B·I.G
7h962

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ ALE ŞEDINŢELOR

VOL. LIII/3
1965-1966

7h962

BUCUREŞTI
1968

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE

ŞEDINŢELOR

VOL. LIII
Partea 3-a (ultima)

INSTITUTUL GEOLOGIC
74962
BIBLIOTECA

BUCUREŞTI
1968

IGR Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965—1966)

MINERALOGIE—PETROGRAFIE

CONTRIBUŢII LA CUNOAŞTEREA STRUCTURII MASIVULUI GRANITIC AL MUNTELUI MARE[1]

DE
M. BORCOŞ[2]), R. DIMITRESCU[3]), I. HANOMOLO[3])

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Structure of the Granite Massif at Muntele Mare. The results obtained in the geological researchwork of the last 12 years, allowed us to draw'up a general map of the granite massif at Muntele Mare and to expound some considerations of a general character with respect to the structure of the body, the petrology and the chemical nature of rocks, as well as the correlation of this body and the surrounding formations (contact phenomena). The present cartographic contour of the granite body shows that it has been consolidated from magmas which penetrated along plane-parallel surfaces with ENE — WSW directions rooted towards the NE. The connection between the prevalence of the main granite petrographic types (tab. 1, microgranular, gneissic, porphyroid and pegmatoid granites), and the spatial development of the massif associated with a large development of the thermal contact-aureole in its NE part, accompanied exclusively in this part by differentiated pigmatites, reflectes the same structural genetic conditions. The petrochemical data (tab. 2,3,4) included in the interpretation diagrams (1,2,3) point to the initial granitic and leucogranitic character of magmas later enriched by assimilation processes in aluminium and alkalis. Although there are still various opinions regarding the age of the granite, ist late-Orogene position, and its formation in a relatively plastic basement during the final stadium of regional metamorphism, are accepted by most researchers.

Introducere

Cu toate că în ultimul timp s-au efectuat relativ numeroase studii fragmentare, care — cumulate — acoperă întreaga suprafaţă a granitului de Muntele Mare, pînă în prezent nu s-a întocmit o hartă unitară a acestui

[1]) Comunicare în şedinţa din 6 mai 1966.
[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.
[3]) Comitetul de Stat al Geologiei, Calea Griviţei nr. 64, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

masiv, pe baza căreia să se poată conchide asupra caracterelor lui generale, structurale, petrochimice, precum şi asupra relaţiilor dintre acesta şi formaţiunile cristaline înconjurătoare.

În acest scop, pe baza lucrărilor geologice efectuate de R. Dimitrescu în sudul masivului, M. Borcoş în zona mediană şi I. Hanomolo în zona nordică, am întregit observaţiile noastre în vederea realizării unei hărţi de ansamblu (vezi planşa). De asemenea, pentru descrierea diferitelor aspecte geologice, am sintetizat majoritatea concluziilor noastre care în parte au fost deja publicate, insistînd de această dată exclusiv asupra problemelor majore parţial rezolvate sau asupra acelora care continuă să suscite încă un interes. Acestea din urmă, credem că vor fi mai bine evidenţiate dat fiind cadrul geologic larg în care se prezintă masivul granitului de Muntele Mare.

Extinderea granitului — consideraţii structurale

Prima reprezentare cartografică a regiunii, în care apare granitul, este realizată după datele lui A. Koch, M. Pálfy, I. Szádeczky şi S. Papp.

În legătură cu această primă reprezentare de ansamblu, se constată că — făcînd excepţie de unele iviri izolate din partea nordică, estică şi sudică a granitului, acesta are un caracter unitar, continuu şi masiv pe toată suprafaţa de aflorare între valea Rîşca la N, bazinul Arieşului la S, valea Răcătăului la W şi culmea Dobrin — Dumitreasa — Muntele Băişorii la E. Masivul granitic era considerat ca reprezentînd un mare corp batolitic sau lacolitic, instalat în formaţiunile cristalofiliene epi- şi mezozonale, corespunzătoare grupului I şi II, acoperit parţial în extremitatea nordică de formaţiunile sedimentare eocene şi oligocene.

Aceeaşi reprezentare o întîlnim şi în lucrările întocmite de E. Stoicovici şi Aurica Trif, începute în anul 1950 şi chiar în publicaţiile recente cu privire la studiile de detaliu asupra granitului şi complexului şisturilor metamorfice înconjurătoare (E. Stoicovici, A. Trif, 1961—1963). De altfel, această perioadă de după cel de-al doilea război mondial corespunde şi intervalului de timp în care, prin numeroase cercetări, s-a ajuns la o mai bună înţelegere a problemelor geologice privind masivul granitic din Muntele Mare. Începînd din anul 1953, masivul grani-

Institutul Geologic al României

tic a fost în întregimerecartat, cu rezultatele expuse de R. Dimitrescu (1958, 1963, 1966), M. Borcoş, Elena Borcoş (1963, 1964), I. Hanomolo, Antoaneta Hanomolo (1963) sau consemnate într-o serie de rapoarte din arhiva Comitetului de Stat al Geologiei.

Pe această cale, prime le contribuţii sînt cele aduse de R. Dimitrescu (1963), care — pe baza observaţiilor de la Izvoarele Văii Mari — ajunge la o soluţie de interpretare a ivirilor de şisturi din masa granitului, finalizată într-o nouă formă de prezentare a masivului granitic în acest sector. Concomitent, la N de Someş conturul granitului este sensibil modificat, evidenţiindu-se şi aici de către I. Hanomolo şi Antoaneta Hanomolo (1963) într-o situaţie nouă poziţia a numeroase intercalaţii de şisturi cristaline, care uneori se unesc cu penele de şisturi încastrate la periferia corpului. Acelaşi aspect a fost recunoscut şi de M. Borcoş în 1964 şi ulterior în lucrările de revizuire efectuate în zona mediană a masivului granitic din bazinul văii Someşului Rece.

Asamblînd rezultatele cercetărilor noastre, constatăm că masivul granitic apare mai puţin unitar. Din contră, conturul actual este mai degrabă acela al unui corp încastrat prin numeroase apofize în masa şisturilor cristaline, contur evidenţiat semnificativ de către aspectul intens franjurat al limitei estice. Acelaşi fapt îl trădează şi intercalaţiile de şisturi prezente în masa granitului. Cele mai mari complicaţii ale conturului părţii de E a granitului au fost întîlnite la izvoarele văilor Ierii, Şoimului, Irişorii, Dumitreasa şi Negruţii. În această zonă şisturile cristaline din fundament avansează uneori atît de puternic în masa granitului, încît se creează foarte uşor impresia că joncţiunea dintre formaţiunile metamorfice din E şi W este ca şi realizată, mai ales dacă ţinem seama şi de celelalte intercalaţii care se aliniază poziţional pe aceeaşi direcţie ENE — WSW. Nu este exclus ca această joncţiune să existe la nivele mai profunde sau să fi existat mai degrabă în părţile superioare, astăzi îndepărtate prin eroziune.

Forma de zăcămînt a masivului granitic, împreună cu prezenţa ivirilor adiacente din valea Şoimului şi a celor mai bine dezvoltate de la Călăţele şi Mînăstireni, demonstrează faptul că acesta, în general, s-a consolidat din magme insinuate în masa şisturilor, pe suprafeţe plan-paralele, cu direcţii ENE — WSW. În toate situaţiile, contactul dintre granite

Institutul Geologic al României

şi şisturi în cazul intercalaţiilor şi al penelor încastrate, întîlnit atît pe văi cît şi pe culmi, sugerează ideea acestei penetraţiuni de magmă.

Prezenţa intercalaţiilor de şisturi în masa corpului granitic este inegal distribuită. Ele sînt mult mai numeroase în partea sudică — tocmai în zona cea mai ridicată, cu un aspect morfologic masiv — şi din ce în ce mai reduse, ca dimensiuni şi număr, spre N. Prezenţa unui fundament de şisturi apropiat de suprafaţa masivului granitic o putem admite şi în lungul liniilor petrogenetice de care sînt legate banatitele. Şi ele sînt în bună parte orientate pe aceleaşi direcţii ENE — WSW. În regiunea la care ne referim, banatitele prezintă terminaţiile nord-estice ale unor linii petrogenetice care au avut funcţiuni mai importante în domeniul Munţilor Metaliferi. Revenind la explicaţia prezenţei lor în masa granitică, trebuie să admitem că formarea banatitelor aci a fost facilitată de prezenţa unui fundament mai permeabil, sau că au folosit anumite contacte dintre granite şi şisturi mascate la suprafaţă. În ambele situaţii, banatitele indică un fundament destul de apropiat de suprafaţă.

Faptul că avem de-a face cu un corp granitic destul de sfîşiat, în care fundamentul apare la zi la diferite nivele, faptul că limita estică a granitului este intens fracturată în comparaţie cu limita vestică, ne îndreptăţeşte să considerăm că înrădăcinarea lamelor de granit se face spre NE. Această imagine se corelează de altfel şi cu alte observaţii petrografice, asupra cărora vom reveni. De asemenea, în felul acesta se explică şi conturul rotunjit al extremităţii sudice a corpului granitic, între vîrful Muntişorul, Balomireasa, Şesul Lupşanului şi comuna Segagea, marcînd în această zonă patul corpului granitic.

Alte consideraţii bazate pe caracterele structurale explică şi prezenţa exclusiv în partea de E a masivului a tuturor diferenţiatelor granitice. Aureola lor ocupă astfel partea superioară a ultimelor veniri de granite, care se individualizează ca apofize în masa şisturilor în lungul aliniamentelor principale de pegmatite (valea Iara şi Muntele Rece).

Lipsa evidentă a faliilor de la contactul granitului cu şisturile demonstrează formarea acestuia în condiţiile unui fundament relativ plastic, legat de un stadiu final al metamorfismului regional. Majoritatea cercetătorilor admit această poziţie tardeorogenă a granitelor în cadrul ciclului tectonomagmatic; sînt în schimb opinii diferite referitor la vîrsta granitului.

Institutul Geologic al României

Scurtă caracterizare petrografică

Legătura nemijlocită dintre structogeneză şi petrogeneză, în condiţiile specifice de formare ale granitelor din regiune, explică în cea mai mare parte diversitatea tipurilor petrografice recunoscute. În descrierile făcute pînă în prezent în vederea caracterizării unor tipuri principale de granite, s-a folosit atît criteriul separării pe baza aspectelor structurale şi texturale cît şi al compoziţiei mineralogice. E. Stoicovici şi A. Trif menţionează ca varietăţi reprezentative : granitul normal, granitul pegmatitic, granitul cu feldspaţi mari, granitul cu turmalină şi intruziunile lamprofirice ; I. Hanomolo citează tipuri de : granite microgranulare, gnaisice, porfiroide şi pegmatoide, alături de granite cu turmalină, separaţii microgranitice şi aplitice, unele dintre acestea descrise şi de R. Dimitrescu şi M. Borcoş. De asemenea, M. Borcoş (1963) citează în partea sudică a masivului granite cu orthit.

Din rezultatele studiilor petrografice obţinute se poate spune că masivul granitic, cu rare excepţii, reprezintă o compoziţie mineralogică destul de uniformă. În toate cazurile este evidentă prezenţa masivă a cuarţului, conţinutul predominant în feldspaţi plagioclazi (albit) în varietăţile sau în porţiunile omogene, faţă de cel în feldspat potasic (microclin, pertit şi antipertit), precum şi variaţia în limite largi a componentelor micacee, muscovitul şi biotitul. În cantităţi reduse apare turmalina şi cu totul sporadic orthitul ; cloritul şi sericitul apar frecvent ca produse secundare, formate pe seama biotitului şi feldspatului, iar ca minerale secundare apar frecvent : magnetitul, apatitul, titanitul şi rutilul, în special mai bine reprezentate în separaţiile ovoidale cuarţdioritice. Uneori în aceste separaţii ovoidale apare granatul şi epidotul. Acest fond mineralogic destul de uniform, fapt confirmat de altfel şi de rezultatul analizelor complete de silicaţi, este prins în diferite forme structurale şi texturale. De aici rezultă în fond aspectul variat al acestor roci, a căror repartizare este strîns legată de dezvoltarea spaţială a corpului granitic, de dinamica formării acestuia şi de parametrii factorilor termodinamici în care a evoluat procesul de consolidare.

Considerăm că sub acest aspect în masivul granitic de Muntele Mare pot fi socotite ca reprezentative : granitele gnaisice, granitele microgranulare, granitele porfiroide şi granitele pegmatoide (tabelul 1). Cu toate că nu întotdeauna se pot delimita riguros ariile de răspîndire ale acestor varietăţi, poziţia pe care o ocupă în anumite sectoare ale masivului este edifica-

Institutul Geologic al României

toare. În acest sens, granitele gnaisice (tip foarte bine individualizat) caracterizează bordura sudică a masivului, la est de Valea Mare spre Şesul Lupşanului, izvoarele văii Vadului. Din punct de vedere mineralogic, mai bogate în biotit faţă de fond, granitele gnaisice reprezintă în general părţile

TABELUL 1

Variaţia mineralogică cantitativă a principalelor tipuri structurale din granitul de Muntele Mare

Specificare	Granite microgranulare %	Granite gnaisice %	Granite porfiroide %	Granite pegmatoide %
Cuarţ	35—60	29—50	23—55	40—45
Albit	20—42	15—30	20—38	43—65
Feldspat potasic	6—10	3—16	2—18	
Biotit	2—5	1—28	3—11	1—3
Muscovit		1—8	S—8	S
Turmalină	1	S—3	S	S
Orthit	—	S—1	—	—
Clorit	1—12	2—15	S—8	S
Sericit	1	S—2	S—5	—
Apatit, rutil, zircon	S	1	1—3	1

S = sporadic
— = neidentificat

marginale ale masivului la contact cu şisturile cristaline, în părţile lui mai ridicate.

Granite asemănătoare, dar într-un facies milonitizat, apar în special pe bordura estică a masivului, la contact cu penele de şisturi cristaline încastrate şi cu caracter local în vecinătatea şisturilor din masa granitului. Dintre acestea, menţionăm pe cele mai importante din văile Irişorii, Săteanului, Dumitreasa, Someşului Rece, culmea Mărişel şi cu totul subordonat la bordura ivirilor granitice de la Călăţele şi Mînăstireni. Faciesul granitelor gnaisice milonitizate se dezvoltă în aceleaşi condiţii în corpul grani-

Institutul Geologic al României

tic, în vecinătatea rocilor înconjurătoare, dar la nivele mult inferioare. De altfel, granitele gnaisice milonitizate se întîlnesc mai frecvent cu cît ne apropiem de extremitatea nordică a masivului. În situaţia lor, poziţia pe care o ocupă evidenţiază o solicitare mai mare a masei magmatice în procesul de consolidare, manifestată printr-o orientare a componenţilor mineralogici, amplificată de procese de laminare şi de cataclazare ulterioară imprimîndu-le uneori aspecte de tectonite. Aceste procese au loc de obicei la nivele inferioare într-un fundament greu permeabil. Prezenţa acestui facies indică întotdeauna vecinătatea apropiată a fundamentului, care chiar dacă n-a putut fi identificat prin aflorimente, îşi trădează prezenţa prin apariţia a numeroase fragmente de şisturi cristaline. Menţionăm că în general şi aliniamentele banatitelor sînt bordate de astfel de roci.

În ceea ce priveşte repartiţia spaţială a granitelor microgranulare şi a granitelor porfiroide, se constată că de obicei primele reprezintă varietăţi structurale ale granitelor gnaisice, spre interiorul masivului, în zonele mai ridicate, iar celelalte reprezintă de asemenea modificări de structură ale granitelor gnaisice în facies laminat, dirijate tot spre interiorul masivului. Trecerea de la un tip la altul se face gradat ; uneori o delimitare strictă este anevoioasă şi din cauza suprafeţelor mari acoperite cu blocuri de tipuri variate de granite aduse din zone mai îndepărtate. Granitele normale descrise de E. Stoicovici şi A. Trif credem că pot fi raportate tipului de granite microgranulare, iar parte din cele cu feldspaţi mari tipului de granite porfiroide. În legătură cu granitele porfiroide trebuie să menţionăm şi faptul că în majoritatea cazurilor acestea evidenţiază o textură paralelă, subliniată în special prin orientarea fenocristalelor de feldspat plagioclaz şi potasic. Deformaţiile mecanice suportate în condiţiile de consolidare a granitelor se manifestă prin curbarea, torsionarea sau chiar cataclazarea constituenţilor mineralogici. Dimensiunile fenocristalelor din granitele porfiroide ating 5 cm.

Granitele pegmatoide sau echivalentul lor, granitele pegmatitice, şi cea mai mare parte din granitele cu feldspaţi mari menţionate de E. Stoicovici şi A. Trif reprezintă un tip destul de bine conturat, legat în special de zonele centrale, masive, constituind sîmburele corpului granitic. Frecvenţa apariţiilor granitelor pegmatitice creşte spre N de izvoarele Someşului Rece. Granite pegmatoide au fost întîlnite în valea Săteanului, versantul stîng al Someşului Rece amonte de confluenţa cu valea Săteanului, în valea Răcătăului şi pe o suprafaţă mai mare în bazinul văii

Institutul Geologic al României

Someşului Cald. Caracterul pegmatoid al acestor roci este imprimat de dimensiunile constituenţilor ce ating în medie 5 cm.

Ca varietăţi mineralogice pot fi considerate granitele cu turmalină recunoscute îndeosebi în culmea Mărişel—Măguri (I. Hanomolo, 1961), în valea Someşului (E. Stoicovici, A. Trif şi M. Borcoş, 1965) şi în munţii Căpăţînii (R. Dimitrescu, 1963). Varietatea de granite cu orthit (M. Borcoş, 1964) se întîlneşte cu totul sporadic în zona gnaiselor cu biotit, între izvoarele văilor Vadului şi Şoimului.

Pe toată întinderea sa, corpul granitic este străbătut într-o măsură mai mare de filoane aplitice sau de granite cu separaţiuni lamprofirice (E. Stoicovici, 1953). Frecvent au fost recunoscute filoane de cuarţ şi mult mai rar de pegmatite.

Repartiţia spaţială a principalelor tipuri petrografice figurate pe harta anexată ilustrează cele susţinute cu privire la structura corpului granitic.

Fenomene de contact

În funcţie de condiţiile petrologice şi structurale, corneenele care au luat naştere datorită fenomenelor de contact, îmbracă aspecte diferite: în intercalaţiile din interiorul masivului granitic şi în lungul limitelor sale exterioare, şi în acest din urmă caz, în funcţie de seria cristalină pe seama căreia s-a format.

Toate corneenele micacee formate prin contact termic prezintă o serie de caractere petrografice şi anume: structura „decusată" (A. Harker), recristalizarea muscovitului şi biotitului sub formă de pachete de foiţe, a căror dezvoltare în grosime după axul *c* este egală sau chiar mai mare decît dezvoltarea lor în lungime, formarea granatului, şistozitatea mai puţin pronunţată.

În intercalaţiile din interiorul masivului granitic se întîlneşte ca mineral caracteristic de contact sillimanitul; uneori el este însoţit de cordierit, în mare parte piritizat.

La exterior, în seria de Someş, se pot distinge după paragenezele tipice trei faciesuri de contact. În ordinea îndepărtării faţă de masivul granitic, ele sînt: sillimanit + mice + granat; staurolit + mice + granat; mice + granat.

În seria de Arada, în aureola granitului care se întinde pe cca 1 km de la contact, parageneza tipică este: andaluzit + mice + granat.

Institutul Geologic al României

În rocile de altă compoziţie decît cea pelitică-argiloasă, fenomenele de contact termic se traduc prin caractere mineralogice diferite : în şisturile amfibolice apar biotit şi granat, iar în calcarele cristaline se formează tremolit (descris pe larg de I. M î r z a şi I. Ţ î r l e a în 1965).

Fenomenele de contact metasomatic (cu aport de substanţă) sînt în general slab dezvoltate în lungul limitelor masivului granitic, ele avînd ca efect feldspatizări care duc la formarea unor gnaise granitice ; cu o dezvoltare redusă, acestea se întîlnesc în părţile de E şi SE ale masivului. Fenomenele de migmatizare legate de contactul granitului de Muntele Mare sînt cu totul subordonate. Acestea se dezvoltă în schimb, larg în bazinul văii Iara, ocupînd în acest sens o poziţie care se restrînge exclusiv la zona din acoperişul corpului granitic.

Lăţimea de mulţi kilometri a aureolei de contact a granitului în partea nord-estică (zona bogată în diferenţiate pegmatitice din bazinele Ierii şi Şoimului), în contrast cu îngustimea aureolei de contact exclusiv termic de la W şi S, se poate explica tot pe seama înrădăcinării nord-estice a corpului granitic.

Chimism

În vederea caracterizării chimismului magmelor care au generat granitul de Muntele Mare, au fost luate în discuţie toate analizele efectuate în acest sens pînă în prezent.

Analiza 1 este citată de J. S z à d e c z k y şi reprezintă tipul granitului de Irişoara. Analiza 2 corespunde unui granit porfiroid menţionat de R. D i m i t r e s c u în bazinul văii Devii. Analizele 3,4,5 (granit gnaisic cu biotit din valea Vadului, respectiv granit porfiroid din vîrful Dumitreasa şi granit porfiroid laminat de la izvorul văii Şoimului) sînt consemnate de M. B o r c o ş în documentaţii geologice nepublicate, ca şi cele menţionate de I. H a n o m o l o : analizele 6 şi 7 (granit gnaisic cu biotit din valea Răcătăului şi respectiv granit porfiroid din valea Someşului Rece). E. S t o i c o v i c i a publicat recent rezultatele unor analize chimice (8, 9, 10) corespunzătoare granitului din valea Negruţii, granitului de Dobruş şi granitului de Rotunda (tabelul 2).

Valorile parametrilor Niggli caracterizează granitele ca aparţinînd magmelor calco-alcaline leucogranitice (analizele 6, 9,5 şi 4) de tip engadinit-granitic şi yosemitit-granitic şi magmelor granitice (analizele 8,3,1, 2, 10 şi 7) de tip adamelitic, tasnagranitic şi granitic (tabelul 3).

