

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԼԵԳԻԱ

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

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

Պատասխանատու քարտուղար 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,

ԳԱՔՐԻՆԵԼՅԱՆ Ա. Ն., ՄԱՂԱՔՅԱՆ Հ. Գ., ՎԱԼԵՍՅԱՆ Լ. Ն.

Վ. Ի. ԼԵՆԻՆԸ ԵՎ ՍՍՀՄ ԲՆԱԿԱՆ ՌԵՍՈՒՐՍՆԵՐԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒՄԸ

Չափազանցություն չի լինի ասել, որ բնական ռեսուրսներն ու առաջին հերթին լեռնահանքային արդյունաբերության, մետաղագործության ու էներգետիկայի զարգացումը կանխորոշող հանքային հումքը, չափանիշ են հանդիսանում երկրի հարստության, հզորության ու անկախության: Այսօր, երբ ողջ աշխարհի առաջադեմ մարդկությունը նշում է Մեծ հեղափոխական ու գիտության կորիֆեյ, կոմունիստական կուսակցության ու Սովետական պետության հիմնադիր Վ. Ի. Լենինի ծննդյան 100-ամյակը, մենք առանձնահատուկ գոհունակությամբ ենք նշում այն ականավոր դերը, որ խաղաց Վ. Ի. Լենինը մեր Հայրենիքի բնական ռեսուրսների ուսումնասիրման ու յուրացման գործում:

Վ. Ի. Լենինի գլխավորած Ժողկոմխորհի առաջին իսկ քայլերն ուղղված էին քայքայված լեռնահանքային ձեռնարկությունների վերականգնման գործին: Արդեն 1918 թ. ապրիլին Լենինը մշակում ու ներկայացնում է իր հայտնի «Գիտատեխնիկական աշխատանքների պլանի ուրվագիծը», որտեղ նա ընդգծում է գիտության ու ժողովրդական տնտեսության նոր փոխհարաբերությունները:

Վ. Ի. Լենինը իրեն հատուկ հեռատեսությամբ մասնավորապես գրում է՝ «Գիտությունների Ակադեմիային, որն սկսել է Ռուսաստանի բնական արտագրողական ուժերի սիստեմատիկ ուսումնասիրությունն ու հետազոտությունը, ժողովրդական տնտեսության գերագույն խորհրդի կողմից պետք է տալ հետևիլյալ հանձնարարությունը:

Մասնագետներից կազմել մի շարք հանձնաժողովներ, Ռուսաստանի արդյունաբերության վերակազմության և տնտեսական վերելքի պլանը հնարավորության չափ ավելի արագ մշակելու համար:

Այդ պլանի մեջ պետք է մտնի.

Արդյունաբերության ռացիոնալ տեղաբաշխումը Ռուսաստանում հումքի մոտիկության և աշխատանքի ամենանվազագույն կորստի հնարավորության տեսակետից՝ հումքի վերամշակությունից կիսաֆաբրիկատների վերամշակման բոլոր հաջորդական աստիճաններին անցնելիս ընդհուպ մինչև պատրաստի արդյունքի ստացումը:

Ներկայիս Ռուսաստանի Սովետական հանրապետության համար (առանց Ուկրաինայի և առանց գերմանացիների գրաված մարզերի) հումքի և արդյունաբերության բոլոր ամենագլխավոր տեսակները ինֆնուրույնաբար մատակարարելու հնարավորության առավելագույն ապահովում:

Առանձին ուշադրություն դարձնել արդյունաբերության և տրանսպորտի էլեկտրիֆիկացիային և էլեկտրականության կիրառմանը հողագործության մեջ»:

Պլանի այս հիմնական դրույթները հսկայական նշանակություն ունեցան գիտական հետազոտությունները ու ժողովրդական տնտեսությունը ճիշտ ուղիներով զարգացնելու գործում: Նրանք, ի վերջո, վճռական գործոն հանդիսացան երիտասարդ սովետական հանրապետությունը մեկուսացնելու և խեղդելու ձրգ-

1 Վ. Ի. Լենին, Ընտիր երկեր, հ. 2, Երևան, 1963, էջ 795—796:

ստող հակահեղափոխութեան և ինտերվենտների ուժերի դեմ հաղթանակի ապահովման համար:

Բնորոշ է, որ Վ. Ի. Լենինը այդ աշխատանքները դիտում էր իբրև Ռուսաստանյան գիտութիւնների ակադեմիային կից դեռ 1915 թ. ստեղծված Բնական արտադրողական ուժերի ուսումնասիրման հանձնաժողովի (ԲԱՈՒԶ) գործունեության շարունակութիւնը: Այդ հանձնաժողովում աշխատում էին այնպիսի անվանի գիտնականներ, ինչպես Ա. Կարպինսկին, Ն. Անդրուսովը, Ա. Ֆերսմանը, Ն. Կուրնակովը՝ հայրենիքին նվիրված գործիչներ, որոնք անվերապահորեն անցել էին ժողովրդի ու Սովետական հանրապետության կողմը:

ԲԱՈՒԶ (հետագայում ԱՈՒՈՒԻ՝ արտադրողական ուժերի ուսումնասիրման խորհուրդ) ի կատարումն ու զարգացումն հեղափոխութեան առաջնորդի հանձնարարականների, ստեղծում է մի շարք հատուկ խմբեր ու մասնագիտացված ինստիտուտներ՝ երկրաբանութեան, աշխարհագրութեան, ջրաերկրաբանութեան, հողագիտութեան, ֆիզիկայի, քիմիայի ու այլ բնագավառների գծով, որոնք եռանդուն կերպով ձեռնամուխ են լինում Վ. Ի. Լենինի մշակած պլան-ուրվագծի իրագործմանը:

Հանրահայտ է, օրինակ, այն հսկայական ուշադրութիւնը, որ Աշխատանքի ու պաշտպանութեան խորհուրդը (ԱՊԽ) Վ. Ի. Լենինի գլխավորութեամբ սկսած 1918—1919 թվականներից, նվիրում էր երկրի ընդերքի հարստութիւնների ուսումնասիրմանն ու յուրացմանը, մասնավորապես Կուրսկի մագնիսական անոմալիայի հետախուզմանը, որտեղ ներկայումս հայտնաբերված են աշխարհի խոշորագույն երկաթի պաշարները:

1922 թ. ապրիլի 5-ին Վ. Ի. Լենինը գրում է իր տեղակալներին՝ «Ձեռն ուշադրութիւնն եմ հրավիրում Կուրսկի մագնիսային անոմալիայի ուսումնասիրման աշխատանքների սրտակարգ կարևորութեան վրա... Ես շատ եմ վախենում, որ այդ գործը կատարեն առանց մեծ եռանդի»:

Բանն այն է, որ Սովետական կարգերի հաստատումից անմիջապես հետո, երբ Ռուսաստանի արդյունաբերութիւնը իմպերիալիստական և ասյա քաղաքացիական պատերազմների հետևանքով քայքայված էր, Վ. Ի. Լենինը հումքային սրտբլեմը բնորոշեց որպես կարևորագույններից մեկը, որի լուծումը անհրաժեշտ է սոցիալիստական կարգերի զարգացման ու ամրապնդման համար:

Վ. Ի. Լենինը, որպես իմաստուն պետական գործիչ, բազմիցս ընդգծում էր երկաթի ու գունավոր մետաղների ձուլման, նավթի ու քարածխի արդյունահանման, հիդրոէներգետիկ ռեսուրսների օգտագործման անհրաժեշտութիւնը, ծանր արդյունաբերութեան ու էներգետիկայի զարգացման կարևոր դերը:

Վ. Ի. Լենինը ակտիվ մասնակցութեամբ 1920-1921 թթ. կազմվում է ԳՈՒԷԼՐՈՒ-ի պլանը՝ երկրի էլեկտրիֆիկացման գլխավոր ծրագիրը, որը հսկայական նշանակութիւն ունեցավ երկրի էկոնոմիկայի ինդուստրիալ հիմքի վրա վերակառուցման համար: Կատարելով հատկապես մեծ առաջնորդի պատգամները, Սովետական Միութիւնը այժմ դարձել է հզոր ինդուստրիալ պետութիւն, որն առաջին տեղն է զբաղում աշխարհում երկաթի ու մանգանի հանքանյութերի և քարածխի հանույթով, առաջատար տեղերից մեկը՝ սոցիալատի ու գունավոր մետաղների, նավթի ու բնական գազի, ինչպես նաև էլեկտրաէներգիայի արտադրութեամբ:

Ժողովրդական տնտեսութեան զարգացման համար մեծ նշանակութիւն ունեցավ Պետպլանի ստեղծումը 1921 թ. (Լենինի 21/2-ի ստորագրված դեկ-

րեսոր), իսկ մի փոքր ավելի ուշ՝ Կենտրոնական առնիթեր Տնտեսական շրջանացման հանձնաժողովի ստեղծումը, որը գլխավորեց Մ. Ի. Կալինինը:

Հիշենք, որ դեռ անցյալ դարի վերջին «Կասիտալիզմի զարգացումը Ռուսաստանում» գրքում, Վ. Ի. Լենինը շեշտում էր սոցիալ-տնտեսական հետազոտություններում շրջանային մոտեցման նշանակությունը և մշակել էր Ռուսաստանի տնտեսական շրջանացումը: Նա ամենօրյա մեծ ուշադրություն էր նվիրում շրջանացման հանձնաժողովի աշխատանքներին:

Հանձնաժողովը մշակեց «Ռուսաստանի տնտեսական շրջանացման հարցի շուրջը» թեզիսները, որոնք ստացան Վ. Ի. Լենինի հավանությունը: Այնտեղ նշվում էր, որ նման շրջանացումը հնարավորություն կտա փոխադարձ սերտ կապ հաստատել բնական ռեսուրսների, բնակչության համությունների, նախորդ մշակույթների կուտակած արժեքների, նորագույն տեխնիկայի միջև և այդպիսով, ստանալ լավագույն արտադրական համակցություն (կոմբինացիա):

Կուսակցության 11-րդ համագումարում (մարտ-ապրիլ 1922 թթ.) Վ. Ի. Լենինը գոհունակությամբ հայտարարում է, որ այժմ Ռուսաստանի բաժանումը մարզային շրջանների կատարված է գիտական հիմքի վրա: Հաշվի առնելով տնտեսական, վառելիքային, կլիմայական, կենցաղային, արտադրական և ուրիշ պայմանները:

Ի կատարումն մեծ Լենինի պատգամները, կուսակցության նոր ծրագրում ու ՍՄԿԿ 23-րդ համագումարի որոշումներում առաջ են քաշված նոր վիթխարի խնդիրներ երկրի հանքա-հումքային բաղաչի ընդարձակման, արդյունաբերության ու գյուղատնտեսության զարգացման ուղղությամբ:

Կյանքը նոր կարևոր խնդիրներ է դնում երկրի մասին գիտությունների առաջ: Երկրաբանության բնագավառում առավել ակտուալ են այնպիսի պրոբլեմները, ինչպիսիք են երկրակեղևի խորքային ու վերին թիկնոցի (մանթիայի) ուսումնասիրումը, գեոֆիզիկական, գեոքիմիական և ժամանակակից այլ մեթոդների լայն կիրառումը, փորձարարական աշխատանքների, բարձր ճնշումների ու ջերմաստիճանների պայմաններում մազմաառաջացման ու հանքառաջացման երկրաբանական պրոցեսների մոդելացման աշխատանքների զարգացումը:

Աշխարհագրագետների կարևորագույն խնդիրն է ուժեղացնել հանրապետության բնական ռեսուրսների ու պայմանների գնահատման ու ռացիոնալ օգտագործման գիտական հիմունքների մշակումը, ուսումնասիրել տնտեսական շրջանների ու արտադրական, տերիտորիալ կոմպլեքսների ձևավորման ու զարգացման օրինաչափությունները՝ կատարելով համապատասխան գիտական կանխագուշակումներ: Անհրաժեշտ է առանձնահատուկ ուշադրություն դարձնել քարտեզագրական ու մաթեմատիկական մեթոդների ավելի լայն կիրառությանը աշխարհագրական հետազոտությունների մեջ:

Մեր՝ Հայկական Սովետական Հանրապետության համար, որտեղ 1920 թ. նոյեմբերին հաղթանակեց սովետական իշխանությունը, մեծ Լենինի նախագծումների իրականացումը ունեցավ վիթխարի նշանակություն: Անդադար պատերազմների ու արշավանքների հետևանքով ավերված Հայաստանը, նրա բազմաշարժար, ֆիզիկական բնաջնջման եզրին հասած ժողովուրդը հիսունամյա պատմական ժամանակամիջոցում (1920—1970 թթ.) ապրեց իր վերածնունդը: Ժամանակակից Հայկական ՍՍՀ, Սովետական Միության տասնհինգ իրավահավասար հանրապետություններից մեկը, դարձել է ինդուստրիալ երկիր՝

բուն զարգացող արդյունաբերությամբ, դյուղատնտեսությամբ, բարձր կուլտուրայով: Ուսումնասիրվում ու յուրացվում են հանրապետության հանքային հարստությունները, և հումքի այնպիսի կարևոր տեսակներ, ինչպիսիք են պղինձը, մոլիբդենը, ալյումինի հումքը, երկաթը, ոսկին, շինանյութերը, բենտոնիտը, և այլն ունեն համամիութենական նշանակություն: Արագ զարգանում է մեր կներգետիկան, որտեղ բացի ջրաէներգետիկ ռեսուրսների լայն օգտագործումից (մասնավորապես հիդրոէլեկտրոկայանների Սևան-Հրազդանի ու Որոտանի համակարգերը) կարևոր դեր կխաղան ջերմաէլեկտրական ու ատոմային կայանները:

Հայաստանի գիտությունների ակադեմիան, ստեղծված 1943 թ., ընդգրկում է մինչև 30-գիտա-հետազոտական ինստիտուտներ, որոնք լուծում են լուրջ գիտական պրոբլեմներ: 12 բուհերում, այդ թվում Երևանի պետական համալսարանում ու պոլիտեխնիկական ինստիտուտում սովորում են ավելի քան 50 հազար ուսանողներ, որոնք բարձրորակ մասնագետներ կդառնան ժողովրդական տնտեսության բոլոր ճյուղերի համար:

Նշելով մեծ կենսի ծննդյան 100-ամյակը, ԳԱ «Գիտություններ Երկրի մասին» բաժանմունքի գիտնականները հավաստիացնում են, որ բոլոր ուժերն ու գիտելիքները կնվիրեն մեր երկրագնդի ուսումնասիրմանը, Սովետական Միությունում կոմունիզմի նյութատեխնիկական բազայի ստեղծմանը:

Հայկական ՍՍՀ ԳԱ

«Գիտություններ Երկրի մասին» բաժանմունք

Ստացվել է 14.111 1970 թ.

Л. А. ВАЛЕСЯН, А. А. ГАБРИЕЛЯН, И. Г. МАГАКЬЯН

В. И. ЛЕНИН И ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ СССР

Не будет преувеличением сказать, что природные ресурсы и, прежде всего, минеральное сырье, определяющее развитие горнорудной промышленности, металлургии и энергетики, являются мерилем богатства, могущества и независимости страны.

Сейчас, когда все передовое человечество отмечает знаменательную дату — столетие со дня рождения великого революционера и корифея науки, основателя коммунистической партии и Советского государства — Владимира Ильича Ленина, нельзя не сказать о той огромной роли, которую сыграл В. И. Ленин в деле изучения и освоения природных ресурсов нашей Родины.

Первые же шаги деятельности Совнаркома, руководимого В. И. Лениным, были направлены на восстановление разрушенных горнорудных предприятий и связанных с ними металлургических и металлообрабатывающих заводов. Уже в апреле 1918 года Ленин представляет свой «Набросок плана научно-технических работ», в котором подчеркиваются новые черты взаимосвязи науки и народного хозяйства.

С присущей ему прозорливостью Владимир Ильич пишет, в частности: «Академии наук, начавшей систематическое изучение и обследование естественных производительных сил России, следует немедленно дать от Высшего совета народного хозяйства поручение образовать ряд комиссий из специалистов для возможно более быстрого составления плана реорганизации промышленности и экономического подъема России.

В этот план должны входить:

Рациональное размещение промышленности в России с точки зрения близости сырья и возможности наименьшей потери труда при переходе от обработки сырья ко всем последовательным стадиям обработки полуфабрикатов вплоть до получения готового продукта.

Наибольшее обеспечение теперешней Российской Советской республике (без Украины и без занятых немцами областей) возможности самостоятельно снабдить себя всеми главнейшими видами сырья и промышленности. Обращение особого внимания на электрификацию промышленности и транспорта и применение электричества к земледелию»¹.

Эти основные положения плана имели огромное значение в деле развития научных исследований и правильного выбора путей развития народного хозяйства, наконец, они стали решающим фактором обеспечения победы над силами контрреволюции и интервентов, стремившихся блокировать и задушить молодую Советскую республику.

¹ В. И. Ленин, Полное собрание сочинений, т. 36, М., 1962, стр. 228—231.

Характерно, что В. И. Ленин намеченные им работы рассматривал как продолжение деятельности созданной при Российской Академии наук еще в 1915 году Комиссии по изучению естественных производительных сил (КЕПС), в составе которой работали такие выдающиеся ученые, как А. Карпинский, Н. Андрусов, А. Ферсман, Н. Курнаков—патриоты, безоговорочно вставшие на сторону народа и Советской республики.

КЕПС (впоследствии СОПС — совет по изучению производительных сил) в развитии и во исполнение программы вождя революции создает ряд специальных групп и специализированных институтов (в области геологии, географии, гидрогеологии, почвоведения, физики, химии и др.), которые энергично берутся за решение задач, поставленных планом — наброском В. И. Ленина.

Известно, например, то огромное внимание, которое уделял, уже начиная с 1918—1919 гг. Совет труда и обороны (СТО), возглавляемый В. И. Лениным, изучению и освоению минеральных богатств недр и, в частности, изучению и разведке Курской магнитной аномалии, где ныне выявлены крупнейшие в мире запасы богатых железных руд. 5/IV—1922 г. В. И. Ленин пишет своим заместителям: «Обращаю внимание на исключительную важность работ по обследованию Курской магнитной аномалии... Я очень боюсь, что это дело будет проведено без достаточной энергии».

Дело в том, что сразу же после установления Советской власти, когда промышленность России была разрушена империалистической, а затем и гражданской войнами, В. И. Ленин определил сырьевую проблему как одну из основных, решение которой необходимо для укрепления и развития социалистического строя.

В. И. Ленин, как мудрый государственный деятель, неоднократно указывал на необходимость интенсивного производства железа и цветных металлов, нефти и угля, использования гидроэнергетических ресурсов, на важную роль развития тяжелой промышленности и энергетики. При активном участии В. И. Ленина в 1920—1921 гг. был составлен план ГОЭЛРО — генеральный план электрификации страны, имевший огромное значение для преобразования экономики страны на индустриальной основе. Выполняя именно заветы великого вождя Советский Союз превратился ныне в мощную индустриальную державу, занявшую первое место в мире по добыче железных и марганцевых руд и каменного угля, одно из передовых мест по производству стали, цветных металлов, нефти и природного газа, электроэнергии.

Большое значение для развития народного хозяйства имело создание в 1921 г. (декрет от 21/II, подписанный В. И. Лениным) ГОСПЛАНА, а несколько позднее комиссии (при ВЦИК) по экономическому районированию страны (во главе с М. И. Калининым).

¹ В. И. Ленин, Полное собрание сочинений, т. 54, М., 1965 г., стр. 226—227.

Вспомним, что еще в своей работе «Развитие капитализма в России», написанной в конце прошлого века, В. И. Ленин подчеркивал значение районного подхода в социально-экономических исследованиях и сам разработал экономическое районирование России. Работе комиссии по районированию он повседневно уделял большое внимание. Комиссией были разработаны одобренные Владимиром Ильичем тезисы «К вопросу об экономическом районировании России», в которых подчеркивалось, что такое районирование даст возможность установить тесную взаимосвязь между природными ресурсами, навыками населения, ценностями, накопленными предшествующими культурами, новейшей техникой и, таким образом, получить оптимальную производственную комбинацию.

На XI съезде партии, в марте-апреле 1922 года, В. И. Ленин с удовлетворением отметил, что областное деление России произведено на научной основе с учетом экономических, топливных, климатических, бытовых, производственных и других условий.

Выполняя заветы великого Ленина, новая программа Коммунистической партии Советского Союза и решения XXIII съезда КПСС поставили перед нашим народом грандиозные задачи по расширению минерально-сырьевой базы, освоению новых природных ресурсов и развитию промышленности и сельского хозяйства страны.

Жизнь ставит новые важные задачи перед науками о Земле.

В области геологии наиболее актуальными являются такие проблемы, как: изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии, широкое применение геофизических, геохимических и других современных методов, развитие экспериментальных работ и моделирование геологических процессов магмо- и рудообразования при высоких давлениях и температурах. Не менее важными являются проблемы, разрабатываемые географическими науками и геофизикой.

Важнейшая задача географов — усилить разработку научных основ оценки и рационального использования природных условий и естественных ресурсов республики, изучить закономерности формирования и развития экономических районов и производственно-территориальных комплексов, имея ввиду разработку соответствующих научных прогнозов. Необходимо особое внимание уделить более широкому внедрению в географические исследования картографических и математических методов.

В условиях нашей республики, которая с ноября 1920 года встала на путь новой жизни, выполнение начертаний великого Ленина имело огромное значение.

За исторически короткий пятидесятилетний срок (1920—1970 гг.) Армения, разоренная в прошлом бесконечными войнами и нашествиями, с ее многострадальным народом, находившимся на грани физического уничтожения, стала индустриальной страной с бурно развивающейся промышленностью, с развитым сельским хозяйством, высокой культурой. Современная Армянская ССР — одна из пятнадцати равноправных

цветущих республик Советского Союза. Интенсивно изучаются и осваиваются ее минеральные богатства, а такие важные виды их, как медь, молибден, алюминиевое сырье, железо, золото, строительные материалы, бентониты и некоторые другие ресурсы Армении имеют общесоюзное значение.

Быстро развивается электроэнергетика республики, в которой наряду с широким использованием гидроэнергетических возможностей республики (в частности на Севан-Разданском и Воротанском каскадах ГЭС) важную роль будут играть тепловые и атомные электростанции.

Академия наук Армянской ССР, созданная в 1943 году, объединяет до 30 научно-исследовательских институтов, решающих важные научные проблемы. В 12 ВУЗ-ах, и в их числе Ереванском университете и Политехническом институте, учатся более 50 тысяч студентов, готовясь стать высококвалифицированными специалистами для всех отраслей народного хозяйства.

Отмечая знаменательную дату — 100-летие со дня рождения великого Ленина, ученые Отделения наук о Земле Академии наук Армянской ССР заявляют, что они приложат все свои силы и знания для успешного решения актуальных задач науки о нашей Земле, для создания материально-технической базы строительства коммунизма в СССР.

ОНЗ АН Армянской ССР

Поступила 14.III 1970.

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ПОЛОЖЕНИЕ АРМЕНИИ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ
КАВКАЗСКО-АНАТОЛИЙСКО-ИРАНСКОГО СЕГМЕНТА
АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ
(Историко-тектонический очерк)

Общие замечания

Армения, как географически, так и геологически, является связующим звеном между европейской и азиатской частями складчатых сооружений альпийского пояса, и для решения многих кардинальных вопросов, касающихся строения и истории развития этого пояса, она дает много ценного материала.

Вопросу тектонического районирования альпийской складчатой области, часть которой составляет рассматриваемый регион, посвящен целый ряд работ [28, 29, 31, 33, 38, 40].

Однако за последние годы эта проблема стала привлекать к себе еще больше внимания геологов в связи с появлением новых геологических данных. Этому в значительной степени способствовал большой прогресс в изучении геологии стран Малой Азии и Ближнего и Среднего Востока. Опубликованы сводные геологические карты Турции, Ирана и ряд новых работ по тектонике и региональной геологии указанных стран [22, 23, 38, 44, 46 и др.]. В свете этих новых материалов по иному следует истолковывать многие вопросы геологии рассматриваемой области, которые должны быть положены в основу ее структурно-тектонического расчленения. К ним относятся возраст доальпийского складчатого основания, значение доальпийских и, в частности, варисцийских тектонических движений в формировании альпийских структур, время заложения геосинклинальных прогибов, роль глубинных разломов в истории развития структурно-формационных зон, типы складчатости и др. Кратко остановимся на них.

Новые геологические и радиологические данные, полученные за последние годы, показывают, что в большей части Альпийско-Гималайского пояса складчатое основание имеет байкальский (рифейский) возраст. Байкальский метаморфизованный комплекс подстилает весь Антикавказ, Закавказский межгорный прогиб, а также Большой Кавказ.

На Антикавказе байкальский метаморфизованный геосинклинальный комплекс фрагментарно выступает в ядрах альпийских антиклинальных структур: Храмской, Локской, Арзаканской, Шамшадинской. В Храмском массиве он несогласно перекрыт вулканогенно-осадочными образованиями карбона, а в Зангезуре — карбонатными отложениями девона. В Иране, по данным Дж. Штёклина [44], байкальское основание резко несогласно перекрывается отложениями эокембрия (аналоги вен-

да), которые вместе с вышележащими отложениями средне-верхнего палеозоя представлены платформенными формациями.

На Большом Кавказе байкальское основание слагает значительную часть горст-антиклинория центрального Кавказа, где он перекрыт геосинклинальным палеозоем.

В Малой Азии комплекс рифейских отложений слагает значительную часть Мендересского и Киршехирского срединных массивов, а также крупных блоковых поднятий Тавра и, в частности, Битлисский массив южнее озера Ван.

Доказано широкое развитие байкальского складчатого комплекса на Балканах (Родопский, Сербо-Македонский, Пелагонийский массивы), а также на Карпатах (Мармарошский массив). Буровыми скважинами установлено, что большая часть складчатого основания Венгерских впадин также имеет верхне-протерозойский возраст. Таким образом, в настоящее время можно считать установленным, что основание Альпийских геосинклинальных складчатых сооружений Средиземноморской области в большей своей части имеет байкальский возраст, а не варисский, как считалось раньше. В связи с этим возникает вопрос о роли герцинских движений в формировании альпийских сооружений. Раньше господствовала точка зрения о крупном значении варисских движений и созданных ими складчатых сооружений в альпийском геосинклинальном поясе. По Г. Штилле, «ортогеосинклинальное пространство Европейских альпид представляет собой, таким образом, не остаточный прогиб варисского и доварисского времени, а регенерационный прогиб». По его представлениям, разница между герцинской мезоевропой и альпийской неоевропой заключается в том, что первая из них после варисского тектогенеза осталась консолидированной, а вторая, т. е. альпийская европа, была снова регенерирована в ортогеосинклинальное состояние.

Такого же мнения придерживались и многие советские тектонисты, в частности Н. С. Шатский и М. В. Муратов. Однако последний резко изменил свое мнение и в настоящее время развивает точку зрения о гораздо более важной роли байкальского основания, нежели герцинского в альпийской складчатой области [29].

Впервые правильную оценку герцинских движений в альпийской складчатой области дали А. В. Пейве и В. М. Сеницын [32]. Учитывая формационные типы палеозойских отложений, а также характер их дислокаций и степень метаморфизма, указанные исследователи высказали мнение, что средне-верхнепалеозойские и триасовые отложения Малого Кавказа характеризуются типичными чертами платформенных образований. На этом основании они считали, что «Армянская геосинклиналь и Закавказская геоантиклиналь» (В. В. Белоусов, В. Е. Хаин, Л. Н. Леонтьев) выделены без достаточных оснований. Первая из них является типичной синеклизой, а вторая — антеклизой. Эти исследователи тогда совершенно правильно предсказали, как это подтверждается сейчас, что «альпийско-гималайский подвижной пояс на большей своей

площади после рифейской консолидации, до конца палеозоя представлял стабильную область, служившую соединительным звеном между ныне разобщенными Русской, Африканской, Китайской и Индостанской платформами. Большую подвижность эта область приобрела лишь в мезозое (местами в верхнем палеозое), когда в ее пределах возникла система мощных глубинных разломов, давших начало альпийским геосинклинальным бороздам».

Точка зрения А. В. Пейве и В. М. Сеницына получила поддержку со стороны автора настоящих строк [12, 14]. Факты, подтверждающие платформенный характер развития Антикавказа в герцинском периоде (платформенный тип формаций, устойчивость фаций и мощности, отсутствие складчатых движений, а также эффузивного и интрузивного магматизма и эндогенной минерализации), приводились в наших работах. К указанным добавим следующий новый факт.

Противники концепции платформенного режима развития Антикавказа в палеозое ссылались на мощное развитие вулканизма в девоне (Зангезур, Арзаканский массив). В последние годы геологами Армении и Москвы установлены новые факты, указывающие на то, что эта вулканогенная свита (диабазовые порфириты в Зангезуре) прорывает фаунистически охарактеризованные отложения перми, и наиболее вероятный возраст ее — верхнемеловой. Много ценных данных получены по Анатолии и Ирану.

В Тавре на кристаллический комплекс байкальского основания налегают маломощные сланцы и карбонатные породы ордовика и силура, а затем следует мощная однообразная карбонатная формация, охватывающая время от девона до верхнего мела. По данным турецких геологов [22, 46], средне-верхнепалеозойские отложения Анатолии в целом представлены нормально-осадочными морскими, преимущественно карбонатными породами платформенного типа. Заслуживает внимания регионально выраженный перерыв в основании перми (как на Антикавказе), который выражается в том, что отложения средне-верхнего карбона или отсутствуют, или же представлены в угленосных фациях (западные понтиды, Зонгулдак). Примечательно, что в Анатолии, как и в Армении, пермские отложения постепенно переходят в карбонатные отложения нижне-среднего триаса, а верхний триас выражен в регрессивной терригенной фации.

Более веские данные имеются по Ирану. Они свидетельствуют о том, что палеозойские и триасовые отложения Ирана представлены мелководными, карбонатными и терригенными отложениями платформенного типа.

По Дж. Штёклину [44], весь комплекс отложений, начиная от инфракембрия и до триаса включительно, представляет единый структурный этаж и на территории Ирана, на пространстве от Эльбурса на севере и до Загроса на юге, имеет платформенный характер, представляя собой чехол байкальского складчатого основания.

Этот палеозойско-триасовый чехол был деформирован в альпий-

ском этапе и теперь образует древние ядра альпийских структур.

Перерывы и несогласия (преимущественно стратиграфические, эрозионные) в палеозойском комплексе отложений Ирана, как и в Армении, наблюдаются перед девоном и особенно перед пермью. К заключению об отсутствии проявления каледонских и варисцийских складчатых движений в Иране и в значительной части Турции пришли также участники международного коллоквиума по тектонике альпийской складчатой области, состоявшегося в 1967 г. в Иране и Турции [8]. По В. П. Поникарову, В. Г. Казьмину и др. [33], в палеозое территория Ирана переживала субплатформенное развитие, испытывая спокойное слабо дифференцированное погружение, периодически (перед девоном и перед пермью) прерывающееся поднятиями, приводившими к временному прекращению осадконакопления. Соответственно этому, они в сводном геологическом разрезе Ирана выделяют три комплекса отложений: рифейский метаморфизованный комплекс, палеозойско-триасовый платформенный комплекс и альпийский геосинклинальный комплекс.

Согласно Б. П. Бархатову, комплекс отложений, охватывающий время от кембрия и до среднего триаса включительно, в Памире, Гималае, Гиндикуш-Каракорумской зоне и во всей южной части альпийского пояса юга СССР имеет платформенный характер [7].

Таким образом, на основании приведенных данных можно заключить, что значительная часть альпийской средиземноморской области, охватывающей территории Малой Азии, Ирана, Антикавказа, а также Закавказскую межгорную впадину, в каледонско-варисцийское время представляла собой эпиконтинентальное платформенное море — северный погруженный выступ Аравийской эпипротерозойской платформы.

Образовавшийся в это время эпибайкальский чехол в мезокайнозое вовлекался в альпийскую складчатость, участвуя вместе с альпийским геосинклинальным комплексом в строении альпийских структур. Граница этой платформенной зоны с палеозойской геосинклинальной зоной проходила, по-видимому, по северному борту Закавказской межгорной впадины.

Большой Кавказ, в противоположность Закавказью, в палеозое имел геосинклинальный режим. Эта геосинклиналь состояла из двух прогибов, соответствующих северному и южному склонам современного Кавказского хребта, разделенных геоантиклинальным поднятием Центрального Кавказа. Северный из указанных прогибов сложен геосинклинальными вулканогенно-осадочными формациями силура, девона и нижнего карбона, а также континентальными угленосными молассовыми отложениями среднего-верхнего карбона и перми (орогенный подкомплекс).

Прогиб южного склона характеризуется развитием мощного комплекса терригенных отложений девона-триаса, слабыми проявлениями вулканизма и отсутствием герцинского молассового комплекса. После кратковременного перерыва в конце триаса в лейасе начинается накопление альпийского геосинклинального комплекса.

Таким образом, палеозойское время (каледонско-вариссийское), представляющее самостоятельный период в структурной эволюции земной коры, для значительной южной части рассматриваемого сегмента альпийской складчатой области характеризовалось платформенным (субплатформенным) режимом. В северной части этого сегмента палеозойский период был геосинклинальным.

Это один из важных критериев, который нужно учесть при геотектоническом районировании рассматриваемой области. Другим фактором, заслуживающим внимания, является возраст геосинклинальных прогибов, т. е. время их заложения. Сейчас можно считать установленным, что многие важные геологические признаки складчатых сооружений, как-то: проявление магматизма, морфологические типы складчатости, типы формаций и др. обусловлены не только возрастом складчатости, они в значительной степени контролируются также временем заложения геосинклинальных зон — поэтому этот фактор также должен быть учтен при районировании. Важное значение имеет и выделение глубинных разломов разных типов, контролирующих многие важные историко-геологические особенности отдельных складчатых сооружений, а также генетические и морфологические типы пликативных структур, обусловленные геологическими процессами, происходящими в глубинных горизонтах земной коры и в верхней мантии.

