

50/166

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA  
COMITETUL GEOLOGIC  
INSTITUTUL GEOLOGIC

STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

---

SERIA I

*Mineralogie-Petrografie*

Nr. 1

---

STUDIUL MINERALOGIC  
ȘI PETROGRAFIC AL CORPURILOR  
SUBVULCANICE DIN PARTEA  
DE NW A MUNTILOR BÎRGĂU

DE  
LIDIA MÎNZĂRARU

BUCUREȘTI  
1965



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

50/18.06.86

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA  
COMITETUL GEOLOGIC  
INSTITUTUL GEOLOGIC

STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

---

SERIA I

*Mineralogie-Petrografie*

Nr. 1

---

STUDIUL MINERALOGIC  
ȘI PETROGRAFIC AL CORPURILOR  
SUBVULCANICE DIN PARTEA  
DE NW A MUNTILOR BÎRGĂU

DE

LIDIA MÎNZĂRARU

BUCUREȘTI  
1965



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

## TABLA DE MATERII

	<u>Pax.</u>
Abstract . . . . .	5
Introducere . . . . .	5
Vulcanismul carpatic terțiar . . . . .	6
Geologia munților Birgău . . . . .	15
Delimitare și caracter fizico-geografice . . . . .	15
Structura geologică și scurt istoric al cercetărilor . . . . .	16
Descrierea formațiunilor geologice . . . . .	18
Tectonica . . . . .	21
Corpurile subvulcanice din partea de NW a munților Birgău . . . . .	22
Descrierea petrografică . . . . .	22
Descrierea corporilor eruptive . . . . .	37
Chimismul rocilor eruptive . . . . .	44
Mineralele rocilor eruptive . . . . .	56
Feldspați plagioclazi . . . . .	56
Amfiboli și piroxeni . . . . .	67
Obiective de interes economic . . . . .	73
Bibliografie . . . . .	78





Institutul Geologic al României

STUDIUL MINERALOGIC ȘI PETROGRAFIC  
AL CORPURILOR SUBVULCANICE DIN PARTEA  
DE NW A MUNTILOR BÎRGĂU<sup>1)</sup>

de

LIDIA MÎNZĂRARU

**Abstract**

Petrographic and Mineralogic Study of Subvolcanic Bodies in the NW Part of the Bîrgău Mountains.—A brief account on tertiary volcanism in the inner part of the Carpathian Arch is given and also with regard to the history of tertiary volcanic activity in Rumania. The work begins with an exposal of the general considerations concerning the tertiary volcanic activity. In the chapter related to the geology of the Bîrgău Mountains, after the examined perimeter was delimited, the geologic formations met with are described and some considerations about the geologic structure of the basement and of the region tectonics are advanced. The original part of the work, the most developed one, makes the object of the third and fourth chapter, and treat of the mineralogical, petrographic and petrochemical features of the rocks forming subvolcanic bodies in the region; it also makes a detailed description of the constitutive minerals. In the same time the concordant subvolcanic aspects of the eruptive rocks of the region, are presented. The subject of the last chapter that closes the work includes some remarks concerning the economies of the region.

**INTRODUCERE**

Obiectul lucrării de față îl constituie studiul corpurilor eruptive subvulcanice din partea de nord-vest a munților Bîrgău.

Cercetările întreprinse au urmărit executarea hărții geologice a regiunii la scară 1 : 10.000 care însumează aproximativ 160 km<sup>2</sup> și

<sup>1)</sup> Lucrare de dizertație susținută în 1961 la Universitatea București pentru obținerea titlului de candidat în științe.



studierea detaliată a rocilor eruptive întâlnite și a mineralelor componente.

Pentru executarea hărții și colectarea materialului necesar studiului în laborator, am lucrat pe teren cinci luni. Mulțumesc cu această ocazie conducerii Comitetului Geologic și a Universității București pentru sprijinul material acordat deplasărilor de teren.

Prelucrarea materialului colectat s-a făcut în cadrul Catedrei de Mineralogie de la Facultatea de Geologie-Geografie a Universității București, urmărindu-se, prin metode multiple, caracterizarea mineralologică, petrografică și petrochimică a rocilor eruptive întâlnite. Rezultatele obținute în colaborare cu studiul hărții au permis identificarea formelor de zăcămînt specifice eruptivului subvulcanic — ceea ce reprezintă o caracteristică a regiunii.

Pentru conducerea permanentă și ajutorul efectiv acordat în executarea lucrărilor de laborator și de teren, aduc călduroase mulțumiri profesorului dr. V. I a n o v i c i-membru corespondent al Academiei.

Profesorului dr. D a n G i u ș că-membru corespondent al Academiei, îi mulțumesc pentru inițierea în metodele speciale de lucru în laborator, pentru sugestiile valoroase acordate în timpul executării textului.

Mulțumesc conf. D. Rădulescu în special, pentru ajutorul acordat la însuirea metodelor de lucru cu masa universală Fedorov.

Conf. G. Cioflica îi mulțumesc pentru sugestiile pe care mi le-a dat în timpul lucrărilor de laborator.

Pentru executarea întregului material grafic mulțumesc pe această cale C1. Constantinescu.

## VULCANISMUL CARPATIC TERTIAR

Examinînd problema vulcanismului în strînsă legătură cu orogenieza, H. Stille (1953) a deosebit patru etape de manifestare magmatică în evoluția completă a unui geosinclinal :

Etapa magmatismului inițial — caracterizată prin vulcanism simatic adesea submarin, care are loc în perioadele premergătoare cutărilor ;

Etapa magmatismului sinorogen — caracterizată prin plutonism sialic și care se manifestă în timpul cutărilor principale ;



**Etapa magmatismului subsecvent — caracterizată prin vulcanism sialic, care se manifestă în timpul ultimilor mișcări cînd starea paroxismală este în descreștere;**

**Etapa magmatismului final — caracterizată prin vulcanism simatic și care se instalează după consolidarea zonei orogene.**

Vulcanismul de vîrstă terțiară care s-a dezvoltat la interiorul arcu-lui carpatic, reprezintă etapa magmatismului subsecvent și parțial final, legată de cutările savice ale orogenezei alpine.

Vulcanismul final carpatic poate avea caracter hipogen — cînd apar la zi mase simaticе profunde, sau poate fi litogen — cînd lavele care apar sunt produsele finale de diferențiere ale celor din etapa subsecventă. În rocile magmatice terțiare de la interiorul arcu-lui carpatic se recunosc ca forme litogene — cele de la noi din țară, iar ca forme hipogene cele din munții Bacony.

În legătură cu originea magmatismului de la interiorul arcu-lui carpatic H. Stille face unele presupuneri. În timpul cutărilor savice, datorită presiunilor laterale mari, au avut loc fenomene de subîmpingere, în care mase mari de Sial au fost deplasate pieziș — în jos, ceea ce a dus la îngroșarea lor. Conform principiului izostaziei, masele de la baza Sial-ului au ajuns în zona de topire fiind supuse așa-numitei palingeneze de subîmpingere. Din cauza subîmpingerii care s-a manifestat din zona vor-landului Podolo-Moldavic, magmele au apărut la zi în spatele zonei cutate. Lățimea lanțului vulcanic indică amplitudinea subîmpingerii și totodată dimensiunile porțiunii în care masele de Sial au atins adâncimea zonei de topire. Uneori limita dintre Sial și Sima este ondulată și atunci atingerea zonei de topire în timpul subîmpingerii este parțială — ceea ce se reflectă în felul de manifestare a vulcanismului la suprafață. Materialul magmatic astfel format a apărut la zi în lungul unor mari linii de dislocații de direcție longitudinală, cum este linia Vihorlat — Hărghita, sau transversale, care s-au creat prin prăbușirea pachetelor de roci în timpul formării bazinelor de la interiorul arcu-lui carpatic.

#### EVOLOȚIA VULCANISMULUI TERȚIAR INTRACARPATIC

Vulcanismul terțiar s-a manifestat aproape exclusiv la interiorul arcu-lui carpatic. În urma studiilor întreprinse, M. K u t h a n (1948) a ajuns la unele concluzii generale privind istoria acestuia.



Rocile vulcanice terțiare de la interiorul arcului carpatic se grupează în două zone (fig. 1) : una de direcție sud-vest – nord-est începe de la lacul Balaton și cuprinde munții Piliș, Cerhat, Matra, Bukovă, iar spre nord trece în munții Tokay-Preșov. Zona a doua de direcție nord-vest – sud-est începe în munții Vihorlat se continuă în Carpații sovietici și trece apoi pe teritoriul țării noastre în munții Gutăi. Tibleș, Birgău, Călimani, Gurghiu, Hărghita.

Urmărind istoria vulcanismului terțiar intracarpatic M. Kuthan separă trei faze. Prima, reprezentată prin andezite și liparite, a doua tot prin andezite și liparite iar a treia prin andezite și bazalte. Din această schemă se deduce predominarea andezitelor în toate cele trei faze. Primele două faze se încheie cu extruziuni acide, ultima cu efuziuni bazice. Schema prezentată sub această formă de M. Kuthan se complică datorită migrației în timp și spațiu a centrelor vulcanice. Pentru prezentarea acestui fenomen fișia de roci terțiare este împărțită de M. Kuthan în trei : o parte vestică care se dezvoltă de la lacul Balaton pînă la munții Piliș, o parte centrală – pînă în munții Tokay-Preșov și una estică în care se incadrează și vulcanismul din țara noastră (fig. 2).

Cele mai vechi apariții ale vulcanismului carpatic sunt reprezentate prin porfirite, diabaze cu olivină și andezitele primei faze care au avut loc în Cretacicul superior în zona estică. Cu timpul eruptionsile s-au deplasat spre vest în zona centrală unde au avut loc în Paleogen (Bartonian-Ruppelian). Liparitele primei faze au apărut în zona centrală în Paleogen (Ruppelian) și s-au deplasat spre vest și est pînă în Burdigalian. Se pare că cele mai tinere apariții ale acestor liparite la limita dintre zona centrală și estică au ajuns între Helvețian și Tortonian. Andezitele fazei a doua s-au deplasat de asemenea cu timpul de la vest spre est. În vest ele s-au manifestat în Burdigalian-Helvețian, în centru în Tortonian, iar în zona estică ajung pînă la limita dintre Tortonian și Sarmațian. Liparitele fazei a doua lipsesc în zona vestică. Ele apar în partea centrală a zonei estice la limita dintre Tortonian și Sarmațian și migrează spre vestul zonei centrale în Sarmațian iar spre est ajung pînă în Meotian. Andezitele fazei a treia se cunosc la limita dintre zona centrală și estică în Sarmațian și migrează spre est pînă în Dacian. În rest nu se cunosc, cu excepția lacolitelor andezitice din Țifary din zona vestică – care se pare că aparțin aceleleași faze. Bazaltele ultimei faze au apărut în zona centrală în Meo-

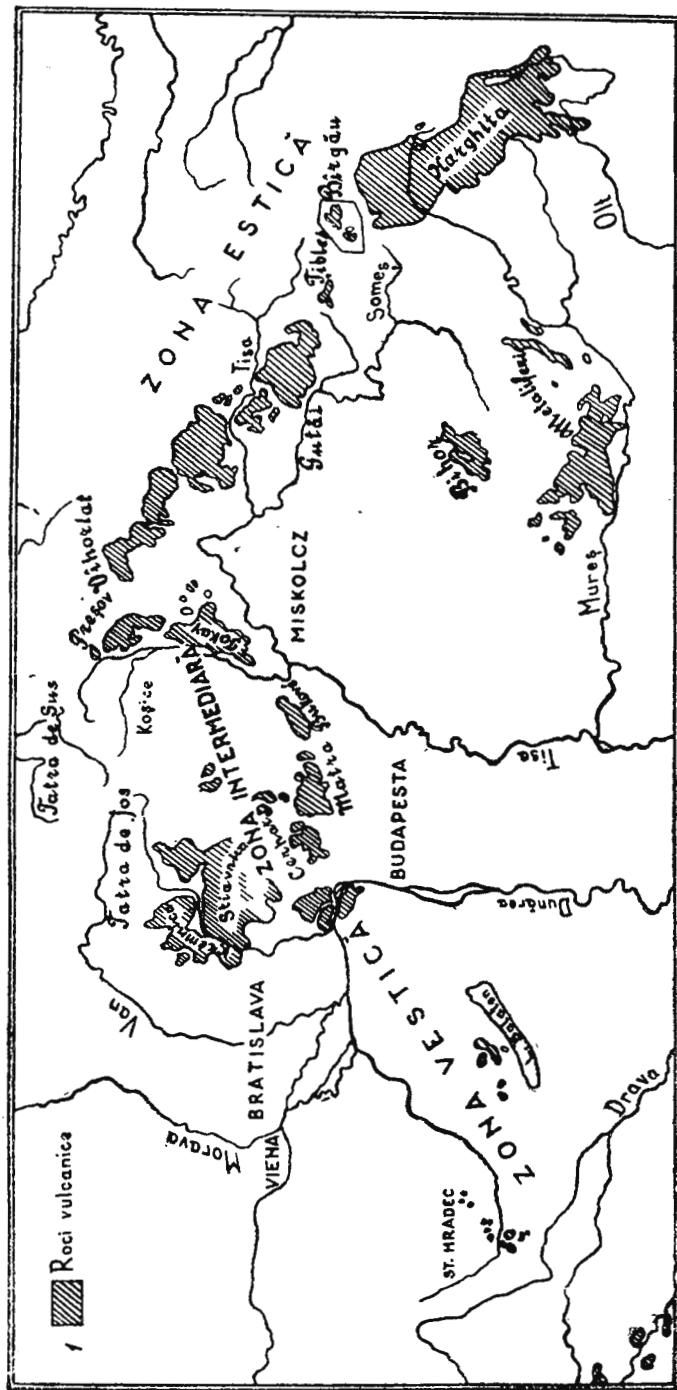


Fig. 1. — Răspândirea rocilor vulcanice de la interiorul arcului carpatic (după M. Kuthan).  
 Распространение вулканических пород внутриконтинентальной части карпатской складчатости (по М. КУТНАНУ).

tian și s-au deplasat spre vest pînă în Dacian, iar spre est, pînă în Pleistocen (fig. 3).

Din această schemă se deduce că în general în vulcanismul terțiar carpatic predomină rocile andezitice. Rocile acide au dezvoltare maximă

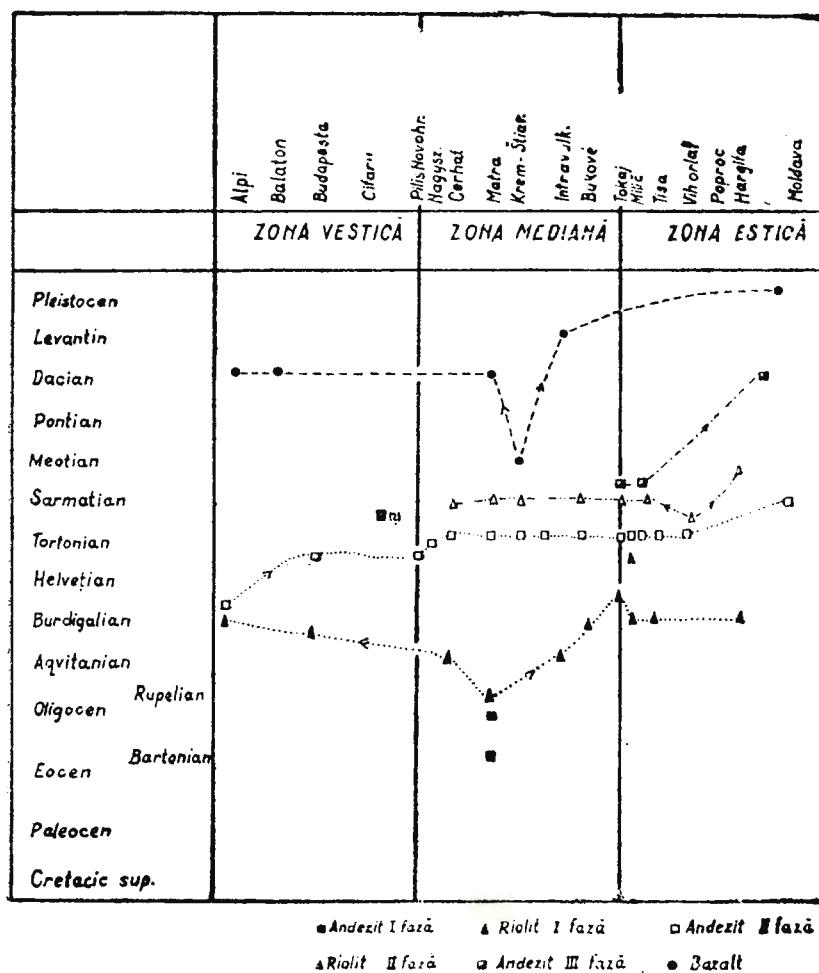


Fig. 2. — Migrarea vulcanismului din orogenul carpatic (după M. Kuthan).

Миграция вулканизма карпатского орогена (по М. КУТАНУ).

la limita dintre zona centrală și estică. Rocile bazice sunt puțin dezvoltate, ele predomină în zona vestică. Totodată M. Kuthan observă că mi-

grarea centrelor vulcanice se desfășoară după regula lui Hoffer de la vest spre est, iar aciditatea rocilor crește în același sens.

Studiind rocile eruptive terțiare din Carpații sovietici și corelând rezultatele cu datele din literatura geologică existentă, V. P. Kostiu k

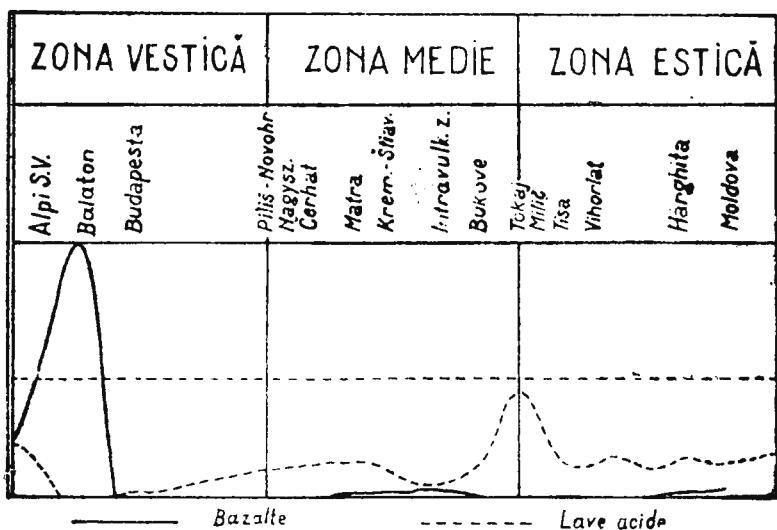


Fig. 3. — Schema distribuției rocilor vulcanice (după M. Kuthan).

Схема распределения вулканических пород (по М. КУТАНУ).

(1960), separă patru faze vulcanice în evoluția vulcanismului nou de la interiorul arcului carpatic, legate strâns de fazele cutărilor alpine.

Prima fază în Eocene-Oligocen — legată de începutul cutărilor alpine, se caracterizează prin prezența piroclastitelor acide.

A II-a fază din Helvețian — Tortonian pînă în Sarmatian inferior, este legată de mișcările tectonice disjunctive de la limita dintre Helvețian și Tortonian și este caracterizată prin andezite, dacite și liparite.

Faza III din Pliocen inferior legată de faza atică după Stille, pentru Carpații răsăriteni, cu andezite și bazalte în bază și liparite în partea superioară.

Faza IV din Pliocen superior, legată de a doua fază de cutare carpatică (denumită faza Bujor pentru Carpații sovietici) cu bazalte și andezite bazaltice.

În cadrul vulcanismului neogen carpatic E. F. Maleev (1960) separă cinci faze vulcanice.

În prima fază de vîrstă Burdigalian—Tortonian inferior predomină tufuri dacitice.

În Tortonianul superior și Sarmațianul inferior se localizează faza II care începe prin andezite și andezite-dacite cu tufuri corespunzătoare și se încheie cu piroclastite riolitice.

Faza III corespunde ca timp Panonianului inferior și este caracterizată prin andezite bazaltice. Această fază se încheie cu dacite subvulcanice cu almandin.

Faza IV, de vîrstă levantină, începe cu bazalte și andezite bazaltice și se încheie cu andezite cu hipersten.

În Cuaternar se localizează faza V cu efuziuni de andezite cu doi piroxeni și andezite bazaltice.

#### VULCANISMUL TERȚIAR ÎN ȚARA NOASTRĂ

La noi în țară principala activitate vulcanică terțiară s-a desfășurat la interiorul arcului carpatic alcătuind lanțul vulcanic Gutăi — Tibleș — Bîrgău — Călimani — Gurghiu — Hârghita. Acestuia i se asociază erupțiunile din Munții Metaliferi și bazaltele de la Lucareț și Racoș.

În munții Gutăi (D. Giuşcă, 1961) au fost separate trei faze vulcanice care corespund fazelor II și III după M. Kuthan. Faza I de vîrstă Tortonian superior — Sarmațian inferior cuprinde riolite, andezitul de Seini și riolitul de Mestecăniș precum și piroclastitele corespunzătoare. Deoarece rocile care aparțin acestei faze arată transformări hidrotermale extreme cu caracter regional, s-a emis părerea că activitatea vulcanică s-a desfășurat într-o regiune acoperită de apele mării miocene. Fazei II ii aparțin dacite și andezite cuarțifere de vîrstă sarmațiană. Aici se includ dacitul de Limpedea, dacitul de Ulmoasa, andezitul cuarțifer de Piscuiatu, Murgău și Berăria, dacitul de Sindilit ș.a. Pe baza cercetărilor petrografice de detaliu, în cadrul rocilor din această fază, a fost posibilă stabilirea succesiunii lor. Aceasta este faza cea mai importantă deoarece ea a dat un volum mare de roci eruptive; — totodată de ea sănt legate principalele mineralizații polimetale și aurifere. Produsele primelor două faze de la Baia Mare pot fi paralelizate cu faza a doua după M. Kuthan. Din cauza numeroaselor varietăți de roci, precum și din necesitatea



stabilirii unei evoluții petrografice studiile locale de detaliu au separat aici două faze.

Faza III cuprinde andezite bazaltice de vîrstă panoniană și un corte-  
giu de andezite diferențiate: andezite cu biotit, andezite cuarțifere cu  
hornblendă etc., care pot fi paralelizate cu produsele fazei a III-a după  
M. K u t h a n.

În munții Țibleș, Toroiaga și Bîrgău vulcanismul terțiar are un ca-  
racter deosebit, căci este caracterizat principal prin coruri subvulcanice  
în formațiuni paleogene sau sisturi cristaline. Deoarece aici nu se cunosc  
depozite sedimentare mai recente decât Paleogenul, nu se pot face decât  
aprecieri asupra vîrstei lor.

În munții Țibleș s-au separat (L. P a v e l e s c u, 1953) riodacitul  
de Hudin, andezitul cuarțifer de Grohot, andezitul de Țibleș și dioritul  
de Arsuri — care alcătuiesc probabil coruri lacolitice în depozitele eocene.

În masivul Toroiaga s-a descris un corp subvulcanic concordant în  
sisturi cristaline epizonale care la extremitatea sa sud-estică se fasciu-  
lează într-un grup de silluri foarte inclinate.

În munții Bîrgău schema vulcanismului terțiar carpatic imaginată  
de M. K u t h a n poate fi utilizată pentru a face o oarecare ordonare în  
succesiunea punerii în loc a corupurilor subvulcanice. Este vorba doar  
de unele presupuneri, deoarece regiunea a fost exondată de la sfîrșitul Paleo-  
genului și ca atare nu există indicatori de timp. Cele mai vechi indicații  
asupra existenței unei activități magmatice în regiune sunt date de tufite.  
Ele s-au găsit intercalate concordant în depozitele eocene și oligocene nu-  
mai în vestul regiunii. Fragmente explozive de dacite cu tendințe spre  
dacite andezitice alcătuiesc 45 % din rocă. În prima fază după M. K u t h a n  
sunt menționate andezite în munții Matra, de vîrstă paleogenă. În zona  
estică unde se încadrează și țara noastră, sunt menționate doar riolite, însă  
de vîrstă burdigaliană. Din această cauză pirolasturile amintite nu pot fi  
încadrate în schema imaginată de M. K u t h a n. Materialul vulcanic  
din tufite a fost probabil furnizat de coruri vulcanice care se găseau la  
vest de regiunea examinată și probabil la distanță destul de mare (de-  
oarece aceste roci se întâlnesc numai în vestul regiunii).

Fazei a doua i-ar apartine dacitele din cele două lacolite Sîngeorz-  
Bucnitöri și Poiana Ilvei. Masa mare de andezite care alcătuiește aproape  
tot restul rocilor eruptive din Bîrgău ar apartine fazelor II și III. În lu-



crarea sa M. K u t h a n presupune că lacolitele andezitice de la Çifary ar apartine fazei a III-a. Dacă aceste presupuneri le extindem și asupra andezitelor subvulcanice din Bîrgău, atunci corporile eruptive de aici aparțin fazei a III-a. Nu se cunosc roci bazaltice. Totuși au fost separate cîteva filoane cu andezite bazaltice în zonele cele mai estice din regiune. Ele ar reprezenta produsele cu tendință final litogenă. Ordonările manifestărilor vulcanice în acest mod, permit să concludem că centrele vulcanice în munții Bîrgău au migrat în timp de la vest spre est.

În munții Călimani, Gurghiu, Hărghita, —datele mai vechi (I. T r e i b e r , 1953, 1955, 1956; Z. T ö r ö k , 1953, 1955, 1956) presupun existența unor corpori subvulcanice preefuzive de vîrstă terțiară, peste care stau mase de roci andezitice care au fost grupate în patru faze. Cercetările noi (D. R ă d u l e s c u , 1962) consideră această regiune alcătuită din succesiuni de lave și piroclastite care formează importante corpori vulcanice. Rocile cu aspect holocristalin, în această concepție, alcătuiesc coloane, dyke-uri, — forme de consolidare mai profundă a maselor vulcanice. Ele sunt mai frecvente în Călimani. Rocile vulcanice din această zonă pot fi paralelizate cu produsele fazelor II și III din Baia Mare.

În Munții Metaliferi condițiile geologice favorabile au permis dezvoltarea unui vulcanism terțiар în care cercetătorii (T. G h i ț u l e s c u , M. S o c o l e s c u , 1941) au separat patru faze vulcanice ce pot fi paralelizate cu cele trei faze din Baia Mare. Faza I de aici cuprinde erupțiuni de vîrstă tortoniană cu andezite de Fața Băii, Măgura Băii și riolite de Băița. În faza II sunt integrate erupțiuni sarmațiene ca dacitul de Cîinel, — iar în faza III de la sfîrșitul Sarmățianului se separă andezitele cuartifere de Barza, Săcărîmb, dacitele de Cetrașu și piroclastitele corespunzătoare. Toate aceste roci pot fi paralelizate cu erupțiunile celei de a doua faze din munții Gutăi prin vîrstă geologică, caracterul petrografic și dezvoltarea largă a rocilor din această fază.

Faza IV reprezentată prin andezitele de Rotunda și prin bazaltele de Detunata de vîrstă pliocenă pot fi paralelizate în mare cu produsele fazei a III-a din munții Gutăi.

Bazaltele de la Lucareț și Racoș, asemănătoare cu cele de Detunata alcătuiesc produsele finale litogene, cele mai recente a orogenezei alpine de la noi.

Pentru ca schema vulcanismului terțiar de la noi din țară să fie completă trebuie menționate și piroclastitele din depozitele bacinului Transilvaniei și din bazinele externe ale munților Apuseni (Zarand, Beiuș,



Borod, Sălaj) precum și cele din exteriorul arcului carpatic. Merită menționate piroclastitele mai importante din bazinul Transilvaniei; tuful de Dej — situat în baza Mediteranului II, tuful de Gbiriș — de la limita dintre Mediteranul II și Sarmațian, tuful de Bazna în Sarmațianul superior și tuful de Voromloc din Pliocenul inferior.

## GEOLOGIA MUNȚILOR BÎRGĂU

### DELIMITARE ȘI CARACTERE FIZICO-GEOGRAFICE

Munții Bîrgău se găsesc la extremitatea nordică a Carpaților orientali, între masivul Rodnei și Călimani.

Aspectul morfologic în vestul munților Bîrgău este determinat de existența unor culmi cu pante domoale cu altitudini ce nu depășesc 1 700 m, care corespund unui substrat alcătuit din depozite sedimentare. Deasupra lor se ridică așa-numitele „măguri” cu pante abrupte și altitudini în jur de 1 300 m, alcătuite din roci eruptive. Un asemenea relief este rezultatul în timp al eroziunii diferențiale, determinată de un substrat cu compozиții petrografice diferite, la care participarea structurii inițiale și a tectonicei este redusă. Lipsa aproape totală a corpurilor eruptive în partea estică a munților Bîrgău, imprimă acesteia un aspect monoton.