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Analize chimice

Oxizi	Valea Irişoara %	Valea Devii %	Valea Vadului %	Vîrful Dumitreasa %	Valea Şoimului %	Valea Răcătău %	Valea Someş %	Valea Negruţii %	Dobruş %	Rotunda %
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	66,81	68,83	65,83	72,42	71,14	70,61	72,52	70,32	70,78	70,80
Al_2O_3	17,23	14,88	17,67	13,72	14,72	13,71	12,00	16,17	17,90	13,51
Fe_2O_3	1,17	1,38	1,07	1,62	1,16	0,84	0,09	1,56	0,69	1,34
FeO	2,17	2,52	3,86	1,02	3,91	2,23	1,61	2,81	1,64	2,43
MgO	0,47	1,16	0,40	0,88	1,90	1,07	4,10	0,84	0,56	0,85
CaO	2,60	2,90	2,16	1,44	1,78	1,86	1,01	1,52	1,51	2,68
Na_2O	4,08	4,12	4,20	2,96	2,96	3,11	4,85	3,61	3,68	5,36
K_2O	5,47	2,81	2,66	4,76	2,51	4,74	1,77	3,13	3,11	3,01
TiO_2	—	0,43	0,98	0,23	0,60	0,45	0,29	—	—	—
MnO	—	0,07	0,07	0,04	0,08	0,06	0,14	—	—	—
P_2O_5	—	0,22	0,36	0,10	0,07	0,23	0,17	—	—	—
H_2O^+	—	0,52	0,98	1,09	1,15	0,78	1,29	0,11	0,12	0,16
H_2O^-	—	(0,07)	(0,23)	(0,21)	(0,21)	(0,13)	(0,17)	—	—	—
Total :	100,00	99,81	99,44	100,28	101,98	99,69	100,84	100,17	99,74	100,26

TABELUL 3

Valorile parametrilor Niggli

Nr. probei	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	Grupa şi tipul de magmă
1	282	43	14	12	31	0,47	0,20	Granitică, tip granitic
2	304	39	22	14	25	0,31	0,31	Granitică, tip adamelitic
3	279	45	20	10	25	0,30	0,13	Granitică, tip tasnagranitic
4	383	43	18	8	31	0,52	0,39	Leucogranitică, tip engadinit-granitic
5	366	39	31	9	21	0,36	0,41	— „ —
6	344	39	20	10	31	0,49	0,34	Leucogranitică, tip yosemitit-granitic
7	336	32	35	5	23	0,19	0,80	Granitică, tip neomogen
8	221	34	33	7	25	0,36	0,35	Granitică, tip granitic-opdalitic
9	348	51	13	8	28	0,36	0,31	Leucogranitică, tip yosemitit-granitic
10	316	36	19	13	32	0,17	0,30	Granitică, tip adamelitic

Institutul Geologic al României

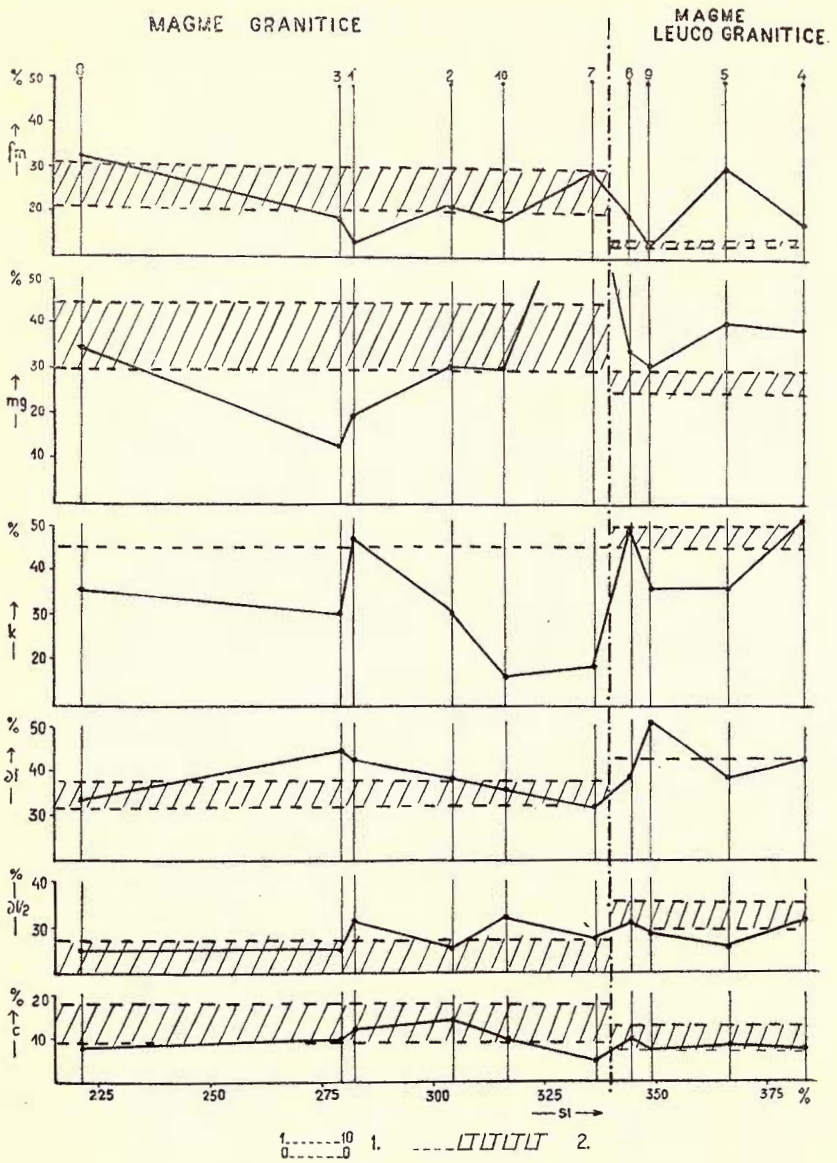


Fig. 1. — Diagrama de variaţie a parametrilor Niggli.

1, nr. probei analizate; 2, valoarea medie şi cîmpul standard (Niggli) de variaţie a valorilor *al*, *fm*, *alk*, *k*, *mg*, *c*.

Diagramme de variation des paramètres Niggli.

1, nr. de l'epreuve analisée; 2, valeur moyenne et le champ standard (Niggli) de variation des valeurs *al*, *fm*, *alk*, *k*, *mg*, *c*.

Institutul Geologic al României

Din diagrama de variaţie a parametrilor Niggli (fig. 1) se constată că în general valorile se încadrează în cîmpul standard de variaţie pentru valorile : *al*, *fm*, *alk*, *k* şi *mg*, sau oscilează în jurul valorilor medii pentru tipurile de magmă la care au fost raportate rocile. Totuşi, în unele cazuri, valorile parametrilor depăşesc norma admisă. Aceste fluctuaţii se pot explica

TABELUL 4

Compoziţia normativă

	nr. 1	nr. 2	nr. 3	nr. 4	nr. 5	nr. 6	nr. 7	nr. 8	nr. 9	nr. 10
Q	16	27	28	36	38	31	29	35	38	23
or	31	16	16	27	14	26	10	17	18	16
ab	35	35	36	25	24	26	40	31	26	45
an	12	13	7	6	9	7	5	6	8	4
wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4
fs	3	3	5	—	5	3	2	4	3	3
en	2	4	1	3	6	3	13	3	2	3
mt	1	1	1	1	1	1	—	1	1	1
il	—	1	2	1	1	1	1	—	—	—
ap	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—
C	—	—	3	1	2	1	—	3	4	—

în special pe seama proceselor de asimilaţie şi digerare a masei şisturilor cristaline de către magmele granitice, pe seama aportului de substanţe din soluţiile care circulau în stadiul final al metamorfismului ce au contaminat magma în curs de consolidare sau într-o perioadă ulterioară, cît şi, probabil pe seama introducerii unei erori provocate de neomogenitatea rocilor, cum este cazul granitelor porfiroide sau pegmatoide. Astfel, în primul rînd se constată un exces de *al* la granitele din zona marginală (analiza 3) şi la varietăţile pegmatoide şi porfiroide (analizele 1 şi 9).

Curba de variaţie a parametrilor *alk* este sensibil asemănătoare curbei *al*, ceea ce imprimă magmelor granitice şi leucogranitice un slab caracter peraluminos. La fel se comportă curba parametrului *k*.

Se constată de asemenea, cu excepţia a 3 situaţii (analizele 1, 6 şi 4), o valoare destul de mică pentru parametrul *k*. Nu se poate face o corelaţie între conţinuturile parametrului *k* şi raportul cantitativ dintre feldspatul potasic şi plagioclaz (tabelele *2* şi 4). Nu se poate face nici o legă-

Institutul Geologic al României

tură între dezvoltarea anumitor tipuri texturale de granite şi variaţia conţinutului în *k*. În general, curba parametrului *k* urmăreşte alura curbelor parametrilor *al*, *alk* şi *c*. Valorile parametrului *mg* pentru analizele 8,3, 1, 6 şi 9 cresc în acelaşi sens cu acelea ale parametrului *k*, fiind la limită

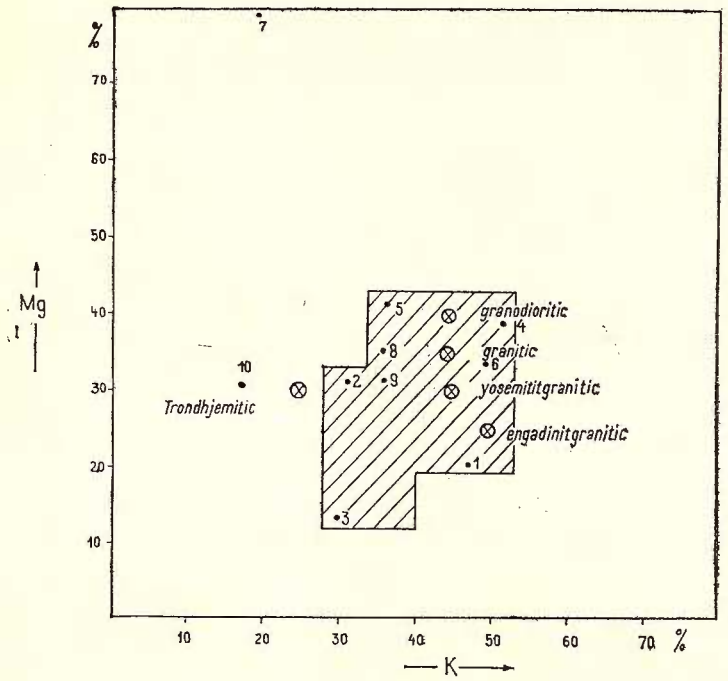


Fig. 2. — Diagrama k :mg.

şi uneori mai mici decît norma pentru magmele granitice şi mai mari decît norma pentru magmele leucogranitice. Pentru restul analizelor (2, 4, 6, 5, 7 şi 10) valorile parametrului *mg* compensează deficitul de *k*. De altfel, această fluctuaţie a valorilor parametrului *k*, la care se asociază şi parametrul *mg*, se reflectă şi în diagrama *mg* : *k* (fig. 2). Valorile acestui raport se plasează în cîmpul magmelor granitice şi leucogranitice, majoritatea lor în apropierea domeniului magmelor trondhjemitice. Valorile analizelor 5 şi 10 ocupă prin poziţia lor spaţii necaracteristice tipului de magmă de care aparţin. Această tendinţă de apropiere a magmelor calcoalcaline de un

Institutul Geologic al României

caracter mai alcalin este mult mai bine ilustrată în diagrama Q—A—P, (fig. 3). De altfel există o concordanţă evidentă între cele 3 diagrame prezentate, mai ales între diagrama *mg* : *k* şi diagrama Q—A—P.

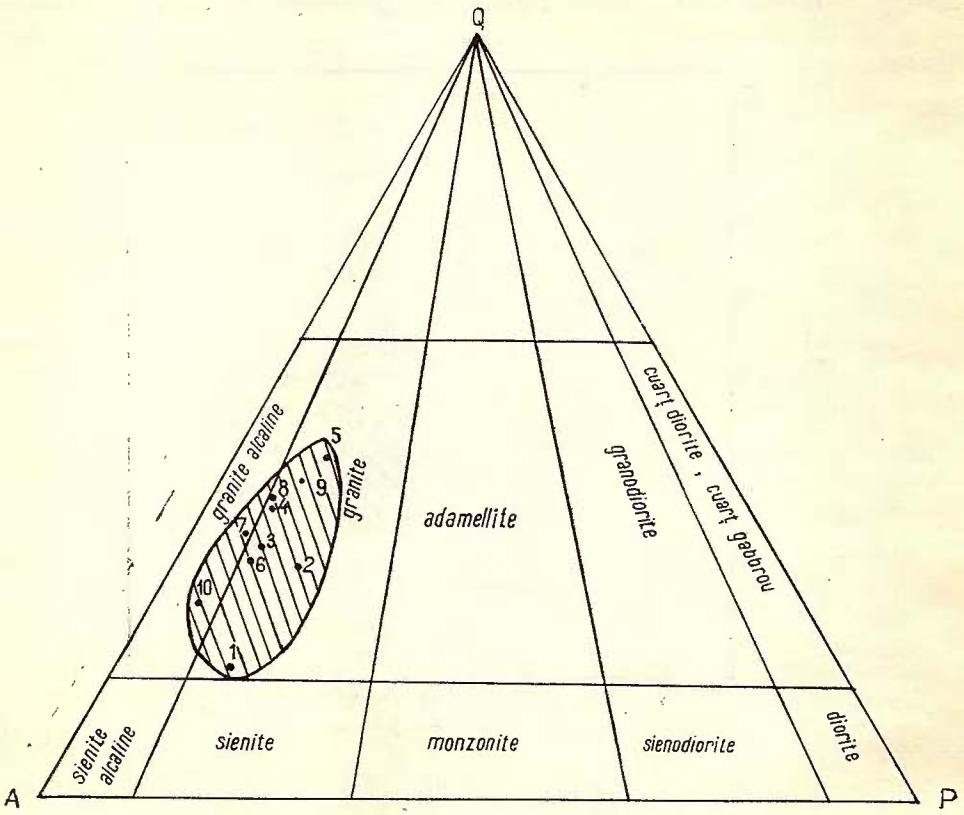


Fig. 3. — Diagrama Q—A—P.

Curba *fm*, în cazul granitelor analizate, se încadrează destul de bine în cîmpul standard al magmelor granitice, dar este cu mult superioară normei pentru magmele leucogranitice. Se remarcă o concordanţă între curbele parametrilor *fm* şi *mg*. Aşa după cum se constată din diagrama de variaţie a parametrilor Niggli, celor mai ridicate valori pentru parametrul *fm* le corespund cele mai mici valori ale parametrilor *al* şi *alk*. Conţinutul mare în *fm* caracterizează în general varietăţile de granite biotitice (analizele 5, 6, 7).

Institutul Geologic al României

În concluzie, se poate spune că granitul de Muntele Mare s-a format pe seama unor magme iniţial cu un caracter granitic şi leucogranitic îmbogăţite mai mult în aluminiu şi alcalii prin asimilarea unui material aluminos bogat, ceea ce a condus la consolidarea unui granit bogat în feldspaţi. În acest fel se poate explica uneori şi deficitul de SiO_2 care a fost consumat la formarea plagioclazului.

Fiind un granit format într-un stadiu tardeorogen, consolidat în condiţiile unui metamorfism regional, ne explicăm şi valorile mai ridicate ale parametrului *fm*, constatate în special în zonele marginale ale corpului granitic, cît şi variaţiile accentuate ale parametrilor *k* legate probabil de unele procese de endoblasteză (microclinizare).

Vîrsta granitului de Muntele Mare continuă să rămînă o chestiune încă viu discutată, motiv pentru care în mod special nu dezvoltăm acest subiect. Într-o alternativă granitele de Muntele Mare aparţin aceluiaşi ciclu tectono-magmatic în care apar şi granitele de Codru (R. Dimitrescu, 1958, 1962, 1966). Pe de altă parte, M. Borcoş consideră că granitele de Muntele Mare au o vîrstă mult mai veche, aparţinînd unui ciclu tectono-magmatic inferior, ciclu la care sînt raportate şi granitele de Mădrizeşti şi Baia de Arieş.

BIBLIOGRAFIE

Bleahu M., Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia şi tectonica Munţilor Apuseni (cu privire specială asupra Cristalinului şi Mezozoicului). *Analele Rom. — Sov.* nr. 2/1957. Bucureşti.

Bleahu M., Dimitrescu R. (1959) Scurtă privire asupra geologiei Munţilor Apuseni. *Sovietskaia Gheologhia* nr. 5/959. Moscova.

Borcoş M., Borcoş Elena (1963) Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Runc-Segagea-Valea Ierii sat. D. S. *Com. Geol.* XLVII (1959—1960). Bucureşti.

Borcoş M., Borcoş Elena (1964) Cercetări geologice şi petrografice în regiunea de la izvoarele Văilor Iara şi Şoimului (Munţii Apuseni). *D. S. Com. Geol.* XLIX (1961—1962). Partea II. Bucureşti.

Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic şi petrografic al regiunii dintre Gîrda şi Lupşa. *An. Com. Geol.* XXXI. Bucureşti.

Dimitrescu R. (1962) Studiul geologic şi petrografic al regiunii Arada-Muntele Mare. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Dimitrescu R. (1964) Considerații asupra evoluției geomagmatice a Munților Apuseni în relație cu geotectonica. *D. S. Com. Geol.* XLIX (1961—1962). București.

Dimitrescu R. (1966) Muntele Mare. Studiu geologic și petrografic. *An. Com. Stat Geol.* XXXV. București.

Hanomolo I., Hanomolo A. (1963) Cristalinul din regiunea Someș-Muntele Rece-Măguri-Mînăstireni-Căpuș. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). București.

Mîrza I., Țîrlea I. (1965) Date privind petrografia orizontului de calcar tremolitic și cuarț tremolitic din Seria de Gilău, regiunea Segagea (V. Arieșului). *Studia Univ. Babeș-Bolyai*, fasc. 2. Cluj.

Pálfy M, Primics G. (1907) Die Umgebung vom Măgura. Erläut. z. geol. Spezialkarte d. Länder der Ung. Krone. Budapest.

Stoicovici E., Trif A. (1961) Contribuții la cunoașterea granitizării în regiunea Muntele Mare — Munții Gilăului. *Studia Univ. Babeș-Bolyai* II/1, 1961. Cluj.

Szádeczky I. (1908) Zur Kenntnis der Kristallinen Schiefer der Hidegszamos. *Földt. Közl.* XXXVII. Budapest.

Szádeczky I. (1930) Partea de nord a masivului cristalin al Gilăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIII (1924—1925). București.

Trif A. (1961) Metamorfismul din zona granitului de Muntele Mare. *Studia Univ. Babeș-Bolyai* II/1, 1961. Cluj.

Trif A., Stoicovici E. (1963) Studiul ciclurilor de sedimentare din complexul metamorfic al Munților Gilăului-Muntele Mare (I). Stiva de la valea Rîșca Mică-Muntele Rece. *Studia Univ. Babeș-Bolyai*, fasc. 1. Cluj.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA STRUCTURE DU MASSIF GRANITIQUE DE MUNTELE MARE

PAR

M. BORCOȘ, R. DIMITRESCU, I. HANOMOLO

(Résumé)

Grâce aux recherches géologiques des dernières 12 années, une carte générale de détail concernant le corps granitique de Muntele Mare a été rédigée. C'est le second essai de ce genre, si l'on tient compte des données de A. Koch, M. Pálfy, I. Szádeczky et S. Papp, qui ont servi a un premier assemblage environ 60 années auparavant.

Le contour présenté actuellement est celui d'un corps puissamment cogné par de nombreuses apophyses dans les formations de schistes cristallins épi-et mésométamorphiques, qui apparaissent fréquement comme intercalations aussi dans la masse du granite, orientées constamment ENE—WSW. Parfois dans les mêmes directions, associées aux schistes cristallins, apparaissent aussi des manifestations banatitiques, leur développement

Institutul Geologic al României

caractéristique étant dans la moitié septentrionale du massif. L'aspect dentelé du corp granitique, spécialement à sa partie orientale, ainsi que le fait que le soubassement surgit à différents niveaux, plus évident vers le S, constituent des arguments dont on peut déduire que le massif s'est consolidé au dépens des magmas insinuées sur les surfaces planes parallèles. Encore, peut-on considérer que les racines de ces lames de granite s'enfoncent vers le NE, fait qui explique aussi, la présence, exclussivement à l'E du massif, des autres produits de différenciation granitique (pégmatites et filons de quartz). La répartition dans l'espace des principaux types pétrographiques illustre les points de vues soutenus, concernant la structure générale du corps granitique. Aussi considère-t-on comme représentatifs les granites gneissiques, microgranulaires, porphyroïdes et pegmatoïdes. Les granites gneissiques caractérisent le bord du massif, ils sont mieux développés dans sa partie méridionale ; sous un faciès mylonitisé ceux-ci apparaissent habituellement au contact avec les lames de schistes cristallins aux niveaux les plus profonds. Les granites microgranulaires et les granites porphyroïdes représentent des variétés structurales des granites gneissiques vers l'intérieur du massif, tandis que les granites pégmatoïdes caractérisent les zones centrales, massives du corps.

Les cornéennes micacées à staurotide et grenat se sont constituées à l'extérieur du corps granitique sur le compte des phénomènes de contact thermique, manifestés dans différentes conditions pétrologiques et structurales ; la sillimanite et la cordiérite, en grande partie pinitisées,se rencontrent dans les intercalations des schistes cristallins situées à l'intérieur du massif ou à proximité de son contact oriental. Les phénomènes de contact métasomatiques sont faiblement développés dans le corps granitique. On connaît les effets de certains processus de feldspathisation dans le NE et le SE du massif, ainsi que de très faibles phénomènes de migmatisation, qui d'ailleurs sont largement répandus dans les formations cristallophylliennes développées dans le bassin de Valea Iara, localisées exclusivement du côté E du granite de Muntele Mare.

Les analyses chimiques (tableau 2), les valeurs pétrochimiques (tableaux 3,4) et les diagrammes d'interprétation (fig. 1, 2, 3) indiquent un chimisme granitique et leucogranitique des magmas. La teneur plus élevée en aluminium et alcalis s'explique par les processus d'assimilation ; la variation en teneur du potassium se rattache probablement à certains processus d'endoblastèse (microclinisation). Les valeurs plus élevées du paramètre

Institutul Geologic al României

fm sont enregistrées dans les zones marginales du massif liées aux variétés gneissiques plus riches en biotite.

On va éviter les discussions concernant l'âge du granite, les opinions étant trés diverses. On accepte généralement la position tardiorogène du granite dans le cycle tectonomagmatique qui l'a généré au stade final du métamorphisme régional.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

I. Massif granitique de Muntele Mare. 1, Paléogène ; 2, banatites ; 3a, cornéennes ; 3b, phénomènes d'injection et de métasomatose ; 4, granites ; faciès microgranulaires ; faciès gneissique ; faciès porphyroïde ; faciès pegmatoïde ; 5, cristallin épimétamorphique ; 6, cristallin mésométamorphique et intrusions de Godru ; 7, ligne de charriage ; 8, faille et ligne de chevauchement. II. Position géologique, du corps granitique dans le Massif cristallin Gilău—Muntele Mare. 1, cristallin épimétamorphique ; 2, cristallin mésométamorphique ; 3, couverture paléo-mésozoïque ; 4, granîtes ; 5, pegmatites ; 6, éruptif banatitique et Néogène ; 7, Néozoïque ; 8, charriages ; 9, failles et lignes de chevauchement.