Сопоставляя геологические разрезы и формационные ряды отдельных структурных сооружений Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийского складчатого пояса, мы все более убеждаемся в том, что важнейшие геологические процессы: тектонические фазы, трансгрессии и регрессии, гранитобразование и метаморфизация пород, горообразование и др. происходили в разных частях этого пояса в общем одновременно и, таким образом, являются событиями общепоясовыми. Это обстоятельство позволяет в сводном разрезе отложений неогена выделить следующие комплексы, подкомплексы, а также этажи и подэтажи, четко разграниченные резко выраженными несогласиями и степенью метаморфизма в геосинклинальных зонах и перерывами, и поверхностями трансгрессии в районах с платформенным режимом развития.

I. Байкальский (рифейский) метаморфизованный в зелено-сланцевой и реже амфиболитовой фациях геосинклинальный комплекс, фундамент альпийских структур.

II. Палеозойский (каледонский-герцинский) — платформенный на юге и геосинклинальный на севере комплекс, делящийся на каледонский, раннегерцинский (D—C₁) и позднегерцинский (P—T) подкомплексы.

III. Альпийский (мезо-кайнозойский) геосинклинальный комплекс. Он делится на два подкомплекса: а) собственно-геосинклинальный подкомплекс (J—Pg₂), состоящий из юра-нижнемелового (раннеальпийского или киммерийского) с двумя подэтажами (J₁—J₂ и J₃—Cg₁) и верхнемел-эоценового (Cg₂—Pg₂) или среднеальпийского этажей, б) орогенный или молассовый подкомплекс (Pg₃—Q) с двумя этажами: ранне-

орогенным или нижнемолассовым (Pg_3-N_1) и позднеорогенным или верхнемолассовым (N_2-Q).

Основываясь на вышеуказанных критериях, на Кавказско-Анатолийско-Иранском отрезке альпийской геосинклинальной складчатой области, между Скифской эпигерцинской плитой на севере (I) и Аравийской эпипротерозойской платформой на юге (II), выделяются следующие тектонические (историко-геологическое) зоны и складчатые сооружения:

III. Альпийские передовые прогибы, выполненные олигоценовыми, неогеновыми и антропогенными молассовыми образованиями.

IV. Альпийские краевые, преимущественно миогеосинклинальные, складчатые зоны: Крымско-Кавказская на севере и Тавро-Загросская на юге.

V. Альпийские внутренние эвгеосинклинальные складчатые сооружения с выступами байкальского и герцинского основания в ядрах антиклинальных структур.

VI. Внутренние парагеосинклинальные складчатые сооружения, возникшие из вторичных флишевых прогибов и грабенообразных трогов наложенных на палеозойское платформенное основание.

VII. Срединные массивы, сложенные байкальским метаморфизованным комплексом, местами перекрытым фанерозойским платформенным чехлом.

VIII. Альпийские межгорные впадины, возникшие в орогенном этапе и выполненные олигоцен-миоценовыми и плиоцен-антропогенными молассовыми отложениями.

IX. Впадины внутренних морей, охватывающие бассейны Черного и Каспийского морей.

Скифская эпигерцинская плита

Занимает территорию степного Крыма и Предкавказья и ограничивает Крымско-Кавказскую краевую зону альпийской складчатой области с севера.

По данным буровых скважин, основание ее имеет гетерогенный состав и сложено байкальским и варисцийским метаморфизованным комплексом пород. В районе Ставропольского выступа (антеклизы) варисцийский (D—C) умеренно метаморфизованный комплекс отложений несогласно перекрывает кристаллическое основание докембрия (вероятно рифея).

Фундамент плиты перекрыт мезо-кайнозойским чехлом, сложенным терригенными отложениями триаса, юры и нижнего мела, карбонатным: верхним мелом, терригенно-карбонатными породами палеоцена и эоцена и терригенной майкопской свитой олигоцена-нижнего миоцена с суммарной средней мощностью от 2-х (Ставропольское поднятие) до 3—4 км. Отложения чехла местами смяты в платформенного типа положительные структуры, контролируемые залежи нефти и газа.

Альпийские передовые прогибы

Между Скифской эпигерцинской плитой и Крымско-Кавказской складчатой зоной расположена зона передовых (краевых) прогибов, возникшая в орогенную стадию развития (Pg_3-Q) альпийского тектонического периода. Соответственно этому, сложена она морскими и континентальными молассовыми отложениями олигоцена, миоцена, плиоцена и антропогена. Минераловодским подземным выступом вариссийского основания скифской плиты, вплотную примыкавшим к мегантиклинорию Большого Кавказа, Северо-Кавказская зона передовых прогибов делится на две части: на западную — **Индоло-Кубанский прогиб** и восточную — **Терско-Каспийский прогиб**.

Индоло-Кубанский прогиб охватывает восточную часть Степного Крыма и северо-западную часть Предкавказья и характеризуется, как это свойственно большинству передовых прогибов, резкой асимметричностью. Южный его борт наиболее глубоко погружен (8—10 км) и осложнен разрывами и мелкой складчатостью. Сходное строение имеет Терско-Каспийский прогиб, осложненный в своей северной части двумя параллельными антиклинальными поднятиями субширотного простирания: Терского и Сунженского. Они сложены отложениями олигоцена и миоцена, расположены на восточном продолжении Тырнаузской зоны разлома и, по-видимому, являются поверхностным отражением последнего в чехле.

Южнее, юго-западнее Тавро-Загросской зоны складок, между последней и Аравийской эпипротерозойской платформой расположен **Месопотамский краевой прогиб**, выполненный, как и Северо-Кавказский прогиб, олигоцен-миоценовыми и плиоцен-четвертичными отложениями. Эти отложения собраны в ряд брахискладок северо-западного простирания, обычно асимметричных, контролирующих залежи нефти и газа.

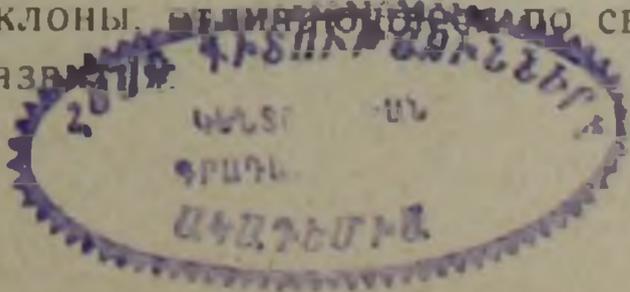
Альпийские краевые, преимущественно миогеосинклинальные зоны

Южнее Северо-Кавказской и севернее Месопотамской зон передовых прогибов расположены альпийские краевые складчатые зоны: соответственно Крымско-Кавказская на севере и Тавро-Загросская на юге.

А. Крымско-Кавказская складчатая зона состоит из двух крупных мегантиклинорий: Кавказского и Крымского.

Мегантиклинорий Большой Кавказа представляет крупное сооружение, простирающееся почти прямолинейно с Таманского полуострова на СЗ и до Апшерона на ЮВ на расстояние около 1200 км, со средней шириной около 150 км.

Мегантиклинорий Б. Кавказа имеет резко асимметричное строение и делится на северный и южный склоны, отличающиеся по своему геологическому строению и истории развития.



Альпийский комплекс отложений на северном склоне Кавказского хребта наложен на варисский молассовый комплекс (угленосные и красноцветные лагунно-континентальные отложения среднего-верхнего карбона и перми) и характеризуется умеренной мощностью и складчатостью средней интенсивности. В центральной части зоны северного склона выделяется лабино-малкинская моноклиналиная подзона, сложенная карбонатно-терригенными отложениями юры, мела и палеогена (с суммарной средней мощностью около 2 км), которые имеют отчетливо выраженное моноклиналиное падение к северу.

С севера эта моноклинали ограничивается черкесским разломом, а с юга — Тырнауз-Пшекишской шовной зоной. Последняя в альпийском этапе служила северной границей геосинклинали южного склона Б. Кавказа.

Подзона южного склона мегантиклинория Б. Кавказа характеризуется большой мощностью альпийского комплекса отложений (больше 10 км), развитием флишевых (палеоген, мел), вулканогенных, сланцевых граувакковых (юра) формаций и преобладанием опрокинутых к югу линейных, альпинотипных структур, осложненных направленными на юг взбросами и надвигами.

Альпийский геосинклиналиный комплекс подстилается герцинским комплексом отложений, охватывающим породы от силура до триаса включительно (дизская терригенная серия). Эта серия пород отделяется от вышележащего альпийского комплекса предюрской регрессией. Разрез последнего начинается трансгрессивным лейасом, представленным аспидной сланцевой свитой ($J_1—J_2$), сменяющейся затем в юго-западной части южного склона порфиритовой формацией байоса и регрессивными угленосными отложениями бата. Верхняя юра, мел и палеоген выражены в терригенной и карбонатной флишевой формациях.

Первая крупная фаза складчатости и зарождение внутренних поднятий в геосинклиналиных прогибах имели место в конце доггера — возникновение сванетского антиклинория и боковых прогибов. Окончательное формирование структур происходило в конце верхнего мела и перед олигоценом.

По П. Д. Гамкрелидзе [17], для южного склона Б. Кавказа характерно наличие ряда узких структурно-формационных подзон, характеризующихся самостоятельностью развития, обусловленной глубинными разломами.

Как к северо-западу, так и к юго-востоку, складчатая зона южного склона Б. Кавказа испытывает погружение, в результате чего в районах Таманского и Апшеронского полуостровов распространены отложения палеогена и неогена. Последние смяты в брахискладки часто антикавказского (северо-восточного) простирания. Широко развиты также купола и грязевые вулканы.

Таким образом, мегантиклинорий Б. Кавказа сформировался из двух самостоятельных геосинклиналиных прогибов, разделенных геоантиклиналиным поднятием Центрального Кавказа. Эти прогибы в аль-

пийском этапе имели разную историю развития, что обусловлено их герцинской предысторией. Северный прогиб в конце герцинского периода испытывал интенсивную складчатость и поднятие и значительно консолидировался, поэтому в альпийском периоде он (возрожденный после пермо-карбонового орогенного этапа герцинского периода) стал менее подвижным.

Южный прогиб, в противоположность северному, не испытывал орогенного этапа развития в конце палеозоя. В альпийском периоде он продолжал прогибаться, а в конце мела и в палеогене вовлекался в интенсивную, альпинотипную складчатость.

Между подзонами северного и южного склонов Б. Кавказа, имеющих в целом, синклинорное строение, расположен горст-антиклинорий Главного хребта, сложенный байкальским метаморфизованным комплексом, прорванным герцинскими гранитоидами. Разломами северо-западного и широтного простирания он расчленен на ряд кулисообразно расположенных, преимущественно односторонних горстов и грабенов, наклоненных и надвинутых друг на друга в южном направлении.

Северо-западным продолжением мегантиклинория Б. Кавказа является мегантиклинорий Горного Крыма, отделенный от первого Керченско-Таманской поперечной зоной погружения.

В ядре Крымского мегантиклинория выступает метаморфическая сланцевая свита триаса-нижней юры (таврическая формация), резко несогласно и трансгрессивно перекрытая карбонатными и терригенными отложениями юры, мела и палеогена. Последние имеют умеренную мощность, дислоцированы средней интенсивностью и в целом миогеосинклинального типа.

Б. Тавро-Загросская складчатая зона. Окаймляет описываемую область с юга и, подобно Крымско-Кавказской зоне, характеризуется преимущественно миогеосинклинальным типом развития.

В строении Тавра участвуют карбонатные формации девона-верхнего мела и терригенная флишевая формация верхнего мела-эоцена. Эоцен, как и на Кавказе, местами (в синклинориях) постепенными переходами связан с верхним мелом, а в антиклинориях залегает трансгрессивно. В указанной серии карбонатных отложений выделяется ряд свит, разграниченных эрозионными несогласиями, обусловленными перерывами в осадконакоплении. Наиболее значительные из них наблюдаются перед пермью, в основании юры, верхнего мела и эоцена.

Резкий перелом в истории развития Тавра происходил в конце эоцена—начале олигоцена. В результате этих движений складчатое сооружение получает свое структурное и геоморфологическое выражение (орогенный этап), происходят формирование передовых и внутренних впадин и накопление в последних лагунных и континентальных моласовых образований в олигоцене, неогене и антропогене.

В верхней юре-меле вдоль бортов Таврского геосинклинального трога, граничившего с Киршехирским срединным массивом на севере и Аравийской платформой на юге, имело место магматическое внедре-

ние интрузии ультрабазитов, которые в последующие геологические эпохи вместе с вмещающими отложениями были подвергнуты складчатости, раздроблению и милонитизации. Юго-восточным продолжением Тавра является складчатое сооружение Загросса, отделенное от первого Пальмиро-Апшеронским глубинным разломом сбросо-сдвигового типа. Зона Загросса, как и Тавриды, характеризовалась платформенным режимом развития в палеозое и миогеосинклинальным — в альпийском периоде.

Слагающие зону Загросса отложения палеозоя, мезозоя и палеогена представлены преимущественно карбонатными формациями, а датский ярус — палеоцен выражен в терригенной флишевой формации. Краевые и внутренние прогибы и синклинорные структуры выполнены морскими и лагунными молассовыми отложениями миоцена (формация фарса, нижняя моласса) и континентальными отложениями плиоцена (конгломератовая серия бахтиара, верхняя моласса). Общая мощность фанерозойского осадочного чехла 10—12 км. Эти отложения интенсивно смяты и составляют линейные складки северо-западного простирания, преимущественно асимметричные, с ундулирующими шарнирами.

Регионально выраженные перерывы в этом фанерозойском осадочном комплексе Загросса, как и в Тавре, констатированы перед девоном, пермью, верхним мелом, эоценом и олигоценом. Более сложное надвиго-чешуйчатое строение имеет внутренняя подзона Загросса (шириной ок. 50 км), в строении которой главную роль играет комплекс отложений офиолитовой формации — офиолитовая подзона.

Дж. Штёклин и Л. Дюбертре относят внешнюю подзону Загросса к Аравийской платформе, основываясь на сходстве их палеозойских и раннемезозойских разрезов, а В. П. Поникаров рассматривает сооружение Загросса как зону сочленения альпийской складчатой системы и Аравийской платформы [33].

Альпийские внутренние эвгеосинклинальные складчатые сооружения

Расположены во внутренней части альпийского пояса и характеризуются мощным развитием интрузивного и эффузивного магматизма. В их составе выделяется несколько самостоятельных структурно-формационных зон, отличающихся временем заложения геосинклинальных прогибов, возрастом складчатости, формационным составом отложений, типами пликативных и разрывных структур. По этим признакам выделяются две зоны: зона, возникшая из геосинклинальных прогибов, наложенных в начале альпийского периода на байкальское основание и зона, возникшая из прогибов, заложенных в верхней юре-нижнем мелу на том же основании. К первой относится **Сомхето-Кафанский мегантиклинорий**, состоящий из ряда кулисообразно расположенных инверсионных антиклинориев и синклинориев широтного и северо-западного простирания. В строении антиклинориев (Локского, Алавердского, Шам-

шадинского, Карабахского, Кафанского и др.) участвуют терригенные граувакковые отложения лейаса и мощные (до 4—5 км) вулканогенные образования (порфириды, кератофиры, кварц-порфиры, альбитофиры, их пирокласты и др.) байосса, прорванные плагниогранитами и гранитоидами батского и мелового возраста. На склонах этих поднятий и в синклиниях развиты вулканогенно-осадочные образования верхней юры, мела и отчасти палеогена.

Первые мощные складкообразовательные движения в этой зоне, обусловившие возникновение внутренних поднятий — ядра будущих антиклинорий, происходили в бате. Они хорошо датируются трансгрессивным и несогласным залеганием келловея, а также ограниченным распространением отложений бата, выраженных в регрессивных, угленосных фациях. Следующие фазы складкообразования, вызвавшие формирование современной структуры зоны, имели место в конце юры, нижнем меле, затем в конце мела.

Эта зона после байкальской консолидации испытывала поднятие и в течение всего палеозоя представляла область размыва. Она начала вновь прогибаться в лейасе и доггере, превращаясь в эвгеосинклинальный трог.

В Сомхето-Кафанской зоне преобладают германотипные структуры — широкие, сундучно-коробчатые складки, осложненные сбросами и взбросами. Она испытывает общее воздымание в северо-западном направлении — в направлении Транскавказского меридионального поднятия. Соответственно этому, в ядрах антиклинорий ее северо-западной части выступает байкальское основание, несогласно перекрытое терригенным лейасом, а в юго-восточной части (Кафанский антиклинорий) — самые древние отложения байосские.

Большой научный и практический интерес представляет вопрос продолжения Сомхето-Кафанского мегантиклинория на северо-запад и на юго-восток. Западнее, северо-западнее Алавердского и Локского антиклинорий характерные для рассматриваемой зоны вулканогенно-осадочные образования юры и мела скрываются под сплошным покровом новейших вулканогенных образований, и поэтому нет прямых фактов, свидетельствующих о прослеживании или выклинивании зоны. Большинство исследователей находит продолжение Сомхето-Кафанской зоны в понтидах (В. Е. Хайн, Р. Бринкман и др.). Однако, при сопоставлении разрезов мезозойских и, в частности, юрских отложений этих двух зон выявляется их большое различие. Юрские отложения южных понтид выражены исключительно в осадочных, маломощных терригенных и карбонатных фациях субплатформенного или многоэосинклинального типа. Отсутствуют здесь, столь характерные для Сомхето-Кафанской зоны, эффузивный вулканизм и киммерийский (раннеальпийский) интрузивный магматизм. Вместе с тем, по этим и ряду других признаков Сомхето-Кафанская зона обнаруживает исключительное сходство с Абхазо-Рачинской подзоной южного склона Б. Кавказа. Последняя харак-

теризуется следующими геологическими особенностями, в которых она выявляет сходство с Сомхето-Кафанской зоной:

1. Лейас представлен терригенными отложениями, байос — мощными (до 3—4 км) вулканогенными образованиями (порфириды и их пирокласты), а бат — регрессивными угленосными отложениями.

2. Верхняя юра залегает трансгрессивно, вслед за батской регрессией вызванной батской фазой складчатости.

3. В противоположность линейным, альпинотипным складкам южного склона Б. Кавказа, здесь преобладают простые брахискладки и сундучные антиклинали.

4. Развиты интрузии гранитоидов предкелловейского возраста в Абхазии.

5. С кислыми субвулканическими образованиями юры связано колчеданное оруденение, столь характерное для Сомхето-Кафанской зоны.

Любопытно отметить также развитие ургонской фации в нижнемеловых отложениях (готериве и барреме) сопоставляемых районов.

Указанные данные позволяют нам присоединиться к мнению, высказанному ранее Г. С. Дзоценидзе [20] и Л. А. Варданянцем [11], и считать что Сомхето-Кафанская и Абхазо-Рачинская складчатые зоны возникли из единого Абхазо-Кафанского геосинклинального прогиба, существовавшего в нижнеальпийском этапе развития. Эта единая Абхазо-Кафанская киммерийская вулканогенная зона в мел-палеогене была разделена на две части: Абхазо-Рачинскую и Сомхето-Кафанскую, в результате возникновения Аджаро-Триалетского позднеальпийского геосинклинального прогиба, почти поперек секущего Абхазо-Кафанскую зону.

Абхазо-Рачинская подзона далее к северо-западу погружается в Новороссийский синклинорий, сложенный мощной (до 7 км) флишевой свитой мел-палеогена.

В состав внутренних эвгеосинклинальных сооружений входят также складчатые сооружения, возникшие из геосинклинальных прогибов, заложенных несколько позже в верхней юре — нижнем меле и интенсивно развивавшихся в верхнем мел-палеогене. К ним относятся Севано-Ордубадский, Аджаро-Триалетский синклинории, а также антиклинорий Талыша и восточные понтиды.

Севано-Ширакско-Ордубадский синклинорий представляет крупное сложно построенное складчатое сооружение, состоящее из нескольких синклинориев и разделяющих их, но меньших по размерам, антиклинальных перемычек, дисгармонично примыкающих к структурам Сомхето-Кафанского мегантиклинория.

В строении его участвуют терригенно-карбонатные отложения верхней юры—нижнего мела, терригенные и карбонатные отложения сеномана-турона, вулканогенные и терригенно-вулканогенные образования (комплекс офиолитовой формации) коньяка-сантона, карбонатные отложения кампана-маастрихта, терригенно-флишевые и карбонатные породы дания-палеоцена. Далее следуют нуммулитовые известняки ниж

него эоцена, вулканогенные и туфогенно-флишоидные отложения среднего и верхнего эоцена и регрессивные, угленосно-сланцевые моласовые отложения олигоцена с суммарной средней мощностью около 9—10 км. Прорван этот комплекс отложений габбро, габбро-порфиритами среднего эоцена, гранитоидами и щелочными интрузиями предверхне-эоценового и олигоценового возрастов.

Основные фазы складчатости, обусловившие формирование складчатой структуры Севано-Ордубадской зоны, имели место в конце верхнего мела, перед верхним эоценом, когда осевая часть прогиба геоантиклинально воздымается и формируются боковые прогибы, в которых осадконакопление продолжается в верхнем эоцене и олигоцене, и затем более мощно — перед олигоценем и в конце палеогена.

Пликативные структуры линейные, обычно несимметричные, с ундулирующими шарнирами и имеют северо-западное и широтное (в северо-западной части) простирание.

Сходное строение имеет Аджаро-Триалетское складчатое сооружение. Оно сложено вулканогенными образованиями мела, флишевыми отложениями палеоцена — нижнего эоцена, вулканогенными породами среднего эоцена и песчано-глинистыми отложениями верхнего эоцена, олигоцена и нижнего миоцена, с суммарной средней мощностью около 10—12 км [16]. Это складчатое сооружение имеет широтное простирание и диагонально налегает на Абхазо-Кафанскую зону киммерийской складчатости. В структурном отношении представляет двусторонний ороген, с опрокидыванием складок на север и на юг, на соседние глыбы: соответственно Грузинскую и Сомхетскую.

Складки преимущественно линейные, с ундулирующими шарнирами и осложнены взбросами и надвигами. Границы ее с соседними глыбами выражены надвигами, направленными соответственно на север и на юг.

Основные фазы складчатости, обусловившие формирование современной структуры Аджаро-Триалетского синклинория, приходятся на время перед верхним эоценом (триалетская фаза) и затем в конце нижнего миоцена. Аджаро-Триалетская и Севано-Ордубадская складчатые зоны обнаруживают между собой большое сходство, что отражается в ряде важных геологических признаков структурного и историко-геологического порядка.

Общими для обеих зон являются:

1. Заложение геосинклинальных прогибов, из которых они возникли, в верхней юре — нижнем меле.
2. Мощное проявление вулканизма, преимущественно андезитового состава, в среднем эоцене и развитие флишевых фаций в палеоцене-нижнем эоцене (Боржомский и Ширакский флиш).
3. Развитие регрессивных угленосно-сланцевых фаций в среднем-верхнем олигоцене (Ахалцыхский бассейн, Дилижан-Бандеванский прогиб).
4. Инверсия в конце среднего эоцена (первая пиренейская, или

триалетская фаза складчатости) и формирование центральных поднятий и боковых прогибов.

5. Окончательное формирование структур в конце олигоцена — в нижнем миоцене.

6. Линейный тип пликативных структур и широкое развитие изоклинальных складок вдоль их бортов.

Аджаро-Триалетская складчатая зона к востоку от Тбилиси погружается под молодые молассовые отложения миоцена и плиоцена Куринской депрессии, а на западе, в районе г. Батуми у Черного моря переходит в складчатую зону восточных понтидов.

Последняя, как и Аджаро-Триалетская, сложена терригенными и карбонатными флишевыми отложениями верхнего мела и вулканогенными и терригенными отложениями эоцена, пронизанными мощными интрузиями гранитоидов — крупнейшего плутона в Анатолии. Складки линейные широтного и северо-восточного простирания.

В конце эоцена геосинклинальный прогиб понтидов испытывает инверсию и общее поднятие, соответственно чему, более молодые олигоценые и миоценовые отложения развиты в краевых прогибах и в центральной Анатолии.

Восточным продолжением рассматриваемой внутренней эвгеосинклинальной складчатой зоны, по-видимому, является складчатое сооружение Талыша, смещенное несколько к северо-востоку Пальмиро-Апшеронским сбрососдвигом.

В структурном отношении Талыш представляет крупный мегантиклинорий, состоящий из нескольких антиклинориев и синклинориев северо-западного простирания. В их строении участвуют карбонатные и терригенные отложения верхнего мела, терригенно-флишевые и вулканогенные формации палеоцена и эоцена. Отложения орогенного комплекса (олигоцен-антропоген) слагают внутренние синклинальные прогибы и краевые впадины и представлены морскими и континентальными молассаами.

Внутренние парагеосинклинальные складчатые сооружения

Южнее эвгеосинклинальных зон расположена зона внутренних хребтов и нагорий, которая по ряду важных геологических признаков отличается от первой. В палеозое она характеризовалась платформенным (субплатформенным) режимом, а в альпийском периоде — парагеосинклинальным, в понимании Г. Штилле (развитие геосинклинального типа на платформенном или субплатформенном основании). Это — зона альпийской регенерации эпибайкальской палеозойской платформы, чем обусловлены многие особенности ее строения: преобладание осадочных формаций, почти полное отсутствие гранитоидного магматизма, широкое развитие брахискладок и куполовидных поднятий и др.

К этой зоне относятся южные приараксинские хребты Антикавказа, Эльбурс, западные понтиды, а также обширное Центрально-Иранское

нагорье. Хотя она включает в себе орографически отличающиеся районы: горные хребты Антикавказа, Эльбурс, западные понтиды и низкогорный и равнинный центральный Иран, по геологическому строению последние исключительно сходны между собой и поэтому должны быть объединены в единую структурно-формационную зону.

Эта зона в течение времени, от инфракембрия и до триаса включительно, характеризовалась спокойным, платформенным режимом: накопление мелководных морских, фациально устойчивых, однообразных карбонатных и терригенных формаций.

Свойственным для всех районов этой зоны является также трансгрессивное залегание средне-верхнего девона и перми, отсутствие или локальное развитие (регрессивные угленосные фации) средне-верхнего карбона. Исследования последних лет как местных, так и зарубежных геологов привели к единому мнению о том, что в Иране нет следов каледонских и герцинских складкообразовательных движений.

Описываемая зона вновь стала подвижной во вторую половину мезозоя и в палеогене. Юрские, меловые и палеогеновые отложения Эльбурса и Центрального Ирана носят геосинклинальный (парагеосинклинальный) характер.

Рет, нижняя — средняя юра представлены песчано-глинистыми сланцами, флишем, а местами угленосными отложениями, а верхняя юра и неок — песчано-глинистыми и карбонатными породами, переслаивающимися лавами и туфами. Верхний мел выражен в карбонатных фациях, а эоцен — в зеленой туфогенной фации отложений мощностью свыше 2 км.

В грабенообразных трогах Центрального Ирана эти отложения метаморфизованы и прорваны интрузиями гранитоидов. Раньше эти метаморфизованные гнейсовидные породы были отнесены к докембрийскому основанию, однако, в дальнейшем, при детальном исследовании, они оказались мезозойскими (юрскими).

К востоку зона дислокации Центрального Ирана упирается в Лутский массив, вытянутый в меридиональном направлении, т. е. поперек простиранию структур альпийского пояса, и покрытый почти недислоцированным вулканогенным комплексом палеогена.

Основные фазы складчатости, обусловившие формирование альпийских структур, по Дж. Штёклину [44] имели место в позднем триасе, верхней юре — нижнему мелу, в конце мела — начале палеогена, на границе эоцена и олигоцена. Последняя (пиренейская) была основной в формировании горных хребтов и разделяющих их впадин.

Тектонические движения и формирование пликативных структур происходили также в течение неогена и антропогена — доплиоценовая, позднеплиоценовая и плейстоценовая фазы по А. Гансеру [19].

На основании вышензложенного, в сводном геологическом разрезе Ирана Дж. Штёклин выделяет следующие крупные структурные комплексы и ярусы:

1. Ассинтский (байкальский) метаморфизованный геосинклинальный комплекс, слагающий основание территории Ирана.

2. Палеозойский (инфракембрий — средний триас) платформенный комплекс, подразделяющийся на этажи преднижнекембрийским, преддевонским и предпермским параллельными несогласиями.

3. Альпийский комплекс, состоящий из верхний триас — нижнемелового, верхний мел—палеогенового и олигоцен-антропогенового этажей.

Краткая характеристика зоны заключается в следующем: Еревано-Нахичеванская (приараксинская) подзона сложена карбонатными, терригенными и вулканогенными образованиями верхнего мела, терригенным флишем дания-палеоцена, нуммулитовыми известняками нижнего эоцена, песчано-глинистыми флишоидными отложениями среднего и верхнего эоцена и песчано-глинистыми морскими молассами олигоцена.

Все эти отложения смяты в брахискладки северо-западного и широтного простирания, разбитые взбросами и крутыми надвигами. В ядрах антиклинорий выступает комплекс отложений герцинского платформенного чехла, который дислоцирован и частично метаморфизован в альпийском тектоническом этапе.

В юре и нижнем меле описываемая подзона имела геоантиклинальную тенденцию развития.

Сходное строение имеет горное сооружение Эльбурса. В структурном отношении оно представляет крупный, веерообразно построенный антиклинорий, состоящий из ряда умеренно сжатых складок, осложненных крутыми надвигами и вбросами. Геологический разрез Эльбурса в целом сходен с вышеописанной Еревано-Нахичеванской зоной.

Как уже указывалось, по данным Дж. Штёклина, М. Набави и других иранских геологов, палеозойские отложения Ирана платформенного типа, а древние метаморфические породы, считавшиеся нижнепалеозойскими, оказались докембрийскими. Метаморфизм и прорывающие их граниты явились результатом ассинтской орогенции.

Заслуживает внимания отсутствие в строении Эльбурса силура, нижнего девона, а также среднего-верхнего карбона (как на Антикавказе) и трансгрессивное залегание девона и перми. Показателен также тот факт, что в Эльбурсе пермь вместе с нижним-средним триасом выражен в единой карбонатной формации (известняки, доломиты).

Мезозойская история Эльбурса также сходна с историей Приараксинской зоны. Лейас и доггер залегают несогласно и выражены в континентальных угленосных фациях и только в верхнем байосе имеются морские песчано-глинистые отложения — аналоги среднеюрских отложений Айоцзора (Антикавказ). Верхняя юра также представлена маломощными песчано-глинистыми породами, а в титоне-неокоме был перерыв и только местами имело место накопление гипсов. Верхний мел трансгрессивен и выражен в терригенной, карбонатной (кампан-маастрихт) и вулканогенной (коньяк-сантон) фациях. К эоцену относится мощная (до 3 км) зеленая туфогенная флишевая свита, а к олигоцену

и миоцену — лагунные молассовые отложения внутренних и краевых впадин.

В Эльбурсе, как и в центральном Иране, отсутствуют породы офиолитовой формации.

По Дж. Штёклину Эльбурс не является самостоятельным геологическим сегментом, а по своему геологическому развитию тесно связан с центральным Ираном, представляя большой антиклинорий у северного края Иранского орогена [44].

Значительное сходство с Приараксинской подзоной Антикавказа и Эльбурсом обнаруживает складчатое сооружение западных понтид. Вместе с тем по ряду признаков последние отличаются от первых. В отличие от Антикавказско-Иранского сегмента, в строении западных понтид значительную роль играют морские терригенные отложения ордовика и силура, которые выше по разрезу сменяются карбонатными отложениями девона и карбона, регрессивными угленосными отложениями среднего-верхнего карбона (Зонгульдакское месторождение угля) и красноцветными грубокластическими молассовыми образованиями перми. Метаморфизованные породы, выступающие в ядрах антиклинориев, по данным Брикмана [53], имеют докембрийский, вероятно ассинтский, возраст. Вдоль Северо-Анатолийского разлома, ограничивающего западные понтиды с юга, широко развиты породы офиолитовой формации — черные вулканиты и туфы диабазового состава, темно-зеленые гипербазиты, красные яшмы и радиоляриты, розовые глоботрункановые известняки турона-сенона, глыбы юрских известняков — известные в литературе под названием «цветной меланж». Возраст последнего — верхняя юра — мел.

Срединные массивы и горст-антиклинории

До недавнего времени большое значение придавалось срединным массивам в формировании и пространственном расположении альпийских структур в Кавказско-малоазиатском сегменте альпийского пояса. Считалось, что между Понтийско-Малокавказско-Эльбурской складчатой зоной на севере и Тавро-Загросской на юге простирается обширная область срединных массивов, охватывающих центральные части Ирана и Анатолии — Анатолийско-Иранская зона срединных массивов. Однако новые геологические данные, полученные за последние годы, опровергают эту точку зрения.

Чтобы ответить на вопрос, все же есть ли срединные массивы в описываемой области, необходимо уточнить понятие «срединный» массив. Как известно, проблема срединных массивов — одна из слабо разработанных в региональной тектонике и мнения исследователей о ней самые различные и порой противоречивые. Достаточно полному разбору этой проблемы посвящена работа А. Л. Яншина [47], с основными положениями которого мы вполне согласны. Вслед за указанным исследователем мы считаем, что срединными массивами следует назвать геологи-

ческие структуры, характеризующиеся особыми тектоническими и историко-геологическими признаками. Это ранее консолидированные участки, обычно более или менее изометрической формы, внутри складчатых геосинклинальных областей, которые:

1. Окружены складчатыми сооружениями одного возраста, контролируют простирание окружающих складчатых сооружений.

2. Характеризуются платформенным или субплатформенным режимом в геосинклинальном этапе развития.

3. Как и платформы имеют отчетливо выраженное двухъярусное строение, т. е. состоят из складчатого основания и платформенного чехла, соответствующего геосинклинальному комплексу отложений обрамляющих складчатых сооружений. Под влиянием складчатых и орогенных движений, происходящих в окружающих геосинклинальных зонах, они претерпевают лишь слабые глыбовые деформации.

По образному выражению А. Л. Яншина «срединные массивы не вливаются органически в состав молодой складчатой области, как это имеет место в случае длительно развивающегося геоантиклинального поднятия». Исходя из этого определения, мы считаем, что в Кавказско-Анатолийско-Иранском сегменте срединными массивами можно считать несомненно—Лутский в восточном Иране и с некоторой долей условности—Мендересский и Киршехирский массивы в Анатолии и Дзирульский на Кавказе.

Все остальные выходы докембрийских и палеозойских метаморфизованных образований следует рассматривать как антиклинальные и блок-антиклинальные выступы в ядрах альпийских структур.

