

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

**ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**  
**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**  
**EARTH SCIENCES**



## ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂԼԵԳԻԱ

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

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

Պատասխանատու բարտուղար Վ. Ա. Աղամալյան

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор канд. геол.-мин. наук *Н. И. Долуханова*  
Зам. ответственного редактора канд. геол.-мин. наук *Б. М. Меликсетян*

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

Ответственный секретарь *В. А. Агамалян*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն  
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

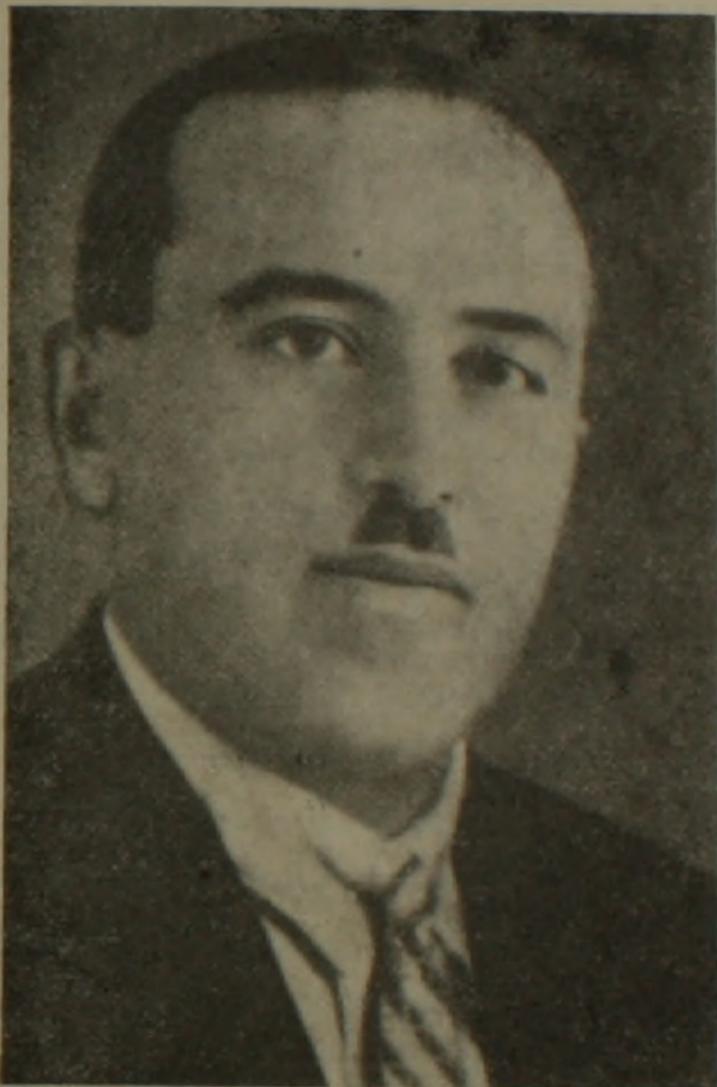
Խմբագրության հասցեն է.  
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:  
Ереван 19, Барекамутян, 24.

Լ. Ա. ՍՎԱԿՅԱՆ

### ԱԿԱՆԱՎՈՐ ԵՐԿՐԱԲԱՆ-ՄԱՆԿԱՎԱՐԺԸ

Բաղձավաստակ երկրաբան-մանկավարժ, պրոֆեսոր Տիգրան Արշակի Զրբաշյանը (1889—1937) Հայաստանի երկրաբանական ծառայության կազմավորման շրջանի այն նշանավոր գործիչներից է, որի շնայած շատ կարճատև, սակայն և շատ բեղմնավոր կյանքն ու գործունեությունը մեծ դեր են խաղացել հանրապետության երկրաբանական կառուցվածքի և օգտակար հանածոների ուսումնասիրման, մասնագիտական կադրերի պատրաստման գործում:



Տիգրան Զրբաշյանը հանդիսացել է Հայաստանի երկրաբանության մի քանի բնագավառների և ընդերքի մի շարք հարստությունների անդրանիկ հետազոտողն ու Ծրեանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետի հիմնադիրը:

Չնայած այդ հանգամանքներին մեծ երախտավորի մասին հրապարակի վրա չկա մի ընդհանրացնող ամփոփիչ աշխատություն: Դեռ ավելին. ցավով պետք է նշել, որ Հայաստանի երկրաբանական մտքի զարգացման, երկրաբանական ծառայության և գիտության պատմության հարցերին նվիրված մի շարք աշխատություններում կամ մոռացության է տրվել նրա անունը, կամ այն ներկայացվել է կցկտուր կերպով, առանց պատշաճ գնահատման:

Ներկա հոդվածն այդ բացը լրացնելու մի համեստ փորձ է, հիմնված ինչպես արխիվային նյութերի, այնպես էլ նրա հետ մեր ունեցած կապի և համատեղ աշխատանքի որոշ դրվագների վրա:

Տիգրան Զրբաշյանը ծնվել է 1889 թ. նոյեմբերի 9-ին (հ. տ.) Վանում, ճառագողի ընտանիքում: Նախնական կրթությունը ստանում է էրզրումի Սանասարյան վարժարանում և Վանի Երեմյան դպրոցում, իսկ այնուհետև փոխադրվում է Տիգրիս, ուր սովորում և ավարտում է Ներսիսյան դպրոցը (1908—1912):

1913—1918 թվականներին Տ. Զրբաշյանը պաշտոնավարում է նախ Վանում, իսկ այնուհետև Տիգրիսի հայկական դպրոցներում, դասավանդելով մաթեմատիկա, ֆիզիկա, քիմիա և բնագիտություն:

1918—1920 թվականներին Տ. Զրբաշյանը սովորում է Տիգրիսի համալսարանի բնագիտական ֆակուլտետում և միաժամանակ, որպես լաբորանտ աշխատում է պոլիտեխնիկական ինստիտուտի հանրաբանական կաբինետում պրոֆեսոր Գինգբերգի մոտ:

Հանրաբանական կաբինետի հարուստ «քարերի աշխարհը» նրա համար ունենում է բացառիկ ճակատագրական նշանակություն: Նա որոշում է իրեն նրվիրաբերել երկրաբանական գիտությունը և լեռնային գործին:

Այդ մղումով հակված 1920 թ. Տ. Զրբաշյանը մեկնում է Փարիզ և ընդունվում Սորբոնի համալսարանը: Այստեղ նա լսում է ֆիզիկա-մաթեմատիկական գիտելիքների մի շարք դասընթացներ, ունկնդրում խոշորագույն դիտնականներ՝ Ալբերտ էնշտեյնին և Մարի Կյուրի-Սկլյադովսկայային, այնուհետև փոխադրվում է Փարիզի լեռնային ինստիտուտը, որն ավարտում է 1924 թվականին բարձր զնահատականներով և ստանում լեռնային ինժեների կոչում:

Սակայն, Տիգրան Զրբաշյանը չի բավարարվում իր ձեռք բերած գիտելիքներով և այն լրացնելու ու հարստացնելու համար շարունակում է ունկնդրել Սորբոնի համալսարանի մասնագիտացված դասընթացների (կիրառական երկրաբանություն, բյուրեղագիտություն, հանքաբանություն, քարագիտություն, հետազոտման մեթոդները և այլն) առանձին բաժիններ, մասնակցում գործնական և լաբորատոր պարապմունքներին: Ուսման կատարելագործման հետ ղույրնաց նա միաժամանակ աշխատում է Փարիզի բնա-պատմական աշխարհահրուշակ թանգարանի ականավոր երկրաբան ակադեմիկ Ա. Լաբուրալի ղեկավարությամբ հանքաբանական կաբինետում:

Շուտով, արտակարգ ընդունակ և բացառիկ տաղանդի տեր Տիգրանը ղրրսևորում է իրեն որպես լավագույն մասնագետի: Նրան խորհուրդ են տալիս հաստատվել Փարիզում, առաջարկում մի շարք առաջավոր պաշտոններ, սակայն հայրենիքի կարոտը և հարազատ ժողովրդին ծառայելու նվիրական դադափարը թելադրում են նրան վերադառնալ Հայաստան:

1925 թ. վերջերին Տիգրան Զրբաշյանը Փարիզից վերադառնում է Երևան և 1926 թ. սկզբներին աշխատանքի է հրավիրվում պետական համալսարան, որպես բյուրեղագիտության, հանքաբանության և ընդհանուր երկրաբանության առարկաների դասախոս:

1929 թ. նրան շնորհվում է դոցենտի, իսկ 1933 թ.՝ պրոֆեսորի կոչում:

Սակայն, բաղձավաստակ երկրաբան-մանկավարժի անունը լայն ճանաչում է ստանում 1934 թվին, երբ նրա նախաձեռնությամբ համալսարանում ստեղծվում է երկրաբանական-աշխարհագրական ֆակուլտետ: Նա նշանակվում է այդ ֆակուլտետի ղեկան և միաժամանակ դիտահետապոսական ինստիտուտի ղիրեկտոր:

1927—1937 թթ. ընթացքում պրոֆ. Տիգրան Զրբաշյանը ծավալում է բեղմնավոր գործունեություն: Այդ տարիներին զբսևորվում են նրա ոչ միայն գիտա-մանկավարժական և գիտահետազոտական աշխատանքի հիանալի կողմերը, այլև, վարչական և կազմակերպչական բացառիկ ունակությունները: Նա մեծ ջանք և ուժ է գործադրում ֆակուլտետի և հատկապես երկրաբանական բաժնի ուսումնա-արտադրական և նյութա-տեխնիկական բազայի ընդարձակման, բարձրորակ կադրերի պատրաստման, Հայաստանում երկրաբանական ծառայություն և գիտություն ստեղծման ու զարգացման բնագավառներում: Այդ բոլորի հետ միասին նա ծավալում է բեղմնավոր գիտա-հետազոտական աշխատություններ:

Պրոֆ. Տիգրան Զրբաշյանը նաև սկսել է հասարակական գործիչ էր: Նա երկու անգամ՝ 1930 և 1933 թվականներին ընտրվել է Երևանի քաղաքային խորհրդի գործադիր կոմիտեի անդամ և երկու անգամ էլ՝ երկրաբանների համամիութենական երրորդ համագումարի [Տաշքենդ, 1928] և միջազգային 17-րդ երկրաբանական կոնգրեսի [Մոսկվա, 1937] պատգամավոր:

Բազմավաստակ երկրաբանը հանդիսացել է Հայաստանում երկրաբանական գիտելիքների առաջին տարածողներից մեկը: Նա բազմիցս ելույթներ է ունեցել աշխատավորների առաջ՝ հանրապետության երկրաբանական կառուցվածքի, օգտակար հանածոների և հատկապես երկրաշարժերի [Լենինական—1926, Գորիս—1931, Երևան—1937] հարցերին նվիրված ղեկուցումներով:

1935 թ. Հայաստանի Կենտրոնական բարձր գնահատելով նրա գիտական, մանկավարժական և հասարակական ծառայությունները, նրան պարգևատրում է պատվոգրով:

Մեծ հայրենասերն ու լավագույն քաղաքացին, հայկական մշակույթին և իր գործին մինչև վերջ նվիրված ուսուցչապետը, սիրված ու հարգված էր բոլորից: Խորոց հոգու, նրա մանկավարժական-երկրաբանական կյանքը շատ կարճատև եղավ, ընդամենը մեկ տասնամյակ: Նա անհատի պաշտամունքի շրջանի զոհերից է, վախճանվել է 1937 թվին:

Մեծ երախտավորի պայծառ հիշատակը հավերժացնելու համար, 1966 թ. Երևանի պետական համալսարանի ընդհանուր երկրաբանության կաբինետը կոչվել է նրա անունով:

Բազմավաստակ մանկավարժ-երկրաբանի գործունեությունը կարելի է բաժանել երկու՝ գիտա-մանկավարժական և գիտա-հետազոտական բնագավառների: Այդ բնագավառներում նրա ունեցած դերի, կատարած ստեղծագործ աշխատանքների և ծառայությունների բնութագրման շարադրանքը բերվում է ստորև:

Պրոֆ. Տիգրան Զրբաշյանի գիտա-մանկավարժական գործունեությունը անխզելի կերպով կապված է Երևանի պետական համալսարանի պատմության հետ: Նա դասախոսում է համալսարանի գլուղատնտեսական ֆակուլտետում և մանկավարժական ֆակուլտետի կենսաբանական բաժնում, իսկ հետագայում, մինչև 1936 թ. նաև Երևանի պոլիտեխնիկական ինստիտուտի շինարարական և քիմիական ֆակուլտետներում: Այսպիսով, եթե հաշվի չառնենք ընդհանուր երկրաբանության գծով մինչև այդ համալսարանում կարգացված ոչ սիստեմատիկ դասախոսությունները (Կ. Սավիչ-Չաբոլոտսկի, Ս. Տիգրանյան և Պ. Ղամբարյան), ապա Տիգրան Զրբաշյանը ամենայն իրավամբ հանդիսանում է

երևանի համալսարանի (նաև հանրապետության) երկրաբանական մասնագիտությունների առարկայական-ծրագրային դասընթացների անդրանիկ դասախոսը:

Համապատասխան մասնագիտական դասախոսական կազմերի բացակայության պայմաններում, նա կարգում է բնդհանուր երկրաբանություն, բյուրեղագիտություն, հանքաբանություն, քարագիտություն, հետազոտման մեթոդներ և այլ դասընթացներ: Նրա գերող, շատ ուսանելի դասախոսությունների հաջողությունը հենվում էր մանկավարժական մեծ փորձի և ձիրքի, ինքնատիպ հնարքների, տեսական և գործնական դիտելիքների միասնության, նյութի կատարյալ տիրապետման և խոսքի վարպետության վրա: Ի տարբերություն շատ դասախոսների, նա միշտ ներկա էր գտնվում իր կարգացած դասընթացների գործնական և լաբորատոր պարսպամունքներին, որոնք մեծ հմուտությամբ վարում էր նրա ասիստենտ Շ. Շատվորյանը: Դրանով նա հետևում էր ոչ միայն կարգացած նյութի ուսուցման և յուրացման ընթացքին, այլև սցնում էր ասիստենտին և ուսանողներին, ելնելով իր մշակած մանկավարժական ինքնատիպ դպրոցի ստեղծագործական սկզբունքներից:

Նա համախմբում է իր շուրջը երկրաբանական ֆակուլտետի անդրանիկ դասախոսներ՝ ասիստենտ Շ. Շատվորյանին, պրոֆեսորներ Հովհ. Կարապետյանին, Հ. Հովհաննիսյանին, Ս. Լիսիցյանին, ավագ դասախոսներ Հ. Թեոդիրաշյանին, Հ. Ստեփանյանին և ուրիշներին, մեծ աշխատանք է ծավալում ֆակուլտետը դասախոսական կազմերով համալրելու, նյութատեխնիկական բազա ստեղծելու և ուսումնա-արտադրական պրոցեսը բարձր մակարդակով կազմակերպելու համար:

Կարճ ժամանակամիջոցում լրացվում ու ընդարձակվում է մինչև այդ պոլություն ունեցող բյուրեղագիտական և հանքաբանական միակ կաբինետը, ստեղծվում են հնեաբանական և քարադիտական կաբինետներ: Ուսանողների լաբորատոր և գործնական պարսպամունքների կազմակերպման համար ձեռք են բերվում բևեռացնող մանրադիտակներ, մասնագիտական սարքեր և ուսումնացուցադրական նյութեր (հավաքածուներ, քարտեզներ, աղյուսակներ, գծագրեր և այլն): Բացի այդ, կազմակերպվում է բյուրեղագիտական արհեստանոց, ուր պրեպարատոր Հ. Ճոնկյանը (վարպետ Հարությունը) պրոֆ. Տ. Զրբաշյանի ղեկավարությամբ պատրաստում է բյուրեղների պարզ ու կոմբինացիոն ձևերի և բյուրեղային ցանցերի գունավոր, շգերազանցվող մոդելներ: Ահա հենց դրանցով էլ մինչև օրս ուսանողները սովորում և յուրացնում են բյուրեղագիտության դասընթացը: Մոդելներ, որոնք սրբությամբ պահվում են որպես մեծ երախտավորի հիշատակի անփոխարինելի մասունքներ:

1936—1937 թվականների ամռան ամիսներին պրոֆ. Տ. Զրբաշյանը ղեկավարում է ապագա երկրաբանների առաջին դաշտային պրակտիկայի գործը: Պրակտիկայի վայր ընտրելով երկրաբանական տեսակետից շատ հետաքրքիր և ուսանելի մերձերևանյան շրջանը (ուր նա մի շարք տարիներ կատարում էր դիտա-հետազոտական աշխատանք) նա ասիստենտ Շ. Շատվորյանի և ուսանողների խմբերի հետ շաբանթերով շրջեց Հրազդան և Ազատ գետերի ավազանների երթուղիներով, սովորեցրեց նրանց դաշտային հետազոտման մեթոդների և երկրաբանական հանույթի հիմունքները, քարտեզների և կտրվածքների կազմման և քարային նյութերի մշակման սկզբունքները:

Պրոֆ. Տ. Զրբաշյանի գիտա-մանկավարժական գործունեությունը չի սահ-

մանավանդակի միայն դասախոսական պրակտիկայով: Նա մեծ աշխատանք է կատարել նաև ուսումնական ծրագրերի, գործնական պարասյուզների և մայրենի լեզվով մասնագիտական ձեռնարկների ստեղծման ուղղությամբ: Մի շարք լեզուների դերազանց տիրասցեստումը նրան հնարավորություն է տվել պրագմալ նաև թարգմանչական և տերմինաբանական աշխատանքով: Հիշատակման արժանի է նրա կազմած երկրաբանական տերմինների հայերեն բառարանը (շուրջ երկու հազար տերմին), ընդհանուր երկրաբանության դասընթացը և Հ. Տիրևյի «Քարագիտության հիմունքները», որոնք մնացին անավարտ և ցավոք սրտի շհասան մեզ:

Բաղմավաստակ մանկավարժը հանդիսացել է Հայաստանի երկրաբանական ծառայության միջին սերնդի շատ ներկայացուցիչների երախտավոր ուսուցիչն ու դաստիարակը: Նրա աշակերտներից շատերը ներկայումս գիտության և արտադրության ճանաչված գործիչներ են:

Անմոռաց ուսուցչապետի գիտա-մանկավարժական դպրոցի լավագույն սովորույթները պահպանում և շարունակում են նրա աշակերտներ, համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետի հնագույն դասախոսներ՝ Շ. Շատվորյանը, Ա. Գաբրիելյանը, Վ. Հասրաթյանը, Թ. Թադևոսյանը և ուրիշներ:

Ոչ պակաս արգասավոր և բեղմնավոր է եղել պրոֆ. Տ. Զրբաշյանի նաև գիտա-հետազոտական գործունեությունը: Մանկավարժական աշխատանքին ղուգրնթաց, շուրջ մի տասնամյակ նա ուսումնասիրել է մեր հանրապետության մի քանի շրջանների երկրաբանական կառուցվածքը և ընդերքում տարածված ոչ մետաղային օգտակար հանածոները:

1927—1935 թվականների ընթացքում Տ. Զրբաշյանը աշխատում է նախ Հայաստանի Ժողտնտգերխորհի լեռնային բաժնում, իսկ այնուհետև Ժողկոմխորհի կիրառական երկրաբանության և հանքաբանության գիտա-հետազոտական ինստիտուտում ինչպես նաև ՍՍՀՄ ԳԱ ՀՖ երկրաբանական ինստիտուտում որպես լեռնային ինժեներ, խորհրդատու, որոնողա-հետազոտական ջոկատների պետ և գիտական աշխատակից:

Այդ տարիներին նա զգալի հետազոտական աշխատանքներ է ծավալում հատկապես Երևանի, Կոտայքի (Աբովյան) և Ախտալի (Հրազդան) շրջաններում, հանքային հումքի նոր աղբյուրների ու պաշարների որոնման, հայտնաբերման և հետախուզման բնագավառում: Այդ ուղղությամբ կատարված աշխատանքների արդյունքներն ամփոփված են նրա բազմաթիվ երկրաբանական, գիտա-տեխնիկական հաշվետվություններում (պահվում են Հայկական երկրաբանական վարչության ֆոնդերում): Դրանցից առանձնապես հիշատակման արժանի են Կոտայքի և Ախտալի շրջանների պեմզաների ու դիատոմիտների մի շարք հանքավայրերի (էլար, Նովո-Նիկոլայևկա, Սուխոյ-Ֆոնտան, Նուռնուս և այլն) հայտնաբերմանը և հետախուզմանը (1927—1929), ինչպես նաև Ահամ-գալու-Աղբաշի օնիքսի, Քեթանյուի ծծմբի, Կողբի բարիտի (1927), Զարխեջի կոնգլոմերատի (1932), Զրվեժի գիպսի (1933), Թալինի պեոլիտների (1929—1932) հանքավայրերին նվիրված հաշվետվությունները:

Տիգրան Զրբաշյանի այդ հաշվետվությունները հանդիսացան այն սկզբնաղբյուրները, որոնք առաջ բաշեցին և հիմնավորեցին Հայաստանի ոչ մետաղային օգտակար հանածոների դերն ու նշանակությունը՝ հարցեր, որոնք իրենց լայն կիրառումը ստացան մեր օրերում:

Տ. Զրբաշյանը հանդիսացել է Մերձհրևանյան շրջանի առաջին հետազո-

տողներից մեկը, որը 1931—1935 թվականների ընթացքում հատկապես ուսումնասիրել է Զրվեժ-Շոռչրիձոր-Շոռաղբյուր տեղամասի երկրաբանական կառուցվածքը և օգտակար հանածոները: Նա հատուկ ուշադրություն է դարձրել երրորդական հասակի նստվածքների շերտագրության, հնէաբանության և նստվածքագոյացման հարցերի վրա: Նա առաջինն էր, որ առաջ քաշեց այդ շրջանի հնարավոր նստվածքների և աղաբերության պրոբլեմը:

Բուզմավաստակ երկրաբանը զբաղվել է նաև ինժեներական երկրաբանության հարցերով, օգնել է հանրապետության մի շարք նախագծային և շինարարական կազմակերպություններին գործնական ու անտեսական կարևոր նշանակություն ունեցող խնդիրների լուծման գործում: Այդ ուղղությամբ նա գրել է մի շարք եզրակացություններ, որոնք նվիրված են երկրորդ երգեսի (1931) և հարավային, հարավ-արևելյան դոերի ջրանցքների (1931—1934) երկրաբանական պայմանների նկարագրման, Գորիսի երկրաշարժի հետևանքների (1931), Մերձերևանյան շրջանի սողանքների բնույթի և նոր բնակավայրերի կառուցման (1931—1935) հարցերին:

Պրոֆ. Տ. Զրբաշյանի աշխատությունները (որոնց թիվն անցնում է երկու տասնյակից), շնայած գրված են շուրջ 3—4 տասնամյակ առաջ, չեն կորցրել իրենց թարմությունը և հետաքրքրությունը: Դեռ ավելին, նրանցից շատերը իրենց առաջադրած տեսական ու գործնական եզրակացություններով միանգամայն համապատասխանում են Հայաստանի երկրաբանության առանձին հարցերի ժամանակակից պատկերացումներին և խնդիրներին: Դրանք գրված են մեծ հետազոտողի հարուստ պիտելիքների ու փորձի, նյութի բազմակողմանի ու խոր մշակման և երկրաբանական առաջավոր մեթոդների կիրառման հիման վրա:

Նրա աշխատություն-հաշվետվությունները ձևավորված են հեղինակի համապատասխան քարտեզագրական և գծագրական նյութերով, աղյուսակներով և լուսանկարներով:

Որպես Գիտությունների Ակադեմիայի Հայկական Գիլիայի երկրաբանական ինստիտուտի Կոտայքի երկրաբանական արշավախմբի պետ, նա իր կյանքի վերջին տարիներին (1935—1937) աշխատում էր «Հրազդան և Աղատ գետերի ավազանների երրորդական նստվածքների ստրատիգրաֆիան և ֆաունան» թեմայի վրա, որը նրա կատարած հետազոտությունների ամփոփումն էր: Սակայն սա նույնպես մնաց անավարտ:

Պրոֆ. Տ. Զրբաշյանը հիմք դրեց հանրապետության երրորդական նստվածքների պարունակող ֆաունայի և ֆլորայի բրածո մնացորդների ուսումնասիրության բնագավառին, առաջ քաշեց Զրվեժ-Շոռաղբյուր-Ողջաբերդ-Շոռչրիձոր-Մանգյուս և Քանաքեռ-Արզնի տեղամասերի, հրաբխային շերտախրմբի և լավաների մանրամասն հետազոտման ու քարտեզահանման հարցերը, պիպսի և այրվող թերթաքարերի հանքավայրերի հետազոտման անհրաժեշտությունը:

Չնայած Զրբաշյանը չի թողել և ոչ մի տպագիր աշխատություն (իր ժամանակին այդ անհնար էր մասնագիտական պարբերական մամուլի բացակայության պատճառով), սակայն նրա թողած ձեռագիր ժառանգությունը բավական է նրա գիտական վաստակը գնահատելու համար, որը հարուստ է հայտնագործություններով և կարելի է ընդհանրացնել երկու ուղղությամբ՝

1. Ներտազոտության և հնէաբանության բնագավառ—հիմնովիով շերտա-

խրմբերի տեղադրման և պարունակող կենդանական ու բուսական բրածո մնացորդների վրա, նա տվեց Մերձերևանյան շրջանի վերին հրորդական նրստավածքների հստակային ստորաբաժանումները (միոցեն՝ սարմաթ):

2. Ոչ մետաղական օգտակար հանածոների բնագավառ—Մերձերևանյան շրջանում նա հայտնաբերեց պեմզաների, պեթլիտների ու դիատոմիտների մի շարք հանքավայրեր, հետախուզեց ու հիմնավորեց դրանց գործնական նշանակությունը, առաջ քաշեց այդ շրջանի հնարավոր նավթաբերության և աղալեռության պրոբլեմը:

Ականավոր երկրաբան-մանկավարժ Տիգրան Ջրբաշյանը Հայաստանի երկրաբանական ծառայության ավագ սերնդի այն առաջավոր ներկայացուցիչներից մեկն էր, որն իր մի քանի ընկերների հետ (Հովհ. Կարապետյան, Պ. Դամբարյան և ուրիշներ) մեծ գործ կատարեց 20-ական թվականների երկրորդ և 30-ական թվականների առաջին կեսերին մեր հանրապետության երկրաբանական հետազոտման և կադրերի պատրաստման բնագավառում: Նա առաջինը «հերկեց» մեր հանրապետության երկրաբանական «խոսյանը», դարձավ նրա առաջին «սերմնացանը», թողնելով դալիք սերունդներին «առատ բերքի հունձ»:

Л. А. АВАКЯН

## ВЫДАЮЩИЙСЯ ГЕОЛОГ-ПЕДАГОГ

### Резюме

Профессор Тигран Аршакович Джрбашян (1889—1937) был одним из первых исследователей геологии Армении, первооткрывателем ряда месторождений неметаллических полезных ископаемых и основателем геологического факультета Ереванского государственного университета.

Т. А. Джрбашян родился в гор. Ван в 1889 г. Начальное образование получил в Эрзеруме, а затем в Тифлисе в Нерсисянской школе, которую окончил в 1912 г.

С 1913 по 1918 гг. Т. Джрбашян работает учителем математики, физики и естествознания в армянских школах Вана и Тифлиса. В дальнейшем, он поступает на факультет естествознания Тифлисского университета.

В 1920 г. Т. А. Джрбашян уезжает в Париж продолжать учебу сначала в Сорбоне, а затем в Парижской Горной академии, которую оканчивает с отличием в 1924 г., получив звание горного инженера. Одновременно Т. Джрбашян работал в Минералогическом кабинете Парижского естественно-исторического музея под руководством академика Лакруа.

В 1925 г. Т. А. Джрбашян возвращается в Армению и приглашается на преподавательскую работу в Ереванский государственный университет в качестве лектора по курсам общей геологии, кристаллографии и минералогии.

В 1929 г. ему присваивается звание доцента, а в 1933 г. звание

профессора; он назначается заведующим кафедрой общей геологии и минералогии.

В эти годы Т. Джрбашян проводит большую и плодотворную научно-преподавательскую деятельность, которая тесно связана с историей Ереванского государственного университета. Он читает лекции по различным геологическим дисциплинам на сельскохозяйственном и педагогическом факультетах университета, а позже и в Ереванском политехническом институте.

В 1934 г. при непосредственном участии Т. А. Джрбашяна в Ереванском государственном университете организуется геолого-географический факультет. Т. Джрбашян назначается его первым деканом и одновременно директором научно-исследовательского института. Наряду с этим, он работает над созданием учебных программ и учебников по геологии. Блестящее знание многих европейских языков позволяет Т. Джрбашяну заниматься переводами и взяться за составление армянского терминологического словаря для геологов. К сожалению эти работы остались незаконченными и не дошли до наших дней.

Большие творческие планы Т. А. Джрбашяна в деле подготовки научных геологических кадров и дальнейшего развития научных исследований неметаллических полезных ископаемых республики остались незавершенными. По трагическому стечению обстоятельств, его жизнь безвременно оборвалась осенью 1937 года.

В течение 1927—1936 гг., работая сначала в Горном отделе ВСНХ Армении, затем в Научно-исследовательском институте Прикладной геологии и минералогии, и наконец, в Геологическом институте Армянского филиала АН СССР, Т. А. Джрбашян проводит большую научно-исследовательскую работу. Результаты этих работ обобщены в десятках научно-технических отчетах. Это изучение и описание месторождений пемзы и перлитов в Котайкском, Ахтинском и Талинском районах, месторождений высококачественных нурнусских диатомитов, декоративных джархечских конгломератов, джрвежского гипса и ангидрида, самоцветных камней и бентонитовых глин и многих других.

Работы эти послужили теми первоисточниками, которые выдвинули и обосновали неопределимую роль и большое значение неметаллических полезных ископаемых для Армении, и в большинстве случаев, не потеряли своей научной и практической ценности до настоящего времени.

Т. А. Джрбашян явился одним из первых исследователей геологии Приереванского района Арм. ССР. Им произведено стратиграфическое расчленение широко развитых здесь верхнетретичных толщ и установлены фаунистически охарактеризованные сарматские отложения. Эти же районы Т. А. Джрбашяном еще в 1927—1933 гг. были выдвинуты как наиболее перспективные в отношении нефтеносности и соленосности, что было подтверждено в результате дальнейших исследований.

Т. А. Джрбашян не оставил опубликованных работ (в то время это было невозможно, ввиду отсутствия специальной периодической печати), но его рукописное наследие имеет большую научную ценность.

Проф. Т. Джрбашян был активным общественным деятелем. Он дважды (1930 и 1933 гг.) избирался в состав исполкома Ергорсовета, был делегатом III Всесоюзного совещания геологов [Ташкент, 1928] и XVII Международного геологического конгресса [Москва, 1937].

В увековечение светлой памяти проф. Т. А. Джрбашяна, кабинет общей геологии Ереванского государственного университета назван его именем.

УДК 56 (118) : 553.061.32 (479.25)

Т. А. ДЖРБАШЯН

## СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИЕРЕВАНСКОГО РАЙОНА И НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИХ НЕФТЕНОСНОСТИ\*

В настоящей статье приведены некоторые геологические соображения о перспективах отдельных районов Армянской ССР в отношении нефтеносности, а также результаты предварительных изысканий на нефть, проведенных в Приереванском районе в 1933 г. Они, не претендуя на исчерпывающую полноту, с нашей точки зрения, могут оказать помощь дальнейшему всестороннему освещению данной проблемы.

Впервые мысль о возможности существования нефти на территории Армянской ССР была высказана нами еще в 1927 г. (Джрбашян Т. А.—Отчет о предварительных разведках серы, мрамора, барита, летом 1927 г. Рукопись. Фонд УГСМ Арм. ССР). Основанием для начала исследований на нефть послужили следующие соображения общегеологического порядка:

1. Южная (и центральная) часть территории Армянской ССР в геологическом отношении, в течение палеозоя и мезозоя, представляла собой одну из редких геосинклинальных областей, которая характеризовалась значительными колебаниями глубины моря [Bonnet, 1924]. Целый ряд данных, таких как: 1—наличие палеозойских коралловых рифов с представителями рода *Syathophyllum*, а также брахиопод—*Calceola sandalina* около с. Гюмушлуг по р. Арпа-чай и у с. Давалу [Oswald, 1912]; 2—меловых кораллов в р-не с. Веди (Гамбарян П. П.—Предварительный отчет Эривань-Арзакендской партии. 1932. Рукопись. Фонд УГСМ Арм. ССР); 3—кайнозойских коралловых рифов между сс. Джрвеж-Шорбулах и близ с. Малишка и, наконец, конгломератовых отложений р-на сс. Джрвеж-Вохчаберд позволяют предположить, что в течение многих миллионов лет полоса Даралагез—Ереван обнаруживала отчетливо выраженный прибрежный характер.

Подобные древние долгоживущие границы моря и суши являются благоприятными участками для скоплений нефти [Rinne, Bertrand, 1928], и почти все нефтяные месторождения мира обнаруживают тесную связь с береговыми линиями [Emmons, 1932].

Самыми благоприятными материнскими породами для нефти, без сомнения, являются мелководные отложения, содержащие морские илы, глинистые сланцы и известняки, особенно коралловые.

2. Наличие мощных гипсоносно-мергелистых отложений в Эриванском (Приереванском), Вединском и других районах Армянской ССР,

\* Статья подготовлена Р. Т. Джрбашяном по материалам рукописных работ Т. А. Джрбашяна (1927—1933 гг.), хранящихся в фондах Управления геологии СМ АрмССР.

месторождений каменной соли в Нахичеванской АССР и у сс. Кульп, Кагызман в Турции, а также целый ряд соляных источников в Котайкском, Двинском, Приереванском районах, являются достаточно надежным указанием на лагунный характер бассейнов, где происходило осадконакопление. К тому же, ряд авторов (Р. Бергиус, Т. Мразек) [Rippe, Bertrand, 1928] указывают на общность условий происхождения каменной соли и нефти в лагунах.

3. Присутствующие в разрезах Сисианского, Котайкского и других районов Армянской ССР толщи диатомитовых отложений, могут служить материнскими породами, давшими начало нефти. Подобные примеры взаимосвязи диатомитовых толщ и нефтяных скоплений наблюдаются на многих месторождениях США, Японии и т. д.

Кроме того, широкое развитие фауны фораминифер, нуммулитид, глобигерин, гастропод, пелеципод, морских ежей, а также многочисленные остатки рыб в толщах, развитых в Даралагезском и Приереванском районах, могут служить благоприятным фактором для образования нефти. Следует отметить, что некоторые месторождения нефти на территории западной Армении, в районе оз. Ван, находятся в толщах нуммулитовых известняков.

4. Благоприятным признаком для поисков нефти в указанных районах может явиться также обильное выделение сероводородных газов, обнаружение выцветов и корки серы в пеплообразной породе, а также пирита и черного органического вещества в отдельных обнажениях на территории исследованных районов. Можно предположить, что пеплообразная серусодержащая порода является продуктом деятельности грязевых вулканов.

5. Широкое развитие здесь флишевых фаций и частые явления оползневания, что вообще характерно для нефтеносных районов.

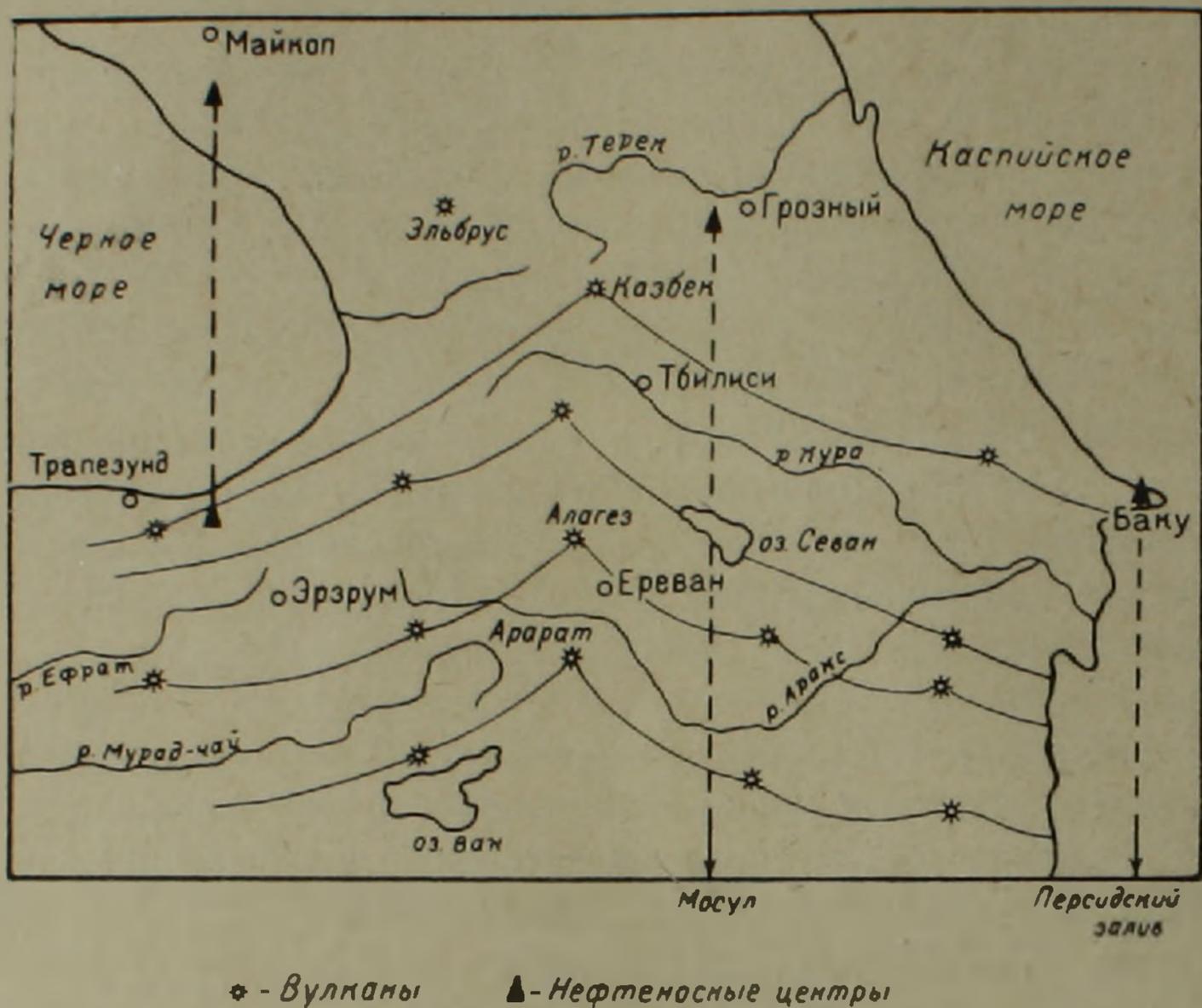
6. Приуроченность описываемой полосы Ереван-Даралагез к краевой зоне складчатости в тектоническом аспекте является весьма благоприятным фактором для поисков нефти.