Perimetrul studiat se găsește în nord-vestul regiunii și este astfel delimitat : la nord prin o linie aproximativ est—vest care parțial urmărește cursul Someșului Mare iar spre vest trece pe versantul drept al acestuia prin nordul localității Sîngeorz-Băi ; această linie coincide cu falia care separă cristalinul Rodnei de depozitele sedimentare ale munților Bîrgău ; în vest perimetru este delimitat de o linie convențională nord—sud, care trece prin extremitatea vestică a localității Sîngeorz-Băi ; cumpăna de ape dintre valea Ilvei și valea Leșului limitează perimetru la sud ; în est limita este dată de o linie ce unește dealul Hîrliei (est de Sanț) cu dealul Prajiu (nord de Lunca Ilvei).

În limitele perimetrului delimitat, rocile eruptive puse în loc în depozitele sedimentare de vîrstă paleogenă, au determinat o serie de culmi, a căror altitudine crește de la est spre vest. Uneori eroziunea a îndepărtat doar învelișul sedimentar al corpului eruptiv fără ca să afecteze prea mult forma de zăcămînt. În acest caz aspectul de lacolit se reflectă și în morfologie (măgura Rodnei). Alteori sillurile asociate lacolitelor, din cauza eroziunii diferențiale, provoacă un relief în trepte (eruptivul Cornii).



Totalitatea văilor mai mici sînt colectate de valea Someșului Mare și valea Ilvei, care traversează regiunea de la nord-est spre sud-vest. Cursul lor are unele sinuozități, în momentul în care ele întîlnesc corpuși eruptive. Afluenții mai importanți sînt : valea Cucureasa pentru valea Ilvei și valea Cîrtibavei, izvorul Băilor, Anieșul și Cormaia pentru Someșul Mare.

În limitele perimetrlui studiat se găsesc localitățile : Lunca Ilvei, Ilva Mare, Măgura Ilvei și Poiana Ilvei – pe valea Ilvei; iar pe valea Someșului Mare : Singeorz-Băi – localitate renumită prin ape minerale, Maier, Anieș, Rodna Veche – important centru minier și Șanț (Rodna Nouă).

Perimetru este în mare parte împădurit mai ales cu conifere care predomină spre est.

Două linii ferate îl traversează ; una de interes local în lungul văii Someșului Mare, – alta de interes regional – paralele cu valea Ilvei.

#### **STRUCTURA GEOLOGICĂ ȘI SCURT ISTORIC AL CERCETĂRILOR**

Din punct de vedere geologic, munții Bîrgău se încadrează în lanțul vulcanic de la interiorul arcului carpatice. La nord și est limita geologică o formează șisturile cristaline ale Carpaților orientali (munții Rodnei și Bistriței), iar la sud – lavele și piroclastitele munților Călimani. Spre vest nu se poate vorbi de o limită geologică, deoarece depozitele paleogene care alcătuiesc cea mai mare parte din munții Bîrgău se extind spre vest.

Depozitele paleogene care alcătuiesc munții Bîrgău se aştern discordant peste un fundament de șisturi cristaline. La sfîrșitul Cretacicului, cristalinul Carpaților orientali s-a scufundat în lungul unor dislocații mari, iar marea a invadat această regiune. A rămas proeminentă doar masa cristalină a munților Rodnei. Se presupune că scufundarea regiunii a început la sfîrșitul Cretacicului superior, deoarece depozitele cele mai vechi aparținând Cretacicului superior, au fost găsite în nord-estul regiunii. Scufundarea a continuat, astfel că în Paleogen s-au depus depozite întinse cu grosimi mari și caracter de fliș. Cu excepția părții de sud-vest unde se cunosc depozite miocene și panoniene, regiunea s-a exondat la sfîrșitul Paleogenului.

Activitatea vulcanică s-a manifestat în Neogen prin punerea în loc a numeroase lacolite și silluri localizate în depozite paleogene. Ele sunt neuniform răspîndite, aglomerate mai ales în nord-vestul regiunii. Fenomene asemănătoare au avut loc în munții Rodnei, Țibleș și Toroiaga.



Răspândirea discontinuă a corporilor eruptive în masa de roci paleogene a făcut ca puțini să fie aceia care să se preocupe în mod special de studiul acestora. În general geologii sau stratigrafii, preocupându-se de examinarea rocilor sedimentare, au însemnat cîteva observații și despre eruptivul întîlnit.

Prima lucrare care amintește de rocile eruptive din munții Bîrgău este datorită lui Richthofen (1860). Clasificările făcute de el au fost întrucîtva modificate de Koch (1880). În același an Primes (1880) publică unele date care pun pentru prima dată problema existenței în această regiune a unor roci eruptive lipsite de sticlă. Aceste date sunt utilizate în 1907 de Rozloznik și în 1923 de Széntpetery care definesc unele roci din regiune ca porfirite.

Unele lucrări care se referă la regiuni învecinate cum ar fi munții Rodnei, se ocupă în mod întîmplător și de eruptivul din Bîrgău. Th. Kräutner ocupându-se detaliat de cristalinul Rodnei dă unele date privitoare la rocile eruptive din Bîrgău. În afară de literatura existentă el utilizează și unele date nepublicate ale lui Szadeczy. Observațiile sale de început le publică în 1923 și 1930, iar în 1938 le definitivează într-un capitol din lucrarea sa care se ocupă de cristalinul Rodnei.

Paralel cu studiile lui Th. Kräutner, Popescu-Voitești, în urma unei excursii pe valea Ilvei, se ocupă de vîrsta rocilor eruptive de aici (I. Popescu-Voitești, 1931) considerînd că ele aparțin timpului post-eocen — ante-oligocen.

În 1933 I. Gherman studiază în amănunt masivul Heniu din sudul munților Bîrgău și separă aici numeroase silluri localizate în gresia de Borsa.

În ultimul timp R. Dimitrescu, Al. Semaka și L. Atanasiu (1953) publică o lucrare generală asupra Eruptivului din această regiune.

#### STRUCTURA GEOLOGICĂ A FUNDAMENTULUI

Eruptivul subvulcanic din munții Bîrgău s-a dezvoltat pe un funda-  
ment, alcătuit din Cretacic superior și Paleogen, care stau discordant peste  
sisturi cristaline. Depozitele cretacic-superioare și paleogene aparțin fli-  
șului transcarpatic care se dezvoltă în vestul zonei cristalino-mezozoice a  
Carpaților orientali. După hărțile litofaciale întocmite de Emilia Saulea  
și colaboratori se deduce continuitatea fișiei de fliș de la curbura Carpa-  
ților pînă în Carpații sovietici.

Lucrările<sup>1)</sup> notate infrapaginal nu au fost consultate.

Paleogenul în facies de fliș apare la zi în Carpații sovietici (S. V. Sobolev și colab. 1955), bazinele Ruscova, Vișeu, Tibleș și Bîrgău. Forajul din valea Mureșului care menționează depozite oligocene în facies de fliș sub Mediteranul II, susține presupunerile cu privire la extinderea spre sud a flișului transcarpatic sub eruptivul din Călimani, Gurghiu, Hârghita. Prezența Paleogenului de la Vlădeni, în facies de fliș, subliniază extinderea lui pînă în zona de curbură a Carpaților orientali.

Spre vest, Paleogenul în facies de fliș se extinde pînă la o linie de direcție vest-nord-vest care trece aproximativ prin localitățile Bistrița și Lăpușul Românesc (I. Dumitrescu 1957) dincolo de care se dezvoltă faciesul epicontinental al acestuia.

Numai în Bîrgău și Tibleș, Paleogenul reprezintă singura formațiune sedimentară din fundament, în rest apar și depozite miocene (Călimani-Gurghiu) și poate mezozoice.

Se presupune că în timpul Paleogenului zona în care s-au depus depozitele de fliș, comunica cu regiunea flișului precarpatic, în regiunea Carpaților sovietici, unde cristalinul se afundă.

#### DESCRIEREA FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

În limitele perimetrului examinat, depozitele sedimentare alcătuiesc fondul regiunii, în care s-au localizat în Neogen, corporile eruptive. Din această cauză descrierea se referă numai la rocile sedimentare și eruptive. Șisturile cristaline sunt luate în considerație doar ca reprezentanți ai limitelor nordice a perimetrului și — a fundamentei munților Bîrgău.

*Șisturile cristaline* care alcătuiesc rama sudică a munților Rodnei, apar în compartimentul nordic al faliei Someșului Mare și sunt alcătuite din roci aparținând celor două grupe de metamorfism după Th. Kräut-

<sup>1)</sup> Fr. v. Richthofen. Studien aus dem ungarischen und siebenbürgischen Trachytgebirge. *Jahrb. der geol. Reichs. Anstalt Wien*, 1860.

A. Koch. Radna vidéke trachitcsáladhoz tartozó közeteinek újabb petrográfiai vizsgálata. *Földt. Közl.* 1880.

G. Premics. Petrografische Untersuchung der eruptiven Gesteine der nördlichen Hargitzalgen, insbesondere der Bistritz u. Tihatales, des Heniul und der Strîmba. *Földt. Közl.* 1880.

P. Rozloznik. Die geologische Verhältnisse der Bergreviers v. Alt Rodna — *Jahresb. d. ungar. geol. Ladesanst.* 1907.

S. Széntpáter. Erdély eruptív közetei Földtani szemle — Budapest 1923.



n e r (1948). Spre est de Rodna Veche se întâlnesc roci epizonale reprezentate prin șisturi sericitoase, cloritoase, filite, cuarțite cu sericit, șisturi muscovitice. La vest de această localitate se întâlnesc paragnaise, mica-șisturi cu biotit și granați — care alcătuiesc porțiunea sudică a unui petec mezozonal.

*Depozite sedimentare.* Singurele roci sedimentare care se întâlnesc în limitele perimetrlului cercetat aparțin Paleogenului și Cuaternarului.

*Paleogenul* face parte din fișia de fliș care se dezvoltă la interiorul arcului carpatic. Rocile care intră în alcătuirea sa sunt formate din material terigen dispus în alternațe ritmice. Materialul pelitic și detritic dispus în strate de grosimi mici alcătuiește în totalitate un complex important de sute de metri grosime, cu hieroglife frecvente pe suprafețele inferioare de strat. Subordonat apar și depozite calcaroase aparținând Eocenului, care împreună cu conglomeratele reprezintă un facies litoral sau de cordilleră.

Paleogenul este reprezentat prin depozite eocene și oligocene.

E o c e n u l este alcătuit în bază din conglomerate cuarțoase care se dispun transgresiv peste cristalinul Rodnei. Ele sunt alcătuite din fragmente rulate de cuarț și cuarțite metamorfice de dimensiuni medii de 2–3 cm diametru, dar care pot atinge excepțional și 20 cm. Aproximativ 5% din fragmente sunt din cuarțite negre. Cimentul este cuarțos cu rare solzi de sericit, cristale de turmalină și uneori hematit. În valea Cîrțibavei, în alcătuirea conglomeratului eocen intră numeroase fragmente de șisturi cloritoase sericitoase. Uneori conglomeratele sunt dispuse în bancuri și atunci în masa lor se pot face măsurători de direcții și inclinări (valea Anieșului). Conglomeratele trec spre partea superioară în microconglomerate și apoi în gresii cuarțitice. În regiune conglomeratele sunt răspândite sub formă de petece mici transgresive peste cristalinul Rodnei în valea Cîrțibavei și pe ambii versanți ai văii Anieșul în apropiere de confluența sa cu Someșul Mare. Mai dezvoltate apar conglomeratele în dealul Bucinitori și Pleșia la sud de localitatea Sîngeorz-Băi și la tunel pe valea Someșului Mare.

Urmează apoi în continuitate de sedimentare gresii cenușii, violacee, cu numeroase intercalații sferosideritice. Ele sunt vizibile numai în dealul Bucinitori și pe valea Petrii. În valea Anieșului gresiile sunt ușor feruginoase și slab dezvoltate.

Spre partea superioară în continuitate de sedimentare se trece treptat la un pachet de calcare, care, la Sîngeorz-Băi, sunt de culoare cenușie-găl-



buie și au alge calcaroase. În dealul Bucenitori și în valea Anieșului calcarale sănt cenușii-albăstrui și au și nummuliți. La nord de localitatea Rodna Veche se mai găsește un petec de calcar eocen cu nummuliți, transgresiv peste cristalinul Rodnei. În valea Cîrțiibavei calcarul este bine dezvoltat, însă este mai grezos și nefosilifer. T h. K r à u t n e r (1938) și A l. S e m a k a (1955) pe baza faunei determinate atribuie calcarului vîrstă eocen medie (Lutețian-Priabonian inferior). Deoarece calcarul este în continuitate de sedimentare, conglomeratele și gresile descrise aparțin Eocenului inferior.

**Oligocenul.** Depozitele care în regiune se dispun discordant peste Eocen aparțin Oligocenului mediu și superior.

Oligocenul mediu este alcătuit din șisturi cu solzi de pești care sănt alcătuite predominant din argile, marne, argile-marnoase, cenușii, negre, brune, cu intercalații subordonate de gresii negre. Tot complexul este albicios pe suprafetele de alterație și are uneori eflorescențe saline și de sulf. Adesea se întlnesc pe suprafetele de stratificație solzi de pești și schelete (*Meletta crenata*). Cercetările de amănunt au determinat în acest complex solzi aparținând diferitelor specii de pești specifici pentru Oligocenul mediu (A l. S e m a k a, 1955). Șisturile cu solzi de pești sănt echivalente straterelor de Ileanda Mare și se găsesc dezvoltate mai mult în lungul văii Ilva deoarece alcătuiesc sâmburele unui anticlinal de direcție vest — est, erodat parțial de această vale. De asemenea corpurile eruptive, cantonate în gresia de Borșa, scot la zi în jurul lor șisturi cu solzi de pești.

În continuare de sedimentare și concordant se dispune gresia de Borșa de vîrstă Oligocen superior și Aquitanian. Este vorba de un complex alcătuit predominant din bancuri de gresii cenușii-brune, de 1 m grosime, cu intercalații subordonate de șisturi argiloase cafenii. Gresile sănt alcătuite din fragmente detritice de cuarț, mice și feldspați plagioclazi caolinizați, prinse într-un ciment fin cuartos în care se întâlnesc hematit și carbonați. Pe suprafetele de strat ale gresiilor se întlnesc frecvente resturi de plante incarbonizate, iar pe părțile inferioare, hieroglife. Complexul gresiei de Borșa, dezvoltat pe o grosime de 800—900 m, trece spre partea superioară în gresii ceva mai grosiere care au aspecte microconglomeratice. Este formațiunea sedimentară cea mai răspîndită în regiune. După Aquitanian s-a produs o exondare generală.

În conglomeratele bazale eocene, cu grosimi de 5—10 m, și în depozitele oligocene, cu 300 m grosime, se întlnesc intercalații concordante de roci piroclastice reprezentate prin tufite. Ele reprezintă primele indicații



de manifestare a activității vulcanice în munții Bîrgău (descrierea tufitelor – în capitolul de descriere a rocilor).

*Cuaternarul.* Depozitele de vîrstă cuaternară sunt reprezentate prin terase, conuri de dejecție, alunecări de teren, grohotișuri de pantă, halde vechi, tufuri calcaroase depuse de izvoarele minerale, aluvioni și sol.

Terasele sunt destul de dezvoltate în lungul văilor mai importante. Ele sunt alcătuite din fragmente rulate din rocile din regiune și din cristalinul Rodnei. În terasa Someșului Mare, la acestea se mai adaugă și fragmente de zguri care provin din cuptoare vechi. Pe valea Someșului Mare și valea Ilvei au fost semnalate donă terase mai importante – una la 60 m, alta la 100 m (I. Sîrcu, 1957).

Alunecări de teren importante au fost identificate în zonele unde predomină rocile sedimentare oligocene. Ele sunt favorizate de predominarea materialului pelitic. Importante alunecări de teren se semnalează pe teritoriul cătunului Recele, la est de localitatea Sîngeorz-Băi și la sud de Rodna Veche.

Pe seama corpurilor eruptive s-au format immense grohotișuri de pantă care acoperă adesea limitele geologice și fac imposibilă urmărirea lor. Chiar și unele roci sedimentare dure, cum sunt conglomeratele cuarțoase eocene, dau grohotișuri de pantă. Se semnalează importante grohotișuri de pantă sub vîrful Cornii, Vf. Pleși, Măgura Mică. Halda veche care se găsește între valea Someșului Mare și Măgura Rodnei, presupune că exploatariile miniere din secolul trecut, despre care vorbesc Analele Someșene, au fost însemnate.

Pe terasa Izvorul Băilor, la Sîngeorz-Băi, apele minerale au depus și depun și în prezent tufuri calcaroase, care sunt colorate uneori cu hematit.

#### TECTONICA

Munții Bîrgău sunt delimitați de munții Rodnei de o linie tectonică, care în parte corespunde cu valea Someșului Mare și care reprezintă limita nordică a perimetruului studiat. Scufundarea șisturilor cristaline începută în Cretacicul superior a continuat și în Paleogen în lungul acestei linii de dislocație.

Depozitele paleogene din Bîrgău se astern transgresiv peste cristalinul Rodnei cu o inclinare mică ( $25^{\circ}$ S). Mișcările orogenice din timpul Neogenului au afectat puțin poziția lor inițială creând cufe anticlinale și sinclinale largi. În limitele perimetruului examinat a fost pusă în evidență o cută anticlinală largă al cărui ax de direcție aproximativă este – vest



coresponde cu valea Ilvei în dreptul localității Lunca Ilvei, iar spre vest se găsește între valea Someșului și valea Ilvei. Eroziunea văii Ilva a scos la zi depozitele Oligocenului mediu care alcătuiesc sîmburele acestui anticinal.

Punerea în loc a corpurilor eruptive subvulcanice a creat aspectul structural caracteristic regiunii. Corpurile lacolitice au boltit depozitele sedimentare din acoperiș, sillurile s-au insinuat pe unele suprafețe de strat pe care le-au dislocat. Sub presiunea magmei ascensionale, fragmente din rocile învecinate au fost rupte și înglobate în masa care s-a consolidat. Ele se recunosc azi în zonele periferice ale corpurilor eruptive. Uneori în masa corpurilor eruptive sunt înglobate pachete întregi de roci sedimentare, cornificate la contact.

În centrul și estul regiunii rocile eruptive au fost puse în loc în depozite oligocene cu plasticitate remarcabilă determinată de abundența mineralelor argiloase. Din această cauză sub presiunea magmei ele s-au deformat mulind corpurile subvulcanice. În vest punerea în loc a corpurilor eruptive în conglomeratele cuarțoase eocene cu duritate mare a creat o serie de fracturi locale care se recunosc în lacolitul Plești-Bucnitori.

Se presupune că partea estică a perimetrului studiat (L. A. Tanasiu, R. Dimitrescu, A. Semaka 1953), a suferit în timpul Neogenului o mișcare de deplasare pe verticală, în sens pozitiv, în lungul unei linii de dislocație care limitează eruptivul Cornii la est, ceea ce explică altitudinea importantă pe care o au vîrfurile din acest mare corp eruptiv.

## CORPURILE SUBVULCANICE DIN PARTEA DE NW A MUNTILOR BÎRGĂU DESCRIEREA PETROGRAFICĂ

Pentru caracterizarea rocilor eruptive s-au utilizat : analiza microscopică în secțiuni subțiri ajutată de datele chimice. S-au putut separa astfel tipurile petrografice existente. Din cauza variației largi de structură determinată de formele de zăcămînt și dimensiunile acestora s-a ivit necesitatea examinării mai în detaliu a acestei probleme. Frecvența tipurilor de structuri întâlnite, grupate pe varietăți petrografice este redată în tabelul rezumativ 1. Trebuie menționat că repartiția secțiunilor subțiri de pe regiune este relativ uniformă, astfel că frecvența tipurilor de roci redă și aspectul relativ real al răspîndirii rocilor în regiune.



TABELUL 1

*Frecvența structurilor pe tipuri de roci (în %)*

Tipuri de roci	Tipuri de structuri	Structuri porfirice						
		Struct. grăun-țoase	Felsi- tice	Pilota- xitice	Doleri- tice	Inter- granu- lare	Micro- grăun- țoase	la micro- diorite porfi- rice
Andezite cu amfiboli și biotit	—	3,4	—	—	—	—	7,6	—
Andezite, microdiorite porfirice și microdiorite cu amfiboli	5,08	5,9	6,8	—	—	—	5,08	19,4
Andezite, microdiorite porfirice și microdiorite cu amfiboli și piroxeni	4,2	—	1,7	3,4	—	—	—	11,8
Andezite bazaltice	—	—	—	—	—	6,8	—	—
Dacite	—	8,4	/—	—	—	—	10,1	—
Total		9,28	17,7	8,5	3,4	6,8	22,78	31,2

## STRUCTURA ȘI TEXTURA ROCILOR ERUPTIVE

Așa cum reiese din tabelul rezumativ 1, toate rocile din regiune sunt holocristaline. Numai aproximativ 9% din ele sunt holocrystalin grăunțoase și sunt reprezentate prin microdiorite care ocupă zonele cele mai profunde ale corporilor lacolitice. Structura lor hipidiomorf-grăunțoasă este determinată de idiomorfia mineralelor accesoriei, a mineralelor femice și a unora din feldspații plagioclazi; restul feldspaților plagioclazi sunt xenomorfi. În regiune s-au întîlnit microdiorite cu amfiboli, cu amfiboli și piroxeni. La varietățile de microdiorite cu amfiboli și piroxeni în unele secțiuni se observă zone cu structuri subofitice.

Marea majoritate a rocilor examineate au structuri porfirice (aproximativ 90%). Pe baza aspectului pastei și a raportului dintre fenocristale și pasta au fost deosebite diferitele tipuri de structuri porfirice.

După caracterul pastei au fost deosebite mai multe tipuri de structuri porfirice. Structurile felsitice cele mai multe aparțin dacitelor care alcătuiesc faciesurile marginale ale corpurilor subvulcanice și mai puține andezitelor lipsite de piroxeni.

Structura pilotaxitică a pastei caracterizează andezitele cu amfiboli. Numărul rocilor cu asemenea structură este redus.

La andezitele cu amfiboli și piroxeni s-au întîlnit structuri doleritice a pastei, iar la andezitele bazaltice — structura intergranulară. Structura microgrăunțoasă a pastei, caracterizează în primul rînd dacitele și mai puțin andezitele. Printre andezite este mai frecventă la andezitele cu amfiboli și biotit.

TABELUL 2  
*Dimensiunile cristalelor din roci (în mm)*

Tip de roci	Feldspați plag.	Fenocristale					Pastă
		Augit	Horn- blendă	Biotit	Cuart		
Dacite		1,8—3,6 0,54—1,08	—	0,9—1,4 0,54	1,08 1,08	1,8—3,6 1,5	≤ 0,072
Microdiorite porfirice	cu amfiboli	0,9—2,7	—	0,9—2,5	—	—	0,2/1,08
	cu piroxeni	0,26—0,54	0,54—0,72 (agl. 5,4)	0,25—0,55	—	—	
Microdiorite		0,92—1,08/0,26—0,54					
Andezite	cu amfiboli și biotit				1,5—1,5		
	cu amfiboli	1,06—3 0,5—0,7		0,98—3,2 0,25—0,7			~ 0,072
	cu piroxeni		1—1,8 0,9—1,5				

Raportul (tab. 2) dintre dimensiunile fenocristalelor și a cristalelor din pastă a permis gruparea rocilor în funcție de această valoare. Rocile la care acest raport are valoarea cea mai mare sunt andezitele și dacitele. Cea mai mică valoare practic egală cu 1, caracterizează microdioritele. Între cele două valori extreme este cuprinsă o gamă întreagă.



de roci care prin examinare amănușită ar putea fi eșalonate pe diverse trepte ale valorii raportului dintre dimensiunile fenocristalelor și a cristalelor din pastă. Aici sunt repartizate microdioritele porfirice care alcătuiesc aproximativ 30% din totalul rocilor examineate. În regiune s-au întîlnit microdiorite porfirice, cu amfiboli, cu amfiboli și piroxeni.

Textura rocilor este în general masivă, compactă. În zonele marginale ale corpurilor subvulcanice se recunoaște o orientare a mineralelor prismatice și lamelare. Pentru corpurile eruptive la care morfologia redă și forma de zăcămînt (Măgura Rodnei) s-a putut urmări orientarea mineralelor cu habitus prismatic (hornblendă, augit, feldspați) paralele cu suprafața corpului. Pentru silluri, în afară de orientarea planară a mineralelor, s-a observat și o orientare lineară. Mineralele prismatice se dispun cu direcția de alungire în sensul deplasării masei magmatice. Orientarea mineralelor face ca în zonele marginale ale corpurilor subvulcanice să se întâlnească texturi orientate.

*Dacite.* Sunt roci de culoare cenușie deschisă, uneori albicioase, din cauza caolinizării avansate. În secțiuni subțiri se recunosc fenocristale de cuarț, feldspați plagioclazi, hornblendă și biotit (participarea procentuală a mineralelor este dată în tabelul rezumativ 3).

Nu se observă fenocristale de feldspați potasici. Deoarece dimensiunile cristalelor din pastă sunt reduse, aproximarea participării mineralelor principale se poate face prin proiecțarea rocii în diagrama triunghiulară Q-L-M (la chimismul rocilor). Se deduce de aici că dacitele sunt bogate în cuarț (50%), sărace în minerale femice (10%) și au 40% minerale feldspatice. Cuarțul se prezintă în cristale cu conture bipiramidale și corodate magmatic. Fenocristalele de feldspați plagioclazi au forme prismatice, uneori ușor corodate. La ei s-au determinat mai multe feluri de macle: albit, periklin, Karlsbad A, ala A. Dintre acestea cele mai numeroase sunt maclele albit. Cristalele sunt zonate oscilator normal. Conținutul în anortit determinat cu ajutorul metodei universale Fedorov este cuprins între 34—52%. Refringența sticlei de feldspat obținută prin topire la arc voltaic este de 1,526 ceea ce corespunde unui conținut mediu de 44% An. Valoarea de mai sus este identică cu conținutul de 44% An ce se deduce din considerarea valorilor katanormei Niggli. Zirconul și apatitul se întâlnesc frecvent sub formă de incluziuni în cristalele de feldspați.

În general fenocristalele de feldspați plagioclazi sunt proaspete; uneori se observă vinișoare de albit secundar care străbat cristalele în diferite direcții. Rareori se asociază și epidotul granular. Sericitizarea și caolinizarea sunt și mai rar întâlnite.



TABELUL 3

*Compoziția mineralogică cantitativă a rocilor ( în % )*

Tip de rocă	Fenocristale							Pastă
	Feldsp plag.	Augit	Hornb.	Biotit	Cuarț	Miner opace	Total	
Dacite	13—15	—	8—11	2—2,1	2—5,2	0,8	25,8—34,1	65,9—74,2
	cu amfiboli și biotit	24	—	10	4,6	—	40,3	
Andezite	cu amfiboli	23	—	12,9	—	—	37,6	59,7—65,5
	cu amfiboli și piroxeni	13	7	11	—	—	34,5	
Andezite bazaltice	10	3,1	0,6	—	—	1,1	14,8	85,2
Microdiorite porfirice	cu amfiboli	33	—	24	—	—	1,2	58,2
	cu amfiboli și piroxeni	33	7	11	—	—	2	53
Microdiorite	cu amfiboli	—	18—24	0,4	—	2,1	—	—
	cu amfiboli și piroxeni	75—79	—	—	—	—	3	—

Hornblendă comună formează fenocristale de culoare verde cu pleocroism după  $N_u =$  verde,  $N_v =$  galben-verzui.  $c: N_u = 18^\circ$ ,  $(-) 2v = 68^\circ$   $N_u - N_v = 0,026$ . În majoritatea cazurilor cristalele de hornblendă comună sănt substituite parțial cu minerale secundare; clorit, calcit, epidot. Uneori substituția este totală și atunci rămîn martore doar conturele cristalografice. Opacitul încadă uneori cristalele corodate de hornblendă sau invadă cîteodată și interiorul lor. Cînd cloritul pseudomorfizează cris-



talele de hornblendă se dezvoltă, de preferință, în lungul planelor de clivaj, iar restul cristalului este înlocuit cu calcit sau silice criptocristalină. Chloritul de obicei este pigmentat cu granule fine de magnetit, mai rar de sfen sau epidot.

Biotitul primar se întâlnește în cantitate redusă. El este de culoare brun-roșcată, iar uneori pe marginea conturului său corodat se dezvoltă opacită.

