнены в ИГН АН Арм. ССР.



Рис. 1. Относительно крупные фрагменты черепа ископаемого человека.



Рис. 2. Самый крупный фрагмент черепа ископаемого человека.

Таким образом, возраст останков ископаемого человека, открытого в Ереване, определяется следующим образом: он моложе фауны ленинканского (сингильского) фаунистического комплекса и близких по возрасту (300—310 тыс. лет по абсолютной датировке) им обсидианов и древнее культуры позднего ашеля. По всей вероятности, эти останки относятся к *среднему ашелю*.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.V.1977.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян Л. А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959
2. Авакян Л. А., Алексеева Л. И. Первая находка палеолексодонтного слона в Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
4. Демехин А. П. Арзни. Гидрогеологический очерк. Труды Армянского геологического управления, вып. I, Ереван, 1940.

5. Демехин А. П. О находке обсидиановых орудий палеолитического типа в Армении. В кн.: «Вопросы геологии и гидрогеологии». Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1956.
6. Замятин С. Н. Находки нижнего палеолита в Армении. Известия АН Арм. ССР, Общественные науки, № 1, 1947.
7. Карапетян К. И., Саядян Ю. В., Мкртчян К. А., Ерицян Б. Г. Пещера Ереван I—Эчмиадзин—Мецамор. В кн.: «Путеводитель экскурсий IV Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», Ереван, 1973.
8. Паничкина М. З. Палеолит Армении. Изд-во Гос. Эрмитажа, Л., 1950.
9. Саядян Ю. В. Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1969.
10. Саядян Ю. В. О стратиграфическом положении и палеогеографическом значении фауны млекопитающих ленинканского фаунистического комплекса (Армения). Бюлл. комисс. по изуч. четвертичного периода, № 37, М., 1970.

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

СИМПОЗИУМ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ МЕТОДАМ ПОИСКОВ
И РАЗВЕДКЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С 3-го по 9-ое июня 1977 г. в Ереване состоялся симпозиум по современным методам рудной геофизики с участием советских специалистов и специалистов Федеративной Республики Германии.

На симпозиуме, который проходил в рамках научного обмена, были представлены доклады советских и западногерманских геофизиков по основным направлениям рудной геофизики.

В ФРГ получили распространение воздушные методы магниторазведки (с применением протонных геомагнитометров) и электромагнитной разведки, а также аэрогаммаспектроскопия. Из наземных методов наибольшее применение нашли индукционные методы электроразведки, метод вызванной поляризации (с дипольными установками) и сейсморазведочные методы (с применением вибраторов). Ведущим в каротаже является нейтронно-активационный спектрометрический метод, а для корреляции отдельных рудных подсечений применяется радиоволновое просвечивание. При геофизических работах используется, в основном, аппаратура производства канадских фирм. Преобладает цифровая форма записи регистрируемых параметров. При интерпретации геофизических материалов широко применяются ЭВМ, причем наибольшая достоверность достигается при сопоставлении карт фактически измеренного, теоретически рассчитанного и экспериментально моделированного полей. В ряде случаев проводится трехмерная интерпретация искомых объектов. Эффективность применения геофизических методов была проиллюстрирована на примерах месторождений Канады, Южной Америки и Азии.

В докладах советских геофизиков был освещен широкий круг вопросов, решаемых как отдельными геофизическими методами, так и комплексом методов на всех этапах поисковых и разведочных работ. Большой интерес вызвало сообщение советских ученых об опыте применения разработанных в Советском Союзе геоэлектрохимических методов ЧИМ (частичное извлечение металлов) и КСПК (контактный способ поляризационных кривых) для поисков и оценки рудных проявлений, а также скважинных вариантов магниторазведки, радиоволнового просвечивания и рентгено-радиометрического метода.

В ходе дискуссии имел место широкий обмен мнениями по сравнительной оценке эффективности и перспектив развития методов рудной геофизики для решения различных поисковых и разведочных задач.

Г. М. ВАНЦЯН, Р. Т. МИРИДЖАНЫАН.