Фундамент Киршехирского (Галатского) срединного массива сложен очковыми гнейсами, сменяющимися выше по разрезу сланцами, кварцитами и мраморами. Возраст этого метаморфизованного комплекса спорный, по Р. Бринкману—докембрийский [53], Дж. Эрентозу—герцинский [46], а И. Кетину — мезозойский [22]. Однако учитывая большое сходство этого комплекса с метаморфическими образованиями Родопского и Пелагонийского массивов Балканского полуострова, а также платформенный характер палеозойских отложений в центральной Анатолии и Тавре, наиболее вероятен его докембрийский (рифейский) возраст [40].

Чехол Киршехирского массива сложен отложениями палеозоя и мезокайнозоя, которые местами (в грабенообразных торгах) дислоцированы, метаморфизованы и прорваны гранитами.

Дзирульский массив в течение всего альпийского этапа имел геоантиклинальную тенденцию развития и разделил Рионскую и Куринскую впадины. Фундамент его сложен кристаллическими сланцами и филлитами верхнепротерозойского — нижнекембрийского возраста, резко несогласно перекрытыми слабо метаморфизованными порфиритами, диабазами и прорывающими их гранитами палеозойского возраста. Этот комплекс отложений покрыт маломощным, слабо дислоцированным мезокайнозойским чехлом. В западном погружении массива разрез чехла

начинается красными известняками и сланцами лейаса, которые сменяются затем вулканогенными образованиями байоса. На восточном склоне массива в основании чехла залегают мелководные отложения баррема.

Блок-антиклинальными выступами являются Храмский, Локский, Арзаканский в зоне внутренних эвгеосинклинальных сооружений, а также Эльбурский, Айоцзорский, Битлисский, Урмийский, Аладагский, Малатский и др. в составе внутренних складчатых сооружений.

В Храмском выступе обнажаются метаморфические сланцы, вероятно, байкальского возраста, которые интродуцированы гранитами и несогласно перекрыты вулканогенно-осадочной свитой нижнего-среднего карбона мощностью в 600—800 м. Последняя по Ш. А. Адамия [1] представлена кварц-порфиритами, альбитофирами, их туфами и туфобрекчиями, переслаивающимися углистыми сланцами и аргиллитами. В нижней части этой свиты встречаются линзы известняков с коралловой и брахиоподовой фауной нижнекарбонического возраста, а в верхней части, в углистых сланцах — флора среднего карбона. По мнению Ш. А. Адамия, кислые эффузии и граниты Храмского массива связаны друг с другом фациальными переходами и составляют единую верхнепалеозойскую вулcano-плутоническую формацию.

Этот комплекс отложений несогласно покрывается юрскими и меловыми отложениями Сомхето-Кафанской зоны.

Арзаканский блок-антиклинорий сложен комплексом метаморфических образований рифея, который несогласно покрывается слабо метаморфизованными вулканогенными образованиями (диабазовые порфириты и их пирокласты), вероятный возраст которых юра или нижний мел. Далее следуют отложения верхнего мела и палеогена, составляющие альпийский геосинклинальный комплекс.

В Битлисском выступе метаморфический комплекс трансгрессивно и несогласно перекрыт карбонатными отложениями перми платформенного типа. На участке Битлис-Малатья породы метаморфического комплекса надвинуты на офиолитовый комплекс с амплитудой до 50 км.

Альпийские межгорные впадины

Возникли в заключительном или орогенном этапе альпийского тектонического периода в результате мощных складкообразовательных и горообразовательных движений, происходивших на границе эоцена и олигоцена, а местами на рубеже палеогена и неогена. Эти движения знаменуют начало формирования почти всех крупных складчатых сооружений альпийского геосинклинального пояса, выраженных в современном рельефе, и заложения краевых и межгорных впадин. Соответственно этому, последние выполнены морскими и лагунно-континентальными молассовыми отложениями олигоцена, неогена и антропогена. Движения эти вызвали мощную вулканическую деятельность (орогенный вулканизм), продукты которой в виде лавовых покровов и пиро-

кластолитов участвуют в составе молассового комплекса впадин. Выделяются четыре типа впадин, отличающихся составом слагающих их отложений, возрастом заложения и возрастом складчатого основания: Рионо-Куринский, Среднеараксинский, Нахичеванский и Анатолийский.

Рионо-Куринская (Закавказская) зона впадин Дзирульским массивом делится на две самостоятельные впадины — Рионскую на западе и Куринскую на востоке.

Рионская впадина с юга граничит с Аджаро-триалетской складчатой зоной, а с севера — Абхазо-Рачинской. В западном направлении она погружается под акваторий Черного моря. Ее краевые части возникли в олигоцене-миоцене в эпоху поднятия окружающих ее складчатых сооружений и сложены отложениями нижних моласс (верхний олигоцен-миоцен), которые затем испытывали складчатость и поднятие в плиоцене.

Центральная часть впадины выполнена молассами плиоцена и антропогена. По сейсмическим данным мощность осадочного чехла на побережье Колхидской низменности составляет 8—9 км.

Более сложное и гетерогенное строение имеет Куринская впадина. Это — крупная межгорная впадина длиной около 450 км и шириной до 170 км, расположенная между мегантиклинориями Большого Кавказа на севере и Антикавказа на юге. На западе она замыкается у Дзирульского массива, а на востоке постепенно расширяясь, сливается с впадиной южного Каспия.

Возникла Куринская впадина в олигоцене, в эпоху общей инверсии и поднятия Б. Кавказа и Антикавказа. Она выполнена морскими и континентальными молассовыми отложениями олигоцена-миоцена, плиоцена и антропогена. Мощность альпийского комплекса отложений в западной части впадины около 4—5 км, в восточной части — 15 км. [23]. Погружение фундамента в восточном направлении происходит ступенчато, по разломам, отраженным в чехле в виде флексурных изгибов осадочных пластов. Им соответствуют резкие градиенты аномалий силы тяжести, эпицентры землетрясений, изменения фаций и мощностей отложений [24]. Молассовые отложения плиоцена и антропогена в центральной и особенно северной прикавказской части впадины испытывали интенсивную складчатость — Ширакско-Аджиноурская складчатая зона. Это один из классических примеров в СССР проявления четвертичных складкообразовательных движений.

Большинство из этих молодых линейных складок, являющихся по видимому, надразломными структурами, отчетливо выражено в рельефе в виде вытянутых гребней, прорезанных антецедентными ущельями. Вероятно, поэтому они большей частью несимметричные.

В районе слияния рек Куры и Аракс по геофизическим данным установлена группа подземных выступов основания — Кюрдамирская группа положительных гравитационных аномалий.

Куринская впадина делится на впадины второго порядка по возрасту складчатого основания: Карталинскую на байкальском основании

и Нижнеараксинскую, Евлахскую и Алазанскую на альпийском основании.

Среднеараксинский тип впадины характеризуется широким развитием лагунных отложений миоцена, озерно-речных и вулканогенных образований плиоцена и антропогена. Основанием впадины этого типа служат местами палеозойский платформенный чехол, а в других — альпийский (мезопалеогеновый) комплекс.

Типичным примером впадин этого типа является Среднеараксинская, выполненная пестроцветными молассами верхнего олигоцена-нижнего миоцена, гипсо-соленосными отложениями среднего-верхнего миоцена, озерно-речными и вулканогенными образованиями плиоцена-антропогена с суммарной средней мощностью около 4 км. Она имеет гетерогенное строение и состоит из ряда грабен-синклиналий и блок-антиклинальных поднятий. К этому типу относятся также Кагызманская и Ширако-Карсская впадины, а также Севано-Ереванский грабен-синклиналий. Между последним и среднеараксинской впадиной расположено Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие байкальского основания.

Впадины Нахичеванского типа отличаются от среднеараксинского распространением лагунных и морских отложений миоцена и полным отсутствием отложений плиоцена и антропогена.

Впадины центрального Ирана: Тегеранская, Зенджанаская, Урмийско-Тегеранская и др., по своему геологическому строению скорее напоминают нахичеванский тип, хотя в некоторых из них развиты также отложения плиоцена-антропогена.

Отличительной чертой впадин Анатолийского типа (Алашкертская, Ван-Мушская, Эрзерумская и др.) является широкое развитие морских отложений миоцена. Они выполнены песчано-глинистыми и карбонатными отложениями аквитанского, бурдигальского и гельветского ярусов с кораллами, морскими ежами, мшанками и конхилиофауной. Эти отложения дислоцированы и несогласно перекрыты озерно-речными и вулканогенными образованиями плиоцена и антропогена.

В верховьях р. Аракс (в Сипской долине) над миоценовыми морскими отложениями несогласно лежат угленосные песчано-глинистые породы с фауной пресноводных гастропод, вероятно, мэотис-понтического возраста. Их стратиграфическими и фациальными аналогами на Антикавказе являются угленосные отложения района Джаджурского перевала и южного Зангезура. В районе гор. Эрзерум и оз. Ван дислоцированные морские отложения миоцена несогласно перекрываются туфобрекчиями, туфами и андезитами — аналог Вохчабердской свиты понта Антикавказа.

Выше следуют озерно-речные и вулканогенные образования верхнего плиоцена и антропогена.

Начало заложения центрально-анатолийских впадин датируется, как и среднеараксинских, верхним олигоценом—нижним миоценом.

Морские отложения олигоцена (вероятно нижнего-среднего олиго-

цена) с *Nummulites intermedius*, *Cyrena semistriata* развиты по южной периферии Понтида и северной периферии восточного Тавра (в районе Муш-Малатья).

В центральной же Анатолии и, в частности, в указанных выше впадинах, широко развиты лагунные, гипсо-соленосные пестроцветные отложения олигоцена (вероятно верхнего олигоцена), подстилающие морской нижний миоцен.

Таким образом, олигоценное и, в частности, верхнеолигоценное время является одним из переломных этапов в геологическом развитии Антикавказа и Малой Азии, ознаменовавшегося интенсивным воздыманием горных хребтов и возникновением между ними межгорных прогибов и впадин.

Заслуживает внимания отсутствие в литературных источниках по геологии Турции данных о морском сармате в восточных районах Анатолии.

На наш взгляд это скорее обусловлено недостаточностью изучения разрезов миоценовых отложений. Открытие морского сармата (мактровые слои) в Октемберянском районе Армянской ССР у границы с Турцией дает основание полагать о прослеживании его в восточную Анатолию.

Важнейшие разломы

Ведущая роль разломов глубокого заложения в формировании глубинных геологических структур и в их индивидуальном развитии общеизвестна. Материалы по описываемой области показывают, что они самые различные, как по глубине заложения, так и по историко-геологическому значению. Отчетливо выделяются четыре их типа:

- а) разломы, контролирующие офиолитовую формацию,
- б) Транскавказская поперечная зона разломов,
- в) Пальмиро-Апшеронский разлом сдвига-сбросового типа,
- г) Анкавано-Зангезурский тип.

Транскавказская субмеридиональная зона разломов (поднятий) протягивается от горст-антиклинория Главного Кавказского хребта через Дзирульский массив и Артвинскую глыбу на юг и до Битлисского выступа байкальского основания у оз. Ван. В северном направлении она прослеживается по восточному склону Ставропольской антеклизы и соединяется с волгоградской флексурой, ограничивающей Прикаспийскую синеклизу с запада. Таким образом, это — зона особой категории глубокой дислокации, как это впервые отметил Н. С. Шатский, охватывающая и геосинклинальные складчатые области и платформы [42]. Восточнее этой зоны, параллельно ей, тянется такая же региональная зона прогибания, охватывающая восточнорусскую впадину, прикаспийскую синеклизу и Южно-Каспийскую впадину.

Транскавказская зона поднятия особенно интенсивно развивалась в орогенную эпоху альпийского периода (неоген-антропоген), обуслов-

дивая мощное проявление эффузивного вулканизма — Джавахетское вулканическое нагорье, с многочисленными линейно расположенными вулканическими аппаратами, страто-вулканами (Арагац, Арарат, Немруд, Сипан и др.). С этой зоной связаны эпицентры землетрясений Ахалкалакского района, Лениакана, Тигора и др. Она контролирует также фациальные различия миоценовых отложений Анатолии (преимущественно морские) и Ирана (лагунные).

О начале заложения этого разлома на Кавказско-Анатолийском сегменте мы почти ничего не знаем. В этой связи, быть может заслуживает внимания общее воздымание Сомхето-Кафанской зоны по направлению к этому разлому и ее выклинивание (?). В понтидах и Анатолидах вулканогенные образования юры и киммерийские гранитоиды, столь характерные для Сомхето-Кафанской зоны, совершенно отсутствуют. Восточнее описываемого разлома, параллельно ему, тянется другая (дочерняя) зона поднятия по линии Алаверди-Кировакан-Арзаканский антиклинорий. По ней расположены альпийские гранитоидные интрузии, а также субвулканические и эффузивные фации эоцена. Западнее и восточнее этой поперечной зоны последние замещаются туфо-осадочными образованиями.

В среднеараксинской впадине это поднятие обуславливает фациальное различие в миоценовых отложениях — соленосные фации на северо-востоке и терригенно-молассовые на юго-западе.

Иное геологическое значение имеют глубинные разломы, контролирующие зоны широкого развития ультрабазитовой или офиолитовой формации. Породы этой формации в виде сравнительно узких шовных зон развиты вдоль границ различно построенных тектонических сооружений: Сомхето-Кафанского мегантиклинория и Севано-Акеринского синклинория на Антикавказе, складчатой зоны Загроса и парагеосинклинальных складчатых сооружений центрального Ирана, вдоль тавриды и понтиды, а также по границам Киршехирского массива и обрамляющих сооружений центральной Анатолии.

Распространение пород ультрабазитовой формации показывает, что они приурочены не только к эвгеосинклинальным сооружениям, но большей частью и к зонам с типичным миогосинклинальным развитием (Тавриды, Загросы). Более того, в некоторых складчатых сооружениях, возникших из геосинклинальных прогибов эвгеосинклинального типа (Сомхето-Кафанская, Аджаро-Триалектская зоны), ультрабазиты отсутствуют. Это очень важная особенность развития ультраосновного магматизма, которая требует объяснения. По-видимому, правы те исследователи, которые считают, что интрузии ультрабазитов приурочены к узким и глубоким трогообразным желобам, возникшим преимущественно вдоль глубинных разломов, ограничивающих различно построенные тектонические блоки. Об этом свидетельствует также и состав офиолитовой формации. Это фациально выдержанный комплекс пород, состоящий из ультрабазитов (перидотиды, пироксениты, дуниты, часто измененные в серпентиниты), габбро, которые обычно ассоциируют с красны-

ми радиоляритами, яшмовыми породами, кремнистыми известняками, спилитами и подушечными лавами, долеритами, экзотическими глыбами мраморизованных известняков и метаморфическими сланцами. Эти породы в большинстве случаев хаотически перемешаны, сменяют друг друга как в вертикальном, так и латеральном направлении — «цветной меланж».

В результате многоактных, часто повторяющихся движений вдоль разломов породы офиолитовой формации интенсивно смяты, раздроблены, развальцованы и местами превращены в милониты и метаморфизованы (в фации зеленых сланцев).

Эти особенности офиолитовой формации, а также широкое развитие пологих надвигов и шаржажей, свидетельствуют о преобладании в зонах разломов этого типа горизонтально направленных сил, обуславливающих выжимание перидотитовой магмы из верхней мантии в верхние горизонты земной коры.

Остается еще спорным вопрос о времени заложения офиолитовых прогибов, равно как и возраст магматического внедрения ультраосновных пород. Вопрос этот осложняется еще тем, что породы ультрабазитов обычно встречаются во вторичном залегании, представляя «амагматические» инъекции или протрузии и, таким образом, их стратиграфическое положение не дает основание судить о нижнем пределе их возраста. Имеются сторонники верхнемелового, верхний мел-палеогенового, юрско-мелового, юрского, юрско-триасового и палеозойского возраста гипербазитов Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийского складчатого пояса.

Дебатируется также вопрос формы внедрения ультраосновной магмы. Наряду с распространенной точкой зрения об интрузивном внедрении, существуют и сторонники их эффузивного происхождения. Так, например, Л. Дюбертре считает, что весь ряд формаций цветного меланжа, в том числе и перидотиты и габброиды, являются эффузивно-осадочными образованиями.

Нам представляется более логичной концепция Ж. Обуэна [30], который считает, что:

1. Офиолиты — продукт излияния ультраосновной магмы.
2. Они могут быть разновозрастными в разных районах альпийского офиолитового пояса.
3. Зеленокаменные породы Турции представляют собой краевое проявление интракратонных трещинных излияний мелового возраста, известных в кратонах, расположенных южнее альпийской оси.

При решении этих вопросов необходимо учесть следующее:

1. В Анатолии, западном Иране, Антикавказе, как и в юго-восточной Европе (динариды Греции и Югославии, Апеннины), породы офиолитовой формации, в том числе и ультрабазиты, по возрасту приурочены к периоду заложения и становления альпийских геосинклинальных прогибов. Как уже отмечалось, заложение и интенсивное развитие последних имело место, одновременно, в рамках триаса-верхнего мела.

Поэтому можно предполагать, что внедрение ультрабазитовой магмы также происходило разновремененно в отдельных геосинклинальных прогибах.

2. Как указывалось выше, ультрабазиты обычно ассоциируют с спилитами, лавами андезитового состава и их пирокластами, а также радиоляритами и другими кремнистыми породами, с которыми они составляют единый формационный ряд. Отсюда следует, что возраст ультрабазитов должен быть определен возрастом указанной формации. В офиолитовых зонах Антикавказа имеются веские факты, свидетельствующие о верхнетурон-коньякском возрасте этой формации. В этом отношении интересен разрез фаунистически охарактеризованных верхнемеловых отложений в бассейне р. Веди (южная офиолитовая зона Армении). Сеноман-турон представлены светлыми, массивными органогенными известняками, а нижняя часть нижнего коньяка — терригенными песчано-глинистыми отложениями. Верхняя часть н. коньяка сложена вулканогенно-осадочными образованиями офиолитовой формации — туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты андезитового состава, потоки андезитов, спилиты, перидотиты, пироксениты и габбро, местами измененные в серпентиниты, красные радиоляриты, глыбы мраморизованных известняков, которые местами превращены в метаморфические сланцы. Далее следуют песчано-глинистые отложения верхнего коньяка, сменяющиеся выше по разрезу карбонатными породами сантона-маастрихта. Венчается разрез верхнего мела терригенным флишем дания-палеоцена.

Показательна исключительная приуроченность выходов ультрабазитов к вулканогенно-осадочной свите н. коньяка и полное их отсутствие как в подстилающих, так и в вышележащих свитах. Отсюда напрашивается вывод о внедрении ультрабазитовой магмы в нижнем коньяке, в эпоху наиболее интенсивного прогибания приараксинского парагеосинклинального прогиба мелового заложения, сопровождавшегося интенсивным проявлением вулканизма. Верхний предел возраста магматического внедрения ультрабазитов достаточно точно устанавливается в бассейне оз. Севан — в северной офиолитовой зоне Антикавказа. Здесь окатанные гальки ультраосновных пород изобилуют в составе красноцветной терригенной свиты сантона.

Таким образом, наиболее вероятный возраст ультрабазитов на Антикавказе — турон-коньякский. Вместе с тем, не исключается и наличие ультрабазитов более древнего, юрского-нижнемелового возраста, о чем свидетельствует наличие обломков этих пород в отложениях сеномана Азербайджанской части Антикавказа.

По Р. Фюрону [38] зеленокаменные породы Турции, как и на Кипре, подстилаются отложениями турона, одновозрастные с крупными разрывами, обусловившими излияния траппов в Индии, а также с зеленокаменными породами Белуджистана и восточного Ирана, и относятся к верхнему мелу.

Заслуживает внимания отсутствие молодого вулканизма вдоль

офиолитовых разломов, что на первый взгляд может свидетельствовать об их пассивности в орогенном этапе. Однако приуроченность к ним сейсмических очагов опровергает это предположение. Крупные сейсмические линии Турции—Северо-анатолийская, южно-анатолийская и армянская (Муш—оз. Ван), совпадают с зонами «цветного меланжа».

Отсутствие вулканических центров в офиолитовых зонах, по-видимому, можно объяснить тем, что в разломах этого типа преобладают горизонтальные движения (надвиги, шарнажи), создающие менее благоприятные условия для излияния магмы.

О наличии диагонального разлома сбросо-сдвигового типа, тянущегося от района оз. Урмия и до Апшеронского полуострова — **Пальмиро-Апшеронский** линеамент по В. П. Поникарову [33], заставляет думать положение Талыша. Последний по своему геологическому строению и истории развития очень сходен с Севано-Акеринской подзоной Антикавказа и по отношению к последней значительно сдвинут на северо-восток. Заслуживает внимания прямолинейность р. Аракс на участке предполагаемого смещения. Этот разлом является границей между двумя значительно отличающимися сегментами альпийской области — малоазийским и Центрально-Иранским, и ограничивает Сомхето-Кафанскую эвгеосинклинальную зону, а также обширную зону офиолитов юго-восточной Турции с востока.

В миоцене он, как и Транскавказский разлом, служил границей между морскими бассейнами центральной Анатолии и лагунными водоемами центрального Ирана. На участке слияния рек Аракс и Кура Пальмиро-Апшеронский разлом совпадает с зоной подземного выступа кристаллического основания района Кюрдамира (Кюрдамирский гравитационный максимум).

Четвертым типом разломов глубокого заложения является **Анкавано-Зангезурский** на Антикавказе. Эта классическая зона смятия и дробления, внедрения гранитоидов и мощного проявления эффузивного вулканизма в мезокайнозойе, эндогенной минерализации, шириной в среднем 10—15 км. В Зангезуре она выражена двумя параллельными разломами — Хуступ-Гирратахским и Дебаклинским, тянущимися от р. Аракс на юге и до р. Воротан на северо-западе.

Между указанными двумя главными разломами, ограничивающими эту зону дробления с юго-запада и северо-востока, развиты десятки и сотни параллельных и диагональных разрывов, обусловивших мозаично-блоковое строение зоны.

Палеозойские и мезозойские отложения, слагающие описываемую зону, вместе с прорывающими их дайками и субинтрузиями интенсивно смяты, составляя сложные, разбитые сбросами и взбросами, прямые и наклонные изоклинальные складки. Эти осадочно-вулканогенные образования сильно метаморфизованы, раздроблены, развальцованы, местами превращены в тектонические брекчии и милониты. Вдоль этой шовной зоны расположены интрузии крупнейшего в Закавказье Мегринского гранитоидного плутона, а также месторождения и многочисленные

проявления медно-молибденовой минерализации. Она контролирует также эпицентры зангезурских землетрясений (Татев, Гярд и др.) и выходы минеральных источников.

Хуступ-Гирратахский разлом прослеживается на северо-запад в район сс. Татев—Сваранц, где верхнемеловые отложения также расланцованы, метаморфизованы, милонитизированы и прорваны интрузиями габбро. С последними связано оруденение железа. Дебаклинский разлом через Дастакертское месторождение прослеживается до Сисиана. В бассейне р. Воротан эта зона, по-видимому, обрывается субширотным разломом (сбросо-сдвигом), обусловившим смещение Кафанского блока Сомхето-Кафанской зоны на запад. Далее к северо-западу Зангезурская зона разломов скрывается под новейшими вулканическими образованиями Варденисского и Гегамского хребтов. Ее продолжением является зона разлома в районе Анкавана (Анкавано-Зангезурский разлом). Здесь также развиты пара крупных разломов, ограничивающих Арзаканский (Цахкуняцкий) антиклинорий с запада и востока (по реке Мармарик), обусловивших его блоковое строение и выход на поверхность байкальского основания. Вдоль Мармарикского разлома, как и в Зангезуре, развиты интрузии гранитоидов, золоторудная и медно-молибденовая минерализация, минеральные источники и эпицентры землетрясений. Анкавано-Зангезурский разлом возник, по-видимому, в палеозое и служил северной границей распространения средне-верхнепалеозойских платформенных мелководных морских отложений; в юре он ограничил Сомхето-Кафанский эвгеосинклинальный прогиб с юго-запада.

Интенсивное развитие этого разлома в юре отчетливо фиксируется в южном Зангезуре, что и отражено в фациальных различиях юрских отложений Кафанского брахиантиклинория. Туфогенные фации верхней юры, слагающие северо-восточное крыло последнего, на юго-западном крыле антиклинория, примыкавшем к этому разлому, фациально замещаются вулканическими образованиями (порфиритами).

* * *

Изложенный выше материал позволяет сделать ряд выводов, касающихся общих закономерностей строения и развития складчатых областей, как-то: типов геосинклинального развития, значения фаз складчатости, проявления новейшего вулканизма, связи сейсмичности с тектоникой и др.

Ограниченность объема настоящей статьи не позволяет подробно рассмотреть эти вопросы, каждый из которых является самостоятельной темой исследования.

Ограничимся лишь краткими замечаниями по ним.

1. Типичным примером инверсионного типа развития является Сомхето-Кафанская зона. Все крупные антиклинории этой зоны — Алавердский, Шамшадинский, Карабахский, Кафанский, в лейасе—доггере (байос) представляли наиболее прогнутые части одноименного эвгео-

синклинального трюга. Перед келловеем (в бате) происходила их инверсия и образование ядра современных антиклинальных структур.

Севано-Ширакский, Аджаро-Триалетский, Еревано-Нахичеванский синклинории, наоборот, представляют структуры унаследованного типа развития. Они формировались на месте одноименных геосинклинальных прогибов, заложенных в конце юры—нижнем мелу.

2. О связи новейшего вулканизма с дифференциальными блоковыми движениями орогенного этапа развития альпийского тектонического периода и о приуроченности центров излияний и извержений к молодым разломам, возникшим по сводовым частям воздымающихся антиклинальных структур и по бортам грабен-синклинориев, неоднократно указывалось в работах многих исследователей. Добавим к этому только следующее.

Интенсивное проявление неовулканизма приурочено к срединным массивам (Киршехирский) и складчатым сооружениям характеризовавшимся парагеосинклинальным типом развития в альпийском периоде, а в палеозойском — платформенным. Вместе с тем, в зонах с типичным эвгеосинклинальным развитием (Сомхето-Кафанская, Аджаро-Триалетская, восточно-понтическая и др.) орогенный вулканизм развит очень слабо или отсутствует.

3. Подтверждается точка зрения о том, что очаги сильных землетрясений приурочены к разломам глубинного заложения, которые ограничивают структурно-формационные зоны и складчатые сооружения—Анкавано-Зангезурский, Северо-Анатолийский, Южно-Анатолийский, Эрзерумо-Среднеараксинский, Транскавказский и др. Особенно сейсмоактивны узлы пересечения разломов.

Ереванский государственный
университет

Поступила 21.1.1970.

Ա. Ա. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ

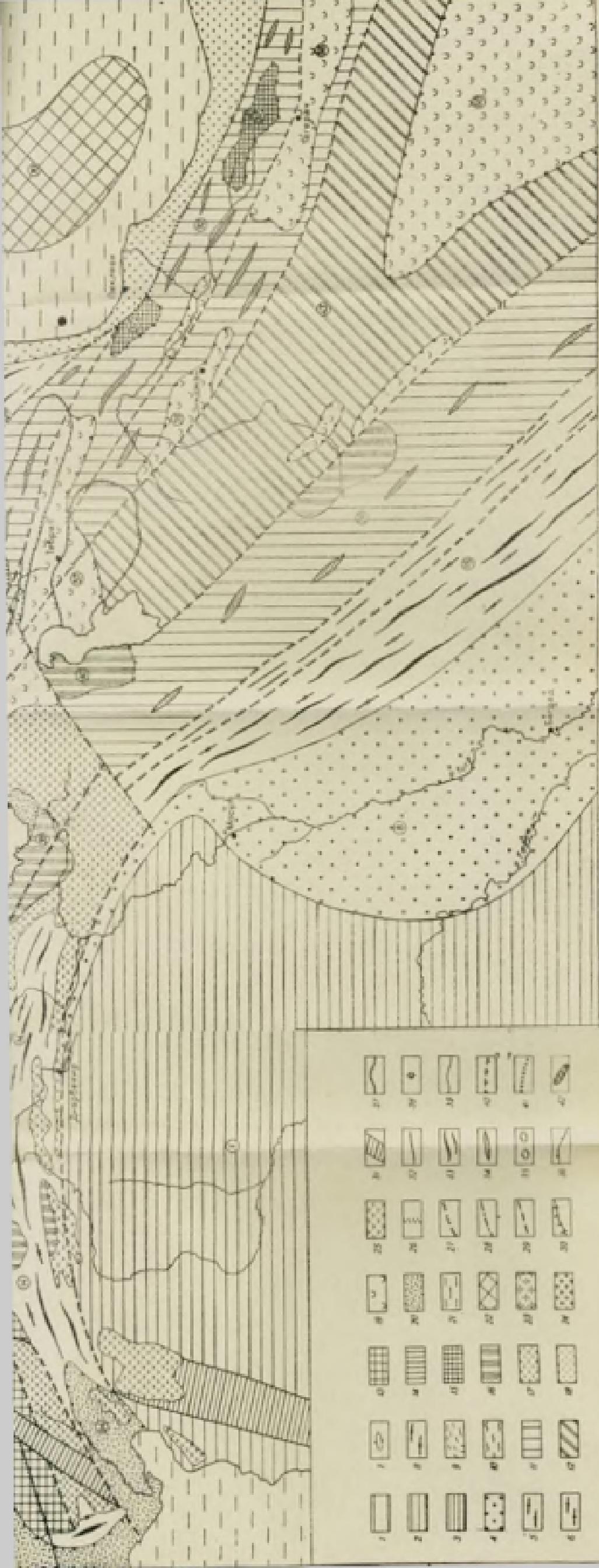
ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԳԻՐՔԸ ԱԼՊԻԱԿԱՆ ՄԱԼՔԱՎՈՐ
ՄԱՐԶԻ ԿՈՎԿԱՍ-ԱՆԱՏՈՒԹՎ-ԻՐԱՆԱԿԱՆ ՀԱՏՎԱԾԻ
ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔՈՒՄ

Ա. մ փ ո փ ո լ մ

Վերջին տարիներում արդիական ծախքավոր գոտում կատարված մանրադնին հետազոտությունների շնորհիվ ստացվել են նոր տվյալներ, որոնք ստիպում են վերանայել այդ գոտու տեկտոնական շրջանացման մի շարք հարցերը և այլ կերպ մեկնաբանել Ղրիմ-Կովկասյան գոնայի ու Փոքր Ասիայի տեկտոնական կառուցվածքի և երկրաբանական դարգացման պատմության առանցքային խնդիրները:

Մասնավորապես պարզվել են, որ

1. Ալպ-Հիմալայան ծախքավոր գոտու կոնսոլիդացված հիմքը Բայկալյան (ոբիեյան) հասակի է.
2. Կովկաս-Անատոլիա-Իրանական հատվածի կենտրոնական ու հարավային մասը պալեոգոյի ընթացքում պատմորամային պատմություն է ունեցել.



3. Գեոտեկտոնական շրջանացում կատարելիս պետք է հիմք ընդունել ոչ միայն ծալքավորման հասակը, այլ նաև գեոսինկլինալային ճկվածքների հասակը (ներանց առաջացման սկիզբը)։

4. նկարագրվող մարզի երկրաբանական կառուցվածքում առանձնացվում են հետևյալ ստրուկտուրային կոմպլեքսները՝

ա) Բայկալյան մետամորֆալին կոմպլեքս, որը կազմում է ալպիական կառուցվածքների հիմքը,

բ) Պալեոզոյան (կալեդոնյան-հերցինյան) պլատֆորմային (կենտրոնական ու հարավային մասում) և գեոսինկլինալային (հյուսիսային մասում) կոմպլեքս,

գ) Ալպիական (մեզո-կայնոզոյան) գեոսինկլինալային կոմպլեքս, բուն գեոսինկլինալային ու օրոգենային ենթակոմպլեքսներով։

Հաշվի առնելով այդ տվյալները, կովկաս-Անատոլիա-Իրանական հատվածում անջատվում են հետևյալ տեկտոնական (պատմա-երկրաբանական) զոնաներն ու ծալքավոր կառույցները։

Ալպիական առաջավոր (եզրային) նկվածքներ, որոնք լցված են օլիգոցենի, նեոգենի ու անտրոպոգենի ժովային ու ցամաքային մոլասային նստվածքներով։

Ալպիական եզրային, գլխավորապես միոգեոսինկլինալային ծալքավոր զոնաներ՝ Ղրիմ-Կովկասյան հյուսիսում և Թավրոս-Ջազրոսյան՝ հարավում։

Ալպիական ներքին էվգոեսինկլինալային ծալքավոր կառույցներ, որոնց վերագրվում են արևելյան պոնտիդները, Աջարո-Թրիալետի սինկլինորիումը, Սոմխեթո-Ղափանի գոնան, Սևանա-Աբերայի սինկլինորիումը և Թալիշի անտիկլինորիումը։

Ներքին պարագեոսինկլինալային ծալքավոր կառույցներ, որոնք գոյացել են պալեոզոյան պլատֆորմային հիմքի վրա դրված պարագեոսինկլինալային ֆլիշային ճկվածքներից ու գրաբեններից։ Սրանց են վերագրվում էլբուրսի անտիկլինորիումը, կենտրոնական Իրանն ու Անատոլիայի զգալի մասը, արևմուտյան պոնտոսը և մերձարաբսյան զոնան Անտիկովկասում։

Միջին կամ կենտրոնական զանգվածներ, կազմված բայկալյան մետամորֆիզացված կոմպլեքսից, որը որոշ տեղերում ծածկված է ֆաներոզոյան պլատֆորմային նստվածքներով (Կիրշեխի, Ջիրուլ)։

Ալպիական միջլեռնային իջվածքներ, որոնք գոյացել են օրոգեն էտապում և կազմված են օլիգոցեն - միոցեն ու պլիոցեն - անտրոպոգենի մոլասային նստվածքներից։ Առանձնացվում են իջվածքների շորս տիպեր՝ Իրանական, Անատոլիական, Անտիկովկասյան ու Անդրկովկասյան, որոնք միմյանցից տարբերվում են հիմքի հասակով և կազմող նստվածքների ֆացիաների բնույթով։

Ներքին ծովերի իջվածքներ, որոնք ընդգրկում են Սև ու Կասպից ծովերի ավազանները։

Հոդվածում տրված է թվարկված տեկտոնական զոնաների ու կառույցների նկարագրությունն ու զարգացման առանձնահատկությունները։

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адамия Ш. А. Докюрские образования Кавказа. Тр. Геол. Института АН Груз. ССР, вып 16, 1968.
 2. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, М., 1961.