7. Рассматриваемая полоса сложена преимущественно осадочными и туфогенно-осадочными отложениями палеогенового и неогенового возрастов с фауной нуммулитид, *Dreissensia* и рыб. Сам по себе возраст еще не является предпосылкой в вопросе существования нефти. Однако, при сопоставлении литологического состава пород этой полосы и их возраста с соответствующими образованиями нефтеносных районов Северного Кавказа, Грузии, а также района оз. Ван, вопросы возраста получают известное значение.

8. Согласно представлениям Bonnet [1924] нефтяные месторождения Кавказского перешейка подчинены некоторым закономерностям, которые обусловлены двумя тектоническими факторами: наличием неогеновых горных цепей, а также близостью к перегибам хребтов, обусловившим расположение вулканов. Размер месторождений зависит от мощностей отложений, находящихся вблизи перегибов.

Им намечены следующие меридиональные полосы, в которых сосре-

доточены главнейшие нефтяные месторождения Кавказского перешейка: 1. восточная—по направлению Баку—Решт; 2. центральная—Грозный—Кахетия—Мосул; 3. западная—Майкоп—Туансе—Трапезунд. Именно ко второй из указанных полос, между оз. Севан и средним течением р. Аракс, тяготеют районы Агмаганского, Даралагезского и Зангезурского хребтов (фиг. 1).



Фиг. 1. Схема структуры Кавказского перешейка и его соотношения с месторождениями нефти [по Bonnet].

Таким образом, всесторонний анализ всех имеющих геологических, тектонических, стратиграфических и палеонтологических данных, позволяют считать территорию Армянской ССР перспективной в отношении нефтеносности и рекомендовать постановку здесь систематических изыскательских работ на нефть.

Одновременно, в изученных районах, наиболее благоприятными материнскими породами для скопления нефти, по-видимому, надо считать неогеновые образования.

Поэтому ниже мы рассмотрим некоторые вопросы геологии и стратиграфии неогеновых образований Приереванского района, с точки зрения их возможной нефтеносности.

Детальное изучение осадочных и терригенных отложений района позволило, впервые для территории Армянской ССР, (не считая упоминания В. Ф. Захарова 1931 г.), обосновать существование морских сарматских отложений, и на основе руководящей фауны, (определения В. В. Богачева) провести стратиграфическое расчленение верхнетретичных толщ.

Основными структурными элементами района являются четыре ан-

тиклинальные складки [Гамбарян, 1932], из которых нами изучена Шорбулахская антиклиналь с целью уточнения ее геологического строения, а также направления и характера складчатости.

Исследования, проведенные в пределах Шорбулахской (правильнее Шорбулах-Мангюсской) антиклиналии, позволили установить неоднородный характер ее строения. Так, северо-восточная часть ее представлена куполовидными возвышенностями (Мейданская, Шорджури-дзорская, Мангюсская), сложенными сарматской глинисто-мергелистой толщей и перекрытыми оолитовыми известняками. Эти куполовидные возвышенности обнаруживают непосредственную связь с гипсоносно-соленосными отложениями района.

Юго-западная часть Шорбулах-Мангюсской антиклиналии сильно размыта. По-видимому, участок между с. Джрвеж и подошвой Агмаганского хребта был приподнят над остальной частью, о чем свидетельствует также наличие трассов в районе с. Мангюс и отсутствие здесь покрова базальтовых лав.

Стратиграфический разрез верхнетретичных отложений Приереванского района по нашим данным представлен в таблице 1\*.

В разрезе верхнетретичных толщ от эоцена до верхнего сармата включительно не наблюдается перерыва и несогласия в залегании отложений.

Коралловые рифы и перекрывающие их конгломераты указывают на прибрежный характер данной полосы в течение продолжительного времени. Кроме того, широкое развитие гипсоносных отложений подтверждает лагунный характер бассейна.

На верхнесарматских отложениях несогласно и с перерывом, относительно спокойно, (углы падения до  $20-30^\circ$ ) залегает мощная (до—500 м) Мангюсская толща конгломератов, брекчий с прослоями песчанников, глин, трассов и т. д., относимая к нижнему-среднему плиоцену\*\*.

Указанные породы перекрыты валунами трахитовых лав и трассов, а также базальтовыми потоками, суммарной мощностью до 50 м. Стратиграфическое положение базальтов позволяет отнести их к плиоцену или даже к постплиоцену. Одновременно они залегают в виде силлов в нижележащих отложениях сарматского возраста.

Обнаружение в районе с. Шагап диатомитовых отложений позволяет уточнить относительный возраст вулканических образований. Диатомитовые отложения с тонкими пропластками пемзового песка в районе с. Шагап, перекрыты лавой мандельштейнового базальта, схожей с таковой у с. Джрвеж и подстилаются базальтами однородной структуры. Имея ввиду, что возраст диатомитов по остаткам рыб и возраст непосредственно и согласно залегающей на них песчано-известковистой тол-

\* Более детальные исследования Л. М. Радопуло [1949] и А. А. Габриеляна [1964] позволили произвести дальнейшее уточнение возраста отдельных свит и дать монографическое описание фауны. Однако, в основном, схема расчленения верхнетретичных образований осталась без изменения (Р. Т. Д).

\*\* Мангюсская толща соответствуют Волчабердской толще (Р. Т. Д).

Возраст		Характеристика стратиграфических единиц	
Нижний-средний плиоцен		Мангюсская толща конгломератов с прослоями песчаников, глин, мергелей, туфобрекчий и т. д.; с фауной <i>Helix</i> , <i>Planorbis</i> , с силлами ноздреватых, спилитовых базальтов	
Верхний миоцен	сармат	верхний	Известняки и ракушечники с <i>Mastra bulgarica</i> и др.
			Оолитовые известняки, мергели с <i>Anodonta</i> , <i>Melanopsis</i> , <i>Hydrobia</i>
		нижний-средний	Глинистые и горючие сланцы с прослоями мергелей с ихтиофауной: <i>Clupea lanceolata</i> , <i>Cl. ventricosa</i> , <i>Ismene</i> , <i>Ostracoda</i>
		Песчаники, рыхлые, тонкозернистые. Конгломераты с силлами оливковых базальтов	
Нижний-средний миоцен?		Гипсоносные мергели	
		Глинистые сланцы разноцветные с пластами каменной соли	
Верхний олигоцен		Песчаники коричневого цвета с <i>Cardium</i> , <i>Cyrena</i> , <i>Tellina</i> , <i>Ostrea</i> , глины, коралловые рифы, известняки с <i>Natica cerithium</i> , <i>Trochus</i> , <i>Fusus</i> , <i>Conus</i> , <i>Cypraea</i> , морскими ежами	
Эоцен		Песчаники с фауной нуммулитид, гастропод, пелципод и морских ежей	

ши по *Gastropoda*, *Lamellibranchiata* определен как верхнеплиоценовый, можно предположить, что базальтовые излияния происходили до и после отложения диатомитов.

Во время отложения диатомитов, как на это указывает присутствие в них пемзы и обсидиана, имело место извержение кислых лав вулканов Агмаганского нагорья.

В описываемом районе среди тонкозернистых песчаников и глинистых сланцев отмечаются выходы соленых источников. Анализ вод из этих источников и сравнение их со средиземноморской водой, позволяют установить четкое различие между ними и высказать мнение, о происхождении соленых вод за счет выщелачивания соляных залежей подстилающей соленосной толщи.

Породы, вмещающие соляные источники, схожи с таковыми Нахичеванского месторождения соли и позволяют, по мнению В. В. Богачева,

расчитывать на обнаружение в этой толще линзообразных включений каменной соли.

Таким образом, проведенные исследования позволяют, на основании стратиграфического расчленения верхнетретичных терригенных и терригенно-осадочных толщ Приереванского района, впервые для территории Армянской ССР установить наличие фаунистически охарактеризованных морских отложений сарматского возраста.

Широкое распространение гипсоносных толщ по простиранию Шорбулах-Мангюсской антиклинали определило постановку специальных исследований на гипс. В результате этих работ нами было обнаружено и изучено крупное месторождение гипса в районе с. Джрвеж.

Наряду с этим, наличие характерных купольных структур, а также соляных источников и целого ряда прочих признаков указывает на возможность обнаружения в Приереванском районе скоплений каменной соли.

И, наконец, анализ всего фактического материала позволяет Приереванский и Даралагезский прогибы, по всему комплексу рассмотренных вопросов, выдвинуть в качестве структур благоприятных для скопления нефти и рекомендовать постановку и проведение здесь систематических изыскательских работ. В стратиграфическом разрезе области наиболее перспективными на нефть, по-видимому, следует считать неогеновые отложения.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- Радопуло Л. М. Новые данные по сармату Армении. ДАН Арм. ССР, т. X, № 2, 1949.  
Захаров В. Ф. Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна. Вып. 8, 1931.  
Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964.  
Bonnet P. Отчет Парижской Академии наук, т. 178, 1925.  
Bonnet P. Sur la structure de l'Isthme Cauasigue et ses relations over les gisements de petrole. Comptes rendus de l'Academie des sciences de Paris, t. 171e, 1924.  
Emmons W. Geology of Petroleum, 1932.  
Oswald F. Armentian (Handbuch de regionalen geologie). 1912.  
Rinne F., Bertrand R. La Science des Roches, 1928.



УДК 533.409 (474.25).

А. Г. МИДЯН

## РТУТОНОСНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ И ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ КИНОВАРИ

Малый Кавказ и, в частности, Армения, является одной из уникальных рудных провинций Советского Союза, где выявлены многочисленные полезные ископаемые.

Характерными рудными формациями Армении являются: медноколчеданная, колчедано-полиметаллическая, медно-молибденовая, золото-сульфидная, железорудные, хромитовая, никель-мышьяковая, сурьмяно-ртутная, марганцевая, рutil-амфиболовая и ртутная. Они генетически связаны с различными магматическими интрузивными комплексами.

Ртутные проявления и ореол рассеяния киновари до наших исследований известны были в пределах Присеванской, Алавердской и Разданской тектонических зон. В последние годы нами проведено площадное шлиховое опробование на территории Армении. В результате этих работ выявлены три ртутоносных пояса: Шамшадин-Атанский, Зод-Амасийский, Ереван-Сисианский, которые расположены в различных тектонических зонах Армении.

Геотектоническому районированию Малого Кавказа и Армении посвящен ряд работ Л. А. Варданянца [2], В. Е. Ханна [6], А. А. Габриеляна [3], А. Т. Асланяна [1] и других исследователей.

В настоящей статье ртутная минерализация и ореолы рассеяния киновари рассматриваются на фоне схемы тектонического районирования А. Т. Асланяна, который на территории Армении выделяет: Прикуринскую, Алавердскую, Присеванскую, Разданскую, Кафанскую, Ереванскую, Приараксинскую тектонические зоны. Из этих тектонических зон ртутоносными являются: Алавердская, Присеванская, Разданская, Ереванская и, вероятно, Кафанская.

Постмагматические и собственно магматические месторождения и рудопроявления Армении генетически и по времени образования связаны с ультраосновными и основными породами, кварцевыми диоритами, нефелиновыми сиенитами, плагиогранитами, санидиновыми трахитами, сиенитами, которые формировались на различных глубинах, на различных этапах развития тектонических зон Армении.

В геологическом строении Алавердской зоны принимают участие, в основном, юрские вулканогенные, вулканогенно-осадочные, осадочные породы и частично меловые и эоценовые образования. В Алавердской мегаантиклинальной зоне внедрены два комплекса интрузий: плагиогранитовый и кварц-диоритовый, с которыми связана рудоносность данной зоны. Выделяются различные по своей рудоносности три крупные

структуры: Шамшадинская и Алавердская антиклинали, а между ними расположен Иджеванский синклиорий.

Алавердский антиклинорий перспективен в отношении золота, железа, Шамшадинский антиклинорий — ртути и висмута, Иджеванский синклиорий — марганца и золота.

Шамшадинский антиклинорий сложен нижне-юрскими метаморфическими сланцами, аспидными сланцами, аален и байосскими профиритами, их туфобрекчиями, песчаниками, глинистыми сланцами и частично верхне-юрскими и меловыми осадочными образованиями. В этой структуре внедрены гипабиссальные плагиограниты и субвулканические кварц-порфиры верхне-байосского возраста, с которыми генетически связаны полиметаллические и ртутные проявления.

В 1961 г. было проведено шлиховое опробование в этом рудном районе; взятые в пределах Шамшадинского антиклинория 10% шлихов, содержат киноварь. Максимальное количество киновари в шлихах доходит до 70 знаков. Киноварь в шлихах тесно ассоциирует с галенитом, тетрадимитом, сфалеритом, пиритом, баритом, халькопиритом, самородным оловом и свинцом. Молибденит и самородное золото встречаются очень редко.

Ореол рассеяния киновари и ртутные проявления приурочены только к юго-западному крылу этой структуры, к эндоконтакту и экзоконтакту плагиогранитовых интрузий, где проходит разлом большой амплитуды смещения. Проходит он по верхнему течению реки Агдан и по Иджеванскому хребту и доходит до с. Атан. Кроме того, вдоль Шамшадин-Атанского пояса выступают также субвулканические кварц-порфиры, вблизи которых фиксируется ореол рассеяния киновари и ртутные проявления. Эти факты подтверждают генетическую связь ртутной минерализации с плагиогранитовыми комплексами интрузий и пространственное размещение ее в пределах локальных разрывных нарушений.

По данным А. А. Казанчяна, Шамшадин-Атанский ртутьносный пояс имеет длину 60 км, при ширине порядка 6—7 км. В результате своих исследований указанный автор не обнаружил в пределах этого пояса промышленных концентраций ртути, мотивируя этот факт отсутствием пород — коллекторов. Киноварь непосредственно связана с ртутьно-полиметаллическими формациями руд и содержание ртути в гидротермально-измененных породах и в ртутных проявлениях не превышает 0,1%. Тем не менее мы считаем необходимым обратить внимание на наличие известняков, песчаников, известковых песчаников, метаморфических сланцев, глинистых сланцев, как возможных коллекторов для накопления ртути. Надо также отметить, что большие количества киновари в шлихах не могут быть связаны только с ртутьно-полиметаллическими формациями руд, по-видимому, они в основном связаны с собственными ртутьными формациями.

При дальнейшем изучении ртутных проявлений, кроме региональных структур контролирующей оруденение, надо особое внимание уделить изучению локальных ртутьносных разрывных нарушений. А. А.

Казанчяном более детально исследовано Сарнахпюрское проявление. В его геологическом строении участвуют средне-юрские кварц-порфиры, плагиограниты и оксфордские известняки. Ртутные проявления непосредственно расположены в экзоконтакте плагиогранитов, т. е. в юго-восточном крыле Шамшадинского антиклинория. На данном участке все породы, кроме известняков, сильно гидротермально изменены. В них киноварь представлена в виде вкрапленников и прожилков и находится в тесной ассоциации с пиритом, галенитом, сфалеритом, гематитом, халькопиритом. Содержание ртути в этом проявлении колеблется от 0,005% до 0,01%, а содержание свинца и цинка—от 0,1% до 0,03%.

В геологическом строении Присеванской мегасинклинальной зоны принимают участие преимущественно эоценовые вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы. Более ограниченное распространение имеют верхне-меловые, юрские и мио-плиоценовые образования. Интрузивная формация здесь представлена ультраосновными и основными породами, кварц-диоритовыми и плагиогранитовыми, щелочными комплексами пород, с которыми и связана рудоносность данной зоны. С ультраосновным — основным комплексом связаны хромитовые, никель-мышьяковые, сурьма-мышьяковые, золоторудные и ртутные проявления; с щелочными и нефелиновыми сиенитами связаны редкоземельные, медно-флюоритовые, золоторудные (Меградзор-Гамзачиман) проявления; с кварцевыми диоритами—полиметаллические и золоторудные, с плагиогранитами—серноколчеданные, золоторудные, медно-колчеданные проявления. Почти вся Присеванская тектоническая зона покрыта шлиховой съемкой и одновременно проведены детальные поиски на ртуть. Ореол рассеяния киновари и проявления ртути в этой зоне выявлены в районе распространения ультраосновных пород, т. е. в Зод-Амассийском рудном поясе.

Все исследователи приуроченность ртутных, мышьяково-сурьмяных и золоторудных проявлений к ультраосновным комплексам считают структурной [6], но не генетической. В никель-мышьяковых рудах Амассийского района никелин и реальгар тесно ассоциируют с галенитом, сфалеритом, пирротинном, пентландитом и хромитом. В Армении реальгар в такой ассоциации встречается только в пределах офиолитового пояса. По северо-восточному побережью озера Севан на площадях развития ультрабазитов И. Г. Магакьяном, Г. О. Пиджяном, П. Е. Епремяном выявлен ряд ртутных проявлений: Кясаманское, Буратапинское, Бабаджанское, Заритапское, Сараланджское и др. А. А. Казанчяном, проводившим поисковые работы в пределах этих проявлений и ореолов рассеяния, получены новые данные о структуре Сараланджского проявления. Он пришел к выводу о возможности накопления промышленных концентраций ртути под глинистыми сланцами.

В геологическом строении Сараланджского участка участвуют конгломераты, известковые конгломераты, песчаники, туфопесчаники; на них налегают глинистые сланцы, выше на них налегают известняки сенона и эоценовые вулканогенно-осадочные образования, которые проры-

ваются ультраосновными и основными интрузиями. Последние по разлому контактируют с конгломератовыми пачками. Вдоль разлома установлена ртутная минерализация. Кроме того, ниже проявления, речные аллювиальные отложения весьма обогащены киноварью, в 1 м<sup>3</sup> россыпи содержится более 10 г киновари. Из этого расчета прогнозные запасы россыпи данной речки составляют 18 тонн киновари. Эти данные без сомнения говорят о том, что киноварь выносилась из богатых ртутьносных пород. Нам кажется, что здесь можно ожидать промышленное скопление ртути, поэтому участок этот заслуживает постановки детальных исследований. Структурно-литологический и магматический факторы также благоприятны для скопления крупных концентраций ртути. Не исключена возможность нахождения новых аналогичных участков в пределах этой зоны.

В геологическом строении Ереванской мегасинклинальной зоны принимают участие палеозойские песчаники, углистые сланцы, глинистые сланцы, битуминизированные известняки и конгломераты. На них налегают верхнемеловые известняки, конгломераты, песчаники, пироксеновые порфириды, прорванные ультраосновными—основными интрузиями. На палеозойские и меловые комплексы пород трансгрессивно налегают средне-эоценовые конгломераты, песчаники, нуммулитовые песчаники, известняковые песчаники, амфиболовые и пироксеновые порфириды, их туфобрекчии, прорванные сиенитовыми интрузиями. Непосредственно на средне-эоценовые и верхне-эоценовые породы налегают олигоценые конгломераты, песчаники, мио-плиоценовые санидин-трахитовые, андезит-дацитовые туфобрекчии, туфы, которые прорываются санидин-трахитовыми субвулканическими интрузиями.

Ереванскую тектоническую зону все исследователи считали нерудоносной. Впервые в 1964 г. Г. О. Григорян [4] на основании накопившихся фактических материалов в составе этой зоны выделил новое рудное поле. В его пределах расположены Агаракадзорское полиметаллическое проявление, Вединское медное, Хосровское, Советашен-Элпинское и Агаракадзорское ртутные проявления.

Постмагматическая минерализация здесь связана с верхне-меловыми, средне-эоценовыми и мио-плиоценовыми гипабисальными и субвулканическими циклами магматизма.

По данным А. Т. Асланяна, на границе Ереванской и Приараксинской зон проходит глубинный разлом, начало заложения которого намечается с мела. В пределах этого разлома нашими работами в 1964 г. выявлены ореолы рассеяния киновари и ряд ртутных проявлений: Хосровское, Советашен-Элпинское и Серское. Каждое из упомянутых проявлений находится в различных геологических и структурных условиях.

Хосровское ртутное проявление приурочено к Хосровской антиклинали, сложенной палеозойскими битуминозными известняками, верхнемеловыми известняками, песчаниками, известковистыми песчаниками, мергелями, глинами, порфиритами и их туфобрекчиями, которые прорваны ультраосновными, основными и мелкими гранитоидными интрузия-

ми. По северному крылу Хосровской антиклинали проходит разлом юго-западного направления с падением на СВ под углом  $70-80^\circ$ . Все породы, в которых установлена киноварь, сильно гидротермально изменены, брекчированы, кальцитизированы, пиритизированы. По ядру антиклинали проходит небольшой разлом—ответвление от главного разлома в ЮЗ направлении. Он проходит по контакту известняков, мергелистых глин и порфиритов.

Породы полосы разлома сильно пиритизированы, алунитизированы, кальцитизированы, брекчированы и окремнены. Зона разлома имеет ширину 3—5 м и длину 400 м. Здесь киноварь установлена в 10 точках на протяжении 200 м. Самое высокое содержание киновари установлено в устье шт. 1 в пределах 0,5—1%. Киноварь представлена в виде прожилок и гнезд. В шурфе 8 выявлены гнездышки киновари, содержание в ней ртути составляет от 0,05% до 0,01%. Выход киновари установлен также на правом борту р. Хосров.

Геолого-структурные условия и коллекторские свойства пород для ртутной минерализации в пределах Хосровского проявления весьма благоприятны. В устье штольни, где найдена ртутная минерализация, в лежащем боку находятся порфириты, а висячем—мергелистые глины. Следовательно, мергелистые глины являются экраном для ртутного оруденения, поэтому надо проследить контакты этих пород, где можно ожидать промышленное скопление ртути. Необходимо на этом участке на площади 5 кв. км там, где непосредственно выявлена ртутная минерализация произвести геологическую съемку масштаба 1:10 000. Съемка эта ответит на многие неясные вопросы и послужит основой для постановки дальнейших детальных поисково-разведочных работ.

В аналогичных геолого-структурных условиях находится Серское ртутное проявление и ореол рассеяния киновари. Серская антиклиналь сложена палеозойскими битуминозными известняками, верхне-меловыми известняками, песчаниками, нижне- и средне-эоценовыми осадочными породами. Нам кажется, что существуют все факторы для промышленного скопления ртути в пределах этой антиклинали.

Советашен-Элпинское ртутное проявление и ореол рассеяния киновари занимает около 10 кв. км. В геологическом строении данного участка принимают участие палеозойские битуминозные известняки и глинистые сланцы. На них налегают верхнемеловые известняки. Далее следует среднеэоценовые нуммулитовые песчаники, известняки, глины и известковые песчаники; более молодые образования на данном участке в составе олигоценовых песчаников и глин, мио-плиоценовых санидино-вых трахитов, туфобрекчий, лав, туфолав, выступают в висячем боку разлома. На этом участке отчетливо прослеживается Ереванский глубинный разлом. Вдоль разлома в виде окон выступают палеозойские известняки и верхнемеловые ультраосновные и основные интрузии. Непосредственно к этому разлому приурочены также субвулканические, санидин-трахитовые интрузии, которые прорывают все породы, участвующие

щие в геологическом строении Советашен-Элпинского ртутного проявления.

В 1965 г. на этой площади в 10 точках выявлена ртутная минерализация. Нужно отметить, что киноварь встречается в породах всех возрастов участка. Непосредственно в мелких разрывных нарушениях выявлена более интенсивная ртутная минерализация. В пределах этих разломов породы гидротермально сильно изменены, раздроблены и в большинстве случаев к ним приурочены санидин-трахитовые дайковые тела. Киноварь в основном размещена в этих раздробленных полосах.

В гидротермально-измененных зонах этого участка киноварь представлена прожилками и вкрапленниками до микроскопических размеров. Здесь киноварь находится в тесной ассоциации с самородным оловом, свинцом и пиритом. Содержание ртути 0,05—0,1%.

В делювиальных отложениях содержание ртути составляет от 0,5—2 г на тонну, а в аллювиальных отложениях она встречается редкими и очень мелкими зернами. Наши исследования показали, что на Хосровском и Серском участках, а также в Алавердской зоне, как в аллювиальных отложениях, так и в коренных породах киноварь встречается более крупными зернами, а в Советашен-Элпинском участке она очень мелкая. Из этого делается вывод о том, что на тех участках, где ртуть генетически связана с санидиновыми трахитами, киноварь преимущественно мелкая; этим и объясняется редкая встречаемость киновари в аллювиальных отложениях этого участка.

Советашен-Элпинское ртутное проявление отличается от других известных ртутных проявлений Армении своей структурой, геологическим строением, характером оруденения и магматическими комплексами пород.

Агаракадзорское ртутное проявление находится на расстоянии 5—6 км от с. Агаракадзор. В геологическом строении этого проявления принимают участие верхне-меловые конгломераты, песчаники, углистые сланцы, палеогеновые известняки и средне-эоценовые песчаники, туфопесчаники, туфоконгломераты, нуммулитовые песчаники, амфиболовые порфириды и их туфобрекчии. На этом участке расположены полиметаллические проявления, в которых нами выявлена киноварь. К северу от проявления проходит разлом в СЗ—ЮВ направлении, который является продолжением Элпинского разлома. Нами в гидротермально измененной зоне, приуроченной к этому разлому, выявлена киноварь, с содержанием ртути порядка 0,005%.

В геологическом строении Разданской тектонической зоны принимают участие метаморфические сланцы кембрия-докембрия, верхне-меловые вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы, эоценовые амфиболовые и пироксеновые порфириды, их туфобрекчии, миоплиоценовые липариты, липарит-дациты, туфобрекчии, туфы и туфолавы. Интрузивный магматизм в этой зоне проявлялся интенсивнее, чем в остальных зонах Армении. В нем можно выделить палеозойские гранитовые, доверхнемеловые и верхне-меловые кварц-диоритовые интрузии, эо-

ценовые щелочно-нефелино-сиенитовые, кварц-диоритовые, мио-плиоценовые липарито-дацитовые и андезитовые интрузивные комплексы, с которыми связана рудоносность данной зоны. В пределах зоны ореол рассеяния киновари почти отсутствует, только в кварцевых прожилках, приуроченных к гидротермально измененным рutil-амфиболовым сланцам выявлена киноварь.

В Айоцзорском рудном районе, А. А. Асатрянном выявлено ртутное проявление, где киноварь находится в ассоциации с пиролюзитом. В настоящее время проводится шлиховая съемка в районе курорта Джермук до Сисианского перевала.

Подводя итог вышесказанному, надо подчеркнуть следующее:

1. Размер зерен киновара в аллювиальных отложениях и коренных породах имеет генетическое значение и одновременно является поисковым критерием для выявления коренных выходов.

2. Перспективность ртутности Армении становится более отчетливой потому, что, как выясняется, ртуть генетически связана не только с ультраосновными, основными и плагиогранитовыми интрузиями, но также с мио-плиоценовыми магматическими породами, которые в Армении имеют очень широкое распространение. В миоплиоценовом интрузивном магматическом цикле можно выделить три комплекса: санидин-трахитовый, липарит-дацитовый и андезитовый. С первым комплексом, без сомнения, связана минерализация, а относительно других пока никаких данных не существует. Возможно они также будут ртутноносными. Дальнейшими работами необходимо доказать, какой из этих комплексов является более перспективным в отношении ртутности и какие локальные геолого-структурные факторы являются характерными для ртутной минерализации. Мио-плиоценовый магматический цикл Армении изучен сравнительно слабо, поэтому необходимо проводить детальные исследования, которые дадут возможность в этих молодых породах найти новые месторождения.

3. По накопившимся фактическим материалам, ртутные проявления и ореолы рассеяния киновари преимущественно расположены в антиклинальных структурах, причем, наиболее перспективными являются крылья этих антиклиналей, Все ртутноносные поясы Армении приурочены к глубинным разломам.

4. Ереван-Сисианский ртутноносный пояс имеет длину более 100 км при ширине 5—8 км. Из общего количества шлихов, взятых из этого пояса, 70% содержат киноварь. Все известные ртутные проявления приурочены к Ереванскому глубинному разлому. Наличие киновари и оруденения ртути в этом поясе также подтверждают существование Ереванского глубинного разлома.

## Ա. Գ. ՄԻԴՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՅԻ ՍՆԴԻԿԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ՍՆԴԻԿԻ  
ԵՐԵՎԱԿՈՒՄՆԵՐԻ ՈՒ ԿԻՆՈՎԱՐԻ ՇՐՋԱՊՍԱԿՆԵՐԻ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ ՈՐՈՇ  
ՕՐԻՆԱԶՉԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

## Ա մ փ ո փ ու լ մ

Սնդիկը Հայաստանի համար նոր հանքատեսակ է: Վերջին տարիների սնդիկի վերաբերյալ երկրաբանական ուսումնասիրությունները հնարավորություն են տալիս Հայաստանում անջատելու սնդիկաբեր երեք գոտիներ, դրանք են՝ Շամշադին-Աթանի, Զոգ-Ամասիայի և Երևան-Սիսիանի գոտիները:

Շամշադին-Աթան սնդիկային գոտին ընդգրկում է յուրայի նստվածքային և հրաբխային ապարներով ներկայացված Ալավերդու տեքտոնական ղոնան: Այստեղ սնդիկի երևակումները և կինովարի ցրոնների եզրապսակները մեծ մասամբ գտնվում են այն վայրերում, որտեղ տարածված են պլազիոգրանիտային տիպի ապարները: Այդ ապարներից հեռու կինովարի ցրոնները, եզրապսակները և սնդիկի երևակումները բացակայում են:

Մերձ-Սևանյան տեքտոնական ղոնայի երկրաբանական կառուցվածքի մեջ զլխավորապես մասնակցում են էոցենի նստվածքային և հրաբխային ապարները, որոնց մեջ տեղադրված են ուլտրահիմքային, հիմքային, ալկալային և քվարց-գիորիտային ինտրուզիվները: Այստեղ սնդիկի երևակումները և կինովարի ցրոնների եզրապսակները գտնվում են հիմքային և ուլտրահիմքային ապարների տարածման վայրերում:

Զոգ-Ամասիայի գոտին համընկնում է վերը նշված ապարների տարածման հետ: Վերջին տարիների ընթացքում Ա. Ա. Ղազանջյանի կողմից հիշյալ գոտում ստացված երկրաբանական նոր տվյալները հիմք են տալիս կանխատեսելու այստեղ սնդիկի նոր հանքավայրեր:

Երևան-Սիսիանի սնդիկի գոտին գտնվում է Երևանյան տեքտոնական ղոնայում: Այս ղոնայի կառուցվածքի մեջ մասնակցում են պալեոզոյի նստվածքային, վերին կավձի նստվածքային և հրաբխային, էոցենի հրաբխային միոպլիոցենի հրաբխային ապարները, որոնք պատվում են էոցենի և միոցենի հասակի ինտրուզիվ ապարներով: Այստեղ սնդիկաբեր են սանիդին-տրախիտային կազմի ինտրուզիվ ապարները, որոնցում հայտնաբերված սնդիկի մի շարք երևակումներ հիմք են հանդիսանում սնդիկի հանքավայրերի որոնման համար:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1959
2. Варданянц Л. А. Тектоническая карта Арм. ССР. Известия АН Арм. ССР, серия ест. наук, № 8, 1947.
3. Габриелян А. А. О геотектоническом районировании Армении. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1956.
4. Григорян Г. О. Рудоносность экстрוזивных, эффузивных комплексов Арм. ССР. Закономерность размещения месторождений полезных ископаемых, т. VII, М., 1964.
5. Мидян А. Г. Связь золото-сульфидных формаций руд с различными стадиями развития геосинклиналей Армении. Научно-тех. сб., серия геологии и металлургии, Ереван, 1963.
6. Пиджян Г. О. Ртутное оруденение северо-восточного побережья оз. Севан. Известия АН Арм. ССР, серия геологич., № 3, 1957.
7. Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Советская геология», № 39, 1949.

УДК 550.422.

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН

## К ГЕОХИМИИ МОЛИБДЕНА, ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ АРМЯНСКОЙ ССР

Особенности распределения в щелочных породах таких типичных элементов гранитоидов, какими являются молибден, олово и вольфрам, изучены недостаточно. Имеющиеся в литературе данные по геохимии указанных элементов в щелочных и нефелиновых сиенитах скудны и часто противоречивы [10, 11, 12, 18]. Особенно это касается олова и вольфрама. Геохимия указанных элементов детально изучена для гранитоидных комплексов [6, 9, 17, 18, 23].

В последние годы появились работы, в определенной мере восполняющие этот пробел, хотя значительная часть данных приводится для агпаитовых щелочных комплексов платформенных областей [12, 13] и в меньшей степени — для орогенных щелочных формаций [11, 12, 16].

В связи с этим представляется целесообразным и актуальным рассмотрение особенностей распределения молибдена, олова и вольфрама в верхнеэоцен-нижнеолигоценовых щелочных интрузивных породах Армении, которые генетически связаны, с одной стороны с дифференцированными молибденонными гранитоидными комплексами (Мегринский плутон, южная часть Арм. ССР), с другой — с дифференцированной базальт-фонолитовой серией (Тежсарский щелочный комплекс, центральная часть Арм. ССР).

Изучение геохимии этих элементов в щелочных породах имеет важное значение в связи с возможностью их использования как геохимических индикаторов щелочного петрогенезиса.

### Краткая характеристика массивов щелочных пород

Щелочные породы в южной части Армянской ССР развиты в пределах ранней фазы сложного Мегринского плутона и обстоятельно изучены с петрографической и минералого-геохимической точек зрения А. И. Адамяном [1] и Б. М. Меликсетяном [20, 21]. Щелочный комплекс центральной части Армянской ССР, известный под названием Тежсарского щелочного комплекса центрального типа, весьма детально и всесторонне изучен В. Н. Котляром [19], Г. П. Багдасаряном [2, 3], а в последние годы Г. Е. Кочиняном, Б. М. Меликсетяном [4] и Р. Г. Геворкяном [7, 11].

Указанные щелочные комплексы размещены соответственно в пределах Айоцзор-Ордубадского и Севано-Ширакского синклинориев и приурочены к Анкавано-Сюникскому разлому, разграничивающему эти структуры складчатой зоны центральной части Армянской ССР [4, 15]. В истории геологического развития формирование щелочных комплексов габбро-монзонит-сиенитовой и щелочно-сиенитовой формаций совпадает с началом орогенного этапа развития тектонической зоны [15].

Щелочные интрузии южной части Армянской ССР локализованы преимущественно в пределах полихронного сложнодифференцированного Мегринского плутона (Шванидзорский, Вартанадзорский, Пхрутский и Калерский выходы) и в меньшей степени—в интрузивах Баргушатского хребта, являющихся продолжением Мегринского плутона. Общая площадь выходов щелочных пород составляет около 40 кв. км. Согласно последним представлениям щелочные фации Мегринского плутона слагают самостоятельную фазу формирования верхнеэоценового комплекса [8] в виде ряда пространственно разобщенных типичных интрузивных тел, сложенных различными структурно-минеральными типами—эссекситами, тералитами, нефелиновыми монцонитами, сиенитами, щелочными сиенитами, амфибол-фельдшпатоидными фенитами, альбититами и пегматитами (полевошпатовыми и полевошпат-фельдшпатоидными). Щелочные породы Мегринского плутона петрогенетически тесно связаны с монцонитами, монцодиоритами, сиенито-диоритами, сиенитами и др. породами повышенной щелочности и обнажаются в краевой восточной и юго-восточной частях плутона, прорывая верхнеэоценовые вулканогенные образования и известняки верхнего девона.

Щелочные породы Баргушатского хребта (Сурбкарский выход) представлены небольшими линзообразными телами, размещенными в контактовой зоне скарнированных известняков верхнего девона со штоком лейкократовых аплитовидных гранитов. Щелочные породы представлены святоноситами и фельдшпатолитами и являются типичными метасоматитами [14].

Для минералогического состава пород характерны: резко преобладающая роль анортклаза над кислым плагиоклазом, незначительная роль нефелина (5—15%) и парагенезис феррогастингсита с биотитом, реже с диопсид-эгирином. В основных разностях встречается также оливин. В составе аксессуаров широко распространены: сфен, циркон, ильменит, флюорит, монацит, ортит и др. По химизму эти породы относятся к миаскитовому типу с коэффициентом агапнтности 0,5—0,7, при преобладании калия над натрием ( $K_2O : Na_2O = 1—1,3$  и сумма щелочей 9—12%) с повышенной железистостью ( $FeO > MgO$ ) и известковистостью ( $CaO > MgO$ ).

Щелочные интрузии центральной части Армянской ССР представлены Тежсарской оригинальной «интрузией центрального типа», характеризующейся кольцевыми и коническими дайками и интрузиями и концентрически-зональным строением центрального штока, а также сателлитовыми интрузиями: Бундукской, Гарнасарской, Ачаджурской и др. Общая площадь щелочных пород составляет около 60 кв. км. Согласно исследованиям автора, палеогеновые интрузивные образования Севано-Ширакского синклиория слагают два интрузивных комплекса: I. Предверхнеэоценовый позднегеосинклинальный Базумский щелочно-земельный многофазный комплекс (1. габброиды. 2. кварцевые диориты. 3. гранодиориты) и II. Предолигоценовый раннеорогенный Памбакский многофазный комплекс (1. псевдолейцитовые, нефелиновые и щелочные сие-

ниты. 2. граносиениты). С последним петрогенетически тесно связаны щелочные эффузивы щелочной базальт-лейцит-фонолитовой серии.