Fenocristalele descrise mai sus sunt prinse într-o pastă, în general cu structură microgrăunțoasă, alcătuită din cristale mărunte de quart, feldspat plagioclaz și feldspat potasic. La unele dacite la care cristalele din pastă sunt mai dezvoltate se observă numeroși solzi de sericit. La periferia corporilor lacolitice se întâlnesc dacite cu pasta felsitică. La unele dacite s-a întîlnit almandin primar în cristale bine dezvoltate, care apar atât în pasta rocii cât și în unele fenocristale de feldspați. Caolinizarea este un proces care afectează dacitele pe întinderi mari. Caolinitul, la aceste roci,

### Dacit

#### Analiza chimică

$\text{SiO}_2$	= 60,50
$\text{Al}_2\text{O}_3$	= 19,48
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	= 1,61
$\text{FeO}$	= 3,47
$\text{MgO}$	= 2,6
$\text{CaO}$	= 5,9
$\text{K}_2\text{O}$	= 1,14
$\text{Na}_2\text{O}$	= 3,51
$\text{H}_2\text{O}^+$	= 0,7
$\text{H}_2\text{O}^-$	= 0,34
$\text{CO}_2$	= urme
$\text{TiO}_2$	= 0,31
$\text{MnO}$	= 0,11
$\text{P}_2\text{O}_5$	= 0,24
$\text{SO}_3$	= 3,16
Total	= 100,07

### Normele Niggli

Baza		Katanorma
$K_p$	= 4,26	$Or$ = 7,15
$N_e$	= 1,9	$Ab$ = 31,6
$Ca_l$	= 17,2	$An$ = 28,6
$S_p$	= 3,6	$Cord$ = 6,6
$F_s$	= 1,71	$En$ = 2,71
$F_a$	= 4,2	$Hy$ = 4,5
$F_o$	= 2,01	$Ru$ = 0,23
$C_p$	= 0,42	$Cp$ = 0,42
$R_u$	= 0,23	$Mt$ = 1,71
$Q$	= 47	$Q$ = 16,14

### Parametri Niggli

$si$	= 20,2	$k$	= 0,18
$al$	= 38,2	$mg$	= 0,48
$fm$	= 26,9	$c/fm$	= 0,8
$c$	= 21,08	$gz$	= + 50
$alk$	= 13,7		

Tip de magmă : granodioritică-leucopeleitică

### Parametri Zavaritski

$a$	= 8,7	$m'$	= 38,4
$c$	= 7,3	$f'$	= 41,3
$b$	= 12	$a'$	= 20,5
$s$	= 70	$n$	= 82,5



se dezvoltă masiv în pastă, în timp ce fenocristalele de feldspați plagioclazi sunt substituite cu carbonați, iar mineralele femice cu clorit. Sticla obținută prin topire la arc voltaic a dat valori ( $N = 1.523 - 1.524$ ) care caracterizează aceste roci ca dacite.

*Andezite cu amfiboli și biotit.* Sunt roci de culoare cenușie, puțin răspândite, la care foițele de biotit sunt dispuse în pachete. Aceste roci sunt localizate ca faciesuri marginale ale unora dintre corporile eruptive.

La microscop sunt alcătuite din fenocristale de feldspați plagioclazi, amfiboli și biotit, prinse toate în pastă cu structură felsitică sau microgrăunțoasă.

Cele mai numeroase sunt fenocristalele de feldspați plagioclazi care frecvent au macle albă, periklin, albă alătura B, albă-Karlsbad. Zonarea oscillatorie mai bine dezvoltată se întâlnește la feldspații din andezitele cu pasta microgrăunțoasă. Compoziția feldspaților, determinată cu ajutorul metodei universale Fedorov, este cuprinsă între 44–55% An. Sticla de feldspat obținută la arc voltaic, cu refringență de 1,527 corespunde unui conținut mediu de 45% An. La andezitele cu pasta felsitică fenocristalele de feldspați plagioclazi au adesea pe marginea unei zone cu numeroase incluziuni de sticlă care alcătuiesc o zonă de reacție. Alte cristale au pe marginea unei zone foarte acidă care este întotdeauna proaspătă (limpede și transparentă).

Fenocristalele de hornblendă comună sunt caracterizate prin următoarele constante optice: pleocroism  $N_g =$  verde,  $N_p =$  galben-verzui.  $N_g = 1,681$ ,  $c : N_g = 18^\circ - 20^\circ$ ,  $(-) 2V = 80^\circ - 84^\circ$ . Plasarea valorii  $N_g = 1,681$  pe diagrama lui Sobolev dă pentru  $Fe : Fe + Mg = 37\%$ , iar pentru  $Fe'' : Fe'' + Mg = 29\%$ . La hornblendă comună se întâlnește structura zonară. Pleocroismul uneori este aproape imperceptibil din cauza cloritizării integrale a cristalelor. La andezitele cu pasta felsitică, fenocristalele de hornblendă au contururi corodate magmatic și înconjurate de opacit.

Fenocristalele de biotit apar în cantitate redusă; au culoarea brun-roșcată cu  $N_g = 1,631$  și adesea au incluziuni de zircon și sagenit.

Pasta rocii este alcătuită din feldspați plagioclazi, cuarț, minerale opace și puține minerale femice. La acestea se alătură uneori cloritul și calcitul, care se dezvoltă pe zone întinse în pasta rocii.

Deoarece a fost utilizată masa electrică de integrare care are pasul minim de 0,005 mm, integrarea mineralelor din pastă nu a fost posibilă, iar participarea procentuală a componentelor principale se poate obține



din proiectarea rocii în triunghiul Q—L—M. Rezultă că Q = 45%, L = 35%, iar M = 20%. Refringența sticelor obținute la arc voltaic (N = 1.253—1.538) corespunde andezitelor cu cuarț.

#### Andezit cu amfiboli și biotit

<u>Analiza chimică</u>	<u>Normele Niggli</u>	
SiO <sub>2</sub> = 59,01	Baza	Katanorma
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 18,40	Kp = 9,5	Or = 15,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 4,05	Ne = 16	Ab = 26,6
FeO = 1,60	Cal = 11,3	An = 18,9
MgO = 3,90	Fs = 4,3	En = 6,7
CaO = 4,06	Fa = 2	Cord = 11,55
K <sub>2</sub> O = 2,61	Fo = 5	Cp = 0,4
Na <sub>2</sub> O = 2,93	Sp = 6,3	Ru = 1,2
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> = 0,79	Cp = 0,4	Mt = 4
H <sub>2</sub> O <sup>—</sup> = 0,86	Ru = 1,2	Hm = 0,2
CO <sub>2</sub> = ned.	Q = 43	Q = 13,55
TiO <sub>2</sub> = 0,98		
Total : = 99,56	<u>Parametri Niggli</u>	
	si = 197	k = 0,36
	al = 36,1	mg = 0,56
	fm = 34,5	c/fm = 0,41
	c = 14,3	qz = +37
	atk = 15,2	
Tip de magmă : cuarțdioritică — melacuarțdioritică		
<u>Parametri Zavaritski</u>		
a = 10,3	m' = 40,8	
c = 4,9	f' = 31	
b = 16	a' = 29	
s = 69	n = 62	

*Microdiorite, microdiorite porfirice și andezite cu amfiboli.* Sînt roci de culoare cenușie-violacee cu răspindirea cea mai mare în munții Bîrgău. Singurul mineral femic care se întîlnește în compoziția lor este hornblenda comună. Cele mai numeroase sunt microdioritele porfirice, care, alături de microdiorite, alcătuiesc corpuri lacolitice.

Andezitele se întîlnesc ca faciesuri marginale ale corpurilor mai mari sau caracterizează filoanele și sillurile asociate acestora. În microdiorite, feldspații plagioclazi în proporție de 75% se găsesc în cristale idiomorfe sau xenomorfe, maclate albă, periklin, Karlsbad A, albă-Karlsbad. Cele mai

numeroase sunt maclele albit și periklin. Cristalele au întotdeauna zonaliitate normală. Conținutul în anortit, determinat prin metoda universală Fedorov, este cuprins între 40–60%. Refringența sticlelor de feldspați obținute în arc voltaic este de 1.528 și corespunde unui conținut mediu de 46% An. Din valorile katanormei Niggli se deduce pentru feldspați un conținut de 46% An. Zonele mai bazice sunt întotdeauna bogate în incluziuni de sticlă, iar uneori sunt substituite cu carbonați. Cristalele uneori sunt străbătute de vine neregulate de albit secundar.

Hornblenda comună de culoare verde-oliv, sau verde-brun are  $c : N_g = 16^\circ - 21^\circ$ ,  $(-) 2V = 68^\circ - 88^\circ$ ,  $N_o - N_p = 0,021$ ,  $N_g = 1.67 - 1.677$ . Plasarea valorilor refringenței pe diagrama Sobolev dă pentru  $Fe : Fe + Mg = 44 - 45\%$ , iar pentru  $Fe'' : Fe'' + Mg = 35 - 38\%$ . Cristalele de hornblendă au conture idiomorfe, iar pe margini uneori sunt ciuruite de numeroase incluziuni de cristale mărunte de feldspați plagioclazi, ceea ce determină aspecte poicilitice. Hornblenda comună se transformă pe margini în actinot acicular dispus în snopi sau radiar, asociat întotdeauna cu epidot granular. Cîteodată cloritul însoțește aceste minerale. În cristalele de hornblendă se întâlnesc incluse minerale opace și apatit. Structura microdioritelor este hipidiomorf grăunțoasă.

Compoziția mineralologică a andezitelor și microdioritelor porfirice este identică cu a microdioritelor. Caracteristice sunt unele aspecte particulare ale mineralelor. La aceste roci, fenocristalele de feldspați plagioclazi sunt caracterizate prin zonalitate oscilatorie determinată de recurențe de compozиție sau de intreruperi de compozиție. Structura zonară cea mai bine dezvoltată se întâlnește la microdioritele porfirice.

Zonele mai calcice adesea sunt sericitizate și calcitizate. Apariția caolinitului este sporadică. Inclus în cristalele de feldspați plagioclazi apare apatitul în cristale colorate neuniform în violet, cu habitus prismatic și terminații bipiramidate.

Fenocristalele de hornblendă comună sunt adesea alterate mai ales la andezitele cu pasta felsitică. Opacitul înconjură cristalele corodate de hornblendă sau uneori le substituie complet. Alteori substituția se face cu clorit pigmentat cu magnetit, care se asociază cu carbonați. Cînd cloritul lipsește se dezvoltă un mineral secundar micaceu galben-auriu cu pleocroism caracteristic după  $N_g =$  galben-auriu,  $N_p =$  gălbui,  $c = N_g$ , extincție dreaptă,  $N_g - N_p = 0,027$ . El se întâlnește și în afara cristalelor de hornblendă. Proprietățile optice determinate sugerează apartenența lui de grupa iddingsitului.



Cristalele de feldspați plagioclazi din pasta microdioritelor porfirice și a andezitelor au structură zonară normală vizibilă mai ales la periferia lor.

Refringența sticlelor de roci obținute prin topire la arc voltaic, subliniază apartenența lor de familia andezitelor și dioritelor.

#### Andezit cu amfiboli

##### Analiza chimică

$\text{SiO}_2$	= 54,08
$\text{Al}_2\text{O}_3$	= 19,45
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	= 3,91
$\text{FeO}$	= 3,24
$\text{MgO}$	= 3,61
$\text{CaO}$	= 8,09
$\text{K}_2\text{O}$	= 1,32
$\text{Na}_2\text{O}$	= 3,31
$\text{H}_2\text{O}^+$	= 1,44
$\text{H}_2\text{O}^-$	= 0,33
$\text{TiO}_2$	= 0,21
$\text{P}_2\text{O}_5$	= 0,23

Total : 99,67

##### Normele Niggli

Baza	Katanorma
$\text{Kp}$ = 4,2	$\text{Or}$ = 7
$\text{Ne}$ = 18	$\text{Ab}$ = 30
$\text{Cal}$ = 21	$\text{An}$ = 35
$\text{Cs}$ = 1,5	$\text{WO}$ = 2
$\text{Fs}$ = 4,1	$\text{En}$ = 10,1
$\text{Fa}$ = 3,8	$\text{Hy}$ = 2,35
$\text{Fo}$ = 7,6	$\text{Mt}$ = 4,1
$\text{Cp}$ = 0,28	$\text{Cp}$ = 0,28
$\text{Ru}$ = 0,17	$\text{Ru}$ = 0,17
$Q$ = 38	$Q$ = 7,65

##### Parametri Niggli

$si$ = 154	$k$ = 0,21
$al$ = 33	$mq$ = 0,49
$fm$ = 31,2	$c/fm$ = 0,7
$c$ = 24,7	$qz$ = +8
$alk$ = 11,5	

Tip de magmă : dioritică — normal dioritică

##### Parametri Zavaritski

$a$ = 9,9	$m'$ = 44,2
$c$ = 9,1	$f'$ = 45,7
$b$ = 14,8	$c'$ = 10
$s$ = 66,2	$n$ = 79,2

#### *Microdiorite, microdiorite porfirice și andezite cu amfiboli și piroxeni.*

Sunt roci de culoare cenușie închisă, mai puțin răspindite, care alcătuiesc corpuri aparte sau apofize ale unor corpuri de altă compoziție. Prezența augitului din compoziția lor are doar importanță calitativă (7%), deoarece mineralul femic dominant este hornblenda comună. Compoziția mineralogică este identică pentru toate varietățile structurale amintite mai sus, diferă doar modul de prezentare al mineralelor. În microdiorite predomină feldspați plagioclazi cu compoziții cuprinse între 40—82% An (determinat



prin metoda Fedorov). Conținutul mediu, determinat cu ajutorul refrin- genței sticlei obținute la arc voltaic ( $N = 1,53$ ) este de 49% An. Din utilizarea valorilor katanormei Niggli, rezultă o valoare medie de 54% An. Maclele determinate pe cristalele de feldspați sunt : albit, periklin, Karlsbad A, ala A, ala B, albit — ala B. Cele mai numeroase sunt maclele albit. La aceste roci au fost identificate și macle Baveno. Toți feldspații plagioclazi sunt caracterizați prin zonalitate normală. Marea majoritate a cristalelor a fost găsită în stare proaspătă, numai rareori s-au observat vini- șoare de albit secundar. Calcitul substituie numai unele zone bazice.

Hornblenda comună în cristale idiomorfe este de culoare verde-brun cu  $c : N_g = 14^\circ - 23^\circ$ ,  $(-) 2V = 70^\circ - 89^\circ$ ,  $N_g = 1,685$ . Conținutul de Fe : Fe + Mg este de 53% iar de  $Fe'' : Fe'' + Mg = 45\%$ . Cristalele au contur dantelate și uneori aspecte poicilitice. Frecvențe sunt structurile zonare secundare, iar pe secțiunile bazale macle simple după (100). Pe seama hornblendei comune, la periferia cristalelor, adesea se formează actinot acicular asociat cu epidot. Apatitul și magnetitul sunt incluse în cristalele de hornblendă.

Augitul, de obicei în cristale xenomorfe, este de culoare verzuie cu  $c : N_g = 38^\circ - 39^\circ$ ,  $(+) 2V = 44^\circ - 62^\circ$ ,  $N_g = 1,701$ . Cristalele au pleocroism foarte slab de la  $N_g =$  verzui,  $N_g =$  incolor. Întotdeauna este proaspăt.

Structura microdioritelor este hipidiomorf-grăunțoasă.

La microdioritele porfirice și la andezite compoziția mineralologică este aceeași. Se modifică doar aspectul mineralelor și participarea procentuală a acestora (tabel 3).

Fenocristalele de feldspați plagioclazi au întotdeauna zonalitate oscilatorie, conturată cel mai bine la microdioritele porfirice. Conturul idiomorf al fenocristalelor de hornblendă comună este adesea alterat din cauza corozioniilor magmative, care sunt cele mai frecvente la andezitele cu pasta pilotaxitică. La aceste cristale opacitul conturează cristalele coro- date sau invadăază chiar interiorul lor. Cloritul pigmentat cu magnetit pseudomorfozează, uneori, alături de calcit, cristalele de hornblendă co- mună. Pentru hornblendele care au avut un conținut oarecare în titan, sunt caracteristice granule de titanit disperse în masa de clorit secundar.

La rocile cu structura porfirică augitul este în cantitate mai mare. Fenocristalele de augit întotdeauna proaspete au tendință de a se aglo- mera, ceea ce determină structuri glomeroporfirice.

Cristalele de feldspați plagioclazi din pasta microdioritelor porfirice au întotdeauna structuri zonare normale, vizibile mai ales la periferia lor. În pasta rocilor porfirice alături de feldspați plagioclazi se întâlnesc



cristale mărunte de hornblendă comună, de augit, minerale opace și apatit. Lor li se alătură clorit și calcit.

Din cauza predominării rocilor porfirice participarea componentelor principale se poate deduce din proiectarea parametrilor Q, L, M, într-o diagramă triunghiulară. Rezultă că Q = 40%, L = 40%, M = 20%.

#### Microdiorit cu amfiboli și piroxeni

##### Analiza chimică

SiO <sub>2</sub>	= 51,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	= 18,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	= 5,90
FeO	= 3,55
MgO	= 5,56
CaO	= 6,98
K <sub>2</sub> O	= 0,64
Na <sub>2</sub> O	= 4,68
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	= 0,81
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	= 0,73
TiO <sub>2</sub>	= 0,56
MnO <sub>2</sub>	= 0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	= 0,25

Total : 99,69

##### Normele Niggli

Baza		Katanorma	
Kp	= 2,1	Or	= 3,5
Ne	= 25,2	Ab	= 41,2
Cal	= 16,6	An	= 27,6
Fs	= 6,2	En	= 11,4
Fa	= 4,1	Wo	= 2,1
Fo	= 11	Hy	= 1,3
Cp	= 0,4	Cp	= 0,4
Cs	= 1,6	Mt	= 6,2
Ru	= 0,78	Ru	= 0,78
Q	= 31	Q	= 4,5

##### Parametri Niggli

si	= 132	k	= 0,007
al	= 27,9	mg	= 0,05
fm	= 40,3	c/fm	= 0,04
c	= 19,1	qz	= -16
alk	= 12,5		

Tip de magmă : dioritică – orbitică

##### Parametri Zavaritski

a	= 11,8	m'	= 47,7
c	= 7,1	f'	= 46
b	= 19,1	c'	= 6,3
s	= 61,9	n	= 91

*Andezitele bazaltice.* Sunt roci de culoare neagră, adesea cu tendință de alterare sferoidală. În regiune se întâlnesc sub formă de filoane cu răspândire redusă.

Sub microscop se prezintă ca roci cu structură porfirică, cu pasta integrangulară. Fenocristalele, în proporție redusă (14%) sunt reprezentate prin augit, hornblendă comună și feldspați plagioclazi.

Fenocristalele de augit colorate slab verzu au  $N_g = 1,593 - 1,715$ ,  $(+2)V' = 44^\circ - 59^\circ$ ,  $c : N_g = 34^\circ - 49^\circ$ ,  $N_g - N_p = 0,033$ . În general augi-



tul este proaspăt; sunt însă unele roci în care cristalele sunt înconjurate de o coroană de hematit care pătrunde uneori și în interiorul lor în lungul planelor de clivaj sau a fisurilor. Cristalele rareori sunt izolate, de cele mai multe ori ele se asociază, determinând caracterul glomeroporfiric al rocii.

Fenocristalele de hornblendă comună sunt în cantitate mai redusă. Ele sunt de culoare verde-oliv, în general de dimensiuni mici din cauza resorbției magmatische, înconjurate de opacit. La unele andezite bazaltice hornblenda este total resorbită, în locul ei rămân doar aglomerări de opacit. În masa andezitelor bazaltice se recunoște pseudomorfoze după un mineral cu conture rombice lipsit de clivaj, cu spărțuri transversale caracteristice. Mineralul secundar are aspect micaceu, de culoare verde-oliv, cu pleocroism slab, extincție dreaptă,  $c = N_g$ ,  $N_g - N_p = 0,032$ . Proprietățile de mai sus sugerează existența bowlingitului care formează pseudomorfoze după cristale de olivină.

#### Andezit bazaltic

##### Analiza chimică

$\text{SiO}_2$	= 54,74
$\text{Al}_2\text{O}_3$	= 17,09
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	= 6,09
$\text{FeO}$	= 2,45
$\text{MgO}$	= 4,70
$\text{CaO}$	= 8,75
$\text{K}_2\text{O}$	= 2,23
$\text{Na}_2\text{O}$	= 2,55
$\text{H}_2\text{O}^+$	= 0,55
$\text{H}_2\text{O}^-$	= 0,72
$\text{CO}_2$	= urme
$\text{TiO}_2$	= 0,73
$\text{MnO}$	= 0,17
$\text{P}_2\text{O}_5$	= 0,24
$\text{SO}_3$	= ned.
Total	100,29

##### Normele Niggli

Baza	Katanorma
$\text{Kp} = 7,9$	$\text{Or} = 13,1$
$\text{Ne} = 13$	$\text{Ab} = 21,6$
$\text{Cal} = 17$	$\text{An} = 28,4$
$\text{Fs} = 6,5$	$\text{Wo} = 5,5$
$\text{Fa} = 2,9$	$\text{En} = 13,2$
$\text{Fo} = 9,9$	$\text{Mt} = 5,8$
$\text{Cs} = 4,1$	$\text{Hm} = 0,4$
$\text{Cp} = 0,31$	$\text{Cp} = 0,31$
$\text{Ru} = 0,5$	$\text{Ru} = 0,5$
$\text{Q} = 36$	$\text{Q} = 9,2$

##### Parametri Niggli

$si = 147$	$k = 0,36$
$al = 27,2$	$mg = 0,51$
$fm = 37,1$	$c/fm = 0,6$
$c = 25,2$	$qz = +5,8$
$alk = 10,3$	

Tip de magmă : dioritică — normal dioritică.

##### Parametri Zavaritski

$a = 8,9$	$m' = 41$
$c = 7,2$	$f' = 39$
$b = 19$	$c' = 18$
$s = 64$	$n = 66$



Fenocristalele de feldspați plagioclazi sunt puține. Din cauza substituției parțiale cu calcit nu s-a putut face determinarea compoziției lor. Conținutul în anortit ce se deduce din valorile katanormei Niggli este de 56%.

Toate fenocristalele descrise se găsesc prinse în o pastă cu caracter intergranular. Microlitele de feldspați plagioclazi, din pastă, au un conținut de 56% An, determinat prin metoda unghiului maxim de extincție. La unele andezite bazaltice, aproape tot interiorul microlitelor este substituit cu opal. La ele rămîne doar o zonă marginală nesubstituită. Hematitul în granule mărunte pigmentează pasta unor andezite bazaltice.

Magnetitul și augitul completează seria mineralelor care ocupă spațiile dintre microlitele de feldspați plagioclazi.

Carboanații în cuiburi mici se întâlnesc frecvent.

*Separatiuni melanocrate.* În rocile examinate mineralele femice și opace se pot acumula local alcătuind separatiuni melanocrate. Ele au în general forme eliptice de maximum 9–10 cm lungime. La alcătuirea lor participă : hornblenda comună, biotitul, augitul și magnetitul. Lor li se alătură uneori zirconul și apatitul sub formă de incluziuni în mineralele amintite. Asemenea aglomerări au structură hipidiomorf-grăunțoasă. În rocile cu caracter porfiric separatiunile melanocrate se individualizează atât prin compoziție mineralologică cît și prin structură. Uneori la mineralele amintite se asociază și feldspații plagioclazi și atunci separatiile devin dioritice. Ele pot fi sesizate numai sub microscop și la rocile cu structura porfirică.

*Brecia de explozie.* În valea Ilvei, pe versantul drept, în aval de Ilva Mare a fost întâlnită o brecie eruptivă de explozie. Corpul are forma unei coloane cu baza eliptică de 100–200 m, localizată la limita dintre lacolitul Măgura Mică și depozitele sedimentare oligocene.

Roca este alcătuită din numeroase fragmente colțuroase, cu diametru mediu de 3–4 cm, dar care pot atinge excepțional și 2 m, prinse într-un ciment de natură eruptivă. Alterarea mai avansată a cimentului face ca pe teren, prin îndepărțarea lui, fragmentele să rămână în relief.

Compoziția mineralologică a fragmentelor este mult diferită :

Fragmentele de corneene cu cordierit apar alcătuite din biotit dispus neuniform în o masă granulară alcătuită din cuart și cordierit. Cordieritul în cristale prismatice scurte sau xenomorfe are numeroase incluziuni de sillimanit, biotit și substanță cărbunoasă uneori de magnetit sau zircon.



Fragmentele de șisturi argiloase oligocene sunt puține, de regulă întărite. La microscop, în ele se observă în masa pelitică feruginoasă fragmente mici de cuarț și depuneri secundare de actinot și epidot.

Fragmentele care provin din șisturi cristaline sunt cuarțite sericitoase și cuarțuri care provin direct din cristalinul Rodnei sau din conglomeratele eocene în care sunt remaniate.

Fragmentele de natură eruptivă sunt cele mai numeroase. În microdiorite, feldspații plagioclazi au 58% An, hornblenda comună este de culoare verde-oliv, iar structura subofitică.

Microdioritele cu amfiboli și piroxeni au fost întâlnite în fragmente mai puține. La acestea alături de feldspații plagioclazi care predomină se întâlnesc cristale de augit parțial pseudomorfozate cu uralit și cristale de hornblendă comună transformate parțial în actinot și epidot. Cristale aciculare de actinot dispuse în snopi sau radiar se întâlnesc și în restul rocii în afara conturelor de amfiboli.

Din brecie nu lipsesc fragmentele de microdiorite porfirice, și nici de andezite. Au fost întâlnite fragmente de andezite cu hornblendă cu paște microgrăunoasă, și separațiuni melanocrate din rocile andezitice. Toate fragmentele descrise sunt prinse într-un ciment de natură eruptivă care este subordonat cantitativ. El este alcătuit din cristale sau fragmente de cristale alterate și sticlă brună. La feldspații plagioclazi din paște s-a determinat un conținut de 38% An. Cristalele de augit sunt total pseudomorfozate cu uralit și bastit, iar hornblenda comună cu actinot și epidot. În ciment se întâlnesc cristale de cuarț și numeroase minerale secundare. Calcitul este atât de abundant încât roca face efervescentă cu acidul clorhidric. Hematitul abundă mai ales în jurul mineralelor femice sub forma unei coroane. Pirita și pirotina se aglomerează în cuiburi. Biotitul se întâlnește rar, iar epidotul și actinotul formează aglomerări.

Circulația intensă a soluțiilor hidrotermale, favorizată de fisuri a provocat alterarea intensă mai ales a mineralelor din ciment și mineralizarea breciei cu pirită și pirotină. La suprafață mineralizările sunt reduse. Cîteva galerii surpate care datează din secolul trecut, dovedesc că brecia mineralizată a atras atenția cercetătorilor. Astfel de brecii explosive nu sunt un fenomen izolat în regiune. Pe valea Vinului, la nord de Rodna Veche, o asemenea brecie mineralizată se exploatează azi.

**Pirolastitele.** Sunt reprezentate prin tufite în care fragmentele de natură eruptivă alcătuiesc 43% din totalul rocii. Pe teren, ca intercalări concordante în depozitele sedimentare paleogene, cu greu se pot deosebi



de dacite din cauza aspectului albicios provocat de caolinizare. Probabil din această cauză nu au fost menționate pînă în prezent în literatura geologică.

Fragmentele eruptive, metamorfice și sedimentare care intră în alcătuirea lor pot atinge și 2 cm diametru.

Fragmentele eruptive de culoare verzuie, studiate la microscop, conțin cristale de cuarț bipiramidat, corodat și feldspați alcalini și plagioclazi substituiți aproape total cu calcit. Cristalele de hornblendă au putut fi identificate numai prin conturele cristalografice, deoarece sunt complet pseudomorfozate cu clorit pigmentat cu magnetit și sfen la care se alătură și calcitul. Pasta fragmentelor eruptive este sticloasă, felsitică, sau microgrăunțoasă. Din compoziția mineralogică, structura pastei și refringența sticlei ( $N = 1,527$ ) obținută prin topirea fragmentelor eruptive la arc voltaic, rezultă caracterul lor dacitic.

În afara de fragmentele eruptive, în masa rocilor piroclastice au mai fost întîlnite și cuarțite metamorfice care provin probabil din conglomeratele eocene care le remaniază. Ele sunt în cantitate relativ redusă (7,3%). Fragmentele de șisturi argiloase oligocene, pigmentate cu hematit sunt și mai puține (2,3%).

La rocile piroclastice intercalate în Oligocen s-au recunoscut și fragmente de calcare eocene cu numeroase resturi de alge calcareoase. În afara de fragmentele de roci, în cimentul piroclastitelor se observă și numeroase cristale sau fragmente de cristale de hornblendă comună, feldspați plagioclazi și mult cuart. Cristalele de feldspați plagioclazi din pastă sunt proaspete și maclate albă sau albit-Karlsbad. Zirconul în cristale bipiramidate se întâlnește adesea în pastă.

Cimentul, în proporție de 47% este alcătuit din o masă pelitică colorată cu hematit, în care se găsesc numeroși solzi de sericit. În unele zone se aglomerează minerale opace, în altele se observă dezvoltări apreciabile de calcit.

Structura este litocristaloclastică.