Institutul Geologic al României

M. BORCOȘ, R. DIMITRESCU, I. HANOMOLO

MASIVUL GRANITIC DE MUNTELE MARE

0 1 2km

LEGENDA

1 Paleogen

2 Banatite

3 a. Corneene
b. Fenomene de injecție și metasomatoză

4 Granite:
facies microgranular
facies gnaisic
facies porfiroid
facies pegmatoid

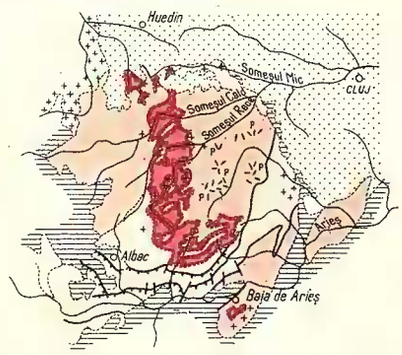
5 Cristalin epimetamorfic

6 Cristalin mezometamorfic și intruziuni de Codru

7 Linie de șariaj

8 Falie și linie de încălecare

POZIȚIA GEOLOGICĂ A CORPULUI GRANITIC IN MASIVUL CRISTALIN GILĂU-MUNȚELE MARE



1 Cristalin epimetamorfic

2 Cristalin mezometamorfic

3 Cuvertura paleo-mezozoică

4 Granite

5 Pegmatite

6 Eruptiv banatitic și neogen

7 Neozoic

8 Șariaje

9 Falii și linii de încălecare

0 10 20km

Desenat: Florica Bîzy

Imprimat Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965—1966)

MINERALOGIE—PETROGRAFIE

DATE NOI ASUPRA GEOLOGIEI ŞI PETROGRAFIEI PĂRŢII DE N A MUNŢILOR SEBEŞ [1]

DE

C. CHIVU [2]

Abstract

New Data on Geology and Petrogeny in the Northern Part of the Sebeş Mountains. The author presents new data related to the crystalline formations in the northern part of the Sebeş Mts, consisting of epimetamorphic and mesometamorphic schists. A horizon of magnetite — bearing greenschists of a volcanogenous sedimentary nature was identified in the framework of the epizonal complex. Some granites and porphyry granodiorites are pointed out for the first time. Migmatization phenomena are connected with the first, whereas the porphyry granodiorites (Mesozoic—probably banatitic intrusions) are connected with some skarn processes in the Sebeş Valley opposite the Podul Cetăţele.

Introducere. Regiunea pe care o prezentăm este situată în partea de N a munţilor Sebeş, orientată în general E — W şi delimitată la W de valea Ghenei, iar la E de valea Chipeşii. În partea de N, limita este dată de o linie ce ar uni localitatea Strungari, dealul Teria, valea Sebeşului, satul Căpîlna şi valea Chipeşii (la NE de satul Căpîlna).

Limita sudică este destul de sinuoasă, traversînd o serie de văi şi cote importante cum sînt: Ghenea, Recea, Tonii, rîul Sebeş, urmărind în continuare versantul stîng al văii Nedeiului, pînă la S de localitatea Jina.

Istoricul cercetărilor. În munţii Sebeşului au fost executate din cele mai vechi timpuri numeroase lucrări geologice. Dintre toate aceste lucrări,

[1]) Comunicare în şedinţa din 7 III 1966.

[2]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni, Şos. Kiseleff nr. 2. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

vom aminti numai pe acelea care fac referiri în special asupra părţii de N a munţilor Sebeş.

Astfel, încă din 1884 Bella Inkey a delimitat cartografic în partea de N fîşia de calcare cristaline, începînd din Răşinari şi pînă la dealul Tonii. Mai tîrziu, I. Halaváts (1904) a executat ridicarea geologică la scara 1 : 25. 000 a părţii de N a munţilor Sebeş, trasînd limita dintre formaţiunile cristaline şi depozitele sedimentare, care apar la S de localitatea Sebeş.

În 1905, Fr. Nopcsa face descrierea unei serii de roci, separînd următoarele tipuri petrografice : micaşisturi, gnaise, amfibolite, serpentine şi cuarţite.

A. Vendl publică în 1932 o lucrare asupra munţilor Sebeş, în care sînt date numeroase detalii, deosebind în partea de N cît şi în S, gnaise şistoase cu intercalaţii de pegmatite şi gnaise granitice. În zona mediană a munţilor Sebeş a separat : micaşisturi cu granaţi, micaşisturi cu disten şi staurolit avînd intercalaţii de pegmatite, serpentine, peridotite, piroxenite şi minereuri de fier şi mangan.

În 1937 St. Ghika-Budeşti într-o lucrare de ansamblu a Carpaţilor Meridionali, dă un profil executat pe valea Sebeşului separînd de la S către N şase zone importante şi anume : zona de paragnaise cu sillimanit de la Ştefanu ; zona de paragnaise cu granat de la Negovanu şi vîrful lui Pătru ; zona micaşisturilor cu biotit din valea Bistra ; zona gnaiselor oculare de la Sugag ; zona calcarelor cristaline de la Cetăţuia Căpîlnii ; zona gnaiselor oculare de la Laz.

Studii de mare amănunt la scara 1 : 25. 000 au fost executate de L. Pavelescu în 1953, deosebind în alcătuirea geologică şisturi cristaline, roci eruptive şi roci sedimentare. În cadrul şisturilor cristaline a stabilit două serii : o serie epimetamorfică şi o altă serie de şisturi mezometamorfice. Descrierea şisturilor este făcută pe faciesuri litologice distingînd în şisturile epizonale următoarele faciesuri : cloritos, calcaros şi cuarţos.

În seria şisturilor de tip mezozonal, după compoziţia mineralogică, autorul a separat următoarele faciesuri : micaceu, feldspatic, amfibolic şi eclogitic. Faciesul micaceu este reprezentat prin diferite varietăţi de micaşisturi. Faciesul feldspatic cuprinde : paragnaise, gnaise mixte, gnaise de injecţie, gnaise de injecţie lenticulare şi oculare, gnaise aplitice, gnaise

Institutul Geologic al României

granitice, pegmatite şi filoane de cuarţ cristalin, iar faciesul amfibolic este caracterizat prin diverse tipuri de amfibolite.

Ca roci eruptive bazice sînt descrise peridotite şi serpentine iar ca roci acide, porfire cuarţifere. Un capitol important în lucrare îl ocupă consideraţiile generale asupra şisturilor cristaline, precum şi tectonica de ansamblu a munţilor Sebeş.

Menţionăm de asemenea, că în 1957 Fl. Ionescu a executat ridicări magnetometrice în regiunea Strungari—dealul Tonii, punînd în evidenţă unele anomalii magnetice, la limita sudică a calcarelor cristaline, orientate E—W şi cu intensităţi ce variază de la + 700 la + 1700 gama. H. Savu în 1959 a executat cercetări geologice în raza satului Cărpiniş, în urma unei sesizări a localnicilor, pentru unele aflorimente de calcare şi şisturi grafitoase, difuz piritizate din valea Chipeşii şi dealul Groşilor.

Geologia şi petrografia regiunii

Regiunea cercetată se caracterizează prin prezenţa formaţiunilor metamorfice, a rocilor eruptive precum şi a depozitelor sedimentare. În perimetrul Strungari—Cărpiniş şisturile cristaline constituie fondul regiunii, fiind reprezentate atît prin şisturi epimetamorfice cît şi mezometamorfice.

Şisturile cristaline epizonale au o dezvoltare relativ redusă, sub forma unei fîşii înguste ce începe din valea Ghenei (cursul superior) şi se poate urmări în continuare spre E, traversînd valea Sebeşului pînă la valea Chipeşii. Se constată că aria ocupată de şisturile epizonale se măreşte treptat, pe măsură ce mergem de la vestul către estul regiunii cercetate. Formaţiunile epimetamorfice sînt orientate în general E—W şi au un caracter de monoclin numai la W de rîul Sebeş. În cadrul complexului epizonal, faciesurile cel mai frecvent întîlnite sînt : sericitos, cuarţos, grafitos, cloritos şi calcaros. Avînd în vedere compoziţia mineralogică s-au putut separa numeroase tipuri petrografice şi anume : filite sericitoase, şisturi grafitoase, cuarţite negre cu grafit şi şisturi clorito-sericitoase.

Caracteristic pentru acest complex este un nivel de şisturi cu magnetit, în cadrul căruia s-au separat numeroase varietăţi petrografice, dintre care menţionăm pe cele mai reprezentative şi anume : şisturi clorito-epidotice + calcit, şisturi clorito-epidoto-actinolitice, şisturi calcaroase clorito-epidotice şi şisturi clorito-epidotice cu porfiroblaste de albit,

Institutul Geologic al României

ce apar imediat la N de limita cu formațiunile calcaroase. Toate varietățile enumerate mai sus conțin magnetit.

Rocile carbonatice. Apar în zona mediană a complexului de șisturi epizonale, sub forma a două fîșii continui ce se pot urmări din valea Ghenei și pînă în valea Sebeșului, iar de aici spre E au un caracter mai unitar pînă în valea Chipeșii. Luînd în considerare aspectele mineralogice și structurale ale lor, se disting : calcare cristaline, alb-gălbui și rubanate, precum și dolomite calcaroase rubanate. Ca tipuri de tranziție între formațiunile calcaroase și cele înconjurătoare sînt șisturi sericito-cuarțito-calcaroase.

În continuare, vom insista în special asupra nivelului de șisturi verzi cu magnetit, a cărei continuitate se poate urmări între dealul Tonii și valea Chipeșii.

În lucrările anterioare care s-au ocupat de zona de N a munților Sebeș, nu s-a pus în evidență pînă acum acest nivel de șisturi mineralizate cu magnetit. Pentru înțelegerea și stabilirea poziției stratigrafice a acestui nivel tufogen și tufitogen, este interesant de menționat faptul că în lucrările executate în munții Cibinului—Rășinari (Marcela Dessila-Codarcea, 1964) se amintește de existența unui complex de șisturi cu magnetit orientat NE—SW ca apoi să devină E—W. Pe baza asemănării litologice, a condițiilor de metamorfism, precum și a asocierii șisturilor cu magnetit unui complex calcaros, considerăm că avem de-a face în regiunea pe care o prezentăm, cu același nivel de șisturi tufogene cu magnetit, șisturi formate în urma metamorfozării unui material vulcano-sedimentar.

Important de menționat este și faptul că în bazinul văii Chipeșii, în cadrul aceluiași nivel cu magnetit, au fost identificate mici intercalații de șisturi epidot-amfibolice cu biotit, cu grosimea ce variază între 4—6 m. Macroscopic au aspectul unor amfibolite, aspect dat în special de cristalele de hornblendă larg dezvoltate, atingînd dimensiuni pînă la 1 cm. În compoziția mineralogică a lor se disting următoarele minerale : epidot, hornblendă verde, clorit, calcit și biotit, precum și granule de cuarț. Hornblenda și biotitul sînt parțial cloritizate. Tot în bazinul văii Chipeșii (cursul superior și inferior) apar două iviri de roci ultrabazice concordante, intens talcizate, masive și în compoziția cărora cu greu se mai recunosc unele conture de piroxeni. Prezența talcului în compoziția acestor roci, ne arată că el s-a format în condițiile unui metamorfism epizonal, în prezența unor solu-

Institutul Geologic al României

ţii apoase, iar magneziul necesar formării lui a fost furnizat de piroxeni. Pe baza acestor fapte semnalate mai sus, se poate vorbi de existenţa în bazinul văii Chipeşii a unor diferenţiate bazice şi ultrabazice (gabbrouri-piroxenite), premetamorfice.

Şisturile cristaline mezozonale. Ocupă cea mai mare parte din regiunea cercetată, fiind reprezentate printr-o largă diversitate de tipuri petrografice. O dezvoltare destul de importantă o au gnaisele migmatice şi migmatitele oculare. Trebuie să arătăm că pe teren sînt treceri continui între aceste roci mixte şi paragnaise, aşa încît separarea lor este destul de dificilă.

Prezenţa rocilor migmatice, ne arată că avem de-a face cu unele fenomene de feldspatizare care au efectuat în mod diferenţiat rocile preexistente, în special paragnaisele şi micaşisturile, fenomene determinate de un aport metasomatic alcalin.

În clasificarea şi descrierea rocilor întîlnite au fost luate în considerare atît compoziţia mineralogică cît şi caracterele structurale şi texturale, pe baza cărora am separat următoarele grupe : micaşisturi ; paragnaise ; cuarţite şi cuarţite biotitice ; amfibolite $\pm$ biotit ; gnaise migmatice ; migmatite oculare.

Dintre aceste grupe de roci enumerate mai sus, considerăm necesar să fie discutate numai rocile cu caracter migmatic, pentru a explica şi înţelege relaţiile spaţiale între acestea şi rocile înconjurătoare, precum şi cu unele intruziuni granitice identificate în regiunea cercetată.

În grupa gnaiselor migmatice am încadrat toate şisturile cristaline care au fost afectate de procesele de feldspatizare, constituind termeni de tranziţie între paragnaise şi migmatitele oculare. Ţinînd cont de materialul preexistent (paleosomatic), gnaisele migmatice se pot împărţi în : gnaise migmatice cu muscovit, gnaise migmatice cu biotit, gnaise migmatice micacee şi gnaise migmatice cu muscovit şi granaţi.

În compoziţia acestor roci distingem un material preexistent şi o componentă granitică, fiind reprezentată de microclin format în urma unui aport de natură magmatică. Pe măsura creşterii materialului din aport, se ajunge la adevărate migmatite, grupă de roci în care am inclus toate rocile considerate anterior ca fiind gnaise oculare. Aceste roci apar mai ales în bazinul văii Tonea, apoi în bazinul văii Sebeş, continuîndu-se mult către E pînă în valea Chipeşii şi izvoarele văii Nedeiului.

Institutul Geologic al României

În cazul acestor roci, avem de-a face cu roci de tipul embrechitelor, în care materialul paleosomatic participă în proporţie redusă. Aceste migmatite se caracterizează prin prezenţa microclinului sub formă de nodule cu diametrul de 1—1,5 cm. Embrechitele oculare menţionate mai sus reprezintă ultimul termen al seriei de roci afectate de procesul de metasomatoză silico-alcalină din regiunea cercetată în care textura orientată se mai conservă încă, iar participarea materialului de natură granitică este preponderentă.

Compoziţia mineralogică este dată de următoarele minerale : microclin 15—30%, mirmekit 43%, feldspat plagioclaz 4%, muscovit 2—3%, cuarţ 30—70% şi biotit. Ca minerale accesorii apar : epidot, apatit, clinozoizit, turmalină, iar ca minerale secundare numai clorit. Aceste migmatite sînt alcătuite în cea mai mare parte din microclin, mirmekit şi cuarţ. Menţionăm de asemenea că biotitul participă în proporţie redusă. El este foarte proaspăt şi s-a format tot în urma procesului de migmatizare, sugerînd ideea şi a unui aport fero-magnezian.

Problema genezei migmatitelor aşa după cum se ştie, este foarte mult discutată şi controversată. Desigur, că în legătură cu procesele de migmatizare apar diverse probleme şi de răspunsurile date la acestea, ţinînd cont de observaţiile de teren, dar şi de datele analizei microscopice se va putea explica sau nu formarea migmatitelor. Astfel, noi considerăm că, migmatitele, care apar în regiunea cercetată, au rezultat din soluţii silico-alcaline de natură juvenilă, legate de un corp magmatic. Procesul de înlocuire şi de schimb metasomatic a fost sincinematic afectînd în mod diferenţiat rocile preexistente. În ceea ce priveşte rolul difuziunii în procesul de formare a migmatitelor se pare că el capătă o importanţă deosebită numai la nivelul spaţiilor libere existente în rocile parţial substituite. În sprijinul afirmaţiei că soluţiile care au dat naştere la rocile migmatice sînt de natură magmatică, menţionăm că în regiunea cercetată au fost identificate numeroase intruziuni de granite care apar atît în complexul şisturilor epizonale, cît şi mezozonale. De asemenea se poate vorbi că în regiunea pe care o prezentăm aria de răspîndire a migmatitelor corespunde în ansamblu cu aceea a rocilor granitice.

Rocile eruptive. În perimetrul cercetat sînt reprezentate prin porfire cuarţifere precum şi prin termeni intrusivi cum sînt : granite cu biotit sau muscovit şi granodiorite porfirice.

Institutul Geologic al României

Porfirele cuarţifere au o răspîndire destul de mare, fără a se constata o localizare preferenţială a lor. Unii autori au considerat că porfirele cuarţifere apar numai la limita dintre epizonă şi mezozonă pe o linie orientată NW—SE, lucru infirmat de lucrările noastre[3]) în sensul că numeroase filoane şi sill-uri de porfire au fost identificate în diverse puncte din regiunea cercetată. Numeroase iviri de porfire cuarţifere au fost întîlnite în văile Bota, Tonea, Ghenei, Recea, precum şi în bazinul văii Sebeşului. Avînd în vedere forma lor de zăcămînt, se disting mai multe tipuri de porfire cuarţifere şi anume: un tip de porfire interstratificate sub formă de filoane sau sill-uri şi un alt tip de porfire cuarţifere discordante faţă de rocile înconjurătoare. În general, tipurile cu caracter interstratificat sînt alterate, caolinizate în comparaţie cu cele discordante, care se prezintă mai proaspete. În regiunea studiată semnalăm şi cîteva iviri de porfire cuarţifere şistoase care au suferit un metamorfism dinamic fără a produce schimbări esenţiale în compoziţia mineralogică, ci numai slabe modificări texturale. Astfel de roci au fost întîlnite în versantul stîng al rîului Sebeş, la 150 m aval de confluenţa sa, cu pîrîul Ghergălău, unde aflorează două filoane discordante, şistoase, cu grosimea de 0,5 m. Asupra descrierii mineralogice nu vom insista, deoarece acest lucru este tratat şi în lucrările anterioare, ci vom semnala numai unele date noi.

Referitor la vîrsta lor, avînd în vedere relaţiile cu rocile înconjurătoare, putem afirma că porfirele cuarţifere orientate, sînt mai vechi decît cele care au textură masivă. Toate ivirile de porfire cuarţifere sînt postcristaline, dar pentru primul tip este de presupus că orientarea a fost determinată de procesul de laminare, proces care a afectat şi şisturile mezozonale cu formarea de pseudomorfoze de clorit după biotit şi granaţi.

Rocile eruptive intrusive. Astfel de roci au fost întîlnite în bazinul văii Tonea, în versantul stîng la aproximativ 100 m în aval de confluenţa cu pîrîul Chiscului, în valea Sebeşului, precum şi la E de rîul Sebeş sub dealul Piatra Varului. După compoziţia mineralogică şi aspectele lor structurale se deosebesc granite cu biotit şi granite porfirice. Granitele cu biotit sînt de culoare alb-gălbuie, slab cenuşie, ce apar în valea Tonea, la izvoarele pîrîului Lobodii precum şi sub dealul Varului, fiind constituite din cuarţ, ortoză (ortoză pertitică), feldspat pla-

[3]) C. Chivu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiune pentru minereuri de fier în regiunea Strungari-Loman-Căpîlna. 1964. Arh. Com. Stat Geol.

Institutul Geologic al României

gioclaz (albit, oligoclaz), biotit şi muscovit, iar ca minerale accesorii titanit şi apatit. Secundar nu apare decît cloritul. Spre deosebire de aceste granite, cele care apar în versantul stîng al pîrîului Sebeş au un caracter evident porfiric, fiind constituite din fenocristale de cuarţ, feldspaţi plagioclazi şi biotit.

În afară de aceste granite descrise mai sus, menţionăm că în versantul stîng al rîului Sebeş, în dreptul podului Cetăţele apare un dyke de granodiorite porfirice care străpunge rocile calcaroase din zona mediană a complexului epizonal. Acest dyke are o grosime de 20—30 m şi trimite mici apofize în formaţiunile înconjurătoare. Sînt roci de culoare cenuşie închisă, extrem de dure, foarte proaspete. Macroscopic se disting în compoziţia lor fenocristale de feldspat şi cuarţ. Au o structură holocristalin-porfirică şi textură masivă.

Rocile carbonatice în aureola de contact a acestor granodiorite sînt puternic afectate de un fenomen de pirometasomatoză, determinat de rolul activ al unor emanaţii magmatice, cu caracter pneumatolitic, avînd ca rezultat marmorizarea calcarelor precum şi evoluţia lor pînă la scarne cu silicaţi. Caracterul de pirometasomatoză este exprimat de prezenţa în compoziţia scarnelor a unor minerale silicatate care reprezintă adevărate criterii termometrice cum sînt : granatul anizotrop (grosular), diopsidul şi wollastonitul.

Aceste minerale s-au format într-o primă fază de temperatură ridicată şi ulterior s-a produs şi o a doua fază cu caracter hidrotermal, avînd ca rezultat formarea de scarne cu compoziţie complexă. În prima fază de temperatură ridicată procesele de înlocuire au un rol dominant, spre deosebire de faza a doua, în care atît procesele de înlocuire cît şi de umplere ale fisurilor şi crăpăturilor din roci, capătă importanţă în egală măsură. Din soluţiile hidrotermale s-au format minerale ca : tremolit, clorit, epidot, calcit şi cuarţ care apar în general pe fisuri dar şi substituie mineralele formate în prima fază. Mineralogia acestor scarne este destul de complexă şi nu vom insista prea mult în prezenta lucrare asupra acestui lucru. Totuşi, este necesar să amintim că faza hidrotermală este însoţită şi de slabe fenomene de mineralizare cu sulfuri metalice cum sînt : blendă, galenă şi pirită, mineralizaţii care nu prezintă practic nici o importanţă.

Pe baza unor analize chimice, comparînd compoziţia scarnelor, cu cea a calcarelor neafectate de procesele de metasomatoză, se constată că

Institutul Geologic al României

elementele aduse prin aport au fost în special siliciul, aluminiul şi magneziul, elemente care prin diverse reacţii cu rocile carbonatice au dus la formarea mineralelor silicatate de calciu şi magneziu. Textura acestor scarne este rubanată.

Important de menţionat este şi faptul că în jurul dyke-ului de granodiorite porfirice, apare un filon concordant de porfire cuarţifere,intens afectat de punerea în loc a lor, fiind puternic recristalizate, în special masa de bază şi mineralizate difuz cu pirită. Punerea în loc a granodioritelor s-a produs ulterior fenomenelor de scarnificare, deoarece în granodiorite, se remarcă absenţa totală a unor fenomene autometamorfice care să fi produs unele transformări, precum şi procese de mineralizări cu sulfuri polimetalice. Nu este exclus, ca procesele metasomatice să fi fost cauzate de un corp situat în adîncime şi punerea în loc a dyke-ului de granodiorite porfirice să fie ceva mai tîrzie. În compoziţia granodioritelor apar feldspaţi plagioclazi zonaţi, fapt ce arată că adîncimea de consolidare a lor a fost în general mică.

În compoziţia scarnelor se remarcă de asemenea lipsa totală a unor compuşi ai borului, fluorului, etc., care să îndeplinească rolul de mineralizator şi să antreneze în migrarea lor către suprafaţă elemente metalice şi să ducă în felul acesta la formarea de concentraţii metalifere importante. Acest lucru poate explica în bună parte slabele mineralizări care apar în legătură cu fenomenele de scarnificare.

Acumulări de magnetit. În partea de N a munţilor Sebeş, ivirile de mineralizaţie identificate se pot grupa în : acumulări vulcanogen-sedimentare, metamorfozate; acumulări sedimentar-metamorfice; mineralizaţii cu caracter hidrotermal.