Интрузивы центральной части Армянской ССР сложены весьма пестрой петрографической гаммой пород: в краевых частях штока — фойяиты, псевдолейцитовые сиениты, а в центральных частях — различные структурно-минеральные типы нефелиновых и щелочных сиенитов, реже нордмаркиты, монциониты, сиениты и др.

В ненасыщенных кремнеземом породах весьма значительна роль нефелина (15—35%), а также псевдолейцита (срастания ортоклаза + нефелина) с заметным преобладанием ортоклаза над зональным плагиоклазом (№ 22—56). Характерно широкое развитие среди темноцветных гастингсита, баркевикита и биотита, реже эгрин-авгита. Характерны высокие концентрации акцессорного меланита, сфена, циркона, бадделлита, рутила, пирохлора и др.

В отличие от Мегринских щелочных пород здесь более резко проявлен калиевый характер щелочности ( $K_2O : Na_2O = 1—1,6$  при сумме 12—16%); железистость повышенная ( $FeO : MgO > 2$ ) при несколько пониженной известковистости. Коэффициент агпаитности достигает 0,7—0,9.

#### Особенности распределения молибдена, олова и вольфрама в щелочных породах

Результаты аналитических исследований распределения молибдена, олова и вольфрама в щелочных породах Армянской ССР приведены в таблице 1, а средние по главным типам пород в таблице 3. Содержания молибдена, олова и вольфрама в щелочных породах определялись количественно-спектральным анализом (аналитики Р. Терехова, В. Редькина, ИМГРЭ). Кроме того, спектральные определения молибдена контролировались химическими анализами (аналитик О. А. Бозоян, ИГН АН Арм. ССР).

Содержания рассматриваемых элементов в породообразующих и акцессорных минералах (таблица 4) определялись приближенно-количественным спектральным анализом в лаборатории ИГН АН Арм. ССР (Г. М. Мкртчян, М. Я. Мартиросян).

Аналитические данные по распределению молибдена, олова и вольфрама в щелочных породах Арм. ССР были обработаны методами математической статистики: выяснялся закон распределения этих элементов; оценивались параметры распределения; проводилось сравнение щелочных пород южной и центральной части Арм. ССР. Было установлено, что эмпирические распределения Mo и Sn в щелочных породах близки к нормальному закону, при этом в обоих случаях наблюдается небольшая положительная асимметрия ( $A_{Mo} = +0,69$ ,  $A_{Sn} = +0,75$ ), при небольших отрицательных эксцессах ( $E_{Mo} = -0,43$ ,  $E_{Sn} = -0,76$ ). Проверка гипотезы нормального распределения содержаний Mo и Sn проводилась с помощью критериев Пирсона (для 5% уровня значимости) и Колмогорова [22]. Проверка функции распределения вольфрама в ще-

Таблица 1

Содержания молибдена, олова и вольфрама в щелочных породах Армянской ССР\*

№ п.п.	№ проб	Массивы, порода	Содержание в п. $10^{-4}$ ‰		
			Mo	Sn	W
<b>Южная часть АрмССР</b>					
<i>Мегринский плутон</i>					
<i>Шванидзорский комплекс</i>					
1	М-180	Монцосиенит, среднезернистый	3	3	2
2	М-17	Щелочной сиенит, меланкратовый	4	5	3
3	М-15	Щелочной сиенит, мезократовый	4	3	3
4	М-6А	Щелочной сиенит, лейкократовый	6	6	3
5	М-1	Нефелиновый микрсиенит	3	6	3
6	М-19	Нефелиновый сиенит, пегматонидный	4	5	3
<i>Калерский выход</i>					
7	Щ-351	Нефелин-содалитовый сиенит	5	5	3
<i>Пхрутский выход</i>					
8	Щ-355	Эссексит нефелиновый	3	3	8
9	Ш-83	Нефелиновый монцосиенит	5	4	6
<i>Сурбкарский выход</i>					
10	С-216	Щелочной сиенит (святоносит)	4	4	3
<b>Центральная часть АрмССР</b>					
<i>Тежсарский эффузивно-интрузивный комплекс</i>					
11	Э-611	Щелочной базальт	3	—	—
12	Э-370	Щелочной трахиандезит	4	2	3
13	Э-363	Щелочной трахит	7	4	3
14	Э-366	Лейцитовый фонолит	7	4	4
15	Т-5А	Псевдолейцитовый нефелиновый сиенит	6	2	5
16	Т-5А	Нефелиновый сиенит, порфиroidный	4	3	4
17	Т-3А	Нефелиновый сиенит, альбитизированный	3	3	5
18	Т-356	Щелочной сиенит	4	3	5
19	Т-12	Нефелиновый микрсиенит	3	4	4
20	Т-21	Нефелиновый пегматит	2	3	3
21	Т-202	Флюорит-биотитовый фенит	8	13	3
<i>Амзачиманский массив</i>					
22	Г-70	Порфиroidный граносиенит, субщелоч.	3	8	3
24	Г-60	Миароловый граносиенит	5	5	3
24	Г-58	Аплит-пегматит	2	2	3
<i>Бундукский массив</i>					
25	Б-85	Сиенит субщелочн. роговообманковый	2	2	3
<i>Гарнасарская интрузия</i>					
26	Г-211	Щелочный сиенит (арменит)	2	7	4

лочных породах показала, что оно отличается от нормального и приближается к логнормальному ( $A_w = 1,60$ ,  $E_w = 3,28$ ).

Результаты статистически обработанных данных по молибдену, олову и вольфраму сведены в таблицу 2.

#### Молибден

Концентрация молибдена в щелочных породах южной части Армян-

Таблица 2

Распределение содержания молибдена, олова и вольфрама в верхнеэоценовых щелочных комплексах Армянской ССР\*

Щелочные комплексы	Кол. проб	Молибден $n \cdot 10^{-4} \text{ ‰}$					Олово $n \cdot 10^{-4} \text{ ‰}$					Вольфрам $n \cdot 10^{-4} \text{ ‰}$				
		интервалы концентрац.	среднее $\bar{x}$	дисперсия $\sigma_x$	коэфф. вариации, $v$ в $\text{‰}$	коэфф. кон- центр.	интервалы концентрац.	среднее $\bar{x}$	дисперсия $\sigma_x$	коэф. вариации, $v$ в $\text{‰}$	коэфф. концентр.	интервалы концентрац.	среднее $\bar{x}$	дисперсия $\sigma_x$	коэфф. вариации, $v$ в $\text{‰}$	коэфф. концентр.
Южная часть АрмССР . . . . .	10	3—6	4,1	0,93	23,0	2,2	3—6	4,4	1,18	27,0	1,5	2—8	3,8	1,75	46,0	2,5
Центральная часть АрмССР . . . . .	15	2—8	4,1	1,97	46,5	2,2	2—13	4,3	$0,3 \cdot 10^{-3}$	0,07	1,4	3—5	3,7	0,82	22,0	2,4
Щелочные породы АрмССР в целом . . . . .	25	2—8	4,12	1,64	40,0	2,2	2—13	4,33	1,60	36,0	1,4	2—8	3,68	1,27	34,0	2,4

\* При вычислении средних учитывались площади распространения: основных щелочных пород, нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и субщелочных гранитов, соотношения которых в Тежсарском комплексе — 0:1:1:1, а в Мегринском — 1:1:2:0.

Коэффициенты концентрации определялись по сравнению со средними в кислых породах: Mo— $1,9 \cdot 10^{-4} \text{ ‰}$ , Sn— $3 \cdot 10^{-4} \text{ ‰}$ , W— $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ ‰}$  (А. П. Виноградов, 1962).

Таблица 3  
Среднее содержание молибдена, олова и вольфрама в главных типах щелочных пород АрмССР

Типы пород	Мегринский комплекс			Тежсарский комплекс				
	кол-во анализов	Mo	Sn	W	кол-во анализов	Mo	Sn	W
Эссекситы . . . . .	3	4,0	4,0	6,5	—	—	—	—
Нефелиновые сиениты . . . . .	3	5,0	5,5	3,0	6	4,6	4,6	4,2
Щелочные сиениты . . . . .	4	4,5	4,0	3,0	4	5,0	3,0	4,0
Сиенито-граниты . . . . .	—	—	—	—	3	3,5	5,0	3,0

Таблица 4  
Содержания молибдена, олова и вольфрама в минералах щелочных пород\*

Минералы	Мегринский комплекс			Тежсарский комплекс		
	Mo	Sn	W	Mo	Sn	W
<b>Породообразующие</b>						
Плагиоклаз N = 22—46 . . . . .	0,0003	—	—	0,0001	—	—
Калищпат . . . . .	0,0006	—	—	0,0003	—	—
Нефелин . . . . .	0,0003	—	—	0,0003	—	—
Псевдолейцит . . . . .	—	—	—	0,001	—	0,003— 0,006
Эгирин-авгит . . . . .	0,0003	0,001	—	—	0,001	—
Гастингсит . . . . .	0,0006	0,001	—	0,0003	0,002	—
Биотит . . . . .	0,030	0,003	0,003	0,003	0,003	—
Мусковит . . . . .	0,015	0,003	—	0,006	0,003	—
Меланит . . . . .	0,0003	0,003	—	—	0,003	—
<b>Акцессорные</b>						
Магнетит . . . . .	0,005	—	—	0,001	—	—
Ильменит . . . . .	0,030	0,001	0,003	0,010	—	—
Рутил . . . . .	0,006	0,03—0,1	0,01	—	0,01	0,003
Анатаз . . . . .	0,008	0,030	0,01—0,03	0,001	—	—
Сфен . . . . .	0,020	0,003	0,006	0,003	0,003	0,003
Апатит . . . . .	0,001	—	—	0,001	—	—
Циркон . . . . .	0,005	0,001	0,003	0,0003	—	—
Циртолит . . . . .	0,006	0,003	0,03—0,1	0,003	0,003	0,003
Бадделейт . . . . .	0,003	0,001	—	0,001	0,001	0,003
Ортит . . . . .	0,001	0,001	—	—	0,001	—
Турмалин . . . . .	0,002	0,001	—	—	0,001	—
TR—содерж. минер. . . . .	0,001	0,003	0,003	0,005	0,001	—
Тори-уранов. мин. . . . .	0,003	0,001	0,003	0,001	0,002	—
Титанотантадонииобаты . . . . .	0,006	0,01—0,03	0,01—0,03	0,003	0,003— 0,01	0,01—0,03

\* По данным приближенно-количественных спектральных анализов лаборатории ИГН АН АрмССР (Г. М. Мкртчян, М. Я. Мартиросян).

ской ССР варьирует от  $3 \cdot 10^{-4}$  до  $6 \cdot 10^{-4} \%$ , составляя в среднем  $4,1 \cdot 10^{-4} \%$ , что в 2,2 раза выше средних содержаний для кислых пород по А. П. Виноградову [5]. Необходимо отметить, что среднее содержание молибдена в щелочных породах в генетически связанной серии

Мегринского плутона—в монцодиоритах, сиенито-диоритах, сиенитах и монцонитах близки и составляют  $4,5—4,7 \cdot 10^{-4} \%$  и несколько ниже среднего содержания для Мегринского плутона в целом ( $5,2 \cdot 10^{-4} \%$ ).

В щелочной серии плутона отмечается отчетливое обогащение молибденом более щелочных разностей пород: от монцонитов, сиенитов, эссекситов ( $3—4 \cdot 10^{-4} \%$ ) к лейкократовым щелочным и нефелиновым сиенитам концентрация молибдена возрастает ( $5—6 \cdot 10^{-4} \%$ ).

Полученные аналитические данные по распределению молибдена в щелочных интрузиях центральной Армении указывают на более высокую дисперсию (почти в два раза) при более широких интервалах концентраций, чем это наблюдается для Южной Армении. Среднее содержание молибдена составляет  $4,1 \cdot 10^{-4} \%$ , что идентично среднему в щелочных породах Южной Армении. Близкие содержания молибдена в щелочных породах Тежсарского ( $3,2—4,7 \cdot 10^{-4} \%$ ) и Амзачиманского ( $2,1 \cdot 10^{-4} \%$ ) массивов приводятся Р. Г. Геворкяном [11].

В ходе эволюции Тежсарского вулcano-плутонического комплекса поведение молибдена коррелируется с поведением щелочей (параметр «а»). Так, в вулканический этап с повышением щелочности от базальтов к лейцитовым фонолитам концентрация молибдена возрастает более чем в два раза, затем в интрузивный этап от псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов к щелочным и далее к кварцевым сиенитам и граносиенитам параллельно с понижением щелочности пород содержание молибдена убывает от  $6 \cdot 10^{-4} \%$  до  $2—4 \cdot 10^{-4} \%$ .

Следует отметить, что как вулканические, так и интрузивные породы верхнеэоценового комплекса центральной части Армянской ССР резко обогащены молибденом в отличие от среднеэоценовых щелочно-земельных вулканических и интрузивных пород.

Интересно, что в Мегринском плутоне в ходе эволюции не отмечается относительного обогащения щелочных и нефелиновых сиенитов молибденом, хотя в целом с повышением кремнекислотности от ранних фаз к поздним—концентрация молибдена возрастает от  $6,4 \cdot 10^{-4} \%$  [21]. В то же время, как для центральной части Арм. ССР, где эволюция исходной магмы протекает с возникновением двух ветвей: насыщенной и ненасыщенной  $\text{SiO}_2$ , накопление молибдена происходит в субсерии, характеризующейся повышенной щелочностью и заметным дефицитом  $\text{SiO}_2$ .

На накопление молибдена в щелочных дифференциатах и на коррелируемость молибдена с щелочами, особенно с калием, указывалось П. Курода и Э. Санделом [18] в щелочных базальтах— $3,2 \cdot 10^{-4} \%$ , трахитах— $6,2 \cdot 10^{-4} \%$ , сиенитах— $6,4 \cdot 10^{-4} \%$ , нефелиновых сиенитах— $3,5 \cdot 10^{-4} \%$ , Б. И. Злобиным [16] для щелочных пород Северной Киргизии  $3,3—5 \cdot 10^{-4} \%$ , Р. Г. Геворкяном для интрузий центральной части Армянской ССР [11]. Одновременно З. В. Студеникова и А. И. Павленко [23] для Восточной Тувы и В. И. Герасимовский и др. [10] для агпаитовых щелочных пород Ловозерского и Хибинского массива (среднее содержание  $1,7 \cdot 10^{-4} \%$ ) не подтверждают указанной закономерности, отмечая при этом, что с уменьшением коэффициента агпаитности, дефе-

цита кремнекислоты и щелочей происходит уменьшение содержания молибдена в составе алюмосиликатов. В агпайтовых комплексах не отмечается также накопления молибдена к концу магматического процесса.

Отмеченные различия в геохимическом поведении молибдена в Мегринском и Тежсарском комплексах связаны, на наш взгляд, с различиями в концентрации молибдена в исходных магмах, их калиевости и известковистости, а также с генетическими условиями появления щелочных пород. Вполне вероятно, что в щелочно-гранитоидных комплексах накопление молибдена происходит с повышением щелочей и кремнекислоты при понижении извести, а в щелочно-базальтоидных комплексах с понижением извести, щелочности, особенно, калиевой, и повышением кремнекислоты, наоборот, отмечается убывание содержания молибдена. Эти различия возможно связаны не с поведением калия и кремнекислоты, а более отчетливо с поведением титана [18] или извести [13] и с провинциальными петро-геохимическими особенностями [21].

Касаясь вопроса распределения молибдена по минералам щелочных пород (таблица 4), необходимо отметить, что значительная часть его (как и в гранитоидах) связана с полевыми шпатами, вернее с преобладающим калишпатом (50—65%), частью концентрируется в нефелине (15—20%), в структурах которых он вероятнее всего замещает алюминий [10, 13, 18]. В темноцветных минералах щелочных пород сконцентрирована небольшая часть молибдена (10—15%), хотя они также как и титановые акцессории более обогащены молибденом. Максимальные концентрации обнаружены в биотитах (0,003—0,03%), магнетите (0,001—0,005%), ильмените (0,01—0,03%), сфене (0,02—0,03%), рутиле (0,003—0,006%). В них молибден ( $Mo^{+4}=0,68\text{\AA}$ ), вероятно, замещает  $Ti^{+4}$ ,  $Fe^{3+}$ , как это допускает большинство исследователей [13, 18, 24]. Постоянно молибден встречается в циркониевых, редкоземельных, радиоактивных, танталониобиевых акцессорных минералах, в которых он может частью изоморфно замещать  $Ti^{+4}$ ,  $Zr^{+4}$ ,  $Nb^{+5}$ ,  $Si^{+4}$ , частью находиться в сорбированном состоянии и в дефектах кристаллических структур этих минералов. Однако, доля приходящаяся на акцессорные минералы, сравнительно невелика и составляет около 10% от общего содержания молибдена в породах. Кроме того обращает на себя внимание и такой факт, что в гранитоидах, при аналогичных концентрациях молибдена, часто встречается акцессорный молибденит, на долю которого приходится до 25% молибдена [21]. Незначительное распространение и отсутствие молибденита в щелочных породах должно свидетельствовать о более благоприятных условиях для изоморфного рассеяния молибдена в условиях повышенной щелочности, высокого содержания  $Fe^{3+}$ , Al и Ti.

### О л о в о

Наряду с молибденом в тех же пробах определены концентрации олова. Содержания олова в щелочных породах южной части Армянской ССР варьируют от  $3 \cdot 10^{-4}$  до  $6 \cdot 10^{-4}$ %, составляя в среднем  $4,7 \cdot 10^{-4}$ %.

что в 1,5 раза выше кларка для кислых пород, причем по сравнению с основными щелочными породами и меланократовыми сиенитами и монционитами, лейкократовые щелочные нефелиновые сиениты несколько обогащены оловом. Содержание олова возрастает от  $3-4 \cdot 10^{-4} \%$  до  $5-6 \cdot 10^{-4} \%$  параллельно с возрастанием щелочности пород и содержания калия и фтора.

Щелочные породы Центральной Армении характеризуются более значительными вариациями в содержании олова (от  $2-3 \cdot 10^{-4} \%$  до  $8-13 \cdot 10^{-4} \%$ ). Одновременно вычисленное среднее содержание составляет  $4,3 \cdot 10^{-4} \%$ , что близко к содержанию олова в поздних гранитоидах и щелочных породах южной части Армянской ССР и в 1,5 раза выше среднего содержания для кислых пород.

В ходе эволюции щелочного магматизма центральной части Арм. ССР, в вулканический этап содержание олова возрастает с повышением щелочности пород, в интрузивный же этап параллельно с понижением общей щелочности пород, но с возрастанием содержания  $\text{SiO}_2$  содержание олова возрастает и достигает максимума в поздних субщелочных гранитоидах.

В сводке В. И. Герасимовского [12] по распределению олова в нефелиновых сиенитах для нефелиновых сиенитов Тежсарского комплекса приводятся две цифры— $6 \cdot 10^{-4}$  и  $10 \cdot 10^{-4} \%$ , что несколько выше приводимых нами содержаний. Еще более высокие и вряд ли надежные содержания ( $1,6-5,5 \cdot 10^{-3} \%$ ), более чем на порядок превышающие приводимые, указываются Р. Г. Геворкяном [11].

Таким образом, средние содержания олова в щелочных породах Армении в 1,5 раза выше средних содержаний олова в гранитоидах, но ниже чем в оловоносных гранитоидах, примерно в 2 раза.

В тоже время, по данным В. И. Герасимовского, содержания олова в агпайтовых нефелиновых сиенитах варьируют в весьма широких пределах от  $2 \cdot 10^{-4} \%$  до  $370 \cdot 10^{-4} \%$ , в миаскитовых от  $2 \cdot 10^{-4}$  до  $20 \cdot 10^{-4} \%$ . Среднее содержание олова в нефелиновых сиенитах по данным В. И. Герасимовского [12] составляет  $12 \cdot 10^{-4} \%$  и намного выше данных В. М. Гольдшмита и К. Петерса [9] для нефелиновых сиенитов ( $2,1 \cdot 10^{-4} \%$ ). По щелочным породам Армении подтверждается и другой вывод В. И. Герасимовского о возрастании концентрации олова к концу магматической дифференциации в генетически связанной серии пород. Однако следует отметить, что, по-видимому, миаскитовые нефелиновые породы, по сравнению с агпайтовыми, обеднены оловом, хотя и по сравнению с другими типами пород значительно обогащены им.

Помимо валовых содержаний олова, приближенно-количественным анализом определены концентрации его в минералах (таблица 4). Содержание олова в полевых шпатах и нефелинах обоих комплексов ниже предела чувствительности метода. Олово постоянно встречается в темноцветных минералах, а также в акцессориях, содержащих  $\text{Ti}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Nb}$ . Содержание олова в эгириин-авгитах —  $0,001-0,003 \%$ , гастингситах —  $0,002-0,003 \%$ , биотитах— $0,003-0,01 \%$ , что связано с изоморфным за-

мещением оловом ( $\text{Sn}^{+4} - 0,67 \text{ \AA}$ ) железа ( $\text{Fe}^{3+} - 0,68 \text{ \AA}$ ) и возможно  $\text{Al}^{+3} (0,57 \text{ \AA})$  в структурах темноцветных минералах, на долю которых приходится значительная часть олова пород.

Более значительные концентрации олова обнаруживаются в титановых минералах — меланите (0,003%), ильмените (0,001%), рутиле (0,03—0,1%), сфене (0,003%, реже 0,01%), циркониевых — цирконе (0,001—0,003%), бадделенте (0,001%), велерите (0,003%), а также в редкоземельных (0,001—0,003%), тори-урановых (0,001—0,002%) и особенно тантало-ниобиевых (0,01—0,03%) минералах. Олово в акцессорных минералах замещает  $\text{Ti}^{+4}$ ,  $\text{Zr}^{+4}$ ,  $\text{Nb}^{+5}$  и др. Интересно, что в щелочных породах олово не образует акцессорного касситерита и целиком рассеивается; в то же время в содержаниях более низких, чем в щелочных и нефелиновых сиенитах, в ассоциирующихся гранитоидах постоянно встречается касситерит и самородное олово.

### В о л ь ф р а м

Геохимия вольфрама в щелочных и нефелиновых сиенитах изучена недостаточно, хотя для гранитоидов в последнее время появился ряд работ [17, 23, 24]. В литературе имеется ряд единичных данных по Ловозерскому массиву [13]; в сиенитах по данным П. Курода и Э. Санделла [18] обнаружено  $1,9 \cdot 10^{-4} \%$ . Среднее содержание вольфрама в кислых породах составляет  $1,5 \cdot 10^{-4} \%$  (А. П. Виноградов, 1962).

В щелочных породах южной части Армянской ССР содержание вольфрама варьирует от  $2 \cdot 10^{-4}$  до  $8 \cdot 10^{-3} \%$ , составляя в среднем  $3,8 \cdot 10^{-4} \%$ , что в 2,5 раза выше кларка для кислых пород [5]. Хотя определенной закономерности в поведении вольфрама заметить не удастся, можно указать все же на его высокое содержание в меланократовых щелочных породах Пхрутского интрузива ( $6-8 \cdot 10^{-4} \%$ ), по сравнению с лейкократовыми ( $3 \cdot 10^{-4} \%$ ); нужно отметить, что ранее имелись указания на повышенное содержание вольфрама в некоторых основных породах [21].

Щелочные породы центральной части Армянской ССР характеризуются более низкой дисперсией в распределении вольфрама. Концентрации вольфрама варьируют в интервале  $3-5 \cdot 10^{-4} \%$ , составляя в среднем  $3,7 \cdot 10^{-4} \%$ , что очень близко к его содержанию в щелочных породах Мегринского плутона и превышает кларк в кислых породах в 2,5 раза.

В Тежсарском щелочном комплексе содержание вольфрама в ходе дифференциации возрастает с повышением щелочности и роли калия, а затем в интрузивный этап с понижением щелочности и с возрастанием  $\text{SiO}_2$  содержание вольфрама несколько падает от псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов ( $5 \cdot 10^{-4} \%$ ) к субщелочным гранитам ( $3 \cdot 10^{-4} \%$ ): с последними, кстати, связаны небольшие проявления вольфрама, а в самих породах постоянно отмечается акцессорный шеелит.

Как видно из приведенных данных, щелочные породы Армении заметно обогащены вольфрамом (среднее  $3,68 \cdot 10^{-4} \%$ ); его содержания значительно превышают кларк в гранитах и содержания в гранитах дру-

гих регионов как рудонесных, так и нерудонесных: Горный Алтай —  $2 \cdot 10^{-4} \%$  [17], Северный Кавказ —  $1,6-2,2 \cdot 10^{-4}$  [23], Восточного Забайкалья —  $1,5 \cdot 10^{-4} \%$  [17], Америки —  $1,2-2,4 \cdot 10^{-4} \%$  [18] и др.

Концентрация вольфрама в щелочных породах, имеющих различные генетические особенности, происходит в богатых щелочами, особенно калием, породах, которые возникают в условиях интенсивной дифференциации исходной магмы. Любопытно, что в щелочных сериях вольфрам в главной своей массе сосредоточивается в ранних щелочных дифференциатах.

При формировании щелочного комплекса южной части Армянской ССР в ходе дифференциации отношение  $Mo/W$  понижается от  $2,0-1,5$  до  $1,2-0,8$ ; более резко уменьшается отношение  $Mo/W$  в ходе формирования Тежсарского вулканоплутонического комплекса от вулканического этапа ( $2,5-1,5$ ) к интрузивному ( $1,3-1,0$  до  $0,7-0,6$ ). В среднем, как в щелочных комплексах Армении, так и в главных типах щелочных пород Армении, отношение  $Mo/W$  больше единицы ( $1,1-1,3$ ) и превышает таковое для гранитоидов других регионов [17, 18, 23].

Несмотря на заметную обогащенность щелочных и нефелиновых сиенитов Армении вольфрамом, последний не образует самостоятельных акцессорных минералов и почти целиком рассеивается в породообразующих и акцессорных минералах (таблица 4). В то же время в гранитоидах, которые в той или иной степени петрогенетически связаны с щелочными сериями, акцессорный шеелит появляется даже при меньших концентрациях вольфрама. Из-за низкой чувствительности спектрального анализа вольфрам обнаруживается в содержаниях  $0,003-0,01$  в титановых акцессориях (ильмените, рутиле и сфене, редко встречается в биотите ( $0,003\%$ )). Вольфрам постоянно встречается в циркониевых минералах  $0,003$ , редко  $0,03-0,1$  (цирконе, бадделенте, цитролите), часто в редкоземельных, радиоактивных и особенно титано-танталониобиевых ( $0,01-0,03\%$ ) акцессорных минералах. Вольфрам, как и молибден, вероятно, изоморфно замещает ( $W^{+4} = 0,68 \text{ \AA}$ ) в структуре минералов  $Al^{+3}$ ,  $Ti^{+4}$ ,  $Zr^{+4}$ ,  $Nb^{+5}$ . В общем балансе роль акцессорных минералов невелика и вряд ли превышает  $20-35\%$ . Главная же масса вольфрама как и в гранитоидах, сосредоточена в полевых шпатах [17, 23]. Об этом же могут свидетельствовать постоянно высокие концентрации вольфрама в псевдолейцитах ( $0,003-0,006\%$ ) Тежсарского комплекса, состоящих из сростков нефелина ( $25\%$ ) и ортоклаза ( $75\%$ ) и слагающих до  $30-50\%$  объема псевдолейцитовых сиенитов.

## В ы в о д ы

1. Концентрации молибдена, олова и вольфрама в щелочных интрузивах южной и центральной частей Армянской ССР, имеющих отличные петрогенетические условия образования, почти идентичны и значительно превышают средние содержания в кислых породах (в  $1,5-2,5$  раза).

2. Средние содержания молибдена, олова и вольфрама в миаскитовых щелочных породах Армении соответствуют: Mo— $4,12 \cdot 10^{-4}$  ‰, Sn— $4,33 \cdot 10^{-1}$  ‰, W— $3,68 \cdot 10^{-4}$  ‰, что согласуется с данными по щелочным комплексам других регионов и указывает на обогащенность щелочных пород указанными элементами по сравнению с другими типами изверженных пород.

3. Главным механизмом обогащения щелочных дифференциатов гранитоидной и базальтоидной серий, является эманационно-магматическая дифференциация, приводящая к возрастанию общей щелочности, особенно калиевой, и высокой концентрации летучих, в частности, фтора и ряда пневматофильных элементов, характерных для миаскитовых щелочных пород: Zr, Nb, Be, Ba, TR (Ce); в том числе и Mo, Sn, W.

4. В ходе дифференциации раннеорогенных верхнеэоценовых гранитоидной серии Мегринского плутона и базальт-фонолитовой серии Тежсарского щелочного комплекса при возникновении калиевой щелочно-сиенитовой формации Армении, геохимическое поведение Mo, Sn и W имеют свои специфические особенности, но в целом сходны и характеризуются положительной корреляционной связью концентраций этих элементов с возрастанием щелочности, роли калия, дефицита SiO<sub>2</sub>, повышения содержания фтора и понижения содержания извести.

5. Главная масса Mo, Sn и W рассеивается в породообразующих и частью в акцессорных минералах пород. Отсутствие самостоятельных акцессорных минералов этих элементов (молибденита, шеелита и касситерита) в миаскитовых щелочных породах связано с одной стороны с высокими концентрациями Ti, Zr, Nb, с другой—с высокими щелочностью и концентрацией фтора, благоприятствующими изоморфному рассеянию Mo, Sn и W в структурах темноцветных породообразующих, титановых, циркониевых и танталониобиевых акцессорных минералов.

6. Отражение в геохимической специализации калиевой щелочно-сиенитовой формации Армянской ССР таких элементов, как молибден, олово и вольфрам говорит в пользу ее комплексной природы и наряду с другими петро-геохимическими критериями, указывает на значительную роль в возникновении щелочных пород процессов взаимодействия исходной магмы с гранитно-метаморфическим субстратом.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 15.IV.1969.

Բ. Մ. ՄԵԼԻՔՆԵՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԱՎԱԼԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ ՄՈԼԻԲԴԵՆԻ, ԱՆԱԳԻ ԵՎ  
ՎՈԼՖՐԱՄԻ ԳԵՈՔԻՄԻԱՅԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԿ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. լ. մ.

Այլալային ապարներում մոլիբդենի, անագի և վոլֆրամի գեոքիմիան զրանիտոիդների համեմատությամբ անբավարար է ուսումնասիրված: Մասնավորապես գեոքիմիական ուսումնասիրությունների հիման վրա պարզված է, որ այլալային ապարներում այդ էլ էլեմենտների միջին պարունակությունները

( $Mo = 4,12 \cdot 10^{-4}\%$ ,  $Sn = 4,33 \cdot 10^{-4}\%$ ,  $W = 3,68 \cdot 10^{-4}\%$ ) 1,5—25 անգամ գերազանցում են  $\beta\beta$ -ու ապարներում նրանց կլարկային պարունակություններին:

ՀԱՄՀ գրանիտոիդային և բազալտոիդային սերիաներին պատկանող ալկալային դիֆերենցիատների Mo, Sn և W հարստացման գլխավոր մեխանիզմը հանդիսանում է էմանացիոն-մագմատիկ դիֆերենցիացիան և սկզբնական մագմայի ու գրանիտային սուբստրատի համագործակցման պրոցեսները: Այդ են մատնանշում ալկալային ապարների բարձր կալիակուն ալկալայնությունը, ֆտորի և գրանիտային պնեմատոֆիլ այնպիսի էլեմենտների բարձր պարունակությունները, ինչպիսին են Ba, Be, Nb, Zr, TR, U, ինչպես նաև Mo, Sn և W:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского плутона. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1955.
2. Багдасарян Г. П. Нефелиновые сиениты Памбакского хребта. Изв. АН Арм. ССР, естеств. науки, № 1, 1947.
3. Багдасарян Г. П. Щелочные горные породы центральной части Арм. ССР. Сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, 1962.
4. Багдасарян Г. П., Меликсетян Б. М. Генетические особенности щелочных пород Арм. ССР. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 11, 1966.
5. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», № 7, 1962.
6. Виноградов А. П., Вайнштейн Э. Е., Павленко Л. И. Вольфрам и молибден в изверженных горных породах. «Геохимия», № 5, 1958.
7. Геворкян Р. Г. Геохимические особенности и петрогенезис щелочных пород центральной Армении. Автореферат, 1965.
8. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, № 3—4, 1965.
9. Гольдшмит В. М., Петерс К. К. К познанию троилитовых включений метеоритов и к геохимии хрома, никеля и олова. Сб. Геохимия редких элементов ГОНТИ НКТП СССР, 1938.
10. Герасимовский В. И., Павленко Л. И., Несмеянова Л. И. К геохимии молибдена в нефелиновых сиенитах.
11. Геворкян Р. Г. О влиянии щелочности и температуры на распространение молибдена и олова при кристаллизации базальтовой магмы. «Геохимия», № 12, 1968.
12. Герасимовский В. И. Геохимия олова в нефелиновых сиенитах. «Геохимия», № 7, 1968.
13. Герасимовский В. И. Геохимия Ловозерского щелочного комплекса. Изд. Наука, 1966.
14. Гуюмджян О. П. Парагенезисы щелочных метасоматитов Баргушатского хребта. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. географ. № 3, 1963.
15. Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
16. Злобин Б. И. Геохимическое исследование щелочных пород массива Сандык и их генезис. Автореферат, 1962.
17. Иванова Г. Ф., Бутозова Е. Г. Особенности распределения вольфрама, олова и молибдена в гранитах Восточного Забайкалья. «Геохимия», № 6, 1968.
18. Курода П., Саиделл Э. Геохимия молибдена. Сб. Геохимия редких элементов. Изд. ИЛ, 1959.

19. Когляр В. Н. Памбак. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
20. Меликсетян Б. М. Минералого-геохимические особенности щелочных пород Мегринского плутона. Зап. Арм. отд. ВМО, № 2, 1963.
21. Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Армянская ССР). В сб. Металлогеническая специализация магматических комплексов. Изд. Недра, 1964.
22. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. Изд. Наука, 1964.
23. Студеникова З. В., Глинкина М. И., Корнилова К. И. К геохимии вольфрама и молибдена. В сб. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, доклады сов. геологов. Изд. Наука, М., 1960.
24. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, М., 1961.

УДК 553.065 (479.25)

А. И. КАРАПЕТЯН, М. Х. АТАБЕКЯН

## О ВОЗРАСТЕ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ МЕГРАДЗОРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

Несмотря на многолетние поисково-разведочные работы, проведенные в пределах Меградзорского золоторудного месторождения, вопросы возраста и генетической связи оруденения остаются еще недостаточно выясненными. Взгляды исследователей относительно генетической связи оруденения с тем или иным магматическим комплексом резко расходятся. Часть исследователей оруденение Меградзорского месторождения связывает с вмещающей его Такярлинской интрузией, возраст которой, также как и других интрузий Мармарикской группы, ими определяется как постсреднеэоценовый—верхнеэоценовый [8] или миоценовый [9, 11]. В отличие от этого другие исследователи оруденение связывают не с самой Такярлинской интрузией, а с Ахванадзорской [3] или порфировидными гранодиоритами, сиенитами, гранодиоритами послесреднеэоценового возраста [2, 10]. Таким образом, взгляды исследователей расходятся не только по вопросу генетической связи, но и возраста оруденения Меградзорского месторождения, что значительно осложняет определение направлений дальнейших поисково-разведочных работ.

Правильное решение вопросов возраста и генетической связи оруденения с тем или иным этапом магматизма Памбака имеет важное значение для дальнейших поисковых работ не только в пределах самого Меградзорского рудного поля, но и всего рудного района в целом. Оно необходимо также для выяснения общей схемы развития эндогенной металлогении Памбака. Нами в процессе детальных минералого-геохимических исследований, проводимых в пределах Памбакского рудного района, большое внимание было уделено вопросам геологического строения, структуры и особенностей минерализации различных участков Меградзорского рудного поля, которые позволили внести существенную ясность в вопросы возраста и генетической связи оруденения. Эти исследования стали возможными благодаря большому объему поисковых и геолого-разведочных работ, проведенных здесь Меградзорской ГРП под руководством Г. Айрапетяна и М. Г. Гаспаряна.

Ниже вкратце остановимся на тех вопросах геологического строения Меградзорского рудного поля, которые необходимо учитывать при решении вопросов возраста и генетической связи оруденения.

### Некоторые черты геологического строения рудного поля Меградзорского золоторудного месторождения

Рудное поле Меградзорского месторождения занимает площадь около 40 кв. км и состоит из нескольких участков, которые по своему

территориальному расположению, особенностям геологического строения и по условиям залегания рудовмещающих структур делятся на две группы. В первую группу входят участки Шакарсар, Ближний Аджарадзор, собственно Меградзор и Гюхи-ерес, которые по существу являются продолжением друг друга и слагают всю левобережную часть Меградзорского рудного поля. Вторая группа участков объединяет проявления Арчасар (Кабахлу), Зар, «Новый» и Айдинидзор, располагающиеся на правобережье реки Мармарик, на расстоянии 1,5—2 км от левобережных участков рудного поля.

В целом Меградзорское рудное поле расположено в пределах Такярлинского интрузивного массива, вопрос возраста которого долгое время оставался дискуссионным. В. Н. Котляр [8], долгие годы занимавшийся изучением Памбакского рудного района, возраст интрузии определяет как верхнеэоценовый, указывая наличие фактов прорывания ею вулканогенных образований средне-верхнеэоценового возраста.