La unele exemplare canticitatea de fragmente provenite din roci sedimentare se reduce aproape total, iar din compoziția cimentului materialul pelitic dispare. La asemenea roci, fragmentele dacitice cu pasta microgrăunțoasă sunt prinse într-un ciment sticlos cu numeroși solzi de sericit. S-ar părea astfel că local, tufitele trec în tufuri.

#### DESCRIEREA CORPURILOR ERUPTIVE

Rocile eruptive din munții Bîrgău se găsesc în general sub formă de corperi subvulcanice concordante, puse în loc în depozitele paleogene. În lucrările geologice anterioare (L. Atanasiu, R. Dimitrescu,



A. S e m a k a, 1953) privitoare la această regiune, sînt menționate forme de stokuri, lacolite și silluri, izolate sau asociate între ele, agglomerate mai mult în partea de vest a regiunii.

Prezența numai a faciesului subvulcanic a făcut pe unii cercetători să admită că formele efuzive au fost erodate (I. A t a n a s i u, 1946). Ideea eroziunii mai avansate în comparație cu zonele mai sudice bazată pe vîrsta mai mare a rocilor, nu mai poate fi susținută. S-ar putea admite fie că mișcări pe verticală să fi determinat o eroziune mai avansată, fie că în regiune nu au existat forme de manifestare a eruptivismului de suprafață.

În porțiunea vestică a munților Bîrgău au fost întîlnite numai lacolite și silluri, care aproape întotdeauna sunt asociate. Corpurile subvulcanice sunt în cea mai mare parte constituite din microdiorite porfirice, care marginal trec în andezite. Ele sunt localizate în depozite paleogene. La contact cu corpurile eruptive, sisturile cu solzi de pești și gresia de Borșa sunt puternic întărite. Efectul se face simțit pînă la 5–6 m. În secțiuni subțiri în rocile sedimentare din apropierea contactului se dezvoltă numeroase lamele de biotit secundar. Rocile eruptive din zonele marginale ale corpurilor subvulcanice conțin numeroase fragmente din rocile sedimentare înconjurătoare. Uneori în masa eruptivă sunt prinse fișii întregi de roci sedimentare (corful Cornii).

Localizarea corpurilor eruptive este controlată, fie de linia de dislocație care separă cristalinul Rodnei de depozitele sedimentare din Bîrgău, fie de un anticinal larg dispus aproximativ est–vest al căruia ax corespunde cu valea Ilvei în est, iar spre vest, în dreptul localității Singeorz-Băi, trece la sud de valea Someșului Mare. Asociate de falia Someșului Mare sunt: eruptivul Cornii, Măgura Rodnei și Măgura Porcului. Corpurile Pleșa-Bucnitori, Măgura Sturzilor și Măgura Mică sunt legate de anticinalul Singeorz-Băi – Lunca Ilvei.

*Eruptivul Cornii* (fig. 4). Sub denumirea de eruptivul Cornii se înțelege un mare corp subvulcanic, care se dezvoltă între valea Someșului Mare la nord și valea Ilvei la sud, între localitățile Șanț, Ilva Mare și Lunca Ilvei (7 km/7 km). Este vorba de un mare lacolit care este localizat într-un sinclinal larg alcătuit din sisturi cu solzi de pești și gresia de Borșa, din apropierea cristalinului Rodnei. Probabil că masa magmatică în drumul său ascensional a urmărit linia de dislocație. Spre vest și sud numeroase silluri se asociază lacolitului. Numeroase fișii și fragmente de roci sedimentare sunt prinse în masa eruptivă.



Lacolitul corespunde morfologic unui șir de creste orientate de la vest la est, pe care se găsesc vîrfurile cu altitudinea cea mai mare din regiune: Cornii (1371 m), Bîrnii (1299 m), Plesă (1100 m), Piatra Hașii (1253 m) sub care spre sud se dezvoltă grohotișuri importante. Partea sudică a eruptivului Cornii are un profil în trepte din cauza eroziunii diferite pe un substrat alcătuit din numeroase intercalări de silluri în depozitele sedimentare. Spre est eruptivul este limitat de o fâlfie orientată nord-vest—sud-est, în lungul căreia au avut loc mișcări pozitive pe verticală, ceea ce a determinat altitudinea importantă a acestui lacolit (L. Atanasiu, R. Dimitrescu, A. Semaka, 1953).

Petrografic predomină microdioritele porfirice cu amfiboli, care trec pe margine în andezite cu amfiboli. La sud de creasta principală se găsesc două fâșii de microdiorite porfirice și andezite cu amfiboli și piroxeni, una imediat sub creastă, alta în apropierea văii Ilva. Andezite cu amfiboli și biotit au fost observate numai în valea Someșului Mare în apropiere de localitatea Șanț.

Sillurile din jurul dealului Pietroasa din estul localității Șanț sunt alcătuite din andezite cu amfiboli și reprezintă apofize ale aceluiși corp.

Valea Cîrțișovei separă eruptivul Cornii de un corp mult mai mic care corespunde morfologic dealului Măgușei

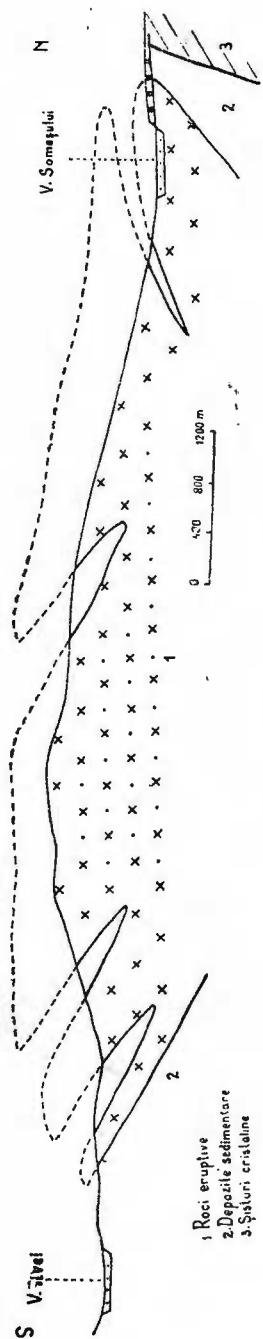


Fig. 4. — Profil schematic prin lacolitul Cornii<sup>2)</sup>.  
Схематический поперечный профиль лакколита Горний.

<sup>2)</sup> Legenda este aceeași pentru toate profilele din acest capitol.

(1044 m). Este vorba de un lacolit mic alcătuit numai din microdiorite porfirice și andezite cu amfiboli și piroxeni. Filoane de andezite bazaltice au fost întâlnite sub Pleșa, pe valea Colței și pe valea Steampului.

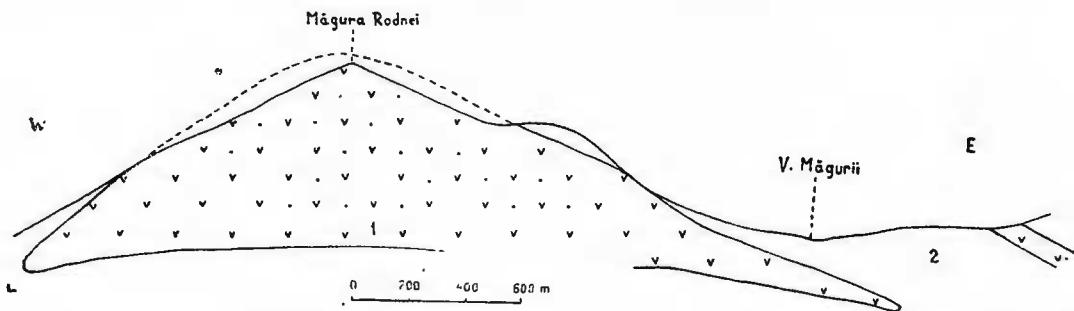


Fig. 5. — Profil schematic prin Măgura Rodnei.  
Схематический поперечный профиль Мэгуре Родней.

*Măgura Rodnei* (fig. 5, 6). La sud de valea Someșului Mare, între localitățile Anies și Rodna Veche, se găsește un corp lacolitic de aproximativ



Fig. 6. — Măgura Rodnei.  
Мэгуре Родней.

2 km<sup>2</sup>/km, care corespunde în totalitate Măgurei Rodnei cu 1191 m altitudine. El este localizat în gresia de Borșa. La sud și est depozitele sedimentare inclină în sensul pantei morfologice și reprezintă deci parte din acoperișul său. Înclinarea gresiei de Borșa în sens invers, în partea de

nord-est, presupune prezența acesteia și în culcușul lacolitului. Dezvoltarea unei halde immense în nord-estul lacolitului, face să fie neclară situația în această porțiune. Petecul de sedimentar rămas din acoperișul corpului

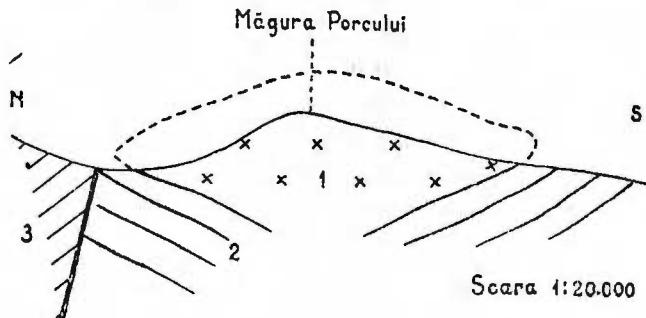


Fig. 7. -- Profil schematic prin Măgura Porcului.  
Схематический поперечный профиль Мэгуре Поркулуй.

și forma de zăcămînt redată de morfologie, dovedesc că eroziunea nu a fost prea activă.

Deoarece lacolitul se găsește aproape de falia Someșului Mare, se presupune că masa magmatică a utilizat drept cale de acces acest plan de dislocație.

Microdioritele porfirice cu amfiboli și piroxeni care alcătuiesc marea masă a lacolitului, trec marginal în andezite cu amfiboli și piroxeni. Spre nord, la periferia corpului, au fost înfilnute andezite cu amfiboli și biotit, ce reprezintă un facies marginal.

În trecut lacolitul a prezentat interes economic, dovedit de existența unor galerii vechi.

La aproximativ 1 km est de Măgura Rôdnei se găsește un sill orientat nord – sud. Deoarece el este alcătuit tot din andezite cu amfiboli și piroxeni, se presupune că reprezintă o apofiză a Măgurei Rodnei.

Măgura Porcului. Este un lacolit de dimensiuni mai reduse (1/1 km), de formă aproximativ circulară. El este localizat într-un sinclinal larg de gresie de Borșa în imediata vecinătate a faliei care delimită cristalinul Rodnei de sedimentarul Bîrgăului. Este alcătuit din andezite cu amfiboli (fig. 7).

Lacolitul Plesi-Bucnitori. Între valea Someșului Mare și valea Ilvei, în dreptul localităților Singeorz-Băi și Poiana Ilvei, se întinde un corp

subvulcanic de aproximativ 3,5 km/3,5 km, alcătuit din dacite. Porțiunea nordică reprezintă un lacolit și corespunde culmilor Pleși (751 m), Bucnitori (1038 m), Măgura din Jos (750 m), căruia î se asociază numeroase silluri dezvoltate mai mult spre valea Ilvei. Cu excepția ultimului sill alcătuit din andezite cu amfiboli, celelalte sunt formate din dacite. Faciesul marginal este alcătuit din dacite caolinizate (valea Runcu, Măgura din Jos, dealul Ursului, valea Buzii, valea Buta). Uneori caolinizarea este asociată cu pirinizarea (valea Buzii). În dreptul tunelului de la Sîngeorz-Băi corpul de dacit trece pe versantul drept al văii Someșului Mare și dispare sub depozitele terasei.

Din cauza tensiunilor mari care s-au creat prin punerea în loc a masei dacitice în conglomeratele cuartoase eocene, cu duritate mare, s-au format numeroase fracturi cu importanță locală. Sillurile din apropierea văii Ilva prind uneori fișii din rocile sedimentare în care sunt localizate, pe care le cornifică la contact.

Rocile din acest corp subvulcanic suntexploatare în două cariere. În valea Someșului Mare, la tunel, se exploatează dacite într-o carieră cu un front de lucru de aproape 500 m. În valea Ilvei, într-o carieră mult mai mică, se exploatează andezite cu amfiboli pe un front de numai 100 m. În valea Runcului au fost întâlnite filoane de andezite bazaltice.

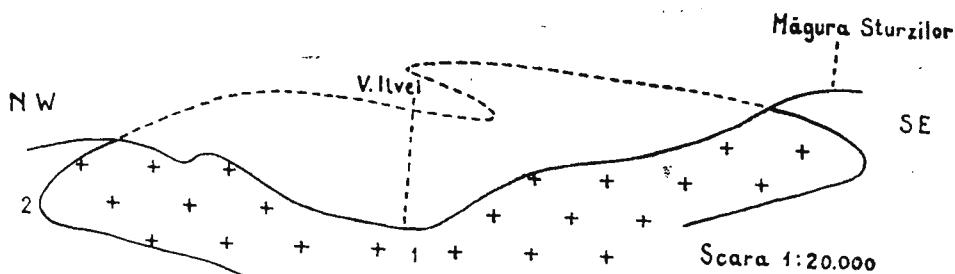


Fig. 8. — Profil schematic prin Măgura Sturzilor.  
Схематический поперечный профиль Мэгуря Стурзилор.

*Măgura Sturzilor* (fig. 8). Între localitățile Poiana Ilvei și Măgura Ilvei se găsește un corp lacolitic care corespunde morfologic Măgurei Sturzilor (942 m). Valea Ilvei îl străbate oarecum lateral pe o lungime de 2 km, astfel că cea mai mare parte a Eruptivului se dezvoltă pe versantul stîng al văii.

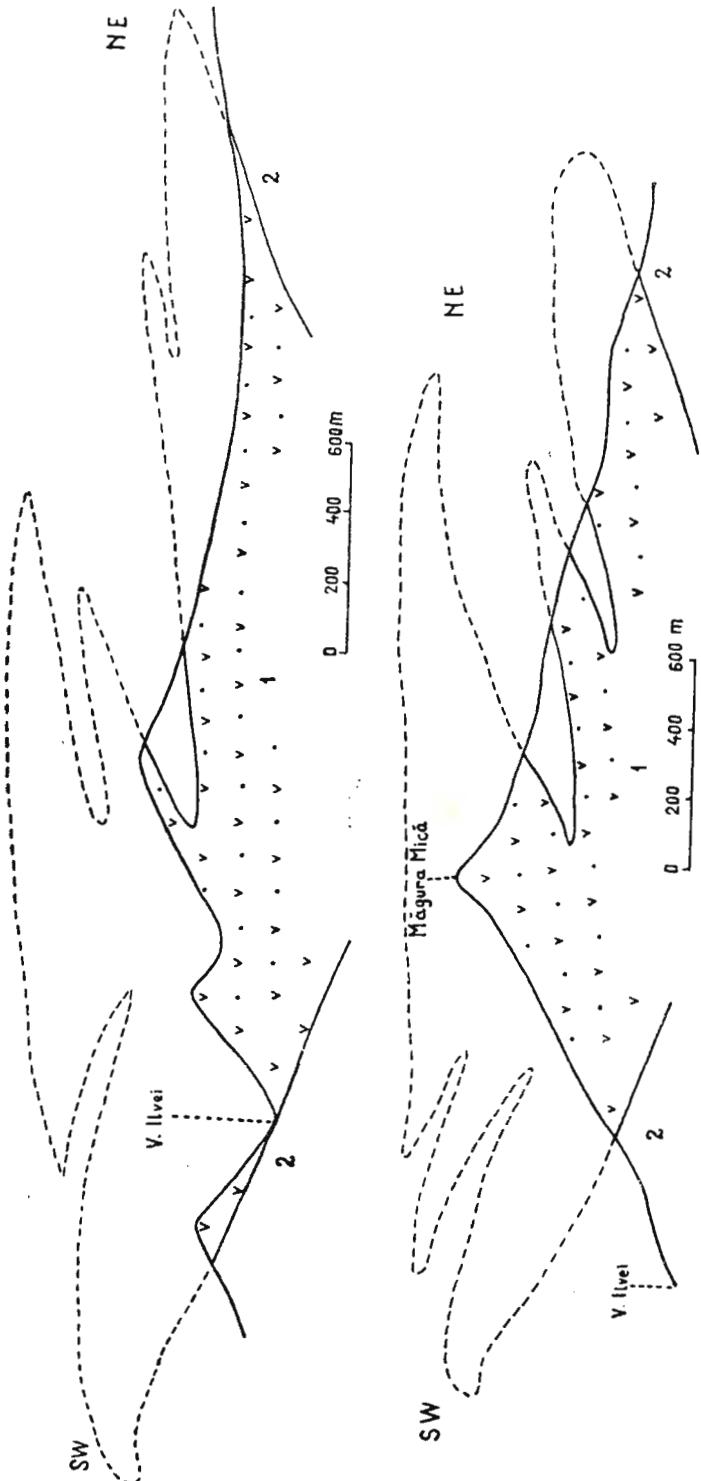


Fig. 9. — Profile schematic prin Măgura Miciă.  
Схематический поперечный профиль Магура Міца.

Localizat în depozite sedimentare de vîrstă oligocen-superioară și aquitaniană (gresia de Borșa), lacolitul scoate la zi în jurul său sisturi cu solzi de pești care sunt întărite la contact. S-ar părea că lacolitul are extindere mai mare, deoarece se afundă sub depozitele sedimentare. Dacitul care intră în alcătuirea acestui corp este mai mărunt cristalizat, necaolinizat, de culoare cenușie ușor verzuie, cu frecvențe cristale de almandin. Faciesul marginal felsitic nu a fost întîlnit. La extremitatea estică apar filoane de andezite bazaltice. Datorită calităților sale dacitul este exploatat în două cariere pe ambii versanți ai văii Ilva.

*Măgura Mică.* Între Măgura Ilvei și Ilva Mare se găsește un corp subvulcanic care morfologic corespunde culmilor Măgura Mică (1117 m) de pe versantul drept al văii Ilva și Chicera Mică (900 m) și Chicera Măgurilor (1005 m) pe versantul stîng. Valea Ilva îl traversează pe o lungime de aproximativ 2 km. Corpul eruptiv este un lacolit care spre sud-est are apofize concordante cu sedimentarul. Din profilele transversale (fig. 9) cu direcție sud-vest – nord-est se deduce că eroziunea avansată a îndepărtat aproape în totalitate rocile sedimentare din acoperișul său și o mare parte din corpul eruptiv. Lacolitul este localizat în gresia de Borșa însă scoate la zi în jurul său sisturi cu solzi de pești. Lame de sedimentar sunt prinse în masa eurpтивă.

Apofizele marginale reprezintă silluri legate de masa lacolitică. Pe versantul drept al văii Ilva, în masa eruptivă a lacolitului, se evidențiază o coloană de brecie eruptivă de explozie. Sub vîrful Chicera Măgurilor, ceva mai la sud, trece axul anticlinalului Singeorz – Lunca Ilvei.

Predominarea microdioritelor și a microdioritelor porfirice se explică prin eroziunea avansată. În corpul lacolitic sunt prezente microdiorite și microdiorite porfirice cu amfiboli și piroxeni iar în apofize sunt dominante andezitele cu amfiboli. Spre est (Recele) se întîlnesc filoane de andezite bazaltice.

Valea Ilvei care traversează corpul eruptiv taie versanți cu pante abrupte care sunt acoperiți cu imense grohotișuri de pantă. În o carieră de interes local de la cotul văii Ilva se exploatează roca din acest corp.

#### CHIMISMUL ROCILOR ERUPTIVE

Considerațiile asupra chimismului rocilor din munții Bîrgău se bazează pe examinarea a șapte analize chimice, dintre care primele cinci reprezintă andezite și microdiorite, analiza 6- un lamprofir, iar analiza 7- un dacit. Patru dintre analize sunt din literatură (L. A t a n a s i u, R..



Dimitrescu, A. Semaka, 1953), celelalte trei au fost făcute în laboratorul de Chimie al Comitetului Geologic, cu ocazia acestui studiu.

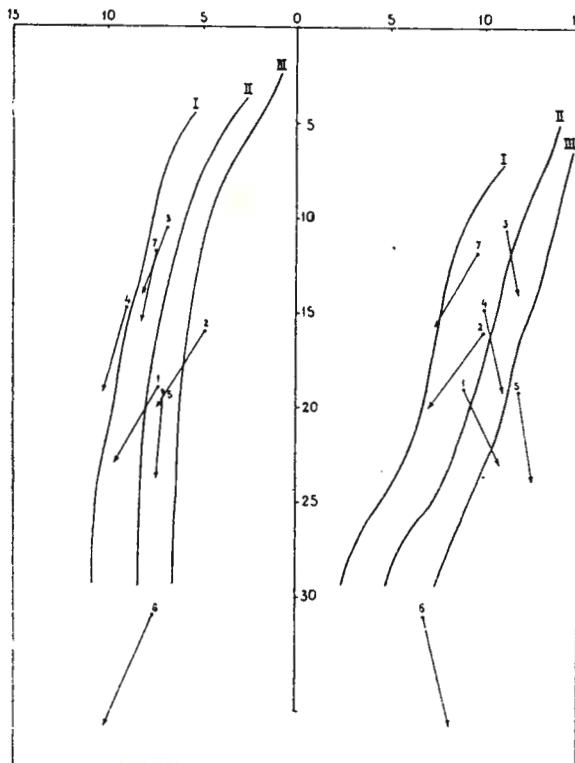


Fig. 10. — Diagrama parametrilor Zavarițki.  
Диаграмма параметров Заваритского.

#### Rocile analizate :

- |  |                              |
|--|------------------------------|
| 1. Andezit bazaltic                    | Valea Ivăneasa               |
| 2. Andezit cu ambifoli și biotit       | Valea Someșului Mare (Săntă) |
| 3. Andezit cu amfiboli                 | Valea Măgurii                |
| 4. Porfir dioritic cu amfiboli         | Poiana Ilvei                 |
| 5. Microdiorit cu amfiboli și piroxeni | Cariera Măgura               |
| 6. Lamprofir (odinit)                  | Cariera Măgura               |
| 7. Dacit                               | Cariera Poiana               |

Proiectarea parametrilor pe diagrama Zavarițki (fig. 10) arată că majoritatea vectorilor din suprafața A S B se încadrează în domeniul

TABELUL 4

Nr. anal.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O (+105°)	H <sub>2</sub> O (-105°)	CO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Total	Analist	
1	54,74	17,09	6,09	2,15	4,70	8,75	2,23	2,55	0,55	0,72	urne	0,73	0,17	0,24	urne	100,29 G. Vasiliu
2	59,01	18,40	4,05	1,60	3,90	4,06	2,61	2,93	0,79	0,86	ned.	0,98	0,12	0,25	urne	99,56 Gr. Popescu
3	59	18,05	5,25	1,6	2,11	6,1	2,07	3,62	0,74	0,63	ned.	0,96	0,15	0,25	urne	100,53 G. Popescu
4	54,08	19,45	3,91	3,24	3,61	8,09	1,32	3,31	1,44	0,33	ned.	0,21	ned	0,23	0,45	99,67 A. Kisik
5	51,51	18,48	5,90	3,55	5,56	6,98	0,64	4,68	0,81	0,73	ned.	0,56	0,01	0,25	ned.	99,69 G. Peiulescu
6	45,38	16,19	9,07	1,83	10,15	9,62	1,39	2,12	0,63	0,21	0,02	1,25	0,11	0,10	2,13	100,20 G. Cărăușu
7	60,50	19,48	1,61	3,47	2,6	5,9	1,14	3,51	0,7	0,34	urne	0,31	0,11	0,24	0,16	100,07 A. Kisik



calcoalcalin (în stînga liniei III după Z a v a r i t k i), cu o tendință ușoară spre linia III (asemănător cu vectorii rocilor eruptive din Carpații sovietici (C. V. Kostiuks, 1960). Față de majoritatea rocilor ai căror vectori se proiectează în o zonă restrînsă, se detașează vectorul 6, ce caracterizează o rocă bogată în minerale femice și săracă în  $\text{SiO}_2$ .

TABELUL 5  
*Parametri Zavaritski*

Nr. anal.	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>c'</i>	<i>a'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	$\varphi$
1	8,9	7,2	19	64	41	39	18	—	66	1,01	27
2	10,3	4,9	16	69	40,8	31	—	29	62	1,1	21
3	11,3	6,9	10,6	70,8	34,8	57	7,6	—	72,8	1,2	41,6
4	9,9	9,1	14,8	66,2	44,2	45,7	10	—	79,2	0,3	23
5	11,8	7,1	19,1	61,9	47,7	46	6,3	—	91	0,8	20
6	6,8	7,6	31	53	56	32	14	—	69	2,01	26
7	8,7	7,3	12	70	38,4	41,3	—	20,5	82,5	0,3	22

Spre deosebire de majoritatea vectorilor care înclină spre dreapta și a căror poziție indică compoziții normale, vectorii 2 și 7 înclină spre stînga punând în evidență roci bogate în aluminiu. După datele lui V. P. Kostiuks (1960), pentru mare parte din rocile eruptive terțiare de la interiorul arcului carpatic, se calculează parametrul *a'*. Bogăția în aluminiu trădată de prezența parametrului *a'* este pusă pe seama asimilației rocilor sedimentare în stadiul magmatic. Mineralologic, bogăția în aluminiu este redată de existența granatului primar de tip almandin. Totuși, nu toate rocile cu conținut ridicat în aluminiu au granați. S-a observat că numai rocile acide cu o valoare apreciabilă a parametrului *a'* au granați primari.

Vectorii care înclină spre dreapta, prin poziția lor subliniază unele caractere interesante ale părții femice din roci. Deoarece acești vectori au

inclinări mari și dimensiuni apreciabile se deduce că partea femică a rocilor este săracă în Ca, ceea ce se observă și din valoarea redusă a parametrului  $c'$ . Totodată ei reflectă predominarea Mg asupra Fe.

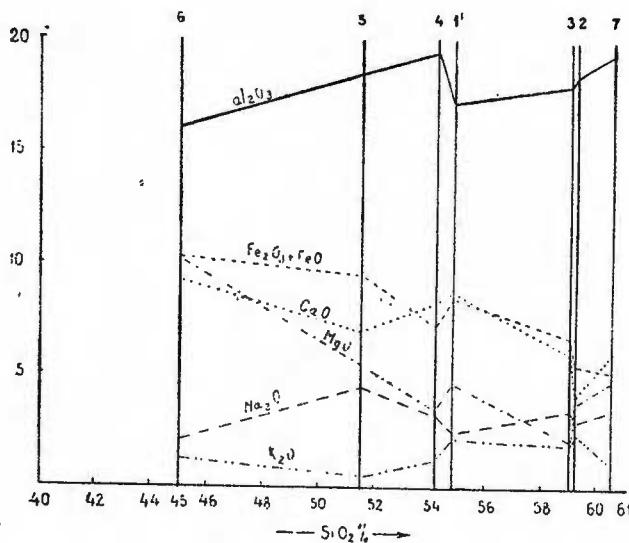


Fig. 11. — Diagrama de variație a oxizilor.  
Диаграмма колебаний окислей.

Vectorii din partea stângă a diagramei, prin poziția lor subliniază în general același raport Na : K pentru toate rocile; inclinarea lor accentuată reflectă predominarea Na asupra K.

Diagrama de variație a oxizilor (după Harker) (fig. 11) este cuprinsă între 45 și 60,5% SiO<sub>2</sub>. Deși comparativ cu rocile din regiunea Baia Mare Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se menține în limitele acelorași valori, valorile Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> cresc în munți Bîrgău, în timp ce în Baia Mare descrese, odată cu majorarea lui SiO<sub>2</sub>. Comportarea celorlalți oxizi este asemănătoare cu regiunea Baia Mare, iar variația lor este în general, în limitele acelorași valori. Curvele Na<sub>2</sub>O și K<sub>2</sub>O nu se intersectează, iar spre roci mai acide se apropie mult. O creștere a conținutului în Na<sub>2</sub>O corespunde unei sărăciri în K<sub>2</sub>O. Se remarcă totodată predominarea Na<sub>2</sub>O asupra K<sub>2</sub>O. Indicele alcalicalicic (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O = CaO) (fig. 12) corespunde valorii de 59% SiO<sub>2</sub>, ceea ce după Peacock se încadrează în rocile calcoalcaline cu 56 < i < 61, și subliniază o serie destul de calcică. Curvele Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO și CaO au mers descendant, în general, se intersectează de două ori în 53—56% SiO<sub>2</sub>.

Totodată se remarcă descreșterea valorilor CaO paralel cu creșterea conținutului în  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (tab. 6).

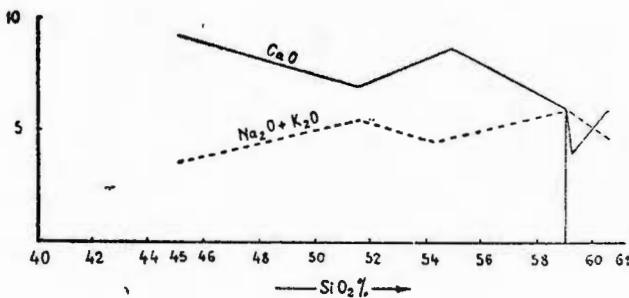


Fig. 12. — Diagrama de variație a valorilor CaO,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  în funcție de valoarea  $\text{SiO}_2$ .