Dintre toate aceste tipuri genetice, vom trata doar primul, doarece considerăm că prezintă o importanţă economică deosebită. În această grupă am încadrat acumulările de magnetit care apar în intercalaţiile de şisturi verzi, din complexul şisturilor epizonale. Aceste şisturi cu magnetit reprezintă în general, un orizont foarte caracteristic pentru zona de N a munţilor Sebeş, orizont uşor de urmărit între dealul Tonii la W şi valea Chipeşii la E. În perimetrul de la W de rîul Sebeş şisturile cu magnetit apar sub formă de mici lentile, cu grosimea între 1 —10 m. Ele sînt dispuse peste orizontul de calcare şi dolomite calcaroase, dar în acelaşi timp îl şi suportă. Dezvoltarea tipică o au în valea Botei şi pe măsură ce mer-

Institutul Geologic al României

gem spre W, grosimea intercalațiilor lenticulare cu magnetit se reduce treptat pînă la dispariția completă în dealul Tonii. În ceea ce privește zona de la E de rîul Sebeș, ivirile de șisturi clorito-epidotice cu magnetit devin mai frecvente începînd de la izvoarele pîrîului Tilișului. Ele au o dezvoltare tipică în bazinul văii Chipeșii, unde sînt destul de unitare individualizîndu-se sub forma a două lentile cu grosimea de 20 — 30 m fiecare. Formațiunile cristaline în care apare magnetitul nu sînt reprezentate numai de șisturi tufogene și tufitogene, ci și prin roci cu caracter detritogen (cuarțite și șisturi cuarțitice). Paragenezele caracteristice ale șisturilor cu magnetit sînt : clorit, albit, calcit + magnetit sau cuarț-clorit-epidot + + magnetit. Privit în ansamblu nivelul de șisturi tufogene și tufitogene este destul de continuu, în schimb intercalațiile cu magnetit care apar în cadrul acestui nivel au un aspect lenticular, în care procentul de magnetit variază între 12 — 25%, respectiv 10 — 18% fier. Magnetitul se prezintă în cristale octaedrice, cu dimensiuni pînă la 3 mm, care sînt repartizate uneori destul de uniform în masa rocii. Alteori se prezintă și ca șlire de 1 — 2 cm grosime, la formarea cărora un rol important l-a jucat diferențierea metamorfică. Magnetitul apare uneori și în unele roci, care din punct de vedere al aspectelor granulometrice și mineralogice reprezintă lave bazice, sub formă de cristale larg dezvoltate, fapt ce ne permite să tragem concluzia că nu este exclus, cel puțin în aceste puncte, ca magnetitul să fi fost primar. Geneza acumulărilor de fier se admite că este de natură vulcanogen-sedimentară, metamorfozată.

Fierul a fost furnizat de emanațiile gazoase degajate de erupțiile vulcanice care au dat naștere și la tufurile bazice, precum și la unele curgeri de lave cu caracter bazic. Fierul sub formă de compuși gazoși, a pătruns în mediul de sedimentare unde a intrat în diverse reacții care au fost controlate de pH-ul mediului de sedimentare. Astfel, în prezența unui mediu mai puțin reducător s-a format hematitul și numai în anumite puncte influențele reducătoare au fost foarte puternice, avînd ca rezultat și formarea magnetitului. În compoziția mineralogică a șisturilor cu magnetit mai apare uneori și sideroza, dar în proporție redusă. Important de menționat este și faptul, că în toate rocile din complexul epizonal se observă depuneri ulterioare de calcit, uneori și de siderit pe fisuri și pe crăpături. Aceste depuneri sînt legate de circulația unor soluții cu caracter hidrotermal, soluții date de intruziunile granitice identificate în regiune.

Institutul Geologic al României

Tectonica

Din punct de vedere tectonic, regiunea cercetată este reprezentată prin elemente ale tectonicii plicative cît şi a celei rupturale. În general formaţiunile cristaline au direcţie E-W, cu înclinare de 50 — 80°. Tectonica rupturală este evidenţiată prin două sisteme de falii, un sistem NE-SW şi altul NW-SE. Sistemul orientat NE-SW este cel mai important, avînd ca rezultat deplasarea spre N şi S a limitei epizonă-mezozonă.

În ceea ce priveşte relaţiile dintre epizonă şi mezozonă menţionăm că în toate lucrările anterioare[4] se consideră ca fiind normale, iar din punct de vedere structural şisturile epimetamorfice ar fi prinse în sinclinalele formaţiunilor mezozonale. În urma cercetărilor executate de noi se constată că la W de rîul Sebeş, în partea de N şisturile epizonale se dispun normal peste şisturile mezozonale, în schimb în partea de S contactul dintre ele este tectonic, contact orientat în general NE-SW şi se menţine pînă în valea Ghenei, unde epizona dispare complet, iar de aici în continuare este un contact de mezozonă pe mezozonă. La E de rîul Sebeş contactul anormal se poate urmări numai pînă în pîrîul Ceptului, iar de aici şisturile mezozonale privite în ansamblu, reprezintă o structură sinclinală în axul căreia apar şisturile epizonale. Între epizonă şi mezozonă nu se constată treceri gradate, ci sînt limite tranşante. Pentru a înţelege situaţia tectonică din regiunea pe care o prezentăm este necesar să amintim că în regiunea Răşinari (munţii Cibinului), Marcela Dessila-Codarcea (1965) a descris şi considerat şisturile epizonale ca fiind formaţiuni transgresive şi mai noi decît cele mezozonale. Formaţiunile epizonale au fost metamorfozate într-o fază care a afectat şi şisturile mezozonale. Avînd în vedere faptul că nivelul de şisturi cu magnetit în partea de N a munţilor Sebeş reprezintă continuarea spre W a şisturilor din regiunea Răşinari, putem admite aceeaşi situaţie şi pentru regiunea cercetată de noi.

Formaţiunile mezozonale mai întîi au fost metamorfozate regional şi ulterior peste ele s-au depus sedimentele din care s-au format şisturile epizonale, şisturi care sînt prinse în structura sinclinală a mezozonei. Metamorfozarea şisturilor epizonale, s-a produs în legătură cu orogeneza hercinică, fază în care au fost retromorfozate şi şisturile mezozonale, cu formare de pseudomorfoze de clorit după biotit şi granaţi.

---

[4]) L. Pavelescu. Cercetări geologice în munţii Sebeşului. 1953. Arh. Com. Stat Geol.

Institutul Geologic al României

Concluzii

Pe baza datelor prezentate, se pot trage unele concluzii în legătură cu magmatismul din regiune. Astfel, prezenţa ivirilor de roci bazice şi ultrabazice, premetamorfice, precum şi a tufurilor bazice care prin metamorfozare au dus la formarea de şisturi verzi, reprezintă manifestări ale magmatismului bazic iniţial. De asemenea, în legătură cu orogeneza hercinică şi anume la sfîrşitul ei, au avut loc intruziuni granitice cu biotit, intruziuni pe care le considerăm a fi sinorogene.

În ceea ce priveşte granodioritele porfirice care apar în versantul stîng al rîului Sebeş considerăm că punerea lor în loc este mai tîrzie, probabil în Mezozoic. Aceste granodiorite care au afectat în aureola de contact un filon de porfire cuarţifere, (porfire care sînt considerate de vîrstă Permian superior), precum şi rocile calcaroase cu formarea de scarne, nu pot fi atribuite decît magmatismului subsecvent.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea-Dessila Marcela (1964) Consideraţii asupra stratigrafiei, geneze şi structurii formaţiunilor cristalofiliene din Carpaţii Meridionali Centrali (Răşinari-Cisnădioara-Sadu). *An. Com. Stat Geol.* XXXIV/1. Bucureşti.

Codarcea-Dessila Marcela (1965) Studii geologice şi petrografice în regiunea Răşinari-Cisnădioara-Sadu (munţii Cibinului). *Mem. Com. Stat Geol.* IV. Bucureşti.

Ghika-Budeşti Şt. (1937) Les Carpathes Méridionales Centrales (Recherches pétrographiques et géologique entre Paring şi Negoi). *Anal. Inst. Geol. Rom.* XX. Bucureşti.

Pavelescu L. (1955) Cercetări geologice în Munţii Sebeşului. *An. Com. Geol.* XXVIII. Bucureşti.

Raguin E. (1961) Géologie des gites minéraux. Maccon et-cic.

Vendl A. (1932) Das Kristallin des Sebeser und Zibins-Gebirges. *Geologica Ungarica.* 4. Budapest.

Institutul Geologic al României

NOUVELLES DONNÉES SUR LA GÉOLOGIE ET LA PÉTROGRAPHIE DE LA ZONE SEPTENTRIONALE DES MONTS DE SEBEŞ

PAR

C. CHIVU

(Résumé)

La région que nous présentons dans cet ouvrage est constituée de formations cristallines, éruptives et sédimentaires. Les formations cristallines sont représentées par des schistes cristallins épimétamorphiques et mésométamorphiques. Les schistes épimétamorphiques sont relativement peu dévéloppées. Ils sont représentés par des phyllites sériciteuses, schistes séricito-chloriteux, schistes quartzito-graphiteux, quartzites noirs à graphite ainsi que des roches calcaires (calcaires et dolomies).

Dans l'épizone se trouve un niveau caractéristique de schistes verts à magnétite. Une parallélisation avec la région Răşinari-Sadu où M a r c e l a C o d a r c e a mentionnait en 1964 un niveau de schistes tuffogènes et tuffitogènes à magnétite, relève que ce niveau de schistes représente le prolongement vers l'W du même niveau décrit dans la région de Răşinari. Dans la bassin de la vallée Chipeşii, dans ce niveau à magnétite, ont été identifiées de petites intercalations de schistes épidoto-amphiboliques à biotite ainsi que deux affleurements de roches basiques et ultrabasiques intensément transformées (gabbros, pyroxénites).

Les schistes cristallins-mésozonaux sont largement développés et sont représentés surtout par des micaschistes, amphibolites, gneiss migmatiques et migmatites oeillés. Pour ce qui est de la genèse des roches migmatiques il est généralement admis qu'elles se sont formées à partir de solutions silico-alcalines, de nature juvénile et qu'elles sont liées à certaines intrusions granitiques identifiées dans la région étudiée.

Les roches éruptives sont représentées par des granites, porphyres quartzifères et granodiorites porphyriques. Les granites apparaissent dans la vallée Tonii et dans le bassin de la vallée Sebeş. Les porphyres quartzifères sont représentés par diverses variétés que l'on considère toutes com-

Institutul Geologic al României

me pôst-cristallines. Les granodiorites porphyriques apparaissent dans le versant gauche de la rivière Sebeş ; leur mise en place s'est produite, probablement au Mésozoïque. Au contact avec les roches calcaires elles ont engendré des skarns.

Un chapitre important de l'ouvrage est consacré à la description de la minéralisation de fer représentée par des roches magnétiques. Les accumulations de magnétite qui apparaissent dans le niveau de schistes verts ont une genèse volcanogène-sédimentaire, métamorphisée. Le fer a été fourni par les émanations gazeuses que dégagent les éruptions volcaniques qui ont engendré les tufs basiques ainsi que certaines coulées de laves à caractère basique. Le fer, sous la forme de composés gazeux a pénétré dans le milieu de sédimentation où il a été engagé en diverses réactions contrôlées par le pH et rH du milieu de sédimentation. Ainsi, en présence d'un milieu moins réducteur s'est formée l'hématite et ce n'est que dans certains endroits que les influences réductrices ont été très fortes et que le magnétite en est résulté.

La tectonique de la région se caractérise par des éléments de la tectonique pliccative et rupturale.

La tectonique rupturale est marquée par deux importants systèmes de failles : un premier système NW—SE et un autre NE—SW. Entre l'épizone et la mésozone il y a des relations tectoniques. Les données de terrain permettent de considérer que les schistes épizonaux reposant transgressivement sur les formations mésozonales se sont métamorphisés pendant l'orogenèse hercynienne ; c'est toujours pendant cette phase que les schistes mésozonaux ont été affectés par ce métamorphisme et ont subi, également, un rétromorphisme.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région Strungari-Cărpiniş-Monts de Sebeş.

Formations cristallines. Schistes cristallins épimétamorhiques.
1, phyllites sériciteuses, schistes quartzito-sériciteux-chloriteux ; 2, schistes chlorito-amphiboliques ; 3, schistes quartzito-calcaires (sidéritiques) ; 4, schistes verts a magnétite ; 5, schistes chlorito-épidotiques à porphyroblastes d'albite ; 6, schistes quartzitiques graphiteux, quartzites noirs à graphite ; 7, calcaires et dolomies calcaires ; 8, schistes amphiboliques. Schistes cristallins mésométemorphiques ; 9, micaschistes, paragneiss ; 10, micaschistes muscovitiques ;

Institutul Geologic al României

11. micaschistes muscovito-biotitiques; 12, micaschistes à grenats ± staurotide; 13, quartzites ncirs; quartzites biotiques ; 14, schistes amphiboliques ; 15, amphibolites ± biotite ; 16, pargnéss à graphite ; 17, paragneiss micacés; 18, paragneiss biotitiques ; 19, gneiss amphiboliques ; 20, pegmatites à muscovite ; 21, gneiss migmatiques ; 22, migmatites oeillés. Formations éruptives: 1 a, porphyrtites; 1 b, porphyres quartzifères; 2, granites à biotite et muscovite; 3, granodiorites porphyriques. Formations sédimentaires : Quaternaire ; 1 a, alluvions ; 1 b, cône de déjection ; 2, Pléistocène; 3, Tortonien ; 4, Crétacé ; 5, position ; 6, carrière ; 7, faille ; 8, ligne de chevauchement ; 9, axe d'anticlinal ; 10, axe de synclinal.

Institutul Geologic al României

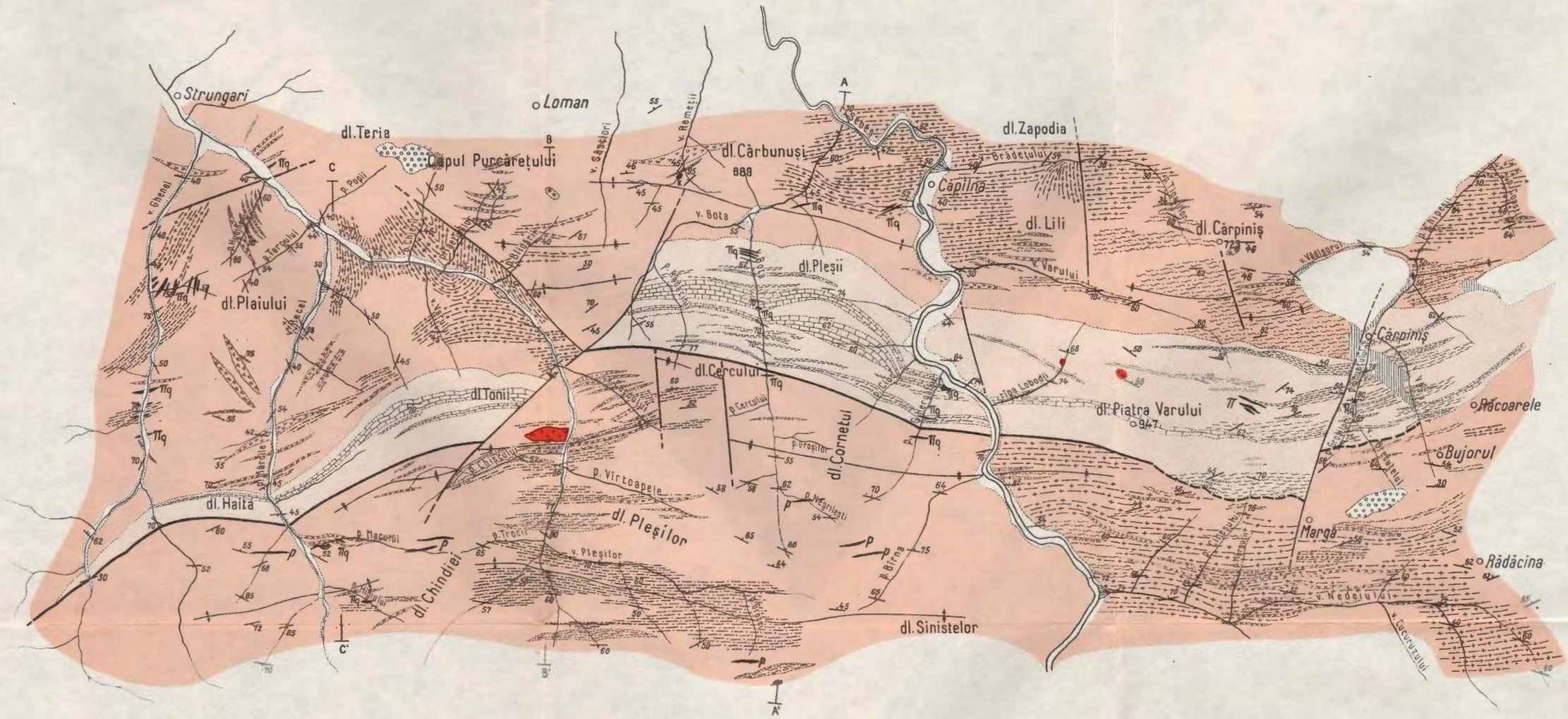
Institutul Geologic al României

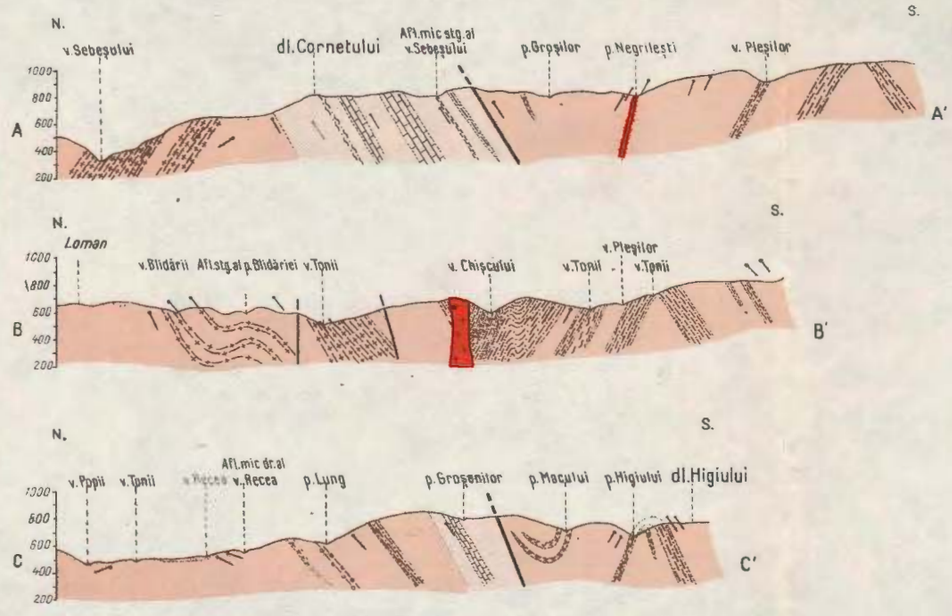
CHIVU CRISTUDOR

HARTA GEOLOGICĂ A REG. STRUNGARI - CÂRPINIȘ

(MȚII SEBEȘ)

0 500 1000 1500 2000m.





Legenda

FORMAȚIUNI ERUPTIVE

1. a.Porfirite b.Porfire cuarțifere
2. Granite cu biotit,cu muscovit
3. Granodiorite porfirice

FORMAȚIUNI CRISTALINE

ȘISTURI CRISTALINE EPIMETAMORFICE

1. Filite sericitoase,șisturi cuarțito-sericitoase-clorițoase
2. Șisturi clorito-amfibolice
3. Șisturi cuarțito-calcaroase(sideritice)
4. Șisturi verzi cu magnetit
5. Șisturi clorito-epidotice cu porfiroblaste de albit
6. Șisturi cuarțitice grafitoase,cuarțite negre cu grafit
7. Calcare și dolomite calcaroase
8. Șisturi amfibolice

ȘISTURI CRISTALINE MEZOMETAMORFICE

9. Micașisturi,paragnaise
10. Micașisturi muscovitice
11. Micașisturi muscovito-biotitice
12. Micașisturi cu granați ± staurolit
13. Cuarțite negre; Cuarțite biotitice
14. Șisturi amfibolice
15. Amfibolite ± biotit
16. Paragnaise cu grafit
17. Paragnaise micacee
19. Paragnaise biotitice
20. Gnaise amfibolice
21. Pegmatite cu muscovit
22. Gnaise migmatice; Migmatite oculare

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

CUATERNAR

1. a. Aluviuni b. Con de dejecție
2. Pleistocen
3. Tortonian
4. Cretacic?

5. Poziție
6. Carieră
7. Falie
8. Linie de încălecare
9. Ax de anticlinal
10. Ax de sinclinal

Desen Gutulescu M.

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI: Dări de seamă vol. LIII/3

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

MINERALOGIE—PETROGRAFIE

GEOLOGIA ŞI PETROGRAFIA ZONEI CRISTALINE CUPRINSĂ ÎNTRE VALEA DRĂGANULUI ŞI VALEA IADULUI[1])

DE

ŞT. CÎMPEANU, NADIA CÎMPEANU[2])

Abstract

Geology and Petrography of the Crystalline Zone Comprised between the Drăganul and Iadul Valleys. The crystalline rocks have been grouped in two crystalline series, the mesozonal and the epizonal, according to their metamorphism degree. In the framework of the Mesozoic series, parageneses occur which are characteristic for the almandine-amphibolic facies, while in the framework of the epizonal facies, those characteristic for greenschist facies, are to be noticed. Both the mesozonal and the epizonal rocks have proceeded from marine sediments of a predominantly terrigeneous nature. The sedimentary rocks are represented by Mesozoic deposits, whereas the eruptive rocks by banatitic bodies and veins. Tectonic considerations are also extended on the correlationship existing between the crystalline and sedimentary formations, being completed by microtectonic observation.

Zona cristalină cuprinsă între cursul inferior al văii Drăganului şi valea Iadului a făcut obiectul unor lucrări de prospecţiuni geologice pentru minereuri neferoase, efectuate în cursul campaniilor din anii 1964—1965. Zona cercetată este amplasată în extremitatea de nord-vest a Munţilor Apuseni, la sud de Crişul Repede, ocupînd o poziţie mediană între sedimentarul mezozoic al munţilor Pădurea Craiului şi eruptivul banatitic din masivul Vlădeasa.

Istoricul cercetărilor geologice. Asupra şisturilor cristaline dintre valea Drăganului şi valea Iadului, în afara unei note a lui R. Dimitrescu (1951), care se referă la o porţiune restrînsă din nord-estul zonei, nu cunoaş-

[1]) Comunicare în şedinţa din 9 III 1966.

[2]) Intreprinderea Geologică de Prospecţiuni. Calea Griviţei nr. 64. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

tem existența altor lucrări geologice. Referiri asupra zonelor marginale ale ariei de dezvoltare a șisturilor cristaline găsim în lucrările unor autori care s-au ocupat de sedimentarul din Pădurea Craiului sau eruptivul din masivul Vlădeasa.

În lucrarea lui Th. Krautner (1933—1934) asupra insulelor cristaline din nord-vestul Transilvaniei, găsim date referitoare la culmile cristaline Rez și Mezeș, amplasate imediat la nord de zona cercetată de noi. Cîțiva ani mai tîrziu (1941) același autor își extinde observațiile și asupra sedimentarului din munții Pădurea Craiului, considerînd că în apropierea localității Remeți, sedimentarul mezozoic, din punct de vedere tectonic formează un graben separat în nord și sud de formațiunile cristaline prin falii importante orientate est-vest.

Cercetări mai noi asupra sedimentarului mezozoic din Pădurea Craiului au efectuat D. Patrulius (1956) și S. Pauliuc (1958) ultimul ocupîndu-se în special de formațiunile din apropierea localității Remeți.