А. Т. Асланян, Г. П. Багдасарян, А. Г. Мидян и др., на основании фактов наличия многочисленных обломков кварцевых диоритов в базальных конгломератах фаунистически охарактеризованного турон-коньяка, возраст Такярлинской интрузии считают неоком-дотуронским [2, 3, 10]. Эту же точку зрения подтверждают Г. П. Багдасарян и З. О. Чибухчян по результатам радиологических и оптических исследований в своих недавно опубликованных работах [4, 13]. В этой же работе З. О. Чибухчяном отмечается, что им, совместно с Б. М. Меликсетяном, в 1963 году оконтурено вытянутое в близширотном направлении тело граносиенитов, вклинившееся между северной частью Такярлинского интрузива и прорывающей вулканогенной толщей верхнего—среднего эоцена и прорывающей их. Наши наблюдения подтвердили наличие фактов, приведенных сторонниками как одной, так и другой точки зрения [7]. В частности в многочисленных горных выработках, пройденных в пределах левобережных участков Меградзорского рудного поля, достаточно отчетливо устанавливается интродирование пород сиенит-монцонитового ряда (монцониты, сиениты, сиенито-диориты, кварцевые сиениты и др.) в вулканогенную толщу среднеэоценового [1, 3] возраста. Перечисленные интрузивные породы являются продолжением одновозрастных аналогичных интрузивных пород Ахавнадзорского массива и поэтому было бы логичным их рассматривать как единый магматический комплекс, слагающий участки севернее Такярлинского и Ахавнадзорского интрузивов. С другой стороны, к западу от Такярлинского интрузива, между ним и Анкаванским гранитоидным интрузивом, недалеко от селения Анкаван, широко развиты базальные конгломераты турон-коньякского возраста, среди которых в изобилии встречаются гальки кварцевых диоритов, ничем не отличающиеся от одноименных пород, слагающих Такярлинский интрузив. Здесь совершенно отсутствуют обломки монцонитов, кварцевых сиенитов, сиенито-диоритов, сиенит-порфиров и других пород, слагающих северный фланг Такярлинского массива.

Идентичный петрографический состав и большие размеры (диаметром до 70 см и более) галек кварцевых диоритов не оставляют сомнения в том, что они являются обломками обнажающейся рядом интрузии кварцевых диоритов, а не привнесены из Агверанского интрузива, как считают некоторые исследователи. Это предположение доказывается также и радиологическими исследованиями Г. П. Багдасаряна [3, 4], согласно которым абсолютный возраст свежих кварцевых диоритов Анкаванской интрузии, (являющейся, по-видимому, продолжением (?) Такярлинской), составляет  $112 \pm 6$  млн лет. Таким образом, Такярлинский интрузив, ранее рассматривавшийся как одновозрастное магматическое образование [8, 10, 11], в действительности состоит из двух, резко оторванных во времени интрузивов [7, 13], поэтому впредь под Такярлинским следует рассматривать собственно дотуронский (нижнемеловой?) интрузив, сложенный кварцевыми диоритами и частью гранодиоритами. Породы же ряда монзонитов, кварцевых сиенитов, сиенито-диоритов и пр. должны быть выведены из контура Такярлинского интрузива, поскольку они лишь пространственно примыкают к последнему.

В пределах Меградзорского рудного поля (западный фланг Шакарсарского участка) кварцевые диориты Такярлинского массива пространственно тесно ассоциируются с комплексом перечисленных выше пород, нижний возрастной предел которых соответствует среднему (или верхнему) эоцену. В настоящее время нет прямых геологических фактов для определения верхней возрастной границы интрузивных пород (монзониты, кварцевые сиениты, сиенит-порфиры и др.), развитых на левобережных участках Меградзорского месторождения. Определение же абсолютного возраста [3] свидетельствует об их верхнеэоценовом (38 млн лет) возрасте.

Контакт молодых интрузий с кварцевыми диоритами — интрузивный, местами по нему проходит Мармарикский разлом, который достаточно отчетливо проявлен на поверхности и прослеживается в северо-западном направлении до селения Алавар, где соединяется с Сарикаинским разломом, составляя единый Мармарик-Сарикаинский разлом. В пределах Меградзорского рудного поля толща древних метаморфических сланцев и пространственно тесно связанных с ними кварцевых диоритов по Мармарик-Сарикаинскому разлому приведена в соприкосновение с вулканогенными породами среднего эоцена. В южном (лежащем) крыле разлома\* широкое развитие имеют также древние лейкократовые граниты и многочисленные тела диабазовых порфиритов.

Весь этот комплекс глубинных пород, а также лежащие непосредственно на них миоплиоценовые и четвертичные лавы, совершенно отсутствуют в северном (висячем) крыле разлома, а породы левобережной части рудного поля, в свою очередь, совершенно отсутствуют в южном крыле разлома. Таким образом, рассматриваемое рудное поле по своему

---

\* Разлом северного падения предположительно надвигового характера.

геологическому строению, петрографическому составу, возрасту и условиям залегания пород делится на две резко отличающиеся друг от друга части. В связи с этим возникает вопрос: можно ли различные участки рудного поля, расположенные на различных крыльях Мармарик-Сариканнского разлома считать разновозрастными, связанными с более молодым этапом интрузивного магматизма, или они являются разновозрастными образованиями, связанными с теми же этапами магматизма, продукты которых проявлены на соответствующих крыльях разлома?

Ответ на этот вопрос, как нам кажется, кроме вышеизложенного, можно найти в результатах сравнительного изучения структуры и особенностей минерализации различных участков Меградзорского рудного поля, на которых вкратце остановимся ниже.

### Сравнительная характеристика структуры и особенностей минерализации участков Меградзорского рудного поля

Выделенные нами группы участков различны не только по особенностям своего геологического строения, но и по рудоносным и рудоконтролирующим структурам. Так, оруденение левобережных участков Меградзорского рудного поля (Шакарсар, Ближний и их фланги) представлено зонами и жилами близширотного простирания, являющимися, по-видимому, оперяющимися структурами вышеуказанного Мармарик-Сариканнского разлома глубокого заложения. Падение всех рудоносных структур северное, от 50 до 80°. В отличие от этого падение рудных тел правобережных участков реки Мармарик—южное—юго-западное под углами 30—60°. Оруденение здесь контролируется разломом, который проходит по южному флангу Арчасарского участка и к востоку перекрывается мио-плиоценовыми и четвертичными лавами. В пределах Меградзорского рудного поля разлом проявлен едва уловимыми отрицательными формами рельефа и минерализованными термальными источниками, выходящими у с. Зар, и на юго-западном продолжении у с. Кармир-Овит. Далее к западу разлом прослеживается до с. Кара-кала, где он разветвляется. Основная ветвь через с. Кармир-Овит проходит южнее пос. Анкаван по северо-восточному склону г. Дамрик и у с. Мелик-гюх уходит за пределы описываемого района.

Имеются существенные расхождения между различными участками и в отношении интенсивности и характера минерализации. В настоящее время в пределах левобережных участков рудного поля разведочными работами выявлено несколько типов руд и многочисленные равновесные парагенетические ассоциации минералов. Из них наиболее интенсивно проявлены серноколчеданные, медноколчеданные, медно-мышьяковые, полиметаллические и золото-теллуrowые руды (см. фигуры), последовательность образования которых примерно соответствует последовательности их перечисления. Из всех этих типов руд в пределах правобережных участков (Зар, Арчасар и др.) известны только полиметалличе-

ские\*, которые, в свою очередь, по своим структурно-текстурным и минералого-геохимическим особенностям, значительно отличаются от однотипных руд левобережной части Меградзорского месторождения. Все это дает основание считать, что рудообразовательный процесс на рассматриваемых участках происходил в существенно отличающихся друг от друга физико-химических условиях. В пользу такого вывода говорит также приведенный ниже список рудных минералов, установленных в настоящее время на соответствующих участках Меградзорского рудного поля (табл. 1). Но различия между рассматриваемыми рудами наиболее отчетливо проявлены в результатах пробирных, химических и спектральных анализов руд и мономинеральных фракций из различных участков Меградзорского рудного поля.

Таблица 1

Список рудообразующих минералов, установленных на различных участках Меградзорского рудного поля

Левобережье реки Мармарик. Участки Шакарсар, Ближний*, Меградзорский	Правобережье реки Мармарик. Участки Зар, Арчасар
Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит, тетраэдрит, энаргит, арсениопирит, борнит, алтаит, сильванит, калаверит, теллуrowисмутит, кренерит, колорадит, гессит, петцит, аргентит, самородное золото, самородное серебро, электрум, виттихенит, эмплектит, молибденит, кварц, кальцит, флюорит и др.	Пирит, галенит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит, электрум, серебро самородное, кварц, кальцит

При этом, поскольку в настоящее время рудное поле Меградзорского месторождения в целом рассматривается как золоторудное и разведочные работы проводятся в соответствии с этим, то естественно было бы интересно в первую очередь сопоставить данные по содержанию золота и парагенетически связанных с ним элементов (Ag, Te, Bi и др.) в рудах рассматриваемых двух групп участков рудного поля. Как и следовало бы ожидать (исходя из минерального состава), содержания всего комплекса перечисленных элементов намного выше в рудах левобережной части месторождения (табл. 2). В них максимальные концентрации золота в отдельных штучных пробах достигают 5—6 кг/т, тогда как в наиболее богатых рудах правобережных участков содержание золота не превышает нескольких десятков г/т. Что же касается среднего содержания золота, то оно в 3—4 раза выше в рудах левобережной части рудного поля. При этом существенно разны и отношения Au : Ag. Для левобережной части оно в среднем составляет 1 : 1, в том случае, когда для правобережной части это соотношение составляет всего лишь 1 : 3. Иначе говоря, если участок собственно Меградзорского месторож-

\* На правобережье р. Мармарик местами (участок „Новый“) проявлена интенсивная пиритизация пород с полиметаллической минерализацией, что, по-видимому является проявлением аналогичной с Шакарсарской минерализацией, проявленной в приразломной полосе.

Таблица 4

Среднее содержание золота и ассоциирующих с ними комплексов элементов в штучных пробах полиметаллических руд и минералах из различных участков Меградзорского рудного поля (по данным полуколичественного спектрального анализа)

Элементы	Меградзор (Шакарсар, „Ближний и их флаги)				Правобережье (Зар, Арчасар)		
	богатые сульфидами штучы	сфалеритовый концентрат	галенитовый концентрат	пиритовый концентрат	богатые сульфидами штучы	галенит	пиритовый концентрат
Золото . . . . .	529 г/т	1300 г/т	390 г/т	560 г/т	2,8 г/т	68 г/т	28 г/т
Серебро . . . . .	1000 г/т	440 г/т	1025 г/т	310 г/т	170 г/т	760 г/т	140 г/т
Висмут . . . . .	14 г/т	43 г/т	1280 г/т	10 г/т	не обн.	10 г/т	3 г/т
Теллур . . . . .	350 г/т	450 г/т	940 г/т	60 г/т	не обн.	10 г/т	15 г/т
Ртуть . . . . .	не обн.	31 г/т	15 г/т	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.

Примечание: в полях сульфидных минералов полиметаллических руд левобережной части Меградзорского рудного поля почти постоянно, в том или ином количестве, присутствуют теллуриды Au, Ag и Bi. Небольшие размеры и тесные сростания последних не позволяют получить мономинеральные сульфидные фракции, отсюда и необычайно высоки содержания отмеченных элементов в пирите, сфалерите и галените.

дения по содержанию золота и ассоциирующихся с ним элементов является типичным аналогом золото-теллуридов месторождений (трансильванский тип), то руды участков Зар, Арчасар и др. по степени золотоносности и парагенетической ассоциации минералов сопоставимы с таковыми полиметаллических месторождений и, в частности, с полиметаллическими рудами Маданского проявления, установленного в пределах Агверанского интрузива кварцевых диоритов также дотуронского возраста.

Не менее отчетливы различия между рассматриваемыми группами участков и в отношении содержания других элементов-примесей, таких как Cd, In, Ga, Ge, Sn и др. Однако необходимо отметить, что минералого-геохимические особенности, взятые в отдельности, были бы недостаточны для отнесения сопоставляемых участков Меградзорского рудного поля к разновозрастным образованиям, связанным с различными этапами интрузивного магматизма; но учитывая вышеуказанные различия рудоносных структур, геологическое строение и возраст пород, слагающих различные участки можно минералого-геохимические различия рассматривать в качестве дополнительных критериев, свидетельствующих о наличии здесь двух, значительно оторванных друг от друга, процессов эндогенной минерализации.

Проявление продуктов разновозрастных гидротермальных процессов в пределах Меградзорского рудного поля, также как и в соседнем Анкаванском рудном поле [6], является одной из специфических особенностей Мармарикской зоны разломов, вдоль которых проявились про-

дукты нескольких этапов интрузивного магматизма и связанной с ними гидротермальной деятельности. По своей протяженности, глубине заложения, длительности и перманентности геологического развития, Мармарик-Сарикаинский разлом соответствует интрагеосинклинальным разломам, которые, разделяя структурно-фацнальные зоны геосинклиналей, разграничивают тектонические пояса с различным набором изверженных пород и ассоциирующих с ними гидротермальных месторождений. Служа путями внедрения магмы, они определяют пространственное сближение продуктов постмагматических месторождений (связанных с малыми интрузиями) поздних стадий с месторождениями более ранних стадий геосинклинального развития.

### Эрозионный срез и глубина формирования руд различных участков Меградзорского рудного поля

Глубину формирования Меградзорского золоторудного месторождения А. Т. Асланян [2] определяет от 0 до 2000—3000 м и более, при этом он считает, что если оруденение произошло в самую последнюю стадию инверсии Присеванской и Ахтинской тектонических зон — в олигоцене или нижнем миоцене (майкоп), — то месторождение окажется приповерхностным.

На предыдущих страницах настоящей статьи мы уже доказали, что оруденение собственно Меградзорского месторождения локализовано в вулканогенных породах среднеэоценового возраста и прорывающих их монционитах, сиенит-порфирах и других, близких к ним породах, с которыми мы связываем оруденение\* [6]. Иначе говоря, нижний возрастной предел оруденения соответствует среднему эоцену, а верхний возрастной предел остается пока еще невыясненным. Но независимо от того является ли оруденение позднеэоценовым или более молодым, глубину формирования золото-теллурических руд Меградзорского месторождения нельзя считать меньше мощности толщи среднеэоценовых пород, которая, исходя из мощности сохранившейся в настоящее время в рудном поле надрудной покрывки, была в пределах не менее нескольких сот метров. Все изложенное, разумеется, касается выявленных в настоящее время горизонтов рудной минерализации; что же касается нижних границ рудного столба, то они могли захватить и нижележащие породы. Для решения этого вопроса в настоящее время мы не располагаем никакими данными, это является задачей дальнейших поисково-разведочных работ.

Несравненно сложнее вопрос глубины формирования руд правобережных участков р. Мармарик, что обусловлено отсутствием надежных критериев для определения верхнего возрастного предела оруденения. Однако, учитывая приуроченность здесь рудной минерализации целиком к глубинным магматическим породам, можно предположить большую

\* Связь парагенетическая, точнее геолого-структурная (по Шипулину Ф. К.).

глубину их формирования и соответственно более глубокий эрозионный срез по сравнению с левобережными участками Меградзорского рудного поля.

### В ы в о д ы

Меградзорское рудное поле объединяет разнотипные и разновозрастные руды, развитые в пределах различных крыльев Мармарик-Сарикаинского интрагеосинклинального разлома. В северном (висячем) крыле разлома развиты золото-теллурические руды трансильванского типа, генетически связанные с комплексом интрузивных пород (монциты, сиенит-порфиры, кварцевые сиениты и др.), интродуцированных в средневерхнеэоценовые вулканогенные породы.

На южном (лежащем) крыле Мармарик-Сарикаинского разлома (участок Зар, Арчасар и др.) проявлена полиметаллическая формация руд, которая по-видимому связана с кварцевыми диоритами и является более древней, чем оруденение левобережных участков.

В соответствии с этим дальнейшее увеличение разведанных запасов золото-теллурических и парагенетически связанных с ними других золото-содержащих руд можно ожидать на висячем крыле Мармарик-Сарикаинского разлома (северный фланг Меградзорского рудного поля) в пределах палеогенового структурного этажа; поэтому дальнейшие поисково-разведочные работы следует направить так, чтобы охватить северный фланг месторождения, где на поверхности среди вулканогенных образований эоцена достаточно отчетливо прослеживается несколько зон гидротермально измененных пород, простирающихся параллельно уже выявленным зонам. Есть все основания считать перспективными в отношении золото-теллурической минерализации также восточный и западный фланги левобережной части Меградзорского рудного поля, являющиеся продолжениями разведываемых в настоящее время рудных зон. С целью выявления золоторудных тел и повышения эффективности геолого-разведочных работ необходимо приступить к составлению крупномасштабных геохимических карт вдоль всего Мармарик-Сарикаинского разлома на золото и парагенетически связанные с ним комплексы элементов, и в первую очередь на мышьяк, теллур, висмут, свинец, цинк, ртуть, серебро, сурьму.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР  
Управление геологии  
Совета Министров Армянской ССР

Поступила 26.VI.1968.

## Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Մ. Խ. ԱՔԱՔԵԿՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՄԵՂՐԱԶՈՐԻ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ  
ՀԱՍԱԿԻ ԵՎ ԳԵՆԵՏԻԿԱԿԱՆ ԿԱՊԻ ՄԱՍԻՆ

## Ա մ փ ո փ ու մ

Հոգվածի հեղինակների կողմից կատարված մանրազնին երկրաբանական և միներալո-գեոքիմիական ուսումնասիրությունները թույլ են տվել եզրակացնելու, որ Մեղրաձորի հանքային դաշտը իր մեջ ընդգրկում է տարբեր հասակի և տարբեր կազմի (ֆորմացիայի) հանքանյութեր, որոնք տարածված են այստեղով անցնող Մարմարիկ-Սարիկայայի ռեգիոնալ խախտման տարրեր թևերում:

Խախտման հյուսիսային (կախված) թևում տարածված են ոսկի-տելուրային ֆորմացիայի (տրանսիլվանյան տիպ) հանքանյութեր, որոնք կապված են միջին էոցենի հասակի հրաբխածին ապարները կտրող մոնցոնիտների, սիենիտ-պրոֆիրների, քվարցային սիենիտների և նմա կազմի ինտրուզիաների հետ:

Խախտման հարավային թևում տարածված են բազամետաղային ֆորմացիայի հանքանյութեր, որոնք ամենայն հավանականությամբ կապված են նրանց ներփակող մինչոտորոնյան հասակի քվարց-գիորիտային ինտրուզիայի հետ:

Մեղրաձորի հանքային դաշտի տարբեր մասերը միմյանցից խիստ տարբերվում են նաև այդ տեղամասերը կազմող ապարների հասակով, հանքատար ստրուկտուրաներով ինչպես նաև իրենց հեռանկարներով: Ոսկե-թելուրային հանքանյութերի նոր պաշարների հայտնաբերման տեսակետից առավել հետաքրքիր են խախտման կախված թևը կազմող տեղամասերի արևելյան և արևմրտյան շարունակությունները: Ուշադրության առժանի է նաև Շարարասարի հյուսիսային թևը:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арутюнян А. Р. Тектоника и история развития Севано-Ширакского синклинория (Армянской ССР), автореф. канд. дис., 1965.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, 1958.
3. Багдасарян Г. П. Интузивы Базумо-Павбакской области. В сб. Геология Армянской ССР, т. III. Петрография. Изд. АН Арм. ССР, 1968.
4. Багдасарян Г. П. Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения. Изд. Наука, 1966.
5. Карапетян А. И., Амирян Ш. О. Об обнаружении теллуридов золота, серебра, висмута, свинца в рудах Меградзорского золоторудного месторождения Армянской ССР. ДАН Армянской ССР, т. 38, № 1, 1964.
6. Карапетян А. И. К вопросу об альпийской эндогенной металлогении Памбакского рудного района. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, т. XX, № 1—2, 1967.
7. Карапетян А. И. О возрасте и рудоносности Цахкашатского (Тахярлинского) интрузива Памбакского рудного района Армянской ССР. ДАН Армянской ССР, т. XI, № 3, 1968.



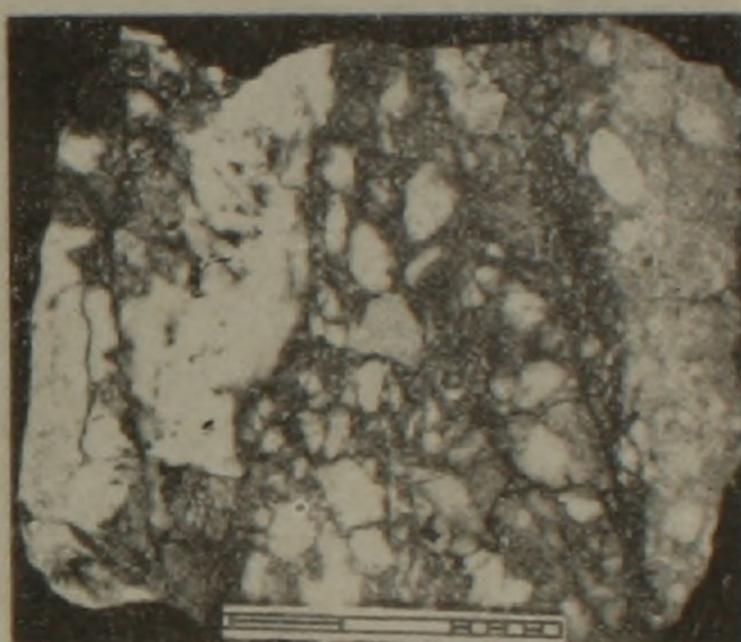
фиг. 1



фиг. 2



фиг. 3



фиг. 4

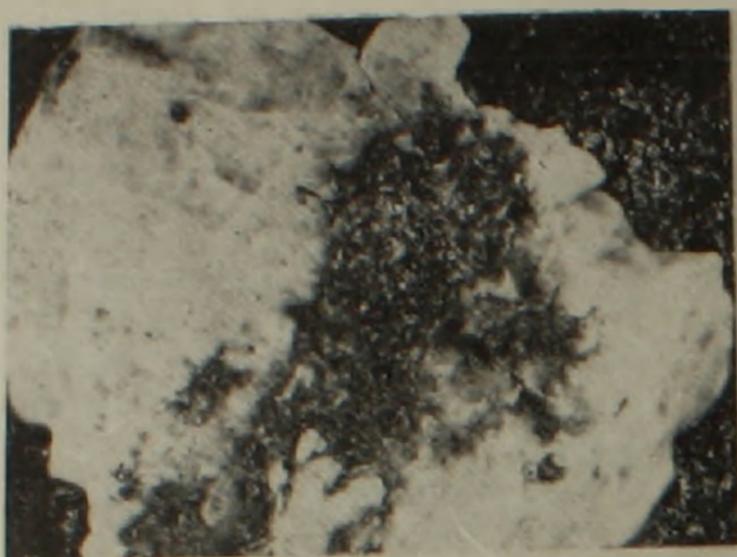


фиг. 5



фиг. 6

Штуфные образцы из различных типов руд Меградзорского золоторудного месторождения. Фиг. 1. Массивная сероколчеданная руда. Шт. 10 штр. 2. Уменьшен в 2х. Фиг. 2. Пирит-серицитовые прожилки в монзоните. Шт. 39. Фиг. 3. Кварц-сфалеритовая руда. Шт. 27. Фиг. 4. Брекчиевая полиметаллическая руда. В центральной части рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом, а в зальбандах галенитом и сфалеритом. Шт. 20. Фиг. 5. Кварц-карбонат-полиметаллическая руда. Шт. 27. Фиг. 6. Богатая теннантитом полиметаллическая руда. Шт. 10.



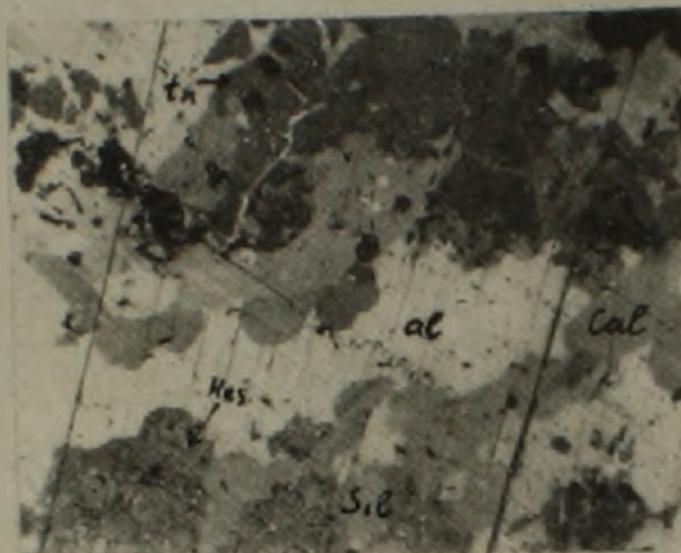
фиг. 7



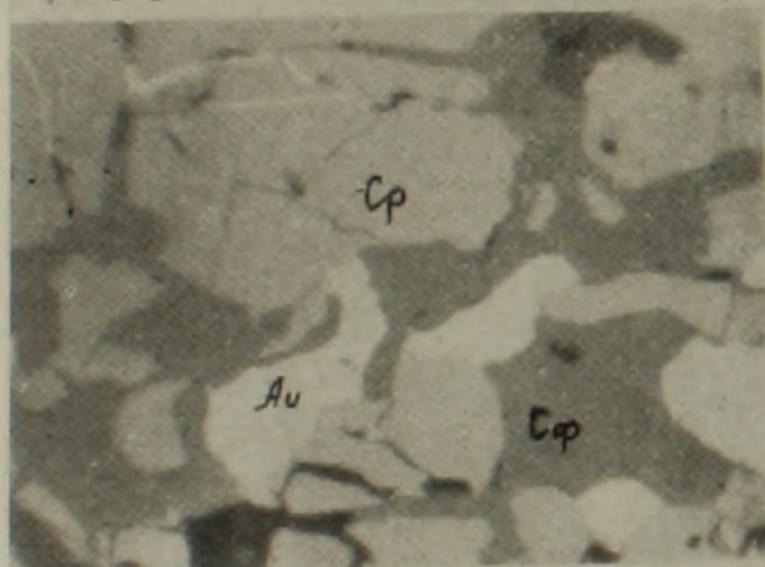
фиг. 8



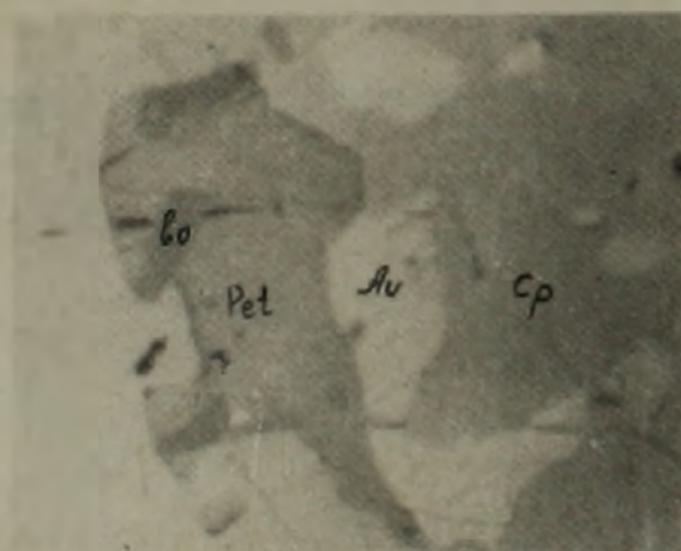
фиг. 9



фиг. 10



фиг. 11



фиг. 12

Фиг. 7. Гнездообразное скопление золото-теллуриковой ассоциации минералов в молочно-белом кварце Шт. 27, штуф. натур. вел. Фиг. 8. Ассоциация сильванта (полисинтетические двойники) со сфалеритом (Cp), тенанитом (tn), калаверитом (Cal) и галенитом (Ga). Полир. шл.  $\times 400$ . Фиг. 9. Полисинтетические двойники сильванта в ассоциации с калаверитом (Cal). Полир. шлиф  $\times 250$ . Фиг. 10. Алтант (al) в ассоциации с сильванитом (Sil), калаверитом (Cal), геситом (Ges) и тенанитом (tn). Полир. шлиф  $\times 250$ . Фиг. 11. Самородное золото в ассоциации с сульфидами полиметаллической стадии. Условные обозначения те же, что на предыдущих фото. Полир. шлиф.  $\times 400$ . Фиг. 12. Самородное золото в ассоциации с боринитом (bo), и петцитом (Pet) в полях халькопирита (Cp). Полир. шлиф  $\times 400$ .

8. Котляр В. Н. Памбак, геология, интрузивы и металлогения. Изд. АН Армянской ССР, 1958.
9. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Сов. геология, № 7, 1959.
10. Мидян А. Г. Связь золото-сульфидных формаций руд с различными стадиями развития геосинклиналей Армении. Информ. сб. АрмИНТИ, Геология и горное дело (на армянском языке), 1963.
11. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Армянской ССР, 1949.
12. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. Недра. М., 1965.
13. Чибухчян З. О. Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузивов Центральной складчатой зоны Армении). Изд. АН Армянской ССР. Науки о Земле, т. XIX. № 6, 1966.

УДК 553.068 (479.25)

И. Х. ПЕТРОСОВ, П. П. ЦАМЕРЯН

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН  
НОЕМБЕРЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АРМЯНСКАЯ ССР)

В районе месторождения распространены пемзовые туфы кислого состава (за счет которых образовались бентонитовые глины), туфо-песчаники, кремнистые породы, известняки.

Пемзовые туфы липаритового состава. Обычно в различной степени изменены и подвергнуты спеканию. Структура породы эвтаксовая, кристалло-витрокластическая, литовитрокластическая и др.; связующая масса—криптофельзитовая, пепловая. Кластическая часть породы (составляет 10% объема шлифа) представлена: обломками пемзы, ожелезненных порфиритов, слабо измененных андезитов с гналопилитовой основной массой и с фенокристаллами минералов; обломки кристаллов (размером 0,2—1,2 мм) представлены плагиоклазом (как правило, сохранившим двойниковое строение), кварцем, реже изогнутыми, деформированными чешуйками биотита, магнетитом и апатитом, сохранившим нередко призматический облик. Текстура туфов часто псевдофлюидальная, петельчатая—в зависимости от морфологии стекол, последние имеют весьма причудливую и разнообразную форму: встречаются в виде трубочек, иголочек, капелек, изогнутых пластинок и др.

В некоторых разновидностях обломки пород и кристаллов редки и представлены обычно порфиритами, имеющими тонкозернистую основную массу с гналопилитовой или фельзитовой структурой, плагиоклазом и кварцем. Форма обломков полуугловатая, от связующей массы они отделяются тонкой каемкой монтмориллонита. Обломки пемзы в этих разновидностях не деформированы, расположены беспорядочно, линия раздела их со связующей массой неясная, но все же обозначается развитием очень тонких чешуек монтмориллонита. Для всех обломков характерны трубчатые, реже округлые поры. В породе наиболее интенсивно монтмориллонит развивается именно по пемзовым обломкам, вдоль трубчатых пор. В туфах нередко встречаются срезы остатков фораминифер.

Туфогенные песчаники. Распространены, главным образом, южнее месторождения. Основная масса представлена плагиоклазами (80—85%) преимущественно среднего состава, вулканическим стеклом (обычно обнаруживающим точечную поляризацию), редкими зернами кварца (до 5%) и пироксенов. Очень редко встречаются также магнетит, апатит и хорошо сохранившиеся гексагональные чешуйки биотита (или их фрагменты). Весьма характерным является наличие раковин микрофауны, выполненных кремнисто-карбонатным веществом и гидроокислами железа.

Плагиоклазы очень свежие, часто оплавлены, форма зерен угловатая, полуугловатая—признаки, характерные для пирокластического материала.

Цементирующим веществом является пепловый материал, как правило, довольно интенсивно хлоритизированный; в составе цемента присутствует также незначительное количество карбонатного вещества. Тип цементации контактовый, поровый. Соотношение основной массы к цементу колеблется в довольно широких пределах, но, как правило, цемент преобладает.

**Кремнистая порода.** Микрозернистая, почти нацело состоит из мелких округлых зерен кристаллического кремнистого минерала, по-видимому,—халцедона. Часть кремнистого вещества имеет аморфное строение. Наблюдаются редкие скопления и примазки гидроокислов железа. Порода содержит большое количество остатков микрофауны, формы исключительно карбонатные (фораминиферы и др.), однако раковины почти нацело замещены кремнистым веществом.

Описываемые кремнистые породы залегают (в виде линз и пропластков мощностью от 0,5 до 1,5 м) непосредственно над бентонитами,— в основании мощной толщи микрозернистых—крипто-кристаллических известняков с органогенным детритом. Раковины микрофауны в них хорошо сохранились,— это те же формы, которые встречаются и в кремнистых породах, однако, в отличие от последних, они не подвергались интенсивному окремнению. Вместе с тем, незначительное замещение известняков (залегающих непосредственно над кремнистыми породами, т. е. на самых нижних горизонтах толщи) кремнистым веществом четко фиксируется в шлифах: ясно видно «растаскивание» отдельных, почти всегда обособленных, участков известняка. В сумме эти участки в плоскости шлифа составляют не более 20% породы.

**Бентонитовые глины.** Существует непрерывный ряд от свежих пемзовых туфов до бентонитовых глин. Это позволяет не только наметить основные стадии процесса монтмориллонитизации пемзовых туфов, но и уверенно распознавать их реликты (структуры, текстуры, минералы) в бентонитовых глинах. Типичные бентонитовые глины отличаются от измененных туфов лишь полнотой разложения вулканического стекла; все структурно-текстурные их особенности и минеральный состав фиксируются как реликты и в бентонитовых глинах. Лишь в редких случаях бентонитовые глины утрачивают реликтовые признаки. Поэтому здесь мы отметим лишь основные особенности строения и состава бентонитовых глин.

В бентонитовых глинах установлены следующие основные реликтовые структуры: кристалло-витрокластическая, витро-кристаллокластическая, лито-витро-кристаллокластическая, кристаллокластическая; основные текстуры: флюидальная, петельчатая, пятнистая, ячеистая.

В глинах отмечены: обломки пород (интенсивно измененные, ожелезненные порфириды и слабо измененные андезиты с гналопилитовой структурой), плагисклазы (слабо измененные, сохранившие двойнико-

вое строение), кварц, биотит (чешуйки которого часто деформированы), пироксены (редко хлоритизированные), реже—циркон, апатит, магнетит, хлорит. Кроме того, весьма характерно наличие в глинистой массе примазок, налетов и различных скоплений гидроокислов железа. Очень часто встречаются раковины микрофауны, известковое вещество которых замещено кремнистым минералом или гидроокислами железа (в этом случае они представляют собой продукт окисления и гидратации пирита). Иногда отдельные участки вулканического стекла подвергнуты хлоритизации.

Нужно отметить, что распределение обломков пород и фенокристаллов в разрезе весьма неравномерно, что вообще характерно для пирокластических толщ; обломочная часть породы колеблется в пределах 2—12%.

Процесс монтмориллонитизации породы протекает избирательно— в зависимости от интенсивности процесса монтмориллонит развивается по разнородным компонентам породы. В этом смысле можно наметить несколько стадий образования монтмориллонита, отражающих интенсивность процесса бентонитизации.

1. Монтмориллонит развивается лишь по обломкам пемзы, в частности, вдоль трубчатых пор.

2. Монтмориллонит развивается и по трещинкам в породе, ориентированным обычно вдоль сланцеватости. В обоих случаях монтмориллонит в виде тончайших чешуек образует каемочки вокруг пемзовых частиц и вдоль трещинок.

3. Монтмориллонитизации подвергаются пепловые осколки со стекловатой массой. На некоторых участках монтмориллонитом замещается сама стекловатая масса.

4. Монтмориллонит развивается за счет стекловатого базиса, связующей массы и пемзовых обломков; представлен хорошо развитыми, крупночешуйчатыми, волокнистыми агрегатами, имеет зеленовато-бурый цвет и сравнительно высокое двупреломление. На этой стадии отдельные участки стекла замещаются тонкочешуйчатым хлоритом; в глинистой массе наблюдаются примазки и налеты гидроокислов железа и мельчайшие агрегаты кремнистого минерала.

5. Процесс бентонитизации выражен наиболее интенсивно, нередко на этой стадии глины теряют реликтовые структурно-текстурные признаки; помимо всех прочих компонентов, монтмориллонитизации почти нацело подвергается и стекловатая связующая масса. В ассоциации с монтмориллонитом главным образом встречается кремнистый минерал (исключая фенокристаллы, которые сохраняются почти свежими) в виде более или менее крупных монокристаллов.

Гранулометрия бентонитовых глин. Гранулометрическому анализу были подвергнуты бентонитовые глины, интенсивно измененные туфы, туфопесчаники и мергелистые известняки.

Ниже приводятся данные по механическому составу глин и бентонитизированных туфов.

В глинах среднее содержание глинистой фракции ( $<0,001$  мм) составляет 43,1%; среднее содержание суммы алевритовой фракции достигает 49,3% (0,001—0,01 мм—21,7% и 0,01—0,1 мм—27,6%); песчаная фракция ( $>0,1$  мм) в среднем составляет 6,2%.

Карбонатность бентонитовых глин в среднем составляет 3,6%. В бентонитизированных туфах содержание глинистой фракции в среднем составляет 27,9%; среднее содержание суммы алевритовой фракции достигает 45,9% (0,001—0,01 мм—28,3%; 0,01—0,1 мм—17,6%), а песчаной—26,6%.

Карбонатность бентонитизированных туфов в среднем составляет 4,4%.

Таким образом, сравнительно с измененными туфами, в бентонитовых глинах отмечается повышенное содержание глинистой фракции за счет заметного уменьшения количества песчаной и алевритовых фракций.

В туфах, бентонитовых глинах, известняках и подстилающих туфопесчаниках установлены следующие неглинистые минералы: плагиоклазы, кварц, халцедон, опал, хлорит, биотит, вулканическое стекло, авгит, гиперстен, обыкновенная роговая обманка, актинолит, флюорит, апатит, эпидот, цоизит, рутил, гранат, циркон, барит, гематит, пирит, гидрокислы железа, ильменит, хромит, магнетит.