Переменная диаграмма величин CaO,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  в зависимости от значения  $\text{SiO}_2$

Diagrama de variație după Niggli indică pregnant mersul unei diferențieri magmatische calcoalcaline. Privite mai în detaliu curbele trădează unele particularități locale (fig. 13).

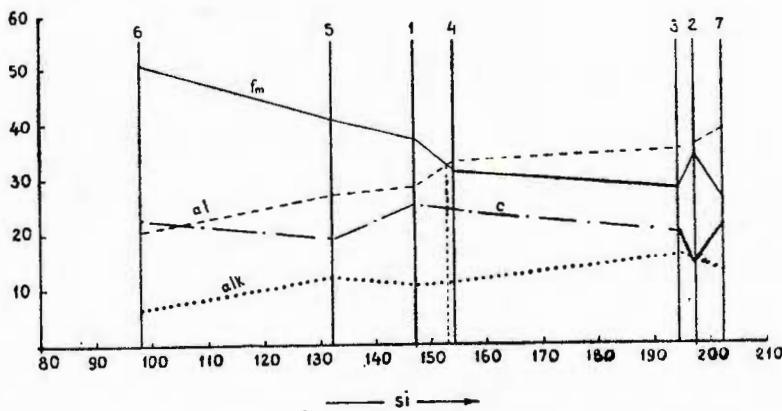


Fig. 13. — Diagrama de variație a valorilor Niggli.

Переменная диаграмма значений Ниггли.

TABELUL 6

## Valorile Niggli

Nr. anal.	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>k</i>	<i>mq</i>	<i>c/fm</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>Q</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	$\pi$	$\gamma$	$al - fm$	$al - alk$
1	27,2	37,1	25,2	10,3	147	+5,8	0,36	0,51	0,6	1,5	0,1	36	37,9	24,21	0,45	0,16	-9,8	16,9
2	36,1	34,5	14,3	15,2	197	+37	0,36	0,56	0,41	2,2	0,3	43	36,8	19,2	0,3	0	2	21
3	35,1	28	20	16	194	+30,8	0,37	0,38	0,78	2,3	0,2	42,5	42,9	13,4	0,38	0,04	7,1	19,1
4	33	31,2	24,7	11,5	154	+8	0,21	0,48	0,70	0,5	0,1	38	43,2	17,45	0,48	0,08	2	22
5	27,9	40,3	19,1	12,5	132	-16	0,07	0,53	0,4	1,1	0,2	31	43,9	24,08	0,38	0,06	-13,3	1,5
6	20,6	50,7	22,2	6,3	98	-27,2	0,3	0,65	0,44	2,2	0,1	24,7	35,5	39,46	0,53	0,12	-30,1	14,3
7	38,2	26,9	21,08	13,7	202	+50	0,2	0,18	0,8	0,8	0,34	47	40,49	12,17	0,45	0	12,2	25,2



Curbele  $fm$  și  $c$  au în general un mers descendant. Față de diagrama de diferențiere a provinciei Lassen Peak, rocile examineate sunt mai bogate în  $fm$  pentru și sub 150 și mai sărare pentru cele mai acide;  $c$  este puțin mai scăzut în domeniul rocilor mai bazice (sub  $si = 140$ ) și la rocile mai acide cu  $si$  mai mare de 185.

Curbele  $al$  și  $alk$  au mers ascendent. Curba  $al$  are în general valori mai mari decât în provincia clasică, cu excepția intervalului  $si = 140 - 150$ ; curba  $alk$  are un traseu normal cu excepția rocilor acide unde valoarea lui  $alk$  tinde să scadă. Cu creșterea valorii  $si$  cele două curbe au aspect divergent deoarece valoarea  $al - alk$  crește progresiv cu 10 unități pentru 100  $si$ , ceea ce influențează participarea de anortit normat. Aspectul divergent devine mai accentuat pentru rocile mai acide, din cauza creșterii conținutului în alumină determinat de procesul de asimilare.

Punctul isofal se găsește la  $si = 153$  ( $al = fm = 32$ ;  $c = 34$ ;  $alk = 11$ ), spre deosebire de cazul clasic de la Lassen Peak unde isofalia corespunde unor compozitii mai acide  $si = 176$  ( $al = fm = 31$ ;  $c = 33$ ;  $alk = 12,5$ ).

La  $si = 105$   $al = c = 21$ , în timp ce la rocile din provincia Lassen Peak interferența are loc la  $si = 137$  ( $al = c = 27$ ).

Comparativ cu regiunea Baia Mare (D. Rădulescu, 1958), în Bîrgău valoarea  $al$  este mai mică, ceea ce determină o valoare mai mică  $al - alk$  și intersecția curbei  $al$  cu  $c$  la  $si = 105$ .

Valoarea mai mare a parametrului  $fm$  pentru rocile din Bîrgău face ca diferența  $fm - c$  pentru aceste roci să fie mai mare, comparativ cu regiunea Baia Mare.

Diagrama  $al - fm$  grupează în mod caracteristic rocile examineate (fig. 14) pe o zonă care trece din domeniul semifemic, isofal la semisalic. Această zonă coincide cu aceea ocupată de rocile andezitice din Baia Mare, cu excepția lamprofirilor care se plasează la limita dintre domeniul semifemic și femic. Interesant că în domeniul isofal se grupează andezitele tipice, în domeniul semisalic — dacitele, iar în cel semifemic — andezitele bazaltice.

Conținutul relativ scăzut în alcalii se deduce și din proiectarea rocilor în domeniul  $alk < 1/2 al$ , pe diagrama  $al - alk$  (fig. 15). Numai rocile 5 și 3 se proiectează pe dreapta  $alk = 2/3 al$ .

Caractere de provincie pacifică sunt deduse și din proiectarea rocilor pe diagrama  $k - mg$  (fig. 16). Se observă că toate punctele reprezentative ale rocilor examineate ocupă un spațiu limitat corespunzător unor valori mici pentru  $k$  ( $0,07 < k < 0,36$ ) și mai mari pentru  $mg$  ( $0,39 < mg < 0,65$ ).

Față de valorile-limită ale provinciei Lassen Peak cu  $k = 0,17 - 0,36$  și  $mg = 0,43 - 0,59$ , se observă o tendință ușoară de extindere a

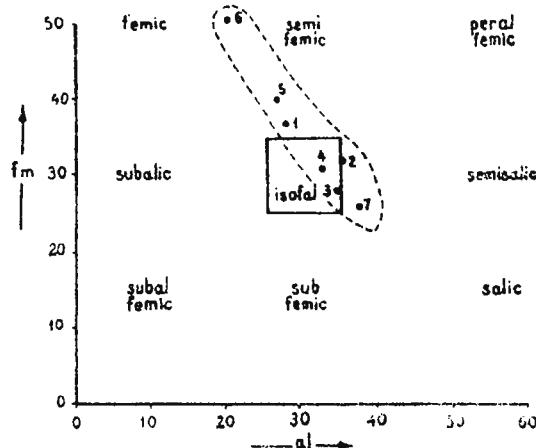


Fig. 14. — Diagrama  $al-fm$ .

Диаграмма  $al-fm$ .

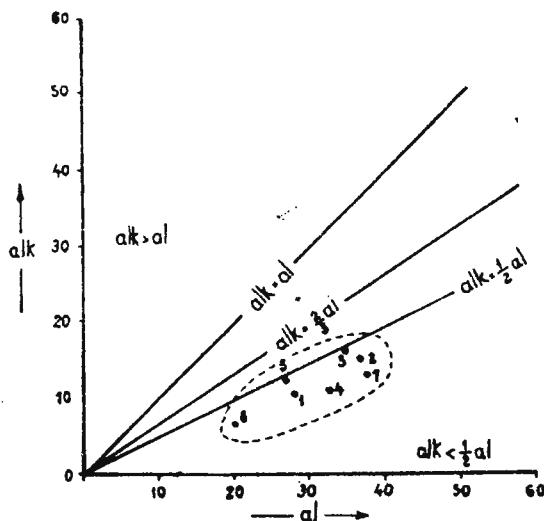


Fig. 15. — Diagrama  $al-alk$ .

Диаграмма  $al - alk$ .

punctelor reprezentative pe un spațiu mai larg, prin existența în regiune a unor roci cu valori ceva mai scăzute pentru  $mg$  și mult mai scăzute pentru  $k$ . Aceeași tendință se observă și la rocile eruptive din regiunea Baia

Mare, D. Rădulescu (1962) examinînd chimismul rocilor tinere de la interiorul arcului carpatic subliniază că aceasta ar fi o caracteristică

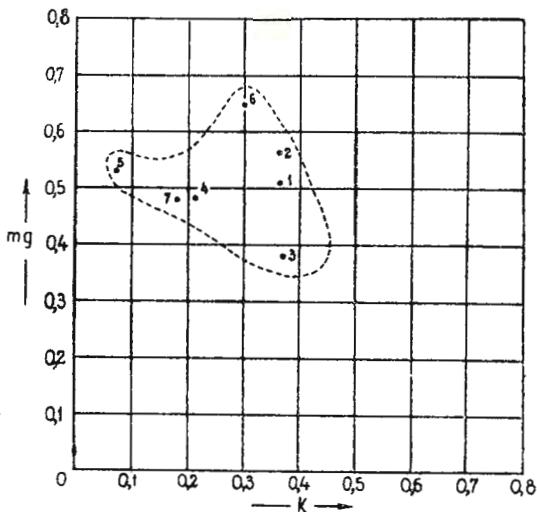


Fig. 16. — Diagrama  $k - mg$ .

Диаграмма  $k - mg$ .

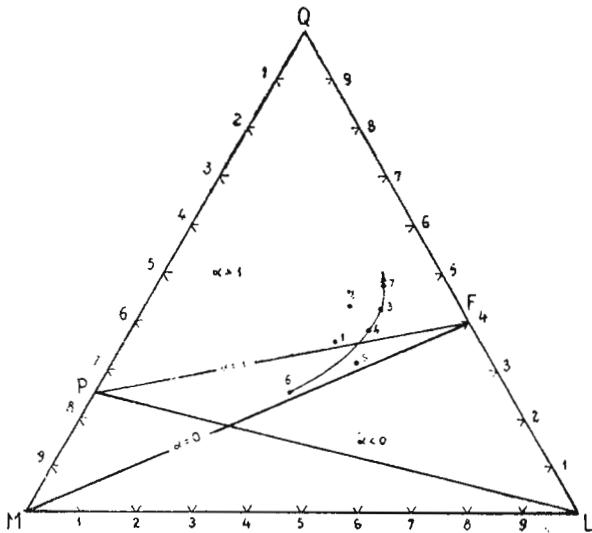


Fig. 17. — Diagrama QML.

Диаграмма QML.

a întregii provincii terțiare, determinată de tendința ușor atlantică pe care o au unele roci din această provincie.

**TABELUL 7**  
*Normele Niggli (baza)*

	Ru	Cp	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Sp	Q
1	0,5	0,31	7,9	13	17	4,1	6,5	2,9	9,9	—	36
2	1,2	0,4	9,5	16	11,3	—	4,3	2	5	6,3	43
3	0,6	0,4	7,3	19	16,6	0,6	5,3	2,1	4,4	—	42,5
4	0,17	0,28	4,2	18	21	1,5	4,1	3,8	7,6	—	38
5	0,78	0,4	2,1	25,2	16,6	1,6	6,2	4,1	11	—	31
6	0,88	0,28	5,1	11,6	18,8	4,9	9,6	2,2	21,6	—	24,7
7	0,23	0,42	4,29	19	17,2	—	1,71	4,2	2,01	3,6	47

**TABELUL 8**  
*Normele Niggli (Kalanorma)*

	Ru	Cp	Mt	Hm	Or	Ab	An	Wo	En	Hy	Cord	Q
1	0,5	0,31	5,8	0,4	13,1	21,6	28,4	5,5	13,2	—	—	9,2
2	1,2	0,4	4	0,2	15,9	26,6	18,9	—	6,7	—	11,55	13,55
3	0,6	0,4	4,2	0,8	12,1	31,6	27,6	0,8	5,9	—	—	14,4
4	0,17	0,28	4,1	—	7	30	35	2	10,1	2,35	—	7,65
5	0,78	0,4	6,2	—	3,5	41,2	27,6	2,1	11,4	1,3	—	4,5
6	0,88	0,28	4,4	2,4	8,5	19,4	27,4	6,5	28,8	—	—	0
7	0,23	0,42	1,71	—	7,15	31,6	28,6	—	2,71	4,5	6,6	16,14



Totalitatea rocilor examineate aparțin magmelor calco-alcaline. În cadrul acestora tipurile principale de magme, după Niggli, sunt: dioritice, granodioritice, cuarțdiorite și gabbroide. Cele mai frecvente sunt magmele dioritice. Lamprofirile țin de magmele gabbroide—normal gabbroide. Andezitele se încadrează la magmele dioritice și cuarț-dioritice. Andezitele bazaltice sunt reprezentanții magmelor dioritice-orbitice. Unele andezite și microdiorite aparțin de magmele cuarț-dioritice cu tendință tonalitică sau mela-cuarț-dioritică.

Proiecțarea rocilor în diagrama triunghiulară Q—M—L (fig. 17) subliniază încadrarea majorității lor deasupra liniei de saturăție P—F, în domeniul caracteristic provinciilor pacifice, în un spațiu limitat. Numai două roci, se proiectează sub această linie, totuși deasupra liniei M—F, în domeniul în care coeficientul de saturăție  $\alpha$  variază de la 0—1. Diagrama redă compoziția normată pentru fiecare tip de rocă. Se deduce în general că rocile examineate sunt sărace

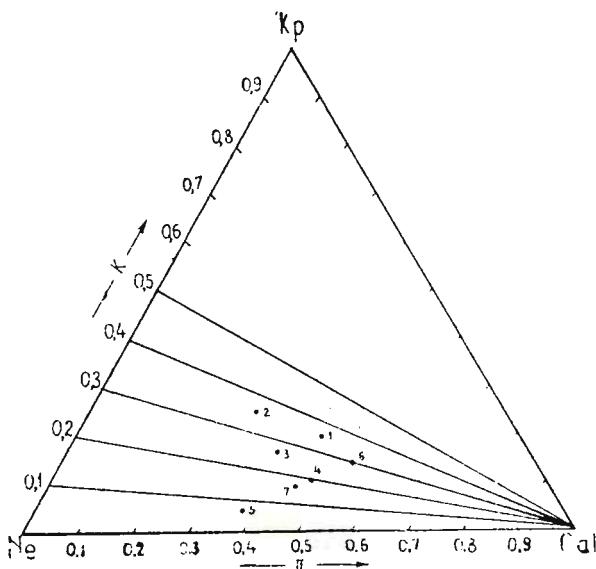


Fig. 18. — Diagrama  $K_p - Ne - Cal$ .

Диаграмма  $K_p - Ne - Cal$ .

în minerale normative fenice (10—25%) cu excepția roei 6(40%), au 30—50% cuarț normativ și 50—65% feldspați. Eșalonarea rocilor din această diagramă în lungul unei curbe redă sensul de evoluție

al magmei. Merită de semnalat încadrarea perfectă a lamprofirilor în această evoluție. În diagrama triunghiulară Kp-Ne-Cal (fig. 18), care dă informații asupra compoziției rocilor în feldspați, analizele se grupează într-un spațiu limitat cuprins între  $0,3 < \pi < 0,53$  și  $0,07 < k < 0,38$ , situație similară cu provincia clasică Lassen Peak. Poziția punctelor proiectate subliniază încă o dată săracia în  $k$  a rocilor.

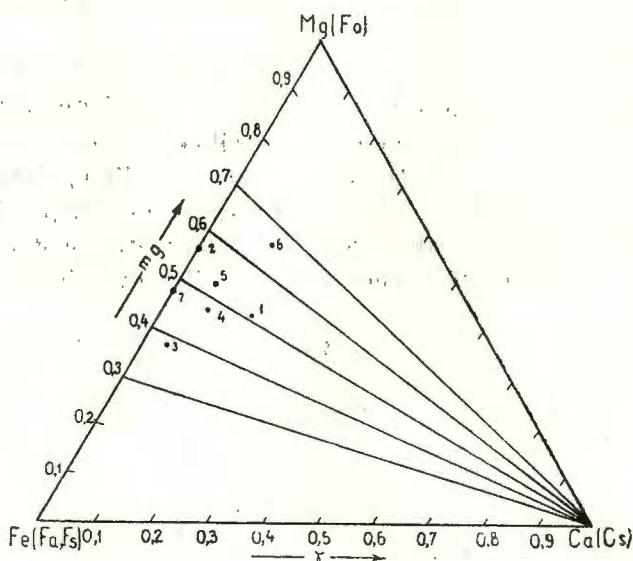


Fig. 19. — Diagrama Mg (Fo) — Fe (Fa, Fs) — Ca (Cs).

Диаграмма Mg (Fo) — Fe (Fa, Fs) — Ca (Cs).

În diagrama triunghiulară Mg—Fe—Ca (fig. 19) punctele se plasează în spațiul specific al provinciei pacifice ( $0 < \gamma < 0,2$  și  $0,3 < mg < 0,65$ ). Diagrama reflectă o ușoară predominare a Mg asupra Fe.

## MINERALELE ROCILOR ERUPTIVE

### FELDSPAȚI PLAGIOCLAZI

Sunt constituenții principali ai rocilor examinate. Se întâlnesc atât în cristale idiomorfe, cât și xenomorfe. Uneori aspectele idiomorfe sunt alterate din cauza eroziunilor magmative. Dimensiunile fenocristalelor sunt cuprinse între  $1,8/0,54-3,6/1,08$  mm, iar ale cristalelor din păstă sub  $0,072$  mm. Cristalele sunt maclate și caracterizate prin numeroase zone. Studiul lor

s-a făcut cu ajutorul metodei universale Fedorov<sup>1)</sup>, examinându-se în general cristalele mari, accesibile acesteia. Paralel cu identificarea tipurilor de maclă s-a urmărit și stabilirea compozitiei, luindu-se în considerație nu numai cristalele care vin în contact unele cu altele și care sunt separate prin plane de asociere, ci toate raporturile de maclă, existente între cristalele aceleași concreșteri. Pentru aceste determinări s-au examinat 68 de cristale dintre care 24 din dacite, 22 din andezite și microdiorite porfirice cu amfiboli și piroxeni, 5 din andezite cu amfiboli și biotit și 17 din andezite și microdiorite porfirice cu amfiboli. Pentru stabilirea tipurilor de macle s-au folosit; polul planului de asociere, polul planului de clivaj și axul de maclă obținut prin construcție. S-au utilizat stereograma  $n_x - n_y$  Fedorov – Nikitin după Reinhard – care indică migrarea polilor elementelor cristalografice în funcție de elementele optice considerate fixe și stereograma  $n_x - n_y$  Fedorov – Nikitin după Reinhard cu migrarea axelor de maclă în funcție de elementele optice considerate fixe. Tipurile de macle determinate și frecvența lor sunt expuse în tabelul rezumat (tabel 9). Analiza statistică a maclelor ne arată că din cele 108 macle determinate 32 (29%) aparțin maclelor normale. Frecvența maclelor paralele și complexe poate fi prezentată sub mai multe aspecte, deoarece, – este cunoscut faptul că pentru feldspații plagioclazi acizi unghiul  $\gamma$  are valoarea foarte apropiată de  $90^\circ$  și deci axele cristalografice [100] și [010] sunt perpendiculare între ele. În acest caz direcția [100] care reprezintă axul maclei alăt A este identică cu direcția  $\perp$  [010] – axul maclei complexe manebach – aklin, iar direcția [010] – axul maclei aklin A coincide cu  $\perp$  [100] axul maclei complexe manebach-ală A. De aceea în grupa maclelor cu față de asociere (001) nu se pot separa în acest caz maclele paralele de maclele complexe. Această nedeterminare se menține și pentru feldspații plagioclazi de altă compozitie la care unghiul  $\gamma$  este puțin diferit de  $90^\circ$ : însă această diferență este atât de mică, încât tehnica folosită nu permite separarea maclelor amintite mai sus. Pe tabelul rezumativ pentru a arăta posibilitățile de "mai sus", numărul de macle a fost trecut la ambele tipuri de macle, însă subliniat pentru maclele complexe. În literatură sunt considerate ca macle complexe numai indivizii maclea după (001) care vin în contact unul cu altul, iar că maclele paralele aceia se separă prin o a treia lamelă. Deoarece nu am găsit justificarea unui asemenea procedeu, nu l-am adoptat. Frecvența tipurilor de macle ne arată că macula albită se întâlnește cel mai des (25%). Urnează apoi macula periklin

<sup>1)</sup> D. Rădulescu. Determinarea mineralelor cu ajutorul metodei universale Fedorov. *St. tehn. econ.*, seria I, nr. 2 (sub tipar).

(24%). Aici însă trebuie făcută din nou o precizare. Se știe că macla periklin are ca plan de asociere aşa numita secțiune rombică care se găsește în zona [010] și face cu fața (001) un unghi variabil de la +37 la -17 în funcție de compozitie. Pentru un conținut de 37% An secțiunea rombică coincide cu fața (001) și deci macla periklin devine macla aklin A. Pentru întreg domeniul andezitului (30—50 An%) și chiar pînă la 60% An, din cauza unghiului foarte mic dintre secțiunea rombică și fața (001) nu se

TABELUL

*Frecvența tipurilor de macle*

	Nr. secțiuni	Nr. de crist.	Nr. de macle	An%	Macle normale				Macle		
					Albit	Manebach	Bavento dr.	Bavento st.	Karlsbad A	Karlsbad B	Aklin A
	39	68	108	34—82	27	2	2	1	20	2	264
%			100		25	1,85	1,85	0,9	18,5	1,85	243,7

pot face deosebiri sigure între macla periklin și aklin A. De aceea toate maclele paralele cu plan de asociere (001) pentru feldspații plagioclazi cu 30—60% An au fost trecute la macle periklin și încercuit pentru aklin A. Deosebirea între maclele periklin și aklin A a fost posibilă numai pentru cristalele ce conțin peste 60% An.

Dacă urmărим în continuare locul ocupat de fiecare maclă după frecvență, după periklin urmează macla karlsbad A (18%), urmată de albit-karlsbad (8%). Restul maclelor au frecvență redusă, așa cum reiese din tabelul rezumativ nr. 9.

Dată fiind situația de mai sus rezultate mai bune se obțin dacă se prezintă frecvența maclelor legată de față de asociere. Cu mici excepții maclele determinate au ca plane de asociere fețele (010) și (001). Dintre acestea mai frecvente sunt maclele cu față de asociere (010) cu 66 cazuri întâlnite (61%), urmate de maclele cu față de asociere (001) cu 37 cazuri (34%).

Din situațiile observate rezultă că planele de clivaj (001) apar mai frecvente decât (010).

În timpul examinării maclelor au fost întâlnite și cazuri de cristale nemaclate — concrescute paralel. Ele se recunosc prin aceea că nu permit



construirea axului de maclă, deoarece un individ este rotit față de celălalt cu un unghi oarecare, sau prin aceea că un individ cu față (001) concrește cu față (010) a altuia.

Paralel cu stabilirea tipului de maclă s-a urmărit și determinarea compoziției feldspațiilor plagioclazi. La rocile examineate conținutul în anortit al feldspațiilor plagioclazi este cuprins între 34 și 82% An. Dacă ne imaginăm o diagramă (fig. 20) la care în abscisă se prezintă conținutul în

9

*din rocile studiate*

paralele			Macle complexe				Plan de asociere				
Ala A	Ala B	Periklin	Albit Ala B	Albit Karbhad	Manebach Ala	Manebach Aklin	(010).	(001) SR	(021)	(021)	(100)
4	3	27	7	9	301	4	66	37	2	1	2
3,7	2,7	25	6,29	8,3	278	3,7	61,1	34	1,85	0,9	1,85

anortit, iar în ordonată frecvența valorilor determinate, rezultă că cele mai frecvente sunt valorile cuprinse între 40 și 60% An. Dacă se urmărește variația conținutului în anortit al feldspațiilor după tipuri de roci, se constată că pentru dacă variația este mai restrânsă de la 34—52%, iar pentru toate andezitele și microdioritele porfirice — mai largă (40—82%). În cadrul ultimei categorii de roci, este interesant de urmărit variația conținutului în anortit în funcție de compozitia mineralogică — mai exact — de mineralele femice caracteristice.

Astfel pentru andezitele cu amfiboli și biotit conținutul în anortit nu depășește 60%. Pentru rocile la care apare piroxenul monoclinic conținutul în anortit ajunge la 82%.

Paralel cu determinarea tipurilor de macle și a conținutului în anortit s-a urmărit și distribuția polilor planelor de asociere. În acest scop s-au

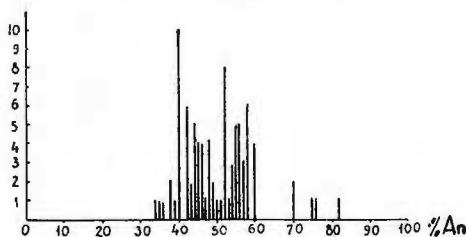


Fig. 20. — Frecvența conținuturilor în anortit la feldspați examinați.

Частота содержаний аортита в исследуемых полевых шпатах.

utilizat stereogramele  $n_\alpha - n_\gamma$  pe care sănt figurate curbele de temperatură ridicată și scăzută pentru fețele de asociere (010) (001) și secțiunea rombică după G. Kaaden, O. Tuttle și N. Bowen.

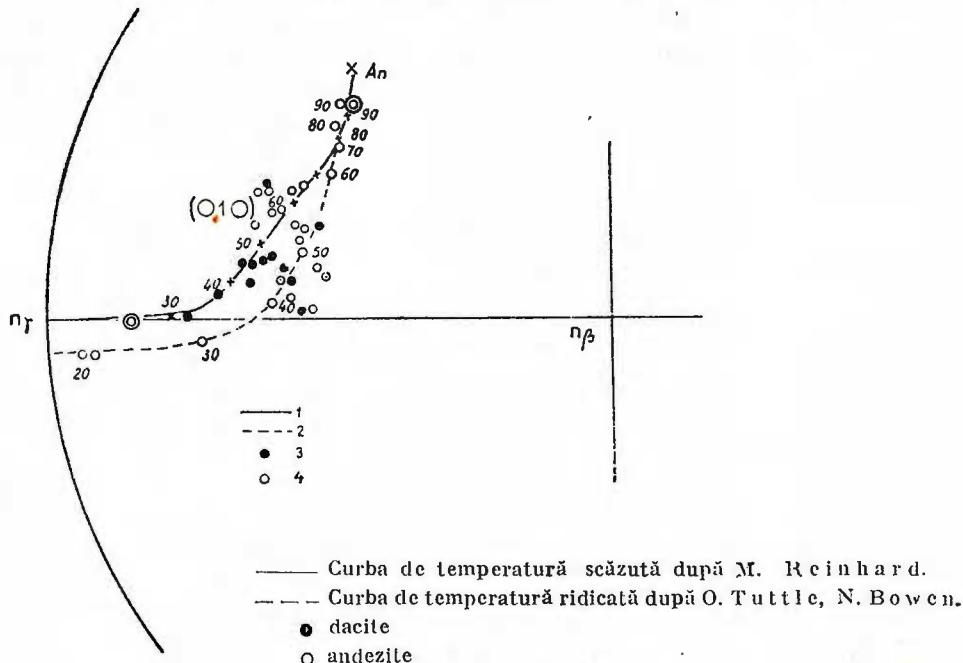


Fig. 21. — Proiecția polilor planelor de asociere pe diagrama (după Kaaden), pentru planul de maclă (010).

Проекция полюсов плоскостей ассоциации на диаграмме (по Каадену), для плоскости двойниковых кристаллов (010).