3. Амурский Г. И. Тектоника Туркмении и сопредельных с нею территорий. В кн. «Тектоника Туркмении». «Наука», М., 1966.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», 1958.
5. Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд. ЛГУ, 1963.
6. Бархатов Б. П. Тектоника Памира и его положение в орогеническом поясе северного обрамления Индостанского сектора Гондваны. «Межд. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. пробл. II». «Недра», М., 1964.
7. Бархатов Б. П. Палеозойская история и северная граница альпийского складчатого пояса юга СССР. Вестник ЛГУ, сер. геология и география, вып. 4, № 24, 1966.
8. Богданов А. А. Коллоквиум по тектонике альпийской складчатой области в Иране и Турции. «Геотектоника», № 1, 1968.
9. Бончев Е. С. Некоторые вопросы тектоники восточной части Балканского полуострова в связи с тектонической проблемой Причерноморья. «БМОИП», отд. геол., т. XXXII, (6), 1957.
10. Вальбе С. П. Стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности западного Копед-дага и Предкопеддагского прогиба. «Недра», М., 1967.
11. Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1000000. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. X, 1955.
12. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
13. Габриелян А. А. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Изд. «Митк», Ереван, 1968.
14. Габриелян А. А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Известия АН Арм. ССР, физ.-мат., естеств. и техн. науки, т. IX, № 2, 1956.
15. Габриелян А. А. Тектоническое строение Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в средиземноморской орогенической зоне. Гималайский и альпийский орогенез. Докл. сов. геол. на XXII сессии межд. геол. конгр. Проблема II, Изд. «Недра», М., 1964.
16. Гамкрелидзе П. Д. Тектоника Грузии. В кн.: «Геология Грузинской ССР». Изд. «Недра», 1964.
17. Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. «Геотектоника», № 3, 1966.
18. Гансер А. Геология Гималаев. «Мир», М., 1967.
19. Гансер А. Новые данные о геологии центрального Ирана. «Тр. IV межд. нефт. конгресса», т. I, Геология нефтяных и газовых месторождений, 1956.
20. Дзоценидзе Г. С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. «Геотектоника», № 3, 1966.
21. Исмаилов К. А., Гасанов Н. С. Современная структура Южно-Каспийской впадины и ее связь с глубинной тектоникой. В кн.: «Геофиз. разведка на Каспийском море». Л., «Недра», 1966.
22. Кетин И. Тектонические структуры Анатолии. «Геотектоника», № 3, 1966.
23. Кетин И. Орогеническая эволюция территории Турции. В кн.: «Тектоника альпийской области». Сборник статей, изд. «Мир», М., 1965.
24. Коллектив авторов. Тектоническое строение Азербайджана и Каспийской впадины (Ротапринт). Баку, 1968.
25. Краус Э. Орогены Восточной Анатолии и величина их смещения. В кн.: «Тектоника альпийской области». Сборник статей. Изд. «Мир», М., 1965.
26. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963.
27. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. Изд. «Недра», 1968.
28. Муратов М. В. Основные черты строения и истории развития альпийской складчатой области. В кн.: «Тектоника Европы». «Наука и недра», М., 1964.
29. Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. «Геотектоника», № 2, 1969.

30. Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). Изд. «Мир», М., 1967.
31. Пейве А. В. Океаническая кара геологического прошлого. «Геотектоника», № 4, 1969.
32. Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Известия АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.
33. Поникаров В. П., Казьмин В. Г. и др. О характере сочленения Аравийской платформы с Альпийской геосинклинальной областью. Советская геология, № 2, 1967.
34. Резанов И. А. Тектоническая карта Туркмено-Хорасанских гор. Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1958.
35. Рихтер В. Г. Поперечные складчатые системы в геосинклинальных областях. В кн.: «Складчатые области Евразии», «Наука», М., 1964.
36. Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Чолахян Л. С. Новые данные о верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще юго-западной части Малого Кавказа. «БМОИП», отд. геол., № 3, 1968.
37. Степанов Д. Л. Стратиграфия палеозойских отложений Ирана. БМОИП, отд. геол. № 1, 1969.
38. Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Перевод с франц. Изд. «ИЛ», М., 1955.
39. Хаин В. Е. Важнейшие особенности строения и развития альпийского пояса Евразии. КБГА, VIII конгр. Геотектоника, Белград, 1967.
40. Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего востока. «Вестник» МГУ, сер. геол. № 6, 1968, 1, 2, 1969.
41. Хаин В. Е., Григорянц Б. В., Исаев Б. М. Западно-Каспийский разлом и некоторые закономерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных складчатых областях. «БМОИП», отд. геол., т. 41, № 2, 1966.
42. Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. Высш. уч. завед. Геология и разведка, № 11, 1960.
43. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, т. I—1964, т. II—1966, т. III—1968.
44. Штёклин Д. Ж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1, 1966.
45. Штилле Г. Варисийское складчатое основание Центральной Европы на общеевропейском фоне структур фундамента. Избранные труды, изд. «Мир», 1964.
46. Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии. «Геотектоника», № 2, 1967.
47. Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. БМОИП, отд. геол., № 5, 1965.
48. Яранов Д. Тектоника на България, София, 1960.
49. Altinli E. Geology of Eastern and Southeastern Anatolia. „Bull. Miner. Res. a Explor. Inst. Turkey“, n. 66, 1966.
50. Bailey E. B., Mc. Callie W. S. Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust. „Trans Roy Soc. Edinb“, vol. 62, p. 2, № 11, 1953.
51. Blumenthal M. M. Le systeme structural du Taurus Sud-Anatolian. In „Livre a la memoire du prof. P. Fallot“, t. 11, Paris, 1960—1963.
52. Bonnard E. Contribution a la connaissance geologique du Nord-Est de l'Iran. Ecl. geol. Helv. № 32, № 2, 1944.
53. Brinkmann R. Einige geologische Leitlinien von Anatolien. Geologica et Paleontologica. 2, S. 111—119, abb., 1968.
54. Gansser A. Ausseralpine ophiolitprobleme. „Ecl. Geol. Helv.“, 1959, vol. 52, № 1.
55. Schroeder V. W. Essai sur la structure de l'Iran. „Ecl. geol. Helv“, v. 32, № 1, 1944.
56. Mostofi B., Frev E. Geological map of Iran 1:250 000 with explanatory notes compiled by the geological staff of the Iran, oil company. Dec. 1959a.
57. Tromp S. W. A tentative classification of the main structural units of the Anatolian orogenic belt. The journal of geology, 55, 1947.
58. Parajas E. D. La tectonique transversale de la Turquie. Publ. In-st. geol. de Univ. d'Istanbul, 8, 1940.
59. Furon R. Geologie du plateau Iranien. Mem. mus. Hist. Nat. NS., 7, 1941.

Л. Н. ЗОГРАБЯН

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МОРФОСТРУКТУРЫ
АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ
ОРОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ АЗИИ

Армянское нагорье входит в состав полосы обширных и сложно построенных Переднеазиатских нагорий, занимая промежуточное положение между Малоазиатским и Иранским нагорьями. Эта полоса составляет основную часть альпийской орогенической зоны Западной Азии, протягивающейся непостоянной шириной в восточном и юго-восточном направлении между двумя равнинно-платформенными зонами — молодой Скифско-Туранской на севере и древней Аравийско-Индийской — на юге. Эти три крупные тектонические зоны в геоморфологическом отношении по классификации Ю. А. Мещерякова [13], являются геотектурами второго порядка¹, которые представляют основу глобального рельефа земли. Поверхность геотектур осложнена элементами рельефа более низкого порядка, относящегося к морфоструктуре земли. И. П. Герасимов и Ю. А. Мещеряков [8] морфоструктуры определяют как преимущественно крупные формы рельефа, которые возникают в результате исторически развивающегося противоречивого взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов при ведущей активной роли эндогенного фактора — тектонических движений.

Зона молодых складчатых горных сооружений Западной Азии включает ряд крупных морфоструктурных комплексов рельефа² (соответствующих геоморфологическим и физико-географическим провинциям) — Малоазиатское, Армянское и Иранское нагорья, Большой Кавказ, а также Кура-Каспийская (южная половина моря) и Черноморская впадины. Среди них наиболее сложное и разнообразное строение рельефа имеет Армянское нагорье, ограниченное с севера впадинами Черного моря и Кура-Каспия, а с юга впадиной Месопотамии.

Армянское нагорье — морфологически единая область, и представляет собой высокую глыбовую страну [12] площадью около 400.000 км². Она состоит из ряда крупно-складчато-глыбовых горных сооружений (Восточный Понт, Малый Кавказ, Приараксинские горы, Армянский Тавр и др.) и чередующихся с ними зон прогибов вдоль главных рек [Арацани (Мурадчай), Аракс и др.]. Ими окружено внутреннее «плоскогорье», которое приподнято более, чем на 500 м над аналогичными областями соседних нагорий и отличается неовулканическим рельефом.

¹ К первому порядку геотектур относятся континентальные выступы (включая шельф) и океанические впадины, обладающие площадями 10⁶—10⁷ км² [7], а геотектуры второго порядка обладают площадями 10⁵—10⁶ км².

² Их можно выделить как морфоструктуры первого порядка.

Последнее представлено щетовидными массивами (Арагац, Гегамский; Бюракнинский, Цахканц, Джавахетский, Ехнахахский и др.), плоскогорьями (Карское, Ардаганское, Серокское, Когерское и др.), плато Котайкское, Егвардское, Шамирамское, Текорское и др.) и небольшими межгорными котловинами (Среднеараксинская, Алашкертская, Маназкертская, Мушская, Эрзерумская, Ванская, Севанская и др.).

Армянское вулканическое нагорье, согласно С. П. Бальяну [5], образовалось на гетерогенном складчато-глыбовом основании с множеством тектонических трещин, характеризующемся также зонами поднятия и опускания, которые прослеживаются, в основном, в том же субширотном или общекавказском направлении, что и окружающие его складчато-глыбовые горные системы. Это свидетельствует о том, что подлаговая структура (как морфологическая, так и геологическая) является органическим продолжением структуры окружающих горных систем, с той лишь разницей, что она погребена под мощным неовулканическим щитом.

Изучением рельефа (в том числе и морфоструктуры) Армянского нагорья занимались Г. Абиx [1, 2, 3], А. Гукасов [9], Ф. Освальд [18], Ф. Махачек [12] и др. Морфоструктуры этой обширной территории коснулись также М. В. Муратов [15], К. Н. Паффенгольц [19—21], Н. М. Богданова [6]. Более подробно ее охарактеризовал С. П. Бальян, который специально занимался анализом морфоструктуры центральной части нагорья с вулканическим рельефом, за основу которой он взял, в основном, геологическое строение.

В данной работе, на основании анализа самого рельефа, сделана попытка изложить некоторые главные особенности морфоструктуры Армянского нагорья в целом, на фоне всей орогенической зоны Западной Азии.

Одной из важных особенностей Армянского нагорья можно считать то, что на его территории выделяются морфоструктуры нескольких порядков — от самых крупных и сложных до относительно мелких и простых, каждая из которых соответствует определенному комплексу или элементу геологической структуры данной территории.

Морфоструктурой первого порядка мы считаем структуры самого нагорья, которое является крупной единицей в пределах геотектуры молодых горноскладчатых сооружений Западной Азии. Оно представляет компактную геоморфологическую область, образовавшуюся на общем и весьма сложном блоково-складчатом основании и осложненную неовулканизмом (N—Q). Как у соседних, Малоазиатского и Иранского нагорий, в Армянском нагорье легко различить окраинные молодые горы со складчатой и складчато-глыбовой структурой и внутреннее «плоскогорье» на древнем жестком блоке. Однако, Армянское нагорье отличается от них тем, что на его территории вместо не очень высокого внутреннего пустынного плоскогорья развито высоко приподнятое вулканическое нагорье со сложной (двухъярусной) морфоструктурой.

В пределах морфоструктуры первой категории (или порядка) выделяются морфоструктуры второго порядка, представляющие собою крупные горные системы (Восточный Понт, Армянский Тавр, Малый Кавказ, Курдистанские горы и т. д.) и межгорные прогибы (Среднеараксинская, Урмийская, Васпураканская, Арацани и т. д.), которые соответствуют интрагеосинклиналям и интрагеоантиклиналям. Морфоструктуры второй категории имеют площадь порядка 10^4 км². Каждая из них отличается преобладанием в общей тенденции тектонических движений поднятия или опускания, что выражается в рельефе.

На этом фоне общего поднятия или опускания нередко происходит дифференциация движений (иногда с обратным знаком) и образование морфоструктурных зон более низких категорий, служивших морфоструктурами следующего — третьего порядка. Примерами могут служить зоны пологой моноклинали северо-восточного склона М. Кавказа и Центральная зона дифференциальных поднятий и опусканий в пределах Малого Кавказа, Арпа-Воротанская зона впадин и поднятий и Урц-Зангезурская зона интенсивных дифференцированных поднятий в области Приараксинских хребтов*. Эти морфоструктурные зоны нередко соответствуют тектоническим зонам более низкого порядка. Так, северо-восточный склон М. Кавказа соответствует Сомхето-Карабахской зоне (антиклинорий), а Центральная зона — Севано-Ширакской зоне (синклинорий).

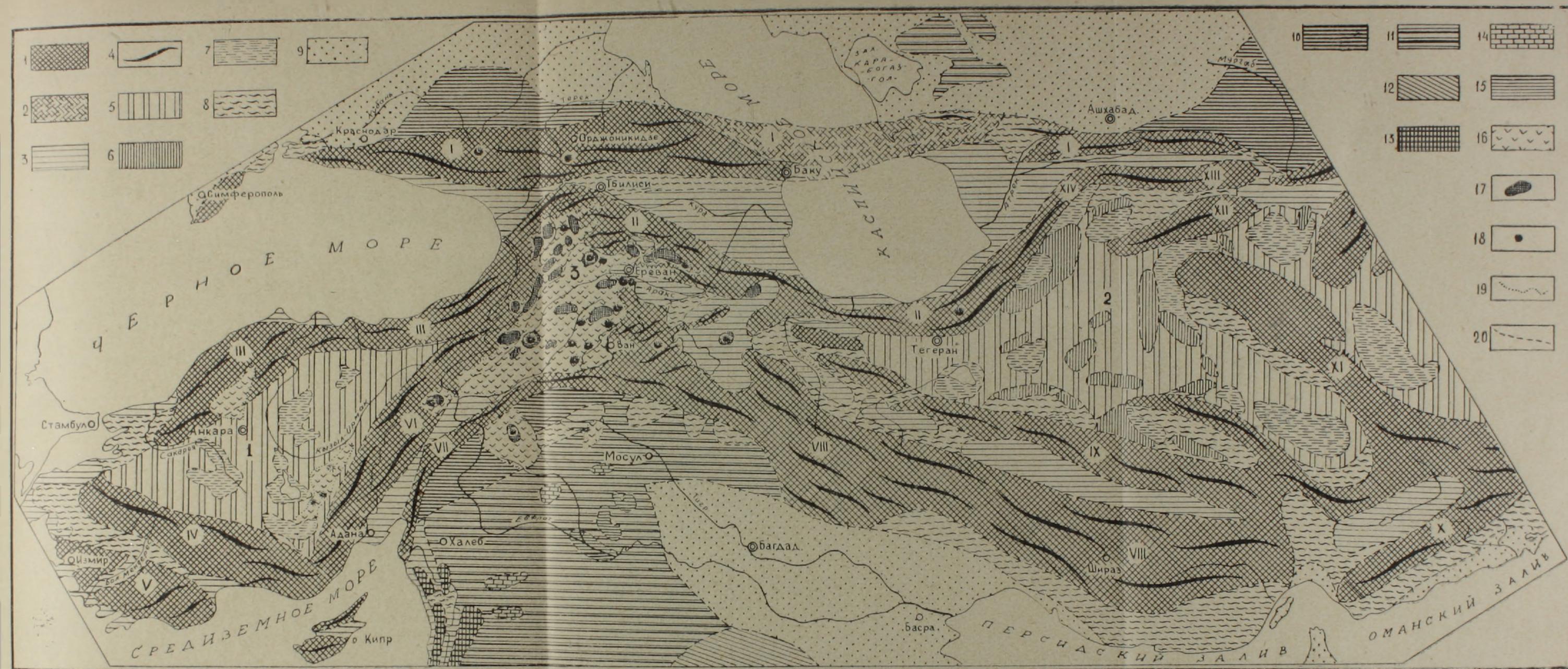
Следующий — четвертый порядок морфоструктурных единиц является основным, характеризующимся разнообразием форм. В эту категорию входят отдельные небольшие блоки земной коры, обладающие площадью 10^2 — 10^3 км². Они создают главные элементы рельефа — структурные горные хребты и небольшие межгорные котловины (например, Зангезурский горстовый хребет, Гугарацкие блоковые горы, Севанский антиклинальный хребет, Араратская, Севанская, Басенская, Эрзерумская, Мушская мульдовые и грабенные котловины и многие другие).

Наконец, последним — пятым порядком морфоструктуры можно считать простые элементы геологической структуры — антиклинали, синклинали, вулканические конусы, лавовые потоки, создавшие мелкие структурные формы рельефа. Их размеры обычно не превышают десятков, реже первых сотен км².

Приведенные выше морфоструктурные порядки отличаются своими внутренними особенностями и возрастом образования. Морфоструктуры второго порядка в пределах Армянского нагорья и соседних территорий молодой орогенической зоны Западной Азии, имеют, главным образом, прямолинейное простирание. Например, междуречье Кура-Аракс** широкой прямолинейной полосой протягивается в юго-восточном направлении, переходя в Иранский Карадаг и далее в Эльбурские горы. Подобное строение и направление имеют Большой Кавказ (морфострук-

* Название зон дано по Е. Е. Милановскому [14].

** Сюда входят Малый Кавказ, Приараксинская зона хребтов и северо-восток Армянского вулканического нагорья.



Фиг. 1. Схематическая карта морфоструктуры кайнозойского орогенетического пояса Западной Азии и сопредельных территорий. А. Молодые складчато-глыбовые горные сооружения. I. Высоко и умеренно приподнятые крупные своды и моноклинальные блоки (высокогорья и среднегорья); 2. Зона слабого поднятия в области Кура-Каспийского прогиба; 3. Синаклинальные и грабеновые межгорные котловины (пластовые аккумулятивные равнины); 4. Главные антиклинории; 5. Плоскогорья срединных массивов; 6. Умеренно приподнятые крупные блоки (плоскогорья); 7. Сравнительно высоко приподнятые наложенные блоки (локальные низкогорья и среднегорья); 8. Слабо и умеренно приподнятые блоки в областях горных сооружений и плоскогорий срединных массивов (плато и низкогорья предгорьев); 9. Платформенные равнины; 10. Аккумулятивные низменные равнины; 11. Предгорные возвышенности; 12. Умеренно приподнятые блоки (плато); 13. Умеренно приподнятые косые блоки (наклонные плато с куэстами); 14. Умеренно и интенсивно приподнятые горсты (среднегорья); 15. Умеренно и интенсивно приподнятые горсты (среднегорья); 16. Умеренно и интенсивно приподнятые горсты (среднегорья); 17. Умеренно и интенсивно приподнятые горсты (среднегорья); 18. Умеренно и интенсивно приподнятые горсты (среднегорья); 19. Умеренно и интенсивно приподнятые горсты (среднегорья); 20. Умеренно и интенсивно приподнятые горсты (среднегорья).

но и слабо приподнятые наложенные блоки (локальные низкогорья и плато); 15. Слабые наложенные прогибы (локальные котловины); Г. Вулканические нагорья. 16. Плоскогорья на гетерогенном выровненном цоколе и плато в межгорных котловинах; 17. Высокогорные щитовидные массивы на глыбовом гетерогенном основании; 18. Крупные потухшие вулканы; 19. Границы распространения вулканических образований; 20. Границы морфоструктурных зон и областей (морфоструктур второго и частично, третьего порядков).

Зоны складчато-глыбовых горных сооружений: I—Кавказско-Копетдагская; II—Малокавказско-Эльбурская; III—Понтийская; IV—Центрально-Анатолийская; V—Западно-Анатолийская; VI—Внутритаверская; VII—Восточно-Таврская; VIII—Загросская; IX—Кухрудская; X—Бешагертская; XI—Центрально-Иранская; XII—Хорасанская; XIII—Биналудская; XIV—Восточно-Эльбурская. Плоскогорья: 1—Анатолийское; 2—Иранское; Вулканические нагорья: 3—Армянское.

тура первого порядка) с Копетдагом и Загрос на юго-западе Иранского нагорья.

Указанные три крупные и сложнопостроенные морфоструктуры с прямолинейным юго-восточным простираем расположены кулисообразно и к юго-востоку постепенно расходятся (фиг. 1). Прямолинейное субширотное простираем характерно для Северного и Внутреннего Тавров и разделяющих их прогибов (морфоструктуры второго порядка), далее к востоку переходящих в вулканическое нагорье, составляя приподнятые зоны его подлавового субстрата.

Таким образом, в пределах Армянского нагорья морфоструктуры второго порядка, в основном, имеют прямолинейное прослеживание, но, встречаются также пологие дугообразные горные сооружения—Армянский (Восточный) Тавр и Восточный Понт*.

Приведенные выше морфоструктуры унаследованы от первичных геологических структур верхнего палеозоя и мезозоя.

Морфоструктуры третьего порядка большей частью имеют дугообразное расположение и бывают либо унаследованными от бывших, но сравнительно молодых, геологических структур (Mz, Pg), либо—наложенными.

Морфоструктуры четвертого порядка являются основными единицами структуры рельефа и проявляются в большом многообразии. Среди них отличаются купола, своды, горсты, грабены, мульды на разных высотах. Нередко они имеют моноклиналиное строение, главным образом, на пограничной части крупных зон поднятия и опускания. Их примером могут служить блоки, составляющие скелеты внешних хребтов Малого Кавказа, Восточнопонтийских гор и др.

Данные морфоструктуры, в основном являются перестроенными, вследствие чего главные тектонические элементы не совпадают с элементами морфоструктуры. Их примерами являются Гугарацкий, Зангезурский, Мегри-Баргушатский и другие блоки. Отметим, что эти морфоструктуры перестраивались в разное время истории сложного развития рельефа Армянского нагорья.

Для Армянского нагорья также характерно то, что особенности физиографии района—направления рек, хребтов, береговых линий и т. д. имеют определенную геометрическую правильность с отчетливым параллелизмом различных элементов рельефа. Последние большей частью отличаются выдержанностью по направлению, названному Хоббсом линеаменами**. Таким образом, линеаменами называются те элементы рельефа, которые характеризуются отчетливо выраженной линейной протяженностью (долины рек, очертания побережий водных бассейнов и др.) и общей приуроченностью к системам планетарной трещиноватости [7].

* В других областях орогенических геотектур Евразии морфоструктуры второго порядка отличаются дугообразной формой. Последние распространены на Иранском нагорье, в Тихоокеанской зоне альпийского орогенеза, в Южной и Центральной Европе, на Скандинавском полуострове и др.

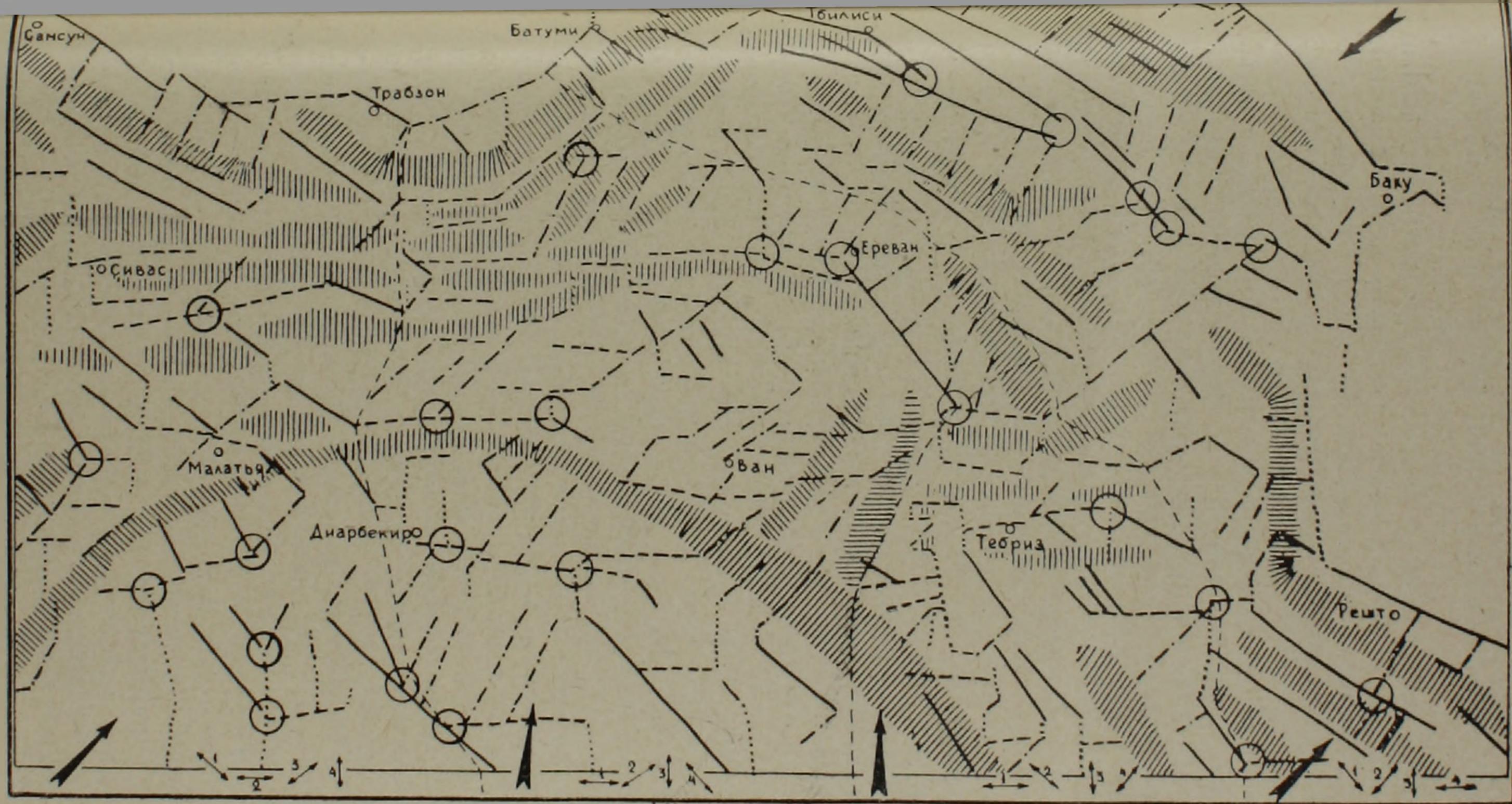
** Заимствовано из работы Б. Ш. Хиллса [22].

В пределах Армянского нагорья линеаменты имеют четыре главных направления — субширотное, субмеридиональное, юго-восточное и юго-западное (фиг. 2). Анализ показывает, что в разных частях нагорий преобладает разное их направление. Например в западной части нагорья преобладают линеаменты юго-восточного направления, но довольно широкое распространение имеют также субширотное и юго-западное направления. В центральной его полосе на первый план выдвигается субширотное направление при отсутствии юго-восточного направления. В полосе оз. Ван повторяется то же самое, но в некоторой степени появляются линеаменты юго-восточного направления, которые уже преобладают в восточной части нагорья и в соседних территориях (Иран, Азербайджан, Каспийское море). Здесь довольно широкое распространение имеют также юго-западное (в северной половине) и субширотное (в южной половине) направления. Некоторые из них (Аракс—Евфрат—в верхнем течении, Аракс—в среднем течении и др.) свое направление выдерживают на большом протяжении, пересекая все нагорье и часть соседних территорий.

С их помощью можно констатировать не только характер и направление тектонических и планетарных трещин, структурных зон и других элементов морфоструктуры, но и направление горизонтального движения соседних платформенных блоков и их влияние на ход развития рельефа в пределах орогенической области. Однако, надо отметить, что за линеаменами исследуемой нами территории еще скрыт ряд загадок, требующих своего дальнейшего изучения и объяснения. Например, во многих местах они образуют узлы, где соединяются линии разного направления, но в одних случаях они приурочены к антиклинальным структурам (Джюльфинский узел), в других—к синклинальным структурам (Храмский узел). В настоящее время трудно объяснить их морфоструктурное значение из-за отсутствия достаточных данных.

Следующей особенностью морфоструктуры Армянского нагорья является чередование крупных зон поднятия и опускания, представляющихся морфоструктурами второго и третьего порядков. В западной и центральной частях нагорья они имеют субширотное направление, а в восточной части — юго-восточное.

Их общее направление меняется по линии Раздан-Агстев, приуроченной к крупному поперечному разлому юго-западного направления. Одни его части фиксируются по геологическим данным, а другие—по геоморфологическим [10]. Западнее и северо-западнее этой линии морфоструктурные линии и линеаменты имеют субширотное направление, а юго-восточнее — общекавказское. Эта линия является также границей между неовулканическими образованиями. Западнее ее расположен Арагацский вулканический район, для которого, согласно К. Г. Шириняну, характерны лавы от базальтов до дацитов, игнимбриты и кислые эксплозивные образования (пемзы), а восточнее — Гегамский и другие



Фиг. 2 Карто-схема главных линеаментов. 1. Крупные долины юго-восточного простирания; 2. То-же, юго-западного простирания; 3. То-же, субширотного простирания; 4. То-же, субмеридионального простирания; 5. «Узлы» долин; 6. Предполагаемые направления горизонтального движения масс; 7. Направления простираний долины

(цифры обозначают степень преобладания направлений; с увеличением цифр уменьшается степень преобладания); 8. Направления простираний основных горных систем; 9. Границы территорий с однотипными линеаментами.

вулканические районы, где неизвестны кислые лавы, игнимбриты и пемзы.

Необходимо отметить, что Агстев-Разданский поперечный разлом является одним из крупных и важных в морфоструктуре Армянского нагорья и является, видимо, отголоском глубинного разлома, геолого-геоморфологическое значение которого требует специального комплексного изучения.

Морфометрический и морфографический анализ рельефа Армянского нагорья показывает, что наряду с подобными тектоно-структурными зонами, по его территории проходят «сквозные» зоны поднятия и опускания субмеридионального направления, связанные, по всей вероятности, с прогрессивно-волновыми движениями литосферы [17]. Наиболее крупными зонами субмеридионального поднятия являются Транскавказское, Восточно-Таврическое, Центрально-Иранское (последнее в пределах Иранского нагорья), которые отделены зонами опускания. Продолжение этих поднятий или опусканий фиксируются также за пределами Переднеазиатских нагорий, на территориях платформ, что указывает на их общепланетарный характер.

Таким образом, на Армянском нагорье и в соседних областях Альпийской складчатой полосы (геотектуре) Западной Азии перекрещиваются зоны поднятия и опускания разного направления и происхождения (фиг. 3). В связи с этим в отдельных геотектонических зонах наблюдаются неоднозначные амплитуды тектонических движений. При перекрещивании субширотных и «сквозных» зон поднятий на их стыке образуется более приподнятый рельеф (например Курдистанские горы, Центральная часть Б. Кавказа, достигающие 4000 и более метров высоты). Наоборот, при перекрещивании зон опускания на их стыках происходит наиболее глубокое понижение, примерами которого служат Кура-Араксинская низменность, впадина оз. Урмия с мощными морскими и озерными отложениями неоген-четвертичного времени. При смежном перекрещивании зон поднятий и опусканий на стыках наблюдаются относительные поднятия или опускания со сравнительно небольшой амплитудой. Это дает основание заключить, что морфоструктура Армянского нагорья имеет «решетчатое строение», являющееся другой важной особенностью морфоструктуры нагорья. Оно возникло путем перекрещивания неотектонических зон разного направления. Этим частично можно объяснить наличие множества замкнутых межгорных котловин (Среднеараксинская, Ванская, Урмийская, Севанская, Мушская, Эрзерумская, Алашкертская, Эрзинджанская, Хнусская и многие другие), весьма характерных для Вулканического нагорья. Эти тектонические котловины, которые представлены важными элементами морфоструктуры и рельефа Армянского нагорья, по С. П. Бальяну [5] являются либо унаследованными с палеогена, либо сбросовыми депрессиями, наложенными на срединные массивы. Они окружены горными сооружениями с разной структурной особенностью и неодинаковой высотой.

Но не исключено участие в создании межгорных котловин и нео-

вулканизма [16], столь важного морфоструктурного элемента Армянского нагорья. По С. П. Бальяну [5] морфоструктуры вулканического рельефа представлены тектоно-вулканическими щитовидными массивами Бюракнинский (Бингелдагский), Цахкани (Аладагский), Арсианский, Арагацский, Гегамский и др., сложенными эффузивами трещинных излияний мио-плиоцена, литоскульптурными денудационными плато (Вохчабердское, Басенское, Дутахское и др.), выработанными в вулканогенно-осадочных толщах неогена, денудационными бронированными плато (Егвардское, Цалкинское и др.), выработанными во внутриформационных долеритовых и покровных лавах (N_1-N_2), лавовыми покровами (N_2-Q). Все они развиты, как отмечено выше, на гетерогенном складчато-глыбовом субстрате.

Таким образом, морфоструктуры вулканического рельефа проявляются двумя или несколькими ярусами (в том числе и «аккумулятивными»), т. е., являются сложными, состоящими из неовулканических образований (щит) и складчато-глыбового, приподнятого или опускавшегося субстрата.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22.VII.1969.

Լ. Ն. ՉՈՂՐԱԲՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ԵՎ ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ԱՍԻԱՅԻ ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒՆՐԱՆ ԿԻՑ ՏԵՐԻՏՈՐԻԱՆԵՐԻ ՄՈՐՖՈՍՏՐՈՒԿՏՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻ ՄԻ ՔԱՆԻ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական լեռնաշխարհը բարձրագիր լեռնային երկիր է, մոտ 400 000 կմ² տարածությամբ, որն ունի բարդ մորֆոստրուկտուրա. ըստ որում այն հանդես է գալիս մի քանի կարգերով առաջին կարգի մորֆոստրուկտուրան ինքը՝ լեռնաշխարհն է, երկրորդ կարգինը՝ խոշոր լեռնասիստեմներն իրենց կից գոգավորություններով, երրորդ կարգինը՝ լեռնասիստեմների առանձին գոնաները, չորրորդ կարգինը՝ երկրակեղևի առանձին փոքր բեկորները և վերջապես հինգերորդ կարգինը՝ ռելիեֆի կառուցվածքային փոքր տարրերը:

Լեռնաշխարհում հնարավոր է առանձնացնել ժառանգված, վերագրված և վերակառուցված մորֆոստրուկտուրաներ, որն արդյունք է երկրակեղևի զարգացման բարդ պրոցեսի:

Հայկական լեռնաշխարհի մորֆոստրուկտուրայի մյուս առանձնահատկություններն են՝

- ա) լինեամենտների շորս հիմնական ուղղությունները՝ մերձմիջօրեական, մերձդուրահեռական, հյուսիս-արևելյան և հյուսիս-արևմտյան,
- բ) մորֆոստրուկտուրայի վանդակավոր բնույթը, որն արդյունք է իրար հատող բարձրացումների և իջեցումների,
- գ) հրաբխային ռելիեֆի մորֆոստրուկտուրայի հարկային բարդ բնույթը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абих Г. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. ЗКОИРГО, кн. VIII, 1873.
2. Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. ЗКОИРГО, кн. XXI, 1899.
3. Абих Г. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое описание. ЗКОИРГО, кн. XXIII, 1902.
4. Бальян С. П. Морфологический анализ строения Армянского нагорья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 3—4, 1965.
5. Бальян С. П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и сопредельных областей. Автореферат докт. диссерт. Ереван, 1966.
6. Богданова Н. М. Рельеф Азии. В кн.: «Рельеф Земли». Изд. «Наука», 1967.
7. Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1968.
8. Герасимов И. П. и Мещеряков Ю. А. Понятия «морфоструктура» и «морфоскульптура» и использование их в целях геоморфологического анализа. В кн.: Рельеф Земли, изд. «Наука», М., 1967.
9. Гукасов А. О. Основные черты строения Армянского нагорья. ЗКОИРГО, кн. XXII, вып. 1, 1901.
10. Зограбян Л. Н., Аракелян Р. А. Опыт применения карт базисных поверхностей в анализе морфоструктуры молодой складчатой области (на примере Армянской ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1969.
11. Казакова Н. М. и Богданова Н. М. Рельеф Азии. В кн. Рельеф Земли, изд. «Наука», М., 1967.
12. Махачек Ф. Рельеф Земли, т. II. Изд. ИЛ, М., 1961.
13. Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. Изд. АН СССР, М., 1960.
14. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья. В кн. Геология Арм. ССР, т. I, Геоморфология. Изд. АН Арм. ССР, 1962.
15. Муратов М. В. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-восточной Европы и Малой Азии. Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1962.
16. Оганезов Г. Г. Подземные воды Араратской котловины т. I. Изд. АН Арм. ССР, 1957.
17. Одесский И. А. Прогрессивно-волновое движение литосферы и их роль в формировании морфоструктурного плана Земли. Тезисы докладов. V совещ. по пробл. планетологии 10—15 мая 1965 г., Л., 1965.
18. Освальд Ф. К. К истории тектонического развития Армянского нагорья. ЗКОИРГО, кн. XXIX, вып. 2, 1916.
19. Паффенгольц К. Н. Геология Армении (на арм. яз.), 1948.
20. Паффенгольц К. Н. О происхождении озер Севан (Армения), Ван (Анатолия) и Урмия (Иран). Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1950.
21. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
22. Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. Изд. «Недра», М., 1967.

А. Х. МНАЦАКАНЯН

ВЕРХНЕЮРСКИЙ-МЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ КАФАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ АРМ. ССР)

Кафанский антиклинорий является, по данным большинства исследователей, составной частью Сомхето-Карабахской структурно-фацциальной зоны Малого Кавказа, ее южным сегментом. Это вытянутый в северо-западном направлении крупный тектонический блок, обрамленный верхнемеловыми и третичными складчатыми сооружениями, сопряжение с которыми происходит по разломам глубокого заложения. С запада и северо-запада Кафанский антиклинорий ограничен глубинным Хуступ-Гирратахским разломом, отделяющим его от верхней эоцен-олигоценовой Зангезурской антиклинорной структуры. Вдоль восточной границы антиклинорий по флекуре глубокого заложения сочленяется с крупным Акеринским синклинорием верхнемелового заложения. Северная, северо-восточная граница, отделяющая Кафанскую структуру от новейших вулканических образований Горисского плато, также обозначена глубоким разломом и проходит по тектонической долине р. Воротан.

Кафанский антиклинорий имеет асимметричное строение. Его юго-западное крыло узкое, крутое, осложнено изоклиальной складчатостью и сбросами. Северо-восточное крыло — пологое и широкое, имеет моноклиальное строение, на фоне которого выделяются линейно-брахиформные складки. В ядре Кафанского антиклинория развиты нижне-верхнебайосские вулканогенно-осадочные образования; на крыльях последовательно обнажаются верхнеоксфорд-кимериджские, титон-средневаланжинские вулканические образования, далее — нормально-осадочные карбонатные свиты верхнего валанжина-готерива и баррема (В. Т. Акопян, 1962). За ними на северо-восточном крыле обнажаются смешанные вулканогенно-осадочные образования верхнего апта и верхнего мела, отсутствующие на юго-западном крыле.

В составе верхнеюрских-меловых собственно вулканических образований Кафанского антиклинория по геологическому положению, петрографическим особенностям, степени дифференцированности и характеру извержений четко выделяются четыре крупных комплекса. Эти вулканические комплексы, соответствующие широкому понятию «андезитовой формации» по Ю. А. Кузнецову (1964), отвечают различным стадиям тектонического развития Кафанского антиклинория и подчеркивают последовательное развитие вулканических процессов во времени.

1. Верхнеоксфорд-кимериджский комплекс андезито-базальтовых и андезитовых вулканических брекчий и лав отделен от подстилающих среднеюрских пород значительным временным перерывом и угловым несогласием. Он соответствует начальному периоду интенсивных вос-

ходящих движений в пределах Кафанского региона и установлению перекompенсированного режима. Для петрографического состава этого комплекса характерны сравнительно небольшие колебания (от базальтов до андезитов) при резком преобладании андезито-базальтов и андезитов. Образование описываемого комплекса связано с одновременным и длительным действием на крыльях структуры многочисленных вулканических центров, что и определило его существенно пирокластический—эффузивный облик. Важно также подчеркнуть ограниченную роль нормально-осадочных или перемытых накоплений и их пространственную приуроченность к осевой полосе антиклинория.

2. Титон-средневаланжинский комплекс андезито-базальтовых и андезитовых вулканических брекчий и лав следует во времени за первым и на некоторых участках отделен от него незначительным перерывом. Этот комплекс соответствует периоду дальнейшего, наиболее интенсивного поднятия Кафанской структуры. Он характеризуется значительной дифференцированностью состава слагающих лав (от базальтов и долеритов до липарито-дацитов), но резко преобладающими остаются андезито-базальты и андезиты. Формирование этого комплекса, как и предыдущего, связано с длительно действующими многочисленными вулканическими центрами, которые мигрируют к северо-востоку и юго-западу. По облику слагающих образований описываемый комплекс также пирокластически—эффузивный, но роль собственно лавовых продуктов в его строении значительно возрастает. Отмечается при этом, что мощные лавовые излияния тяготеют к крупным разломам. Роль нормально-осадочных пачек в строении комплекса незначительна; для перемытых эпикластических отложений характерна повсеместная приуроченность к самым верхним горизонтам комплекса.

Описанные верхнеоксфорд-кимериджский и титон-средневаланжинский комплексы, будучи тесно сближенными во времени и образовавшиеся в условиях интенсивного роста вулканических островов, представляют единую петрохимическую ассоциацию. Она характеризуется слабо насыщенным и насыщенным SiO_2 составом, бедностью щелочами, сравнительно невысокой общей железистостью и высокими содержаниями TiO_2 . Главными минералами-вкрапленниками в базальтах и андезито-базальтах обоих комплексов являются плагиоклаз, из темноцветных—нацело преобразованный оливин и моноклинный пироксен. Последний относится к слабоизвестковистому, железистому авгиту.

Эта особенность состава моноклинного пироксена может быть объяснена ранней кристаллизацией и отсадкой оливина и последовавшим за этим выделением плагиоклаза состава 70—50% An, что ограничивает возможность обогащения остаточного расплава Al_2O_3 и CaO и ведет к обогащению его железом. На такой путь дифференциации исходной базальтовой магмы на сравнительно малых глубинах, в пределах земной коры, указывают Д. Х. Грин и А. Э. Рингвуд (1968). С переходом от базальтов и андезито-базальтов к андезитам в составе цветных минералов-вкрапленников появляется ассоциация железистый ав-

гит + роговая обманка, реже гиперстен. Эта смена указывает на закономерное возрастание в ходе дифференциации железистости, активности щелочей и роли летучих компонентов. В липарито-дацитах титона — среднего валанжина, появление которых также сопровождается увеличением отношения Fe/Mg и общей щелочности, особенно за счет Na₂O, роговая обманка остается единственным темноцветным минералом-вкрапленником. В ее составе при этом закономерно возрастает содержание железистого компонента. Характерными микроэлементами, указывающими на геохимическую специализацию обоих комплексов, являются титан, кобальт, галлий, литий, стронций. В ходе эволюции каждого комплекса уменьшаются содержания элементов группы железа, возрастают концентрации таких элементов, как литий, стронций, барий, иттрий и индикаторные отношения пар-элементов Fe/Mg, Mn/Fe, Co/Fe, Li/Mg, Ba/K. Вкрапленники магнетита, выделенные из главных типов пород описываемых комплексов, имеют сходный состав и характеризуются сравнительно высокими концентрациями Ni, Co, Mn, пониженными — Ti и V. В составе магнетитов с уменьшением содержания этого минерала в андезитах и липарито-дацитах, сравнительно с базальтами и андезито-базальтами, происходит возрастание концентраций Co и Mn при незначительном убывании титана. Апатиты из пород обоих комплексов характеризуются четко выраженными лантановым, цериевым, неодимовым максимумами, причем в них при переходе от базальтов и андезито-базальтов к липарито-дацитам возрастают содержания таких элементов, как La, Ce, Y, Th.

Таким образом, закономерное возрастание кремнекислотности, щелочности и железистости пород, смена ассоциаций вкрапленников темноцветных минералов и особенности поведения микроэлементов позволяют наметить единый верхнеоксфорд-средневаланжинский дифференциационный ряд от базальтов (и долеритов) до андезитов. Одновременно, генетические связи липарито-дацитов с этим рядом представляются значительно более сложными. Действительно, такие факты, как резкое повышение щелочности и возрастание концентраций малых петрогенных и редких элементов более чем вдвое с одной стороны и преемственность по составу и содержанию элементов группы железа — с другой, свидетельствуют о двойственной геохимической природе липарито-дацитов. Наиболее вероятным может явиться поэтому предположение об ассимиляции исходной магмой базальтового — андезито-базальтового состава сиалических пород и возникновении в связи с этим в верхних частях земной коры небольших локальных очагов кислой магмы.

3. Верхнеаптский комплекс андезитовых и кварц-липаритовых лав, лавобрекчий и туфов образовался после основного этапа складчатости и отделен значительным геологическим перерывом от неокомских отложений. Характерны четкое двучленное деление комплекса, его пирокластически-эффузивный облик и резко сокращенные мощности осадочных пачек. Петрографический состав этого комплекса варьирует в пределах андезит-кварцевый липарит, причем промежуточные дациты яв-

ляются наиболее молодыми образованиями, слагающими дайки и куполообразное тело. Формирование верхнеаптского комплекса связано с возникновением в северо-западной части региона локального вулканического очага в условиях возросшей жесткости субстрата. В петрохимическом отношении описываемый комплекс соответствует насыщенным, пересыщенным SiO_2 породам с повышенным содержанием анортитовой извести, сравнительно высокой железистостью. Эволюция состава лав от андезитов до кварцевых липаритов идет без заметного возрастания суммы щелочей при незначительном увеличении Na_2O . Этот переход сопровождается кроме того уменьшением CaO и суммарного железа и появлением избытка глинозема. На конечных этапах верхнеаптского вулканизма проявляется антидромная последовательность в смене пород и переход от кварцевых липаритов к дацитам выражается в нарастании содержания CaO , Al_2O_3 и суммарного железа при постоянстве $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Своеобразные черты химизма и, в частности, повышенная известковистость и железистость верхнеаптских андезито-базальтов и андезитов отражены также в минералогических особенностях этих пород. Так, характерна сравнительно высокая основность вкрапленников плагиоклаза (80—50% An); фенокристаллы цветных минералов представлены ассоциацией гиперстен + известковистый авгит. Появление именно этой ассоциации должно указывать, по данным Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда, на раннее выделение из расплава гиперстена и связанное с этим обогащение остаточного расплава Al_2O_3 и CaO , что в свою очередь обуславливает последующую кристаллизацию известковистого авгита и плагиоклаза. С переходом к липаритам закономерно появляется другая характерная ассоциация минералов-вкрапленников — кварц + плагиоклаз повышенной основности (38—40% An), причем выделения кварца несут следы ранней кристаллизации и имеют заливчатые очертания. Распределение микроэлементов и их характерная ассоциация также указывают на геохимическую индивидуализированность этого комплекса. Так, значительно повышены во всех типах пород содержания Cr, Ni, Co, Sc, Zn и понижены концентрации малых петрогенных и редких элементов. В ходе эволюции этой серии от андезито-базальтов до кварцевых липаритов возрастают индикаторные отношения Fe/Mg , Na/K , Mn/F , V/Fe , Li/Mg и Sr/Ca , убывают $\text{Ca}/\text{Na} + \text{K}$, Ba/K , Y/Ca и Ga/Al . Вкрапленники магнетита из главных типов пород описываемого комплекса резко отличаются повышенными концентрациями титана и ванадия. Апатиты характеризуются кроме лантанового, цериевого и неодимового максимумов необычно высокими содержаниями самария и тория.

Завершая характеристику верхнеаптского комплекса, важно подчеркнуть, что особенности химизма и поведение элементов-примесей позволяют объединить серию пород этого возраста от андезито-базальтов до кварцевых липаритов в единый генетический ряд, отличающийся, однако, несколько необычным типом дифференциации. Необходимо отметить также отчетливую преемственность по составу между андезито-

базальтами, андезитами и кварцевыми липаритами, высокие содержания в последних элементов группы железа наряду с небольшим нарастанием щелочей и малых петрогенных элементов. Это делает наиболее вероятным предположение об образовании кварцевых липаритов путем дифференциации исходной андезито-базальтовой магмы в локальном коровом очаге.

4. Сантонский комплекс андезито-базальтовых и андезитовых вулканических брекчий и лав залегает с резким угловым несогласием на подстилающих породах. Это несогласие фиксирует значительный перерыв и складчатость на рубеже нижнего и верхнего мела. Формирование комплекса сопряжено с этапом активизации близширотного разлома вдоль северной границы Кафанского антиклинория в связи с заложением и интенсивным прогибанием смежной Севано-Акеринской геосинклинали. Характерно, что по облику сантонский комплекс переходный эффузивно-осадочный, с резким преобладанием на некоторых участках пирокластических брекчий. Эффузивы этого комплекса образуют слабодифференцированный ряд (андезито-базальты, андезиты), имеющий слабонасыщенный, насыщенный SiO_2 состав, умеренно богатый щелочами и со сравнительно повышенной железистостью, а также высоким значением свободной извести. Эти особенности химизма отражены в составе минералов-вкрапленников.

Как для андезито-базальтов, так и андезитов, характерны ассоциации: обыкновенная роговая обманка + плагиоклаз (68—45% Ап) или известковистый авгит + плагиоклаз. Эволюция от андезито-базальтов до андезитов направлена в сторону возрастания железистости и общей щелочности. Ассоциация характерных микроэлементов представлена Mn, Zn, Zr; резко повышено кроме того индикаторное отношение Mn/Fe.

* *

*

Развитие послесреднеюрского вулканизма Кафанского антиклинория происходило в своеобразных тектонических условиях, определяемых относительной устойчивостью региона, преобладанием восходящих движений и большой скоростью накопления вулканического материала. Объясняя особенности этих вулканических процессов, следует исходить из того, что первичная сложнопостроенная Сомхето-Карабахская геосинклинальная зона, составной частью которой является Кафанский сегмент, уже на ранних этапах развития несомненно заключала как собственно прогибы, так и геоантиклинальные поднятия. По классификации палеографических единиц, предложенной Ж. Обуэном (1968), эти разнородные элементы должны отвечать соответственно эвгеосинклинальным прогибам и эвгеоанклинальным поднятиям, которые тесно связаны в пространстве и в развитии и образуют естественную тектоническую пару.

Как следует из изложенного выше материала, история развития, геологическая позиция и формационная принадлежность верхнеюрских

меловых вулканических накоплений Кафанского антиклинория указывают на существенно эвгеоантиклинальную эволюцию этой структуры на данных этапах развития. Кафанская геоантиклиналь, будучи, вероятно, заложена в ядре структуры более древней консолидации, что предполагает также Э. Ш. Шихалибейли (1965), начиная с верхнего оксфорда испытывает сравнительно слабые погружения и в дальнейшем проявляет несклонную тенденцию к воздыманию и разрастанию участков суши. И если накопление осадочных отложений неокома еще было связано с небольшими погружениями и выравниванием тектонического режима всего блока, то осадконакопление в верхнем апте и в верхнем туроне-сантоне происходило в условиях затопления лишь узкой полосы по периферии этого поднятия.

Обращаясь к глубинному строению территории Кафанского антиклинория по геофизическим данным, подчеркнем, что она соответствует юго-восточному сегменту относительного максимума силы тяжести, ограниченному гравитационными уступами с запада вдоль Хуступ-Гирратахского и с востока—вдоль Севано-Акеринского разломов (А. А. Габриелян, Л. К. Татевосян, 1966; Б. К. Балавадзе, Г. К. Твалтвадзе, 1960, 1966 и др.). Эту аномалию исследователи объясняют приподнятым положением поверхности Мохо и сокращенной мощностью земной коры на данном участке (45—50 км). Одновременно отмечаются заметная утоненность «гранитно-метаморфического» слоя земной коры (10—15 км) и относительное возрастание мощности «базальтового» (30—35 км). В региональном плане общее северо-западное простирание Кафанского антиклинория совпадает с направлением зоны положительной аномалии. Это позволяет предположить, что внедрение пород основного состава или активизация подкорового вещества, вызывающие этот избыток масс, связаны именно с юрской-меловой историей развития этого региона.

Уже отмечалось, что тектоническое развитие Кафанского антиклинория и образование системы разломов сопровождалось в верхней юре-мелу интенсивными проявлениями вулканизма, обусловленными неоднократной генерацией магматических очагов на разных глубинах этой структуры. Для продуктов этих магматических очагов наиболее характерны следующие черты химизма.

1. Насыщенный SiO_2 состав всех пород от базальтов и долеритов до липарито-дацитов и липаритов и резкое преобладание Na_2O над K_2O даже в кислых членах серий.

2. Отсутствие обогащенных магниевой разностей базальтов и невысокие концентрации таких элементов, как никель, хром, скандий, характерных для основных магматических источников мантийного питания.

3. Четко выделяются два различных типа дифференциации, характерные соответственно для верхнеоксфорд-кимериджского и титон-средневаланджского комплексов с одной стороны и верхнеаптского—с другой. Эти различия в эволюции обусловили в конечном счете петрохимический облик и различные петрогенетические пути возникновения ли-

парито-дацитов и липаритов. Первый тип дифференциации определяется значительным возрастанием суммы щелочей параллельно с увеличением SiO_2 и резким отклонением вариационной кривой в сторону щелочных ассоциаций. Второй тип характеризуется крайне медленным нарастанием суммы щелочей с увеличением кремнекислотности и почти вертикальным направлением вариационной кривой. В указанных отклонениях фиксируются как различия в составе исходной магмы, глубин ее возникновения и начала дифференциации, так и изменение состава расплава на более поздних этапах в связи с местной ассимиляцией и дополнительным поступлением таких компонентов, как алюминий, щелочи и кальций, а также Li, Ba, Be и др. Ход эволюции состава верхнеоксфорд-средневаланжинских пород указывает на то, что появление липарито-дацитов с их своеобразной двойственной геохимической природой связано именно с привнесением щелочей и возникновением вторичных магматических очагов. Формированию же верхнеаптского комплекса, видимо, предшествовали глубинные процессы взаимодействия с вмещающими породами с убыванием щелочей, что могло обусловить некоторый дефицит $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в ходе дифференциации от андезито-базальтов до кварцевых липаритов и повышенное значение анортитовой составляющей всех членов ряда.

Рассмотренные главнейшие особенности химизма и различие в путях эволюции разновозрастных серий наряду с геохимической их спецификой вероятнее всего связаны с развитием вулканизма Кафанского региона в послесреднеюрское время за счет коровых магматических источников. Особенности химизма и характерные ассоциации вкрапленников темноцветных минералов в наиболее основных разностях пород изученных серий дают также возможность высказать некоторые предположения о глубинах, на которых начинается дифференциация исходного базальтового расплава.

Как показали экспериментальные и петрологические исследования Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда (1968) при дифференциации насыщенной базальтовой магмы на небольших глубинах (до 15 км), в пределах земной коры преимущественное значение приобретает оливин совместно с моноклинным пироксеном и плагиоклазом, хотя последний кристаллизуется при более низких температурах. На больших глубинах (35—60 км) происходит смена парагенезиса и первыми из расплава выделяются ромбический пироксен и авгит. Приведенный этими авторами материал также подтверждает сделанный выше на основании геологических и петрохимических данных вывод о том, что развитие послесреднеюрского вулканизма связано преимущественно с коровыми очагами. Одновременно можно высказать дополнительное суждение, что верхнеоксфорд-средневаланжинские базальты и андезито-базальты с их характерной ассоциацией оливин + моноклинный пироксен + плагиоклаз являются продуктами дифференциации при небольших давлениях, тогда как верхнеаптские андезито-базальты по сочетанию ромбический пироксен + моноклинный пироксен + плагиоклаз с сравнительно высоким содержанием

Տե՛սվում է, որ հետևյալը կարող է լինել վերին յուրայի-կավճի ժամանակաշրջանում ապրել է բարդ էվգեոանտիկլինալային զարգացում: Նշված ժամանակաշրջանը հրաբխածին առաջացումներն ըստ իրենց երկրաբանական դիրքի և նյութական կազմի բաժանվում են շորս կոմպլեքսների, որոնք համապատասխանում են շրջանի տեկտոնական զարգացման որոշակի էտապներին: Վերին օքսֆորդիկիմերիջի և տիտոն-միջին վալանժինի կոմպլեքսներն առաջացել են յուրահատուկ գերկոմպլեքսացված ռեժիմում, որը կապված է եղել վերընթաց շարժումների սկզբի և հրաբխային կղզիների աճի հետ: Վերին ապտի կոմպլեքսն առաջացել է ամրացած սուբստրատի պայմաններում և կապված է լոկալ մագմատիկ օջախի հետ: Սանտոնի կոմպլեքսը տարածականորեն առնչվում է անտիկլինորիումի հյուսիսային սահմանով անցնող ընդլայնակի խախտմանը և կապված է ակտիվիզացման էտապի հետ, որն արդյունք է կից Սևան-Ակերայի ճկվածքի ազդեցությանը: Ղափանի ստրուկտուրայի հրաբխականությունը վերին յուրայում — կավճում սնվել է երկրակեղևում գտնվող և տարբեր էտապներում տարբեր խորությունների վրա տեղադրված մագմատիկ օջախներից:

В заключение необходимо подчеркнуть тот важный вывод, что геологическая история, последовательный рост и воздымание Кафанской геоантиклинали в период верхней юры — нижнего мела сопряжены с понижением уровня генерации магматических источников в пределах земной коры. Миграция же магматического очага в более высокие структурные ярусы в верхнем мелу связана, вероятно, с этапом тектонической активизации региона и интенсивным погружением смежной Севано-Акеринской геосинклинали.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 2.VII.1969.

Ա. Խ. ՄԱՅԱԿԱՆՅԱՆ

ՂԱՓԱՆԻ ԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ՎԵՐԻՆ ՅՈՒՐԱՅԻ-ԿԱՎՃԻ
ՀՐԱԲՆԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ղափանի անտիկլինորիումը վերին յուրայի-կավճի ժամանակաշրջանում ապրել է բարդ էվգեոանտիկլինալային զարգացում: Նշված ժամանակաշրջանը հրաբխածին առաջացումներն ըստ իրենց երկրաբանական դիրքի և նյութական կազմի բաժանվում են շորս կոմպլեքսների, որոնք համապատասխանում են շրջանի տեկտոնական զարգացման որոշակի էտապներին: Վերին օքսֆորդիկիմերիջի և տիտոն-միջին վալանժինի կոմպլեքսներն առաջացել են յուրահատուկ գերկոմպլեքսացված ռեժիմում, որը կապված է եղել վերընթաց շարժումների սկզբի և հրաբխային կղզիների աճի հետ: Վերին ապտի կոմպլեքսն առաջացել է ամրացած սուբստրատի պայմաններում և կապված է լոկալ մագմատիկ օջախի հետ: Սանտոնի կոմպլեքսը տարածականորեն առնչվում է անտիկլինորիումի հյուսիսային սահմանով անցնող ընդլայնակի խախտմանը և կապված է ակտիվիզացման էտապի հետ, որն արդյունք է կից Սևան-Ակերայի ճկվածքի ազդեցությանը: Ղափանի ստրուկտուրայի հրաբխականությունը վերին յուրայում — կավճում սնվել է երկրակեղևում գտնվող և տարբեր էտապներում տարբեր խորությունների վրա տեղադրված մագմատիկ օջախներից:

Л И Т Е Р А Т У Р А

Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.

- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. Докл. сов. геологов на XXI сессии Межд. геол. конгресса. Изд. «Наука», 1960.
- Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Арм. ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, т. XIX, № 1—2, 1966.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Петрология верхней мантии. Изд. «Мир», М., 1968.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», М., 1964.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. Изд. «Мир», М., 1967.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1966.

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПСЕВДОЛЕЙЦИТА И ЛЕЙЦИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ТЕЖСАРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА

Проблема происхождения псевдолейцита имеет важное значение в познании щелочного петрогенезиса, однако следует признать, что она до сих пор не получила приемлемого решения.

Псевдолейциты, эпилейциты, лейцит- и нефелинсодержащие породы Тежсарского вулканоплутонического комплекса довольно обстоятельно описаны в литературе [3, 17, 22], однако их детальные химико-минералогические, рентгенометрические исследования проведены впервые. Геологии, строению и петрографии Тежсарского комплекса центрального типа посвящены специальные работы В. Н. Котляра [17] и Г. П. Багдасаряна [3, 4], поэтому, отсылая интересующихся к названным работам, остановимся на общей характеристике массива.

Тежсарский щелочный комплекс, слагающий верхнеэоцен-нижнеолигоценый самостоятельный раннеорогенный комплекс, приурочен к бортовой части Севано-Ширакского синклинория (Центральная Армения). В плане он имеет эллиптическую форму, размерами 15×10 км и сложен следующими структурными единицами: 1) внешней конической интрузией щелочных сиенитов; 2) неполнокольцевыми дайками лейцитовых сиенит-порфиров; 3) центральным штоком с концентрически-зональным расположением псевдолейцитовых, нефелиновых и щелочных сиенитов; 4) центральными вулканическими породами внутрикольцевого барьера, сложенного тремя свитами: трахиандезитовой, трахитовой и лейцит-фонолитовой; 5) периферическими поздними штоками кварцевых сиенитов и гранитов.

Возникновение кольцевых и конических структур обязано кальдерообразному проседанию крупного вулканического аппарата центрального типа.

Лейцитовые псевдоморфозы наиболее широко распространены в эффузивных породах, т. н. «эпилейцитовых порфирах», слагающих верхнюю часть центриклинально залегающей вулканической свиты. В пределах этой свиты развиты мощные (3—10 м) и более мелкие дайки эпилейцитовых фонолит-порфиров, сиенит-порфиров и более редкие дайки тефритов и базанитов.

Псевдолейцит-содержащие сиениты развиты в эндоконтактной полосе (100—600 м) центрального штока и по направлению от контакта внутрь массива представлены четырьмя разновидностями (среднезернистые мезократовые, пегматоидные, порфировидные и анхимономинеральные «шаровые») псевдолейцитовых сиенитов, связанных друг с другом постепенными переходами. Более редки жилы псевдолейцитовых

Таблица 1

Химический и нормативный составы лейцитовых эффузивных субвулканических и интрузивных щелочных пород Тежсарского комплекса

Фации Окислы в %	Эффузивная			Субвулканическая			Интрузивная				
	1 (1063)	2 (1033)	3 (1109)	4 (1400)	5 (624)	6 (49)	а (1876)	б (1405)	в (1412)	г (1414)	д (21)
SiO ₂ . . .	52,64	52,04	54,22	43,84	53,40	50,43	54,60	53,29	52,12	54,95	51,72
TiO ₂ . . .	0,42	0,42	0,10	1,51	0,42	0,45	0,25	0,29	1,15	—	0,42
Al ₂ O ₃ . . .	22,72	23,68	21,30	19,60	23,37	21,31	21,82	21,71	20,73	21,22	20,24
Fe ₂ O ₃ . . .	1,97	0,67	3,35	4,04	1,97	2,95	3,30	2,34	2,73	2,80	4,56
FeO	2,14	2,95	1,58	7,02	2,14	1,61	1,22	0,73	1,09	0,70	2,29
MnO	0,20	0,15	—	1,00	0,20	0,20	0,10	0,10	0,14	—	0,27
MgO	0,40	0,69	0,81	7,62	0,46	0,78	0,69	0,49	0,69	0,96	0,78
CaO	2,46	2,29	2,73	2,97	2,91	4,21	3,62	3,35	3,60	3,60	3,82
Na ₂ O	2,50	3,70	7,00	3,25	6,25	3,75	3,40	4,50	5,25	6,60	2,80
K ₂ O	11,25	10,70	8,00	7,75	7,50	11,75	9,20	10,25	9,50	7,40	9,40
п. п. п. . .	3,55	3,08	0,60	1,12	1,59	3,24	2,70	3,40	2,96	1,36	4,21
Сумма . . .	100,20	100,37	99,07	99,72	100,21	100,69	100,90	100,51	100,0	99,59	100,64
Аналитик	З. Гаспарян, В. Ба- баян, ИГН АН АрмССР			М. Туманян УГ СМ АрмССР		Н. Элиязян, НИКС		З. Гаспарян, В. Бабаян, ИГН АН АрмССР			

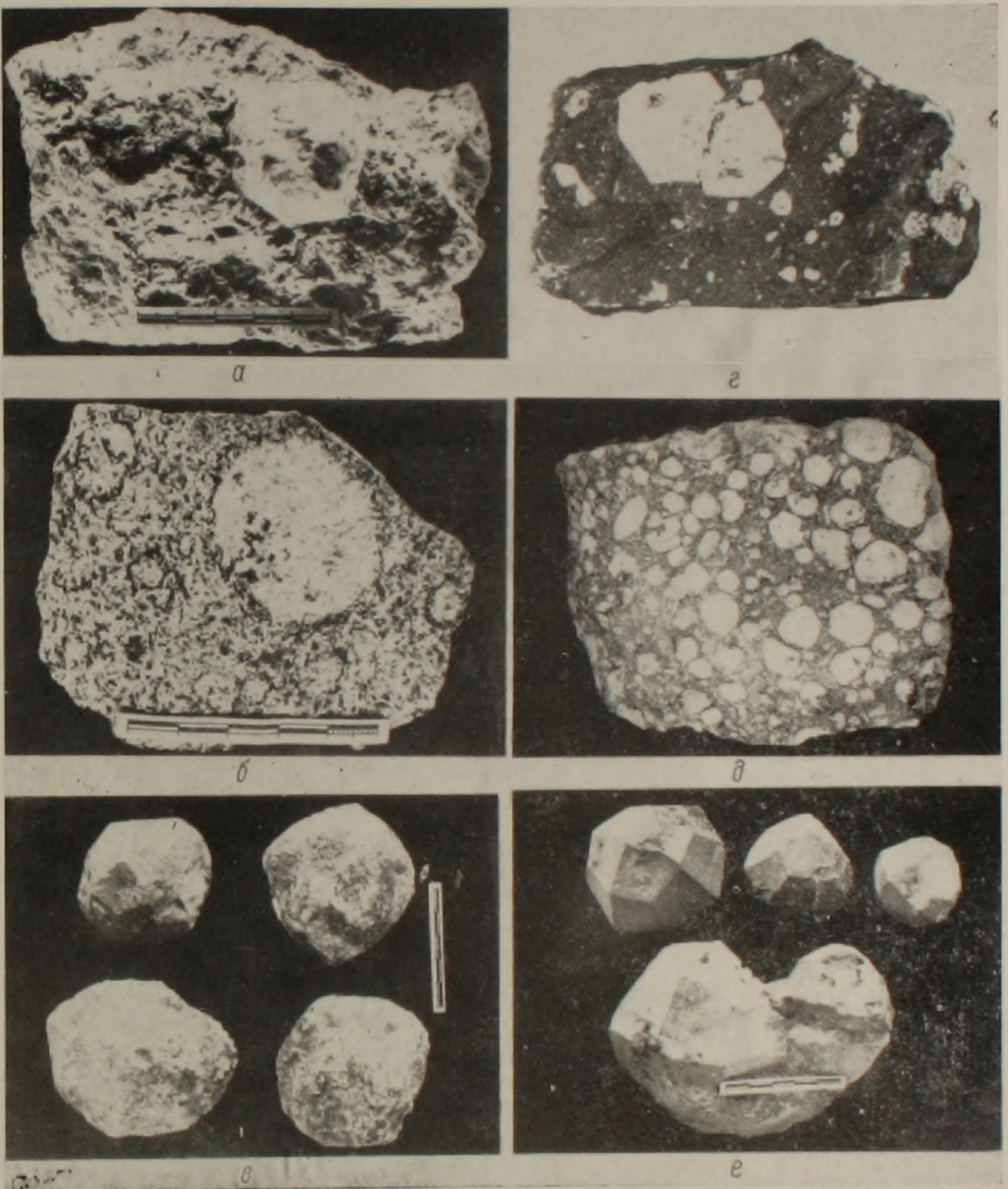
Нормативно-минеральный состав в вес. % (пересчеты по методу П. Ниггли)

Минералы	1	2	3	4	5	6	а	б	в	г	д
Кварц . . .	26,2	23,0	22,0	12,9	22,8	18,4	26,3	23,0	26,4	23,1	24,9
Калсилит .	40,8	38,2	27,6	27,7	26,2	41,8	32,9	36,4	33,8	25,8	34,5
Нефелин .	13,6	20,0	36,7	17,5	32,5	20,2	18,5	24,4	28,3	34,7	15,6
Анортит .	11,1	11,0	3,0	13,1	12,8	6,9	16,7	8,8	5,0	6,3	15,4
Форстерит	1,8	1,5	—	15,3	0,9	—	1,5	—	—	—	0,9
Фаялит . .	0,9	3,3	—	7,2	1,7	—	—	—	—	—	0,6
Диопсид .	—	—	4,3	—	—	4,0	—	2,7	3,8	5,2	2,3
Геденбергит	—	—	3,7	—	—	5,6	—	2,4	3,1	2,2	—
Сфен	0,9	0,9	0,2	1,0	0,8	1,0	0,7	0,7	2,5	—	0,9
Корунд . .	2,8	2,8	—	1,1	0,3	—	0,1	—	—	—	—
Магнетит .	2,0	2,0	0,8	4,2	2,0	—	3,0	—	0,5	—	4,9
Гематит . .	—	—	1,7	—	—	2,1	0,3	1,6	1,6	1,9	—

Координаты в системе нефелин-калсилит-кварц

Минералы	1	2	3	4	5	6	а	б	в	г	д
Кварц . . .	32,6	28,4	25,5	21,4	28,0	22,8	33,7	27,4	25,4	27,5	33,2
Калсилит .	50,5	46,6	31,8	47,6	32,1	50,0	41,9	43,3	40,2	31,5	46,0
Нефелин .	16,9	24,6	42,7	31,0	39,9	25,2	24,4	29,3	34,4	41,0	20,8

1. Лейцитовый трахит (г. Кероган); 2. Лейцитовый трахифонолит (г. Кер-Оглы); 3. Лейцитовый фонолит (ср. теч. р. Уляшик); 4. Лейцитовый базанит (г. З. Халхал); 5. Лейцитовый фонолит-порфир (г. Тежсар); 6. Лейцитовый сиенит-порфир (сел. Ахундов); а. Среднезернистый мезократовый псевдолейцитовый сиенит (ущ. Такярлу, непосредственный эндоконтакт центрального интрузива); б. Пегматондный псевдолейцитовый сиенит (ущ. Такярлу, в 30—50 м от контакта); в. Порфировидный псевдолейцитовый сиенит (там же, на расстоянии 100—150 м от контакта); г. «Шаровые» псевдолейцитовые сиениты (ср. теч. р. Такярлу, в 700—800 м от контакта); д. Жильный псевдолейцитовый тингуант (верх. ущ. Такярлу).