Ниже приводится краткое описание некоторых специфичных минералов.

**Халцедон.** Является породообразующим минералом в кремнистых породах, слагает значительную часть железисто-кремнистых конкреций (встречающихся в бентонитизированных туфах), в сравнительно больших количествах присутствует в других типах пород, включая и бентониты. В интенсивно измененных (бентонитизированных) туфах представляет собой продукт разложения вулканического стекла. Это хорошо фиксируется в шлифах: видно как кислое стекло связующего материала распадается с образованием зеленовато-бурых чешуек монтмориллонита и халцедоновой массы. Форма агрегатов различная: округлая, чечевицеобразная, реже волокнистая. Иногда обнаруживает агрегатную поляризацию  $N=1,533-1,541$ .

**Хлорит.** Часто встречается в подстилающих бентониты туфопесчаниках, реже в сравнительно слабо измененных туфах липаритового состава; в самих бентонитовых глинах присутствует сравнительно редко и в единичных зернах. В туфах и бентонитовых глинах представляет собой продукт изменения стекла основной массы, что ясно фиксируется и в шлифах. Представлен чешуйками неправильной формы желтовато-зеленого, иногда ярко-зеленого цвета. Характерны слабое двупреломление и плеохроизм (в желтовато-зеленых тонах)  $N=1,585-1,590$ .

**Вулканическое стекло** имеет весьма широкое распространение во всех типах пород, за исключением известняков. Свежие стекла,

как показали измерения, имеют преимущественно кислый состав; это бесцветные, иногда раскристаллизованные, угловатые зерна с низким показателем преломления (1,49—1,52). Значительно реже встречаются буроватые, а также бесцветные разности с более высоким показателем преломления (1,52—1,55). Из вторичных продуктов изменения стекла достаточно определенно фиксируются лишь монтмориллонит (в шлифах) и хлорит (в иммерсионных препаратах и шлифах). Сравнительно более основные стекла чаще подвергаются хлоритизации. Подавляющая часть вулканических стекол изменена, свежие разности составляют лишь несколько процентов.

Гидроокислы железа чрезвычайно широко распространены во всех типах пород, особенно в туфах. В шлифах обнаруживаются в виде скоплений и примазок, довольно равномерно рассеянных в породе, в иммерсионных препаратах — в виде пленок и налетов, обволакивающих поверхность частиц вулканических стекол и других легких минералов. Очевидно процесс бентонитизации туфов сопровождался выносом железа из силикатной основы и последующей его гидратацией.

Из глинистых минералов в бентонитовых глинах Ноемберянского месторождения, в результате комплексного их исследования, определены монтмориллонит и хлорит; кроме того, в цементе туфопесчаников установлен каолинит.

**Рентгеноструктурная характеристика.** Образцы были подобраны с таким расчетом, чтобы охарактеризовать все типы бентонитовых глин, бентонитизированные туфы и цемент туфопесчаников. Было исследовано всего шесть образцов, в трех из них анализу была подвергнута как глинистая фракция, так и сама порода.

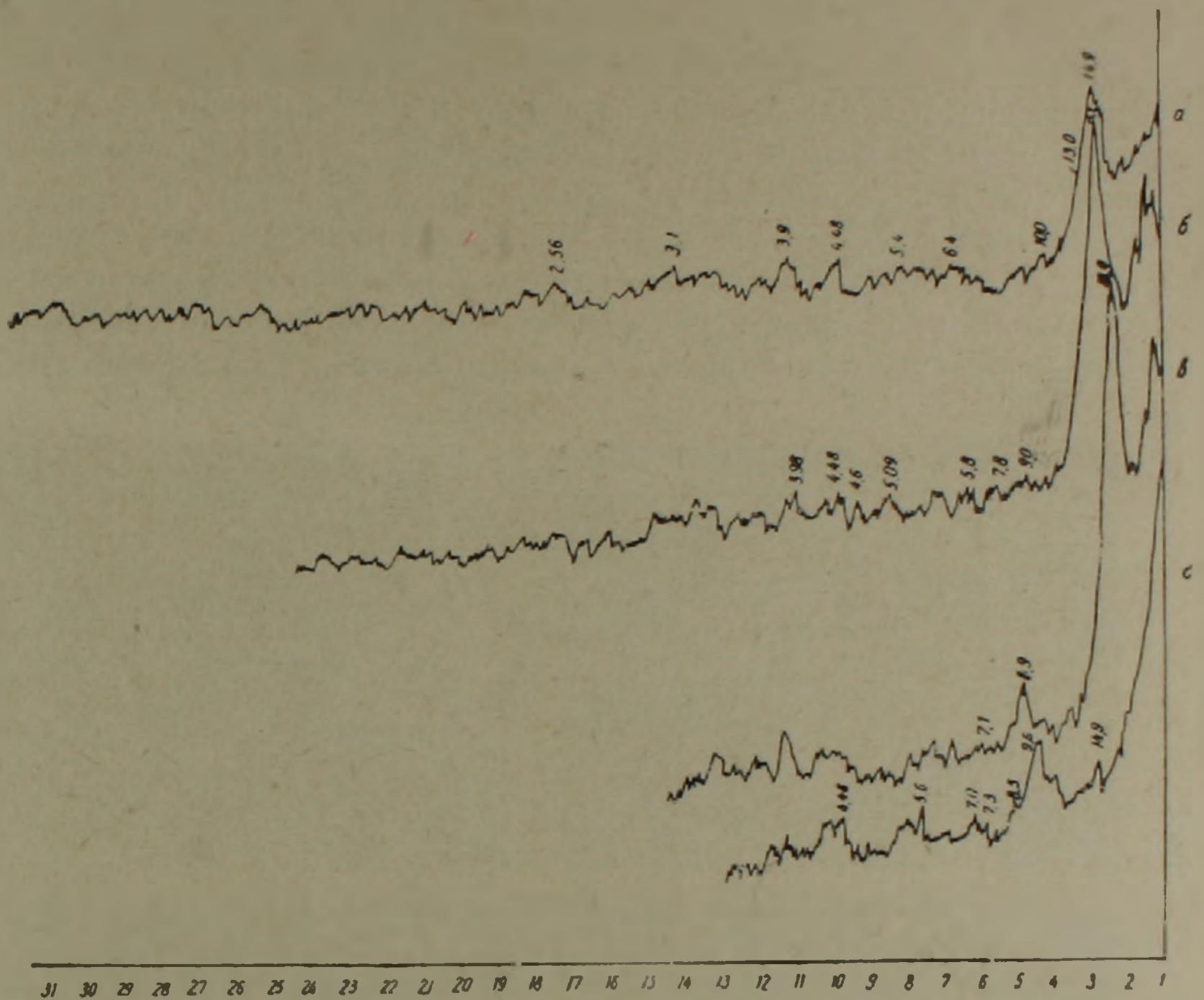
По данным рентгеноструктурного анализа, во всех образцах из глинистых минералов установлен лишь монтмориллонит (в породах и глинистых фракциях). Монтмориллонит фиксируется по наличию на дифрактограммах пород и необработанных фракций рефлекса с  $d(001) \sim 14,9—15,6 \text{ \AA}$ . На дифрактограммах обработанных гликолем фракций межплоскостное расстояние  $d(001)$  увеличивается до  $17,6—18 \text{ \AA}$ . На дифрактограммах (фиг. 1) прокаленных до  $550^\circ\text{C}$  фракций это расстояние сокращается до  $9,6—10 \text{ \AA}$ .

В породе и глинистой фракции устанавливается (в последней меньше) заметное количество кристобалита и полевых шпатов (рефлексы с  $3,1 \text{ \AA}$ ;  $3,3 \text{ \AA}$ ;  $4,05 \text{ \AA}$  и др.).

Таким образом, никаких промежуточных (стадийных) минералов не обнаружено, что очевидно свидетельствует о переходе стекла непосредственно в монтмориллонит. Однако, образование в исходных породах хлорита по стеклу отчетливо наблюдается в шлифах и иммерсионных жидкостях. Можно предположить, что в хлорит преобразовываются стекла, обладающие определенным составом и физическими свойствами; в частности, кислые стекла пористого строения, как показывают микроскопические исследования, имеют тенденцию (за редким исключением) преобразовываться в монтмориллонит непосредственно, тогда как часть

стеклол более основного состава и плотного строения подвергается хлоритизации.

Как правило, хлорит отсутствует лишь в типичных глинах (утерявших реликтовую структуру). Последние отличаются еще и тем, что монт-



Фиг. 1. Дифрактограмма бентонитовых глин Ноемберянского месторождения.

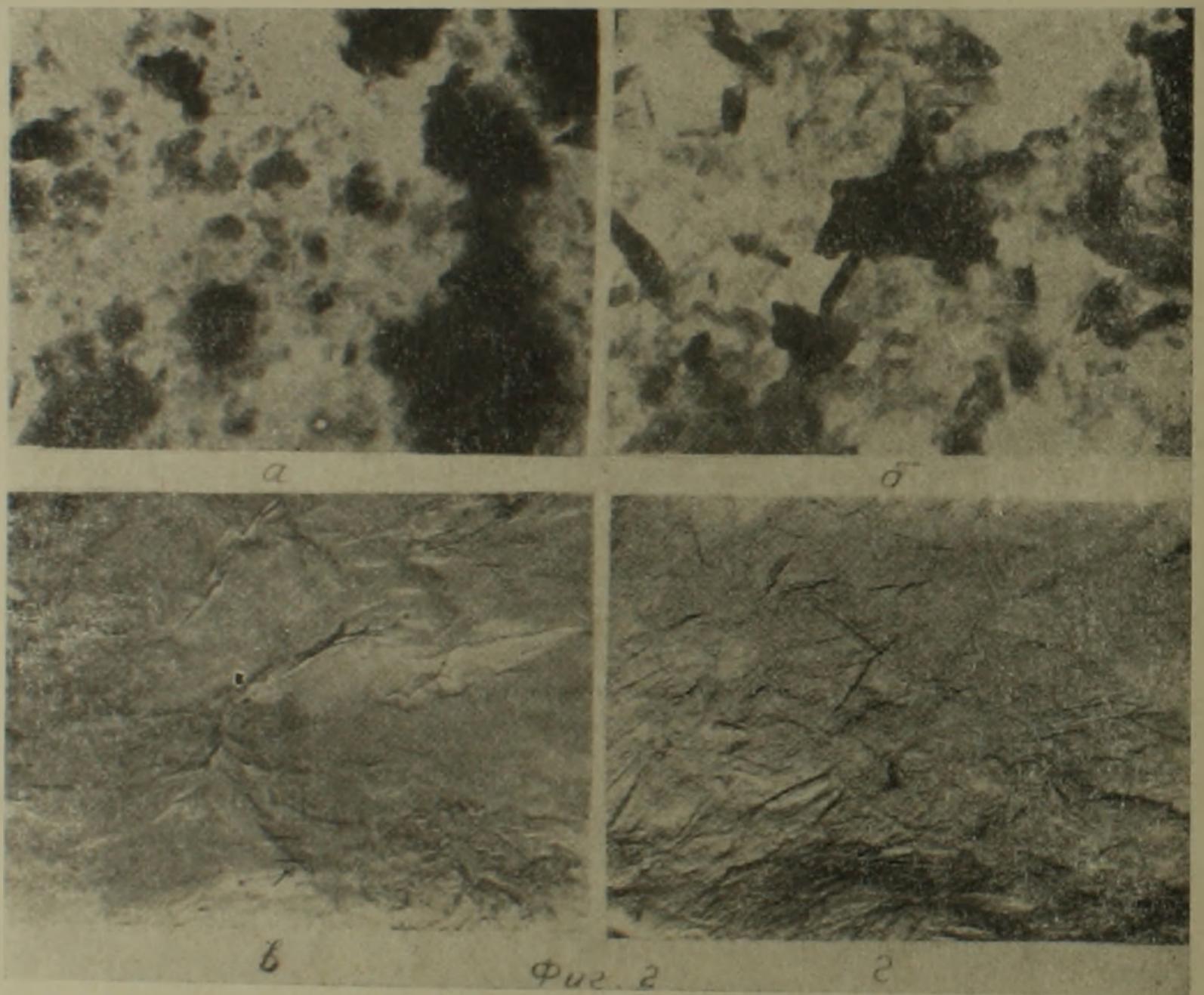
мориллонит в них обладает более совершенной кристаллической решеткой: четкие дифракционные линии, отсутствие на рентгенограммах аморфного фона, наличие большого числа монтмориллонитовых рефлексов, относительно высокие значения базальных расстояний, более полная гидратация и, следовательно, значительная подвижность вдоль оси «С»; они отличаются также значительной интенсивностью первой эндотермической реакции, сравнительно большей емкостью поглощения, частым преобладанием в поглощенном комплексе кальция над натрием.

Монтмориллонит в менее разложенных туфах (сохранивших реликтовую структуру) обладает менее совершенной кристаллической решеткой и противоположными признаками.

**Электронномикроскопическая и электронографическая характеристика.** На электронномикроскопических снимках четко фиксируются два морфологических типа монтмориллонита, которые характерны для глин с определенной степенью изменения исходного материала. Так, для глин с несохранившейся реликтовой структурой характерны листоватые, чешуйчатые агрегаты неопределенных размеров и формы с весьма нечет-

кими, расплывчатыми линиями ограничения (фиг. 2а). Другой тип (фиг. 2б) характерен для глин с сохранившейся реликтовой структурой: первоначальная морфология частиц вулканического стекла почти полностью сохраняется; соответственно монтмориллонитовые частицы имеют удлиненно-призматическую, брусковидную, полуугловатую, короткопризматическую, цилиндрическую, трубчатую формы с четкими линиями ограничения. Иногда оба морфологических типа встречаются совместно, что, очевидно, указывает на неравномерность и различную степень изменения исходного вещества.

Заметно отличаются между собой и микротекстуры этих глин (реплики с поверхностями свежих сколов). На снимках глин с несохранившейся реликтовой структурой фиксируется сплошная матовая поверхность, испещренная многочисленными микротрещинками и складочками, об-



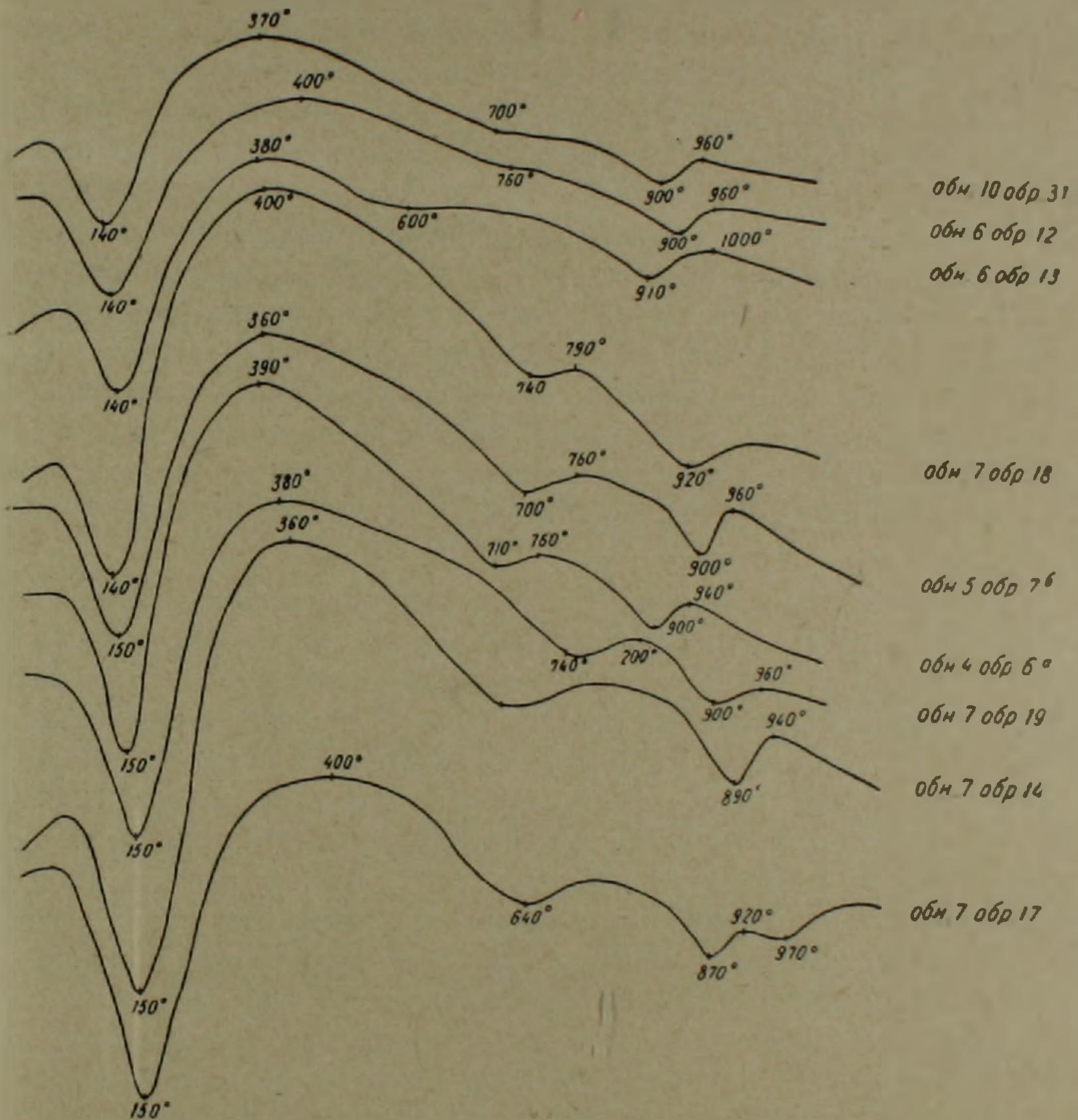
Фиг. 2. а. Электронномикроскопический снимок бентонитовой глины с несохранившейся реликтовой структурой. Увелич.  $\times 16000$ . б. Электронномикроскопический снимок бентонитовой глины с сохранившейся реликтовой структурой. Увелич.  $\times 16000$ . в. Коллодиево-угольная реплика с поверхности свежего скола бентонитовой глины с несохранившейся реликтовой структурой. Увелич.  $\times 16000$ . г. Коллодиево-угольная реплика с поверхности свежего скола бентонитовой глины с сохранившейся реликтовой структурой. Увелич.  $\times 16000$ .

разующими своеобразную «морщинистую» текстуру (фиг. 2в). На снимках глин с сохранившейся реликтовой структурой (фиг. 2г) указанная поверхность образует лишь основной фон, на котором фиксируются монт-

мориллонитизированные вулканические стекла, почти полностью сохранившие перечисленные выше первоначальные формы частиц.

В результате электронографического анализа четырех образцов определены параметры элементарной ячейки монтмориллонита; для всех образцов они имеют одни и те же значения:  $a=5,16$  КХ,  $b=8,98$  КХ,  $c=10,1$  КХ,  $\beta=100^{\circ}57$ .

**Термическая характеристика.** Можно выделить по крайней мере три группы термограмм. К первой относятся термограммы типичных глин с породообразующим монтмориллонитом. На них фиксируются три эндотермические и две экзотермические реакции (фиг. 3).



Фиг. 3. Термограммы бентонитовых глин Ноемберянского месторождения.

Первый эндоэффект, вызванный выделением низкотемпературной воды, имеет наибольшую интенсивность; максимумы этой реакции располагаются в пределах  $140-150^{\circ}\text{C}$ .

Второй эндоэффект (выделение кристаллизационной воды) выражен значительно менее интенсивно и имеет максимумы при  $620-740^{\circ}\text{C}$ . Третья эндотермическая реакция, вызванная полным разрушением решетки

минерала, протекает несколько интенсивнее второй и имеет максимумы при 890—920°C.

Первый экзоэффект является результатом окисления двухвалентного железа (тонкодисперсного органического вещества в породах почти нет). Реакция протекает интенсивно и имеет максимумы при 360—400°C.

Экзоэффект при кристаллизации высокотемпературных фаз выражен слабо и имеет максимумы при 920—960°C.

Второй тип термограмм отличается от описанного лишь интенсивностью термоэффектов. Он характерен для глин, в которых исходный материал не подвергся полному разложению и сохранились реликтовые структуры. На термограммах этих глин первый эндоэффект выражен значительно слабее, а на некоторых этот пик едва обозначен.

Третий тип термограмм существенно отличается от описанных выше. Он характерен для цемента подстилающих бентонитовые глины песчанников.

На дифференциальных кривых фиксируются: одна интенсивная эндотермическая реакция (соответствующая выделению кристаллизационной воды) с максимумами при 620—640°C и один хорошо выраженный экзоэффект (кристаллизация высокотемпературных фаз) с максимумами при 1000—1010°C. Описываемые кривые характерны для каолинита, что свидетельствует о значительном содержании этого минерала в составе туфо-песчанников. Очевидно, каолинит, в отличие от других глинистых минералов в исследуемых отложениях верхнего мела, имеет терригенное происхождение.

В заключение отметим, что детальное петрографо-минералогическое изучение бентонитовых глин Ноемберянского месторождения позволило выделить среди них три типа, отличающиеся между собой по степени изменения исходного вулканогенного материала, минеральному составу, структурно-текстурным особенностям, следовательно, качеству сырья:

1. Бентонитовые глины, не сохранившие или сохранившие слабые следы реликтовой структуры. По существу, типичные бентониты, с ярко выраженными их специфическими свойствами, следует отнести именно к этому типу. Отличительными их признаками (кроме отсутствия реликтовых структур) являются: сравнительно более совершенная кристаллическая решетка монтмориллонита, большая емкость поглощения, частое преобладание в поглощенном комплексе ионов кальция над натрием, повышенное содержание глинистой фракции, почти полное отсутствие свежих вулканических стекол, наличие монтмориллонита в качестве единственного и породообразующего глинистого минерала.

2. Бентонитовые глины со слабо выраженной реликтовой структурой. Иногда монтмориллонит в этих глинах имеет сравнительно несовершенную решетку (в связи с этим, перечисленные выше признаки выражены не столь отчетливо как в первом типе); кроме того, они имеют меньшую емкость поглощения, почти равное содержание ионов кальция и натрия в поглощенном комплексе, сравнительно больше содержат свежих и слабо измененных вулканических стекол; из глинистых минералов, кроме

породообразующего монтмориллонита, очень редко в них встречается и хлорит (хлоритизированные вулканические стекла); наконец, заметно возрастает сумма алевритовых фракций за счет уменьшения глинистой.

3. Бентонитовые глины с ясно выраженной реликтовой структурой. В эту группу входят главным образом те разности, среди которых трудно провести грань между бентонизированными туфами и бентонитовыми глинами. На месторождении эта разновидность имеет весьма широкое распространение. Основными отличительными признаками их являются: несовершенная кристаллическая решетка монтмориллонита, чрезвычайно слабо выраженный первый эндотермический пик, малая емкость поглощения, смешанный состав поглощенного комплекса с частым преобладанием ионов натрия, повышенное содержание суммы алевритовых фракций, наибольшее содержание свежих или слабо измененных вулканических стекол; из глинистых минералов, кроме монтмориллонита, часто (но в небольших количествах) встречается и хлорит (хлоритизированные вулканические стекла).

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 10.V.1968.

Ի. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ, Պ. Պ. ԾԱՄԵՐՅԱՆ

### ՆՈՅԵՄԲԵՐՅԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԲԵՆԹՈՆԻՏԱՅԻՆ ԿԱՎԵՐԻ ՊԵՏՐՈՊՐԱՅԻԱՆ ԵՎ ՄԻՆԵՐԱԿՈՒԳԻԱՆ

#### Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում բերվում են նոյեմբերյանի հանքավայրի բենթոնիտային կավերի շրջանում տարածված ապարների պետրոգրաֆիական հակիրճ նկարագրությունը:

Նոյեմբերյանի բենթոնիտային կավերի մանրամասն ուսումնասիրությունները հնարավորություն են տվել առանձնացնելու երեք տիպի կավեր, որոնք մեկը մյուսից տարբերվում են սկզբնական հրաբխային նյութի փոփոխման աստիճանով, միներալոգիական կազմով, ստրուկտուր-տեքստուրային առանձնահատկություններով և հետևաբար իրենց որակով: Այդ տիպերը հետևյալներն են՝

1) Բենթոնիտային կավեր, որոնցում չեն պահպանված կամ էլ թույլ են պահպանված (հետքեր) ռելիեֆային ստրուկտուրաները:

2) Բենթոնիտային կավեր թույլ արտահայտված ռելիեֆային ստրուկտուրաներով:

3) Բենտոնիտային կավեր լավ (ակնհայտ) արտահայտված ռելիեֆային ստրուկտուրաներով:

УДК 551.254.

В. Г. КОЧАРЯН

## ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МОНЦОНИТОВОГО ИНТРУЗИВА МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА

Изучение трещиноватости массива монцонитов было начато автором в 1960 г. До этого периода в отдельных работах в той или иной мере затрагивались вопросы трещинной тектоники, но в основном это касалось крупных разрывных нарушений, характеристика которых давалась в кратком виде.

Уже первые полевые наблюдения показали всю сложность и многообразие трещин, проявленных в монцонитах. Составленные диаграммы трещиноватости на основании многочисленных замеров (200—400) трещин на отдельных участках содержали максимумы, элементы залегания которых соответствовали преобладающему простиранию и падению тех систем трещин, которые обычно выявляются при полевых наблюдениях. Сравнение этих диаграмм, составленных по замерам на различных участках, показало, что монцониты разбиты системами трещин, получивших региональное распространение и проявляющихся практически в любой точке массива. Но наряду с этим были отмечены системы трещин, либо имеющие локальное развитие на отдельных площадях, либо вытянутые в виде зон трещиноватости.

Известная генетическая классификация трещиноватости интрузий, предложенная Г. Клоосом в 1921 г., а в дальнейшем уточненная и дополненная А. А. Полкановым, Н. А. Елисеевым и др., не могла быть использована в силу недостатков самих основ классификации, уже обсуждавшихся в литературе [Лукин, Кушкарев, 1951], а также ввиду отсутствия в монцонитовой интрузии четкой линейности, которая и является отправным пунктом для выделения и генетической характеристики трещин (продольные, поперечные, пластовые, диагональные и др.).

Прежде чем перейти к описанию трещиноватости массива следует коротко остановиться на некоторых общих предпосылках, касающихся распределения напряжений.

Неоднородность механических условий в массиве приводит к неравномерному распространению разрывов. На отдельных, даже очень близко расположенных участках (40—60 м) наблюдаются совершенно различные системы трещин, причем меняется не только их количество, но и ориентировка в пространстве.

М. В. Гзовский [1963] пишет: «...неоднородность механических условий в земной коре... проявляется настолько резко, что, например, тектонические разрывы в достаточно близко расположенных участках своего развития (на расстояниях 5—10 км и менее один от другого) оказываются по разному ориентированными в пространстве, имеют различный ха-

рактар и нередко разный возраст. Такие различия в характере разрывов можно наблюдать не только в случаях принадлежности участков к разным тектоническим зонам, отличающимся по истории развития, но и в пределах каждой элементарной тектонической зоны».

Неоднородность механических условий в каждом отдельном случае может быть обусловлена различными причинами: например, для всего массива в целом существование незалеченных крупных тектонических разрывов, амплитуда которых соизмерима с размерами массива; форма массива (округлая, эллипсоидальная, вытянутая, дайкообразная и др.); наличие или отсутствие подошвы; крупные, соизмеримые с размерами массива, литологические разности, сильно отличающиеся от основной интрузии своими физико-механическими свойствами; крупные, соизмеримые с размерами массива, сводовые поднятия и депрессии. Для отдельных более или менее крупных частей массива неоднородность может возникнуть от наличия или отсутствия даек, их ориентировки по отношению к действующим силам, приуроченности к различным частям крупных тектонических разрывов. Для мелких локальных участков неоднородность механических условий возникает от приуроченности к различным частям сводовых поднятий или депрессий, к различным участкам контакта интрузии с боковыми породами, от наличия или отсутствия первичной полосатости и ее ориентировки по отношению к действующим силам. Здесь важное значение приобретает внутренняя структура породы. В самом деле, если мы имеем породу, в которой зерна какого-либо минерала (плагноклаз, кварц и др.) тесно соприкасаются друг с другом, то в конечном итоге характер разрывов будет определяться свойствами именно этого каркаса, другие же изолированные, заключенные в этот каркас минералы, будут играть подчиненную роль. То же самое можно сказать об ориентировке первично полосатых пород к действующим силам: если сжатие или растяжение происходит вдоль полос, состоящих, как в нашем случае, из биотита и плагноклаза, то характер разрывов будет определяться более жесткими полосами, состоящими из плагноклаза; если силы будут действовать перпендикулярно к полосам, то определяющими будут биотиты, создающие более пластичную прокладку между плагноклазами. Наличие такой зависимости доказано экспериментально [Г. Н. Кузнецов, 1947].

Неоднородность механических условий естественно обуславливает и неодинаковое распределение напряжений. В этой связи нам кажется очень удобным предложенное М. В. Гзовским [1963] подразделение существующих напряжений на «общее поле напряжений», определяющее расположение главных разрывов, и «внутрислойные поля напряжений», которые для интрузивных неслоистых массивов можно назвать «местными полями напряжений», определяющими расположение локально распространенных систем мелких разрывов.

Исходя из вышесказанного, трещины в монцонитовой интрузии подразделяются нами на следующие группы:

1. Разрывы, связанные с местными полями напряжений:

- а) приуроченные к контактам интрузии с боковыми породами;
  - б) приуроченные к различным частям сводовых поднятий и депрессий.
2. Разрывы, связанные с общими полями напряжений:
    - а) ранние, додайковые;
    - б) поздние, последайковые.
  3. Крупные разрывные нарушения.

#### 1. Разрывы, связанные с местными полями напряжений

а. Трещиноватость, приуроченная к контактам интрузий с боковыми породами. Вдоль экзо- и эндоконтактов интрузивного массива проявлены системы трещин, в общем случае субпараллельные контакту и первичной полосатости пород. Первая система трещин, имеющая согласное падение с первичной плоско-параллельной ориентировкой минералов в массиве, особенно хорошо развита в приконтактных роговиках. На некоторых участках, в частности у каменного карьера, северо-западнее пос. Каджаран, эта трещиноватость пересекает пологий контакт интрузии и переходит внутрь массива вдоль плоско-параллельной ориентировки минералов. На плоскостях скалывания этой системы трещин в породах интрузива наблюдаются борозды скольжения, субпараллельные падению. Углы падения у северного контакта  $50-65^\circ$  в северные румбы, у восточного —  $65-80^\circ$  в восточные. Аналогичные системы трещин наблюдаются во многих дайках, где по зальбандам даек отмечается сланцеватость, параллельная контактам. Эта сланцеватость постепенно сходит на нет с приближением к центру дайки.

Вторая система сколовых трещин, сопряженная с первой, имеет простирание, субпараллельное плоскостной ориентировке, составляя с ней угол до  $30^\circ$  по простиранию. Углы падения этих трещин крутые —  $80-85^\circ$  в сторону, обратную падению плоскостной ориентировки.

В большинстве случаев, за очень редкими исключениями, эти две системы трещин проявляются совместно. В случае отсутствия одной из них, другая, особенно вторая, имеет интенсивное развитие и порода приобретает тонко рассланцованный, сланцеватый облик. На некоторых участках наблюдается плохо выдержанная система трещин отрыва с пологими, средними, очень редко крутыми углами падения. Часть этих трещин, по-видимому, образовалась одновременно с первыми двумя. Доказательством этому служит заполнение их, наряду с ранее описанными сколовыми трещинами, дополнительными инъекциями микромонцитов и микродиоритов.

Эти три системы трещин развиты в основном у боковых контактов интрузии, распространяясь вглубь ее максимум на 400—500 м. В роговиках по первой и третьей системе трещин наблюдаются внедрения дополнительных инъекций микромонцитов и микродиоритов, причем на некоторых участках (севернее Аткыза) густая сеть трещин, по которым

происходило внедрение микромонцитов, приводит к образованию мигматитов.

Исходя из приведенных фактов, мы приходим к выводу, что трещины эти являются наиболее ранними, возникшими после застывания приконтактных частей интрузий и до внедрения дополнительных инъекций микромонцитов и микродиоритов.

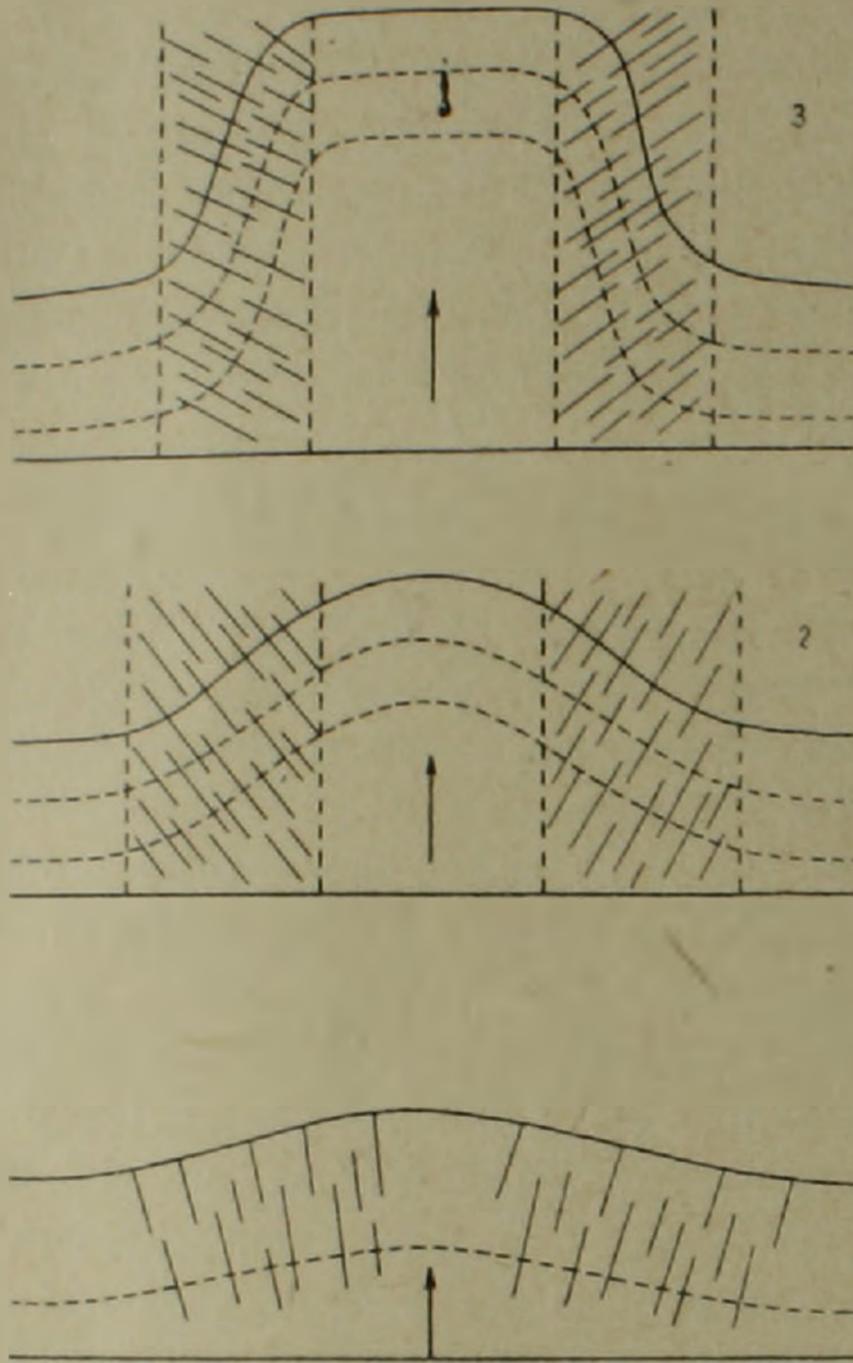
Анализ существовавших в это время напряжений, проведенной по графическому методу построения, предложенному М. В. Гзовским [1963], показывает, что наибольшее сжимающее напряжение ( $\varepsilon_3$ ) имело в общем близгоризонтальное юго-восток—северо-западное направление. Минимальное сжимающее напряжение (максимальное растягивающее— $\varepsilon_1$ ) направлено вверх под средними и крутыми углами (средние и пологие трещины отрыва).

б. Трещиноватость, приуроченная к различным частям сводовых поднятий и депрессий. Для характеристики этих разрывов изучалась трещиноватость по гребню Мегринского хребта, где наиболее четко выражены сводовые поднятия и депрессии. Участки, на которых замерялись системы трещин, выбирались с учетом их принадлежности к различным крыльям куполов. На всех диаграммах наблюдается четкая система трещин с пологими (до  $30^\circ$ ) углами падения, причем азимут падения меняется в зависимости от приуроченности трещин к различным частям куполов, но во всех случаях он направлен к центру купола или в сторону от центра депрессии. Трещины прямолинейные, притертые, иногда на отдельных плоскостях наблюдаются плохо выраженные штрихи, направленные в общем по падению трещин. Минеральных заполнителей в этой системе на описываемом участке не обнаружено. Однако, в северной и северо-восточной приконтактной части наблюдаются аналогичные трещины с пологим падением внутрь интрузии, с более четкими следами движения, которые в отдельных случаях секут контакт интрузии со взбросовыми смещениями. В этих системах трещин в основном сосредоточены аплитовые и пегматитовые жилы. Очень характерной в этом отношении является серия аплитовых жил, внедрившихся в параллельную систему пологих трещин, расположенных в северо-восточной периклинальной части купола юго-западнее с. Аткаыз.

Наличие аплитов и пегматитов в этих трещинах однозначно решает время их образования. Следует еще раз подчеркнуть, что пологозалегающие дополнительные инъекции микромонцитов и микродиоритов заполняют трещины отрыва, описанные выше. Таким образом можно предполагать, что пологие сколовые трещины, приуроченные к различным частям сводовых поднятий с наклоном в сторону центра поднятия, образовались после внедрения дополнительных инъекций микромонцитов и микродиоритов и до аплитов и пегматитов.