Figurile 21 și 22 redau proiecția polilor planelor de asociere determinați. Față de curbele (010) polii determinați se dispun cel mai mult în spațiul dintre cele două curbe. Se observă că, curbele (010) după O. Tuttle și N. Bowen încadrează în spațiul dintre ele mai mulți poli decât curbele după G. Kaaden. Se constată însă că un număr oarecare de poli ai fețelor de asociere rămân în afara spațiului dintre cele două curbe. Proiectarea polilor fețelor de asociere s-a făcut ținându-se seama de natura rocilor-gazdă. Acest lucru a permis să se constate că polii dacitelor se separă de polii fețelor de asociere a feldspaților din andezite, pe curbele (010). Pe curbele (001) și a secțiunii rombice, polii fețelor de asociere din andezitele și microdioritele porfirice cu amfiboli sănt cuprinși între 36 și 62% An, fără să putem preciza de care curbă aparțin. Pentru rocile la care apare piroxenul monoclinic punctele

se plasează în mare parte la extremitatea curbei (001). Aspectul curbelor (001) și a secțiunii rombice în domeniul compozitiilor cuprinse între 30 și 60 % An, precum și dispersia polilor, arată de ce în acest interval polii

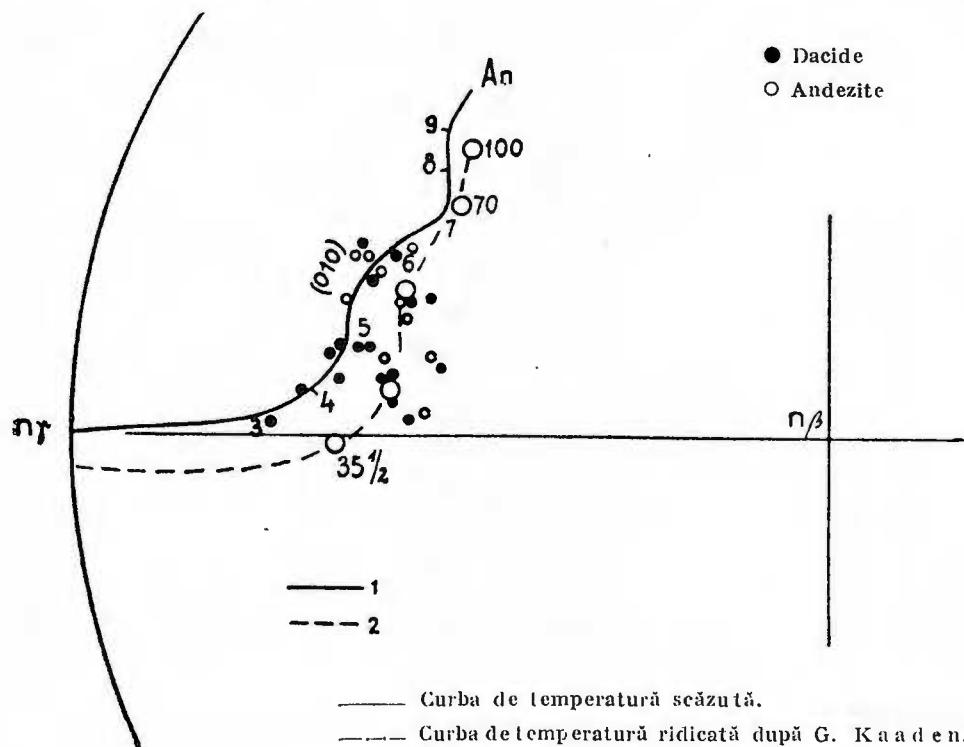


Fig. 22. — Proiecția polilor planelor de asociere pe diagrama după Tuttle G. N. Bowen (pentru feldspații de temperatură ridicată) și M. Reinhard (pentru cei de temperatură scăzută), pentru planul de mace (010).

Проекция полюсов плоскостей ассоциации на диаграмме по G. Tuttle., N. Bowen (для полевых шпатов повышенной температуры) и M. Reinhard (для таковых пониженной температуры) для плоскости двойниковых кристаллов (010).

planelor de asociere nu se pot raporta la una dintre curbe. Din proiecția rocilor de stereogramă  $\perp$  pe [001] cu punct fix (010) care cuprinde curbele de temperatură scăzută și ridicată pentru  $n_{\alpha}$ ,  $n_{\beta}$ ,  $n_{\gamma}$  rezultă aceleași concluzii.

S-ar părea că dispersia polilor față de cele două tipuri de curbe este prea mare. Dacă se elimină erorile care se ivesc în timpul determinărilor, totuși se mai observă devieri de la curbele de temperatură ridicată și scăzută, cauzate de optica diferită a feldspațiilor examinați, legată de condițiile de geneză a rocilor-gazdă. Se știe că pentru stabilirea curbelor standard

s-au utilizat feldspați de temperatură scăzută din rocile intrusive. A. Köhler a sesizat că feldspații din rocile efuzive arată devieri importante față de curbele standard. În urma acestor observații s-au construit și curbe și pentru feldspații de temperatură ridicată. Însă necoresponденța polilor unor feldspați cu nici una din curbele amintite mai sus, a ridicat în ultimul timp problema existenței unor feldspați de temperatură intermediară (Polevîe Spati - 1958). Feldspații astfel definiți aparțin rocilor subvulcanice care s-au consolidat la adâncime nu prea mare de suprafața scoarței. În această categorie se încadrează și feldspații din Bîrgău. Acest caracter al feldspaților examinați este un element nou, care alături de structura rocilor și formele de zăcămînt, vine să sublinieze caracterul subvulcanic al eruptivului din munții Bîrgău.

Apropierea mai accentuată a unor feldspați de curbele de temperatură înaltă sugerează ideea apartenenței lor de roci andezitice din faciesul marginal al corporilor subvulcanice.

Există însă unii feldspați cu polii mult în afara spațiului dintre cele două curbe. Ei sunt mai mulți dacă utilizăm diagrama după G. Kaden. G. Malone (1934) admite că polii de asociere ai unor feldspați sunt mai deviați, deoarece asocierea indivizilor nu se face după planul caracteristic, ci după fețe vicinale. În sprijinul acestei idei se arată că conținutul în anortit determinat cu ajutorul planului de asociere diferă de cel obținut cu ajutorul proiecției axului de macă. Din această cauză se consideră mai exactă valoarea obținută cu ajutorul axului de macă.

#### FELDSPATI PLAGIOCLAZI ZONATI

Structuri zonare au fost examineate cel mai adesea la cristalele la care au fost puse în evidență și macle albit, Karlsbad sau albit-Karlsbad (fig. 23). Pentru stabilirea conținutului în anortit s-a folosit diagrama care necesită măsurarea unghiului de iluminare comună a zonelor. Destul de utilă a fost și diagrama care utilizează cristale nemaclate — orientate paralel cu (010), la care stabilirea orientării s-a făcut prin măsurarea prealabilă a unghiului dintre (001) și poziția de iluminare comună a zonelor, care după Berek trebuie să fie de  $40^{\circ}$ . La asemenea cristale, în afară de conținutul în anortit al zonelor s-au putut identifica și fețele cristalografe. O statistică sumară arată următoarea succesiune a fețelor cristalografe, în ordinea frecvenței: (010), (001), (100) și (101). Valorile numerice obținute pentru unghiurile de extincție au fost utilizate numai în mod comparativ. Determinări mai exacte s-au făcut cu ajutorul mesei universale Fedorov. Ele au fost posibile numai în puține cazuri și anume numai



la zonele mai dezvoltate. Pentru unele cristale a fost posibilă aplicarea metodei zonelor (Rittmann). Însă determinări exakte au fost atât de puține, încât nu au putut fi utile în scopul obținerii unor generalizări. Observațiile au fost extinse atât asupra fenocristalelor cît și asupra cristalelor care alcătuiesc masa generală a rocilor.

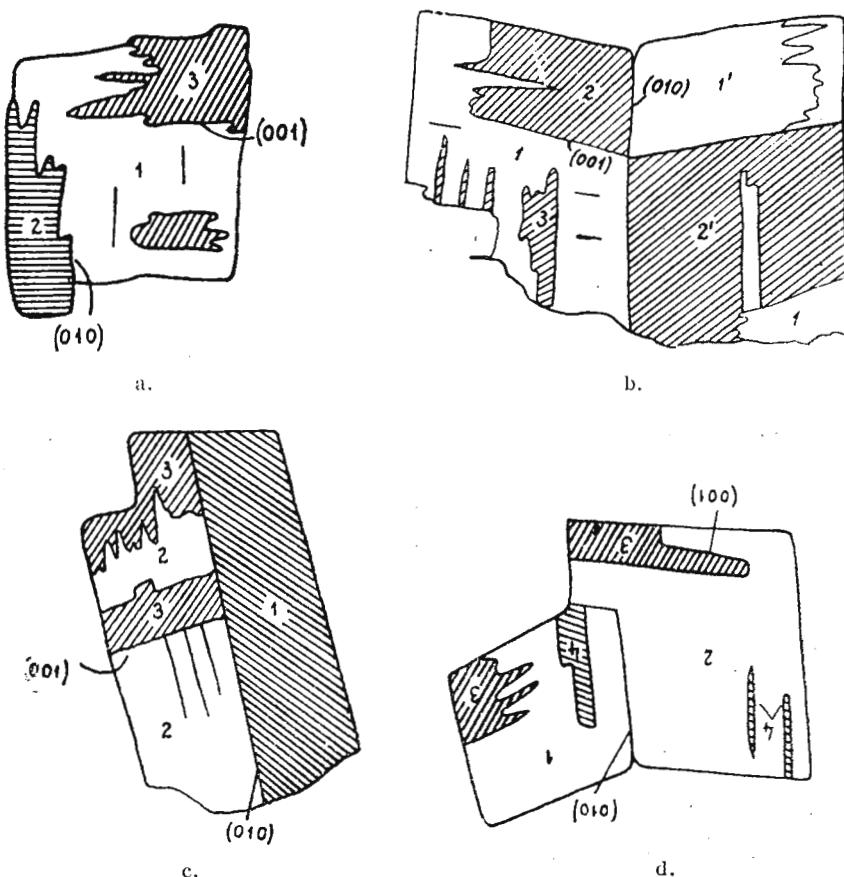


Fig. 23. — Cristale maclate de feldspați plagioclazi întlnite în rocile examineate.

a) 1:2 Karlsbad A (albit-Karlsbad); 1:3 ala A (manebach-aklin); 2:3 manebach-aklin.

b) 1:1' Karlsbad A (albit-Karlsbad); 1:2 periklin (aklin A); 1:3 albit.

c) 1:2 Karlsbad A; 2:3 periklin (aklin A); 1:4 albit.

d) 1:2 Karlsbad A; 2:3 1:3 (periklin (aklin A); 1:4 albit).

Двойниковые кристаллы плагиоклазовых полевых шпатов встречающихся в исследуемых породах.

а) 1:2 Карлсбад А (альбит – Karlsbad); 3 ала А (manebach-aklin); 2:3 manebach-aklin.

б) 1:1 Карлсбад А (альбит – Karlsbad); 1:2 периклин (аклин А); 1:3 альбит.

в) 1:2 Карлсбад А; 2:3 периклин (аклин А); 1:4 альбит.

г) 1:2 Карлсбад А; 2:3 1:3 периклин (аклин А); 1:4 альбит.

La examinarea feldspațiilor plagioclazi zonați s-a adoptat punctul de vedere al școlii de la Basel care a introdus următoarea clasificare a fenomenului de zonare :

Zonare normală — caracterizată prin descreșterea continuă și progresivă a bazicității feldspațiilor de la centru spre periferie ;

Zonare inversă — cu creștere continuă și progresivă a bazicității de la centru spre marginea cristalului ;

Zonare oscilatorie — normală — caracterizată prin descreșterea întreruptă a bazicității de la centru spre periferie ;

~~Zonare oscilatorie — inversă — caracterizată prin creșterea întreruptă a bazicității feldspațiilor de la centru spre marginea cristalului.~~

La feldspațiii plagioclazi examinați s-au întîlnit zonări normale și zonări oscilatorii normale. Trebuie subliniat că la tipul oscilator normal întreruperea descreșterii conținutului în anortit se poate face fie prin scădere disconinuă a conținutului în anortit, fie prin recurențe de compozиție. De obicei ambele se întâlnesc simultan.

Tipul de zonare oscilator se recunoaște prin existența zonelor delimitate net de suturi foarte fine, cu extincții totale pentru fiecare zonă. La cristalele cu zonare oscilator normală, s-au observat zone de dimensiuni diferite. Zonele mai dezvoltate indică cristalinizări în condiții de scădere lentă a temperaturii ; zonele mai reduse presupun scădere mai rapidă în timp, a temperaturii. Cristalele cu zone egale s-au dezvoltat cu o viteză uniformă ; descreșterea dimensiunii zonelor spre periferia cristalului presupune răciri cu viteză uniform accelerată. Zonarea oscilator-normală cu recurențe în ceea ce privește dimensiunile presupune reveniri la viteză inițială, provocate de migrarea cristalelor. Dimensiunile zonelor pot fi legate și de viteză de circulație a cristalelor în camera magmatică. Se admite că zonele înguste se formează pe cristale cu viteză de circulație mare, zonele mai dezvoltate, pe cristalele cu viteză de circulație redusă.

Conținutul în anortit este factorul care prin intermediul extincției pune în evidență dezvoltarea fiecărei zone. Din acest punct de vedere zonele cu scădere treptată a conținutului în anortit, de la centru spre periferia cristalului, indică o situație normală. Asemenea cristale se formează în condițiile unui rezervor magmatic calm. Frecvențe însă sunt recurențele de compozиție. ~~H~~ ~~o~~ ~~m~~ ~~m~~ a arătat că repetările în conținut în limitele unor valori apropiate indică migrații ale cristalelor provocate de curenții de convecție din interiorul unui rezervor magmatic calm. Existența unor



zone cu compoziție mult diferită, presupune circulații ale cristalelor în rezervorii magmatice în perioade de activitate vulcanică. Salturi importante în compoziția zonelor mai pot fi provocate de gravitație, de modificări în compoziția chimică a magmelor, de contaminări cu magme străine, procese de asimilație etc.

În cazul unei succesiuni normale a zonelor, contactele zonale pot fi identificate ca plane cristalografice. Ele indică intreruperi în procesul de cristalizare, neaccompaniate de fenomene de coroziune. În cazul recurențelor, contactele zonale sunt caracterizate prin neregularități care indică intreruperi în cristalizare, acompaniate de coroziunea provocată de instabilitatea temporară a cristalului în mediul înconjurător. Identificarea coroziunilor la unele contacte dintre zone cu succesiune normală, face să existe unele rezerve asupra generalizării acestei probleme.

Legat de problema compoziției zonelor, trebuie menționată existența unor zone bogate în numeroase incluziuni de sticlă de culoare brună. Se remarcă preferința incluziunilor de a se cantona în zone mai bazice. Existența incluziunilor presupune o consolidare rapidă care nu a permis întregiei mase să cristalizeze. S-ar putea că viscozitatea masei magmatice de o anumită compoziție să fi determinat formarea lor.

Se pare că numărul zonelor depinde într-o oarecare măsură de dimensiunile cristalului, de existența și dimensiunile nucleului. Uneori zonele sunt dispuse în jurul unui nucleu care deseori este corodat. Dimensiunile acestuia sunt variabile, în funcție de stadiul de coroziune magmatică. În general nucleul are aspect omogen și în acest caz el reprezintă un cristal preexistent care s-a format în domeniul abisal în condiții de scădere lentă a temperaturii. Instabilitatea cristalelor față de noile condiții provoacă coroziuni mai mult sau mai puțin avansate. La multe cristale s-au observat zone care nu sunt delimitate net, trecerea de la o zonă la alta făcîndu-se treptat. Dacă la aceasta se adaugă și extincția treptată, ondulatorie din cadrul fiecărei zone, tot cristalul capătă zonare normală – caracterizată prin modificarea treptată și continuă a conținutului în anortit. Zonarea normală poate fi observată în interiorul unui cristal sau numai la periferia acestuia. Observațiile au arătat că cele două tipuri de fenomene de zonalitate (fig. 24), normală și oscilatorie, sunt legate de anumite structuri ale rocilor. Legătura strînsă dintre fenomenul de zonare și structură este determinată de aceea că ambele sunt guvernate de regimul termic de consolidare a magmei.

În mod frecvent cristale cu zone oscilatorii apar în rocile cu structură porfirică. Antipodul acestei situații, adică lipsa zonelor, se întâlnește la rocile hipoabisale. Rocile hipoabisale sunt caracterizate prin cristale cu

zonare normală. Interesant că, zonarea normală este frecventă la rocile hipoabisale echigranulare (microdiorite) și la masa grăunțoasă a rocilor porfirice.

Zonalitatea este vizibilă diferit în funcție de orientarea cristalului. Fenomenul de zonare se observă cel mai bine la cristalele paralele sau

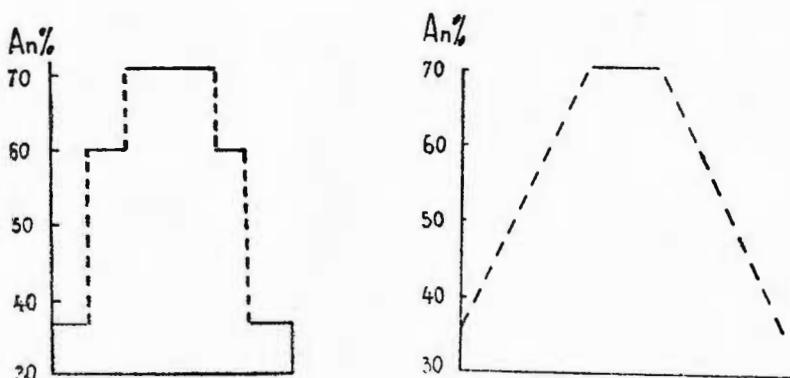


Fig. 24. — Diverse tipuri de cristale zonate întâlnite în rocile examineate.

a. zonare oscilator normală; b. zonare normală.

Различные типы зональных кристаллов встреченных в исследуемых породах.

а. нормальная колеблющаяся зональность; б. нормальная зональность.

aproape paralele cu (010). Ele se recunosc prin lipsa maclelor și cu ajutorul conturelor cristalografice.

Este interesant de urmărit fenomenul de zonare legat de compoziția mineralogică a rocilor-gazdă. Wenk pretinde că fenomenul de zonare la feldspați este legat de prezența hornblendei în rocă. Variațiile mineralogice la rocile studiate sunt reduse. Se remarcă totuși că feldspații plagioclazi de dimensiunile cele mai mari cu zone numeroase se întâlnesc la dacite. Totuși fenomenul de zonare cel mai intens a fost identificat la andezitele cu hornblendă.

Datele de laborator au arătat că feldspați plagioclazi zonăți de tip oscilator normal se întâlnesc atât la dacite cât și la andezite. Fenomenul de zonare cel mai caracteristic apare la dacitele cu pasta microgrăunțoasă. La aceste roci, fenocristalele de feldspați cu dimensiuni mari au în general un nucleu bogat în anortit, omogen, cu numeroase incluziuni de sticlă, cu conținut de 62% An. El ocupă 1/3 – 2/3 din suprafața cristalului și apare mai mult sau mai puțin corodat fiind înconjurat de un contact zonal neregulat. Prezența nucleului presupune formarea lui în condiții abisale în un moment de stabilitate relativă. Nucleul este înconjurat de numeroase

zone bine conturate și de dimensiuni variabile. În mare ele arată o scădere treptată a conținutului în anortit de la 50—27% și discontinuă din cauza recurențelor de compoziție, care însă nu depășesc limitele de mai sus. Cea mai mare parte dintre zone este puțin dezvoltată, ceea ce presupune o scădere rapidă a temperaturii și o circulație intensă în limitele rezervorului magmatic. Uneori zonele sunt atât de înguste încât nu pot fi determinate fiecare în parte. Spre periferia cristalelor s-a observat aproape întotdeauna existența unei zone mult mai bazice (70—72% An) care are numeroase incluziuni de sticlă și care corodează zonele anterioare. În cadrul celorlalte roci tipul de zonare oscilator normal se întâlnește la rocile cu structură porfirică și anume la rocile care prin dimensiunile cristalelor din pasta ocupă poziții de trecere între andezite și microdiorite porfirice. La aceste roci feldspații plagioclazi care alcătuiesc fenocristale, arareori au nucleu. Zonele, în număr mai redus, au dimensiuni diferite, cu recurențe de compoziție în limitele valorilor de 75—35% An. Zonele centrale care sunt mai bazice au incluziuni sticloase și adesea sunt calcitizate. La varietățile cuarțifere sau cu masa felsitică, ultima zonă a feldspațiilor este foarte acidă și întotdeauna proaspătă. Andezitele cu masa microgrăunțoasă au fenocristalele de feldspați înconjurate de o zonă care din cauza numeroaselor incluziuni de sticlă apare izotropă la microscop. Este așa-numita zonă de reacție după Homma și se pare că este rezultatul ridicării temperaturii magmei. La rocile cu pasta felsitică, care se întâlnesc ca faciesuri marginale al corporilor subvulcanice, fenomenul de zonare apare mai sporadic.

Tipul de zonare normal apare frecvent la rocile din munții Bîrgău. Materialul examinat dovedește că asemenea cristale zonate, cu extincție treptată, caracterizează microdioritele și feldspații plagioclazi din pasta microdioritelor porfirice și a andezitelor care s-au consolidat subcrustal. La microdiorite toate cristalele de feldspați au compoziții care variază de la 62% An în centru la 25% An la periferie. Acest conținut scade treptat și continuu. La rocile porfirice masa fundamentală este alcăuită din cristale de plagioclaz la care conținutul în anortit scade treptat și continuu de la 40—12% An. La aceste cristale, cel mai frecvent, zonarea normală este vizibilă la periferia cristalului.

#### AMFIBOLI ȘI PIROXENI

Mineralele femice alcătuiesc în medie 23% din masa rocilor examine. Ele sunt reprezentate prin minerale din grupa amfibolilor, piroxenilor monoclinici și a micelor negre. Stabilirea termenilor din grupele aminite s-a făcut prin determinarea constantelor optice. Unghiul de extincție



și unghiul axelor optice au fost măsurate cu masa universală Fedorov, iar pentru măsurarea refrigenței ( $N_g$ ) s-a folosit metoda imersiei, indicii de refracție ai lichidelor fiind determinați cu ajutorul refractometrelor Pulfrich (pînă la  $N = 1,7$ ) sau Abbé.

*Amfibolii* sunt mineralele femice principale care se găsesc, fără excepție, în toate rocile examineate reprezentînd 13–23 %. Apar în cristale prismatice alungite care pot atinge excepțional și 2 cm lungime. Sunt hornblende comune de culoare verde, verde-oliv, verde-brun. Hornblendele de culoare verde se întîlnesc în dacite și andezite cu amfiboli și biotit, cele mai brune în andezite și microdiorite cu amfiboli și piroxeni. Adeseori colorația mineralului este neuniformă și atunci apar cristale zonate. Zonarea primă normală este rar întîlnită. Numeroase sunt cazurile de zonare secundară inversă care se întîlnesc la cristale de culoare verde încunjurate de o fîșie marginală brună de dimensiuni variabile. Trecerea Fe<sup>2+</sup> în Fe<sup>3+</sup> în timpul oxidării hornblendei provoacă asemenea aspecte. De fapt este vorba de o oxidare incipientă care modifică în anumite limite raportul Fe<sup>2+</sup> : Fe<sup>3+</sup>, — care este supraunitar pentru hornblendele verzi și subunitar pentru cele brune. La hornblendele examineate s-au stabilit următoarele formule de pleocroism :

$N_g$  = verde închis, verde-oliv, verde-albăstrui ;

$N_m$  = verde, brun-verzui, verde-albăstrui ;

$N_p$  = verde-deschis, gălbui, verzui.

În general hornblendele studiate au conture idiomorfe. La rocile holocristalin-grăunțoase conturele sunt dantelate iar cristalele adesea au aspecte pocilitice. Uneori, la rocile porfirice, cristalele de hornblendă pierd aspectul idiomorf, deoarece sunt resorbite magmatic și încunjurate de o zonă de opacit. Alături de alte minerale melanocrate, cristalele de hornblendă se pot aglomera în ciburi alcătuind separații melanocrate.

Unghiul de extincție ( $c : N_g$ ) măsurat, variază de la 16°—23°. Pe diagrama lui W i n c h e l l aceste valori corespund domeniului hornblendei comune. Aici se includ și valorile determinate pentru unele hornblende colorate în brun, ceea ce indică apartenența acestora de hornblendele comune. La hornblendele zonate, unghiul de extincție este mai mic în zonele exterioare colorate în verde-brun.

Unghiul axelor optice (2V) variază de la 68° la 89° în jurul bisectriței  $N_p$ . El este mai mic la hornblendele verzi și mai mare la cele brune.

Indicele maxim de refracție ( $N_g$ ) variază de la 1,67 la 1,685. Valoarea cea mai mică s-a obținut pentru hornblendele de culoare verde din rocile



cele mai acide, valoarea intermedieră (1,677) — la hornblendele verde-oliv din rocile cu amfiboli, iar 1,685 la hornblendele din andezitele cu piroxeni. Se constată că deosebirea dintre hornblendele verzi și brune nu se referă numai la gradul de oxidare adică la raportul  $\text{Fe}'' : \text{Fe}'$ , ci și la conținutul total în Fe.

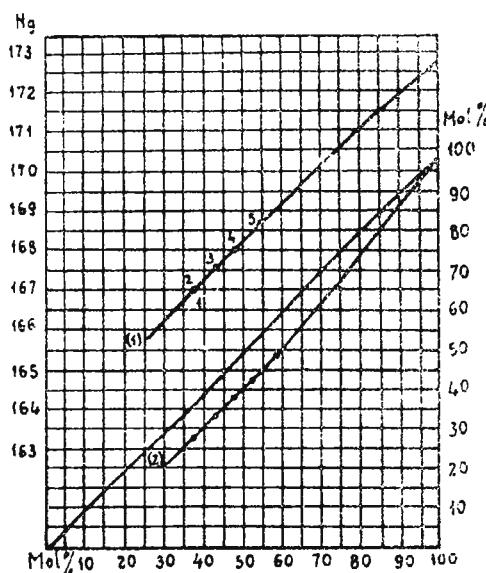


Fig. 25. — Diagrama de variație a valorii  $N_g$  în funcție de conținutul în  $\text{Fe}''$  și Fe total, la hornblade (după V. S. Sobolev).

Диаграмма вариации значения  $N_g$  в отношении содержания в  $\text{Fe}''$  и, всего Fe, в роговой обманке (по В. С. Соболеву).

V. S. Sobolev (1950) a imaginat o diagramă (fig. 25) care redă în funcție de  $N_g$ , conținutul în Fe total exprimat sub forma raportului  $\text{Fe} : \text{Fe} + \text{Mg}$ , precum și conținutul în  $\text{Fe}''$  (fără  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) exprimat ca  $\text{Fe}'' : \text{Fe}'' + \text{Mg}$ . Pe această diagramă conținutul de Fe total se obține citind în abscașă valoarea corespunzătoare punctului de intersecție dintre  $N_g$  și curba 1. Dacă de la această intersecție se merge pe verticală pînă la curba 2, se obține pe ordonată conținutul în  $\text{Fe}''$  exprimat sub forma raportului  $\text{Fe}'' : \text{Fe}'' + \text{Mg}$ .

Proiectarea valorilor  $N_g$  pe diagramă Sobolev permite să se stabilească că la hornblendele studiate conținutul în Fe total exprimat sub forma  $\text{Fe} : \text{Fe} + \text{Mg}$  variază de la 37% la 53%, iar conținutul în  $\text{Fe}''$  dat sub

forma raportului  $\text{Fe}'' : \text{Fe}'' + \text{Mg}$  este 29–45%. Cele două valori cresc cu majorarea refringenței hornblendelor și cu descreșterea conținutului în silice a rocilor-gazdă.

Pe baza determinărilor făcute rezultă că toți amfibolii din rocile examineate sănt hornblende comune. Diferențele mici sănt determinate de variațiile de concentrație în Fe total și a raportului dintre  $\text{Fe}''$  și  $\text{Fe}'''$ .

*Piroxeni.* Chimic aparțin sistemului ternar  $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ . Se întâlnesc în andezite, microdiorite și microdiorite porfirice cu piroxeni și amfiboli și în andezitele bazaltice care reprezintă 26% din totalitatea rocilor examineate. De fapt numai în andezitele bazaltice alcătuesc o parte mai importantă din mineralele constitutive, în celelalte roci amintite mai sus, au mai mult importanță calitativă, reprezentând un mineral femic nou.

Clinopiroxenii din andezitele bazaltice aparțin la două generații de cristale. Unele de dimensiuni mari sănt fenocristalele cu aspect idiomorf și habitus prismatic scurt. Ele tind să se aglomereze la rocile cu structură glomeroporfirică. Cristalele de dimensiuni mici au aspecte granulare și dau caracter intergranular pastei. Aspectul xenomorf al piroxenilor din microdiorite, presupune o cristalizare mai tardivă.

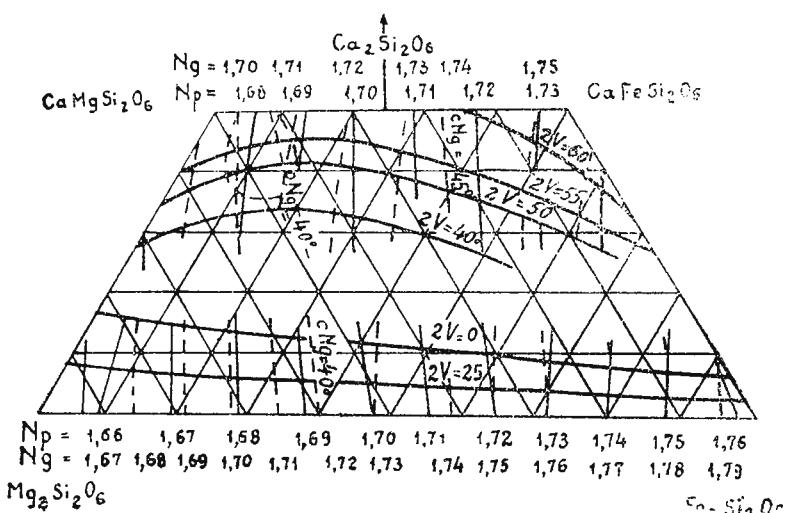


Fig. 26. — Variația proprietăților optice la piroxeni în funcție de chimism (după Hess).  
Колебание оптических свойств у пироксенов в связи с химизмом (по Хессу).