Eruptivul banatitic din munții Vlădeasa a fost cercetat recent de D. Giușcă (1952). Autorul, pe lîngă descrierea amănunțită a diferitelor tipuri petrografice întîlnite, ne dă o imagine asupra procesului de diferențiere magmatică, explicînd și mecanismul de punere în loc a masivului.

Prin recunoașterea geologică pe care o efectuează în regiunea Ciucea, R. Dimitrescu (1951) remarcă prezența în cadrul acestei zone a două serii cristaline : seria epizonală și seria mezozonală, semnalînd totodată apariția unor roci eruptive banatitice.

Geologia și petrografia regiunii

În alcătuirea geologică a zonei cercetate participă roci cristalofiliene, roci sedimentare mezozoice și roci eruptive banatitice.

Roci cristalofiliene. În cadrul rocilor cristalofiliene, în funcție de gradul de metamorfism pe care l-au suferit sedimentele inițiale, au fost separate două serii cristaline : seria mezozonală și seria epizonală.

Seria cristalină mezozonală. Rocile mezozonale ocupă suprafața cea mai întinsă în cadrul zonei cercetate. Pe baza asociațiilor mineralogice, rocile seriei mezozonale au fost separate în mai multe grupe petrografice : grupul micașisturilor, grupul rocilor cuarțitice, grupul amfibolitelor și grupul rocilor retromorfozate.

Institutul Geologic al României

În general trecerile de la un grup petrografic la altul, precum şi de la o rocă la alta în cadrul aceluiaşi grup se realizează treptat, fiind foarte dificilă separarea lor cartografică prin limite geologice nete. Foarte frecvent, se remarcă urmele unei sedimentări ritmice în cadrul materialului iniţial prin apariţia unor alternanţe (ritmuri) de cuarţite cu muscovit, în bază, şisturi cuarţitice micacee cu granaţi de dimensiuni mici, micaşisturi cu porfiroblaste de granaţi mari, la partea superioară.

Grupul micaşisturilor. Micaşisturile ocupă suprafeţe întinse în partea de vest şi nord-vest a zonei cercetate. În funcţie de predominarea unuia din mineralele micacee sau de prezenţa granaţilor au fost întîlnite următoarele tipuri de micaşisturi : micaşisturi muscovito-biotitice ; micaşisturi biotitice ; micaşisturi muscovitice ; micaşisturi cu granaţi şi micaşisturi cu granaţi şi amfiboli.

În compoziţia mineralogică a acestor roci, cuarţul reprezintă componentul principal alături de muscovit şi biotit. De obicei raportul dintre muscovit şi biotit este favorabil muscovitului. Alături de aceste minerale mai apare feldspat plagioclaz (albit), granaţi, clorit iar ca minerale accesorii : zircon, turmalină, apatit şi minerale opace. Granaţii formează porfiroblaste de ordinul 2—5 mm diametru ; în valea Mihăesii şi valea Satului remarcîndu-se zone cu granaţi ce depăşesc 1 cm diametru. Pe valea Săraculuı şi valea Dumii apar micaşisturi cu cristale prismatice, alungite de amfiboli (hornblendă actinolitică), prezenţa distenului fiind observată într-o singură secţiune de pe valea Lungii.

Grupul rocilor cuarţitice. Rocile aparţinînd acestui grup apar mai frecvent în partea estică şi centrală a zonei cercetate reunind următoarele tipuri petrografice : şisturi cuarţitice micacee, cuarţite cu muscovit, filoane de cuarţ şi grupul paragnaiselor. De obicei aceste roci formează intercalaţii lenticulare printre rocile cu caracter micaceu.

Componentul principal al acestor roci este cuarţul care ajunge pînă la 95% din masa lor (cuarţite) subordonat apărînd rare porfiroblaste de albit, lamele de muscovit şi biotit. Frecvent la şisturile cuarţitice se observă prezenţa unor porfiroblaste de granaţi (almandin) care nu depăşesc 2 mm diametru.

Cînd în masa rocii raportul dintre cuarţ şi feldspat devine favorabil feldspatului iau naştere paragnaisele care au fost întîlnite pe valea Surduca, valea Lungii, valea Săraculuı, valea Daşorului etc. În funcţie de compoziţia lor mineralogică au fost separate mai multe tipuri de paragnaise : para-

Institutul Geologic al României

gnaise muscovitice, paragnaise biotitice, paragnaise cu două mice şi paragnaise cu granaţi.

Feldspatul plagioclaz este de obicei un albit şi mai rar oligoclaz-andezin şi se dezvoltă porfiroblastic conţinînd frecvente incluziuni de cuarţ, muscovit, zircon. De obicei incluziunile se dispun orientat de-a lungul şistozităţii, mai rar observîndu-se o rotire a porfiroblastelor de feldspat în timpul procesului de metamorfism, incluziunile fiind dispuse de-a lungul unor plane înclinate faţă de şistozitate. Granaţii apar destul de rar, formînd granule idiomorfe de dimensiuni reduse (0,5—2 mm diametru).

Grupul rocilor amfibolice. Rocile amfibolice apar cu totul subordonat în cadrul zonei cercetate sub forma unor intercalaţii lenticulare. Au fost întîlnite şisturi amfibolice, amfibolite şi ortoamfibolite.

Şisturile amfibolice şi amfibolitele apar mai frecvent pe valea Crişului, valea Surduca, valea Lungii, valea Săracului şi valea Daşorului. Amfibolul participă în alcătuirea acestei roci în proporţie de 50—70% la şisturi amfibolice şi 40—70% la amfibolite, fiind de obicei o hornblendă verde. Uneori alături de amfiboli se observă apariţia biotitului. Plagioclazul reprezentat prin porfiroblaste de albit sau oligoclaz (15-20 % An) conţine frecvent incluziuni de cuarţ, amfiboli şi epidot. Epidotul şi zoizitul formează granule izolate sau aglomerări în cuiburi.

Ortoamfibolitele apar mai rar fiind prezente pe valea Săracului, valea Dumii şi valea Daşorului. La aceste roci se surprinde uneori fenomenul de înlocuire a piroxenilor cu amfiboli. Alteori se observă fenomenul de biotitizare a amfibolilor, apărînd lamele de biotit ce conţin incluziuni de amfiboli. Plagioclazul reprezentat prin andezin (30—40% An) este de cele mai multe ori intens albitizat.

Ortoamfibolitele întîlnite în cadrul acestei zone au rezultat prin metamorfozarea în condiţiile faciesului amfibolitic a unor filoane de roci bazice şi intermediare.

Grupul rocilor retromorfozate. Rocile seriei mezozonale sînt afectate pe alocuri de fenomene de retromorfism mai mult sau mai puţin accentuat. Aria de răspîndire a rocilor afectate de astfel de fenomene se leagă în special de apropierea contactului seriei mezozonale cu cea epizonală fiind mai frecvente în valea Surduca, valea Lungii şi în cursul superior al văii Dumii şi văii Daşorului.

Pe teren, efectele diaftorezei se remarcă prin aspectul filitic pe care-l îmbracă micaşisturile, precum şi prin nuanţele verzui din rocă, datorate

Institutul Geologic al României

apariţiei cloritului. Sub microscop se observă cloritizarea uneori destul de avansată a lamelelor de biotit, cataclazarea intensă şi cloritizarea porfiroblastelor de granaţi, sericitizarea şi calcitizarea granulelor de feldspaţi.

Studiul mineralogic, petrografic, al rocilor seriei mezozonale arată că avem de-a face cu o serie de sedimente de natură terigenă, argilo-grezoase, pe alocuri marnoase, străpunse uneori de filoane cu compoziţia bazică sau intermediară. Asociaţiile mineralogice caracteristice acestei serii sînt: hornblendă — plagioclaz — epidot (almandin); cuarţ — disten — almandin — mice şi cuarţ — almandin — plagioclaz — mice.

Aceste asociaţii caracterizează după F. T u r n e r faciesul almandino-amfibolic, subfaciesurile staurolit-cuarţ şi respectiv disten — muscovit — cuarţ.

Uneori în cuprinsul zonei cercetate se observă suprapunerea unui metamorfism de grad inferior care a dus la o serie de readaptări mineralogice la condiţiile de presiune şi temperatură nou create, rezultînd roci în care apar minerale tipomorfe pentru epizonă, alături de relicte ce amintesc compoziţia unei roci mezozonale.

Seria cristalină epizonală. Rocile epizonale ocupă suprafeţe relativ întinse în partea estică şi sudică a zonei cercetate de-a lungul văii Drăganului şi văii Iadului. Peste tot în cadrul zonei cercetate rocile cu caracter epizonal se dispun deasupra celor mezozonale, trecerile dintre cele două serii realizîndu-se brusc. Există o deosebire între cele două serii cristaline şi în ce priveşte gradul de cristalinitate a lor, rocile epizonale prezentînd de obicei o granulaţie mai fină, fiind totodată intens microcutate.

Pe baza compoziţiei mineralogice rocile epizonale pot fi împărţite în două grupe petrografice: grupul cuarţitelor şi grupul rocilor cloritoase.

G r u p u l c u a r ţ i t e l o r. În cadrul acestui grup au fost separate o serie de varietăţi petrografice a căror caracteristică comună este conţinutul ridicat de cuarţ în compoziţia lor.

Şisturile cuarţitice muscovitice (sericitoase) cu clorit. Sînt rocile epizonale cele mai răspîndite în zona cercetată, formînd fondul geologic al acestei serii. În compoziţia lor mineralogică cuarţul ocupă cea mai mare parte, subordonat apărînd lamele de muscovit şi sericit, plaje de clorit şi porfiroblaste de albit. Ca minerale accesorii apar epidotul, titanitul, apatitul şi mineralele opace.

Şisturile cuarţo-albitice cu muscovit şi clorit, apar sub forma unor intercalaţii lenticulare pe versantul stîng al văii Drăganului şi văii Sebişel.

Institutul Geologic al României

Feldspatul plagioclaz, împreună cu cuarțul ocupă 85% din masa rocii subordonat apărînd lamele de muscovit și clorit.

Șisturile cuarțitice cu biotit au fost întîlnite pe valea Onăcarie, valea Glighii, valea Sebișel și valea Dașorului. Din punct de vedere mineralogic-structural sînt foarte asemănătoare cu șisturile cuarțitice-muscovitice cu clorit, în plus observîndu-se apariția unor lamele fine de biotit (0,20—0,10 mm diametru) puternic pleocroic.

Șisturile cuarțitice cu grafit apar cu totul subordonat în cadrul acestei zone pe valea Strîmba, dealul Alunul, pîrîul Fîntînele și valea Lungșorului. Culoarea lor este cenușie-neagră, iar sub microscop pun în evidență o masă lepidoblastică formată din cuarț și subordonat albit în care se dispun benzi de grafit. Alteori grafitul formea ză o pulbere care pigmentează puternic roca. Cantitativ grafitul reprezintă 10—15% din rocă.

Grupul rocilor cloritoase. Am grupat sub această denumire următoarele tipuri petrografice : micașisturi muscovito-cloritoase, șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit și șisturi actinolitice. Aceste roci apar de obicei sub forma unor intercalații lenticulare, la diferite nivele în cadrul șisturilor cuarțitice.

Micașisturile muscovito-cloritoase apar pe valea Strîmba, valea Drăganului și valea Lungșorului. Sînt roci cu șistuozitate foarte pronunțată fiind constituite în cea mai mare parte din muscovit,sericit și clorit, subordonat apărînd cuarț.

Șisturile cloritoase cu porfiroblaste de albit formează intercalații cu grosimi reduse dar care se urmăresc uneori pe distanțe apreciabile. Cloritul sub formă de lamele sau plaje, reprezintă componentul principal din rocă, fiind deobicei un penin și mai rar clinoclor. Porfiroblastele de albit reprezintă 8—15% din masa rocii, și conțin frecvente incluziuni de sericit, clorit și cuarț. Calcitul, epidotul, în cantități mai reduse titanitul și mineralele opace (pirita) apar în aceste roci în proporții variabile.

Asociația mineralogică : clorit — epidot ± zoizit ± calcit este caracteristică unor tufuri bazice metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi.

Șisturile actinolitice apar ca intercalații lenticulare pe valea Fericelii, valea Sebișel și valea Lungșorului. În compoziția lor intră actinot sub forma unor cristale prismatice alungite, uneori dispuse în snopi, feldspat plagioclaz (albit) nemaclat, epidot, zoizit și clorit în cantități reduse.

Institutul Geologic al României

În cadrul seriei epizonale asociaţiile mineralogice cele mai frecvente sînt : cuarţ—albit—clorit—muscovit sau albit—epidot — clorit—actinot.

În clasificarea faciesurilor metamorfice, dată de F. T u r n e r, aceste asociaţii caracterizează faciesul de şisturi verzi, subfaciesul cloritic. Şi rocile seriei epizonale au provenit în cea mai mare parte din sedimente de natură terigenă, predominant grezo-argiloase cu totul subordonat marnoase, în plus faţă de seria mezozonală remarcîndu-se prezenţa unor intercalaţii de tufuri bazice.

Formaţiuni sedimentare. Cele mai vechi formaţiuni sedimentare care se dispun discordant peste fundamentul cristalin sînt constituite dintr-o serie de conglomerate dure cu elemente de cuarţ cristalin de dimensiuni variabile, în general puternic rulate, cu slabe intercalaţii de şisturi argiloase violacee. Asociat acestor conglomerate apar intercalaţii de porfire cuarţifere de culoare cenuşiu-verzuie. Vîrsta acestor formaţiuni, după D. G i u ş c ă (1952) este permiană. Aceste formaţiuni aflorează pe valea Drăganului în apropiere de Lunca Vişagului.

Triasic. Verfenianul, avînd în bază conglomerate silicioase, dure, compacte este constituit în cea mai mare parte din gresii silicioase şi cuarţite şi se încheie la partea superioară cu şisturi micacee de culoare roşcată-verzuie. Apare dezvoltat de-a lungul văii Iadului, stînd transgresiv peste fundamentul cristalin. Peste formaţiunile verfeniene, pe valea Crişului Repede şi în valea Daşorului, se dispun calcare negre bituminoase în plăci cu frecvente filonaşe umplute cu calcit de vîrstă anisian-ladiniană. Dolomitele carniene din apropierea localităţii Remeţi se dispun concordant peste aceste formaţiuni şi suportă la rîndul lor calcarele zaharoide albe aparţinînd Norianului.

Jurasic. Formaţiunile jurasice formează un sinclinal în valea Daşorului şi dealul Porumbreu. După S. P a u l i u c (1958), Jurasicul din regiune este reprezentat prin formaţiuni aparţinînd Liasicului, Doggerului şi Malmului. Liasicul inferior după acelaşi autor este reprezentat printr-o serie detritică formată din microconglomerate, cuarţite şi gresii ; Liasicul mediu prin calcare grezoase şi marne nisipoase, iar Liasicul superior prin marne şistoase micacee. Doggerul apare tot în sinclinalul Porumbreu prin calcare spatice, brune şi calcare oolitice, iar Malmul prin calcare recifale.

Cretacic superior. Apare numai în extremitatea sudică a perimetrului în versantul stîng al văii Daşorului unde se dispune discordant peste fundamentul cristalin epizonal. După T h. K r ä u t n e r (1941) vîrsta acestor

Institutul Geologic al României

formaţiuni este Turonian-Senonian şi sînt reprezentate prin conglomerate cu elemente rulate de cristalin, gresii de culoare albă-cenuşie, calcare marnoase şi marne nisipoase de culoare cenuşie-neagră.

Roci eruptive banatitice. Fundamentul cristalin mezo-epizonal precum şi sedimentarul mezozoic sînt străpunse pe alocuri de corpuri şi filoane eruptive banatitice. În majoritatea lor aceste iviri de roci banatitice sînt manifestări hipoabisice şi efuzive şi subordonat abisice, ale ciclului de erupţiuni de la sfîrşitul Cretacicului superior. De cele mai multe ori corpurile şi filoanele de banatite se insinuează concordant faţă de structurile plicative sau de-a lungul unor fracturi orientate în general est-vest.

Diferitele tipuri petrografice separate în cadrul acestei zone sînt foarte asemănătoare din punct de vedere mineralogic şi structural cu tipurile principale descrise de D. G i u ş c ă (1952) în masivul Vlădeasa, aşa că în cele ce urmează nu vom insista asupra descrierii lor.

A n d e z i t e l e, apar sub forma unor filoane concordante pe valea Surduca, valea Fericelii şi valea Caprei sau sub forma unor corpuri puternic dezvoltate la contactul cu şisturile cristaline pe valea Drăganului şi dealul Lungii. Structura acestor roci este porfirică, într-o masă de bază formată din microlite de feldspat plagioclaz şi cuarţ, fiind dispuse fenocristale de plagioclaz-andezin (35—40 % An), amfibol-hornblendă verde, biotit şi piroxen-augit sau hipersten. Andezitele de multe ori prezintă un grad avansat de alterare autometamorfică vizibil prin cloritizarea şi epidotizarea hornblendei, cloritizarea biotitului, sericitizarea şi calcitizarea feldspatului plagioclaz.

D a c i t e l e aflorează mai rar pe valea Drăganului şi dealul Fericelii. În compoziţia lor mineralogică intră feldspat plagioclaz, cuarţ, mai ales ca microlite în pastă şi fenocristale de plagioclaz, amfibol şi piroxen. De obicei se remarcă prezenţa a două tipuri de dacite : unele cu un caracter fluidal al masei de bază (dacite de Lunca) şi altele cu pasta microcristalină (dacite de Vişag).

R i o l i t e l e. Pe valea Drăganului, riolitele de tip Vlădeasa avansează sub forma unor corpuri în interiorul ariei de dezvoltare a şisturilor cristaline. Filoanele riolitice apar de asemenea frecvent în interiorul zonei cristaline pe valea Lungii, valea Surduca, valea Caprei etc. Structura acestor roci este de obicei porfirică, mai rar fluidală cu tendinţe de dispoziţie sferulitică a microlitelor din pastă în jurul fenocristalelor. Masa de bază formată

Institutul Geologic al României

din microlite de feldspat şi cuarţ conţine frecvente fenocristale de cuarţ cu contur resorbit, feldspat plagioclaz (oligoclaz cu 16—22% An) şi biotit.

Granodioritele apar pe valea Lungii şi valea Porcului. Sînt roci granulare, destul de friabile, constituite din feldspat plagioclaz (andezin cu 25—40% An), subordonat ortoză care formează frecvent dezamestecuri mirmekitice, cuarţ în cantităţi reduse, hornblendă şi biotit.

Porfirele granodioritice, apar în versantul stîng al văii Drăganului insinuîndu-se de-a lungul limitei cristalin-sedimentar permian. Roca, de culoare roz, prezintă un aspect masiv slab porfiric fiind formată în cea mai mare parte dintr-o masă de bază puternic recristalizată, cu structură granitică în care se observă fenocristale mari de feldspat plagioclaz, ortoclaz, biotit şi cuarţ.

Porfire microgranitice am întîlnit pe versantul stîng al văii Daşorului formînd un corp pus în loc pe o fractură orientată est-vest. Roca este formată dintr-o masă de bază microgranitică constituită din cuarţ, feldspat ortoclaz şi plagioclaz în care se dispun fenocristale mari de ortoză, plagioclaz (albit-oligoclaz cu 16—20% An), cuarţ şi biotit. Uneori se observă formarea amfibolilor de neoformaţie (hornblendă verde) pe conturul unor plagioclazi.

Porfirele dioritice formează cîteva filoane pe valea Măguricea şi pîrîul Glăfiţii. Într-o masă de bază constituită aproape în întregime din granule izomorfe de feldspat plagioclaz, ortoză şi subordonat cuarţ, se dispun fenocristale de plagioclaz cu 40—50% An maclat polisintetic, mai rar zonat, biotit şi hornblendă în mare parte cloritizaţi şi cuarţ în cantităţi reduse.

Fenomene de contact. Rocile eruptive banatitice vin în contact cu şisturi cristaline epi — mezozonale şi roci sedimentare permiene, triasice şi cretacice, dînd o serie de fenomene de contact termic, metasomatic şi hidrotermal (metamorfism exomorfic). Zonele de influenţă a acestor fenomene se limitează de obicei la apropierea contactului.

Şisturile cristaline la contactul cu rocile banatitice sînt puternic silicifiate, îmbrăcînd un aspect rubanat. În şisturile epizonale de pe pîrîul Porcului şi valea Drăganului se observă formarea unor corneene cu biotit şi epidot de culoare verzuie. Biotitul este o varietate bogat feriferă, iar epidotul apare de obicei de-a lungul unor fisuri fiind asociat cu calcitul. Alteori se observă slabe fenomene de feldspatizare ca efect al metasomatozei hidrotermale, mai ales în zonele de intense brecifieri din apropierea con-

Institutul Geologic al României

tactului. Şisturile conţin porfiroblaste de feldspat ortoclaz (ortoză şi microclin) şi plagioclaz, neafectate de brecifieri. Ca efect al fazei hidrotermale se observă apariţia unor piritizări, silicifieri şi caolinizări atît în masa şisturilor cît şi în masa rocilor eruptive.

Conglomeratele permiene din valea Drăganului la contact cu porfirele granodioritice sînt slab silicifiate iar intercalaţiile argiloase prezintă un aspect pătat. Calcarele jurasice de pe pîrîul Alunului îmbracă aspectul unor marmore cristaline datorită apropierii contactului.

Fenomenele de contact endomorfic apar destul de frecvent în masa banatitelor rezultînd cloritizarea, epidotizarea sau opacitizarea amfibolilor şi piroxenilor, cloritizarea biotitului, sericitizarea şi calcitizarea feldspaţilor.

Consideraţii chimice asupra banatitelor. Pentru compararea chimismului rocilor banatitice cu cele din masivul Vlădeasa au fost efectuate patru analize de silicaţi : 1, riolit — pîrîul Cicleului ; 2, riolit de Vlădeasa — valea Drăganului ; 3, andezit amfibolic — valea Crişului Repede ; 4, porfir dioritic — valea Măguricea (tabelul 1).

Valorile parametrilor Niggli, precum şi tipurile de magmă în care se încadrează rocile analizate sînt cuprinse în tabelul 2.

Aciditatea rocilor analizate variază între 50—75% SiO_2, iar valorile parametrilor Niggli arată că avem de-a face cu o magmă calco-alcalină

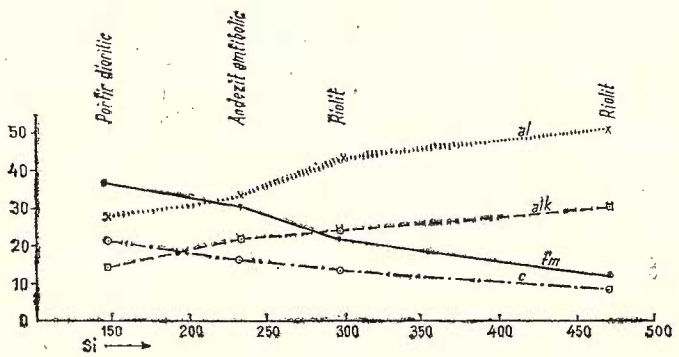


Fig. 1 — Diagrama de diferenţiere a banatitelor.
Diagramme de différenciation des banatites.

de tip granodioritic — dioritic, cu o serie de forme de trecere între ele, datorită unor procese de diferenţiere magmatică.