Трещины, аналогичные вышеописанным, получают в слое сырой глины при давлении поршнем снизу вверх (эксперименты Г. Клооса и Риделя, фиг. 1). Образование таких трещин и взбросовые подвижки по ним указывают на движение вещества снизу вверх.

На тех же участках наблюдается система трещин, сопряженных с вышеописанными. Она характеризуется меньшим количеством трещин, но их лучшей выдержанностью на больших расстояниях по простиранию. Трещины этой системы в основном субпараллельны направлению осей сводовых поднятий и имеют наклон в общем случае в сторону центра



Фиг. 1.

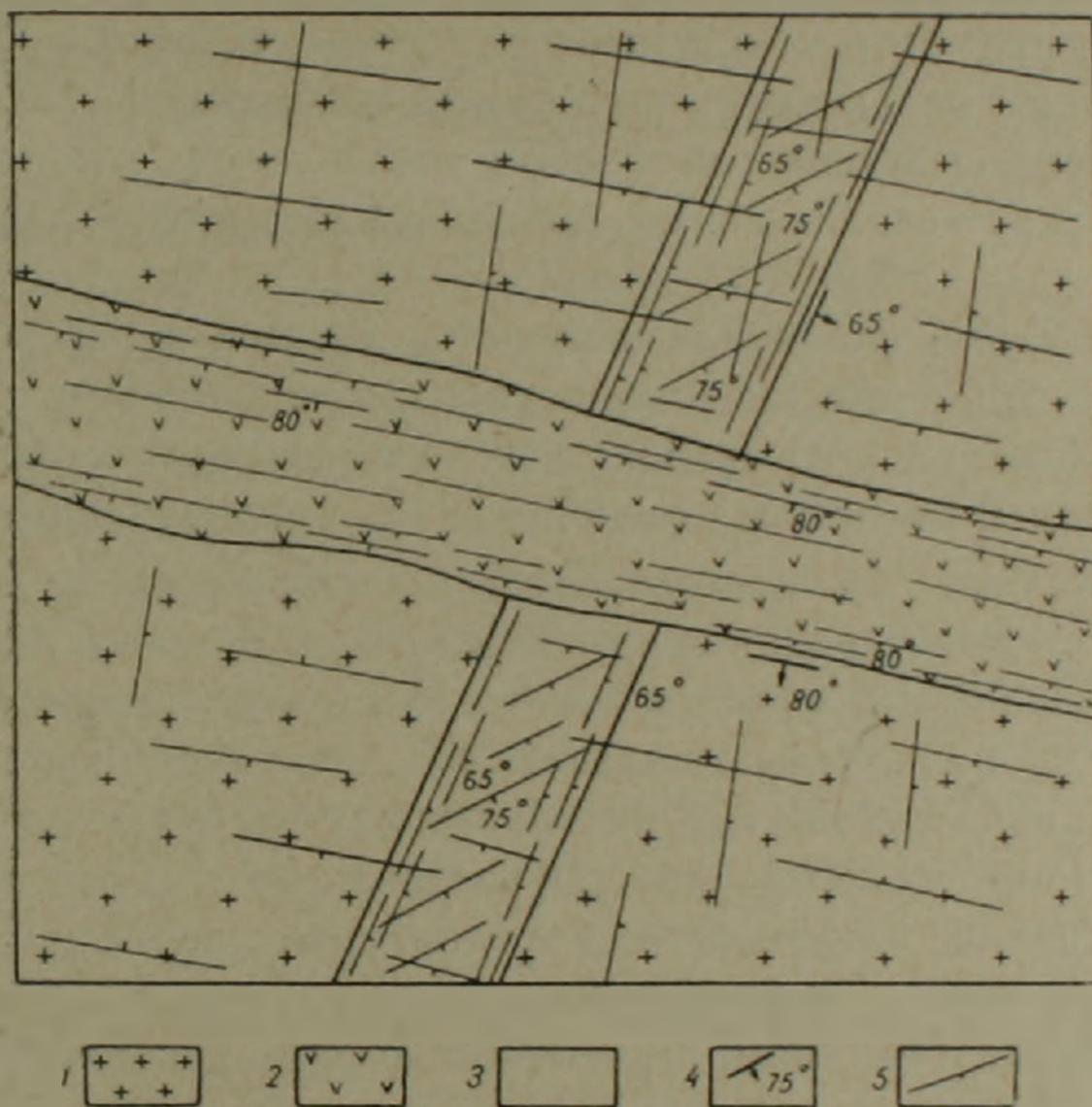
поднятия, но под более крутыми углами по отношению к пологим. С плоско-параллельной ориентировкой темноцветных и плагиоклазов они составляют угол до  $30-35^\circ$  по падению и простиранию. Лучше всего эта система проявлена в центральных частях сводовых поднятий и депрессий. В периклинальных и особенно апикальных частях куполов эти трещины проявились слабо, а иногда и вовсе не развились. По трещинам описываемой системы происходило внедрение подавляющего большинства даек ранних гранодиорит-порфиоров, лампрофиоров, диорит-порфиоров и др.

Анализ главных нормальных напряжений, приведших к образованию вышеописанных сопряженных сколовых трещин, показывает, что в общем случае максимальное сжимающее напряжение было ориентировано в направлении юго-восток—северо-запад, с естественными отклонениями в различных частях сводовых поднятий и депрессий. Максимальные растягивающие (минимальные сжимающие) напряжения ( $\epsilon_1$ ) в общем случае направлены вверх, к центру сводового поднятия. Средние

главные нормальные напряжения ( $\epsilon_2$ ) направлены на северо-восток—юго-запад. Взбросовые движения по сколовым трещинам подтверждают пологое, близгоризонтальное положение оси главных вертикальных сжимающих напряжений.

Аналогичные по механизму образования сопряженные сколовые трещины очень характерны для даек. Причем одна из систем («пологая») располагается примерно перпендикулярно зальбандам, составляя с ним угол  $60—85^\circ$ , другая субпараллельна, составляя угол  $20—30^\circ$  по простиранию и падению. Это соотношение между направлением трещины и зальбандами дайки не меняется с изменением простирания и падения даек (фиг. 2). Анализируя взаимное расположение таких трещин в пространстве, можно определять примерно направление внедрения материала.

Обн. 1062



Фиг. 2.

Как уже отмечалось, описываемые системы трещин более поздние по отношению к группе, описанных в разделе «а». Кроме возраста они отличаются от первой группы более широким распространением, что вполне естественно, т. к. ко времени их образования значительная часть интрузивного массива была уже остывшей и при тех же напряжениях могла подвергаться кроме пластических деформаций, также и разрывным нарушениям.

Таким образом трещины, входящие в группу «б», можно охарактеризовать как разрезы, образовавшиеся в застывшей коре интрузии при продолжающихся юго-восток—северо-западных максимальных сжимающих напряжениях с местными отклонениями в различных частях сводовых поднятий и депрессий, и при значительных пластических деформациях.

## 2. Разрывы, связанные с общими полями напряжений

Как можно видеть на частных диаграммах трещиноватости, наряду с трещинами, характерными для отдельных частей массива, наблюдаются системы трещин, распространенные повсеместно. Эти трещины, получившие региональное распространение, образовались несомненно после того, как массив был в основном консолидирован. Помимо пород основной интрузии, эти трещины пересекают также дополнительные инъекции микромонзонитов и микродиоритов, габбро и габбро-диоритов и дополнительные интрузии гранодиоритов и аплитовидных пород, а также породы вмещающей толщи—как третичные порфириды, так и более древние образования. В породах до третичного возраста региональная трещиноватость особенно хорошо проявилась в кварцитах, как образовавшихся за счет порфиритов, так и за счет песчаников. Здесь мы наблюдаем почти идеальную сходимость простираний и падений этих систем трещин, что, кроме действия одинаковых напряжений, можно объяснить близкими физико-механическими свойствами кварцитов и интрузивных пород.

Таким образом, описываемые системы трещин образовались как в теле интрузии, так во вмещающих породах, что говорит о том, что к моменту возникновения этих трещин массив в основной своей массе уже был застывшим и представлял единое целое с вмещающими породами.

К этим системам трещин относятся, в первую очередь, трещины северо-восточного простирания с крутыми углами падения на юго-восток ( $75-90^\circ$ ). Трещины эти прямолинейные, со следами скольжения, ориентированными субпараллельно падению. Направление движения по этим сколовым трещинам в момент их образования (сброс или взброс) не определено. На отдельных участках, в частности по гребням Мегринского хребта, простирание и падение этих трещин совпадают с элементами залегания ранее возникших разрывов, связанных со сводовыми поднятиями и депрессиями (трещины, параллельные простиранию осей сводов). На этих участках происходило повторное омолаживание ранее заложенных трещин, что и может служить одним из объяснений их лучшей проявленности и выдержанности по отношению к трещинам, отмеченным выше.

Повсеместно, как в теле интрузивного массива, так и во вмещающих породах, наряду с описанной, отмечается сопряженная с ней отлично развитая и выдержанная система сколовых трещин северо-восточного простирания с падением на северо-запад под пологими углами ( $20-30^\circ$ ). Здесь следует отметить, что обе вышеописанные сопряженные системы сколовых трещин наиболее хорошо и отчетливо проявлены в более глубоко эродированных частях интрузии. В апикальных частях они развиты слабее, а на некоторых участках вовсе не наблюдаются. По-видимому, это обусловлено тем, что в апикальных частях массива, где проявлены купола и депрессии, близость горизонтального волнистого контакта со вмещающей толщей приводила к сильным местным искажениям общего

поля напряжений, что, в свою очередь, отражалось на возникновении и распределении трещин. По-видимому, за счет этого и можно отнести некоторые системы трещин, развитые в апикальных частях интрузии, а иногда и на некоторых других участках, на данном этапе изучения не увязывающихся с предложенной схемой трещинообразования. Естественно, что при более детальных изучениях отдельных мелких площадей, на основе уже имеющихся данных, можно будет определить характер и место слабо проявленных трещин на фоне общего структурного развития массива.

Переходя к анализу главных нормальных напряжений, приведших к образованию вышеописанных систем сопряженных региональных сколовых трещин, следует отметить, что подавляющее большинство даек ранних гранодиорит-порфиров, диорит порфиритов и ранних лампрофиров приурочены к этим системам трещин, т. е. они являются додайковыми. Графические построения направлений главных нормальных напряжений показывают, что максимальные ( $\varepsilon_3$ ) и минимальные ( $\varepsilon_1$ ) сжимающие напряжения расположены в почти вертикальной плоскости северо-западного простирания. Отсутствие данных о характере движения по сопряженным сколовым трещинам не позволяет определить, какому из двух построенных направлений напряжений соответствует  $\varepsilon_3$ , а какому  $\varepsilon_1$ . Однако, исходя из того, что все процессы трещинообразования до этого этапа и после него (см. ниже) сопровождались незначительными пластическими деформациями, можно предположить, что и в этом случае они имели место. Исходя из этого, можно ориентировочно считать, что максимальное нормальное сжимающее напряжение ( $\varepsilon_3$ ) направлено в сторону тупого угла между трещинами, т. е. с юго-востока, тем более, что это соответствует общим направлениям сжимающих напряжений, существовавших до этого этапа трещинообразования.

Следующая система трещин регионального распространения имеет менее равномерное распределение. К ней относится сопряжение системы меридиональных и широтных сколовых трещин с крутыми углами падения (от  $75^\circ$  до  $90^\circ$ ) соответственно на восток и юг. Наибольшее распространение эти трещины имеют в широкой полосе, примыкающей к зоне Дебаклинского разлома. Намечается еще одна полоса распространения этих трещин, которая тянется в северо-западном близмеридиональном направлении восточнее с. Катнарата. Из описываемых двух систем широтные трещины проявлены более отчетливо, имеют большее распространение и иногда встречаются в обнажениях без меридиональных, сопряженных с ней, систем. Трещины прямолинейные, каждая элементарная трещина прослеживается на значительное расстояние, иногда до 10—15 м. Стенки гладкие, притертые, нередко со следами скольжения в направлении, параллельном простиранию, что указывает на сдвиговые перемещения. На участках Шири-су и восточнее Катнарата по сколовым трещинам широтного простирания наблюдались смещения—северный блок был сдвинут в восточном направлении (правый сдвиг), причем на участке восточнее Катнарата по этим трещинам сдвинуты дайки диорит-

порфиринов (фиг. 2). По меридиональным трещинам, хотя на них и имеются следы сдвиговых перемещений, что позволяет рассматривать их в качестве сколов, направление движения не обнаружено.

В описываемую группу входят также трещины отрыва. Они проявляются почти везде совместно со сколовыми трещинами. На тех участках (в частности восточнее и восток-северовосточнее горы Саббаткечмас, в девонских кварцитах и др.), где присутствуют только сколовые трещины широтного протирания, с ними обязательно встречаются и трещины отрыва. Эти трещины имеют северо-западное простирание с крутыми, до вертикального, углами падения, нередко встречаются и средние углы ( $50-70^\circ$ ). В описываемую группу трещин внедрились все дайки поздних гранодиорит-порфиринов и часть ранних. При анализе точечных диаграмм ориентировки диорит-порфиринов и ранних лампрофиринов нетрудно заметить, что ни одна из них не внедрялась в характеризующую систему трещин. Эта особенность, а также факт пересечения и смещения широтными трещинами дайки диорит-порфирита восточнее с. Катнарат (фиг. 2), позволяет отнести вышеописанную группу трещин регионального распространения по времени образования к постдайковым (имеется в виду дайки, генетически связанные с монцонитовой интрузией, в частности диорит-порфириды).

Анализируя направление действия максимальных нормальных напряжений, мы видим, что средняя ось ( $\epsilon_2$ ) ориентирована вертикально. Оси максимальных и минимальных растягивающих напряжений ( $\epsilon_1$  и  $\epsilon_3$ ) ориентированы горизонтально на северо-восток и юго-восток.

Наличие правых сдвигов по широтным трещинам, а также вертикальных трещин отрыва северо-западного простирания, служит доказательством того, что максимальные растягивающие напряжения ( $\epsilon_1$ ) направлены на северо-восток, минимальные же растягивающие усилия, или максимальные сжимающие ( $\epsilon_3$ ) — на юго-восток. Таким образом, можно констатировать факт, что после внедрения даек, генетически связанных с монцонитовой интрузией, и полной ее консолидации, происходит смена направления максимальных растягивающих напряжений ( $\epsilon_1$ ) с близ-вертикального на горизонтальное, северо-восточное. Максимальные сжимающие напряжения ( $\epsilon_3$ ) сохраняют свою первоначальную ориентировку (юго-восток—северо-запад). Их расположение в прямом углу между сколовыми трещинами говорит о незначительных пластических деформациях. Это новое распределение напряжений знаменует собой начало нового крупного этапа в развитии структур массива, который продолжался длительное время и привел к образованию Дебаклинского разлома и внедрению и консолидации интрузии порфиридных гранитов и гранодиоритов.

### 3. Крупные разрывные нарушения

М. В. Гзовский [1963] выделяет три стадии в процессе возникновения тектонического разрыва:

1. Первая стадия — подготовительная — заключается в возникнове-

нии на месте разрыва многочисленных мелких, постепенно разрастающихся разрывов.

2. Вторая стадия — основная — наступает после того, как мелкие разрывы достигают такого количества, что в неразрушенных участках напряжения оказываются равными прочности породы. Наступает лавинообразный процесс разрушения перемычек между мелкими разрывами и появление крупного сложнопостроенного тектонического разрыва.

3. Третья стадия — завершающая — заключается в постепенно замедляющемся прерывистом разрастании тектонического разрыва в краевые части.

Описанная выше группа трещин, распространенная широкой полосой параллельно ныне существующей зоне Дебаклинского разлома, несомненно играла первенствующую роль в подготовке этого участка к образованию на нем крупного тектонического разрыва. Особенно большую роль сыграли, по-видимому, трещины отрыва северо-западного простирания со средними и крутыми углами падения, которые ориентированы параллельно или чуть наискось по отношению к плоскости Дебаклинского разлома. Менее существенная роль принадлежит также меридиональным сколовым трещинам. Этот подготовительный этап в формировании Дебаклинского разлома начинается после внедрения даек диорит порфиритов с началом новой ориентировки главных нормальных напряжений ( $\epsilon_1$  — горизонтально на северо-восток), и завершается образованием крупного разрыва. Основная стадия приводит к образованию крупного Дебаклинского разлома и внедрению по нему массива порфировидных гранитов, который имеет вытянутую дайкообразную форму, в связи с его приуроченностью к зоне разлома. Форма порфировидных гранитов свидетельствует о том, что происходило приоткрывание образовавшегося разрыва на север-восток—юго-запад, т. е., что максимальные растягивающие напряжения ( $\epsilon_1$ ) были ориентированы в том же направлении.

Завершающая стадия приводила к дальнейшему разрастанию и усложнению разлома к краевым частям, внедрению и консолидации следующих за порфировидными гранитами интрузивных образований Мегринского плутона.

После внедрения ранних и поздних даек порфировидных гранодиоритов по зоне Дебаклинского разлома происходили неоднократные подвижки сбросо-сдвигового и сдвига-надвигового характера [В. Г. Кочарян, Р. Н. Таян, 1963].

К настоящему времени зона Дебаклинского разлома представляет собой крупный разрыв северо-западного простирания с падением на северо-восток под средними ( $40—55^\circ$ ) и крутыми ( $65—80^\circ$ ) углами. Следующим по величине тектоническим разрывом является разлом у с. Лернадзор. Он имеет северо-западное близмеридиональное простирание с падением на северо-восток под углами от  $50^\circ$  до  $75^\circ$ . Впервые был обнаружен автором в 1960 г. на гребне Пирамсарского хребта и прослежен на юго-восток до ущелья р. Вохчи. В 1965 г. поисковыми скважинами

Кольцовской экспедиции на правом берегу р. Вохчи была подсечена зона разлома, по-видимому, являющаяся продолжением описываемого.

Изучение интенсивности трещиноватости, сопряженной с зонами разломов, позволило выявить увеличение ее на участках изгибов их простирания. На изученной площади выделяются три таких участка.

1. Центральный участок Каджаранского месторождения, где зона Дебаклинского разлома меняет свое простирание с северо-западного на меридиональное.

2. Участок Шлор-Кут Каджаранского рудного поля юго-западнее Анкавана, где наблюдается такой же изгиб, но гораздо меньших размеров.

3. Участок у пер. Джркап, где близмеридиональное простирание сменяется на северо-западное.

Аналогичная закономерность наблюдалась В. Ф. Чернышевым и Ф. И. Вольфсоном [1953] для небольших разрывов с извилистыми очертаниями, где при движениях по плоскости сместителя образуются притертые и притертые участки, благоприятные для образования соответственно сколовых и отрывных трещин.

Исходя из вышеприведенных данных, нами было сделано предположение о том, что зона Дебаклинского разлома на интервале, примыкающем к Каджаранскому рудному полю, может выполаживаться с глубиной, что создало бы благоприятный для трещинообразования изгиб плоскости—сбрасывателя не только по простиранию, но и по падению. К сожалению, отсутствие глубоких скважин, пересекающих зону разлома и расположенных на достаточном удалении от него, не позволило однозначно решить этот вопрос. Однако, по имеющимся данным, любезно предоставленным нам гл. геологом Каджаранской ГРП Ю. А. Давтяном, намечается некоторое, иногда значительное выполаживание зоны разлома с глубиной.

Изучение мелкой трещиноватости пород монцонитового массива позволило выделить два основных этапа трещинообразования.

Первый из них охватывает период от начала интрузии монцонитов до внедрения генетически связанных с ними даек диорит-порфиритов включительно. На основании анализа главных нормальных напряжений, приведших к образованию трещин, проведенного по графическому методу М. В. Гзовского, можно констатировать, что в этот этап преимущественно проявились максимальные сжимающие напряжения (минимальные растягивающие), ориентированные на северо-запад — юго-восток и минимальные сжимающие (максимальные растягивающие) напряжения, направленные вверх под крутыми и средними углами ( $60-90^\circ$ ).

В этот этап образовались трещины, связанные как с местными полями напряжений (приконтактовые—скола и отрыва и прикупольные—скола), так и с региональными полями напряжений (ранние додайковые).

Второй этап трещинообразования характеризуется сменой плана деформаций. При продолжающихся максимальных сжимающих (минимальных растягивающих) напряжениях, направленных на северо-за-

пад—юго-восток, минимальные сжимающие (максимальные растягивающие) напряжения ориентированы горизонтально в северо-восточном направлении. Этот этап проявился при полной консолидации монцонитового массива и выразился в образовании вертикально ориентированных сколовых трещин широтного и меридионального простирания и трещин отрыва северо-западного направления с крутыми и средними углами падения. Эти трещины имеют поясовое расположение. На участках развития поясов трещин отрыва, в сочетании с региональными сколовыми нарушениями, образовались два крупных разрыва — Дебаклинский разлом и разлом у с. Лернадзор.

Изучение крупных тектонических разрывов и сопряженной с ними мелкой трещиноватости позволяет рекомендовать при поисках рудных месторождений особое внимание обращать на выявление и детальное изучение участков, примыкающих к изгибам направления простирания разломов.

Наличие слабо изученного крупного тектонического разрыва у с. Лернадзор, аналогичного по своему строению и возрасту Дебаклинскому разлому, позволяет рекомендовать проведение поисковых работ в полосе, примыкающей к висячему боку его с целью выявления промышленных скоплений руд.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 10.X.1968.

#### Վ. Գ. ՔՈՉԱՐՅԱՆ

ՄԵՂՐՈՒ ՊԼՈՒՏՈՆԻ ՄՈՆՑՈՆԻՏԱՅԻՆ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎԻ ՀՅՈՒՄԻՍԱՅԻՆ ՄԱՍԻ  
ԽՉՈՒՄՆԱՅԻՆ ԽԱՆՏՈՒՄՆԵՐԻ ԴԱՍԱԿԱՐԳՈՒՄԸ ԵՎ ՉԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ՓՈՒԼԵՐԸ

#### Ա մ փ ո փ ու մ

Մոնցոնիտային մասիվի ապարների մանր ձեղքավորվածույթյան ուսումնասիրությունը թույլ է տվել առանձնացնելու ձեղքառաջացման երկու հիմնական էտապ:

Դրանցից առաջինն ընդգրկում է մոնցոնիտային ինտրուզիվի առաջացումից մինչև նրա հետ գենետիկորեն կապված դիորիտ-պորֆիրիտների դաշկանների ներդրման ժամանակը և ներառյալ: Մ. Վ. Գոզլսկու գրաֆիկական մեթոդով գլխավոր նորմալ լարումների անալիզի հիման վրա, որոնք ձեղքառաջացման պատճառ են հանդիսացել, կարելի է հաստատել, որ այս էտապում գլխավորապես հանդես են եկել առավելագույն սեղմող (նվազագույն ձգող) լարումներ, որոնք կողմնորոշված են հյուսիս-արևմուտք—հարավ-արևելք ուղղությամբ և նվազագույն սեղմող (առավելագույն ձգող) լարումներ, որոնք ուղղված են դեպի վեր մեծ և միջին մեծույթյան սնկյունների տակ ( $60^\circ - 90^\circ$ ):

Այս էտապում ձեղքերն առաջացել են ինչպես լարումների տեղական դաշտերի (մերձկոնտակտային բեկորատման ու պոկման ձեղքեր և մերձգմբեթային բեկորատման ձեղքեր), այնպես էլ լարումների ռեգիոնալ դաշտերի (վաղ մինչդաշկային ձեղքերի) հետ կապված:

ձեղքառաջացման երկրորդ էտապը բնութագրվում է դեֆորմացիայի պլանի փոփոխմամբ: Հարատևող առավելագույն սեղմող (նվազագույն ձգող) լարումների կողքին, որոնք ուղղված են դեպի հյուսիս-արևմուտք—հարավ-արևելք, նվազագույն սեղմող (առավելագույն ձգող) լարումները կողմնորոշված են հորիզոնական հարթության մեջ հյուսիս-արևելյան ուղղությամբ:

Այս էտապն ընթացել է մոնցոնիտային մասիվի լրիվ կոնսոլիդացման պայմաններում և արտահայտվել է լայնակի ու միջօրհական տարածում ունեցող ուղղաձիգ կողմնորոշված բեկորատման ձեղքերի և մեծ ու միջին անկման անկյուններ ունեցող դեպի հյուսիս-արևմուտք ուղղված պոկման ձեղքերի առաջացմամբ: Այս ձեղքերն ունեն գոտենման դասավորություն: Պոկման ձեղքերի զարգացման գոտիներում ռեզիոնալ տարածում ունեցող բեկորատման խախտումների հետ զուգակցված առաջացել են երկու խոշոր խզումներ՝ Դերաբլուի բեկվածքը և Ղեռնաձոր գյուղի մոտով անցնող բեկվածքը: Տեկտոնիկայի խոշոր խախտումների և նրանց հետ կապված մանր ձեղքավորվածության ուսումնասիրությունը հանքավայրերի որոնման ժամանակ թույլ է տալիս հանձնարարելու առավել մանրակրկիտ հետազոտությունների ենթարկել խախտումների տարածման ուղղությունների մեջ եղած ձկումներին հարող տեղամասերը:

Դերաբլուի բեկվածքին թե կառուցվածքով և թե հասակով համանման լինելու հանգամանքը հնարավորություն է տալիս հանձնարարել Ղեռնաձոր գյուղի մոտով թույլ ուսումնասիրված խախտման կախված թևում կատարելու որոնողական աշխատանքներ հանքանյութերի արդյունաբերական նշանակություն ունեցող կուտակումների հայտնաբերման նպատակով:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

- Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождений». Изд. АН СССР, М., 1953.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория, ч. III—IV. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Кочарян В. Г., Таян Р. Н. К вопросу о направлении движений по зоне Дебаклинского разлома. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, XVI, № 4—5, 1963.
- Кузнецов Г. Н. Механические свойства горных пород. Углетехиздат, М.—П., 1947.
- Лукин Л. И., Кушнарев И. П. О методике изучения трещинной тектоники в интрузивах по Г. Клоосу. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
- Чернышев В. Ф. О закономерностях в положении оперяющих трещин скалывания и разрыва. Тр. ИГЕМ. Изд. АН СССР, в. 162, № 17, 1955.

УДК 551.243

А. З. АЛТУНЯН

К ВОПРОСУ О СТРУКТУРЕ ШАМЛУГСКОГО  
МЕДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вопросы структуры Шамлугского месторождения в той или иной степени рассматривались в ряде работ, касающихся Алавердского рудного района в целом (О. Г. Карапетян, П. С. Саакян, И. Г. Кристин, М. П. Русаков, О. С. Степанян, В. Г. Грушевой, Б. С. Вартапетян, В. В. Белоусов, М. П. Бархатова, Н. Я. Монахов, П. Ф. Сопко и др.). Специальным изучением структуры Шамлугского месторождения занимался Н. Я. Монахов.

Согласно мнению ряда исследователей, в частности М. П. Русакова, рудные тела Шамлугского месторождения локализованы в мелких трещинах, в основном близширотного простирания, которые связаны с «надвиговыми дислокациями» или, как полагал Н. Я. Монахов, с оседанием кровли предполагаемого на глубине остывающего интрузива. П. Ф. Сопко, разделяя взгляды Н. Я. Монахова о структурном развитии Шамлугского месторождения, считает, что широтные рудовмещающие нарушения являются взбросами, суммарная амплитуда смещений по которым составляет довольно значительную величину, вследствие чего, по его мнению Бендикский участок заметно приподнят по сравнению с центральным участком Шамлугского месторождения.

Региональные исследования Алавердского рудного поля, проводимые С. В. Казаряном, позволили ему сделать предположение о возможности существования крупного сброса широтного простирания, вдоль реки Уч-Килиса, начиная от Шамлугского месторождения до восточного фланга Ахтальского месторождения.

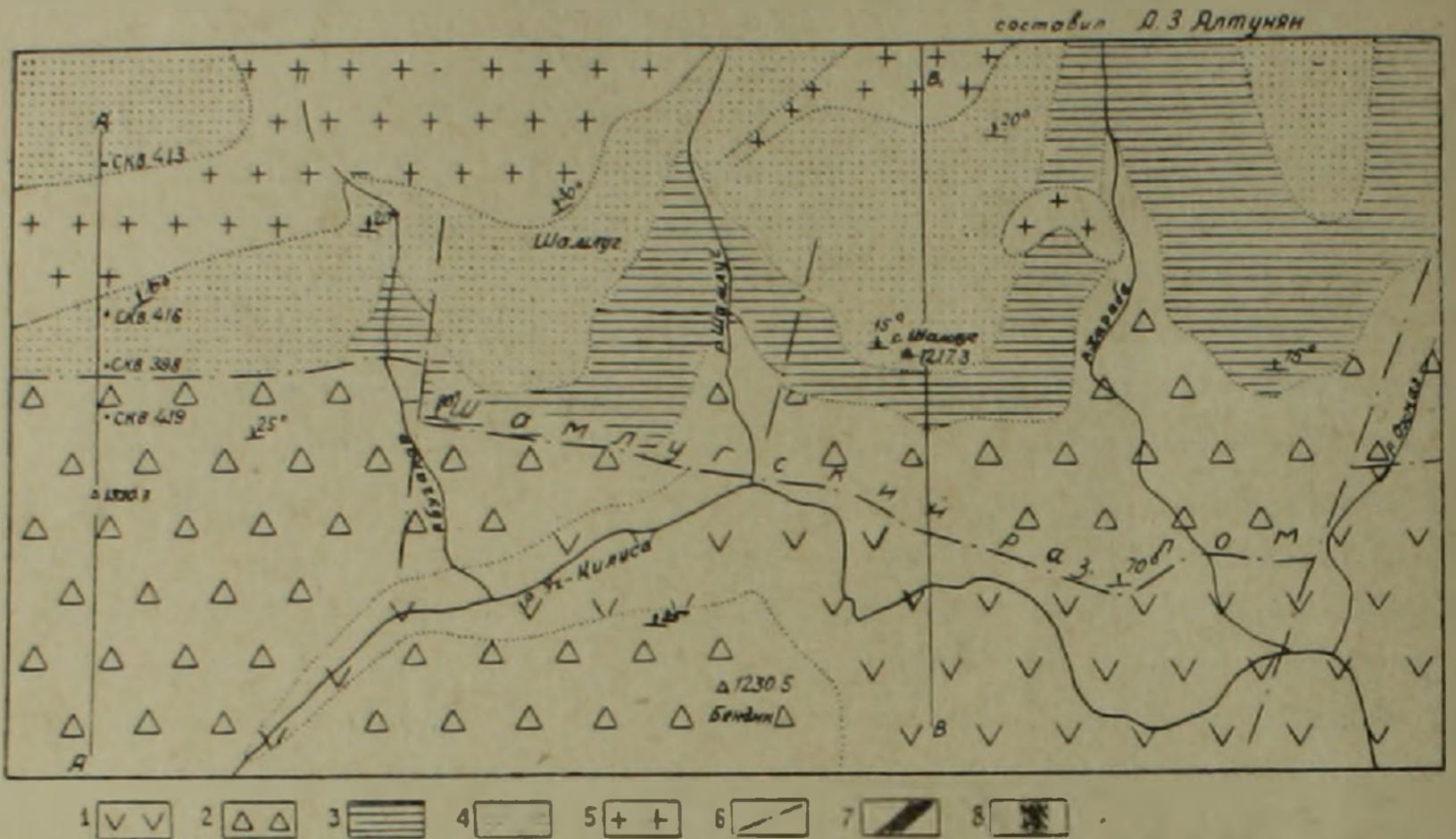
Следует отметить, что вопросы структурного контроля оруденения на Шамлугском месторождении во многом неясны и противоречивы, ввиду их недостаточной изученности.

В связи с этим Институт геологических наук счел необходимым провести дополнительные исследования по изучению структуры Шамлугского месторождения, поручив их автору настоящей статьи.

В результате крупномасштабных съемочных и структурных работ в южной части Шамлугского месторождения вдоль русла р. Уч-Килиса, автором получены новые данные, которые конкретизируют рудоконтролирующую роль разрывных нарушений в локализации оруденения Шамлугского месторождения. Выявлен, в частности, разлом близширотного (северо-западного) простирания с падением в северные румбы под крутыми и средними углами, который назван нами Шамлугским (фиг. 1).

Шамлугский разлом прослежен нами в близширотном направлении начиная от участка Тту-джур (на западе) до устья р. Охназ-Булах (на

востоке). Названный разлом наиболее четко проявлен в следующих пунктах: на северном склоне высоты 1310.7, у нижнего моста по р. Бугаляр, вдоль дороги Шамлуг-Бендик, около устья шт. 34, на правом борту р. Хараба по новой дороге Ахтала-Шамлуг, на 150-ом метре ствола капитальной штольни № 2. По всему простиранию Шамлутский разлом



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта южной части Шамлугского месторождения. Условные обозначения. 1. Эпидотизированные порфиры дебедской свиты. 2. Туфобрекчии порфиритов кошабердской свиты. 3. Кварцевые кератофиры. 4. Туфопесчаники. 5. Альбитофиры. 6. Тектонические нарушения. 7. Рудные тела. 8. Зоны дробления и гидротермального изменения.

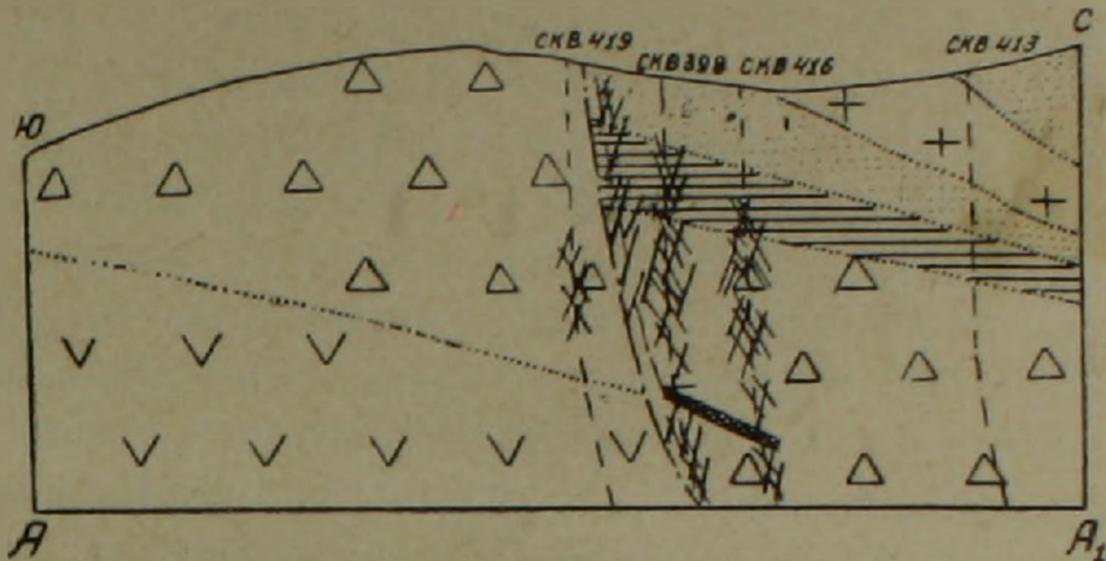
представлен падающей на север под крутыми и средними углами (60—80°) зоной интенсивно раздробленных, рассланцованных, местами перемятых, гидротермально сильно измененных пород с отчетливыми зеркалами скольжения. Мощность разломной зоны колеблется от 20 до 150 м. В современном эрозионном срезе по зоне разлома приведены в соприкосновение породы, имеющие различное стратиграфическое положение. Так, в районе высоты 1310.7 м туфопесчаники, перекрывающие «кварцевые кератофиры»\* контактируют с подстилающими их туфобрекчиями порфиритов кошабердской свиты (фиг. № 2). Таким образом породы всяческого бока разлома сброшены более чем на 100 м (учитывая, что средняя мощность «кварцевых кератофиров» равна 100 м).

Восточнее высоты 1310.7 м, в среднем течении р. Бугаляр, туфобрекчии порфиритов кошабердской свиты контактируют с «кварцевыми кератофирами», имеющими здесь неполную видимую мощность, срезанную зоной разлома.

Начиная от устья шт. 34 туфобрекчии порфиритов указанной свиты

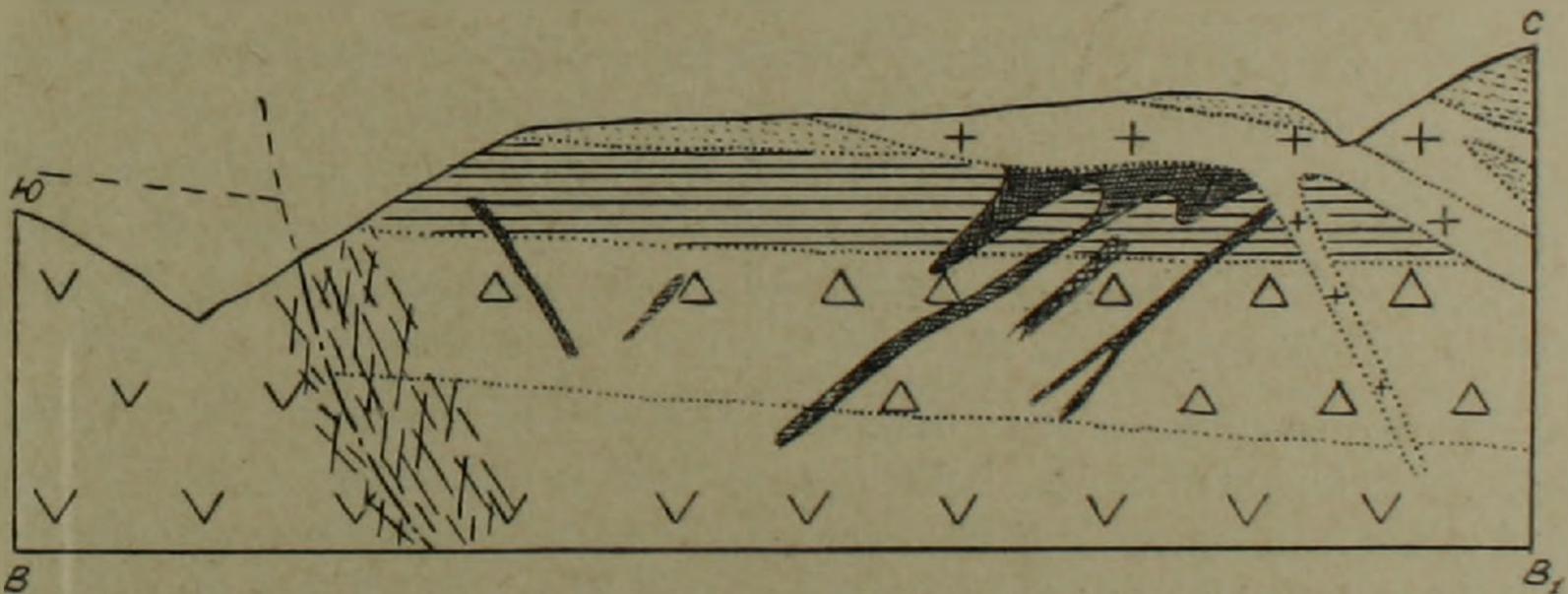
\* В дальнейшем изложении термин «кварцевый кератофир» будет использоваться для условного обозначения пород липарито-дацитового состава, а термин «альбитофир» — для натриевых липаритов (Р. Л. Мелконян, Г. П. Багдасарян, 1967).