Фиг. 1. Формы выделения псевдоморфов по кристаллам лейцита. а) Полиэдрические выделения псевдолейцита в псевдолейцитовых сиенитах; б) Овоиды псевдолейцита в эндоконтактных псевдолейцитовых сиенитах, в) Округло-полиэдрические псевдолейциты из «шаровых» псевдолейцитовых сиенитов; г) Полиэдрические кристаллы эпилейцита в трахифонолите; д) Эпилейцитовый фонолит, обогащенный лейцитовыми псевдоморфозами; е) Тригонтриоктаэдрические кристаллы эпилейцита из дайки сиенит-порфиров.

тингуаитов. Среди метасоматических пород эндоконтакта выделяются сиенитизированные и ороговикованные эпилейцитовые дайки и эффузивы. Особенности химизма лейцитовых щелочных пород Тежсарского комплекса иллюстрируются таблицей 1.

Типы и состав псевдоморфоз по лейциту

Псевдоморфозы по кристаллам лейцита* очень характерны для Тежсарского щелочного комплекса, а по условиям нахождения, размерам агрегатов, кристаллографической огранке и составу они являются уникальными как в Союзе, так и за рубежом.

Эпилейциты. В эффузивных, субвулканических и дайковых породах эпилейцит распределен неравномерно, хотя при значительных содержаниях в лейцитофирах, а нередко и в основании потоков распределение его более или менее равномерное. Содержание эпилейцита варьирует от 5—10% до 30—50%, редко 60—70% от массы породы.

Размеры агрегатов варьируют от 0,5—1 до 2—5 см в лавовых разностях и до 10—12 см в дайках. Тригонтриоктаэдрические формы псевдоморфоз более характерны для даек сиенит-порфиров, реже встречаются в лавах. В срезах они имеют восьмиугольные очертания (фиг. 1).

Очень часто в фоолитах и лейцитофирах форма выделений преимущественно оvoidальная, реже сплюснутая. Характерны двойники по [110].

Грани кристаллов, как правило, гладкие, матовые, часто исчербленные, разъеденные основной массой. Окраска серая, белая, розоватая.

Под микроскопом эпилейциты обладают мелко-среднезернистым агрегатным строением, с размерами зерен 0,05—0,5 мм (фиг. 2).

Основу псевдоморфоз составляют сферолиты ортоклаза, реже санидина с анальцимом, натролитом, мусковитом (парагонитом). В редких типах основу составляют альбит или анальцим.

В плотных закаленных лавах встречаются мелкие (до 1 мм) восьмиугольные выделения изотропного анальцима (возможно лейцита) с характерными для лейцита включениями магнетита и полисинтетически двойниковыми полосками. С краев и с центра кристаллов он замещается санидином. Как правило, выделения эпилейцитов окружены в виде каймы минералами основной массы (пироксеном, амфиболом и др.). Необходимо подчеркнуть, что первичные псевдоморфозы в дальнейшем претерпели изменения, в связи с чем мы имеем не только 2—3 минеральные парагенезисы, но 4—5.

* В настоящей статье автор придерживается классификации А. Н. Заварицкого (1934), предлагающего среди псевдоморфоз по лейциту различать собственно псевдолейциты (ортоклаз+нефелин) и измененные разности—эпилейциты (калишпат, альбит, мусковит, анальцим, цеолит и др.). В зарубежной литературе под термином «псевдолейцит» понимается минеральная смесь не только ортоклаз+нефелин, но и ортоклаза, содалита, анальцима, цеолита, мусковита и др., внешняя кристаллографическая форма которых представляет собой псевдоморфозы по лейциту [10, 27].

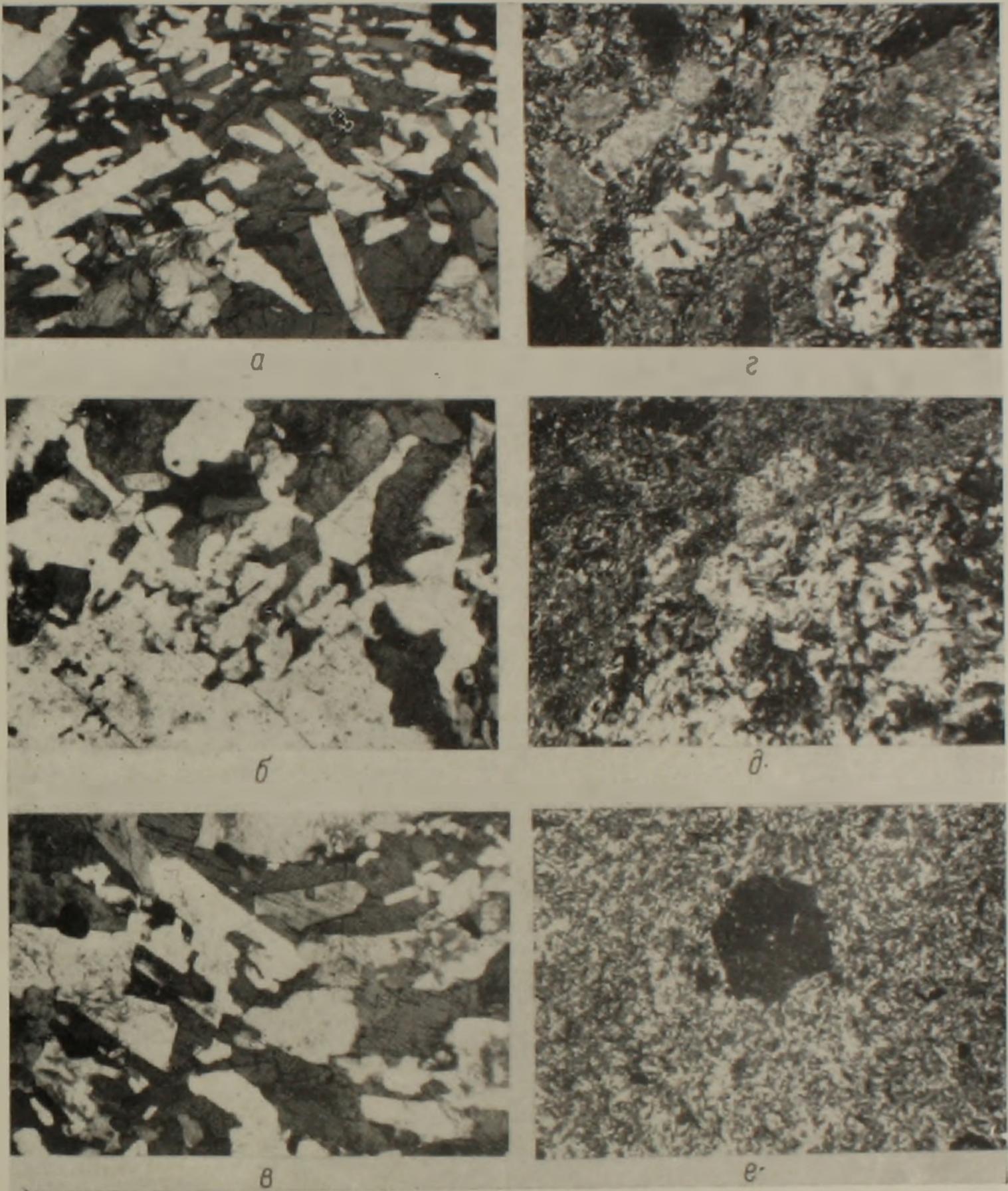
На основании изучения многочисленных псевдоморфоз под микроскопом, рентгенофазового анализа, полных и частных химических анализов выделены шесть типов эпилейцита (табл. 2).

Таблица 2

Химико-минералогические типы эпилейцитов из эффузивных и субвулканических пород

Типы	Формы выделения	Цвет	Состав пород	Внутреннее строение	Минеральный комплекс	Особенности химизма
I	Полиэдрический	Белый	Фонолиты, трахифонолиты (потоки, дайки)	Сферолитовое	Ортоклаз + мусковит + анальцим	Существенно калиевый с 3,6% H ₂ O
II	Овоидальный	Розовый	Фонолиты, италиты (потоки), вулк. брекчии	Мелко-агрегатное, лучистое	Альбит + натролит + мусковит + кальцит	Существенно натриевый 4,0% H ₂ O, CO ₂
III	Овоидально-полиэдрический	Серый	Лейцитифиры, трахиты (потоки)	Тонкоагрегатное, войлочное	Ортоклаз + парогонит + кальцит + анальцим	Калиево-натриевый с 1,2% F, 1,04% SO ₃ , 3,6% H ₂ O + CO ₂
IV	Овоидально-сплюснутый	Белый	Тефриты, базаниты, роговики	Мелкоагрегатное, ситовидное	Альбит + ортоклаз + кальцит + мусковит (+ анальцим)	Натриево-кальцевый с 0,4% Cl, 1,5% H ₂ O
V	Полиэдрический	Темносерый	Фонолиты (потоки, дайки) и лавобрекчии фонолитов	Мелкозернистое	Альбит + ортоклаз + мусковит + кальцит	Натриево-калиевый, безводный H ₂ O — 0,2%
VI	Тетрагон-триоктаэдрический	Светлосерый	Дайки сиенит-порфиров, фениты	Реликтовое микрографическое	Ортоклаз + мусковит + нефелин (содалит + канкринит)	Калиево-натриево-кальцевый с 1,4% SO ₃ , Cl 0,5%

Оригинальный минеральный состав эпилейцитов Памбака, на что обращали внимание Г. П. Багдасарян [4], В. Н. Котляр [17], У. Дир и др. [10], отчетливо иллюстрируется результатами химических анализов и пересчетами на 6 атомов кислорода (табл. 3). При сравнении составов эпилейцита с теоретическим и природным составами лейцита (KAlSi₂O₆) обнаруживается постоянство инертных компонентов — ионов кремния и алюминия и постоянный недостаток в группе щелочей (5—20% от суммы K + Na + Ca). В неизмененных эпилейцитах (I, III, VI) примерно одна треть ионов калия заменена натрием, тогда как в других типах достигает 2/3.



Фиг. 2. Внутренняя структура лейцитовых псевдоморфоз. а) Микропегматитовые нефелин-ортоклазовые срастания; б) Субграфические срастания нефелина и ортоклаза; в) Графические нефелин-ортоклазовые прорастания в псевдолейците; г) Ортоклаз-цеолитовые псевдоморфозы в фонолитах; д) Ортоклаз-мусковитовые сферондальные выделения в эпидейците; е) псевдоморфоза анальцима по лейциту с включениями магнетита.

Таблица 3

Химический состав различных типов эпилейцита из вулканических пород*

Окислы	Эффузивная фация			Субвулканическая фация		
	Белые полиэдры из трахитов (1063)	Розовые овоиды из фонолитов (1033)	Серые овоиды из лейцитифиров (1109)	Белые овоиды из тефритов (1420)	Серые полиэдры из фонолит-порфиоров (624)	Серые полиэдры из сиенит-порфиоров (49)
	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	55,70	54,50	56,12	58,70	56,26	57,27
TiO ₂	0,16	0,01	0,19	0,09	0,16	—
Al ₂ O ₃	23,59	23,07	24,98	24,91	24,14	23,32
Fe ₂ O ₃	1,49	1,10	1,03	1,16	0,89	0,63
FeO	0,44	0,36	0,14	0,73	1,33	0,14
MnO	0,02	—	0,01	0,02	0,03	0,04
MgO	0,38	0,52	0,65	0,48	0,24	—
CaO	0,89	3,36	0,95	2,87	1,17	1,80
Na ₂ O	3,25	10,80	3,80	7,50	8,00	4,20
K ₂ O	11,75	0,8	9,50	2,00	7,70	10,40
H ₂ O+	3,26	4,0	3,42	2,00	0,47	2,80
H ₂ O-	0,05	1,04	0,10	0,16	0,07	0,14
Сумма	100,88	99,35	100,81	100,62	100,66	100,82

Количество ионов в пересчете на 6 атомов кислорода

Si	2,01	2,01	1,960	1,96	1,982	1,99	2,00	2,00	1,962	1,97	2,04	2,04
Ti	0,003		0,002		0,004		0,002		0,004		—	
Al	1,00		0,812		1,042		1,00		0,99		0,98	
Fe ³⁺	0,03	1,07	0,030	0,88	0,025	1,10	0,026	1,06	0,025	1,08	0,02	2,00
Fe ²⁺	0,01		0,010		0,001		0,02		0,037		0,002	
Mg	0,02		0,026		0,033		0,02		0,010		0,002	
Ca	0,03	0,83	0,127	0,92	0,036	0,73	0,11	0,71	0,044	0,94	0,03	0,78
Na	0,24		0,752		0,261		0,50		0,54		0,291	
K	0,56		0,039		0,429		0,10		0,36		0,447	

Координаты в системе нефелин-калсилит-кварц

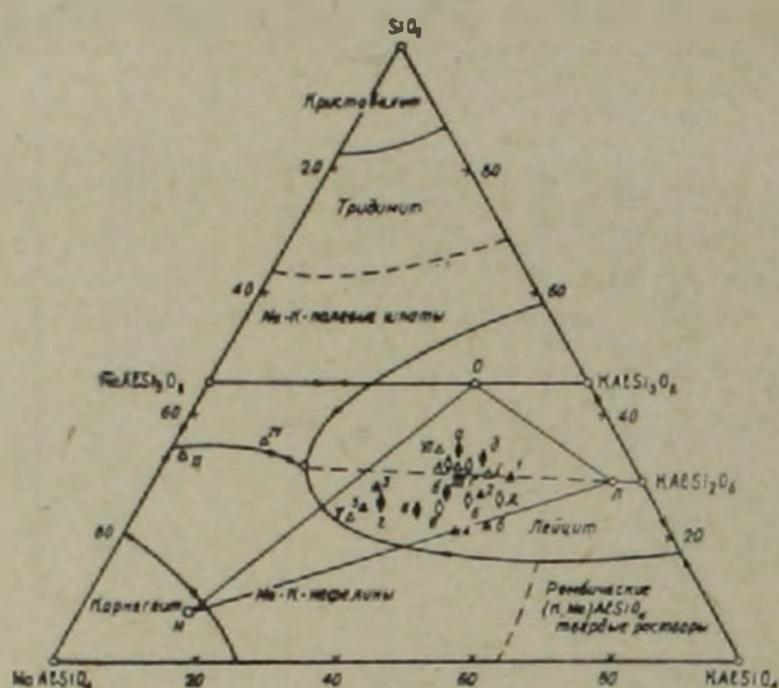
Кв	32,4	31,3	35,5	39,0	25,5	36,0
Кс	47,3	3,4	40,0	11,0	30,0	39,0
Не	20,3	65,3	24,5	50,0	44,5	25,0

* Пересчет на 6 атомов кислорода выполнен на безводной основе, а при расчете координат в системе Не—Кс—Кв кальций рассматривался в позиции натрия.

Составы эпилейцитовых пород и извлеченных из них эпилейцитов нанесены на тройную диаграмму Не—Кс—Кв (Н. Боуэн и Д. Шерер, 1935). Фигуративные точки как эпилейцитов, так и пород расположены в поле кристаллизации лейцита и концентрируются вблизи линии $KAlSi_2O_6—NaAlSi_2O_6$, хотя и внутри треугольника фаз—ортоклаз-нефелин-лейцит дают значительный разброс (фиг. 3). Анализы I, III, VI типов приближаются к составам псевдолейцитов. Средний состав эпилейцита находится в области богатых натрием лейцитов.

Псевдолейцит. Типичные псевдолейциты — срастания нефелина и ортоклаза — широко развиты в эндоконтактовой, особенно, в ЮЮВ Известия, XXIII, 3—5

полосе центрального интрузива. Реже такие образования отмечаются, по наблюдениям Г. П. Багдасаряна [4], в контакте конической интрузии, в частности они установлены нами в контакте с дайками фенолит-порфиров (г. Кер-Оглы). В одном случае анхимономинеральные псевдолейцитовые сиениты обнажаются вдали от контакта на расстоянии 600—700 м (ущ. Такярлу).



Фиг. 3. Нормативные составы силикатной части вулканических (сплошные треугольники) и интрузивных (сплошные ромбы) лейцитосодержащих щелочных пород и составы извлеченных из них эпидейцитов (полевые треугольники) и псевдолейцитов (полевые ромбы) в системе нефелин-калцилит-кварц. Обозначения на диаграмме соответствуют номерам в таблицах. Треугольник фазового равновесия построен по средним составам Тежсарского ортоклаза (О), нефелина (Н) и природного лейцита (Л).

Эндоконтактовая полоса, шириной 50—600 м сложена среднезернистыми и крупнозернистыми порфировидными, иногда пегматоидными нефелиновыми сиенитами с довольно крупными гломеропорфировыми выделениями псевдолейцита. Кристаллографические лейцитоподобные полиэдрические формы довольно часты, хотя и встречаются овоидальные и бесформенные выделения белого и розового цветов (фиг. 1).

Размеры псевдолейцитовых полиэдров и овоидов варьируют в широких пределах: от 0,3—0,6 до 3—6 см. Содержание псевдолейцитов в породах обычно 30—50%, редко достигает 60—75%. Распределение овоидов в массе породы довольно равномерное. Часто эти овоиды обтекаются в виде структур течения или обрастания агрегатом призматических зерен гастингсита и чешуек биотита. Нередко отмечаются также постепенные взаимопереходы от овоидов, выделяющихся лишь цветом, к основной массе. При удалении от эндоконтакта интрузива псевдолейцитовые сиениты переходят к нефелиновым сиенитам, в которых также обнаруживаются при внимательном осмотре «шарообразные» выделения, на которые ранее обращалось внимание В. Н. Котляром [17]. Однако эти последние состоят из смеси ортоклаза, анальцима и цеолита, полностью замещающего нефелин (измененные псевдолейциты).

Внутреннее строение типичных псевдолейцитов, обнаруживающих весьма слабые вторичные изменения (цеолит, мусковит, канкринит,

анальцим, содалит), характеризуются микрографическими, микропегматитовыми и им подобными импликационными структурами сростаний ортоклаза и нефелина (фиг. 2).

Размеры отдельных индивидов ортоклаза и нефелина в псевдолейцитах варьируют от 0,2 до 3 мм. Угасание нефелина и ортоклаза, как правило, одновременное, часто участковое и мозаичное.

Псевдолейцитовые агрегаты в разрезах имеют концентрически-зональное строение нефелин-ортоклазовых зон: а) внешняя узкая — крупнографическая; б) внутренняя широкая — микропегматитовая; в) центральная — радиально-призматическая. Изучение структур, взаимных прорастаний нефелина и ортоклаза в псевдолейцитах указывает на наличие типичных структур распада. Характеристика псевдолейцитов дана в табл. 4.

Таблица 4

Характеристика псевдолейцитов из различных типов псевдолейцитовых сиенитов

№	Формы выделений	Цвет	Размер, в см Содержание, %	Разновидности пород	Внутренняя структура	Размер индивидов, мм	Минеральный состав, в %
А	Овоидально-полигональная	Белый	0,1—4 24—26	Среднезернистые мезократовые ортоклазовые сиениты. Мощность зоны от контакта 5—10 м	Микропегматитовая	0,5—0,6	Ортоклаз—74%, нефелин—25%, мусковит—1,0%
Б	Округло-вытянутая	Розовый	1—3 33—46	Пегматоидные ортоклаз-псевдолейцитовые сиениты. Мощность зоны 50—75 м	Микрографическая	0,1—0,3	Ортоклаз—72%, нефелин—27,5, цеолит—0,5%
В	Полиэдрическая	Серый	1,5—3 42—48	Крупнозернистые нефелин-ортоклаз-псевдолейцитовые сиениты. Мощность зоны 100 м	Трахиитоидная	0,4—0,6	Ортоклаз—68%, нефелин—30%, альбит—2%
Г	Полиэдрическая	Розовый	4—8 62—80	Анхимономинеральные „шаровые“ псевдолейцитовые сиениты. Локально. Мощность зоны 10—20 м	Червеобразная	0,5—6,0	Ортоклаз—78%, нефелин—22%, сфен
Д	Овоидальная	Белый	0,5—1 30—35	Мелкозернистые порфиоровые породы. Жилы мощностью 0,2 м	Сферолитовая	0,1—0,2	Ортоклаз—74%, нефелин—25%, содалит—1%

Химические составы и рассчитанные кристаллохимические формулы рассмотренных типов псевдолейцитов приводятся в табл. 5.

Из сравнения анализированных псевдолейцитов с составами природного нефелина и псевдолейцитов из щелочных пород других регионов [10] можно заметить их довольно близкое сходство. При этом отмечается одно важное обстоятельство, выражающееся в том, что при по-

Таблица 5

Химический состав различных типов псевдолейцитов из интрузивных пород

Окислы	Белые овоиды в мезократовых нефелиновых сиенитах (1876)	Розовые овоиды в пегматоидных нефелиновых сиенитах (1405)	Серые полиэдры из порфиroidных нефелиновых сиенитов (1412)	Серые полиэдры в „шаровых“ нефелиновых сиенитах (1414)	Серые овоиды из псевдолейцитового тингуанта (21)	Лейцит из тералита. Конго (Боуэн, 1937)
	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO ₂	56,52	55,66	54,91	56,20	55,36	55,4
TiO ₂	—	—	—	0,19	0,16	0,2
Al ₂ O ₃	23,10	23,12	23,49	23,09	23,14	23,3
Fe ₂ O ₃	0,50	0,98	0,66	1,25	0,46	0,5
FeO	0,14	—	0,29	0,29	—	—
MgO	0,23	—	—	0,17	0,14	—
CaO	2,25	1,92	1,73	1,34	1,23	1,1
Na ₂ O	4,40	4,50	6,00	3,75	4,80	1,8
K ₂ O	10,40	12,50	11,25	11,70	13,50	18,3
H ₂ O ⁺	2,22	2,10	2,00	2,72	1,13	0,2
H ₂ O ⁻	0,17	0,03	0,03	0,16	0,18	—
Сумма	99,62	100,86	100,46	100,86	100,10	100,8

Количество ионов в пересчете на 6 атомов кислорода

Si	2,01	2,01	1,983	1,99	1,99	1,99	2,02	2,01	1,995	2,0	1,99	2,0
Ti	—	—	—	—	—	—	0,004	—	0,004	—	0,01	—
Al	0,970	—	0,973	—	1,002	—	0,971	—	0,982	—	0,98	—
Fe ³⁺	0,012	1,00	0,025	1,00	0,019	1,03	0,034	1,01	0,012	1,0	0,01	0,99
Fe ²⁺	0,002	—	—	—	0,009	—	0,008	—	—	—	—	—
Mg	0,010	—	—	—	—	—	0,008	—	0,006	—	—	—
Ca	0,085	—	0,073	—	0,065	—	0,049	—	0,045	—	0,04	—
Na	0,303	0,87	0,313	0,96	0,433	1,02	0,232	0,86	0,294	0,96	0,13	1,01
K	0,470	—	0,570	—	0,523	—	0,530	—	0,620	—	0,84	—

Координаты в системе нефелин-калсилит-кварц

	А	Б	В	Г	Д	Средн.
Кв	31,0	26,5	23,5	31,0	27,0	28
Кс	42,0	47,5	42,0	45,0	51,0	46
Не	27,0	26,0	34,5	24,0	22,0	26

стоянстве количества ионов кремния, алюминия и суммы щелочей (+ кальций), соответствующем соотношению их в формуле лейцита (KAlSi₂O₆) постоянно наблюдается замена 30—40% ионов калия на натрий и отчасти кальций. Другой характерной особенностью химического состава изученных псевдолейцитов является повышенное содержание суммарного железа (1,0—1,5%), которому в богатых железом щелочных породах придается важная роль в образовании лейцитового твердого раствора [21].

Составы псевдолейцитов и псевдолейцитовых сиенитов на диаграмме Не—Кс—Кв (фиг. 3) заметно сближены и занимают среднюю часть лейцитового поля внутри треугольника ортоклаз-нефелин-лейцит, располагаясь вдоль линии KAlSi₂O₆—NaAlSi₂O₆. Оконтуренное поле воз-

можных лейцитовых твердых растворов содержит 27—40% натриевого компонента.

Таблица 6

Состав элементов-примесей в псевдолейците и в сосуществующих нефелине и ортоклазе пород*

Элементы	Псевдолейцит	Нефелин	Ортоклаз	Элементы	Псевдолейцит	Нефелин	Ортоклаз
Be	0,002	0,0006	0,0003	Ga	0,004	0,002	0,001
Li	0,003	0,006	0,004	Pb	0,006	0,003	0,02
Rb	0,054	0,006	0,008	Mo	0,015—0,03	0,0003	0,0003
Cs	0,006	0,001	0,002	W	0,006	—	—
Ba	0,65	0,20	0,30	U	0,0003	0,0004	0,0008

* По данным фотометрии пламени (Li, Rb, Cs, Ba) и количественно-спектральных анализов (Be, Ga, Mo, Pb, W) в лабораториях ИМГРЭ.

Высокие концентрации в псевдолейцитах рубидия, бария, особенно цезия, а также Be, Mo, Ga и довольно неожиданно—вольфрама (таблица 6), весьма примечательны и свидетельствуют, во-первых, о геохимически независимых условиях кристаллизации фенокристаллов первичного лейцита от кристаллизации ортоклаза и нефелина, во-вторых, о сохранении в псевдолейцитах состава элементов-примесей, присущих структуре лейцита.

Составы сосуществующих нефелина и ортоклаза в псевдолейцитах и нефелиновых сиенитах

Важное значение для выяснения генезиса псевдолейцита имеют составы сосуществующего парагенезиса нефелин-ортоклаз в лейцитосодержащих породах и в самих псевдолейцитах. Как известно, гетероморфность, наблюдающаяся в составах сосуществующих калишпата и нефелина, является с одной стороны показателем физико-химических условий кристаллизации и состава магмы, с другой, как показали экспериментальные и теоретические исследования фазовых соотношений в системе $\text{NaAlSiO}_4\text{—KAlSiO}_4\text{—SiO}_2$, функцией температуры [7, 9, 23, 25, 26], хотя, в частности для Памбака, отдельные геологи подобные попытки интерпретации считали иллюзорными.

Для изучения нефелин-ортоклазового парагенезиса в нефелиновых сиенитах и псевдолейцитах Тежсарского комплекса были выполнены специальный фазово-химический и рентгенометрический анализы*. Мы воспользовались методикой, предложенной Е. Циесом и Ф. Чейзом [21], и кроме повторных валовых анализов выполнили фазово-химический анализ псевдолейцитов (навеска 4 гр.) путем экстракции в соляной кислоте (1 : 5), в которой, как известно, нефелин хорошо растворяется.

* Фазовый химический анализ псевдолейцитов выполнен в химической лаборатории ИГи АН Арм. ССР аналитиком Э. Ш. Гаспарян, а рентгенометрические исследования—Э. Х. Хуршудян и Н. В. Ревазовой.

Таблица 7

Фазовый химический анализ псевдолейцитов

В вес. %	Псевдолейцит в целом					Нерастворимая часть					Растворимая часть				
	А	Б	В	Г	Д	А	Б	В	Г	Д	А	Б	В	Г	Д
SiO ₂	56,50	56,30	57,50	56,50	56,90	48,40	47,80	47,00	47,90	47,00	8,10	8,50	10,50	8,60	9,90
Al ₂ O ₃	22,80	23,90	22,65	23,95	23,40	14,20	14,50	14,60	15,85	14,80	8,60	9,40	8,05	8,10	8,60
Fe ₂ O ₃	2,70	0,81	1,60	1,61	0,48	2,48	0,46	0,65	1,13	0,32	0,22	0,35	0,95	0,51	0,16
CaO	2,47	2,15	1,55	1,84	1,35	0,70	0,75	1,05	1,02	1,02	1,77	1,40	0,50	0,82	0,33
Na ₂ O	4,15	5,10	4,70	4,40	4,90	0,79	0,50	1,50	0,51	1,20	3,36	4,60	3,20	3,89	3,70
K ₂ O	11,30	12,20	11,65	11,25	13,75	9,70	9,90	10,40	10,20	12,65	1,60	2,30	1,25	1,05	2,10
Сумма	99,92	100,46	99,65	99,58	99,78	76,27	70,91	78,20	76,61	75,99	23,65	29,55	21,45	22,97	23,79

Таблица 8

Составы сосуществующих ортоклаза и нефелина

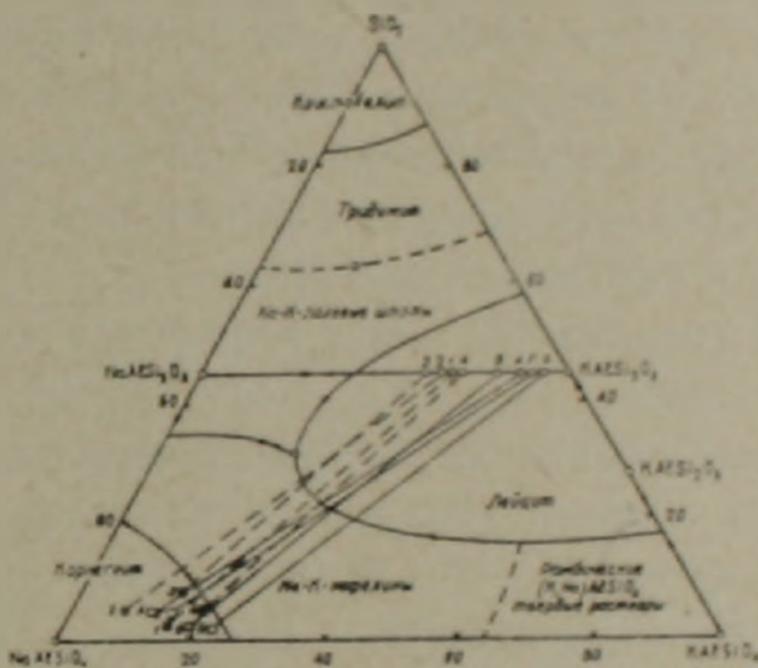
№	Псевдолейциты					№	Нефелиновые сиениты				
	Ортоклаз		Нефелин				Ортоклаз		Нефелин		
	Ор	Аб	Не	Кс	Кв		Ор	Аб	Не	Кс	Кв
А	88,5	11,5	72,0	22,5	5,5	1	67,0	33,0	67,5	21,5	8,0
Б	91,5	8,5	70,0	25,5	4,5	2	68,0	32,0	79,5	15,0	5,5
В	83,5	16,5	76,0	18,5	5,5	3	62,0	38,0	86,5	8,5	5,0
Г	90,5	9,5	78,0	15,5	6,5	4	61,0	39,0	73,0	20,0	7,0
Д	87,0	13,0	66,0	29,5	4,5	5	67,0	33,0	74	20,0	6,0
Ср.	88,5	11,5	72,2	22,3	5,5	Ср.	65	35	76,2	17,5	6,3

Примечание. Составы псевдолейцитов рассчитаны по данным фазово-химического анализа (табл. 7). Составы ортоклаза и нефелина из нефелиновых сиенитов приведены по данным Д. П. Белякина и В. П. Петрова (№ 1), В. П. Когяра (№ 4), Г. П. Багдасаряна (№ 3), А. С. Марфунина (№ 5) и автора (№ 2). По данным Л. Л. Перчука и А. С. Павленко (1967) — ортоклаз — Ор₇₁Аб₂₉, нефелин — Не₈₄Кс₁₆.