TABELUL 10

*Constantele optice determinate la amfibolii din rocile examineate la andezite, microdiorite și microdiorite porfirice cu amfiboli*

Sect Nr.	c : N <sub>g</sub>	(- 2V)	N <sub>g</sub> - N <sub>p</sub>	N <sub>g</sub>	Fe : Fe + Mg %	Fe'' : Fe'' + Mg %
227	18	—	—	—		
14	20	—	—	—		
129	19	72	—	1,681	45	38
254	21	68	—	—		
520	16	88	—	1,677	44	35
305	—	88	—	—		

*La andezite, microdiorite și microdiorite porfirice cu amfiboli și biotit*

187	—	84	—	—	—	—
737	18 – 20	80	0,017	1,67	37	29

*La andezite, microdiorite și microdiorite porfirice cu amfiboli și piroxeni*

493–2	23	88	0,021	—	—	—
206	9	89	—	—	—	—
558	14	86	—	—	—	—
69	—	72	—	—	—	—
70	—	88	0,021	—	—	—
285	22	88	—	—	—	—
338	20	—	—	—	—	—
497–3	16	61	—	—	—	—
450	—	—	0,021	1,6855	53	45



Piroxenii examinați sunt minerale ușor colorate cu pleocroism abia perceptibil după  $N_g$  = verzui,  $N_m$  = brun deschis,  $N_p$  = verzui deschis-incolor. Indicele de refracție maxim ( $N_g$ ) variază de la 1,693 la 1,715. Diagramea după Hes s permite stabilirea raportului En : Fs, din compoziția piroxenilor, cu ajutorul valorii  $N_g$ . Acest raport oscilează între valorile 5—18% Fs și 95—82% En.

Unghiul de extincție ( $c : N_g$ ) este cuprins între  $34^\circ$ — $39^\circ$  și controlează același raport.

Unghiul axelor optice (2V) este de  $44^\circ$ — $62^\circ$  în jurul bisectriței  $N_g$ . Valoarea sa permite stabilirea raportului Wo : Fs+En ( $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  :  $\text{Mg Si}_2\text{O}_6 + \text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ).

În cazul mineralelor examineate acest raport oscilează de la 35% Wo : 65% Fs+En, pînă la aproximativ 45% Wo : 55% Fs+En.

Cu ajutorul constantelor optice de mai sus, se delimitizează domeniul de compoziție al piroxenilor examinați. Ar fi de făcut însă o precizare : unele

TABELUL 11

*Constantele optice ale piroxenilor din microdiorite cu piroxeni și amfiboli și andezite-bazalitice*

Sect. Nr.	$c : N_g$	+ 2V	$N_g$	$N_g - N_p$	$N_m$ (calc.)
457	$38^\circ$	$59^\circ$	1,715	0,033	1,688
527	$39^\circ$	—	—		
450	—	$44^\circ$ — $48^\circ$	—		
300 $\alpha$	$34^\circ$	$62^\circ$	1,6933	0,029	
285	—	$44^\circ$	—		
582 $\alpha$	$34^\circ$	$59^\circ$	1,701	0,031	
300	$37^\circ$	—			
338	—	46			



valori 2V determinate cu ajutorul mesei universale Fedorov depășesc cu puțin linia diopsid-hedenbergit și trec în domeniul compușilor mai calcici. Cauza este aceea că piroxenii au un chimism mai complex decât cel considerat în diagramă. Se știe (N. A. Winchell, 1951) că valoarea 2V este influențată de cantități infime de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  și.a. Din considerarea constantelor optice de mai sus se deduce că piroxenii examinați aparțin augitelor (fig. 26) cu treceri spre diopsid și sallit. Însă luând în considerație compozitia mai complexă a acestor minerale și deci posibilitatea ca valurile 2V să fie reduse de prezența unor oxizi, s-ar putea ca acești piroxeni să aparțină numai augitelor.

Birefringența principală ( $N_s - N_p$ ) variază foarte puțin de la 0,031 la 0,033. Uneori se observă structuri zonare vizibile mai ales la marginea cristalelor. Maclele după (100) sunt simple și destul de sporadice. La unele cristale se observă dispersia bisectrițelor.

## OBIECTIVE DE INTERES ECONOMIC

Studiul geologic al regiunii ridică problema existenței unor obiective de interes economic. Unele din ele sunt azi exploatație, altele ar putea constitui probleme economice de viitor.

*Mineralizări.* Pe valea Ilvei la vest de localitatea Ilva Mare, pe versantul drept al văii Ilva, s-a întîlnit o brecie eruptivă de explozie. Corpul de formă eliptică se găsește localizat la limita dintre andezitele cu amfiboli și depozitele paleogene. Paralel cu alterarea hidrotermală a breciei (descrierea breciei și a fenomenelor de alterare se găsește în capitolul Descrierea petrografică, p. 35), a avut loc și impregnarea ei cu pirită. Concentrațiile de pirită sunt reduse la suprafață, totuși merită atenție, deoarece zăcăminte importante de la valea Vinului (Rodna Veche) sunt legate de brecii de explozie asemănătoare, cordonate însă în cristalinul Rodnei. Brecia mineralizată din valea Ilvei a atras atenția cercetătorilor din trecut, fapt dovedit de existența unor lucrări miniere vechi.

Merită să fie amintite și galeriile vechi din măgura Rodnei, scunde, neamrate și cu un profil curios, situate în fața unei halde imense (0,5/0,7 km) parțial fixată de vegetație. Datele arheologice presupun că galeriile ar data de pe vremea românilor. În apropierea galeriilor, în apropierea Someșului Mare, se găsește „Poiana Zgurii” alcătuită din numeroase fragmente de zguri prinse chiar și în aluviuni. Studiul zgurilor (L. Mînzărau, 1957) în secțiuni subțiri arată că ele sunt complet cristalizate și



alcătuite din cristale aciculare de fayalit întrepătrunse cu schelete abundente de magnetit. Prezența zgurilor presupune prelucrarea pe loc în cuptoare a materialului extras din măgura Rodnei.

Unele denumiri de văi din sectorul cercetat, cum ar fi : valea Băilor, valea Steampului etc. presupun existența în regiune a unei activități miniere în trecut.

Aceste cîteva informații ar putea fi folosite pentru reluarea unor lucrări geologice.

*Cariere.* Localizarea unor corpuri eruptive în vecinătatea imediată a văilor principale (valea Someșului Mare și valea Ilva) a permis dezvelirea prin eroziune a rocilor, în pereți înalți de cîțiva zeci de metri. S-a creat în acest fel posibilitatea de exploatare lesnicioasă în cariere, situație favorizată și de existența liniilor de cale ferată din apropiere. Marea majoritate a carierelor sunt de interes local. Numai unele din ele, mai ales în urma studiului proprietăților tehnologice ale rocilor legate de compoziția petrografică au devenit cariere de interes mai larg (regional).

Dacitele se exploatează azi la cariera de la Sîngeorz-Băi (la tunel), și la Poiana Ilvei.

Cariera de la Sîngeorz-Băi exploatează pe un front de lucru de aproximativ 500 m, dacite ușor caolinizate. Roca este măruntită la concasor și utilizată pentru calea ferată și șosele.

La Poiana Ilvei dacitul se exploatează pe trei fronturi de lucru pe ambiți versanți ai văii Ilva. Roca este proaspătă și are coeficienții fizici cei mai buni, aşa cum reiese din tabelul 12. Din această cauză roca extrasă se utilizează în construcții de tuneluri, poduri, șosele. Zona superficială —alterată, se concasează și se utilizează ca balast pentru calea ferată și șosele. Cariera este de interes regional.

Andezitele se exploatează în mai multe cariere de pe valea Ilvei. În limitele perimetrului examinat se găsește cariera de la extremitatea vestică a localității Poiana Ilvei și carierele de la Măgura. Din examinarea coeficienților fizici din tabelul 12 rezultă că rocile din aceste cariere sunt caracterizate prin neomogenitate și grade diferite de alterare. Din această cauză rocile exploataate din aceste cariere au mai mult utilizări locale.

*Roci caolinizate.* O mare parte din lacolitul Pleși-Bucnitori este alcătuit din dacite caolinizate. Pe valea Buzii, vîrful Coșercii, vîrful Ursului, valea Runcului, dacitul este complet caolinizat. Cuarțul bipiramidat,



TABELUL 12

Datele tehnologice ale rocilor din carierele existente în perimetrul cercetat, după A. Juncu<sup>1)</sup>

	Dacite		Andezite	
	Cariera Sîngeorz Băi	Cariera Poiana Ilvei	Carieră km 25+200, 26+500	Cariera km 16+450, 16+600
Rezistență la compresiune (regim uscat)	2 257	2 966	1 777—1 906	1 237—2 396
Rezistență la compresiune (regim saturat în apă)	1 857	2 064	1 497—1 186	1 384—2 139
Rezistență la compresiune (regim înghețat)	1 850	2 006	1 470—1 216	1 208—1 913
Absorbție de apă în greutate	1,09 %	0,67 %	224—1,93 %	1,64—0,76 %
Greutate specifică absolută	2 666 gr/cm <sup>3</sup>	2 702 gr/cm <sup>3</sup>	2,632—2,702 gr/cm <sup>3</sup>	2,680—2,738 gr/cm <sup>3</sup>
Greutate specifică aparentă (volumetrică)	2,577 kg/m <sup>3</sup>	2,676 kg/m <sup>3</sup>	2 486—2 579 kg/m <sup>3</sup>	2,580—2,670 kg/m <sup>3</sup>
Compactitate	96,6 %	99 %	94,4—95,5 %	96—98 %
Porozitate absolută	3,4 %	1 %	5,6—4,5 %	4—2 %
Coeficient de saturare	0,32 %	0,67 %	0,4—0,43 %	0,41—0,38 %
Coeficient de înmuire	17,7 %	31,4	15,7—37,8 %	11,9—10,7 %
Coeficient de gelivitate	18 %	33,5 %	17,3—36,2 %	23,4—20,1 %

<sup>1)</sup> A. Juncu. Relații între caracterele petrografice și tehnologice determinate asupra rocilor de construcție din carierele din România (manuscris, 1948).

corodat, este singurul mineral care se mai recunoaște. Lui i se asociază uneori foile de biotit cloritizat. Pe teren roca apare albicioasă și sfărâmicioasă. În secțiuni subțiri se recunoaște caolinul care invadează numai pasta rocii care devine din această cauză netransparentă. Fenocristalele de feldspați plagioclazi sunt substituți aproape total prin calcit. Caolinizarea este însoțită uneori de piritizare (valea Buzii) și atunci cu ochiul liber se recunosc cristale de pirită. În general roca seamănă cu materialul caolinos ce s-a exploatat la Parva. Pe viitor s-ar putea pune problema valorificării acestor roci.

*Ape minerale.* În legătură cu punerea în loc a corpuriilor eruptive terțiare, apar în regiune numeroase izvoare minerale. Ele se găsesc în



general în nord-vestul munților Bîrgău, în apropierea faliei ce delimită și sisturile cristaline de depozitele paleogene. O parte din izvoarele minerale cartate se cunosc de multă vreme. Ele sunt captate și utilizate azi fie în scopuri curative, fie de către localnici — sub denumirea de borcuturi. Este vorba de izvoarele de la Sîngeorz-Băi și Anieș. Cele cinci izvoare de la Sîngeorz-Băi se găsesc pe valea Băilor la limita unui tuf calcaros care a fost depus de ele în timp. În urma analizei chimice făcute de W. Hanckó (Th. Kräutner, 1935) asupra apei minerale de la două din izvoarele de la Sîngeorz-Băi se deduce că este vorba de o apă carbogazoasă alcalină și clorosodică. Prezența litiului subliniază originea sa vulcanică. Din determinările de temperatură, debit și radioactivitate efectuate de G. Antanasiu (Th. Kräutner, 1953) rezultă că apele minerale de la Sîngeorz-Băi sunt ape reci, radioactive, iar debitul este apreciabil mai ales la izvoarele 1 și 2 (Th. Kräutner, 1935).

La Anieș se găsesc trei izvoare în apropierea confluenței văii Anieșului cu Someșul Mare. În urma analizei chimice făcute de Langely (Th. Kräutner, 1935) se deduce că este o apă minerală carbonată alcalină.

Izvoare asemănătoare legate de falia Someșului Mare se găsesc și în afara perimetrului examinat la valea Vinului (la 8 km nord de Rodna Veche) și la Parva (8 km vest de Sîngeorz-Băi). În urma analizelor chimice făcute de W. Hanckó reiese că și acestea sunt ape minerale carbogazoase-alcaline, însă mai puțin mineralizate.

În limitele perimetrului examinat se mai cunosc și alte izvoare minerale legate de falia Someșului Mare, la Rodna Veche și Șanț. Ele au debit redus. Nu se pot face aprecieri cu privire la caracterul lor, deoarece nu se cunosc analize chimice făcute asupra lor.

În vestul localității Poiana Ilvei se găsesc două izvoare minerale sulfuroase care sunt legate probabil de lacolitul dacitic caolinizat care se dezvoltă spre nord.

La Ilva Mare, la limita vestică și sudică a eruptivului Cornii, se găsesc mai multe izvoare bicarbonatace alcaline feruginoase care nu sunt legate de linii tectonice. De aceea s-ar putea să nu provină de la adâncimi prea mari.

La nord de localitatea Lunca Ilvei, în apropierea faliei care limitează la est eruptivul Cornii, se găsesc izvoare carbogazoase alcaline cu debit important.

Examinarea îndeaproape a izvoarelor minerale noi prin analize chimice și determinări de debit, ar permite pe viitor punerea în valoare a unei bogății neutilizate astăzi prea larg.



TABELUL 13

*Rezultatele analizelor chimice pentru apele minerale din regiune (după T h . K r ä u t n e r )*

	Singeorz I	Singeorz II	Anieş	V. Vinului	Parva
NaHCO <sub>3</sub>	3,6269	3,1755	2 8060	0,5445	1,3012
LiHCO <sub>3</sub>	0,0097	0,0088	—	—	0,0359
Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	1,8310	1,6649	2,3262	0,6982	1,5624
KHCO <sub>3</sub>	—	—	0,0538	0,0538	—
Sr(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	—	—	0,0112	—	—
Mg (HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	0,5973	0,5718	0,5717	0,3802	0,3412
Fe(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	0,0270	0,0301	0,0168	0,0384	0,0222
Mn(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	0,0008	0,0010	—	0,0177	0,0019
NaCl	2,4559	3,0228	0,1349	0,3080	1,8403
KCl	0,1841	0,0989	0,0759	0,0115	0,1893
LiCl	—	—	—	0,0060	—
MgSO <sub>4</sub>	—	—	0,0106	—	—
CaSO <sub>4</sub>	—	—	—	0,1317	0,0059
Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	—	—	—	0,0021	—
Ca fosfat	—	—	0,0033	—	—
Acid silicie	0,0443	0,0445	0,0221	0,0486	0,0607
Argilă	—	—	0,0046	—	—
Iod	urme	urme	—	—	—
CO <sub>2</sub> liber	2,0822	—	2,1028	1,9112	2,6887
Analist	W. Hankó	W. Hankó	Lengyel	W. Hankó	W. Hankó

Izvorul	debit/24 h	Temperatura °	Radioactivitatea
1 - 2	32,040	12,5	0,29
3	18,144	12,5	0,37
4	5,130	14,5	10,28
5	370	15	12,90

*Rezultatele determinărilor de debit, temperatură (°C) și radioactivitate (după G. A tanasiu)*

*Primit: februarie 1964.*



## BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1946). Curs de Geologie generală. Partea I. Fenomene magmatice, Bucureşti.
- Atanasiu L., Dimitrescu R., Semaka A. (1956) Studiul petrografic al eruptivului din munții Bîrgăului. *D. S. Com. Geol.* XL, Bucureşti.
- Barber C. T. (1936). The Tertiary igneous rocks of the Pakokku District. *Mem. of. Geol. of India*, LXVIII, p. 2, Calcutta.
- Burri C., Niggli P. (1945). Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Teil I, Zürich.
- Chudoba L. (1932). Die Feldspate und ihre praktische Bestimmung. Stuttgart.
- Dimitrescu R. (1955). Cercetări geologice în reg. Borșa-Toroiaga *D. S. Com. Geol.* vol. XXXIX. Bucureşti.
- Dumitrescu I. (1957). Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului. (nordul depresiunii Transilvaniei). *Lucr. Inst. P. G.*, Bucureşti.
- Dobrohotova E. S. (1957). Metod Fedorova v petrografii. Moscova.
- Duparc L., Reinhard M. (1924). La détermination des plagioclases dans les coupes minces, Genève.
- Foster W. R. (1955). Simple method for the determination of the plagioclase feldspars. *Am. Min.* vol. 40, Nr. 3–4, London.
- Ghika-Budeşti Şt. (1931). Les feldspaths des banatites étudiés par la méthode de Féodoroff. *Min. Petr. Mitt.* 11, Schweiz.
- Giușcă D. (1961). Evoluția vulcanismului în reg. Baia Mare. Bucureşti. *Mat. asoc. geol. Carp-Balc. Kiev.*
- Ghițulescu T., Socolescu M. (1941). Studiul geologic minier al munților Metaliferi. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. Bucureşti.
- Götz A. (1955). Vulcanologia și stratigrafia munților Gurghiu de nord. *D.S. Com. Geol.* vol. XXIX, Bucureşti.
- Hommel F. (1932). Über das Ergebnis von Messungen an zonaren Plagioklasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrhtisches. *Min. Petr. Mitt.* 12 Schweiz, Zürich.
- Kereši L. (1958). Vliševit formuľa bolišoi Vengherskoi Nizmenosti. *Materialy k sezdu Karpato-Balkanskoi Asoňiaži*. Lvov.
- Kräutner Th. (1930). Observații geologice în munții Bistriței și Bîrgăului. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XIV. Bucureşti.
- Kräutner Th. (1935). Die geologischen Verhältnisse des Mineralwasserquellen des Rodnaer-Gebirges. *Bul. Soc. Rom. Geol.* II, Bucureşti.
- Kräutner Th. (1930). Cîteva date asupra geologiei munților Rodnei și Bîrgăului. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XII, Bucureşti.



- Kräutner Th. (1930). Studii geologice în munții Rodnei. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XIII, București.
- Kräutner Th. (1938). Das kristalline Massiv von Rodna. *An. Inst. Geol. Rom.* XIX. București.
- Kostiuk V. P. (1960). Mezokainozoiskaia magmaticeskaia deiatelinosti v Karpatah (avto-referat disertații). Lvov,
- Kuthan M. (1948). Undaceny vulkanizinus Karpatského orogenu a vulcanologické Studia v. sev. casti Presovských hor. Bratislava.
- Lengyel E. (1928). Studie über den Zonenbau der Plagioklasse. *Földt. Közl.* B. LVIII, II, Budapest.
- Maleev E. F. (1960). Glavnje etapî razvitiâ neogenovovo vulkanizma v sovetskikh Karpat i sviazi s nimi metaloghenia. *Mejd. Geol. Kongres*, XXI.
- Manolescu G. (1934). Über die Lage der morphologischen Bezugsrichtungen bei Plagioklasen und ihre Verwendbarkeit zur Bestimmung des Anorthitgehaltes. *Min. Petr. Mit.* XIV, Schweiz.
- Mănzăraru L. (1957). Observațiuni asupra zugurilor vechi din reg. Baia Borșa, Rodna Veche Zlatna și Moneasa. *Anal. Univ. C. I. Parhon. S. St. Nat.* nr. 14, București.
- Muratov M. V., Maslova N. I. (1953). Etapele principale ale istoriei geologice a Carpațiilor Orientali. *Anal. Rom.-Sov. S. Geol.-Geogr.* nr. 3, București.
- Nichita O. (1940)-Étude sur le plagioclase provenant du diorite-porphyre de Vf. Haitei (Monts Călimani — Carpates Orientales). *An. Sc. Univ. Jassy* 26, Iași,
- Popescu-Voitești I. (1931). Vîrstă dacitelor și amfibol-andezitelor din regiunea Rodnei. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București.
- Pavelescu L. (1953). Studiu geologic și petrografic al masivului Tibleș. *An. Com. geol.* XXVI, București.
- Paucă M. (1954). Neogenul din bazinile externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVII, București.
- Paliuc G. (1932). Untersuchungen der Plagioklase einiger tertiärer Ergussgesteine Siebenbürgens (Rumänien) mittelst des Universaldrechtlischmethode. Schweiz. *Min. Petr. Mitt.* XII,
- Rădulescu D. (1962). Probleme ale vulcanismului terțiar în munții Călimani, Gurghiu, Hărghita. *Studii și cercetări de geologie*, București.
- Rădulescu D. (1958). Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din reg. Seini—Ilba—Nistrul (Baia Mare). *An. Com. Geol.* XXXI, București.
- Rădulescu D. (1961). Contribuții la cunoașterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. *Acad. R.P.R. Studii și cercetări de Geologie* III/2, București.
- Rădulescu D. (1952). Observații asupra variației compoziției feldspațiilor plagioclazi zonați. *Bul. St. Acad.* IV/2, București.
- Rittmann A. (1929). Die Zonenmethode Schweiz. *Min. Petr. Mitt.* IX.
- Semakal A.I. (1955). Geologia regiunii Grădiniția — Luncă Ilvei. *D.S. Com. Geol.* XXXIX. București.
- Sireu I. (1957). Aspecte geomorfologice din munții Bîrgăului. *Probl. de Geogr.*, IV. București.
- Sobolev V. (1950). Znacenje jelezistosti fennicescih mineralov vspomogateliniie diagrami dlia spredelenia sostava biotitov, rogovih obmanok i rombiceskikh piroxenov. *Mineralogicheskiy sbornik* Nr. 4. Lvov

- S o b o l e v V. S. și colab. (1955). Petrografia neogenovih vulcaniceskikh i hipabisalinh porod sovetskikh Karpat. Kiev.
- S t i l l e H. (1953). Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Hannover.
- T r e i b e r I. (1956). Vulcanologia și tectonica munților Gurghiu de nord. *D. S. Com. Geol.*, XL, București.
- T r e i b e r I. (1955). Vulcanologia și stratigrafia munților Gurghiu de sud. *D.S. Com. Geol.*, vol. XXXIX, București.
- T r e i b e r I. (1953). Cercetări geologice în munții Călimani. *D.S. Com. Geol.*, vol. XXXVII, București.
- T ö r ö k Z. (1956). Date noi asupra naturii maselor subvulcanice din munții Călimani. *D.S. Com. Geol.*, vol. XL, București.
- T ö r ö k Z. (1956). Probleme teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe. *Stud. Cercet. Acad. Geol. Geogr.* filiala Cluj.
- T ö r ö k Z. (1953). Ridicări geologice efectuate în masivul eruptiv al Călimanilor. *D.S. Com. Geol.*, vol. XXXVII, București.
- T ö r ö k Z. (1955). Vulcanologia și stratigrafia Călimanilor de NE și tectonica întregului masiv. *D.S. Com. Geol.*, vol. XXXIX, București.
- W i n c h e l l A. N. (1931). Elements of optical Mineralogy, I. New-York.
- W i n c h e l l A. N., W i n c h e l l H. (1954). Opticeskaia mineraloghia. II. (trad. din I. engleză).
- Z a v a r i ū k i A. H. (1950). Vvedenie v petrokhimiui izverjennih gornih porod. Moscova.
- \* \* (1958). Materiali k siedzdu Karpato — Balkanskoi Asotiații, Lvov.
- \* \* (1956). Polevie spati — *Sbornik statei* — Moscova. (trad. din I. engleză).



## PLANŞA I



Institutul Geologic al României

## PLANSĂ I

Fig. 1. -- Conture dantelate și aspecte pocilitice la unele hornblende din microdiorite. N+. × 35.

Кружевые контуры и пойкилитовые виды некоторых роговых обманок из микродиоритов. N+. × 35.

Fig. 2. -- Zonare normală la feldspați plagioclazi din microdiorite. N+. × 37.

Нормальная зональность иллагиоклазовых полевых шпатов из микродиоритов. N+. × 37.

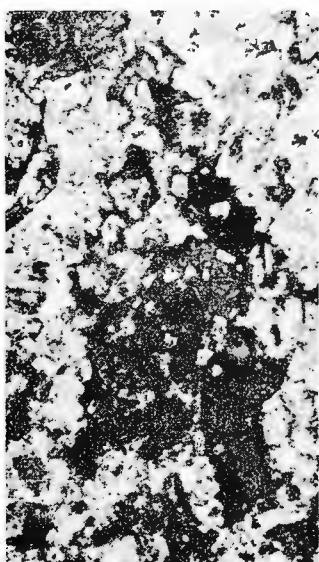
Fig. 3. -- Microdiorit porfiric. N+. × 36.

Порфировый микродиорит. N+. × 36.

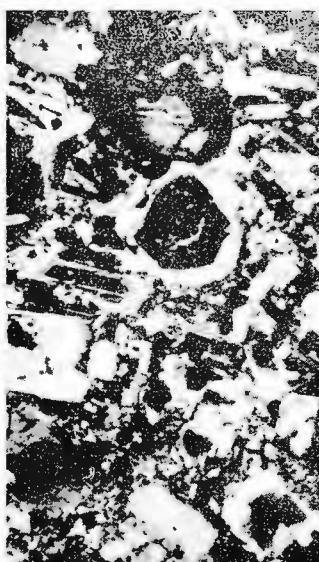
Fig. 4. -- Separatiune melanocrată în andezit cu hornblendă. N ||. × 38.

Меланократное выделение в андезите с роговой обманкой. N ||. × 38.

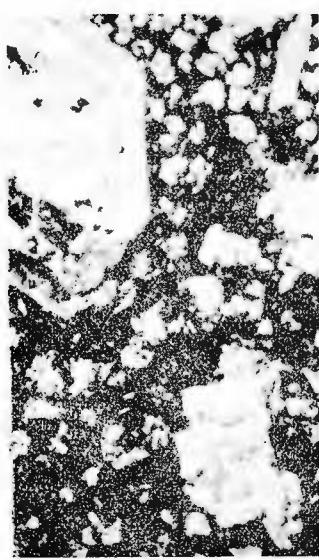




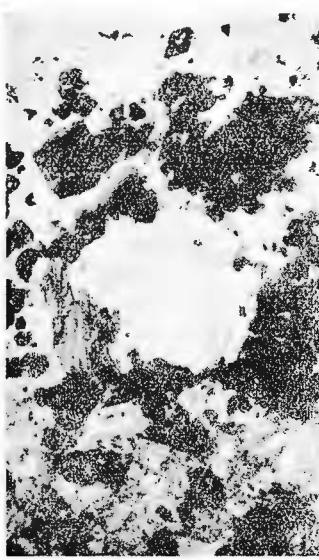
1



2



3



4.



Institutul Geologic al României

## **PLANŞA II**



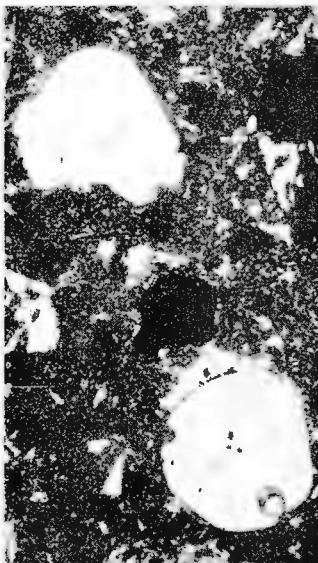
Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

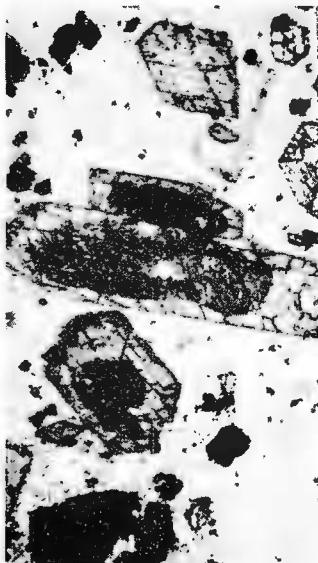
- Fig. 1. -- Cuarțuri corodate în dacite. N $\pm$ .  $\times 32$ .  
Коррозионные кварцы в дацитах. N $\pm$ .  $\times 32$ .
- Fig. 2. -- Hornblendă comună cu structură zonară în andezite cu hornblendă. N $\pm$ .  $\times 39$ .  
Обычная роговая обманка с зональной структурой в андезитах с роговой обманкой. N $\pm$ .  $\times 39$ .
- Fig. 3. -- Hornblendă maclată în microdiorit porfiric (feldspații plagioclazi din pastă au zonare normală). N $\pm$ .  $\times 37$ .  
Двойниковая роговая обманка в порфировом микродиорите (плагиоклазы из пасты имеют нормальную зональность). N $\pm$ .  $\times 37$ .
- Fig. 4. -- Pseudomorfoze de bowlineit după olivină, în andezit bazaltic N $\pm$ .  $\times 71$ .  
Исевдоморфозы бавлинита под оливином, в базальтовом андезите. N $\pm$ .  $\times 71$ .