контактируют с эпидотизированными порфиритами дебедской свиты. Контакт между ними тектонический, фиксируется раздроблением и гидротермальным изменением пород висячего бока (туфобрекчии порфириров кошабердской свиты) и имеет крутые углы падения (до  $80^\circ$ ), в то время как в нормальном залегании контакт между породами указанных свит пологий (углы падения  $15-20^\circ$ ).



Фиг. 2. Схематический геологический разрез по линии А — А<sub>1</sub> (условные обозначения см. на фиг. 1).

Таким образом, только сопоставление стратиграфического положения контактирующих пород приводит к заключению о наличии параллельно руслу р. Уч-Килиса зоны разлома. Анализ мощностей пород и графические построения позволяют сделать вывод, что северный висячий блок разлома сброшен в среднем на 180—200 м (фиг. 2, 3).



Фиг. 3. Схематический геологический разрез по линии В — В<sub>1</sub>.

Изучение трещиноватости по зоне разлома, а также пространственное положение штрихов на плоскостях скольжения дает основание утверждать наличие сдвиговых смещений по сопряженным системам трещин.

В районе высоты 1310,7 м с юга на север пробурены скважины №№ 419, 398, 416, 413 (фиг. № 2), описание которых показывает, насколько резко отличаются по своей трещиноватости, раздробленности и гидротермальному изменению породы лежащего и висячего бока разлома. Так, скв. № 419, заложенная в туфобрекчиях порфириров кошабердской свиты (лежащий бок Шамлугского разлома), прошла до 360 м

по свежим плотным породам. На интервалах 257.5—258.5, 294.7—295.0, 296.7—306.5 м скважиной вскрыты маломощные трещины, по которым наблюдается гидротермальное изменение. Местами (на глубинах 281.0; 303.0; 328.0; 329.0 м) встречаются баритовые прожилки мощностью от 1 до 3 см, а также вкрапленность халькопирита (на интервалах 259.9 и 285.0—285.7 м).

Начиная от 360 м до 631 м скважина прошла по порфирирам дебедской свиты, в которых наблюдается аналогичная картина с тем отличием, что прожилки и трещины встречаются реже.

Скважина № 398, заложенная в висячем боку Шамлугского разлома, прошла по сильно раздробленным породам, в которых часто встречаются взаимно пересекающиеся кварц-карбонатные прожилки. Часто, на интервалах 86,0—100,0; 110,0—125,0; 160,0—200,0; 239,0—241,0; 270,4—272,6; 318,0—321,0; 324,0—327,0 м встречаются тектонические швы с глиной притирания мощностью до 1 м. Все эти более сильно раздробленные зоны сопровождаются кварц-карбонатными прожилками. На отдельных интервалах (391,0—392,5; 396,0—398,6 м) к ним приурочена вкрапленность халькопирита, а на интервале 398,6—404,6 м встречено медно-полиметаллическое оруденение прожилково-вкрапленного типа, которое книзу постепенно затухает.

Скважина № 416, заложенная в 150 м к северу от главного шва Шамлугского разлома, вскрыла сильно гидротермально измененные породы (туфобрекчии порфиритов кошабердской свиты), начиная с 253,0 м. Это объясняется тем, что до этой глубины скважина проходила по туфопесчаникам и «альбитофирам», которые, являясь сравнительно плотными породами, менее подвержены раздроблению и, следовательно, гидротермальному изменению. Начиная с 403 м наблюдается слабая пиритизация, а в интервале 407—419 м—медно-полиметаллическое оруденение прожилково-вкрапленного типа. Аналогичная картина наблюдается также в скважине № 413.

Резкая разница между висячим и лежащим боками Шамлугского разлома наблюдается и на поверхности. Так, на левом берегу р. Бугакяр, лежащий бок разлома представлен слабо рассланцованной и гидротермально измененной зоной небольшой мощности (10—15 м), в то время как висячий бок представлен 200-метровой зоной раздробленных, перемятых и гидротермально измененных пород. В этой зоне отдельные участки небольшой мощности (до 10 м) не подвергались раздроблению, в них четко выражена первоначальная слоистость пород (с падением на север и северо-восток под углом  $25^\circ$ ), по которой наблюдаются глины притирания, мощностью 2—3 см. В этих раздробленных, рассланцованных, превращенных в глину притирания зонах встречаются окатанные в различной степени обломки «кварцевых кератофигов».

Описанная пологая рассланцованность наблюдается во всех обнажениях и горных выработках как в туфобрекчиях порфиритов кошабердской свиты, так и в «кварцевых кератофигах». Образование пологой сланцеватости объясняется, по-видимому, неравномерным опусканием

висячего бока Шамлугского разлома, в результате чего по слоистости туфобрекчий порфиритов кошабердской свиты и кератофинов произошли подвижки.

Во всех обнажениях, особенно в русле рр. Бугакяр и Хараба около капитальной штольни № 1, Шамлугский разлом представлен несколькими параллельными зонами, по которым раздробление, перемятость и гидротермальное изменение выражены более интенсивно.

В русле р. Хараба и в капитальной штольне № 1, в сильно раздробленных, перемятых, гидротермально измененных породах наблюдаются многочисленные прожилки пирита, халькопирита и сфалерита, простирание которых преимущественно близширотное.

В капитальной штольне № 2 Шамлугский разлом проходит по порфиритам дебедской свиты, которые по своим физико-механическим свойствам резко отличаются от туфобрекчий порфиритов кошабердской свиты и «кератофинов». Порфириты—породы плотные, монолитные, не имеющие слоистости, поэтому характер разлома в них несколько иной. Здесь раздроблению и, следовательно, гидротермальному изменению породы подвергаются лишь в пределах отдельных тектонических швов. Разломная зона, мощностью 15 м, проходит в 150 метрах к северу от устья капитальной штольни № 2. По этой зоне породы сильно раздроблены и превращены в тектоническую брекчию, с обломками размером от 1—2 мм до 20—25 см. Брекированные породы в дальнейшем подверглись гидротермальному изменению (окварцеванию) и рудной минерализации.

Рекогносцировочные маршруты, совершенные нами, показали, что на восточном продолжении Шамлугского разлома обнажаются сильно раздробленные, перемятые, гидротермально измененные породы (р-н с. В. Ахтала). Учитывая то обстоятельство, что по этой зоне измененных пород туфопесчаники контактируют с порфиритами дебедской свиты, т. е. из разреза выпадает мощная толща кератофинов и туфобрекчий порфиритов кошабердской свиты, можно с уверенностью протягивать зону Шамлугского разлома на восток от р. Тту-джур до Верхней Ахталы и далее.

В заключение следует отметить, что основное промышленное оруденение Шамлугского месторождения сконцентрировано в висячем боку Шамлугского разлома (фиг. 3). Во время дорудных перемещений по нему в блоке пород, прилегающих к висячему боку, в туфобрекчиях кошабердской свиты и «кератофирах», наиболее подверженных дроблению, образовались пояса интенсивной трещиноватости, сопряженные с зоной разлома. Эти пояса трещиноватых раздробленных пород, имеющие широтное простирание с пологими и средними углами падения в сторону разлома, явились благоприятными путями для проникновения восходящих гидротермальных растворов.

На нижних горизонтах месторождения циркуляция растворов по трещинам приводила к образованию жил и прожилков (жилы №№ 5, 9, 16, 20 и др.). На верхних горизонтах, где интенсивность трещиноватых зон уменьшается ввиду удаленности от зоны разлома и неблагоприятных

физико-механических свойств «альбитофиоров» и туфопесчаников, являющихся в данном случае экранами, происходило отстаивание растворов, из которых полезный компонент выпадал в виде тонких прожилков и вкрапленности, образуя штоки и линзы (штоки «К.Л», «С», «Северный» и др.).

Таким образом, описанная зона Шамлугского разлома по своей природе играет роль рудоконтролирующей структуры сбросо-сдвигового типа с минимальной вертикальной амплитудой смещения примерно на 180—200 м.

Рудоконтролирующей роли Шамлугского разлома не противоречит наличие непромышленного оруденения (мелкие халькопирит-баритовые жилы) на Бендикском участке (лежащий бок разлома), — полевые наблюдения позволяют в предварительном порядке рассматривать их образование в связи с разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений, отчетливо пересекающими зону Шамлугского разлома (фиг. 1).

Вышензложенное о рудоконтролирующей роли Шамлугского разлома позволяет выдвинуть следующие практические рекомендации:

1. Поисково-разведочные работы проводить в первую очередь вдоль всякого бока Шамлугского разлома, на участках, расположенных на 150—300 м севернее основной плоскости—сбрасывателя Шамлугского разлома, так как основные рудные тела локализируются на некотором удалении от разлома, в сопряженных с ним структурах.

2. Детальные поисково-съёмочные работы (М 1:5000), с целью выявления перспектив рудоносности и прослеживания зоны Шамлугского разлома, следует направлять к востоку от с. В. Ахтала.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 23.XI.1968.

## Ա. Չ. ԱԹՈՒՆՅԱՆ

### ՇԱՄԼՈՒԴԻ ՊՂՆՁԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻ ՀԱՐՑԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

#### Ա մ փ ո փ ու լ մ

Խոշոր մասշտաբի հանույթային աշխատանքների և ստրուկտուրային ուսումնասիրությունների հիման վրա Շամլուղի հանքավայրի հարավային մասում հեղինակի կողմից առանձնացվել է խոշոր տեկտոնական խախտման զոնա, որի համար առաջարկվում է Շամլուղյան անվանումը:

Հայտնաբերված խախտումը ունի հյուսիս-արևմտյան (լայնակիին մոտ) տարածում և անկման հյուսիսային ուղղության զառիթափ անկյուններ: Այն ձգվում է Քթու Ջրից՝ դեպի արևելք, մինչև Օխնազ գետը: Խախտման զոնան արտահայտված է խիստ կոտրտված, ճմլված և հիդրոթերմալ փոփոխված ապարներով: Նրա հզորությունը տատանվում է 20-ից մինչև 150 մ ոահմաններում:

Ապարների ստրատիգրաֆիական դիրքի համադրումը ցույց է տալիս, որ վերոհիշյալ խախտման զոնայի հյուսիսային կախված թևը իջած է մոտավոր-

քապես 180—200 մետրով: նշված խախտման զոնայի ղարգացմանը զուգընթաց նրա կախված թևի ստորին հորիզոններում գոյացել են ճեղքվածքներ, որոնք լցվելով հանքային նյութով, տվել են հանքային հրակներ, իսկ վերին հորիզոններում (ալբիտոֆիրների տակ) ստեղծվել են խիստ կոտրատված ապարների զոնաներ, ուր ընթացել է հանքային նյութի վերջնական նստեցումը, առաջացնելով հանքային շտոկներ և ոսպնյակներ:

Այսպիսով հիմնական արդյունաբերական հանքայնացումը կուտակվել է խախտման զոնայի կախված թևում:

Վերը նկարագրածից հետևում է, որ՝

1) Որոնոդա-հետախուզական աշխատանքները, առաջին հերթին, պետք է կատարել կախված թևում՝ հիմնական խախտման զոնայից 200—300 մ հեռավորության վրա, նկատի ունենալով այն փաստը, որ հանքային մարմինները գտնվում են հիմնական խախտման զոնայից դեպի հյուսիս:

2) Պետք է կատարել մտնրամասն որոնոդա-հետախուզական աշխատանքներ վերին Ախթալա դյուղից դեպի արևելք՝ խախտման զոնան հետապնդելու և նրա կախված թևում հանքայնացման հեռանկարները երևան հանելու նպատակով:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багдасарян Г. П., Мелконян Р. Л. О номенклатуре магматических горных пород Кафанского и Алавердского рудных районов. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
2. Сопко П. Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1961.

УДК 551.432

Л. Н. ЗОГРАБЯН и Ф. С. ГЕВОРКЯН

## «ЭНЕРГИЯ РЕЛЬЕФА», ЕЕ КАРТИРОВАНИЕ И ЗНАЧЕНИЕ В ПРОЦЕССЕ ЭРОЗИИ

Термин «энергия рельефа» ввел в геоморфологию Парч [Partsch, 1911], подразумевая под ним амплитуду между максимальным и минимальным гипсометрическими уровнями в пределах какого-либо участка земной поверхности, т. е. глубину расчленения. Впоследствии термин «энергия рельефа» трактовался разными авторами по-разному. Венгерский ученый Ловаш [Lovasz, 1956] предлагает под этим термином понимать средние величины уклонов.

Были попытки дать понятию «энергия рельефа» чисто физический смысл. А. И. Спиридонов (1952) считает, что всякий участок земной коры, лежащий выше базиса эрозии, обладает запасом потенциальной энергии  $w = PH$  (где  $P$  — масса земной коры, поднятая над уровнем океана на высоту  $H$ ), которая может быть до некоторой степени названа «энергией рельефа». В. П. Философов (1967) предлагает потенциальную энергию рельефа выражать формулой потенциальной энергии тела  $E = mgh$ . В данном примере масса тела, по В. П. Философову, — это масса топографического рельефа, расположенного между земной поверхностью и поверхностью геоида. В этом случае «энергия рельефа» выражается эргами (точнее джоулями), а разность высот приобретает значение разности потенциальной энергии.

Несомненно, что с поднятием земной коры возникает определенное количество потенциальной энергии, активизирующей процессы эрозии и денудации на поверхности поднимающейся территории, в результате которых усиливается расчленение местности как по вертикали, так и в горизонтальном плане.

Вертикальное и горизонтальное расчленение рельефа неотделимы и их надо рассматривать как составные части единого процесса расчленения. Следует отметить, как это правильно указывал Стрелер [Strehler, 1957], что с увеличением густоты расчленения уменьшается величина глубины расчленения и наоборот. Поэтому если отделять морфологически эти два показателя друг от друга и рассматривать их отдельно, то можно выяснить только одну сторону потенциальных возможностей рельефа. Поэтому, мы считаем подход Парча к понятию «энергия рельефа» односторонним, т. к. «энергией рельефа» он считал только глубину расчленения.

Предложенное В. П. Философовым понятие «потенциальная энергия рельефа» также неполноценно, поскольку отражает только геофизические особенности рельефа, не учитывая при этом значения экзогенных факторов и фактора времени. Трудно согласиться с мнением В. П. Фило-

софова и о том, что денудация и эрозия более активны в высоких горах, сложенных более плотными эффузивными и метаморфическими породами, чем на равнинах, сложенных рыхлыми осадочными породами, поскольку по мере поднятия местности увеличивается потенциальная энергия и усиливается размыв рельефа. Теоретически это так. Однако, исследования денудационных и эрозионных процессов Г. К. Габриеляном и Л. Н. Зограбяном [1962] в Армянской ССР показали, что они наиболее интенсивны не в высокогорной, а в среднегорной (от 1500 до 2500—2800 м) зоне и размыв рельефа определяется не столько абсолютным поднятием и плотностью пород, сколько величиной уклонов и расчленения, а также степенью активности гидрометеорологических процессов и геологическим строением местности, которые фиксируются в особенностях форм рельефа. Последние непосредственно влияют на весь ход экзогенного комплекса рельефообразования, в первую очередь на эрозионно-денудационные процессы, либо благоприятствуя, либо задерживая их развитие. Исходя из этого, под термином «энергия рельефа» надо понимать такой морфологический показатель, который наиболее объективно выражает благоприятствующую или задерживающую способность рельефа процессам размыва, при этом учитываются величины как глубинной, так и горизонтальной расчлененности, а также уклоны (Зограбян Л. Н., Геворкян Ф. С., 1968). Этот комплекс морфометрических показателей может выявить потенциальные возможности рельефа, влияющие на активность эрозионных процессов. Таким образом, понятие «энергия рельефа» имеет не только чисто физический смысл, но и геоморфологический, который можно представить коэффициентом энергии рельефа, полученным формулой

$$Q = \frac{HL \cdot \Sigma I}{P^2}$$

Она включает в себя формулу густоты расчленения  $\left(a = \frac{L}{P}\right)$  Неймана и величину уклонов поверхности  $\left(\operatorname{tg} \alpha = \frac{H \cdot \Sigma I}{P}\right)$  Финстервальдера и Пейкера [по Э. Л. Якименко, 1967].

В приведенной формуле  $Q$ —коэффициент «энергии рельефа»,  $H$ —средняя глубина расчленения,  $L$ —общая длина долин на данном участке,  $\Sigma I$ —длина изогипс,  $P$ —площадь исследуемого участка. Из формулы видно, что энергия рельефа прямо пропорциональна глубине и густоте расчленения, так как средний угол рельефа имеет прямую связь с глубиной расчленения.

Нами составлена морфометрическая карта «энергии рельефа» (фиг. 1), позволяющая одной величиной фиксировать те основные количественные показатели и особенности форм рельефа, которые влияют на интенсивность геоморфологических процессов и обуславливают их направленность.

«Энергия рельефа» Армянской ССР картирована следующим образом: на крупномасштабных картах выделены «однородные» (в смысле Известия, XXII, 4—6

уклонов одинаковой величины) участки поверхности и определены их средние натуральные величины, далее в этих контурах рассчитаны коэффициенты густоты расчленения и эти две величины перемножены. Полученные цифровые данные т. е. коэффициенты «энергии рельефа», сгруппированы в следующих градациях: до 0,02; 0,03—0,05; 0,06—0,10; 0,11—0,15; 0,16—0,20; 0,21—0,30; 0,31—0,40; 0,41—0,50; 0,51—0,60; 0,61—0,70; 0,71 и более (в тексте и на карте приводятся генерализованная схема этой градации).



Фиг. 1. Схематическая карта «энергии рельефа» Армянской ССР.  
Коэффициенты «энергии рельефа»: 1. до 0,02, 2. 0,30—0,10, 3. 0,11—0,30,  
4. 0,31—0,60, 5. 0,61 и и более.

0,71 и более (в тексте и на карте приводятся генерализованная схема этой градации).

Анализ карты «энергии рельефа» и геоморфологических процессов влияющих на размыв и аккумуляцию, позволили нам выделить на территории республики следующие участки рельефа с соответствующими коэффициентами «энергии рельефа»:

1. Участки поверхности рельефа, задерживающие эрозионную деятельность, с коэффициентом «энергии рельефа» до 0,02. Морфологически они представляют собой участки новейшей аккумуляции (донья межгорных котловин, заполненных озерно-речными отложениями, и вулканические плато, сложенные голоценовыми лавовыми потоками). Данный

Таблица 1

Распределение площадей, занимаемых коэффициентами "энергии рельефа" по основным морфогенетическим типам рельефа и высотным горным зонам Армянской ССР

Коэффициент "энергии рельефа"	Характер рельефа, влияющий на эрозию	Складчатые и складчато-глыбовые горы								Вулканические горы								Долина межгорных котловин						Всего в Армянской ССР			
		низкие горы (до 1500 м)		средневысотные горы (1500—2500 м)		высокие горы (более 2500 м)		всего в данном типе рельефа		низкие горы (до 1500 м)		средневысотные горы (1500—2500 м)		высокие горы (более 2500 м)		всего в данном типе рельефа		низкогорная зона (до 1500 м)		средневысотная горная зона (1500—2500 м)		всего в данном типе рельефа					
		км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%			км <sup>2</sup>	%
до 0,02	задерживающий	—	—	—	—	—	—	—	—	579,0	5,7	806,0	8,0	—	—	1385,0	13,7	1964,0	55,2	697,0	19,7	2661,0	74,9	4046,0	14,2		
0,03—0,05	слабо задерживающий	87,0	0,6	52,0	0,4	—	—	139,0	1,0	937,0	9,3	1478,0	14,6	186,0	1,8	2601,0	25,7	180,0	5,1	424,0	11,9	604,0	17,0	3344,0	11,8		
0,06—0,10		336,0	2,3	288,0	2,0	—	—	624,0	4,3	517,0	5,1	1568,0	15,5	641,0	6,3	2726,0	26,9	48,0	1,3	248,0	6,8	296,0	8,1	3646,0	13,8		
0,11—0,15	слабо благоприятствующий	611,0	4,2	926,0	6,2	25,0	0,2	1562,0	10,6	88,0	0,9	742,0	7,3	516,0	5,1	1346,0	13,3	—	—	—	—	—	—	—	—	2908,0	9,3
0,16—0,20		502,0	3,4	1029,0	7,0	325,0	2,2	1856,0	12,6	12,0	0,1	531,0	5,2	454,0	4,5	997,0	9,8	—	—	—	—	—	—	—	—	2853,0	10,1
0,21—0,30		951,0	6,5	2645,0	18,0	521,0	3,5	4117,0	28,0	28,0	0,3	268,0	2,6	488,0	4,8	788,0	7,7	—	—	—	—	—	—	—	—	4905,0	17,2
0,31—0,40	благоприятствующий	819,0	5,6	1418,0	9,6	284,0	1,9	2521,0	17,1	34,0	0,3	97,0	1,0	158,0	1,6	289,0	2,9	—	—	—	—	—	—	—	—	2810,0	9,9
0,41—0,50		451,0	3,1	930,0	6,3	426,0	2,9	1807,0	12,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1807,0	6,4
0,51—0,60		331,0	2,2	596,0	4,1	98,0	0,7	1025,0	7,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1025,0	3,6
0,61—0,70	сильно благоприятствующий	101,0	0,6	216,0	1,5	232,0	1,6	549,0	3,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	549,0	1,9
0,71 и более		51,0	0,3	253,0	1,7	203,0	1,4	507,0	3,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	507,0	1,8
		4240,0	28,8	8353,0	56,8	2114,0	14,4	14707,0	100,0	2195,0	21,7	5489,0	54,2	2443,0	24,1	10127,0	100,0	2192,0	61,6	1369,0	38,4	3561,0	100,0	28400,0*	100,0		

\* Без площадей оз. Севан (1362 м<sup>2</sup>) и Арпи (22,0 м<sup>2</sup>).

тип рельефа характеризуется ровной или пологой поверхностью со слабо развитой долинной сетью, вследствие чего резко уменьшается живая сила поверхностных водотоков. Большая часть осадков инфильтруется, отсутствует размыв поверхности, чему способствуют как геологические структуры, так и усиливающиеся процессы аккумуляции.

2. Участки поверхности рельефа слабо задерживающие (ограничивающие) эрозию, с коэффициентом «энергии рельефа» от 0,03 до 0,10.

Морфологически они представляют собой вулканические плато, склоны вулканических массивов и предгорные шлейфы плейстоценового возраста, непосредственно примыкающие к доньям межгорных котловин. На лавовых плато, характеризующихся исключительными инфильтрационными способностями пород, поверхностный сток отсутствует, вследствие чего речная сеть развита очень слабо, не ветвиста, в основном, прямолинейна, сток образуется, главным образом, за счет подземных вод, что приводит к слабой линейной эрозии, боковая же эрозия отсутствует.

В предгорных шлейфах аккумуляция преобладает над размывом.

3. Участки рельефа, слабо благоприятствующие эрозии с коэффициентом «энергии рельефа» 0,11—0,30. Это участки верхних склонов вулканических массивов, некоторые участки нижних склонов и денудационные поверхности складчато-глыбовых гор.

Здесь мы имеем уже значительные уклоны и развитую речную сеть, наличие как аккумуляции, так и эрозии, но с преобладанием эрозии над аккумуляцией.

4. Участки рельефа, благоприятствующие эрозии с коэффициентом «энергии рельефа» 0,31—0,60. Расположены на склонах складчато-глыбовых гор. Имеют крутые склоны и хорошо развитую долинную сеть. С увеличением густоты расчленения и уклонов уменьшается длина поверхностного стока и увеличивается его скорость [Р. Хортон, 1948], поверхностные водотоки быстро собираются в руслах рек, уменьшая потери вод от испарения и инфильтраций, вследствие чего денудирующая сила воды увеличивается.

5. Участки поверхности рельефа, сильно благоприятствующие эрозии с коэффициентом «энергии рельефа» 0,61 и более. Они тоже морфогенетически представляют собой склоны складчато-глыбовых гор, но отличаются более крутыми склонами ( $30^\circ$  и более).

Живая работа воды очень велика, размыв рельефа весьма интенсивен.

Важным вопросом морфометрии является статистический анализ количественных показателей рельефа.

Нами подсчитаны площади, по различным коэффициентам «энергии рельефа», и полученные цифровые данные статистически обработаны в разрезах основных морфогенетических типов рельефа и высотных горных зон (табл. I).

Рельеф Армянской ССР представляет собой сложное сочетание складчато-глыбовых хребтов, вулканических нагорий и межгорных кот-

ловин. Эти три основных генетических типа рельефа составляют основу при морфологических анализах, поскольку они резко отличаются и своими морфометрическими особенностями. [Ф. С. Геворкян, Р. В. Меликсетян, 1967]. Это видно также из приведенной таблицы. В складчато-глыбовых горах отсутствует задерживающий характер рельефа. Здесь преобладают, главным образом, слабо благоприятствующий и благоприятствующий характер рельефа с коэффициентами 0,11—0,60, составляющий 87,6% площади складчато-глыбовых гор, а сильно благоприятствующий характер рельефа с коэффициентом 0,61 и более составляет 7,1%.

В вулканических нагорьях 66,3% всей площади занимают участки с задерживающим характером рельефа с коэффициентом до 0,10, 30,8% — со слабо благоприятствующим характером, 2,3% — с благоприятствующим, а с сильно благоприятствующим — вообще отсутствуют.

Донья межгорных котловин отличаются задерживающим характером.

Для большей части территории республики (60,2%) характерны благоприятствующие для развития эрозионных процессов условия рельефа. Лишь 39,8% отличается задерживающим характером рельефа. Наблюдаются также различия между условиями рельефа в развитии эрозии по высотным зонам гор.

Карта «энергии рельефа», наряду с научно-теоретическим значением, имеет также практическое значение. Она может служить основой для изучения некоторых активно действующих экзогенных процессов — селей, эрозии почв, денудации и т. д.

Отдел географии института геологических наук  
АН АрмССР

Поступила 5.VIII.1968.

Լ. Ն. ԶՈՂՐԱԲՅԱՆ, Ֆ. Ս. ԳԵՎՈՐԿՅԱՆ

«ՌԵԼԻԵՖԻ ԷՆԵՐԳԻԱՆ», ՆՐԱ ՔԱՐՏԵԶԱԿՐՈՒՄԸ ԵՎ ՆՇԱՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ  
ԷՐՈԶԻԱՅԻ ՊՐՈՑԵՍՍՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

«Ռելիեֆի էներգիան» տերմինի տակ հեղինակները հասկանում են այնպիսի մորֆոմետրիական ցուցանիշ, որը հաշվի է առնում ռելիեֆի մասնատման խորությունը և խտությունը, ինչպես նաև լանջերի թեքությունները, որոնք հնարավորություն են տալիս բացահայտել տեղատարման կամ կուտակման պրոցեսներին արգելակող կամ նպաստող ռելիեֆի պոտենցիալ հնարավորությունները:

Հայկական ՍՍՀ-ի տերիտորիայի «ռելիեֆի էներգիան» քարտեզագրվել է հետևյալ եղանակով. խոշոր մասշտաբի տեղագրական քարտեզներում առանձնացվել է «միատար» (թեքությունների միատեսակ մեծությունների իմաստով) մակերևույթի տեղամասերը և որոշվել նրանց բնական մեծությունները: Այդ տեղամասերում որոշվել է նաև մասնատման խտության պորժակիցները և այդ ձրկու մեծությունները բազմապատկվել իրար հետ: Ատաղված թվային տվյալ-

ները, այսինքն «ոելիեֆի էներգիայի» գործակիցները խմբավորվել են: Հստակագործակիցների մեծության առանձնացվել են ոելիեֆի հետևյալ տեղամասերը. 1. էրոզիային արգելակող ոելիեֆի տեղամասեր, մինչև 0,02 «ոելիեֆի էներգիայի» գործակիցներով, 2. թույլ արգելակող (սահմանափակող) տեղամասեր՝ 0,03—0,10 գործակիցներով, 3. թույլ նպաստող տեղամասեր՝ 0,11—0,30, 4. նպաստող՝ 0,31—0,60, 5. ուժեղ նպաստող՝ 0,61 և ավել:

«Ռելիեֆի էներգիայի» գործակիցների զբաղեցրած մակերեսների վիճակագրական մշակումը ցույց տվեց «ոելիեֆի էներգիայի» կտրուկ տարբերություններ ոելիեֆի հիմնական մորֆոգենետիկական տիպերի (հրաբխային լեռներ, ծալքա-բեկորային լեռներ և միջլեռնային գոգավորությունների հատակներ), ուղղաձիգ լեռնային գոտիների (ցածրադիր միջին բարձրության և բարձրադիր և խոշոր լեռնադրական միավորների՝ Զանգեզուր, Վալք, Գուգարք և այլն) միջև:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Волков Н. М. Принципы и методы картометрии. М., 1950.
2. Габриелян Г. К., Зограбян Л. Н. Процессы денудации. В кн.: Геология Армянской ССР, том I (Геоморфология), Изд. АН Арм. ССР, 1962.
3. Геворкян Ф. С., Меликсетян Р. В. Опыт составления орфографических карт (на примере Армянской ССР), Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5—6, 1967.
4. Зограбян Л. Н., Геворкян Ф. С. Об «Энергии рельефа» и его значении в эрозии. Современные экзогенные процессы. Тезисы докл. VII пленума геоморф. комиссии при отд. наук о Земле АН СССР, ч. I, Киев, 1968.
5. Исаченко А. Г. Физико-географическое картирование (часть II). Изд. Ленинградского университета, 1960.
6. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. Географиз, М., 1952.
7. Философов В. П. Значение карты потенциальной энергии рельефа для геоморфологических и неотектонических исследований. В кн.: Методы геоморфологических исследований. Том I. Изд. Наука, Новосибирск, 1967.
8. Хортон Р. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. Изд. иностр. литер. М., 1948.
9. Якименко Э. Л. Показатель интенсивности глубинной эрозии в комплексе морфо-структурных исследований. В кн.: Методы геоморфологических исследований. Том I. Изд. Наука, Новосибирск, 1967.
10. Lovast G. A reliefenergia uj abrasolasa. „Foldr. ert“, 1965, 14, № 1.
11. Partsch J. Schlesien.—Eine Landeskunde für das deutsche Volk. II, Breslan, 1911.
12. Stragler A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. Trans. Amer. Geophys. Union, 1957, 38, № 6.

УДК 911.2 (575.2)

Г. Б. ГРИГОРЯН

О СТРУКТУРЕ ВЫСОТНОЙ ПОЯСНОСТИ  
ЛАНДШАФТОВ ЗАНГЕЗУРА

Интенсивность солнечной радиации в горах с высотой возрастает примерно на 10% на каждые 100 м, что связано с уменьшением мощности атмосферы и содержания в ней водяного пара и пыли. Последнее приводит к сокращению потерь на поглощение и отражение солнечных лучей в атмосфере. Но, в связи с усилением длинноволнового излучения земной поверхности, в горах температура с высотой постепенно падает. Изменение геотермического баланса приводит к смене остальных географических компонентов в виде отдельных полос, т. е. приводит к образованию высотных ландшафтных поясов [5].

Учет особенности структуры поясности ландшафтов в горах обеспечивает учет природных различий территории по отдельным типам барьерно-высотного пояса\*. Типы структуры поясности ландшафтов дают представление прежде всего о зональных и азональных различиях территории [4].

Природные различия отдельных поясов, даже в рамках одного и того же типа структуры барьерно-высотной поясности, весьма значительны и имеют большое прикладное значение [2].

Характер высотной поясности, тип ее структуры прежде всего зависит от того в какой географической зоне расположено горное поднятие. Для отдельных горных систем характер и тип поясности обусловлен также влиянием условий соседних крупных тектоно-геоморфологических регионов.

Структура высотной поясности ландшафтов Армянской ССР очень разнообразна. Она имеет различные типы барьерно-высотной поясности.

В этом сообщении вкратце описывается характер барьерно-высотной поясности ландшафтов Зангезура\*\*, а также влияние местных условий на дальнейшую дифференциацию и распределение ландшафтов (выпадение, интрапоясность, асимметрия отдельных поясов и пр.).

Регион представляет собой систему вытянутых меридиональных (Зангезурский, Хуступ-Катарский) и широтных (Баргушатский, Мегринский) хребтов, разделенных внутригорными понижениями.

\* Тип барьерно-высотной поясности — это набор высотных поясов, имеющих определенное чередование, т. е. определенную структуру ландшафтных поясов по высоте местности.

\*\* В физико-географическое понятие Зангезур (южная часть Армянской ССР) входят четыре административных района: Сисианский, Горисский, Кафанский и Мегринский.

Основной облик природы региона определяют простирающиеся с севера на юг исполнинские складчатые горы, известные под названием Закавказского хребта. Значительная амплитуда высот этих гор определяет отчетливо выраженную смену ландшафтов от предгорных полупустынных до высокогорных субнивальных.

На формирование ландшафтов Закавказья значительное воздействие оказывают Кура-Араксинская равнина и Иранское нагорье, в результате чего наблюдается различие в характере структур высотной поясности ландшафтов на склонах гор, обращенных к востоку, юго-востоку, югу и к внутренним понижениям. Закавказье сравнительно открыто к востоку, вследствие чего его восточные склоны подвергаются «умеряющему» влиянию Каспийского моря и, по сравнению с соседними регионами, отличаются мягким и влажным климатом [1]. Южная часть региона, примыкающая к Иранскому нагорью, несет влияние последнего и поэтому здесь формируется другой тип барьерно-высотных ландшафтных поясов. Вследствие влияния сухого континентального климата Иранского нагорья в южных районах Закавказья появляется особый субтропический полупустынный пояс. Таким образом, на территории Закавказья отмечается три типа барьерно-высотной поясности ландшафтов:

1. Южно-закавказский (Мегринский вариант);
2. Восточно-закавказский (Кафанский вариант);
3. Переднеазиатский (Сисианский вариант);

На южных склонах Мегринского хребта, спускающегося к долине р. Аракс, наиболее хорошо выражено влияние Иранского нагорья. Главные экспозиции склонов—южная, юго-западная. Структура высотных поясов на южном склоне Мегринского хребта (Мегринский вариант) следующая:

- а) полупустынный (от 500 до 800 м абс. высоты);
- б) сухо-степной (от 800 до 1100 м абс. высоты);
- в) горный кустарниково-остепненный (от 1100 до 1700 м абс. высоты);
- г) горно-лесной (от 1700 до 2400 м абс. высоты);
- д) горно-луговой субальпийский (выше 2400 м абс. высоты).

Кафанский вариант барьерно-высотной поясности формируется под влиянием Кура-Араксинской равнины. Склоны хребтов, в основном, имеют восточную экспозицию. Нижний пояс представлен здесь остепненным редколесьем (за пределами Армении пояс начинается с сухостепного). Структура ландшафтных поясов такова:

- а) остепненный, кустарниково-редколесный (800—1450 м);
- б) горно-лесной (1450—2300 м);
- в) горно-луговой субальпийский (2300—2600 м);
- г) горно-луговой альпийский (2600—3700 м);
- д) горно-нивно-гляциальный (3700—3900 м).

Сисианский вариант барьерно-высотной поясности характерен для северной части Закавказья—для вулканических плато. Причинами появления этого типа поясности являются, наряду с влиянием восточных

субтропических воздушных масс, замкнутость территории со всех сторон и относительная ровность поверхности. Структура этого варианта такова:

- а) горно-сухо-степной (от 700 до 1200 м);
- б) горно-степной (1200—2300 м);
- в) горно-луговой субальпийский (2300—2800 м);
- г) горно-луговой альпийский (выше 2800 м).

Таким образом, несмотря на то, что Зангезур в целом представляет собою определенный горный регион с молодыми ландшафтами, морфоскульптурами и морфоструктурами молодого горного рельефа, в отдельных районах наблюдается различный тип барьерно-высотной поясности (фиг. 1).



Фиг. 1.

На территории Зангезура типы высотной поясности ландшафтов обусловлены не только влиянием внешних условий. Местные факторы вносят существенные коррективы в общую закономерность вертикального размещения ландшафтов, способствуя формированию районных различий поясности [3].

Различия в характере размещения ландшафтных поясов отмечаются между северными и южными склонами одного и того же хребта. Южные склоны получают больше тепла, чем северные. Различные суммы тепла и влаги на одних и тех же высотах склонов разной экспозиции приводят к формированию различных геокомплексов (табл. 1).