Din diagrama de diferenţiere (fig.1) se remarcă o mare asemănare în ce priveşte mersul curbelor, cu diagrama de variaţie a oxizilor în funcţie

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Compoziţia chimică a rocilor banatitice

Nr. probei	12 490 %	935 %	11.077 %	11.267 %
SiO_2	74,62	65,00	61,75	50,30
Fe_2O_3	0,79	3,85	5,56	1,80
FeO	1,82	1,38	1,95	5,60
Al_2O_3	13,74	15,57	14,51	16,62
TiO_2	urme	0,84	0,54	1,15
CaO	1,26	2,80	4,29	6,51
MgO	urme	0,34	1,45	4,25
MnO	0,07	0,07	0,07	0,15
S	urme	urme	0,065	0,08
P_2O_5	urme	0,12	0,14	0,22
Na_2O	2,53	4,39	3,90	4,20
K_2O	3,60	1,35	3,12	1,30
H_2O^{-1050}	0,40	0,08	—	0,40
H_2O^{+1050}	0,30	3,72	2,54	2,34
CO_2	0,70	lipsă	lipsă	4,62
Total :	99,83	99,51	100,95	99,54

TABELUL 2

Valorile parametrilor Niggli

Nr. crt.	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	Tip magmatic — după *Niggli*
1	472,6	49,80	12,60	8,10	28,30	0,493	—	0,64	aplito-granitic (Mediteran)
2	298,7	42,30	20,90	13,50	23,20	0,16	0,10	0,64	cuarţ-dioritic
3	232,4	32,10	29,60	16,70	21,40	0,34	0,19	0,56	normal granitic-granodioritic
4	149	27,30	35,80	20,70	14,20	0,162	0,497	0,57	normal dioritic (pacific)

Institutul Geologic al României

de conținutul în silice, dată de D. G i u ş c ă (1952) pentru masivul Vlădeasa. În intervalul cuprins pentru valorile lui *si* de la 149—472 se remarcă cum valorile lui *c* şi *fm* scad de la tipurile bazice la cele mai acide, în timp ce valorile lui *al* şi *alk* cresc.

Aparițiile de roci eruptive banatitice din cadrul zonei cercetate dovedesc continuarea activității magmatice de la sfîrşitul Cretacicului superior la vest şi nord de masivul Vlădeasa, realizînd totodată legătura cu erupțiunile de riolite din partea de sud-est a munților Rez (Borod)[3]).

Considerații tectonice

Tectonica seriei cristalin-mezozonale. Rocile mezozonale ocupă suprafața cea mai întinsă din cadrul zonei cercetate. Şisturile cristaline mezozonale, dintre valea Drăganului şi valea Iadului formează o mare boltire anticlinală al cărei ax se urmăreşte pe aproximativ 15 km lungime. Axul acestui anticlinal se orientează nord 10—40° est, fiind decroşat din loc în loc de puternice fracturi transversale orientate aproximativ est-vest. Această structură majoră este flancată uneori de o serie de anticlinale şi sinclinale minore al căror ax este în general paralel cu cel al anticlinalului mare (valea Crişului, valea Surduca).

Măsurătorile de elemente microtectonice (lineații, axe, microcute) indică pentru jumătatea nordică a zonei cercetate, pînă în dreptul faliei Secătura lui Zingur, afundări axiale nordice cu valori de 10—15°, în timp ce la sud de această fractură afundările axiale devin sudice. Înspre sud-vest acest anticlinal prezintă tendințe de închidere periclinală, afundîndu-se sub depozitele mezozoice.

În partea de nord-vest a zonei cercetate şisturile mezozonale trec treptat de la direcții nord est — sud vest cu căderi spre vest, la direcții est — vest cu înclinări de 35—60° înspre nord. În felul acesta se trece de la structura anticlinală valea Neportoc — Dealul Mare la sinclinoriul Măgura, structură majoră pentru partea de sud est a munților Rez [4]).

---

[3]) Şt. Cîmpeanu, Nadia Cîmpeanu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni pentru minereuri neferoase în munții Rez. 1963. Arh. Com. Stat Geol.

[4]) Vezi nota 3, pag. 48.

Institutul Geologic al României

Ca efect al tectonicii disjunctive au luat naştere o serie de fracturi care compartimentează puternic rocile mezozonale. Pe teren au fost identificate trei sisteme principale de fracturi : un sistem orientat nord est — sud vest ;

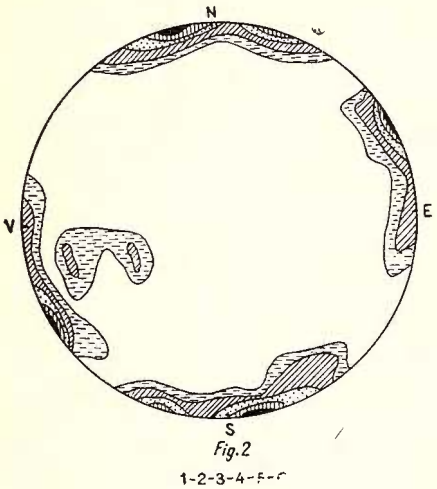


Fig. 2 — Diagrama de fisuri — Sectorul valea Crişului Repede — 54 măsurători.

Diagramme de fissures — Secteur Vallée Crişul Repede — 54 mesures.

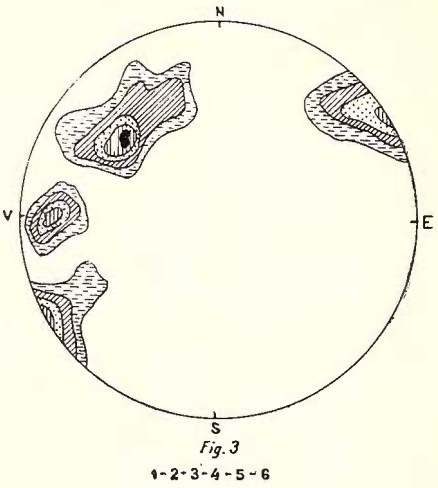


Fig. 3 — Diagrama de fisuri — Sectorul valea Neportoc — 56 măsurători.

Diagramme de fissure — Secteur Vallée Neportoc — 56 mesures.

un sistem orientat aproximativ est-vest (uneori nord 70—80° est) şi un sistem orientat nord vest — sud est.

Majoritatea fracturilor identificate sînt oblice sau transversale faţă de structurile plicative şi mai rar-direcţionale. Pe teren traseul lor este marcat de frecvente brecifieri şi millonitizări.

Diagramele construite pe baza măsurătorilor de fisuri, pun în evidenţă existenţa unor maxime după care se încadrează majoritatea fracturilor identificate în regiune. Astfel în diagrama din fig. 2, se remarcă existenţa unor plane de maxim orientate nord 75—80° est (fisuri *ac*) sau nord 15—20° vest (fisuri *hol*), iar diagrama de pe valea Neportoc (fig. 3) arată un plan de maxim orientat est-vest.

Falii direcţionale din sistemul nord est — sud vest au fost identificate pe valea Onăcarie şi valea Daşorului uude marchează contactul dintre seria cristalină mezozonală şi cea epizonală. Vîrsta acestor fracturi este post verfeniană întrucît afectează gresiile şi cuarţitele verfeniene de pe

Institutul Geologic al României

valea Onăcarie şi sînt probabil cele mai vechi fracturi din cadrul zonei cercetate.

Faliile orientate est-vest sînt în majoritatea lor transversale faţă de structurile plicative, fiind mai noi decît cele direcţionale, pe care le decroşează pe alocuri (valea Onăcarie, valea Daşorului). Aceste fracturi afectează formaţiunile cristalofiliene şi rocile sedimentare mezozoice pînă la Cretacic superior inclusiv. În mai multe puncte din perimetru aceste fracturi decroşează puternic axul anticlinalului mare valea Neportoc-Dealul Mare (valea Săracului, valea Dumii, valea Lungii etc.).

Sedimentarul mezozoic de la Remeţi se situează într-un graben, mărginit la nord şi sud de fracturi orientate est-vest (Th. Kräutner 1941). Falia Seniului — dealul Murii este verticală delimitînd acest graben înspre nord iar falia Zimbrului este o falie inversă înclinată cu 40—60° spre sud, de-a lungul căreia rocile cristaline epizonale tind să încalece formaţiunile sedimentare.

Fracturile din sistemul nord vest — sud est (uneori apropiat nord-sud) sînt probabil cele mai noi întrucît afectează şi decroşează atît fracturile direcţionale nord est — sud vest (valea Caprei) cît şi cele transversale din sistemul est-vest (valea Seniului, valea Daşorului).

Tectonica seriei cristaline epizonale. În cadrul seriei epizonale, structurile plicative identificate sînt asemănătoare celor menţionate la şisturile mezozonale. În partea nord-estică a zonei cercetate, rocile epizonale prezintă direcţii nord est — sud vest cu căderi de 30—50° spre est. Între valea Drăganului şi pîrîul Strîmba rocile epizonale formează un mic sinclinal, orientat nord est — sud vest, care se continuă şi la nord de Crişul Repede[5]. Înspre sud, rocile epizonale trec treptat la direcţii predominante est-vest cu căderi spre sud, pe valea Sebişel şi valea Zimbrului aceste formaţiuni formînd un sinclinal care se închide periclinal spre sud vest.

Dislocaţiile radiare care au afectat rocile seriei mezozonale, de cele mai multe ori se regăsesc şi în cadrul seriei epizonale. Astfel contactul dintre cele două serii pe valea Onăcarie se realizează de-a lungul unei falii direcţionale orientate nord est-sud vest. Faliile transversale care afectează seria mezozonală se continuă şi în epizona de pe valea Daşorului şi valea Sebişel.

[5]) V. Ignat, Domniţa Ignat. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiuni din masivul Mezeş. 1964. Arh. Com. Stat Geol.

Institutul Geologic al României

Formaţiunile sedimentare mezozoice se dispun discordant şi transgresiv peste fundamentul cristalin iar în apropierea localităţii Remeţi se găsesc în raporturi tectonice cu acesta. Pe valea Daşorului şi dealul Porumbreu sedimentele jurasice apar într-un sinclinal orientat nord est — sud vest, flancul vestic al acestuia fiind afectat de o fractură orientată tot nord est — sud vest (S. P a u l i u c, 1958).

Rocile eruptive banatitice străpung atît fundamentul cristalin mezo-epizonal cît şi învelişul sedimentar mezozoic. Ele apar de obicei sub forma unor corpuri sau filoane, dispuse concordant faţă de structură sau de-a lungul unor fracturi.

Concluzii

Zona cercetată este constituită în cea mai mare parte din roci cristalofiliene. Rocile cristalofiliene după gradul de metamorfism se încadrează în două serii : seria cristalină mezozonală şi seria epizonală. În cadrul seriei mezozonale se remarcă prezenţa unor zone de retromorfism mai mult sau mai puţin accentuat.

Atît rocile seriei mezozonale cît şi cele epizonale au luat naştere din sedimente marine de natură predominant terigenă în urma unui proces de metamorfism regional. În cadrul seriei mezozonale apar parageneze caracteristice faciesului almandino-amfibolic, iar în cadrul seriei epizonale, parageneze caracteristice faciesului de şisturi verzi. În timpul procesului de metamorfism a avut loc şi cutarea acestor roci rezultînd structurile plicative.

În timpul mişcărilor tectonice ulterioare formării lor, atît şisturile cristaline cît şi formaţiunile sedimentare au fost afectate de puternice mişcări disjunctive care au compartimentat intens regiunea. În cadrul zonei cercetate au fost întîlnite trei sisteme de fracturi, care sînt în majoritatea lor transversale sau oblice faţă de structurile plicative.

Formaţiunile sedimentare aparţin în cea mai mare parte Mezozoicului şi ţin de sedimentarul din Pădurea Craiului.

Magmatismul banatitic s-a manifestat în regiune după sedimentarea Cretacicului superior, apărînd o serie de corpuri şi filoane banatitice care reprezintă apofize ale maselor eruptive principale din masivul Vlădeasa.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Dimitrescu R. (1951) Geologia regiunii Ciucea. *D. S. Com. Geol.* XLII. Bucureşti.

Giuşcă D. (1952) Le massif éruptif de la Vlădeasa. *Ann. Com. Géol.* XXIII. Bucureşti.

Kräutner Th. (1934) Recherches géologiques et pétrographiques dans les Massifs cristallins de NW de la Transylvanie (Ţicău, Meseş, Rez). *C.R. de Seances*, XXII. Bucureşti.

Kräutner Th. (1941) Études géologiques dans la Pădurea Craiului. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXV, Bucureşti.

Niggli P. (1929) Gesteins- und Mineral provinzen.

Patrulius D. (1935) Contribuţiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D. S. Com. Geol.* XL. Bucureşti.

Pauliuc S. (1958) Contribuţiuni la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeţi (Pădurea Craiului). *An. Univ. Parhon*, 17. Bucureşti.

Turner F. J. (1961) Reexaminarea faciesurilor metamorfice. Articol reprodus în „Probleme fizico-chimice de formare a rocilor şi minereurilor". I. Ed. Acad. de Ştiinţe U.R.S.S. — Moscova (limba rusă).

GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE DE LA ZONE CRISTALLINE COMPRISE ENTRE LES VALLÉES DRĂGANUL ET IADUL

PAR

ŞT. CÎMPEANU, NADIA CÎMPEANU

(Résumé)

Cette région est située à l'extrémité NW des Monts Apuseni, au N de Crişul Repede. Les roches cristallophylliennes ont évolué de sédiments marins dont la nature est principalement terrigène et en second lieu seulement tuffogène. Suivant le dergé de métamorphisme qu'ont subi les sédiments initiaux, les roches cristallines ont été groupées en deux séries cristallines : la série mésozonale et la série épizonale. On reconnaît, dans la série mésozonale, des paragenèses caractéristiques au faciès almandino-amphibolique et dans celle épizonale — des paragenèses caractéristiques au faciès de schistes verts.

Les roches mésozonales ont été séparées par groupes pétrographiques selon les associations minéralogiques : groupe des micaschistes ; groupe des roches quartzitiques ; groupe des roches amphiboliques (schistes amphidoliques, amphibolites et orthoamphibolites), groupe des roches rétromorphisées. Dans la zone étudiée, les roches épizonales surmontent, en une brusque transition, les roches mésozonales. La série épizonale comprend le groupe des roches quartzitiques (schistes quartzitiques muscovitiques —

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

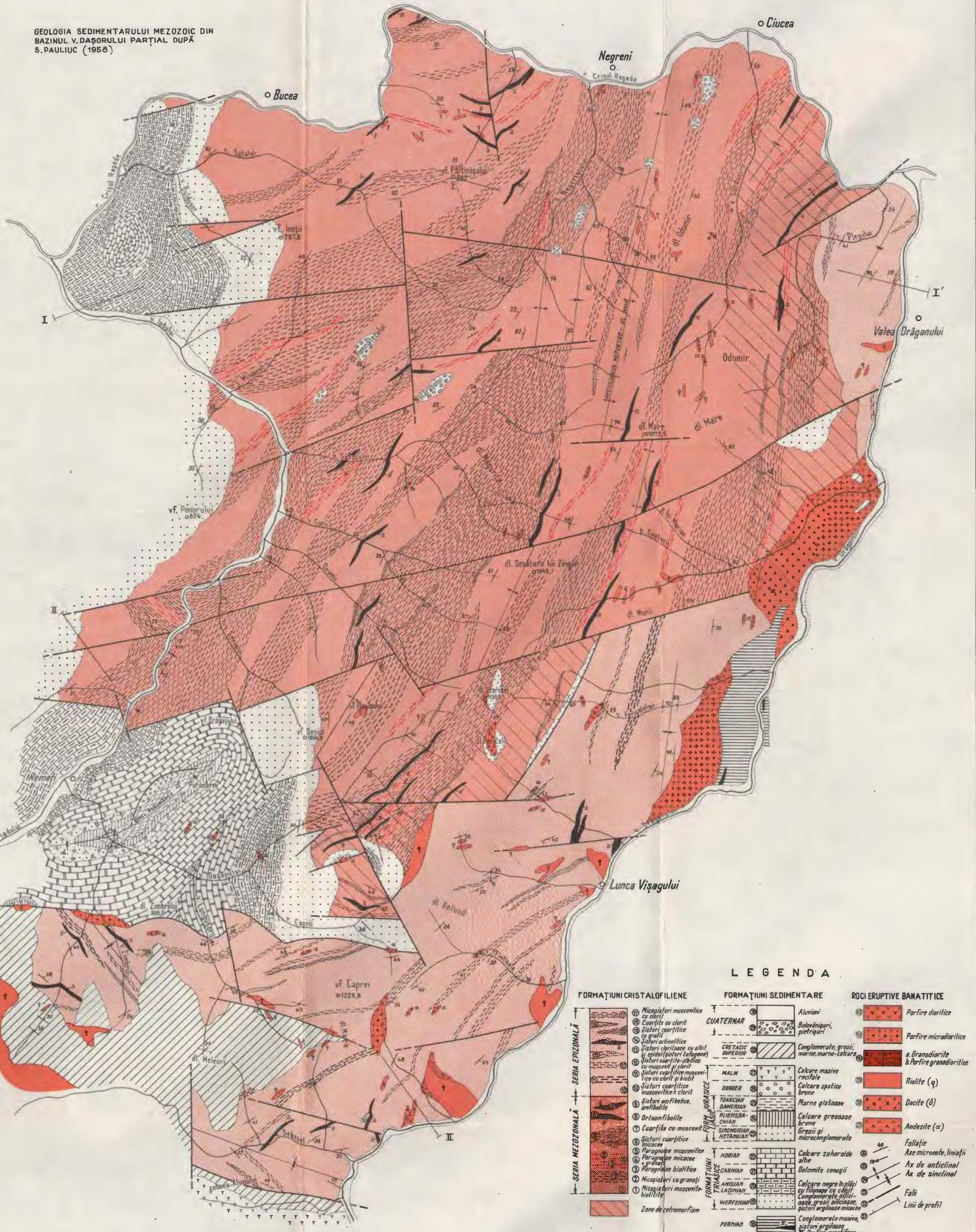
Institutul Geologic al României

CÎMPEANU ST. - CÎMPEANU NADIA

HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI CRISTALINE DINTRE V. DRĂGANULUI ȘI V. IADULUI

0 0,5 1 1,5 km.

GEOLOGIA SEDIMENTARULUI MEZOZOIC DIN BAZINUL V. DAȘORULUI PARȚIAL DUPĂ S. PAULIUC (1958)



LEGENDA

FORMAȚIUNI CRISTALOFILIENE

SERIA EPIZONALĂ
- 17 Micașisturi muscovitice cu clorit
- 16 Cuarțite cu clorit
- 15 Șisturi cuarțitice cu grafit
- 14 Șisturi actinolitice
- 13 Șisturi clorităloase cu albit și epidot (șisturi tufogene)
- 12 Șisturi cuarțito-albitice cu muscovit și clorit
- 11 Șisturi cuarțitice muscovitice cu clorit și biotit
- 10 Șisturi cuarțitice muscovitice ± clorit

SERIA MEZOZONALĂ
- 9 Șisturi amfibolice, amfibolite
- 8 Ortoamfibolite
- 7 Cuarțite cu muscovit
- 6 Șisturi cuarțitice micacee
- 5 Paragnaise muscovitice
- 4 Paragnaise micacee ± granați
- 3 Paragnaise biotitice
- 2 Micașisturi cu granați
- 1 Micașisturi muscovito-biotitice

Zone de retromorfism

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

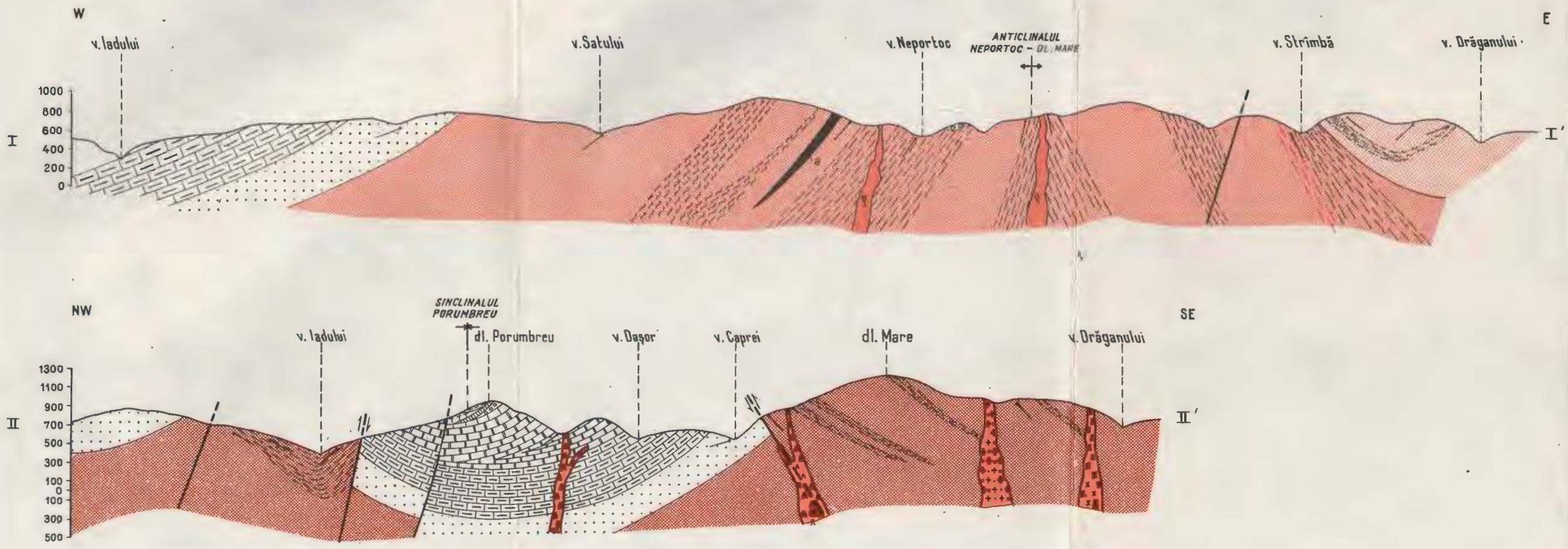
- 34 Aluviani — CUATERNAR
- 29 Bolovănișuri, pietrișuri — CUATERNAR
- 28 Conglomerate, gresii, marne, marno-calcare — CRETACIC SUPERIOR
- 27 Calcare masive recifale — MALM
- 26 Calcare spatice brune — DOGGER
- 25 Marne gîstoase — TOARCIAN DAMERIAN
- 24 Calcare gresoase brune — PLIENSBACHIAN
- 23 Gresii și microconglomerate — SINEMURIAN HETANGIAN
- FORMAȚIUNI JURASICE LIASICE
- 22 Calcare zaharoide albe — NORIAN
- 21 Dolomite cenușii — CARNIAN
- 20 Calcare negre în plăci cu filonașe cu calcit — ANISIAN LADINIAN
- 19 Conglomerate silicioase, gresii silicioase, șisturi argiloase micacee — WERFENIAN
- FORMAȚIUNI TRIASICE
- 18 Conglomerate masive, șisturi argiloase, ☤ Porfire cuarțifere — PERMIAN

ROCI ERUPTIVE BANATITICE

- 32 Porfire diaritice
- 31 Porfire microdiaritice
- 30 a. Granodiorite b. Porfire granodioritice
- 29 Riolite (ϱ)
- 28 Dacite (δ)
- 27 Andezite (α)

- 25 Foliație
- 25 Axe microcute, liniații
- 24 Ax de anticlinal
- 24 Ax de sinclinal
- 23 Falii
- 22 Linii de profil

PROFILE GEOLOGICE ÎN ZONA CRISTALINĂ DINTRE V. DRAGANULUI – V. IADULUI



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI : Dări de seamă vol. LIII/3

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

MINERALOGIE—PETROGRAFIE

O NOUĂ METODĂ OPTICĂ DE DETERMINARE A VÎRSTEI RELATIVE A GRANITELOR APLICATĂ UNOR GRANITE DIN ROMÂNIA[1]

DE

O. MAIER, V. CAULEA[2]

Abstract

New Optical Method for Determining the Relative Age of Granites Applied to Some Granites in Romania. The variation of the amplitude of the undulating extinction of quartz in granites, as a result of the cumulative strain effects in various successive orogenic phases, proved in some granites in Chile, has been used by the authors of this paper to determine the absolute age of some granites in Romania. Starting from the universality of the large orogene phases, a median curve has been established on the diagram plotted by the Chile geologists; the results of the measurements carried out in Romania have been projected on this diagram. The absolute age thus obtained is confirmed for some granites by geological relations.