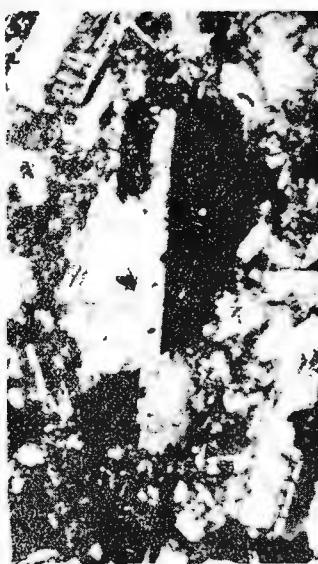
LIDIA MÎNZĂRĂU. Corpurile subvulcanice din munții Bîrgăului.  
Pl. II.



1



2



3



4

Studii Tehnice și Economice serie I nr. 1.



Institutul Geologic al României

80 - 4

# МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ТЕЛ С-З ЧАСТИ ГОР БЫРГЭУ.

ЛИДИЯ МЫНЗЭРАРУ

(натальное изложение)

Объектом настоящей работы является С-З часть гор Быргэу, с уделением особенного внимания субвулканическим телам.

Работа содержит 80 страниц текста, распределенного на следующие пять глав с предисловием; гл. I. Карпатский третичный вулканализм, гл. II. Геология гор Быргэу, гл. III. Субвулканические тела С-З части гор Быргэу, гл. IV. Минералы эруптивных горных пород и гл. V-я. Цели экономического значения. Текст иллюстрируется 13-ю сводными таблицами, 26-ю рисунками содержащими диаграммы и профилы и 8 микрофотографий. В конце работы приложены 54 библиографических названий указывающие использованную геологическую литературу.

## ТРЕТИЧНЫЙ КАРПАТСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

В этой главе излагаются главные соображения третичного вулканализма внутренней карпатской дуги. Вначале задача рассматривается в общих чертах, описыванием происхождения и эволюции третичного вулканализма от озера Балатон до нашей страны. Потом переходится к развитию вулканализма нашей страны.

По взглядам Х. Штилле, третичный вулканализм внутренней карпатской дуги, представляет этап субсеквентного и частично конечного магматизма савинской фазы складчатости альпийского орогенезиса. В пределах конечного вулканализма были отмечены гипогенные формы, для случаев когда выходят на дневную поверхность глубокие симатические массы (г. Баконь) и литогенные представляющие конечные произведения дифференциации лав субсеквентного этапа (в нашей стране).



Третичный вулканический материал происходит из палингениза давления возбуждаемого утолщением сиалической массы, во время больших давлений вызванными савинскими складкообразованиями, в области Подоло-Молдавского форланда.

Большие внутренние смещения карпатской дуги, были вызваны образованием внутренних бассейнов, послужив путем доступа к поверхности, вулканическому материалу породившемуся таким образом.

В пределах карпатского вулканализма, по М. Кутану, выделяются три характерных фазы представленные андезитами и липаритами (фаза I и II-я) и андезитами и базальтами (III-я фаза).

С помощью миграции вулканических центров с запада на восток объясняются осложнения появляющиеся в развитии третичного вулканализма.

В пределах третичного вулканализма нашей страны, в работе подчеркивается история вулканических проявлений группированных в фазы, районов Бая Маре, Циблеш, Торояга, Быргэу, Кэлимань Гургиу, Хэргита и горы Металиферъ.

В районе Бая Маре были выделены три вулканических фазы: сопоставляемые во времени, с четырьмя фазами гор Металиферъ (считая тождественными II-ю фазу Бая Маре со II и III-й фазой гор Металиферъ и III-ю фазу Бая Маре с IV-й фазой гор Металиферъ).

В горах Кэлимань, Гургиу и Хэргита, по данным результатов последних геологических исследований, находятся только горные породы соответствующие последним двум фазам выделенным в Бая Маре.

В горах Циблеш, Торояга и Быргэу встречаются только породы с субвулканическим характером локализованном в кристаллических сланцах или в палеогеновых отложениях. По этой причине для распределения их по фазам предотвращаются затруднения.

В конце главы отмечаются базальты из Лукарец и Ракош, а также и пирокластиты бассейна Трансильвании, внешние бассейны гор Апусень и внешняя часть дуги Карпат, как принадлежащие вулканизму третичного возраста нашей страны.

В схеме эволюции третичного вулканализма, по М. Кутану, вулканические горные породы, встречающиеся в нашей стране принадлежат II и III-й фазам.

### ГЕОЛОГИЯ ГОР БЫРГЭУ

Вначале II-й главы после ограничения исследуемого периметра производятся некоторые наблюдения физико-географического образа, после чего, переходится к общему геологическому характеризованию и



к истории исследований. Предже чем перейти к детальному описанию встреченных геологических образований, производятся некоторые соображения относительно геологической структуры фундамента гор Быргэу в пределах карпатской структуры. Глава заканчивается приведением некоторых данных касающихся тектоники исследуемого perímetra.

В пределах этой главы вышеупомянутые проблемы представляют подразделения этой главы.

*Ограничение и физико-географические характеры.* Горы Быргэу располагаются на северной окраине Восточных Карпат, между горами Родней и Кэлимань.

Периметр по которому были произведены исследования расположен в северо-западной части этих гор в пределах местностей: Сынжиорэ-Бэй, Шанц, Лунка Иловей и Пояна Иловей. Морфологический вид этой местности характеризуется существованием гор с большими вершинами (1000—1300 м), образованными вулканическими горными породами, подъемающимися над монотонным рельефом имея пологие склоны (6—700 м). Этот вид определяется дифференцированной эрозией на породах с различными петрографическими составами и специфическими формами залегания.

Совокупность долин орошающих этот район, коллектируется долиной Сомешул Маре и долиной Илва, которые пересекают периметр от востока на запад.

*Геологическая структура и краткая история исследований.* С геологической точки зрения г. Быргэу включаются в горную цепь третичных горных пород внутренней части карпатской дуги. Они составлены эруптивными горными породами выдвинутыми под формой силовых выносов и лакколитовых тел, в палеогеновых отложениях несогласно расположенных на кристаллических сланцах.

В геологической литературе, имеются очень мало работ касающихся исследованием г. Быргэу. Геологи Сент петери, Кох, Рихтгофен Примич, отмечают некоторые данные в их работах о геологии г. Быргэу. Позже Т. Крейтнер и потом А. Семака, Р. Димитреску, и Л. Атапаску после исследований предпринятых Геологическим Комитетом доставляют геологические данные касающиеся г. Быргэу.



*Геологическая структура фундамента.* Субвулканический эруптив г. Быргэу развивается на фундаменте образованном из осадочных верхнемеловых и палеогеновых отложений, состоящих из полосы флиша развитого внутри карпатской дуги. В Советских Карпатах, бассейн Рускова, Вишеу, Циблеш, Быргэу эти склады появляются на дневную поверхность; к югу они покрываются эруптивами г. Кэлімань, Гургиу и Хэргита. К западу палеоген переходит в отложения с эпиконтинентальной фацией вдоль линии соединяющей местности Бистрица с Лэпушул Ромынск.

*Описание геологических формаций.* В исследованном периметре встречаются осадочные и эруптивные горные породы: кристаллические сланцы составляют только северную окраину периметра и фундамент района.

Кристаллические сланцы выходят на северном участке разрыва Сомешул Маре и представляются горными породами принадлежащим обеим группам метаморфизма. К востоку от Родна Веке встречаются эпизональные горные породы представленные серицитовыми хлоритовыми сланцами, филлитами и кварцитами. К западу — являются парагнейсы и слюдяные сланцы с биотитом и гранатами представляющими конечную часть мезозональной заплатки.

Осадочные породы исследуемого периметра, относятся палеогену и четвертичному периоду. Палеоген составлен флишевой полосой развивающейся внутри карпатской дуги и относящейся эоцену и олигоцену. Эоцен представлен в основании конгломератами кварца состоящими главным образом из белых обломков кварцитов и из метаморфических кварцев. Они образуют трансгрессивные малые заплатки над кристаллическим массивом Родна (долина Кырцибай и при слияний дол. Аниешулуй с Сомешул Маре). Иногда конгломераты переходят в серо-фиолетовые сланцы с многочисленными сферосидерическими пропластками (холм Плеш — Букниторь). В верхней части переходят в продолжений осадконакопления к серовато-голубым известнякам с нуммулитами (Родна Веке) к которым иногда приближаются известковые водоросли (Сынджеорз-Бэй). На основании фауны, известняки относятся среднему эоцену — лютетскому нижнему приабону. (Т. Крэйтнер, А. Семака, а конгломераты основания нижнему эоцену.

Олигоцен представлен средним и верхним олигоценом. Трансгрессивно на эоцен располагаются отложения принадлежащие среднему олигоцену будучи представлены глинисто-мергелевыми сланцами чернобурого цвета, беловатые на поверхности и содержащие чешуи и скелеты



рыб (*Meletta crenata*). Они развиваются преимущественно вдоль долины Илва и считаются тождественными слоям Илянда Маре.

В продолжении осадконакопления залегает песчаник Борша, представляющий комплекс в 800—900 м., толщина состоящая из пучков серо-голубоватых песчаников с бурыми глинистыми сланцами, которые имеют на поверхности напластования отпечатки углистых растений и иероглифы. Этот комплекс соответствует возрастом верхнему олигоцену и аквитанскому ярусу. В основных конгломератах эоцена и в отложениях олигоцена залегают согласные прослойки пирокластических горных пород — туфиты, представляющие первые признаки проявления вулканической деятельности в этом районе.

Четвертичный период представляется террасами, конусами выноса, оползнями,rossыпями склонов, старыми отвалами, известковыми туфами, аллювием и почвами.

**Тектоника.** Обрушение кристаллических сланцев, начатое в верхнем меле продолжалось вдоль некоторых важных линий разлома. В пределах исследуемого района, разрыв Сомешул Маре принадлежит этой категории разломов.

Начальное положение осадочных отложений образовавшихся позже, было подвергнуто немного орогеническим движениям во время неогена, когда образовались, антиклинальные складки и широкие синклинали — (Плещ-Букниторь-Лунка Илвей). Более важными являются изменения произошедшие во время внедрения субвулканических эруптивных тел. На западе района где, осадочные горные породы представлены очень твердыми кварцитовыми конгломератами, напряжения вызванные внедрениями субвулканических тел послужили причиной порождения местных разломов. Вообще повышенная пластичность осадочных горных пород, обусловленная изобилием глинистых минералов, изменяет их поверхность в связи с формой субвулканических тел. Также в неогене, восточная часть исследуемого района претерпела общее вертикальное поднятие вдоль очень значительного разрыва обрамляющего в восточной части эруптивное тело Корний.

#### СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТЕЛА С-3 ЧАСТИ Г. БЫРГЭУ

Это самая подробно развитая глава работы и содержит три части. В первой части описаны горные породы входящие в состав субвулканических тел (эруптивные горные породы, пирокластические горные породы и вулканические брекчии). Вторая часть занимается формами



залегания встречаются в пределах исследуемого периметра, а в третей части описываются петрохимические характеры эруптивных исследованных горных пород.

*Петрографическое описание.* В этой первой части III-й главы представляются детальные петрографические описания горных пород составляющие эти субвулканические горные породы (эруптивные и пирокластические горные породы и вулканические брекчи). В пределах эруптивных пород на основании минералогического состава и химических характеристик удалось выделить по типам существующие горные породы этого района. Пространственное распределение эруптивных горных пород по формам их залегания (лакколиты и силлы), обусловили выделение структурных разновидностей в пределах одного и того же типа горной породы. В работе описываются фельстические и микрогранулитовые дациты, андезиты с амфиболами и с биотитом, андезиты, порфировые микродиориты и микродиориты с амфиболами; андезиты, порфировые микродиориты и микродиориты с амфиболами и базальтовые андезиты. В продолжении описываются и меланократные выделения столь частые в этих эруптивных горных породах этого района.

Имея в виду значение структуры исследуемых горных пород, в этой работе уделилось особое внимание этому вопросу. Из всех исследованных пород только незначительная часть полнокристаллические и зернистые. Эти горные породы представлены микродиоритами и занимают самые глубокие зоны лакколитовых тел. Но большинство горных пород этого района полнокристаллические порфировые с различными структуральными характеристиками в зависимости от особенностей пасты или в соотношении между фенокристаллами и пастой. В работе описываются пилотакситовые структуры в андезитах с амфиболами, фельзитовые структуры в дацитах и в меньшей мере в андезитах с амфиболовым и с биотитом, интергранулярные структуры в базальтовых андезитах долеритовые структуры у андезитов с амфиболами и с пироксенами и микрозернистые структуры почти у всех типах горных пород. На основании отношения между размерами фенокристаллов и кристаллов пасты, исследованные породы могут быть эшелонированы продолжительной шкалой от андезитов до порфировых микродиоритов и далее к микродиоритам.

Текстура пород вообще массивная, только на окраине лакколитовых тел или силлов наблюдаются ориентированные текстуры определенные линейным или слоистым распределением призматических или тонкослоистых минералов.



Детальное петрографическое описание отдельных типов эруптивных горных пород содержит: микроскопическое описание горных пород, которые представляют данные относительно минералогического состава, структуры и текстуры а также и химическое охарактеризование выведенное на основании результатов химического анализа в форме окислей, параметры Заварицкого и Ниггли и нормы Ниггли (база и катанорма).

Для пород порфировой структуры прибавляются и оценки их кислотности, выведенной измерением стекол горных пород, полученных на вольтовой дуге.

В упрощенных таблицах приводятся размеры минеральных кристаллов и их частота.

Из описания следует что самые распространенные бывают андезиты, порфировые микродиориты и микродиориты с амфиболом, которые составляют значительные лакколитовые тела. Базальтовые андезиты распространяются здесь в меньшей мере в виде мелких жилок. Андезиты с амфиболами и с биотитом выделяются только в крайних фациях в телах иного петрографического состава. Дациты находятся в западной части исследуемого периметра в самостоятельных лакколитовых тела. (Плеша-Букниторь и Мэгуря Стурзилор).

Пирокластические горные породы, хотя мало распространены, заслуживают особенное внимание. Будучи включенными в эоценовые отложения и на границе эоцена и олигоцена, дают точные указания о первичных вулканических возникновений в районе, достоверно палеогенового возраста, являясь одновременно представителями единственных здешних экструзивных природных явлений. Их присутствие не было до сих пор отмечено в геологической литературе. Встреченные в туфитах эруптивные обломки имеют дацитовую природу.

Вулканическая брекчия находящаяся в долине Ильвей, состоит из угловатых обломков микродиоритов и андезитов с амфиболами и с пироксенами, или только с амфиболами, около роговиков с кордиеритом и олигоценовыми глинистыми сланцами. Все вышеупомянутые обломки замкнуты в свою родную эруптивную природную массу сильно выветренной гидротермально и минерализованной с пиритом.

*Описание субвулканических тел.* Вследствие наземных и лабораторных наблюдений и изучения геологической карты последовательными профилями, доказали что эруптивные горные породы исследуемого района находятся вообще в виде согласных субвулканических тел (лакколиты и силлы) внедренных в палеогеновые отложения.



В работе, после общего представления образа появления эруптивных горных пород, переходится к морфологическому и петрографическому описанию субвуликанических тел, которые группируются вокруг тектонических элементов. В описании представляются: эруптивное тело Корний, Мэгуре Родней, Мэгуре Поркулуй находящихся вблизи разрыва Сомешул Маре и Плеша Букниторь, Мэгуре Стурзилор и Мэгуре Микэ — локализированные на антиклинали Сынжиорз-Бэй Лунка Илвей.

Описанные субвуликанические тела в большинстве случаев лакколиты в виде почти круглых воронок имеющие диаметр варьирующий между 1—3 км, которые в верхней части покрываются прослойками осадочных горных пород. Им иногда ассоциируются силлы различных размеров. На окраине этих тел встречаются часто ксенолиты осадочных вмещающих горных пород, которые были включены в магматическую массу во время их внедрения.

У всех лакколитовых тел наблюдается одинаковое пространственное распределение горных пород, которые прослеживаются при помощи эрозий вдоль русел долин. В более глубоких зонах встречаются микродиориты, которые переходят, постепенно, к окраинам в порфировые микродиориты и далее в андезиты.

Распределение лакколитовых тел в осадочных палеогеновых отложениях, следуемое мало авансированной дифференциальной эрозией послужило причиной образования интересных случаев в которых современный морфологический вид соответствует почти всецело форме заливания. (Мэгуре Родней).

В осадочных горных породах, при контакте с субвуликаническими исследуемыми телами, наблюдаются слабые контактные явления, которые отмечаются затвердением и появлением биотита.

При описании каждого лакколитового тела, представляется форма, размеры, петрографический состав, пространственное распределение горных пород, структура и текстура и прилагаются поперечные профили, иллюстрирующие текст.

Кроме лакколитов Плеша-Букниторь и Мэгуре Стурзилор в состав которых входят дациты, остальные — состоят из андезитов, порфировых микродиоритов и микродиоритов с амфиболами или амфиболов ассоциированных с пироксенами окраинные фации которых состоят из андезитов с амфиболами и с биотитом. Базальтовые андезиты представлены в вышеупомянутых редкими рудными жилами. В Мэгуре Микэ долины Илвей выявляется колонна эксплозионной брекчии.



*Химизм эруптивных пород.* Химическое характеризование исследуемых эруптивных горных пород производилось на основании семи химических анализов. Результаты химических анализов в форме окислов, параметры Заварицкий и Ниггли, нормы Ниггли (база и катанорма) представлены в виде сводных таблиц. Химические характеристики горных пород, вычисленные различными системами проектируются на разных диаграммах; диаграмма векторов по Заварицкому, *al-jm*, *al-alk*, *k-mg*, Q-M-L, Кр-Ne-Cal, Mg(Fo)-Fe(Fa, F<sub>s</sub>)-Ca(C<sub>s</sub>), диаграмма перемены окислов и т.д. Из рассмотрения диаграмм следует что исследуемые горные породы имеют известково-щелочный характер. Для некоторых горных пород подчеркивается изобилие алюминия, свойственное ассимиляции осадочных горных пород фундамента. Вообще горные породы имеют относительно пониженное содержание щелочей, учитывается преобладание Na над K. Большинство горных пород принадлежат изофальным магмам, все таки встречаются и горные породы принадлежащие семиформическим и в меньшей степени семисалическим магмам.

Исследованные горные породы принадлежат следующим магматическим типам по Ниггли: диоритовые, гранодиоритовые кварцдиоритовые и габбровидные. Самые распространенные это диоритовые магмы и именно нормально диоритовые. Химические характеры эруптивных горных пород которые были исследованы обсуждаются в работе, в сопоставлении с горными породами района Бая Маре, Предкарпатской Украины и классической провинции Lassen Peak.

#### МИНЕРАЛЫ ЭРУПТИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Объектом настоящей главы представляются важные минералогические составные части пород: плагиоклаазовые полевые шпаты, амфиболы и пироксены. Соображения о плагиоклаазовых полевых шпатах исходят вследствие их изучения универсальным методом Федорова. По плагиоклаазовым двойниковым кристаллам преследовались на вкраепленниках встреченные типы двойников, а также и их частота в связи с типами горных пород. Составы полевых шпатов, а также и определение их оптики с помощью распределения полюсов плоскостей ассоциации индивидов двойниковых кристаллов на кривых повышенной и пониженной температур, составляют вопросы, которые рассматриваются ниже в этой главе.

В виде сводной таблицы представлены частоты типов двойниковых кристаллов. Вообще получается следующий порядок частот: альбит



(25%), периклин (24%), карлсбад А (18%), альбит-карлсбад (8,3%), албит-alab (6,29%), следуют двойниковые кристаллы с пониженной частотой (менее 4%); manebach-aklin и ala A каждый имея по 3,7%, ala B с 2,7%, карлсбад В и бавено прав. каждый по 1,85% и потом бавено лев. с 0,9%.

Во время представления данных таблицы, в работе, обсуждаются случаи неопределения появляющихся между двойниковыми кристаллами периклина и аклина А, между комплексными и параллельными двойниковыми кристаллами. По этой причине определенные типы двойниковых кристаллов были группированы в связи с площадью ассоциаций, способ соответствующий в большей мере действительности в настоящей стадии развития наук. В этом смысле установлено, что самые частые бывают двойниковые кристаллы с площадью ассоциации (010), следуемые двойниковыми кристаллами с ассоциацией плоскости (001).

Установленные составы, помещенные в диаграмме которая передает их частоту в связи с содержанием анортита, подчеркивает что самые распространенные, это полевые шпаты с 40—60% анортита. Одновременно производится корреляция между главным минералогическим составом горных пород и содержанием анортита в полевых шпатах.

Прослеживание распределения площадей ассоциации двойниковых кристаллов по кривым пониженной (по d. Bowen N.) и повышенной (по d. Kaaden G. и Tuttle о температурах по стерсограмме  $\text{Na}-\text{Ny}$  отражает специальное положение. Большинство этих полюсов располагаются в пространстве между этими двумя кривыми. Это положение отражает существование некоторых полевых шпатов промежуточной температуры, характер который наряду со структурой вмещающих пород и специфическими формами залегания, отражает субвуликанический характер эруптивных горных пород г. Быргэу. Рассматриваемое явление зонирования на фенокристаллах а также и на кристаллах пасты, двойниковых и недвойниковых кристаллов, выявило существование нормально зонированных и нормально колеблющихся кристаллов. Было замечено что нормально колеблющееся зонирование осуществляется как прерывным понижением содержания анортита а также и возвращением состава, оба эти явления замечаются от центра к периферии кристаллов. В продолжение, подчеркивается в работе предположение этих двух типов зонирования для определенных структурных видов пород. В субвуликанических горных породах полноизоморфической



зернистой структуры (микродиориты) а также и для кристаллов из пасты порфировых горных пород, с хорошо кристаллизованной массой (порфировые микродиориты), плагиоклазовые полевые шпаты являются всегда с нормальной зональностью. Фенокристаллы порфировых горных пород (андезиты, порфировые микродиориты) имеют главным образом нормально колеблющуюся или обратную зональность.

В работе, помимо описания главных встречающихся зональных типов, обсуждаются различные причины влияющие на образование этих разновидных типов встречающихся зон.

Текст этой части IV-й главы иллюстрируется рисунками в которых воспроизводятся типы двойниковых кристаллов, а также и характерные явления зонирования, выявленные в исследуемых горных породах.

*Амфиболы и пироксены.* Детальное изучение минералов амфиболовых и пироксеновых групп было произведено с целью ограничения терминов из исследованных горных пород. В этом смысле при помощи универсального метода Федорова были определены угол погасания ( $c:N_g$ ) и угол оптических осей ( $2V$ ), а методом иммерсии—величина главного преломления ( $N_g$ ). На основании оптических постоянных определенных таким образом ( $c: N_g = 16^\circ - 23^\circ$ ,  $(-)2V = 2V = 68^\circ - 89^\circ$ ,  $N_g = 1,67 - 1,685$ ) установлено что все исследованные амфиболы принадлежат общим роговым обманкам, незначительные различия разноцветия причиняются соотношением между  $\text{Fe}^{2+}$ :  $\text{Fe}N_g^{2+}$ .

С помощью диаграмм Соболева, и воспользованием значения  $N_g$  установленным погружением удалось установить содержание в Fe в виде  $\text{Fe:Fe}^{2+} + \text{Mg}$  и всего Fe как  $\text{Fe:Fe}^{2+} + \text{Mg}$ .

С помощью оптических постоянных установленных на пироксенах ( $c: Ng = 34^\circ - 39^\circ$ ,  $2V = 44^\circ - 62^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,029 - 0,033$ ,  $Ng = 1,6933 - 1,715$ ), на тройной диаграмме по Hess-у были определены клинопироксены находящиеся в исследованных горных породах. С целью при помощи значений  $c: Ng$  и  $Ng$  было определено отношение  $F_s: E_n (5 - 18\% F_s: 95 - 82\% E_n)$ , а со значением  $2V$  — отношение  $Wo: F_s + E_n (35\% Wo : 65\% F_s + E_n - 45\% Wo : 55\% F_s + E_n)$ , в пределах состава пироксенов.

Минералы определенные таким образом принадлежат авгитам переходящим в диопсиды и саллиты. Имея виду комплексный состав пироксенов, чем вычитаный в диаграмме, сфера состава исследуемых пироксенов сводится только на авгиты. (Оптические постоянные определенные для главных минералов представлены в таблице 17-ой. стр.).

### ЦЕЛИ ЭКОНОМИЧЕСКОГО ЗНАЧЕНИЯ

В этой главе производится обзорное описание экономических целей являющихся вследствии геологического исследования района. В настоящее время, некоторые из них находятся в разработке, а другие могут представлять некие проблемы в будущем.

Вообще оруденения находятся в малом количестве и редко распространены. Все таки следует обратить внимание на пиритовые просыпывания эксплозивных брекчий долины Илва, потому что значительные месторождения находятся в подобных условиях вблизи них, в долине Винулуй. Установленное присутствие штольных в этом районе, а также больших зон шлаков, свидетельствует существование старых выработок. Довольно многие каменоломни этого района, разрабатывают и в настоящее время для местного и районного обихода камень для построек, шоссейных дорог и баласта. Из собранных литературных данных, в работе, составлена таблица с результатами изучения технологических свойств горных пород в связи с их петрографическими характеристиками.

Каолинизованные горные породы. Дацитовое тело залегающее в западной части исследуемого района (Плеш-Букниторь), образовы-

*Оптические константы определенные в минералах испытываемых горных пород*

	Плагиокла- зовый поле- вой шпат.	Общая роговая обманка.	Клинопироксен.	Био- тиит.
Дациты	34—52 % An	—	—	—
Анdezиты с амфиболами и с биотитом	44—56 % An	c : Ng = 18°—20° (-)2V = 80°—84° Ng—Np = 0,017 Ng = 1,67.	—	Ng = 1,631
Анdezиты, порфировые микродиориты и микро- диориты с амфиболами	40—60 % An	c : Ng = 11°—21° (-)2V = 68°—88° Ng = 1,677—1,681.	—	—
Анdezиты, порфировые микродиориты и микро- диориты с амфиболами и широксенами	40—72 % An	c : Ng = 16°—23° (-)2V = 64°—89° Ng—Np = 0,021 Ng = 1,6855	c : Ng = 34°—39° (+)2V = 44°—62° Ng = 1,6933—1,715 Ng—Np = 0,029— —0,033.	—



вают зоны находящиеся в различных стадиях каолинизации. Существуют и зоны в которых из дацита остаются только кристаллы кварца. Зоны авансированной каолинизации были разграничены картографически. Горные породы этих участков очень похожи на каолиновый материал эксплуатированный в Парве. В будущем возможно будет поставить вопрос использования.

Минеральные воды — довольно многочислены в этом районе. Происхождение их связано с внедрениями субвулканических тел, находятся в изобилии вблизи тектонических смещений (сброс Сомешул Маре). Данные химического анализа, радиоактивности, дебита и температуры, найденные в литературе, позволили их охарактеризование. В общем здесь встречаются карбогазовые щелочные и хлоронатриевые воды, со значительным дебитом, некоторые из них будучи радиоактивными.





Institutul Geologic al României

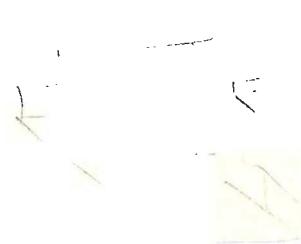
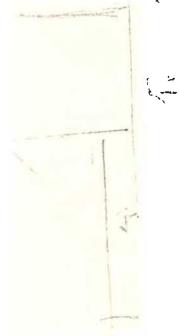
Redactor : MIRCEA PAUCA  
Tehnoredactor și corectori : G. CAZABAN, I. MARTEESCU, L. FOTE, M. IORDAN.  
Traduceri : I. BRAILEANU.  
Ilustrația : I. PETRESCU.

Dat la cules : decembrie 1964. Bun de tipar : 14.X.1965.  
Tiraj : 750 ex. Hirtie cartografică 49 gr/m<sup>2</sup>. Ft. 70×100.  
Coli de tipar : 6. Com. nr. 5160. Pentru biblioteci indicate de clasificare : 55(058).

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică  
„INFORMAȚIA”. Str. Brezoianu nr. 23—25. —  
București.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

L. P. L. — c. 5160



Institutul Geologic al României