Результаты анализов, имеющих несколько высокую погрешность в определении SiO_2 , Fe_2O_3 и CaO , приведены в табл. 7, а пересчеты их на компонентный состав—в табл. 8.

Относительные содержания ортоклаза и нефелина в псевдолейцитах по соотношению нерастворимой и растворимой в кислоте частей соответственно равны 71—78% и 22—29% по весу, что близко к модальному составу их по подсчетам в шлифах (72—79% и 28—21%), составляя в среднем—75% и 25%. По сравнению с псевдолейцитами (3:1), соотношение ортоклаза и нефелина в псевдолейцитовых сиенитах составляет 3:1 до 2:1, а в нефелиновых сиенитах—3:1 до 4:1.

Составы ортоклазов и нефелинов из псевдолейцитов и нефелиновых сиенитов (по литературным данным), пересчитанные на компонентный состав (табл. 8), нанесены на диаграмму фазового равновесия в системе нефелин-калсилит-кварц, а сосуществующие пары соединены линиями (фиг. 4).



Фиг. 4. Диаграмма совместно находящихся ортоклазов и нефелинов в нефелиновых сиенитах (пунктирные линии) и псевдолейцитах (сплошные линии) в системе нефелин-калсилит-кварц. Обозначения те же.

Ортоклаз из псевдолейцитов по сравнению с породами ($\text{Or}_{65}\text{Ab}_{35}$) примерно втрое обеднен альбитовым компонентом ($\text{Or}_{35}\text{Ab}_{65}$) и представлен гомогенным без пертитовых вростков промежуточным и низким ортоклазом ($-2V = 52-81^\circ$), являющимся более низкотемпературным, чем высокий моноклиновый ортоклаз-криптопертит пород, для которого характерны расщепление рефлексов d_{201} и d_{130} , указывающее на присутствие также и триклинной калневой фазы (10—15%). Содержание анортитового компонента в ортоклазах не превышает 5—10%, причем псевдолейцитовые ортоклазы беднее Ан. В эпидейцитовых псевдоморфозах встречен как санидин, так и более частый и низкотемпературный высоко-промежуточный ортоклаз без пертитов распада, образующий сферолиты. Характерны вариации степени триклинности ($\Delta\rho = 0,0-0,80$) и $-2V = 42-82^\circ$ при довольно постоянном составе $\text{Or}_{90-05}\text{Ab}_{5-10}$. В то же время, санидин из потоков и даек фонолитов представлен высокотемпературной серией санидин-анортоклаз-альбит

состава $Or_{60-64} Ab_{40-36}$. Оптическая и рентгенометрическая характеристика калишпата приведена в табл. 9.

Нефелин в псевдолейцитах несколько более богат калсилитом, чем нефелин из нефелиновых сиенитов, составляя в среднем (без кварца) в псевдолейцитах— $Ne_{76}Kc_{24}$; в породах— $Ne_{80}Kc_{20}$ (таблица 10). Максимально обогащены калсилитом реликтовый нефелин из эпидейцитов даек (35%).

Характерной особенностью нефелинов Тежсарского комплекса являются вариации в содержании калсилита (8,5—24,5%) и кварца (5—8,00), хотя и в одноименном минерале из псевдолейцитов эти вариации менее заметны ($Kc = 15,5—29,5\%$, $Kv = 4,5—6,5\%$). Довольно постоянны в нефелинах из псевдолейцитов и вмещающих их пород отношение $Si/Al = 1,06 : 0,96$ и недостаток катионов в группе щелочей, достигающий 0,13—0,23. Величины параметров элементарной ячейки нефелинов отражают как температурную историю, так и замещения $Al \rightarrow Si$, $K \rightarrow Na$, особенно характерны для субкалиевых твердых растворов с вакансиями [9, 10] и указывают на возможно более высокое содержание калсилита (30—35%) и более высокотемпературный характер псевдолейцитового нефелина. Содержание анортита в нефелине из псевдолейцитов достигает 10—15%, а в нефелинах из пород—7,5—11%.

По сравнению со средним составом нефелинов из нефелиновых сиенитов по Морозевичу ($Ne_{75,1}Kc_{20,9}Kv_{4,0}$) и Тилли ($Ne_{75,4}Kc_{20,6}Kv_{4,0}$), нефелины Тежсарского комплекса помимо значительных вариаций содержат несколько пониженное содержание калсилита (18,0%) и повышенное содержание кварца (6,3%), хотя нефелин из псевдолейцитов несколько богаче калсилитом (22,3%).

Рассмотрение нефелин-ортоклазового парагенезиса в щелочных породах Тежсарского комплекса, где щелочной полевой шпат состава $Or_{65}Ab_{35}$ ассоциирует с богатым натрием нефелином $Ne_{76}Kc_{18}Kv_6$ показало, что он характерен для переходной от вулканической к плутонической фациям Миаширо [31]. Значительные вариации состава Тежсарских нефелинов, структурно-промежуточный тип калишпата (К-анортоклаз) послужили основанием для А. С. Марфунина (1962) выделить помимо V (вулканической) и P (плутонической) фаций А. Миаширо [31] также N-фацию—«неоинтрузивную», которую, на наш взгляд, правильнее выделять как «S-фацию»—субвулканическую, что ближе характеризует условия формирования вулкано-плутонического комплекса.

Касаясь различий в составах одноименных минералов из псевдолейцитов и нефелиновых сиенитов, необходимо отметить, что псевдолейцитовые ортоклазы обеднены втрое натриевым компонентом, а нефелины несколько обогащены калсилитом (на 5%). Аналогичная закономерность установлена Циесом и Чейзом (1963) для псевдолейцитов г. Бэрпо (Монтана). Отклонения состава нефелинов из нефелиновых сиенитов от идеального состава $Na_3KAlSi_4O_{16}$ свидетельствуют о более высокотемпературном характере парагенезиса из пород ($Ne_{76}Kc_{18}Kv_6$), чем из псевдолейцитов ($Ne_{74,5}Kc_{22,5}Kv_5$), приближающемся к идеальному со-

Таблица 9

Оптическая, рентгенометрическая характеристика и состав калинатровых полевых шпатов в псевдолейцитах и лейцитсодержащих породах*

Фации пород	Характер выделения	Угол $-2V^\circ$		Угол		Показатели		Межплоскостные расстояния					Состав в вес. %	Степень триклинности		Структурный тип	
		пределы	среднее	$\perp (010)$:Ng	$\perp (001)$:Nm	Ng	Np	d_{207}	d_{130}	d_{130}	d_{131}	d_{131}		Δ_p	Δ_0		
Эпидейцитовые трахиты, фоллиты (потоки)	Вкрапленник	26-44	40	0-2	3-5	1,529	1,523	4,15	3,740	—	2,96	—	Op ₆₀ Ab ₄₀	0,0	0,0	Санидин	
	Основная масса	38-52	48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10		
	Эпидейцит—I	64-76	71	—	—	1,525	1,520	4,22	3,793	3,805	2,994	3,029	Op ₉₅ Ab ₅	0,43	0,67	Высокий промежуточный ортоклаз	
	Эпидейцит—II	36-50	45	—	—	—	—	4,20	3,780	—	2,985	—	Op ₉₀ Ab ₁₀	0,40	0,02		
Эпидейцитовые снейт-порфиры (дайки)	Вкрапленник	38-52	46	0-3	2-4	1,530	1,524	4,157	3,773	—	2,970	—	Op ₆₁ Ab ₃₉	0,0	0,05	Высокий ортоклаз	
	Эпидейцит	42-56	52	—	—	—	—	4,172	3,785	—	2,975	—	Op ₉₅ Ab ₁₅	0,0	0,10	Промежуточн. ортоклаз	
		70-82	78	—	—	1,521	1,519	4,290	3,740	—	2,948	3,012	Op ₁₀₀ Ab ₀	0,80	0,85		
Псевдолейцитовые и нефелиновые снейты	I-генерация	42-62	54	0-5	6-7	1,528	1,523	4,146	3,775	—	2,992	—	Op ₆₀ Ab ₄₀	0,0	0,25	Высокий ортоклаз (К-анортоклаз)	
	II-генерация	58-73	63	0-6	5-8	—	—	4,202	3,779	3,785	2,996	2,994	Op ₈₆ Ab ₁₄	0,10	0,47		
	Псевдолейцит	A	52-60	56	—	—	1,529	1,524	4,194	3,779	—	2,991	—	Op ₈₅ Ab ₁₅	0,0	0,30	Промежуточный и низкий ортоклаз
		B	70-81	75	3-8	8-11	—	—	4,220	—	3,801	—	3,015	Op ₉₅ Ab ₅	0,0	0,77	
		B	60-68	64	2-6	—	1,524	1,518	4,234	3,860	3,834	2,981	3,010	Op ₁₀₀ Ab ₀	0,26	0,52	

* Степень триклинности определялась: $\Delta_p = 12,5 (d_{131} - d_{131})$ по Лаве у (1954) или $\Delta_p = 7,7 (d_{130} - d_{130})$ по Мак-Кензи (1954); оптическая степень триклинности по А. С. Марфунину $\Delta_0 = 0,025 (2V - 44^\circ)$. Состав и тип калинатрового полевого шпата определялся по d_{207} из диаграммы Боуэна и Таггла (1950) и оптическим константам (А. С. Марфунин, 1962).

Таблица 10

Оптическая, рентгенометрическая характеристика и состав нефелина и плагиоклаза

Фации пород	Характер выделений	Нефелин						Состав в вес. %	Плагиоклаз					
		Показатели		Параметры		Отражения			Генерация	Зональность	Состав в вес. %	Степень упорядоченности		
		No	Ne	a_0	c_0	d_{2070}	d_{2130}							
Эпидейцитовые трахит-фоллиты (потоки)	—	—	—	—	—	—	—	Вкрапленник Оси. масса	Зональный Слабозональный	48-37 35-33	0,25-0,5 0,5-0,75			
Эпидейцитовые снейт-порфиры (дайки)	Реликты в эпидейците	1,540	1,536	10,05	8,40	3,290	3,031	Ne ₆₁ Kc ₃₅ Kv ₄	Вкрапленник Оси. масса	Зональный Незональный	36-32 24-22	0,5-0,75 0,75-1,0		
Псевдолейцитовые, нефелиновые снейты	Кристаллы Псевдолейцит	A B B	1,537	1,531	10,01	8,38	3,264	3,010	Ne ₇₇ Kc ₁₇ Kv ₆	I генерация	Резкозональный Слабозональный	56-45 44-32	0,25-0,50 0,5-0,75	
			1,537	1,533	10,07	8,40	3,271	3,015	Ne ₇₀ Kc ₂₆ Kv ₄					
						10,04	8,41	3,279	3,029	Ne ₆₅ Kc ₃₂ Kv ₃	II генерация			
						10,05	8,41	3,279	3,030	Ne ₆₅ Kc ₃₃ Kv ₂	III генерация	Зональный	28-22	0,75-1,0

* Состав нефелина определялся по значению отражений d_{2130} и d_{2070} (Гамильтон, Мак Кензи, 1960) и по параметрам элементарной ячейки (Донней, 1959). Степень упорядоченности плагиоклаза по А. С. Марфунину, 1962).

ставу с более низкими температурами кристаллизации, хотя и обе пары нефелин-ортоклазовых парагенезисов ниже температуры сольвуса. Соответственно, температуры кристаллизации нефелин-ортоклазового парагенезиса могут быть оценены в 700—750°C для нефелиновых сиенитов и 550—450°C для псевдолейцитов. Следует отметить, что при условиях формирования Тежсарского щелочного комплекса указанный парагенезис мог возникнуть и выше сольвуса, так как поле лейцита должно сильно сократиться в присутствии водяных паров. Так, если при давлении 1 атм., что показано на диаграмме (фиг. 5), выделение лейцита происходит при содержании 50% ортоклазового компонента, то при давлении 1000 и 2000 атм. в присутствии водяных паров оно возможно при содержании 71 и 95% ортоклазового компонента.

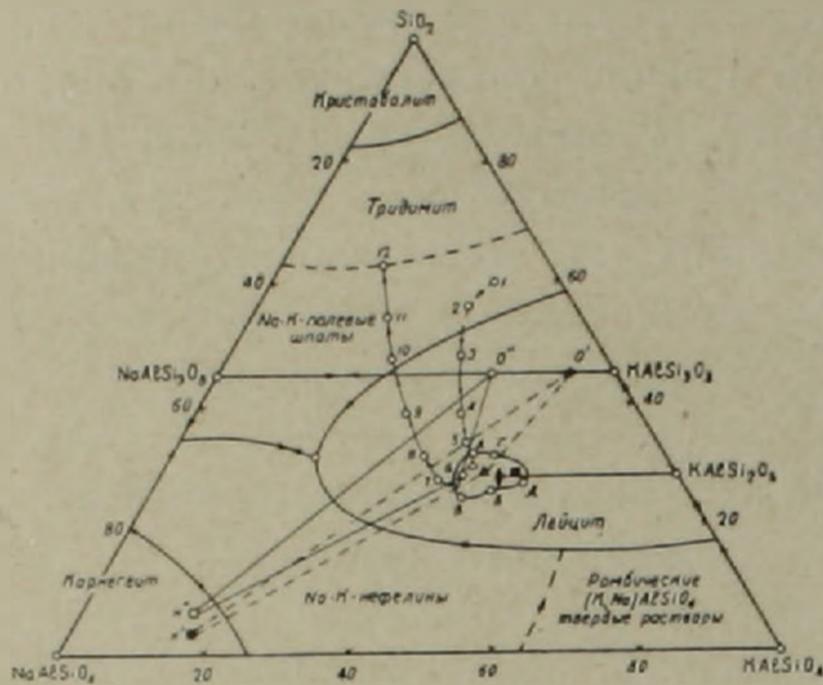
О происхождении лейцитсодержащих пород и псевдолейцитов Тежсарского комплекса

Проблема генезиса псевдолейцита окончательно не выяснена и приписывается различным процессам. Одни исследователи склонны считать их магматическими образованиями, либо рассматривать как результат распада особых натриево-калиевых лейцитов (Вашингтон, Яги), или как следствие взаимодействия лейцита с магматическим расплавом (Боуэн, Мори). В последнем случае по мнению А. Н. Заварицкого и В. С. Соболева [15] должно произойти увеличение объема и распад псевдоморфоз и поэтому более правомерным должно явиться предположение Ю. А. Билибина [6] о послемагматическом характере псевдолейцитовой реакции в породах. Кроме того, если псевдолейцитовая реакция происходит в магме, то составы псевдолейцита и основной массы должны приближаться к составу реакционной точки R (1042°), чего, как указывалось (фиг. 5), для Тежсарского комплекса не наблюдается. По мнению А. Я. Жидкова [13], изучавшего уникальные калсилит-микроклиновые псевдолейциты Сынырского массива, распад лейцита при медленном охлаждении лежит в области точки инконгруэнтного плавления ортоклаза (1150°C) и протекает без участия жидкой фазы. Было высказано предположение, что некоторые псевдолейциты представляют собой псевдоморфозы по К-анальциму [29]. В последнее время ставят под сомнение магматическое происхождение псевдолейцитов, считая их образование результатом метасоматического замещения ортоклазом нефелина или плагиоклаза, либо результатом эвтектических соотношений ортоклаза и нефелина [2].

В вопросе генезиса псевдолейцита Тежсарского комплекса В. Н. Котляр [17] придерживался боуэновской гипотезы, ставя под сомнение возможность их образования за счет переработки кольцевых даек эпидейцитовых порфиров, которая отстаивалась Г. П. Багдасаряном [3, 4], или щелочных лейцитовых эффузивов (Б. С. Вартапетян, 1957). Роль этих процессов, во-первых, сильно преувеличена, во-вторых, остается неясным, каким образом эпидейциты могли превращаться в псевдолейцит.

Весьма спорного мнения придерживается В. П. Петров [22], объясняющий изменение лейцита воздействием гранитоидных интрузий на лейцитовые породы.

Прежде чем остановиться на происхождении лейцитовых псевдоморфоз, необходимо рассмотреть вкратце основные моменты в эволю-



Фиг. 5. Возможный путь кристаллизации и дифференциации Тежсарского вулканоплутонического комплекса. 1. Щелочный базальт; 2. Трахиандезит; 3. Трахит; 4. Лейцитовый трахифонолит; 5. Лейцитовый сиенит-порфир; 6. Псевдолейцитовый сиенит; 7. Крупнокристаллические богатые нефелином — нефелиновые сиениты; 8. Среднекристаллические нефелиновые сиениты; 9. Щелочные сиениты центрального штока; 10. Щелочные сиениты и сиениты конического интрузива; 11. Нордмаркиты; 12. Порфировидные граносиениты.

На диаграмме кварц-нефелин-калсилит околонуена область составов псевдолейцитов (К—Na-лейцитовых твердых растворов) Тежсарского комплекса (А, Б, В, Г, Д). Для сравнения нанесены: 1) состав псевдолейцита из г. Бэрпо (Монтана; Чейс, Циес, 1967) — (сплошной квадрат); 2) состав максимального твердого раствора $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, KAlSi_3O_8 (сплошной ромб) по экспериментальным данным Р. Фудали (1963); 3) средний состав Тежсарского псевдолейцита (сплошной треугольник); 4) средний состав неизменных эпидейцитов.

Треугольники равновесия псевдолейцит-ортоклаз-нефелин (сплошные линии) и нефелиновый сиенит-ортоклаз-нефелин (пунктирные линии).

ции Тежсарского вулканоплутонического комплекса. Почти всеми исследователями отмечается зависимый от среднеэоценовой щелочно-земельной серии характер развития Тежсарского комплекса [4, 17, 21], при этом значительная роль отводится то процессам кристаллизационной дифференциации [4, 17, 21], то механизму расщепления толеитовой магмы в результате фракционирования оливина и пироксена [21], то, наконец, процессам ассимиляции базальтовой магмой пород сиаля [17] и даже явлениям метасоматического перерождения обычных и щелочных эффузивов под воздействием гранитной магмы [22]. Позже была высказана также точка зрения о связи этого комплекса с трахибазальтовой магмой, в частности, с ее лейцит-базальтовой ветвью*. Однако.

* Багдасарян Г. П., Меликсетян Б. М. «Генетические особенности щелочных пород Арм. ССР, АН СССР, сер. геол., № 11, 1966.

если исходить из твердо установленных закономерностей: а) тесной пространственно-временной и генетической связи в пределах единой кольцевой структуры всех составных комагматического, независимого от щелочно-земельной серии, вулкано-плутонического щелочного комплекса и б) направленного хода эволюции от щелочных базальтоидов и трахиандезитов к трахитам и лейцитовым фонолитам в вулканический этап и от псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов к щелочным сиенитам, нордмаркитам и гранитам в интрузивный этап, то можно прийти к выводам о первично щелочной природе исходной магмы и ведущей роли магматической дифференциации при значительных явлениях ассимиляции в пределах гранитно-метаморфического субстрата.

Переломным моментом в ходе эволюции щелочной оливино-базальтовой магмы явился этап лейцитовой кристаллизации в магматической камере, постепенно мигрирующей в верхние структурные этажи. Массовому выделению лейцита из трахитового расплава предшествовали явления длительного взаимодействия с карбонатными породами, приведшие к изменению соотношения $Si : Al$ вследствие диффузионной десиликации, резкому повышению активности калия и одновременно к интенсификации щелочно-эманационной дифференциации. На этой стадии дифференциация была настолько эффективна, что трудно представить изливание и выбросы огромных масс лейцитовых фонолитов и внедрение псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов и кольцевых даек лейцитовых сиенит-порфиров, если бы они были конечными продуктами дифференциации щелочно-базальтовой магмы. Как видно из диаграммы (фиг. 5) фазового равновесия в системе $Ne-Kc-Kv$, на которой изображен возможный путь дифференциации и кристаллизации Тежсарского щелочного комплекса, кристаллизация лейцита начинается при составе трахитового расплава, равного 60% ортоклазового компонента и продолжается в поле лейцита (точки 4, 5, 6) с образованием лейцитовых трахифонолитов, фонолитов и псевдолейцитовых сиенитов. В дальнейшем ход эволюции постепенно смещается в сторону составов с возрастанием кремнокислотности в ряду щелочной сиенит-нордмаркит-гранит (точки 9, 10, 11, 12). При этом примечательной особенностью эволюции щелочного комплекса является то обстоятельство, что она не достигает низкотемпературной точки перитектики R (Боуэна), а переходит от высокотемпературных составов в поле лейцита $Ne-35\%$, $Kc-35\%$, $Kv-30\%$, к полевошпатовой и далее—к гранитной эвтектикам. Таким образом, преодолевается температурный барьер от нефелин-сиенитовой, вернее лейцит-фонолитовой, к кварц-полевошпатовой эвтектике. Наиболее характерными особенностями эволюции Тежсарского комплекса являются:

1. Изменчивый характер режима щелочности: в вулканический этап с убыванием кремнокислотности при нарастающей щелочности, особенно калиевой (ассимиляция известняков), а в интрузивный этап—с возрастанием кремнокислотности при убывающей щелочности (взаимодействие в пределах гранитного субстрата).

2. Направленный и закономерный характер изменения последовательно формирующихся в стационарных условиях магматических расплавов, приближающихся к эвтектическим составам фonoлита — щелочного сиенита—гранита.

3. Неравновесный характер кристаллизации в субвулканических условиях во всей серии, особенно на лейцитовом этапе, что отчетливо фиксируется структурными взаимоотношениями, полигенетичностью и реакционными соотношениями не только цветных (диопсид, эгирин-авгит; баркевикит, гастингит, биотит), но и калийных (зональный неупорядоченный плагиоклаз, высокопромежуточный анортоклаз, нефелин варьирующего состава) минералов.

Именно исходя из этих особенностей дифференциации и кристаллизации трудно согласиться с представлениями Р. Г. Геворкяна и А. С. Павленко [21], отвергающих роль процессов ассимиляции и принципы последовательной эвтектической кристаллизации и обосновывающих кристаллизационную фракционную дифференциацию толеитовой магмы в условиях повышения щелочности и действия «механизма процесса апотектической и зотермической кристаллизации». Выдвигаемая ими петрогенетическая модель предполагает обязательно равновесный характер кристаллизации, что противоречит особенностям формирования Тежсарского комплекса.

В целях выяснения вопроса о поле кристаллизации лейцита, его состава и условиях превращения в псевдолейцит необходимо хотя бы в первом приближении выяснить термодинамические условия (глубина, температура) формирования вулканических, субвулканических и интрузивных пород Тежсарского комплекса (табл. 11).

Ближние величины температур получаются по содержанию TiO_2 в магнетитах из эффузивных (5,22—4,33%) и интрузивных (4,16—4,03%) пород по диаграмме Баддингтона (1965)—соответственно 700—850 и 550—700° и по температуре перехода бурой роговой обманки в зеленую, присутствующих в псевдолейцитовых сиенитах, равной примерно 700—750° [15]. По данным Л. Л. Перчука и А. С. Павленко [23], формирование нефелиновых сиенитов Памбака протекало при температуре 500—700°. Что же касается условий давления, то исходя из анализа строения кольцевой структуры (кальдеры), углам схождения кольцевых и конических структур, расчетная глубина магматической камеры составляет 5—6 км*. Эксплозивная деятельность центрального вулкана происходила при атмосферном давлении, а субвулканические дайки эпилейцитовых сиенит-порфиров формировались в вулканогенной толще мощностью 0,6—1 км. Среди интрузивных пород псевдолейцитовые сиениты обнажаются в эндоконтактных, наиболее эродированных частях центрального интрузива на отметках 1500—2000 м, а в купольной части, на отметках более 3000 м обнажается покровная щелочных эффузивов на кровле интрузива щелочных сиенитов. Таким образом, с учетом покровной (0,6—1 км) и глубины эрозионного среза (1—1,5 км) форми-

* По данным Г. П. Багдасаряна оценивается в 3—4 км.

рование псевдолейцитовых сиенитов соответствовало условиям давления на глубинах 1,5—2,5 км, возможно и несколько более.

Суммируя, подчеркнем, что рассмотренные особенности эволюции и приближенные оценки условий кристаллизации Тежсарского вулканоплутонического комплекса позволяют считать, что при трактовке его петрогенезиса правомерно исходить из принципов термодинамики необратимых неравновесных процессов в приложении к эволюции магматических систем в поле градиентов интенсивных параметров [11, 12, 16]. При этом в условиях значительных градиентов давлений и температур концентрация компонентов в расплаве при стационарном характере магматической кристаллизации и длительном массообмене с вмещающими породами связана с явлениями термо- и бародиффузии.

Исходя из сказанного, в происхождении лейцитовых пород в вулканический этап мы значительную роль отводим процессам диффузионной десиликации магмы при взаимодействии с эопалеозойскими (возможно сенонскими) карбонатными породами в неглубокозалегающей магматической камере, а в интрузивный этап — с явлениями взаимодействия в гранитно-метаморфическом субстрате, ведущими к возрастанию концентрации SiO_2 в остаточной магме и отклонению хода дифференциации в сторону появления насыщенных пород ряда сиенит-гранит. Частичное растворение SiO_2 в остаточной лейцит-фонолитовой магме возможно приводило к неустойчивости лейцита и его распаду.

Как показывают химические составы псевдо- и эпилейцитов и пересчеты на формулу лейцита, форма и сохранность кристаллов, составы псевдоморфных фаз, процесс распада первичного лейцита должен был носить изохимический характер без участия ионного обмена калия лейцита на натрий при взаимодействии остаточного богатого натрием расплава с фенокристаллами лейцита, допускаемом Боуэном, Билибиным и др., тем более, что между лейцитом и жидкой фазой до ее полной кристаллизации устанавливается довольно устойчивое равновесие.

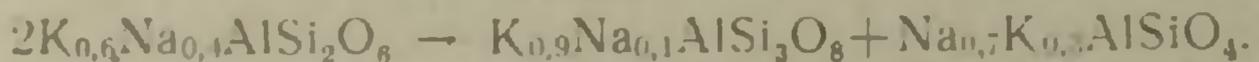
Однако предположение о существовании кали-натриевых лейцитов (Вашингтон) или богатых калием анальцимов до последнего времени не подтверждается ни анализами природных лейцитов (1—1,5% Na_2O), ни экспериментом. В то же время более вероятно предположение о возможности кристаллизации в особых условиях значительных перепадов градиентов интенсивных параметров, богатых натрием лейцитов, неустойчивых при более низких температурах, чем температура инконгруэнтного плавления ортоклаза [13, 28]. В пользу этого говорят и следующие факты: а) сходство химических составов псевдолейцитов и эпилейцитов с различным минеральным составом выполнения; б) постоянное нахождение в составе псевдоморфоз ортоклаза (70—75%) натриевой фазы, представленной кроме нефелина в псевдолейцитах либо анальцимом, либо натролитом, либо содалитом или парагонитом; в) наличие псевдоморфоз анальцима, замещающегося с краев и с центра ортоклазом с характерными для лейцита полисинтетическим двойникованием и включениями магнетита; г) высокие концентрации в составе элементов-

примесей Cs, Rb, Ba, Mo, W, малохарактерных для других калиевых минералов комплекса.

Такое предположение подтверждается экспериментальными исследованиями последних лет с природными лейцитами и псевдолейцитами Р. Фудали [28], установившего, что в системе нефелин-калсилит-кварц-вода и при $P_{H_2O} = 1000$ атм, первоначальное поле лейцита сильно ограничено, чем в системе Не—Кс—Кв, а ликвидус изобарического сечения ниже на 200—400°C. Образующиеся в этих условиях твердые растворы лейцита расположены вдоль линии $KAlSi_2O_6$ — $NaAlSi_2O_6$, достигая 28% натриевого компонента при 1000 атм, возрастая с падением давления максимум до 40% в сухой системе. Ниже солидуса такие лейциты становятся метастабильными и распадаются на нефелин-полевой шпат.

Как видно из диаграммы, поле, оконтуренное по анализам Тежсарских псевдолейцитов, характеризуется 27—40% $NaAlSi_2O_6$ компонента, в среднем около 35%, что с учетом условий давления (2,5—5 км) находится в согласии с экспериментальными данными Р. Фудали [28]. В то же время в условиях неравновесной кристаллизации со значительными перепадами температур и давлений, состав богатого натрием лейцита, как и других калинатриевых минералов, имел определенные вариации.

Схематически процесс распада неустойчивого при низких температурах кали-натриевого лейцита в условиях субсолидуса с учетом предельного состава лейцитового твердого раствора и составов, возникающих фаз ортоклаза и нефелина выражается следующим образом:



Эксолюция богатого натрием лейцита происходит при температуре 500—550°C и давлении порядка 1000 атм. с образованием псевдолейцитового парагенезиса бедного натрием ортоклаза ($Or_{90-87} Ab_{8-13}$) с богатым калием нефелином ($Ne_{68-76} Kc_{24-32}$) при соотношении 3:1. Структурные соотношения калиевых минералов указывают, что распад лейцита происходит после выделения главной массы ортоклаза и до кристаллизации нефелина. В полосе развития различных типов псевдолейцитовых сиенитов, а также в крупнокристаллических анальцим-содержащих нефелиновых сиенитах центрального штока главная масса нефелина связана с распадом богатых натрием лейцитов.

Полиэдрические, хорошо огащенные псевдолейциты сохранились лишь в эндоконтактных частях интрузива благодаря быстрой кристаллизации ортоклаз-псевдолейцитовых сиенитов. По мере удаления к внутренним частям массива вследствие медленной кристаллизации и растворения псевдолейцитов последние приобретают округлые овоидальные очертания и розовый оттенок в ортоклаз-нефелин-псевдолейцитовых и крупнокристаллических сиенитах и далее полностью исчезают. Более поздними являются среднекристаллические нефелиновые сиениты без псевдолейцитов и сравнительно обедненные нефелином.

Проведенные исследования позволяют склониться к мнению о возможности существования в особых условиях неустойчивых богатых нат-

Таблица 11

Вероятные глубины и температуры кристаллизации лейцитсодержащих пород Тежсарского щелочного комплекса*

Фации лейцитовых пород		Составы сосуществующих минералов				Условия кристаллизации	
		Не--КФШ	Пл--КФШ	Пл $\frac{Ca}{Ca+Na}$	Амф $\frac{Ca}{Ca+Na+K}$	Пределы температур, С°	Пределы глубин, км
Эффузивная	Эпилейцитовые трахиты, фонолиты (потоки)	—	Аб ₆₃ —52 Ан ₁₇ —18 Ор ₆₀ Аб ₄₀ } 1100°	Пл _{0,37} Амф _{0,43} } 1000°	1100—1000	0,0	
Субвулканическая	Эпилейцитовые сyenит-порфиры (дайки)	Не ₆₅ Кс ₃₅ Ор ₈₅ —Аб ₁₅ } 900°	А ^с ₆₁ —68 Ан ^с ₁₆ —32 Ор ₆₄ —Аб ₃₆ } 850°	Пл _{0,32} Амф _{0,49} } 800°	900—800	0,6—1	
Интрузивная	Псевдолейцитовые, нефелиновые сyenиты	Не ₈₀ Кс ₂₀ Ор ₆₅ Аб ₃₅ } 550°	Аб ₃₂ Ан ₆₈ Ор ₆₅ Аб ₃₅ } 800°	Пл _{0,32} Амф _{0,59} } 600°	800—550	1,5—2,5	
	Псевдолейциты	Не ₇₆ Кс ₂₄ Ор ₈₈ Аб ₁₂ } 550°	Аб ₉₀ Ан ₁₀ Ор ₈₈ Аб ₁₂ } 450°	—	500—550	1,5—2,5	

* Приближенные температуры кристаллизации определялись по диаграммам растворимости кремнезема в нефелине [9], сосуществования калишпат-плагноклаз [5], фазового соответствия для системы Не—КФШ—Пл и плагноклаз-амфибол [23].

рием лейцитов, что подтверждается экспериментальными данными и поразительным сходством составов памбакских псевдолейцитов с псевдолейцитами других регионов [27, 28, 30 и др.]. Кроме того, для Сыннырской интрузии устанавливается непосредственный распад нормального лейцита на калсилит + микроклин [1, 13].

Превращения метастабильного богатого натрием лейцита при формировании в различных условиях лейцитосодержащих пород представляются в следующем виде.

I. В вулканический этап после кристаллизации лав фенокристаллы лейцита и обломки его в пирокластолитах подвергаются воздействию вулканических эманций (CO_2 , H_2O , Cl , SO_3 , F) и непосредственно переходят в эпилейцит. Не исключено, что в мезостазице плотных закаленных лав эти первичные лейциты могли сохраниться и не исключено их обнаружение.

II. В субвулканический этап в дайках порфиров лейцит претерпевает сначала распад в псевдолейцит, а затем превращается в эпилейцит.

III. В интрузивный этап всплывшие в результате кинетической дифференциации фенокристаллы лейцита попадают в область более низких температур ($800-550^\circ$) и менее недосыщенные SiO_2 участки магматической камеры и распадаются ниже температуры субсолидуса на бедный натрием ортоклаз и богатый калием нефелин.

IV. В позднемагматическую стадию как псевдолейцитовые сиениты, так и дайки и эффузивы эпилейцитовых фонолитов претерпевают метасоматоз ранней и поздней щелочной стадии с возникновением в псевдоморфозах новообразований альбита, мусковита, натролита, кальцита и хлорита.

Рассмотренный механизм возникновения лейцитовых и нефелинсодержащих щелочных пород, а также установление факта образования псевдолейцита в результате распада богатого натрием лейцита являются по существу новыми и объясняют многие аспекты петрогенезиса щелочно-базальт-лейцит-фонолитовых серий и природы псевдоморфоз по лейциту.

Основные выводы

1. В возникновении лейцитовых щелочных пород Тежсарского комплекса значительную роль при магматической дифференциации щелочной оливин-базальтовой магмы в условиях значительных перепадов градиентов интенсивных параметров играли процессы длительного взаимодействия и массообмена ее с карбонатными и гранитными породами субстрата.

2. В результате неравновесной кристаллизации в условиях значительных градиентов температур и давлений выделившиеся неустойчивые при низких температурах кристаллы кали-натриевого лейцита претерпевают в условиях субсолидуса (550°C) распад с образованием псевдолейцита: KNa —лейцит \rightarrow KNa —ортоклаз + NaK —нефелин.