Характерной особенностью вертикального распределения горных

Таблица 1

Сравнительная характеристика высотной дифференциации ландшафтных поясов на разных склонах хребтов

Высотные пояса	Название хребтов		Высотные отметки распределения в м			
			Мегринский		Баргушатский	
	северный склон	южный склон	северный склон	южный склон	северный склон	южный склон
Горно луговой альпийский	—	—	—	—	I* выше 2800	II** выше 3000
Горно-луговой субальпийский	выше 2350	выше 2400	выше 2300	—	2500— 2800	— 2600— 3000
Горно-лесной	1200— 2350	1500— 2400	—	—	1250— 2500	1400— 2300
Остепненно-редколесный (лесостепной)	900— 1200	1200— 1500	2100— 2300	—	—	1100— 1400 1500— 1700
Горно-степной	—	—	1650— 2100	—	—	— 1700— 2600
Горно-сухо-степной	—	1000— 1200	—	—	—	800— 1100
Полупустынный	—	500— 1000	—	—	—	—

I\* — среднегорный участок.

II\*\* — высокогорный участок.

ландшафтов Зангезура является ярко выраженная асимметрия высотных ландшафтных поясов, проявляющаяся в их неодинаковом высотном положении, различной ширине по вертикали, появлении на склонах разной экспозиции различных вариантов одного и того же пояса и пр. (табл. 2).

На разных высотах гор ландшафтообразующее значение абсолютной и относительной экспозиции различно, в связи с изменением с высотой соотношения тепла и влаги в сторону большого увлажнения и меньшего нагрева. На склонах, различных по абсолютной экспозиции, но находящихся в сходных условиях относительной экспозиции, часто формируются ландшафтные комплексы, мало различающиеся между собой. Лишь в тех случаях, когда склон северной экспозиции оказывается более увлажненным по сравнению с южным, асимметрия высотных поясов выражается отчетливо.

С увеличением абсолютной высоты горных хребтов большое ландшафтообразующее значение приобретает абсолютная экспозиция. Это связано с уменьшением количества поступающего тепла и увеличением осадков, особенно в теплый период года. Изменение соотношения тепла и влаги, определяющее развитие того или иного типа природных комплексов, происходит в основном за счет различий в нагреве северных и южных склонов.

Высотные пределы распределения ландшафтных поясов в бассейне р. Вохчи

Ландшафтные пояса и подпояса	Высоты в м			
	Среднегорный регион		Высокогорный регион	
	сев. склон	южный склон	сев. склон	южный склон
1. Горный, сухостепной с каштановыми почвами . . . . .	—	800—1100	—	—
2. Кустарниково-редколесный с остепненными лесными почвами	850—1900	1100—1600	—	1800—1900
3. Горно-лесной с лесными коричневыми почвами . . . . .	1300—2250	1600—2340	1800—2150	—
4. Горно-степной с черноземовидными маломощными почвами .	—	—	—	1900—2500
5. Горно-лугово-кустарниковый с лесными коричневыми почвами	—	—	2150—2210	—
6. Субальпийский с темно-коричневыми луговыми почвами . .	выше 2250	выше 2300	2210—2550	2500—3000
7. Альпийский с одернованными луговыми почвами . . . . .	—	—	2550—3500	3000—3700
8. Субниважно-гляциальный с примитивными-фрагментарными почвами	—	—	3500—3700	8700—3900

Существенные коррективы в распределение поясности ландшафтов вносит и крутизна склонов, сказывающаяся в колебаниях количества тепла, поступающего на склоны даже одной и той же экспозиции, в скорости стока дождевых и талых вод, в интенсивности эрозионных процессов, в распределении и густоте растительного покрова, в механическом составе и степени развития почв и пр. Так как в горах склон на всем протяжении часто имеет различную крутизну, то на разных его участках наблюдается различный тепловой режим. Ландшафтные различия в зависимости от крутизны склонов проявляются во всех высотных поясах. Так, в альпийском поясе Зангезурского хребта крутые склоны покрыты разнотравными лугами с маломощными светло-коричневыми луговыми почвами, а на более пологих склонах преобладают злаковые луга с типичными горно-луговыми задернованными почвами. В горно-лесном поясе Баргушатского хребта пологие склоны покрыты в основном дубняком (на пологих склонах и денудационных наклонных террасах в доминирующую ассоциацию дуба входят также дикие фруктовые деревья). Почвы на этих склонах—типичные коричневые, сравнительно мощные. Крутые склоны представлены смешанным лесом с преобладанием горного клена, обыкновенного ясеня, липы, граба, высокогорного дуба и др. На крутых склонах, в связи с недоступностью территории, леса и луга сохранили прежний облик своего растительного покрова.

Важным фактором в природной дифференциации ландшафтов на территории Зангезура, кроме вышеупомянутых (климатические условия, экспозиция и крутизна склонов), является и состав слагающих их горных пород.

В высокогорье и среднегорье четкое отличие ландшафтных условий наблюдается между участками, находящимися на одних и тех же относительных высотах, но сложенных разными литокомплексами—интрузиями, эффузиями или осадочными породами.

Различия литосостава пород приводят к образованию разных форм рельефа. На исследуемой территории более пологие формы рельефа образовались в основном на вулканогенно-осадочных породах, и на четвертичных лавовых потоках (часть Карабахского вулканического плоскогорья, Сисианская котловина, плато Ачанан и другие). Территории, сложенные интрузивными породами, имеют глыбовый тип морфоскульптуры. Преобладают механические разрушения пород и гравитационные формы перемещения отложений. В районе Баргушатского хребта большая продолжительность сухого периода, во время которого на склонах накапливаются продукты разрушения пород, сменяется короткими ливневыми дождями, создающими бурные потоки. На южных склонах Баргушатского хребта, где в геологическом строении преобладают вулканогенно-осадочные и осадочные породы, эти потоки, унося продукты выветривания, создают густую сеть эрозионных борозд (Гехинский участок Каджаранского высокогорья). В высокогорье, сложенном интрузивными породами, вышеуказанный процесс отсутствует.

Кроме внешних показателей (формы рельефа, растительная ассоциация, цвет и механический состав почв) литологический состав пород определяет вещественный—материальный состав среды.

На отдельных породах почвы имеют разный химический состав, разное содержание трудно и легко извлекаемых элементов и их соединений.

Итак, на относительно небольшой территории Зангезура имеются несколько типов структур высотной ландшафтной поясности, которые обусловлены, кроме зонального и высотного положения региона, влиянием природных условий соседнего Иранского нагорья и Кура-Араксинской равнины.

Структура высотной поясности ландшафтов Зангезура в значительной степени осложняется воздействием местных факторов. Действуя на фоне географических закономерностей, определяемых зональным и высотным положением горной системы, они обуславливают своеобразные особенности высотной дифференциации местных ландшафтов.

По-видимому, различия в особенностях барьерно-высотной поясности, т. е. тип структуры поясности ландшафтов может служить критерием для физико-географического (ландшафтного) районирования территории, при выделении таксономических единиц (область, район и др.). Особенности ландшафтной дифференциации, обусловленные влиянием местных факторов: экспозиции, форм рельефа, крутизны склонов и литосостава пород, послужат критерием для выделения ландшафтов (ландшафтных единиц).

## Գ. Բ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ

ՉԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ԼԱՆԴՇԱՓՏՆԵՐԻ ՈՒՂՂԱԶԻԳ ԳՈՏԻԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ  
ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

## Ա մ փ ո փ ո լ մ

Լեռնային վայրերում ջերմային հաշվեկշռի ուղղաձիգ փոփոխությունը բաժանված է տեղանքի բարձրության, բերում է աշխարհագրական միջավայրի բաղկացուցիչ մասերից շատերի փոփոխմանը և հանդեպնում է առանձին ուղղաձիգ լանդշաֆտային գոտիների առաջացմանը:

Զանգեզուրի տերիտորիայում նկատվում է լանդշաֆտների ուղղաձիգ պոտիականության ստրուկտուրայի երեք տիպեր՝ հարավ-սնդրկովկասյան (Մեղրու տարբերակ), արևելա-սնդրկովկասյան (Ղափանի տարբերակ), առաջավոր տսիական (Սիսիանի տարբերակ):

Մեղրու տարբերակի (վարիանտ) ձևավորման վրա մեծ ազդեցություն են թողնում Իրանական սարահարթից փշող արևադարձային ու մերձարևադարձային շոր-ցամաքային օդային հոսանքները: Ստրուկտուրայի բնույթը այստեղ արտահայտված է հետևյալ գոտիների ձևով՝ կիսաանապատային, շոր-տափաստանային, թփուտա-տափաստանային և լեռնա-անտառային գոտիներ:

Ղափանի տարբերակի ձևավորման վրա ազդում են Քուռ-Արարատյան հարթավայրի կլիմայական պայմանները (համեմատաբար բարեխառն հարավարևելյան օդային հոսանքներ): Ստրուկտուրայի բնույթը այսպիսին է՝ թփուտա-տափաստանային, լեռնա-անտառային, լեռնա-մարգագետնային մերձալպյան, լեռնա-մարգագետնային ալպիական և լեռնա-նիվալ գոտիներ:

Սիսիանի տարբերակի ձևավորումը պայմանավորված է արևելյան բարեխառն օդային հոսանքներով ու տեղանքի հարթ-մակերևույթային ձևերով:

Ստրուկտուրայի բնույթը հետևյալն է. շոր-տափաստանային, լեռնա-տափաստանային, լեռնա-մարգագետնային, մերձ-ալպյան և լեռնա-մարգագետնային ալպիական գոտի:

Հողվածում առաջարկվում է լանդշաֆտների ուղղաձիգ գոտիականության ստրուկտուրային առանձնահատկությունները (տիպերը, ենթատիպերը և այլն) ոգտագործել լեռնային տերիտորիաների ֆիզիկա-աշխարհագրական շրջանացման ժամանակ որպես տարսոնոմիական միավորների անջատման շափանիչներ:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багдасарян А. Б. Климат Армянской ССР. Ереван, 1958.
2. Гвоздецкий Н. А. Основные типы структуры высотной зональности ландшафтов Кавказа. Уч. записки Азербайдж. гос. ун-та, серия геолог. географ. наук, № 5—6, 1962.
3. Гвоздецкий Н. А. О высотной зональности, как основной закономерности ландшафтной дифференциации горных стран. «Вопросы ландшафтоведения», Алма-Ата, 1963.
4. Исаченко А. Г. Основы ландшафтоведения и физико-географическое районирование: М., 1965.
5. Калесник С. В. Основы земледования. 1956.

УДК 552.1 : 53

С. У. ВАРТАНЯН, Л. С. МЕЛИКЯН

## РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ СКАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Решение ряда научных и прикладных задач, стоящих перед разведочной геофизикой и рудной геологией, в частности, выяснение условий локализации гидротермального оруденения, требует производства массовых исследований физических и физико-механических свойств рудовмещающих горных пород.

В последнее время все больше возрастает интерес к познанию физико-механических свойств пород, и все больше проводится исследований в этой области.

Разработан ряд способов определения физических и физико-механических свойств горных пород, выбор которых зависит от их научного и прикладного назначения [В. Н. Дахнов, В. Н. Кобранова, 1965; Н. Б. Дортман, В. И. Васильева, 1964; В. Н. Кобранова, 1962; Методическое руководство, 1962; А. В. Орлова и др., 1964; И. А. Турчанов, Р. В. Медведев, В. И. Панин, 1967].

Одним из частных вопросов является определение объемного веса рудовмещающих пород. Общеизвестно, что объемный вес помимо того, что характеризует плотность породы, находится еще в прямой связи с общей и эффективной пористостью, водонасыщением и упругими свойствами пород. Следовательно, точность и скорость измерения отмеченных параметров во многом зависят от точности методики и скорости определения объемного веса.

С. У. Вартаняном на некоторых месторождениях колчеданной формации и Л. С. Меликяном на Зодском золоторудном месторождении проводились определения физико-механических свойств рудовмещающих пород. Эти работы входили в программу выяснения условий локализации гидротермального оруденения.

При определении объемного веса (плотности) нами уделялось большое внимание методическим вопросам; результаты этих работ излагаются в данном сообщении.

Исследованиям были подвергнуты образцы горных пород разного состава, разной формы и размеров, сгруппировать их можно в следующем порядке:

1) по форме: а) цилиндрические; б) неправильные с отшлифованными поверхностями; в) неправильные с поверхностями естественного скола.

2) по весу: а) от 80 до 150 г; б) от 200 до 350 г.

Образцы цилиндрической формы размером  $4,2 \times 4,2$  см (по весу не

превышали 170 г) изготовлялись в лабораторных условиях и предназначались для определения прочности пород.

Отшлифованные образцы неправильной формы подвергались шлифовке на обычном дисковом шлифовальном станке. Размеры образцов колебались в пределах от  $3 \times 4 \times 1,5$  см до  $4 \times 6 \times 2$  см (по весу от 70 до 150 г).

Шлифовка образцов относительно трудоемкая работа: на каждый образец отмеченных размеров у нас уходило в среднем 20—25 мин. Однако, этим гарантировалась целостность образца при длительном процессе водонасыщения (наблюдение за динамикой свободного водонасыщения велось в течение 45 суток).

Кроме того, на отшлифованных поверхностях образцов легко обнаруживаются механические повреждения, от чего зависит достоверность определений объемного веса и пористости.

Образцы неправильной формы (неотшлифованные) отличались относительно крупными размерами—от  $5 \times 7 \times 3$  см до  $6 \times 8 \times 4$  см (по весу от 200 до 350 г).

Как известно, наиболее распространенным и обычным методом определения объемного веса горных пород является метод гидростатического взвешивания. Преимущество этого метода для скальных пород заключается в том, что одновременно с определением объемного веса мы получаем представление и о степени водонасыщения пород.

Нами объемный вес пород всех вышеуказанных форм определялся как методом гидростатического взвешивания, так и методом обмера и денситометром.

Часть полученных результатов, представляющих средние значения из пяти определений по каждой форме образца, приводится в таблице 1.

Относительная точность определения не превышает  $0,02$  г/см<sup>3</sup>.

Значения объемного веса у каждой разновидности пород во всех трех группах близки и разброс\* колеблется в определенном интервале, проявляя черты постоянного характера.

При гидростатическом взвешивании разброс в значениях объемного веса между однотипными породами цилиндрической и неправильной формы с отшлифованными поверхностями составлял  $\pm 0,01$  г/см<sup>3</sup>.

Для неотшлифованных образцов с поверхностями естественного скола этот разброс, по сравнению с двумя отмеченными формами, доходил до  $\pm 0,03$  г/см<sup>3</sup>, в единичных случаях составлял— $0,04$  г/см<sup>3</sup>.

Методом обмера (приемлемым лишь для образцов цилиндрической формы) подтвердились результаты, полученные предыдущим методом для цилиндрических и отшлифованных образцов неправильной формы. При этом разброс в значениях объемного веса, полученных методом об-

---

\* Под разбросом пониманием отклонение значения объемного веса одних и тех же пород разных форм, определенных разными методами по отношению к значению объемного веса, определенного на образцах цилиндрической формы методом гидростатического взвешивания.

Таблица 1

Объемный вес горных пород, определенный разными методами на образцах разных форм

№ образ.	Форма образцов	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>			Разброс	Форма образцов	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>			Разброс	Форма образцов	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>			Разброс
		методы определения					методы определения					методы определения			
		гидростатическое взвешивание	обмер	денситометр			гидростатическое взвешивание	денситометр	Разброс			гидростатическое взвешивание	денситометр	Разброс	
1	Цилиндрическая	3,17	3,16	3,17	б) - 0,01; в) ± 0,01	Неправильная, отшлифованная	3,16	3,17	а) +0,01; б) - 0,01; в) ± 0,01	Неправильная, неотшлифованная	3,17	3,17	а) +0,03 - 0,04; б) ± 0,03; в) до ± 0,04		
2		2,55	2,54	2,55			2,56	2,55			2,55				
3		2,85	2,84	2,84			2,84	2,83			2,89				
5		2,27	2,26	2,27			2,27	2,27			2,27				
6		2,99	2,98	3,00			3,00	3,01			3,02				
7		2,80	2,80	2,80			2,80	2,80			2,80				
8		2,49	2,48	2,50			2,49	2,50			2,50				
9		2,84	2,84	2,83			2,84	2,83			2,84				
10		2,78	2,76	2,77			2,78	2,78			2,76				

1. Пироксенит; 2. Серпентинит аподунитовый; 3. Габбро; 5. Липаритовый порфир; 6. Габбро-пироксенит; 7. Гарцбургит; 8. Серпентинит апогарцбургитовый; 9. Гарцбургит; 10. Габбро.

мера, по сравнению с методом гидростатического взвешивания, для указанных двух форм составлял—0,01 г/см<sup>3</sup>.

Как видно, разброс имеет одностороннее значение—в сторону занижения. Причина этого явления кроется в возможности более точного определения объема образцов методом гидростатического взвешивания, по сравнению с замером объема того же образца с помощью штангенциркуля.

Этого нельзя сказать для образцов неправильной формы с поверхностями естественного скола, так как разброс в данном случае имеет противоположные значения и составляет ±0,03 г/см<sup>3</sup>.

Исходя из приведенных данных, значения объемного веса образцов цилиндрической и отшлифованной неправильной формы, определенные методами гидростатического взвешивания и обмера, можно практически считать однозначными, с колебанием ±0,01 г/см<sup>3</sup>. А для образцов неправильной формы с поверхностями естественного скола колебание, со значением ±0,03 г/см<sup>3</sup>, выходит за пределы допустимого и результаты по интересующему нас параметру не могут быть приемлемы.

Таким образом, большая точность результатов определения объемного веса по отшлифованным образцам пород очевидна. Следовательно, вышеуказанное относительно технических возможностей выбора образцов и приведенный анализ результатов убедительно свидетельствуют о рациональности определения объемного веса пород методом гидростатического взвешивания только с применением отшлифованных образцов весом от 50 до 150 г.

При денситометрическом методе измерения, величины объемного веса (плотности), определенные на образцах цилиндрической и неправильной формы с отшлифованными поверхностями, сходны; разброс опять составляет  $\pm 0,01$  г/см<sup>3</sup>, а по образцам неправильной формы с поверхностью естественного скола разброс в величине плотности варьирует в пределах  $\pm 0,01—0,04$  г/см<sup>3</sup>.

Проведенный анализ применимости рассмотренных методов свидетельствует также о закономерности совпадения значений объемного веса (однотипные породы, образцы разной формы), определенных методом гидростатического взвешивания и с помощью денситометра.

Таким образом, результаты определения плотности скальных горных пород, полученные с помощью денситометра, еще раз подтверждают целесообразность применения для этой цели отшлифованных образцов неправильной формы и небольших размеров.

Сравнивая значения интересующего нас параметра, полученные тремя разными методами, можно отметить, что всеми методами для отшлифованных образцов (цилиндрической и неправильной формы) получены однозначные результаты с разбросом  $\pm 0,01$  г/см<sup>3</sup>, что вполне допустимо.

Для образцов неправильной формы с поверхностью естественного скола значения объемного веса, полученные всеми тремя методами, также сходны, однако, разброс значений в этом случае достигает  $\pm 0,05$  г/см<sup>3</sup>.

Следовательно, при определении объемного веса (плотности) скальных горных пород надо отказаться от образцов неправильной формы с поверхностями естественного скола (любых размеров). В противоположность этому, наиболее выгодной формой по всем методам, являются отшлифованные образцы неправильной формы (при наличии образцов цилиндрической формы, безусловно, можно использовать их).

Что касается выбора методики, то исходя из анализа приведенных данных и опыта геофизических работ, наиболее целесообразным надо считать денситометрический метод определения плотности скальных горных пород. Данный метод обладает рядом преимуществ, из которых наиболее важными являются точность, отсутствие фактора субъективности, относительно высокая производительность и портативность прибора.

Как видно из вышеизложенного материала, результаты, полученные нами, подтверждают высокую точность работы денситометра.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 7.VII.1968.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Дахиов В. Н., Кобранова В. Н. Петрофизика, ее значение для настоящего и будущего геологии. «Советская геология», № 9, 1965.
2. Дортман Н. Б., Васильева В. И. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. Изд. «Недра», 1964.
3. Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. Гостоптехиздат. М., 1962.
4. Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и

- полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, М., 1962.
5. Орлова А. В., Томсон И. Н., Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. Изд. Недра, М., 1964.
  6. Турчанов И. А., Медведев Р. В., Панин В. И. Современные методы комплексного определения физических свойств горных пород. Изд. Недра, Л., 1967.

УДК 551.432

РЕФЕРАТ

Տ. Ս. ԳԵՎՈՐԳՅԱՆ

ՋԵՎԱԶԱՓԱԿԱՆ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅՈՒՆ ԳԵՏԻԿԻ ԱՎԱԶԱՆՈՒՄ, ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՇԱՐԺՈՒՄՆԵՐ ԵՎ ՄՈՐՖՈՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆԵՐ ՎԵՐ ՀԱՆԵԼՈՒ ՆՊԱՏԱԿՈՎ

Ռելիեֆի բաղաձայնի ձևերն իրենց ծագումով սերտորեն կապված են նորագույն տեկտոնական շարժումների և երկրաբանական կառուցվածքների հետ: Այդ կապը բացահայտելու գործում կարևոր նշանակություն ունի նաև ձևաչափական (մորֆոմետրիական) մեթոդի կիրառումը: Այդ նպատակով մեր կողմից ձևաչափական վերլուծության ենթարկվեց Գետիկի ավազանի բարդ, ծալքաբեկորային ռելիեֆը, որը հնարավորություն տվեց ավազանում անջատելու մի շարք մորֆոստրուկտուրաներ տեկտոնական շարժումների տարբեր նշաններով: Մորֆոստրուկտուրաներից մի քանիսը համընկնում են երկրաբանական կառուցվածքի հետ, որոնք վեր են հանվել երկրաբանական և գեոմորֆոլոգիական տվյալներով, իսկ մի մասը բացահայտվում են առաջին անգամ: Ընդհանուր առմամբ Գետիկի ավազանի վերին և միջին մասերը նեոգենում իրենցից ներկայացրել են միջլեռնային մի գոգավորություն, Արեգունու և Միափորի լեռնաշղթաների միջև, որը հետագայում վերակառուցվել է և բարդեցվել տեկտոնական խզման գծերով պայմանավորված դիֆերենցված շարժումներով:

Ձևաչափական վերլուծության հիման վրա այստեղ հնարավոր է անջատել Միափորի միաթեք բարձրացումը ռելիեֆի շրջված տիպով (կատարային մասում), Կիրկիտ-դաղի և Սոյուխ-բուլաղի անտիկլինալին դմբեթաձև բարձրացումները, Քաշաթաղի և Գոշի անտիկլինալին ինտենսիվ բարձրացումները, Կրասնոսելսկի և Ստորին Գետիկի սինկլինալային կառուցվածքի հարաբերական իջեցումները, Փուլաղի և Բարիբերի հարաբերական իջեցումները ռելիեֆի շրջված տիպով:

Միափորի միաթեք բարձրացումը հարևան Կրասնոսելսկի սինկլինալ գոգավորությունից անջատվում է մի լայնակի խոշոր վերնետվածքով, որին տարբեր անկյունների տակ հատում են մի շարք տեկտոնական խզման գծեր, բեկորահատելով Միափորի և Արեգունու լեռնաշղթաները: Նրանցով անջատված բեկորները ենթարկվել են դիֆերենցված տեկտոնական շարժումների: Արեգունու լեռնաշղթան Ջան-Թափա լեռնազանգվածից մինչև Քաշաթաղ ունի ռելիեֆի ուղիղ տիպ, անտիկլինալի առանցքը անցնում է լեռնաշղթայի կատարային մասով: Գենետիկորեն այլ կառուցվածք ունի լեռնաշղթայի արևմտյան մասը, որը բնութագրվում է ռելիեֆի շրջված տիպով, վերակառուցված Փուլաղ և Բարիբեր գետերի վերին ավազանում նախկինում գոյություն ունեցող մի ընդարձակ սինկլինալային ճկվածքից: Վերջինս ընդգրկում էր նաև Դրախտիկ (Թոխուլա) գետի վերին ավազանը, հասնելով մինչև Արտանիշի լճախորշը: Այս իջվածքի առանցքային ճառի մորֆոմետրիական առանձնահատկությունները

որոշակիորեն ցույց են տալիս մի խոշոր խզվածքի (վերնետվածքային բնույթի) առկայությունը: Ավելի ուշ իջվածքը դասարում է գոյություն ունենալուց Առյուխ-բուլաղի և Կիրակիտ-գաղի գմբեթաձև բարձրացումների հետևանքով: Ըրկրակեղևի բարձրացման հետ զուգընթաց, Փոլաղ և Բարիբեր գետերի ստորին հոսանքների շրջանում տեղի է ունենում գետերի «հափշտակում» Գետիկի կողմից:

Գ. Ս. Անանևի կողմից առաջարկված բարձրացման ամպլիտուդայի մեծությունը որոշող բանաձևով հաշվել ենք Գետիկի ենթաավազանի բարձրացման ամպլիտուդան և բարտեղագրել այն: Գետիկի ավազանում առավել բարձրացման է ենթարկվել Միափորի լեռնաշղթայի կենտրոնական և արևմտյան մասերը (2000 մ և ավելի), Փոլաղ գետի ավազանը (1500—2000 մ), Արեգունու լեռնաշղթան (1000—1500 մ), իսկ բարձրացման համեմատաբար փոքր ամպլիտուդաներ ունեն Կրասնոսելսկի գոգավորությունը (500 մ), Բարիբեր գետի ավազանը (500—1000 մ) և այլն:

А. Т. МИКАЕЛЯН

## К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ШЛАКОВ КАК ПОРИСТЫХ ЗАПОЛНИТЕЛЕЙ В СВЯЗИ С ИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ

Вулканические шлаки встречаются в трех петрографических составах: близкие к базальтам андезито-базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые.

Одной из характерных петрографических особенностей шлаков, определяющей их физико-механические свойства, являются текстурные различия обломков и их распределения в зависимости от петрографического состава. В шлаковых постройках, близких к базальтам андезито-базальтового состава, преобладающее распространение имеют обломки шлаковой (шлако-пористой) и мелкопористой (базальтового типа) текстуры; в андезито-базальтовых—обломки крупнопористой (средне-крупнопористой) и среднепористой текстуры; в андезитовых—обломки волокнисто-пористой (волокнисто-шлаковой) и мелкопористой (андезитового типа).

Средние значения объемных весов обломков—образцов по текстурным признакам колеблются в интервале от 0,68 до 1,13 г/см<sup>3</sup>; наименьшие значения имеют обломки крупнопористой и волокнистопористой текстуры.

Наибольшие средние значения общей пористости (оно колеблется от 56,6 до 74,3%) отмечаются у обломков крупнопористой текстуры, наименьшие—у обломков шлаковой текстуры и агглютинатов.

Наименьшую изменчивость общей пористости показывают обломки крупнопористой текстуры (она колеблется от 4,1 до 14,2%).

С увеличением кислотности шлаков средние значения насыпных

объемных весов фракции шлаков с диаметром обломков свыше 5 мм заметно уменьшаются (оно колеблется от 377 до 716 кг/м<sup>3</sup>).

Средние значения объемных весов фракции диаметром зерен свыше 5 мм колеблются от 0,67 до 1,21 г/см<sup>3</sup> (уменьшаются с увеличением кислотности шлаков).

При колебании общей пористости фракции диаметром зерен свыше 5 мм—от 43,2 до 76% средние значения составляют от 57,0 до 73,5%. С увеличением кислотности шлаков средние значения общей пористости увеличиваются.

В общем плане с увеличением кислотности шлаков коэффициенты вариации общей пористости уменьшаются (колеблется от 2,8 до 14,3%), отмечая тем самым меньшую изменчивость шлаков андезитового состава.

По степени заполнения пор после 4 часов кипячения (принудительное водопоглощение) обломки-образцы по текстурным признакам разделяются на три группы: обломки со степенью заполнения пор более 90% (обломки крупнопористой, средне-крупнопористой, шлаковой, шлакопористой текстуры и агглютинаты), от 80 до 90% (обломки мелкопористой, мелко-среднепористой и среднепористой текстуры) и меньше 80% (обломки волокнисто-пористой текстуры). При этом объемы пор, оставшихся незаполненными водой, колеблются от 1,5 до 15,6% (сравнительно высокие значения отмечаются в обломках мелкопористой, мелко-среднепористой и волокнисто-пористой текстур).

С уменьшением количества пор больших диаметров уменьшается объем опорожненных поровых пространств и увеличивается объем незаполненных водой поровых пространств.

После 1 часа свободного водопоглощения, коэффициенты насыщения составляют от 0,33 до 0,47, после 48 часов—от 0,51 до 0,63, после 45 суток—от 0,51 до 0,76.

Средние значения степени заполнения пор фракции с диаметром зерен свыше 5 мм шлаков после 12 суток свободного водопоглощения заметно уменьшаются от основных шлаков (65,5%) к андезитовым (45,1%).

Изучение свободного водопоглощения после 12 суток фракции диаметром зерен свыше 5 мм в зависимости от общей пористости показало, что в общем плане увеличение значения общей пористости почти не приводит к увеличению объема пор, заполненных водой. При общей пористости от 49 до 54% объем заполненных водой пор составляет 32—39%, при общей пористости от 62 до 73%—от 33—41%. С увеличением общей пористости обнаруживается увеличение объема пор, незаполненных водой.

Прочность при сжатии образцов неправильной формы (диаметром от 2,0 до 5,0 см) в естественном состоянии колеблется от 0,6 до 132 кг/см<sup>2</sup> (разрушающаяся нагрузка часто находится в пределах от 30 до 1000 кг).

При одинаковых размерах обломков прочность при сжатии увеличивается в зависимости от текстурных признаков по следующей после-

довательности: волокнисто-пористая — крупнопористая — среднепористая—шкаловая (шлако-пористая)—мелкопористая.

С увеличением размеров обломков прочность их сокращается и особенно резко понижается, начиная с 3,0—3,5 см диаметра.

На шлаках, близких к базальтам андезито-базальтового состава (с насыпным объемным весом щебня от 650 до 885 кг/м<sup>3</sup>), в которых преобладают обломки шлаковой (шлако-пористой) и мелкопористой (базальтового типа) текстуры, получаются бетоны высокой прочности (от 100 до 200 кг/см<sup>2</sup>) с объемным весом в сухом состоянии от 1600 до 1800 кг/м<sup>3</sup>, при расходе цемента от 200 до 350 кг/м<sup>3</sup> (могут быть использованы для конструктивных целей).

Сравнительно большие капиллярные силы в указанных текстурных типах обломков обуславливают меньшую зависимость водопоглощения от их размеров и делают легкорегулируемым в/ц отношения.

Предпочтительно крупный заполнитель из шлаков, близких к базальтам андезито-базальтового состава применять в бетоне в размере 20—40 мм.

На шлаках андезито-базальтового состава (с насыпным объемным весом щебня от 450 до 750 кг/м<sup>3</sup>), в которых преобладают обломки среднепористой (средне-крупнопористой) и крупнопористой текстур, можно получить бетоны прочностью от 50 до 150 кг/см<sup>2</sup>, объемным весом от 1000 до 1600 кг/м<sup>3</sup> (могут быть использованы для конструктивных и теплоизоляционно-конструктивных целей).

Большое водопоглощение и водоотдача этих обломков затрудняют регулирование в/ц отношения. Указанные обломки будут больше употреблять цементного теста.

Продолжительное перемешивание смеси приводит как к разрушению тонких перегородок, так и к потере цементного теста, что нарушает пропорции расхода материалов.

Предпочтительно крупный заполнитель из шлаков андезито-базальтового состава применять в бетоне в размере 5—20 мм.

На шлаках андезитового состава (с насыпным объемным весом щебня от 350 до 500 кг/м<sup>3</sup>), в которых преобладают обломки волокнисто-пористой (волокнисто-шлаковой) и мелкопористой (андезитового типа) текстуры, получаются бетоны прочностью от 10 до 100 кг/см<sup>2</sup> с объемным весом в сухом состоянии от 600 до 1300 кг/м<sup>3</sup>, при расходе цемента от 150 до 400 кг/м<sup>3</sup> (могут быть использованы для теплоизоляционных и конструктивно-теплоизоляционных целей).

Наличие в взрывном продукте большого количества обломков мелкопористой текстуры (имеющих высокую прочность по сравнению с волокнисто-пористой текстурой) определяет значительную неоднородность как капиллярного потенциала, так и прочности заполнителя.

Обломки волокнисто-пористой текстуры будут больше употреблять цементного теста, чем обломки мелкопористой текстуры.

Большие различия в водопоглощении и водоотдачи обломков волок-

нисто-пористой текстуры по отношению к обломкам мелкопористым, очевидно, будут влиять на регулирование в/ц отношения.

В бетоне предпочтительно в качестве крупного заполнителя применять шлаки размером 5—20 мм.

Управление Геологии  
Совета Министров Арм. ССР

Поступила 2.XII.1968.

**Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ**

\* Реферат печатается вторично. Прим. ред.



АЖ 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 4 том XXII 1969

СОДЕРЖАНИЕ

Л. А. Авакян Выдающийся геолог-педагог . . . . . 3

Т. А. Джрбашян Стратиграфическое расчленение верхнетретичных отложений При-  
ереванского района и некоторые данные об их нефтеносности . . . . . 12

А. Г. Мидян Ртутносность территории Армянской ССР и некоторые закономер-  
ности размещения ртутных проявлений и ореолов рассеяния киновари . . . . . 18

Б. М. Меликсетян К геохимии молибдена, олова и вольфрама в щелочных породах  
Армянской ССР . . . . . 26

А. И. Карапетян, М. Х. Атабекян О возрасте и генезисе орудения Ме-  
градзорского золоторудного месторождения Армянской ССР . . . . . 40

И. Х. Петросов, П. П. Цамерян Петрография и минералогия бентонитовых глин  
Ноемберянского месторождения (Армянская ССР) . . . . . 50

В. Г. Кочарян Этапы формирования и классификация разрывных нарушений се-  
верной части монзонитового интрузива Мегринского плутона . . . . . 60

А. З. Алтунян К вопросу о структуре Шамлугского медного месторождения . . . . . 73

Л. Н. Зограбян, Ф. С. Геворкян «Энергия рельефа», ее картирование и значение  
в процессе эрозии . . . . . 79

Г. Б. Григорян О структуре высотной поясности ландшафтов Зангезура . . . . . 86

Научные заметки

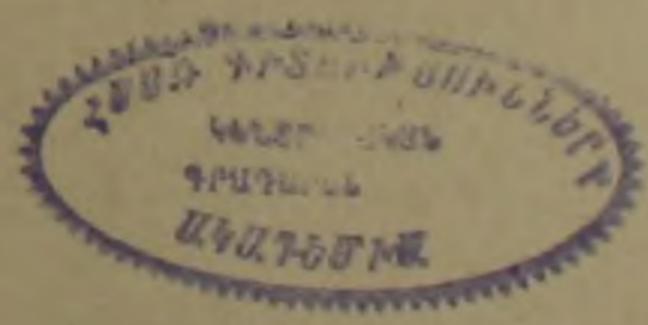
С. У. Вартанян, Л. С. Меликян Результаты сравнительного анализа методов опре-  
деления плотности скальных горных пород . . . . . 93

Рефераты

Ф. С. Геворкян Морфометрический анализ в бассейне р. Гетик с целью выявления  
неотектонических движений и морфоструктур . . . . . 98

А. Т. Микаелян К характеристике вулканических шлаков как пористых заполни-  
телей в связи с их петрографическими особенностями . . . . . 99

ПА-11716



Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Լ. Ա. Ավագյան Ականավոր երկրաբան-մանկավարժը . . . . .	3
Տ. Ա. Զրբաշյան Մերձերևանյան շրջանի վերին երրորդական հասակի նստվածքների շերտագրական ստորաբաժանումը և որոշ տվյալներ նրանց նավթաբերության վերաբերյալ . . . . .	12
Ա. Գ. Մյուրյան Հայկական ՍՍՀ տերիտորիայի սնդիկաբերությունը և սնդիկի երևակումների ու կինովարի շրջապսակների տեղաբաշխման որոշ օրինաչափությունները . . . . .	18
Բ. Մ. Մելիքսեթյան Հայկական ՍՍՀ ալկալային ապարներում մոլիբդենի, անագի և վոլֆրամի գեոքիմիայի վերաբերյալ . . . . .	26
Ա. Ի. Կուրապետյան, Մ. Խ. Աբաբեկյան Հայկական ՍՍՀ Մեղրաձորի ոսկու հանքավայրի հանքայնացուման հասակի և գենետիկական կապի մասին . . . . .	40
Ի. Խ. Պետրոսով, Պ. Պ. Մամբեյան Նոյեմբերյանի հանքավայրի բենթոնիտային կավերի պետրոգրաֆիան և միներոլոգիան . . . . .	50
Վ. Գ. Քոչարյան Մեղրու պլուտոնի մոնցոնիտային ինտրուզիվի հյուսիսայան մասի խզումնային խախտումների դասակարգումը և ձևավորման փուլերը . . . . .	60
Ա. Զ. Ալբունյան Շամլուղի պղնձի հանքավայրի ստրուկտուրայի հարցի վերաբերյալ . . . . .	73
Լ. Ն. Զոհրարյան, Ֆ. Ս. Գևորգյան «Ռելիեֆի էներգիան», նրա ըարտեղագրումը և նշանակությունը էրոզիայի պրոցեսում . . . . .	79
Գ. Բ. Գրիգորյան Զանգեզուրի լանդշաֆտների ուղղաձիգ գոտիականության ստրուկտուրայի մասին . . . . .	86

Դիտական նոթեր

Ս. Ոս. Վաղանյան, Լ. Ա. Մելիքյան Ժայռային լեռնային ապարների խտության որոշման մեթոդների համեմատական վերլուծության արդյունքները . . . . .	93
--	----

Ուեֆերառներ

Ֆ. Ս. Գևորգյան Զևաչափական վերլուծություն Գետիկի ափագանում, նորագույն տեկտոնական շարժումներ և մորֆոստրակտուրաներ վեր հանելու նպատակով . . . . .	98
Ա. Տ. Միխայելյան Որպես ծակոտկեն լցոններ, հրաբխային խարամների բնութագրի շուրջը, կապված նրանց պետրոգրաֆիական առանձնահատկությունների հետ . . . . .	99