Recent a apărut în The Geological Society of America Bulletin o lucrare a geologilor chilieni Sonia Mehech de Hills şi Jose Corvalan (1964), în care autorii fac cunoscute rezultatele pe care le-au obţinut, în determinarea vîrstei unor granite din Chile, prin măsurarea extincţiei ondulatorii a granulelor de cuarţ din aceste roci.

Metoda enunţată de geologii chilieni pleacă de la premiza că amplitudinea extincţiei ondulatorii este rezultatul cumulativ al strainului din diferitele faze orogenice succesive. Eşantioanele pe care s-au făcut măsurători-

[1]) Comunicare în şedinţa din 7 III 1966.

[2]) Intreprinderea Geologică de Prospecţiuni. Calea Griviţei nr. 64. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

le au fost supuse şi unor determinări de vîrstă radiogenă. Pe baza acestor date a fost construită o diagramă, pe care fiecare eşantion a fost figurat printr-un punct de proiecţie a cărei abscisă reprezintă valoarea intensităţii extincţiei ondulatorii iar ordonata valoarea vîrstei radiogene. Din diagrama obţinută, rezultă o corelaţie între intensitatea extincţiei ondulatorii a cuarţului şi vîrsta radiogenă a rocilor.

Metoda de lucru constă din măsurarea unghiului de rotaţie a platinei microscopului între momentul apariţiei extincţiei ondulatorii şi momentul dispariţiei ei, în granulele de cuarţ secţionate după un plan de birefringenţă maximă.

Autorii notei de faţă şi-au propus să verifice variaţia amplitudinii extincţiei ondulatorii la granulele de cuarţ ale unor roci granitice din ţară.

Pentru evitarea unor erori ce ar putea decurge din aprecierea subiectivă a momentului apariţiei şi a momentului dispariţiei extincţiei s-a recurs la o dublă măsurare de către fiecare din noi. După un număr mai mare de confruntări s-a ajuns la concluzia că nu apar diferenţe considerabile, ele situîndu-se în jurul valorii de 1°.

Deoarece nu dispunem decît de puţine secţiuni orientate şi în scopul de a obţine măsurători cît mai exacte am introdus utilizarea măsuţei universale. În urma unui număr mare de măsurători a rezultat că într-o secţiune perfect paralelă cu axul *c* şi o secţiune oblică pentru a cărei orientare nu este necesară o înclinare mai mare de 12° a axului A_2 nu apar diferenţe sensibile. În secţiunile pentru a căror orientare este necesară o înclinare mai mare de 12° a axului A_2 se constată o micşorare a valorii unghiului măsurat datorită restrîngerii suprafeţei aparente a cristalului. Cristalele de cuarţ foarte mari permit totuşi înclinări chiar mai mari de 12°. Din cele de mai sus a rezultat că este de preferat să se aleagă pentru măsurare, cristale secţionate cît mai aproape de poziţia paralelă cu axul optic, apreciere uşor de făcut prin intermediul măsuţei universale. Utilizarea acesteia simplifică şi citirea unghiurilor, deoarece fixînd prin intermediul axului A_3, momentul apariţiei extincţiei, rotirea platinei microscopului (în poziţie iniţială 0°) în acelaşi sens, pînă la momentul premergător dispariţiei extincţiei (benzile ondulatorii fiind încă vizibile) permite citirea directă a unghiului căutat.

Măsurătorile au fost efectuate pe 6 pînă la 10 granule într-o secţiune; fiecare granulă la rîndul ei fiind măsurată în cele patru poziţii de extincţie. Valoarea finală pentru o secţiune a fost calculată făcînd media valorilor

Institutul Geologic al României

obţinute pentru fiecare granulă, valori care la rîndul lor au rezultat din calcularea mediei celor patru măsurători. Din numeroasele măsurători executate s-a constatat că variaţia valorilor atît în cadrul unei granule cît şi în cadrul unei secţiuni, nu a depăşit în general 1—2°. Abaterile accidentale care au ajuns pînă la 3—4° au fost eliminate cu toate că media a patru măsurători pe acelaşi granul se înscria în valorile medii obţinute în secţiunea respectivă. Cele menţionate mai sus ne-au permis să tragem concluzia că există o constanţă a valorii măsurate în cadrul aceleiaşi secţiuni, constanţă care se menţine şi în cadrul aceluiaşi corp granitic.

Rezultatele obţinute pînă în prezent, au înscris granitele studiate în limita valorilor de 27° pînă la 42°. Un singur caz pentru care s-a obţinut o valoare de 19°, reprezintă un granodiorit banatitic. Valorile obţinute sînt înscrise în tabelul de mai jos.

Tabel

Nr. crt.	Nr. eşantion	Roca	Colecţia	Valoarea medie a unghiului în grade	Vîrsta în milioane ani
1	25	Granodiorit banatitic	O. Maier	19	120
2	5	Granit Codru valea Arieş	R. Dimitrescu	27	220
3	5 528	Granit Highiş	D. Giuşcă	28	235
4	5 529	Granit Highiş	D. Giuşcă	28	235
5	668	Granit Greci	R. Ştefan	30	265
6	8 170	Granit Highiş	D. Giuşcă	31	280
7	9 510	Granit Highiş	D. Giuşcă	31	280
8	337	Granit Muntele Mare	R. Dimitrescu	31	280
9	53	Granit Cîrjelari cu egirin	R. Dimitrescu	31	280
10	226	Granit Tismana	N. Stan	31	280
11	63	Granit Tismana	V. Caulea	32	295
12	50	Granit Cîrjelari cu riebeckit	R. Dimitrescu	32	295
13	15	Granit Cîrjelari cu riebeckit	R. Dimitrescu	32	295
14	479	Granit Pricopan	R. Ştefan	32	295
15	464	Granit Muntele Mare	R. Dimitrescu	33	310
16		Granit Buta	I. Solomon	34	325
17	540	Granit Cherbelezu	V. Bîrlea	34	325
18	596	Granit Sfîrdinul	V. Bîrlea	38	385
19		Granit Ogradena	V. Bîrlea	39	400
20		Granit Sicheviţa	V. Bîrlea	41 30	435

Institutul Geologic al României

Deoarece nu dispunem de determinări radiogene pentru aceste roci, am utilizat diagrama geologilor chilieni pe care am delimitat domeniul de proiecţie al punctelor obţinute de ei, construind o curbă mediană pe care apoi am proiectat valorile obţinute pentru granitele studiate de noi (vezi figura).

Proiectate în felul de mai sus, vîrstele în milioane de ani pentru rocile studiate se pot citi direct, aşa cum rezultă din tabel.

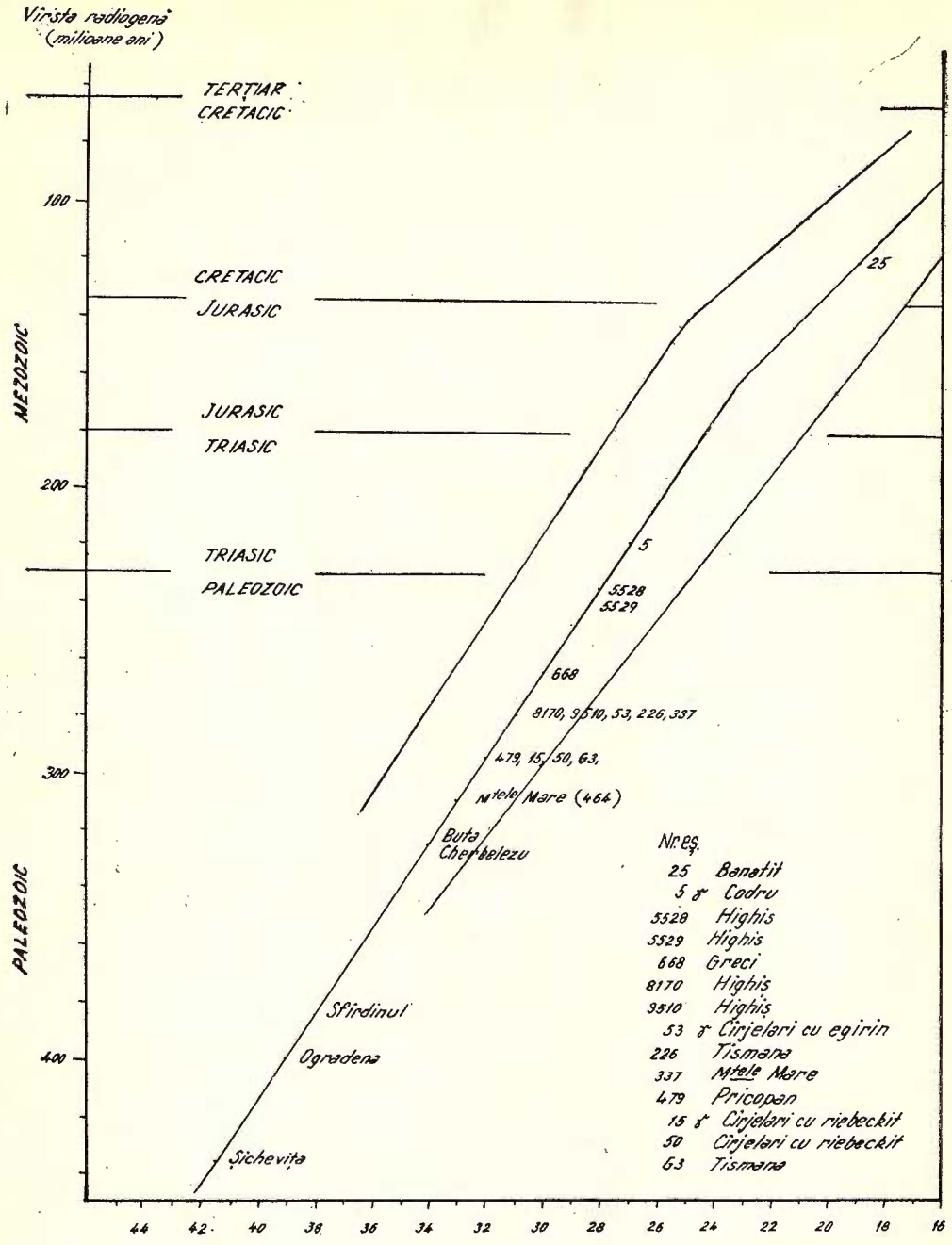
Vîrstele obţinute de noi în modul arătat (în lipsa datelor de vîrstă radiogenă) se bazează pe ipoteza că efectul cumulativ al strainului atît asupra granitelor din Chile cît şi asupra celor de la noi, ar fi fost riguros acelaşi.

Comparînd datele din diagramă cu vîrstele relative ale unor granite de la noi, vîrste cunoscute din literatura geologică se poate spune că apar o serie de rezultate ce concordă cu aceste date. Dintre acestea menţionăm poziţia granitului de Pricopan mai vechi decît granitul de la Greci, ele fiind situate respectiv la 300 şi 265 de milioane de ani, vîrstă corespunzătoare orogenezelor caledoniană şi hercinică. Interesantă pare poziţia granitelor cu egirin, intermediară ca vîrstă între cele menţionate anterior şi mai noi decît granitele cu riebeckit care par de aceiaşi vîrstă cu granitul de Pricopan. De asemenea un fapt remarcabil apare în poziţiile pe care le iau granitele din Highiş şi anume, unul situat la 235 milioane ani şi altul la 280 milioane ani, ceea ce ar corespunde unei faze timpurii şi unei faze tîrzii ale orogenezei hercinice.

O poziţie mai puţin corespunzătoare o are granodioritul banatitic care se situează în Cretacicul inferior. Această abatere poate constitui unul din argumentele privind necesitatea etalonării diagramei noastre pentru situaţia specifică granitelor de la noi din ţară, cu ajutorul determinărilor de vîrstă radiogenă.

Unele încercări făcute asupra altor tipuri de roci cu cuarţ, metamorfozate, au arătat o serie de aspecte noi ale acestei probleme. Astfel au fost măsurate fenocristalele relicte de cuarţ ale unor roci eruptive acide metamorfozate, în care amplitudinea extincţiei ondulatorii s-a dovedit a fi de asemenea constantă. Neavînd însă termeni de comparaţie pentru roci cu grad de competenţă diferit de al rocilor granitice masive, nu au fost introduse în diagramă. Ne propunem ca în viitor să abordăm şi acest aspect al problemei. De asemenea considerăm că ar fi interesant să se

Institutul Geologic al României



Variația amplitudinii unghiului de extincție ondulatorie în cuarț în funcție de vîrsta radiogenă a rocilor granitice.

Variation de l'amplitude de l'angle d'extinction ondulatoire en quartz selon l'âge radiogène des roches granitiques.

Institutul Geologic al României

facă observaţii asupra rocilor în care se constată prezenţa a două generaţii de cuarţ, ambele cu extincţie ondulatorie, dar cu valori caracteristice diferite, caz pe care l-am întîlnit într-o singură secţiune.

Ca o concluzie generală care rezultă în urma încercărilor făcute, este faptul că acestei metode i se pot întrevedea aplicaţii variate la toate rocile cu cuarţ ondulatoriu.

Această metodă îşi poate găsi utilizarea în posibilitatea de a obţine în mod expeditiv informaţii preliminare privind vîrsta rocilor granitice.

Pentru a putea construi o scară etalon corespunzătoare granitelor din ţară, este necesar ca rezultatele obţinute prin această metodă să fie corelate cu determinări de vîrstă radiogenă.

BIBLIOGRAFIA

Sonia Mehech de Hills and José Corvalán (1964) Undulatory extinction in quartz-grains of some Chilean granitic roks of different ages. *The Geological Society of America Bulletin.* New-York, vol. F. S. — Nr. 4, p. 363—366.

UNE NOUVELLE MÉTHODE OPTIQUE DE DÉTERMINATION DE L'ÂGE RELATIF DES GRANITES APPLIQUÉE À QUELQUES GRANITES DE ROUMANIE

PAR

O. MAIER, V. CAULEA

(Résumé)

En 1964, les géologues chiliens Sonia Mehech de Hills et José Corvalán ont mesuré l'amplitude de l'extinction ondulatoire des grains de quartz des granites de Chili; ils en ont conclu d'une corrélation existant entre l'amplitude de cette extinction et l'âge radiogène des roches.

Nous avons pensé à vérifier cette constatation pour certains granites de Roumanie en utilisant la méthode universelle de Fedoroff. Pour

Institutul Geologic al României

des inclinaisons de l'axe A_2 qui ne dépassent pas 12°, l'angle mesuré ne diffère pas beaucoup, dans la même section, de celui mesuré sur de grains sectionnés rigoureusement parallèles à l'axe C. Si l'on utilise guand même MU' c'est qu'elle facilite la vérification de l'orientation du grain de quartz mesuré ainsi que la lecture (directe) de l'angle en question.

Les mesures ont été effectuées sur 6 à 10 grains dans une section : chaque grain a été mesuré à son tour dans les quatre positions d'extinction.

La moyenne des valeurs mesurées démontre que dans une seule section les valeurs ne dépassent généralement pas 1 à 2°. On constante la même constance dans le même corps granitique.

Les résultats obtenus ont placés les granites étudiés entre les limites des valeurs de 27° à 42°, l'échantillon nr. 25 dont l'angle mesuré est un granodiorite banatitique (voir tableau 1).

Nous avons projecté nos données dans le diagramme des géologues chiliens (voir fig. 1) sur lequel nous avons tracé une courbe médiane. L'âge absolu que l'on peut lire directement sur l'ordonnée du diagramme est confirmé, dans le cas de certains granites, par les relations géologiques. Ainsi, par exemple, le granite de Pricopan est plus ancien que celui de Greci lequel est considéré hercynien. Les âges absolus correspondants, que nous avons obtenus, sont de 300 respectivement 265 millions ans.

Il ne sera possible d'obtenir un diagramme caractéristique pour les granites de Roumanie que lorsque nous aurons déterminé l'âge radiogène de ces granites.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

MINERALOGIE — PETROGRAFIE

SCARNELE MINERALIZATE DIN BAZINUL VĂII ANIEŞULUI (MUNŢII RODNEI)[1]

DE

I. RĂDULESCU, LUDMILA RĂDULESCU, I. TEUCA[2])

Abstract

Mineralized Skarns in the Valea Anieş Basin (Rodna Mountains). The paper refers to the occurrences of mineralized skarns with metallic sulphides, located in crystalline schists on the southern slope of the Rodna Mts. After a concise presentation of the geological conditions in the above region, the shape, size and mineralogical composition of the skarn bodies are recorded, genetic considerations being also expressed. In the second part the authors analyze the mineralization connected with skarns from the genetical and spatial points of view, appreciations on their economical value and mining prospects being made.

Introducere. Cercetările de detaliu întreprinse, începînd din 1962 pînă în prezent, în partea centrală a masivului de şisturi cristaline din munţii Rodnei (bazinul văii Anieşului), au condus la punerea în evidenţă a unor mineralizaţii metalice legate de apariţii de roci cu compoziţie mineralogică ce corespunde scarnelor. Interpretarea corectă a caracterului petrografic şi a modului de formare al acestor roci, ca şi reliefarea legăturilor genetice dintre ele şi mineralizaţia ce o găzduiesc are o importanţă deosebită pentru aprecierea perspectivelor economice ce le oferă şi dirijarea judicioasă a lucrărilor de explorare.

[1]) Comunicare în şedinţa din 11 III 1966.

[2]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni. Calea Griviţei nr. 64. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Scarnele mineralizate la care ne referim sînt localizate pe clina sudică a masivului Rodnei, în versantul stîng al văii Anieşului. Ele constituie apariţii discontinui în aria cuprinsă între pîrîul Agreşul, culmea vîrful Gorongiş — vîrful Seaca, pîrîul Tomnatic şi valea Anieşului, dispuse întotdeauna în imediata vecinătate a stivelor de calcare cristaline din seria şisturilor mezometamorfice.

Primele informaţii asupra prezenţei scarnelor în cristalinul munţilor Rodnei sînt furnizate de K. W e b e r (1915) care în studiul zăcămintelor metalifere de la Rodna Veche menţionează că în ganga minereului sînt prezente minerale de scarn: granaţi, epidot, apatit, etc. Ulterior, M. S o c o l e s c u şi colab. (1961) semnalează prezenţa scarnelor granitifere în ganga minereului de pe valea Cobăşel, iar V. P o m î r l e a n u (1965) descrie fenomene de contact ale unei intruziuni ascunse cu calcarele cristaline din zona vîrful Scărişoara (interfluviul valea Rebra-Cormaia), cu formare de diopsid. Prezenţa unor concentraţii diopsidice în calcarele cu tremolit de la vîrful Scărişoara a fost menţionată anterior de T h. K r ä u t n e r (1938).

În bazinul văii Anieşului, T h. K r ä u t n e r (1930) semnalează prezenţa scarnelor fără a le putea localiza. Autorul menţionează: „Am primit dela D-l Ing. A n g y a l pentru examinare, o probă tipică de la contact, care provine de la Piciorul Secii. N-am putut însă vedea locul de unde a luat-o..... Avem deci aici o influenţă de contact asupra calcarului, a cărui cauză nu se cunoaşte încă" (pag. 146). Prospecţiunile întreprinse de noi în bazinul Anieşului între anii 1962—1965[3]) au permis identificarea a numeroase apariţii de scarne mineralizate, prezentarea cărora face obiectul acestei lucrări.

Condiţiile geologice regionale

Alcătuirea geologică a sectorului în care apar scarnele mineralizate din valea Secii se caracterizează prin participarea în exclusivitate a şis-

[3]) *a*) I. R ă d u l e s c u, L u d m i l a R ă d u l e s c u. Raport geologic privind prospecţiunile pentru minereuri neferoase în munţii Rodnei (bazinul Anieş). 1962. Arh. Com. Stat Geol.

b) I. R ă d u l e s c u, L u d m i l a R ă d u l e s c u, I. T e u c a. Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereuri neferoase în munţii Rodnei (sectorul Anieş). 1963. Arh. Com. Stat Geol.

c) I. R ă d u l e s c u, L u d m i l a R ă d u l e s c u, I. T e u c a. Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereuri neferoase în munţii Rodnei (sectorul Anieş). 1964. Arh. Com. Stat Geol.

Institutul Geologic al României

turilor cristaline, în parte feldspatizate (migmatite) sau transformate în scarne şi o situaţie structural-tectonică complexă.

Alcătuirea petrografică. Şisturile cristaline din regiune aparţin la două serii deosebite atît ca grad de metamorfism, cît şi în ce priveşte alcătuirea petrografică : una epimetamorfică cuprinzînd îndeosebi roci blastopsamitice cuarţoase cu intercalaţii vulcanogene acide (porfirogene) şi alta mezometamorfică formată din alternanţe repetate de roci iniţial argilo-marnoase cu calcare. Feldspatizările au avut loc în ambele serii cristaline, ca un fenomen postmetamorfic, ducînd la formarea de migmatite atît pe seama şisturilor epimetamorfice, cît şi pe seama celor mezometamorfice.

Seria şisturilor epimetamorfice. Are dezvoltare mică şi ocupă arii restrînse de-a lungul văii Anieşului şi pe cursul inferior al pîraielor Agreşul şi Secii. Se caraterizează printr-o succesiune strînsă de şisturi sericito-cuarţoase şi sericito-clorito-cuarţoase, cu intercalaţii frecvente de şisturi cuarţito-grafitoase, porfirogene şistoase, şisturi grafito-calcaroase şi clorito-amfibolice fine.

Seria şisturilor mezometamorfice. Cuprinde o asociaţie caracteristică de roci în mare parte puternic diaftorizate şi constituie cea mai mare parte a regiunii în care apar scarnele : zona de obîrşie a pîraielor Agreşul şi Secii şi interfluviul dintre văile Anieşului şi Vinului. În ansamblu seria este formată din alternanţe repetate de micaşisturi cuarţoase cu sau fără granaţi, calcare albe - zaharoide şi nivele subţiri de şisturi amfibolice şi amfibolite.