3. Главная масса нефелина из богатых калием высокотемпературных недосыщенных фонолитовых расплавов, отклоняющихся от составов низкотемпературной тройной эвтектики, выделяется в результате распада метастабильного KNa-лейцита в псевдолейцит, а также последующего его растворения и рекристаллизации в условиях медленного спада температуры.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22.II.1969.

Բ. Մ. ՄԵԼԻՔՍԵՅԱՆ

ԹԵԺՍԱՐԻ ԱԼԿԱԼԱՅԻՆ ԿՈՄՊԼԵՔՍԻ ՓՍԵՎԴՈՂԵՅՑԻՏԻ ԵՎ ԼԵՅՑԻՏ
ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՂ ԱՊԱՐԵՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Թեժսարի ալկալային կոմպլեքսի համար շափազանց բնորոշ են լեյցիտի բյուրեղների հաշվին զոյացած փսևգոմորֆոզներ, որոնք հրաբխային, սուբվոլկանիկ և ինտրուզիվ ապարներում իրենց լայն տարածումով, կուտակումների շափերով, լավ զարգացած բյուրեղագիտական պատկերով և կազմությամբ յուրահատուկ տեղ են դրավում ինչպես ՍՍՀՄ, այնպես էլ արտասահմանյան հանրավայրերի շարքում:

Ֆիզիկո-քիմիական և ռենտգենոմետրիկ ուսումնասիրությունները հնարավորություն են տալիս այդ փսևգոմորֆոզները բաժանել մի շարք տիպերի, որոնք տարբերվում են իրենց քիմիական և միներալային կազմությամբ: Հեղինակը հանգում է այն եզրակացությունը, որ ջերմաստիճանի և ճնշման ղգալի տատանումների պայմաններում անհավասարակշիռ բյուրեղացման ժամանակ արդեն առաջացած կալիում-նատրիումային լեյցիտի բյուրեղները, ցածր ջերմաստիճաններում դառնում են անկայուն և տրոհվում են առաջացնելով նատրիումով աղքատ օրթոկլազի և կալիումով հարուստ նեֆելինի հարաճումներ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Андреев Г. В., Шаракшинов А. О. О происхождении псевдолейцитовых сиенитов плутона Сыныр. Геология и геофизика, № 11, 1965.
2. Архангельская В. В. О генезисе псевдолейцитов Сынырского массива щелочных пород. ДАН СССР, т. 164, № 3, 1965.
3. Багдасарян Г. П. Петрография щелочных эффузивных пород Арм. ССР. Изд. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.
4. Багдасарян Г. П. Интрузивные породы Базумо-Памбакской области. «Геология Армянской ССР», т. III, 1966.
5. Барт Т. Ф. Измерение палеотемператур гранитных пород. Изд. АН СССР, М., 1962.
6. Билибин Ю. А. Проблема псевдолейцита. ЗВМО, 68, 1939.
7. Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 . Сб. «Полевые шпаты», ИЛ, 1952.
8. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. Сб. «Петрология верхней мантии», Изд. Мир, 1968.

9. Гамильтон Д. Л., Мак-Кензи В. С. Твердый раствор нефелина в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 . Сб. Вопросы теорет. и экспериментальной петрологии. ИЛ, 1963.
10. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман. Породообразующие минералы, т. 4, Изд. Мир, 1966.
11. Дмитриев Л. В., Котина Р. П., Ярошевский А. А. О характере эволюции магматической системы в поле градиентов интенсивных параметров. Геохимия, № 4, 1965.
12. Жариков В. А. Термодинамическая характеристика необратимых природных процессов. Геохимия, № 10, 1965.
13. Жидков А. Я. Уникальное месторождение псевдолейцитовых ультракальневых снейтов. ДАН СССР, т. 152, № 2, 1963.
14. Заварицкий А. Н. О псевдолейцитовых и эпидейцитовых горных породах. ДАН СССР, т. 3, № 8—9, 1934.
15. Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных пород, Изд. «Наука», 1961.
16. Ифантопуло Т. Н., Кравченко С. М. и др. Акцессорные минералы как индикаторы особенностей петрогенезиса. «Наука», 1969.
17. Котляр В. Н. Лейцитовые породы Памбака. ЗВМО, вып. 6, 1957.
18. Марфунин А. С. Полевые шпаты, фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Изд. АН СССР, 1962.
19. Марфунин А. С. О нефелин-полевошпатовом парагенезисе в снейтах Памбака и связанных с ними вопросах. Сб. научн. тр. Московск. ин-та Цветметзолота, 1958, 28.
20. Мурхауз В. Практическая петрография. ИЛ, 1963.
21. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Филиппов Л. В. К вопросу о соотношении щелочно-земельных и щелочных базальтоидных серий. Сб. Проблемы геохимии. 1965.
22. Петров В. П. Лейцитовые породы Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 2, 1947.
23. Перчук Л. Л., Павленко А. С. Влияние температуры на распределение некоторых изоморфных компонентов между сосуществующими минералами щелочных пород. Геохимия, № 9, 1967.
24. Ритман А. Вулканы и их деятельность. ИЛ, 1964.
25. Тилли С. Э. Парагенезис нефелин-щелочной полевой шпат. Сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». ИЛ, 1963.
26. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород, ИЛ, 1961.
27. Циес Е. Г., Чейз Ф. Состав псевдолейцита из гор. Бэрно, Монтана. Сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». ИЛ, 1963.
28. Fudali R. F. Experimental Studies Bearing on the Origin of Pseudoleucite and Associated problems of Alkalik Rock systems. Bull. geol. soc. Amer., vol. 74, № 9, 1963.
29. Fudali R. F. On the origin of pseudoleucite. Trans. Am. Geophys. Union, v. 38, 1957.
30. Larsen E. S., Buie B. F. Potash analcime and pseudoleucite from the Highwood Mountains of Montana, Amer. Mineral., v. 23, 1938.
31. Miyashiro A. The ranges of chemical composition in nepheline and their petrogenetic significance, Geochim. et Cosmochim. Acta, 1, 1951.

С. А. ГРИГОРЯН

ПРОГНОЗ ПОЛЯ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ
МЕТОДОМ ЭМПИРИЧЕСКИХ ФУНКЦИЙ ВЛИЯНИЯ

В последнее время в вопросах предсказания погоды значительную роль начали играть гидродинамические расчетные методы, основанные на законах физики и на решении дифференциальных уравнений гидро- и термодинамики.

В разработке методов количественного краткосрочного прогноза метеорологических элементов, основанных на принципах динамической метеорологии, важную роль сыграл И. А. Кибель [3].

В 1951 году путем ряда упрощений уравнений гидродинамики Н. И. Булеевым и Г. И. Марчуком [2] были впервые получены формулы изменения во времени давления и температуры на любом уровне атмосферы: ими, например, изменение геопотенциала H -высоты абсолютной топографии было выражено посредством некоторых функций начальных метеорологических полей и функций влияния, сложным образом выраженных через координаты.

Е. Н. Блиновой [3] прогнозируемое значение геопотенциала было представлено в виде суммы значений геопотенциала и температуры, относящихся к среднему уровню атмосферы и к начальному моменту, перемноженных с соответствующими функциями влияния.

П. Н. Беловым [1] в Центральном институте прогнозов была проделана работа по прогнозу давления с учетом и нелинейных членов в прогностической формуле. Целью работы П. Н. Белова была разработка такого расчетного метода прогноза давления и геопотенциала на 24 и 36 часов вперед, который можно было бы использовать в практической работе, кроме того, ставилось целью получение эмпирических функций влияния для прогноза в зимний период, как наиболее трудный для прогноза.

Конкретная задача выполненной нами работы состоит в проверке эффективности метода прогноза, разработанного П. Н. Беловым.

П. Н. Беловым было принято следующее прогностическое соотношение:

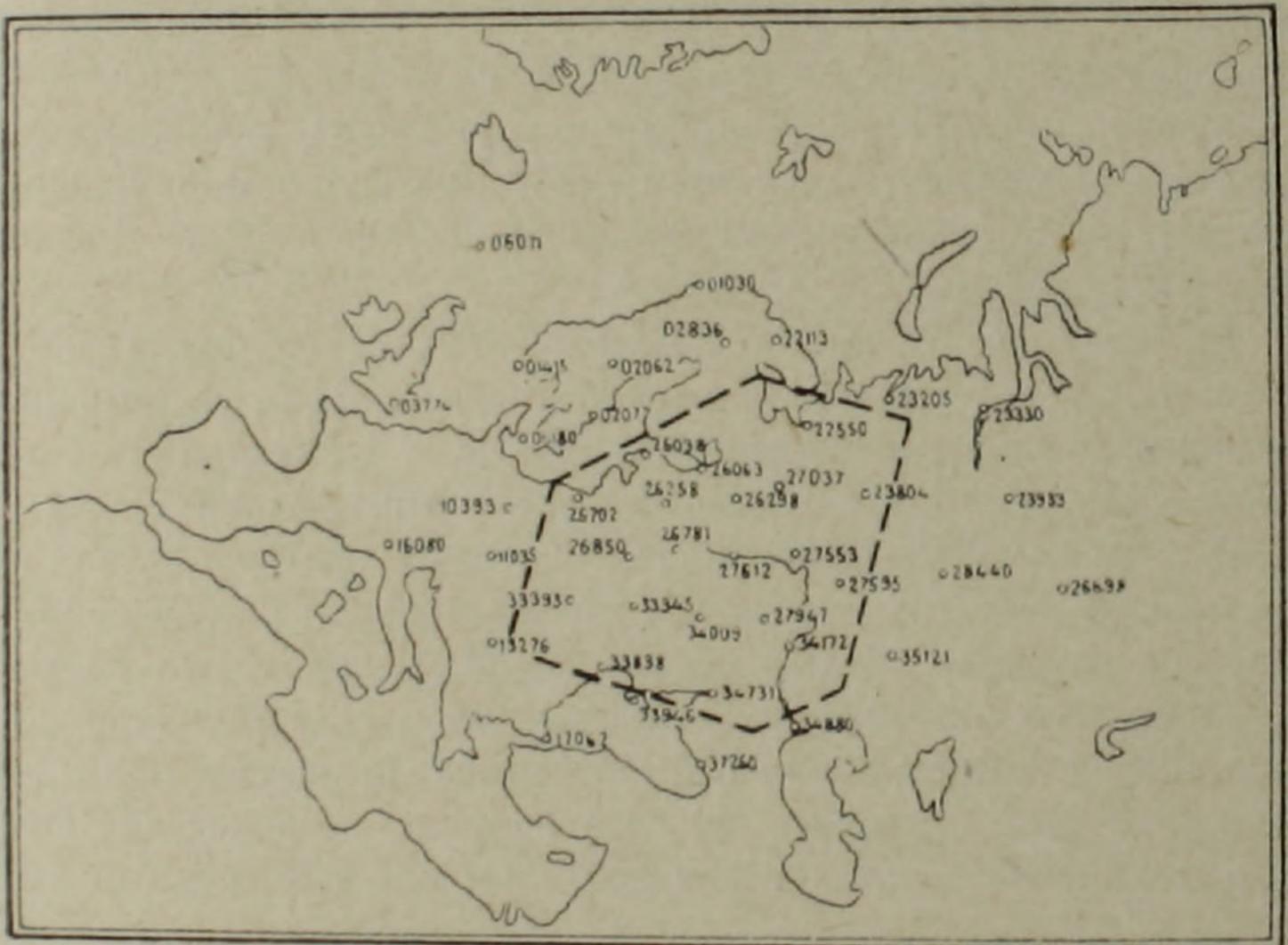
$$\delta H_{i-1} = A_{00} + \sum_{j=0}^m \sum_{i=1}^n A_{ij} H_{ij} + \sum_{j=1}^m B_j (H_j, H_{j-1})_{i-1}, \quad (1)$$

здесь H_{ij} — значения геопотенциала изобарических поверхностей под номером j в точках с номером i , якобианы (H_j, H_{j-1}) характеризуют учет адвекции температуры между поверхностями j и $j-1$ над точкой прогноза $i=1$, коэффициенты A_{ij} и B_j — веса или эмпирические функции влияния, вычисляемые по материалу прошлых лет. Косвенно, по-

средством коэффициентов A и B здесь учитывается также перенос вихря. Величины H_i и (H_j, H_{i-1}) в уравнении (1) играют роль прогностических признаков.

На основе специальной статистической обработки была принята трехуровневая модель с уровнями AT_{1000} , AT_{700} , AT_{300} мб. С целью вычисления эмпирических функций влияния для прогноза давления в 20-и пунктах на 3-х уровнях и на 2 срока вперед, потребовалось по материалам 3-х лет составить, а затем решить, 120 систем нормальных уравнений с 45 неизвестными A_{ij} и B_j .

Выбор сети станций также играет важную роль в практике прогноза. Точку прогноза наиболее целесообразно помещать в центре сети точек с исходными данными, поскольку основные барические образования могут придти в точку с любой стороны. Расстояние между точками сети берется в пределах 650—750 км, исходя из того, чтобы барическое образование (циклон или антициклон с диаметром 1000—1500 км) не выпало из сети точек.



Фиг. 1. Сеть станций, используемая для прогноза поля давления. Внутри пунктирного многоугольника — станции, для которых составляется прогноз.

Расчет карт произведен на электронно-вычислительной машине типа «Погода». Счетная машина «Погода», принадлежащая к машинам дискретного действия [4] и имеющая более простую конструкцию, приспособлена к вычислению сумм парных произведений вида:

$$\sum_{j=1}^n a_{ij} b_{jk} \quad i = 1, 2, \dots, m; \quad k = 1, 2, \dots, s,$$

Прогностическую формулу (1) можно записать в следующем виде:

$$P = P_0 + \delta P_{\text{л}} + \delta P_{\text{нл}}, \quad (2)$$

где $\delta P_{\text{нл}}$ выражает нелинейную часть прогностической формулы, связанную с якобианами, которые не могут быть выражены в виде парных произведений.

Работа машины заканчивается вычислением линейного изменения $\delta P_{\text{л}}$. Остальной расчет производится вручную с помощью арифмометра.

Сначала по вычисленным величинам $\frac{\partial H}{\partial x}$, $\frac{\partial H}{\partial y}$ и т. д. вычисляются якобианы $(H_{700} H_{\text{см}}^{-1})$ и $(H_{300} H_{700})$, т. е. величины адвекции температуры на разных уровнях. Последние результаты перемножаются с соответствующими весами или коэффициентами влияния. Таким образом, вычисляется $\delta P_{\text{нл}}$, т. е., вклад адвекции температуры в общее изменение давления.

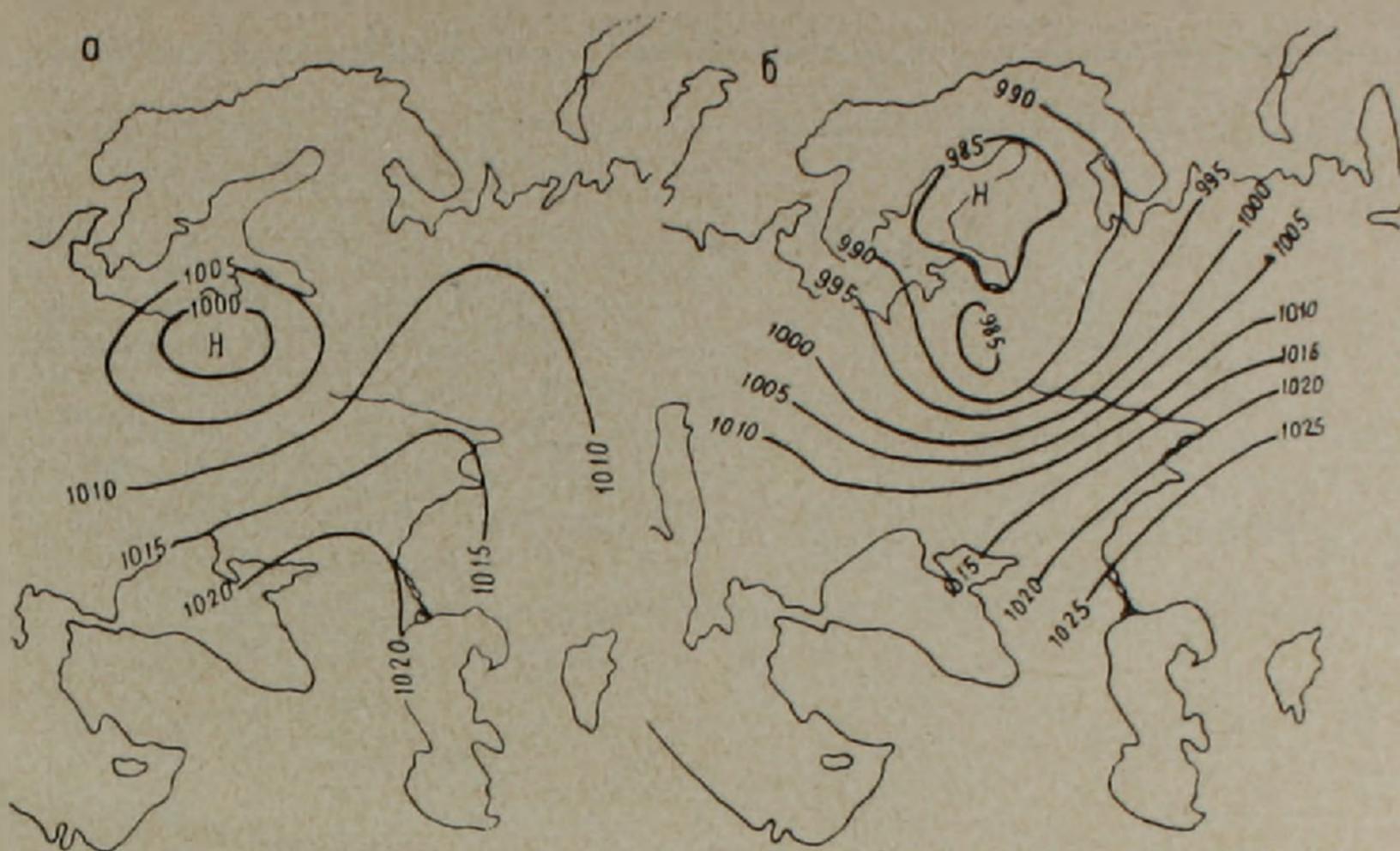
Для получения предвычисленного значения самого давления нужно полученные изменения сложить с начальными значениями полей геопотенциала. Полученные прогностические значения давления наносятся на карту погоды, а затем проводятся изолинии равного давления, выделяются области высокого (антициклон) и низкого (циклон) давления и т. д. Анализ прогностических карт производится в соответствии с предыдущей по времени картой поля давления, а также с увязкой между собой прогностических карт давления на разных высотах.

Интересно отметить, что полученный П. Н. Беловым коэффициент корреляции, характеризующий точность построенных уравнений для прогноза в пунктах, находящихся под влиянием горных массивов (Таллин, Калининград, Ростов и т. д.) оказался не ниже, чем для пунктов, расположенных в равнинной местности.

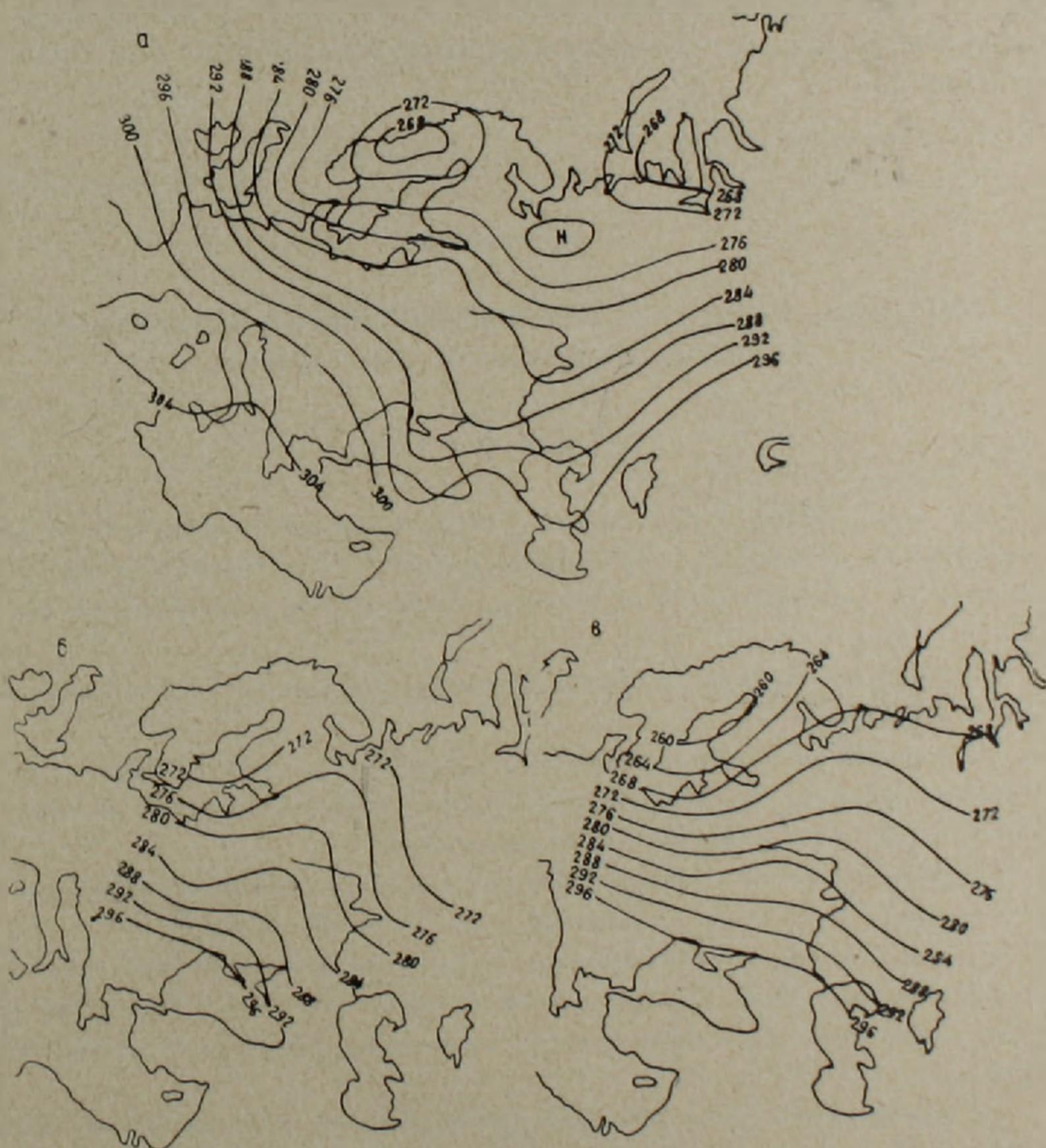
На фигурах 2—5 приводятся рассчитанные карты для случая прогноза с 9/XII на 10/XII 1958 г. Для сравнения рядом приводятся исходные и фактические карты, соответствующие сроку прогноза.

На исходной карте давления на уровне моря за 03 ч. 9/XII видно, что в районе юга Скандинавии располагался глубокий циклон, а на юге Украины—область высокого давления—антициклон. Расчет указывал (фиг. 2б), что циклон со Скандинавии должен переместиться на Прибалтику и заполниться на 5 мб. Антициклон по расчету должен переместиться с Украины на низовья Дона. В действительности так и произошло (фиг. 2в). Однако, антициклон сместился к востоку еще далее, т. е. прогноз дал некоторое отставание перемещения антициклона. На фиг. 3а приводится прогноз давления на уровне моря на 36 часов, на фиг. 3б—фактическая карта, соответствующая сроку прогноза. Из рисунков видно, что область низкого давления на северо-западе предвычислена верно, однако опять заметно некоторое отставание.

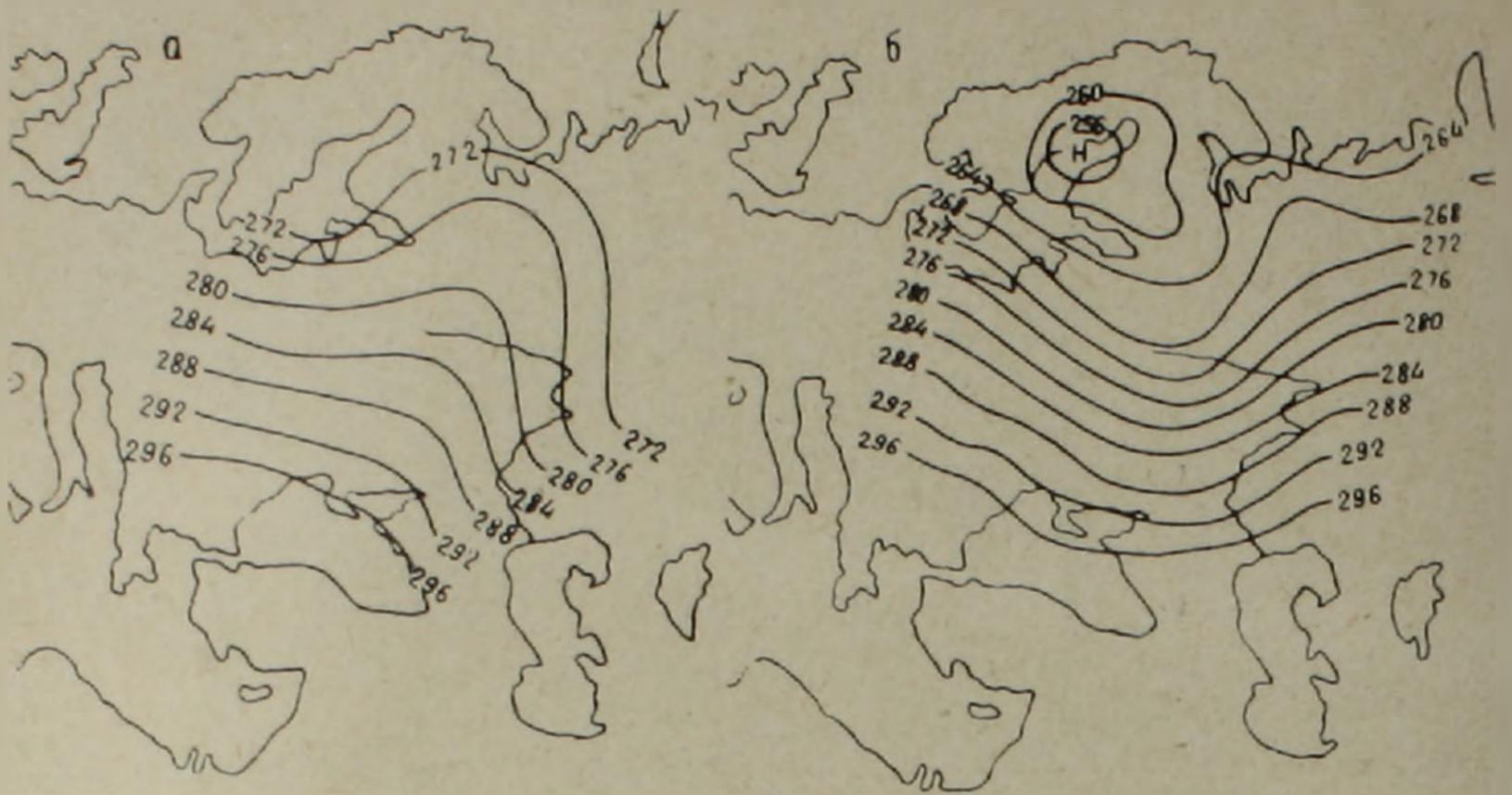
Перейдем к прогнозу на уровне АТ 700 мб. Циклон, расположенный на уровне моря (фиг. 2а) над Скандинавией ярко выражен и на высоте АТ 700 мб, как это ясно видно из фиг. 4а. Сравнивая фиг. 4б и 4в, видим, что поле АТ 700 в основном было предвычислено верно. При этом, на месте циклона, расположенного на севере Европейской территории



Фиг. 3. Прогноз поля давления на уровне моря на 15 ч. 10 XII (а); поле давления за 15 ч. 10/XII (б).



Фиг. 4. Поле АТ—700 за 03 ч. 9/XII (а); прогноз АТ—700 на 03 ч. 10/XII (б); поле АТ—700 за 03 ч. 10/XII 1958 г. (в).



Фиг. 5. Прогноз АТ—700 на 15 ч. 10/ХІІ (а), поле АТ—700 за 03 ч. 10/ХІІ (б).

рических функций влияния можно в частности, считать применимым для разработки метода прогноза в условиях Армянской ССР с ее сложным рельефом.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.IX.1969.

Ս. Ս. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ

ՄԹՆՈՂՈՐՏԻ ՃՆՇՄԱՆ ԴԱՇՏԻ ԿԱՆԽԱԳՈՒՇԱԿՈՒՄԸ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅԱՆ
ԷՄՊԻՐԻԿԱԿԱՆ ՖՈՒՆԿՑԻԱՆԵՐԻ ՄԵԹՈՂՈՎ

Ա մ փ ո փ ու մ

Այս աշխատանքում շարադրված է ճնշման դաշտի կարճաժամկետ կանխագուշակման մի եղանակ, որի հիմքում դրված է Պ. Ն. Բելովի կողմից մշակված ճնշման կանխագուշակման մեթոդը ազդեցության էմպիրիկական ֆունկցիաների միջոցով:

Ճնշման բարտեզների հաշվարկը կատարված է էլեկտրոնային հաշվիչ մեքենայի օգնությամբ:

Մեթոդի էֆեկտիվության ստուգման արդյունքների ակնբերության համար հողվածում բերվում են ելակետային, նախահաշված և իրական բարտեզներ կանխագուշակման ժամկետին համապատասխան:

Կանխագուշակման մեթոդում ճնշման դաշտերի երկարամյա տվյալների օգտագործումը թույլ է տալիս անել մի շարք հետևություններ.

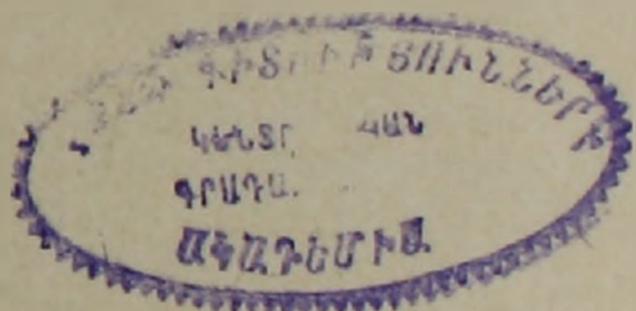
ա) այդ մեթոդը համեմատաբար ավելի լրիվ է արտացոլում տեղական պայմանները, որովհետև ճնշման դաշտերի երկարամյա տվյալները ինքն ըստ ինքյան հանդիսանում են մթնոլորտում կատարվող ֆիզիկական պրոցեսների արդյունքը.

բ) ազդեցության էմպիրիկական ֆունկցիաների մեթոդը մեծամասամբ տալիս է դոհացուցիչ արդյունք.

գ) ազդեցութեան էմպիրիկական ֆունկցիաների մեթոդը կարելի է մասնաւորապէս կիրառել համարել Հայկական ՍՍՀ բարդ ուղիքի պայմաններում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Белов П. Н. Прогностические возможности эмпирических функций влияния и их свойства. Известия АН СССР, серия геофизич., № 5, 1959.
2. Булеев Н. И. и Марчук Г. И. О динамике крупномасштабных процессов. Тр. института физики атмосферы, № 2, 1958.
3. Кибель И. А. Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды. Гостехиздат, М., 1957.
4. Потиевский Н. М. Электронная вычислительная машина «Погода». Метеорология и гидрология, № 8, 1958.



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ք Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ս. Հ. Գաբրիելյան, Հ. Գ. Մաղաբյան, Լ. Հ. Վալեսյան Վ. Ի. Լենինը և ՍՍՀՄ բնական ուսուցանողների ուսումնասիրումը 3

Ս. Հ. Գաբրիելյան Հայաստանի դիրքը ալպիական ծալքավոր մարզի Կովկաս-Անատոլիա-Իրանական հատվածի սիկտոնական կառուցվածքում 11

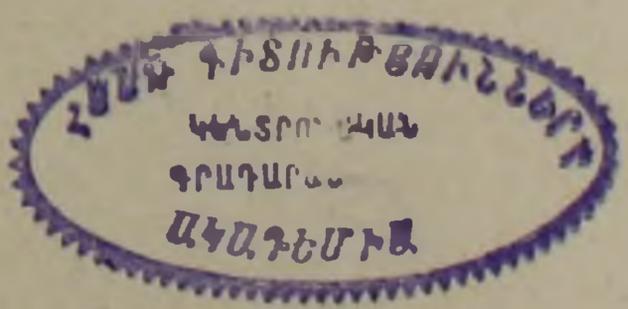
Լ. Ն. Զոհրաբյան Հայկական լեռնաշխարհի և արևմտյան Ասիայի լեռնածին գոտու նրան կից տերիտորիաների մորֆոստրուկտուրայի մի քանի առանձնահատկությունների մասին 42

Ա. Խ. Մնացականյան Ղափանի անտիկլինորիումի վերին յուրայի-կավձի հրաբխականությունը 52

Բ. Մ. Մեխլիսեբյան Թեժսարի ալկալային կոմպլեքսի փսևդոլեյցիտի և լեյցիտ պարունակող ապարների առաջացման հարցի շուրջը 61

Ս. Ա. Գրիգորյան Մթնոլորտի ճնշման դաշտի կանխագուշակումը ազդեցության էմպիրիկական ֆունկցիաների մեթոդով 83

ՈՒՐ - 12. 500



СОДЕРЖАНИЕ

Л. А. Валесян, А. А. Габриелян, И. Г. Магакьян В. И. Ленин и изучение природных ресурсов СССР	3
А. А. Габриелян Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийской складчатой области	11
Л. Н. Зограбян О некоторых особенностях морфоструктуры Армянского нагорья и прилегающих территорий орогенической зоны Западной Азии	42
А. Х. Мнацаканян Верхнеюрский-меловой вулканизм Кафанского антиклинория (южная часть Арм. ССР)	52
Б. М. Меликсетян К проблеме происхождения псевдолейцитов и лейцитосодержащих щелочных пород Тежсарского комплекса	61
С. А. Григорян Прогноз поля атмосферного давления методом эмпирических функций влияния	83