Micaşisturile cu sau fără granaţi şi şisturile micacee cuarţoase formează stive cu grosimi ce depăşesc frecvent 150—200 m, ce alternează regulat cu calcarele. Sînt roci cu şistozitate pronunţată şi compoziţie mineralogică relativ simplă : cuarţ, muscovit, biotit şi granaţi, la care se adaugă procente însemnate de plagioclaz şi pe alocuri hornblendă dispusă în aglomeraţii fasciculare-plane caracteristice. Între acestea apar intercalaţii subţiri de paragnaise muscovit-biotitice, şisturi cuarţito-biotitice şi amfibolite şistoase cu granaţi.

Calcarele cristaline albe-zaharoide, însoţite pe alocuri de calcare fin granulare cenuşii-rubanate, apar în alternanţă cu micaşisturile ; formează stive groase de zeci de metri, separate în bancuri

Institutul Geologic al României

metrice prin nivele subţiri de şisturi amfibolice interstratificate. Varietatea albă-zaharoidă, care predomină net, este aproape monominerală, constituită în proporţie de peste 99% din calcit larg cristalizat, la care se adaugă granule cu dimensiuni reduse de cuarţ detritic şi rare paiete de muscovit. În vecinătatea zonelor scarnificate, calcarele albe conţin procente ridicate (uneori pînă la 15%) de tremolit şi pe alocuri wolastonit. Varietatea cenuşie, fin cristalizată, însoţeşte sporadic bancurile albe : conţine mult cuarţ (pînă la 20%), muscovit, sericit şi pulbere grafitică.

Seria rocilor migmatice. Cuprinde atît şisturi mezometamorfice, cît şi epimetamorfice care au un caracter mixt conferit de adaosul de feldspaţi (în cea mai mare parte sodo-potasici) produs ulterior metamorfismului general. Migmatitele, cu caracter de gnaise-metablastice (corespund „gnaiselor oculare de Anieş"), apar în valea Anieşului în zona de confluenţă cu pîrîul Tomnatic, sub două faciesuri reprezentative :oculare şi liniare.

Situaţia structural-tectonică. Analiza elementelor structurale şi urmărirea dislocaţiilor rupturale au pus în evidenţă în zona la care ne referim o situaţie structural-tectonică complexă : structurile plicative sinmetamorfice sînt intens fracturate şi compartimentate, rezultînd în final o situaţie tipică de blocuri tectonice individualizate.

Intensa tectonizare disjunctivă a favorizat în cea mai mare măsură atît activitatea de migmatizare, cît şi formarea scarnelor în zonele propice din punct de vedere petrografic şi structural, ca efect al unor fluide generate de un magmatism profund.

Principalele d i s l o c a ţ i i r u p t u r a l e ce afectează şisturile cristaline formează două sisteme principale, corespunzînd sistemelor generale de fracturi din munţii Rodnei stabilite de noi anterior[4]. Ambele sisteme de fracturi sînt postmetamorfice şi formate succesiv, întrucît prin interferenţă faliile mai vechi sînt deranjate de sistemul format ulterior.

Primul sistem de dislocaţii (mai vechi) cuprinde faliile cu orientare preferenţială NW—SE, cvasiparalele cu structura plicativă iniţială, care provoacă mari deplasări pe verticală a blocurilor tectonice determinate.

[4]) Op. cit. pag. 66.

Institutul Geologic al României

Faliile din acest sistem conduc la o accentuată ridicare în trepte a compartimentelor situate la NE, ridicare însoţită de o mişcare de basculă.

Al doilea sistem de dislocaţii, cuprinzînd faliile orientate NE—SW, provoacă în special deplasări pe orizontală a compartimentelor şi o pronunţată basculare a acestora (pe direcţia faliilor). Mişcările de basculă ce însoţesc decroşarea provoacă o aparentă diversitate a orientării formaţiunilor în compartimentele adiacente rezultate din fragmentarea blocurilor tectonice determinate de fracturile primului sistem.

În ce priveşte vîrsta dislocaţiilor, respectiv ultima lor perioadă de funcţionare, nu se poate stabili local; din datele regionale rezultă că fracturile din al doilea sistem au servit la punerea în loc a corpurilor subvulcanice ale eruptivismului neogen. Întrucît şi scarnele apar legate tot în fracturile orientate NE—SW (sistemul II), ele ar putea reprezenta ecoul unei activităţi magmatice similare.

Structurile plicative anterioare tectonizării disjunctive, au caractere diferite în marile compartimente determinate de dislocaţiile primului sistem.

În compartimentul de SW (de-a lungul văii Anieşului) şisturile mezometamorfice (în cea mai mare parte feldspatizate) alcătuiesc un monoclin ce reprezintă flancul de NE al structurii anticlinale din zona „gnaiselor de Anieş[5]". Ele au direcţia NNW — SSE şi căderi între 40° şi 60° spre NE, fiind acoperite uşor discordant de către şisturile complexului inferior al seriei epimetamorfice (care au direcţia NW—SE şi căderi între 15° pînă la 40° spre NE). Întreaga structură prezintă accentuate scufundări axiale spre NW; efectul lor este în parte atenuat de ridicarea compartimentelor tectonice determinate de fracturile celui de al doilea sistem.

În compartimentele de NE orientarea şisturilor mezometamorfice diferă mult datorită mişcărilor diferenţiale de basculare a compartimentelor tectonice. În general orientarea structurii se menţine conform celei regionale (NNW—SSE) din munţii Rodnei, dar afundările axiale (tot spre N), peste care se suprapun mişcările de basculă locale, fac ca direcţia şisturilor să fie aparent diferită. Se distinge în compartimentul principal din versantul stîng al văii Seaca o zonă larg sinclinală (cu flancul vestic faliat); în celelalte compartimente şisturile sînt aparent monoclinale, cu orientare variabilă şi căderi de 20°—45° spre W şi SW.

[5]) Op. cit. pag. 2.

Institutul Geologic al României

Scarnele mineralizate

Examinarea pe teren a numeroaselor iviri de scarne a arătat că pretutindeni acestea sînt mineralizate, acumulările interesante de minereu nefiind legate strict de un anumit tip de rocă. Condițiile oarecum deosebite în care apar aici scarnele impun tratarea independentă a lor și a mineralizațiilor aferente, legătura genetică dintre ele urmînd să fie reliefată după stabilirea caracterelor petrografice și a particularităților locale de mineralizare.

Scarnele. Iviri de roci cu compoziție mineralogică corespunzînd scarnelor se întîlnesc răspîndite neuniform într-o arie de peste 10 km², limitată de văile Agreșul, Tomnatic, Anieș și culmea cu vîrfurile Gorongiș, Seaca, Păltiniș, arie situată în întregime în zona șisturilor mezometamorfice din versantul stîng al văii Anieșului. Aceste iviri cuprind roci cu compoziție mineralogică variată corespunzînd diferitelor etape de formare a scarnelor (N. N. K u r e c, 1954), grupate preferențial (dar nu exclusiv) în trei sectoare reprezentative : pîrîul Agreș — Poiana Bîzdîga, Jghiabul Cățelei — valea Secii — valea Anieșului și obîrșia pîrîul Ormanul — vîrful Păltiniș.

Forma și dimensiunile corpurilor de scarn. Ele variază mult în funcție de intensitatea procesului de formare și de condițiile particulare structural — tectonice și petrografice în care se localizează. Se remarcă îndeosebi dispoziția lor stratiformă, cu extindere limitată la maximum 4—500 m direcțional (pîrîul Agreș) și grosimi de cîțiva metri (3—6 m), la limita dintre bancurile masive de calcare albe-zaharoide și șisturile adiacente din imediata apropiere a marilor dislocații tectonice. Forma de corp stratiform neregulat este caracteristică îndeosebi scarnelor piroxeno-granatifere din sectorul pîrîul Agreș, — Poiana Bîzdîga și granatitelor din Jghiabul Cățelei (văii Secii), unde grosimea lor atinge peste 6 m. Corpuri de dimensiuni reduse (metrice), numeroase, sînt localizate de-a lungul faliilor din versantul stîng al văii Anieș aval de confluență cu valea Secii, unde predomină scarnele piroxenice cu magnetit; mai rar se remarcă forme de lentile alungite conform orientării rocilor gazdă (granatitele compacte) și filoane discordante (epidotitele de la vîrful Păltiniș). Toate acestea au dimensiuni mici, nedepășind 50—60 m lungime și 0,5 pînă la 1,5 m grosime.

Institutul Geologic al României

Compoziţia mineralogică—petrografică a scarnelor. Este destul de variată, reflectînd complicatele procese de mineralizare prin care se formează. Predominarea unuia sau altuia dintre mineralele principale permite în general separarea, încă pe teren, a următoarelor tipuri de scarne: granatitice, piroxeno-granatifere, amfibolice-granatifere şi epidotice. Trebuie să subliniem însă faptul că aceste tipuri nu constituie corpuri distincte, ci apar ca separaţii locale cu întrepătrunderi pronunţate în cadrul aceleiaşi zone scarnificate.

Granatitele formează acumulări lentiliforme mai dezvoltate în valea Secii (pîrîul Ormanului şi Jghiabul Căţelei) şi pe culmea din stînga acesteia, la altitudinea de 900 m, în apropierea confluenţei cu valea Anieşului. Sînt roci compacte şi masive, dure, de culoare variind între brun-roziu şi verzui-cenuşiu, pigmentate punctiform în verde; negricios-frecvent sînt străbătute de filonaşe umplute cu cuarţ şi sulfuri metalice sau conţin cuiburi centimetrice de minereu. Sînt alcătuite din mase monominerale de granaţi fin granulari (seria grosular-andradit cu participarea aproximativ egală) cu dimensiuni pînă la 2—3 mm diametru; se observă întrepătrunderea cristalelor de granat cu fragmentele de piroxen izolate în masa acestora. Pe fisuri şi în unele zone restrînse se observă depuneri ulterioare de granaţi cu cristalinitate grosieră (pînă la 1 cm diametru) şi forme perfect cristalografice, între care se remarcă frecvent cristale zonate cu anizotropie pronunţată. Extincţia zonelor anizotrope se face în funcţie de conturul lor la maximum 11°; nu prezintă nici un fel de pleocroism. În părţile periferice ale maselor granatitice, ca şi de-a lungul fisurilor umplute cu minerale de generaţie ulterioară, granaţii sînt frecvent transformaţi în parte sau total în mase fin granulare de epidot şi calcit, sau în plaje pîsloase de clorit. Alături de granaţi, care constituie în acest tip de scarne peste 95% din rocă, se întîlnesc granule de piroxen din seria diopsid-hedenbergit incluse în masa fin granulară granatitică, epidot, clorit, cuarţ, rareori plagioclaz şi minereu.

Scarnele piroxenice şi piroxeno-granatifere constituie principala masă a corpurilor din sectorul valea Secii-valea Anieşului; în sectorul Bîzdîga — Agreş formează rareori separaţii de sine stătătoare cu dezvoltare mai însemnată (metrice — derocarea 1), fiind întîlnite ca zone restrînse în cadrul corpului stratiform de scarne amfibolice mineralizate. Sînt în general puternic silicifiate şi străbătute de filonaşe centimetrice de cuarţ, discordante, însoţite de mineralizări intense de

Institutul Geologic al României

oxizi metalici. Sînt roci de culoare verde-negricioasă (piroxenice) sau „pătate" în brun-roziu şi gălbui (piroxeno-granatifere), foarte dure,compacte, masive, impregnate de obicei cu magnetit şi puternic limonitizate superficial. În masa lor se observă adesea cu ochiul liber aglomeraţii fasciculare de piroxeni individualizaţi în cristale columnare centimetrice,de culoare verde-intens, dispuse radiar. Sub microscop se constată alcătuirea acestor scarne din piroxen şi granat în special, la care se adaugă cantităţi variabile de epidot, amfiboli, clorit, cuarţ, apatit, calcit, oligoclaz, titanit şi minereu. Procentual predomină piroxenul (pînă la 80%) din seria diopsid-hedembergit, (unghiul de extincţie între 38°—45°; 2V $\approx$ 60°, birefringenţa între 1,67—1,75, clivaj distinct după 110) între care se remarcă în general varietăţile mai bogate în fier, de culoare verzuie-slab gălbuie, uşor pleocroice. Apare rareori izolat sub formă de cristale prismatice cu conturele cristalografice iniţiale şi cu macle simetrice după clivaj; de obicei formează aglomerări, radiare individualizate sau agregate fin granulare de cristale zdrenţuite, cu conture neregulate, asociate strîns cu granaţii. Pretutindeni se observă fenomene de substituire a piroxenilor prin actinolit, clorit şi calcit pînă la înlocuire totală. Accidental apare între piroxeni şi wolastonit, sub formă de cristale tabulare-alungite, incolore, cu clivaj bun şi extincţie de 32°, dispuse neregulat în masa rocii, în deosebi în zonele cu dezvoltare mai largă a cristalelor de diopsid.

Granaţii din seria grosular-andradit participă în proporţie de 5—30% la alcătuirea acestor scarne şi este evidentă apartenenţa lor la două generaţii succesive. Prima generaţie, contemporană cu piroxenii, constituie mase compacte, fin granulare de granaţi cu conture hipidiomorfe, strîns întrepătrunse cu granulele de piroxen, substituite în cea mai mare parte printr-un agregat foarte fin granular de epidot. Granaţii din generaţia a doua apar sub forma de cristale idiomorfe grupate în aglomerări filiforme pe fisurile rocii, cu aspect proaspăt şi culori vii, roz intense; sînt izometrici şi de obicei zonaţi, anizotropi. În masa rocii apar frecvent prisme alungite, larg dezvoltate de hornblendă comună cu aspect poikilitic, în parte cloritizată, şi calcitizată; înglobează deobicei fragmente de granat şi piroxeni aparţinînd primei generaţii, deci este formată într-o fază ulterioară de mineralizare. Cuarţul este întotdeauna prezent, fie sub formă de impregnaţie difuză în masa piroxen-granatiferă, fie ca umplutură a fisurilor în asociaţie cu granaţii de a doua generaţie. Calcitul, cînd apare în proporţie ridicată, formează benzi orientate paralel, impri-

Institutul Geologic al României

mînd rocii o textură rubanată. Indivizii sînt larg cristalizaţi şi adesea asociaţi cu granule fine de cuarţ. Pe alocuri formează, în asociere cu cloritul, umplutura fisurilor ce traversează granaţii şi piroxenii, dispus transversal pe pereţi. Epidotul, ca agregate granulare, este în cea mai mare parte secundar, format pe seama granaţilor. Apatitul, plagioclazii şi titanitul apar sporadic, ca granule izolate cu conture idiomorfe.

Scarnele amfibolo-granatifere şi amfibolice formează apariţii de dimensiuni mici în versantul drept al văii Seaca şi au răspîndirea cea mai însemnată în cadrul corpului Agreş — Bîzdîga. Sînt localizate deobicei în intercalaţiile de amfibolite şistoase cu biotit din stivele de calcare albe-zaharoide, de preferinţă la limita dintre acestea şi calcare. Sînt roci mai puţin compacte decît precedentele, cu o vagă orientare conformă cu stiva de şisturi metamorfice în care apar şi de culoare verzuie-roşcată. Sînt deobicei împregnate sau conţin cuiburi lenticulare, benzi, şlire, filonaşe şi vinişoare de sulfuri metalice (pirotină, calcopirită, pirită şi mai rar blendă) şi mase compacte, neregulate, de magnetit şi străbătute de filoane centimetrice de cuarţ hidrotermal. În zonele superficiale şi pe fisuri sînt puternic limonitizate şi parţial acoperite cu pelicule fine de malachit. Cu ochiul liber se observă alcătuirea lor din agregate granatitice roz-gălbui, înglobate într-o masă verzuie de prisme alungite, intens silicifiată. Mineralul predominant este hornblenda actinolitică (40—60%) în partea cloritizată, sub formă de prisme fibroase fasciculare, bordate de hidroxizi de fier; rareori se identifică nuclee piroxenice incomplet transformate în actinot. Prismele amfibolice se întrepătrund cu agregatele de granaţi parţial epidotizaţi, (în mare parte anizotropi), puternic zdrobiţi şi cu clorit secundar pe fisuri. Granaţii formează 25—40% din masa scarnului, fie ca mase compacte asociate cu amfibolii, fie ca indivizi larg cristalizaţi, cu conture izometrice, incluşi în umplutura cuarţitică a filonaşelor transversale. Pe lîngă acestea se mai remarcă un procent ridicat de epidot fin granular (5—15%) format pe seama alterării maselor granatitice, clorit, plaje şi granule de calcit ca umplutură a golurilor neregulate din rocă, granule izolate de plagioclaz intens sericitizat, apatit, sfen, muscovit şi minereu uneori în cantitate mare (peste 25%).

Scarnele epidotice apar mai frecvent în ivirile din zona vîrful Păltiniş, obîrşia pîrîul Ormanul şi îmbracă două aspecte: calcaroase (constituite pînă la 50% din calcit) şi altele puternic silicifiate (25—30% cuarţ) în care apar frecvent sulfuri metalice. Pentru ambele varietăţi

Institutul Geologic al României

este caracteristică o compoziție mineralogică complexă, în care intră: epidot, calcit, cuarț, clorit, amfiboli, titanit, apatit și unele minerale metalice în procente cuprinse în limite foarte largi. Accidental se pot observa conture relicte de granați complet transformați în mase compacte de epidot sau granule de piroxen incomplet înlocuite, trădînd procesul ulterior de transformare a scarnelor piroxeno-granatifere în epidotite.

Scarnele epidotice sînt roci dure, de culoare verzuie-gălbuie, cu textura masivă (pe alocuri „pătată") rareori orientată. Uneori în masa lor apar cuiburi (2—4 cm ∅) de oligist lamelar dispus radiar și filonașe (pînă la 10 cm grosime) de cuarț hidrotermal mineralizat cu pirită și hematit. Epidotul (pînă la 75% din rocă) formează agregate masive sau benzi, paralele alternînd cu altele calcitice, imprimînd în acest caz orientarea paralelă a rocii. Asociații filiforme de epidot apar frecvent pe fisurile ce străbat masa calcitică, în asociere cu cuarț și clorit ce înglobează granați transformați și plaje de minereu.

Considerații genetice asupra scarnelor. Deși compoziția mineralogică și stadiile de transformare a rocilor sînt caracteristice pentru grupa scarnelor, interpretarea lor ca atare întîmpină o mare dificultate, din cauza lipsei, la nivelul eroziunii actuale, a unor corpuri magmatice la care să fie raportate. Fără a cunoaște situația geologică în care apar, Th. Kräutner (1930) a fost categoric în aprecierea că roci similare din versantul drept al văii Secii (piciorul Săcii) sînt roci tipice de contact. Lipsa legăturii evidente cu activitatea magmatică a acestor roci ar putea tenta pe unii cercetători să le considere ca „Scarne formate în metamorfismul regional" în sensul admis de H. Ramberg (1952), prin reacții chimice interne în calcarele impure sau între acestea și șisturile învecinate. Pe de altă parte W. S. Fyfe, F. J. Turner și J. Verhoogen (1959) subliniază că roci similare (incluse în faciesul corneenelor piroxenice) nu se cunosc ca produse ale metamorfismului regional nelegat de intruziunile rocilor magmatice.

În cazul scarnelor din bazinul văii Anieșului sînt caracteristice unele date care permit stabilirea provenienței lor prin procese ulterioare desăvîrșirii metamorfismului regional, legate probabil de o activitate magmatică de adîncime. În acest sens se remarcă:

a) Localizarea zonelor de scarn, discontinui pe direcție, în aceleași nivele stratigrafice, deobicei la limita dintre calcarele albe-zaharoide și șisturile micacee sau șisturile amfibolice adiacente. În cazul nașterii lor

Institutul Geologic al României

prin reacţii între zonele calcaroase şi cele silicioase în cadrul metamorfismului regional s-ar fi format o zonă continuă de astfel de scarne de-a lungul limitelor stivelor calcaroase, condiţiile petrografice şi de metamorfism nefiind deosebite în cadrul regiunii;

b) Localizarea scarnelor în imediata apropiere a marilor dislocaţii tectonice, căi favorabile unei intense circulaţii de fluide juvenile. Dislocaţiile amintite sînt net postmetamorfice;

c) Evidentele procese de substituţie metasomatică a unor minerale formate în metamorfismul general şi înlocuirea lor cu minerale de scarn în exces de silice, obligatoriu de aport;

d) Asocierea scarnelor cu sulfuri metalice incompatibile (atît ca existenţă, cît şi în ce priveşte relaţiile între minerale) cu condiţiile mezometamorfice regionale.

Alcătuirea mineralogică, ambianţa petrografică şi condiţiile structural-tectonice în care apar aceste roci impun considerarea lor ca scarne metasomatice formate sub directa influenţă a unui magmatism de adîncime. Lipsa contactului direct dintre rocile magmatice şi zonele de scarn nu scade cu nimic valoarea acestei concluzii. N. N. K u r e c (1954) admite formarea scarnelor în condiţii structurale favorabile, la depărtare apreciabilă de rocile intrusive de care sînt legate, distanţă ce poate atinge 1,5—2 km. În acest sens citează scarnele mineralizate din zăcămintele polimetalice de la Kars-Mazar din URSS formate la peste 1000 m distanţă de contactul propriu-zis, precum şi zăcăminte cuprifere din Mexic (după A. W a n d t k e şi T. G M o o r e, 1935). Coexistenţa în cadrul aceluiaşi corp de scarne a tipurilor granato-piroxenice, amfibolice şi epidotice ca şi relictele din primele categorii care se recunosc în scarnele amfibolice şi epidotice oglindesc procesul de formare treptată a mineralelor componente. Mai mult, formarea succesivă a granatului, în cel puţin două generaţii mineralo-genetice subliniază acelaşi lucru. Se constată destul de evident că în prima fază de mineralizare iau naştere în special masele granatito-piroxenice, ulterior formîndu-se amfibolii şi epidotul prin substituirea metasomatică a primelor, însoţite frecvent de magnetit şi întreaga serie de minerale care complică mult compoziţia scarnelor. Această succesiune este completată în final de faza mineralizării metalice (în cazul scarnelor mineralizate din regiune) care încheie procesele metasomatice legate de activitatea magmatică de adîncime.

Institutul Geologic al României

Mineralizaţia. Toate ivirile de scarne cercetate s-au dovedit a fi într-o măsură mai mare sau mai mică purtătoare de mineralizaţii metalice, pe alocuri cu concentraţii de interes economic. Unele zone (Agreş — Bîzdîga şi Jghiabul Căţelei — valea Secii) prezintă indicii favorabile de extindere a mineralizaţiei identificate, fiind posibilă în aceste sectoare în special, existenţa acumulărilor de minereu cu valoare industrială. În cele ce urmează ne vom limita la prezentarea mineralizaţiei cantonate în scarne sau la limita acestora cu rocile înconjurătoare, mineralizaţie legată genetic de formarea scarnelor; celelalte apariţii de minereu din regiune nu formează obiectul prezentei lucrări.

Dispoziţie spaţială, extindere, dimensiuni, forme de mineralizare. Mineralizaţiile metalice legate de scarnele descrise îmbracă forma de zăcămînt a rocii gazdă deobicei, fiind rare acumulările care se abat de la această regulă. Pînă în prezent nu au fost identificate corpuri mari de minereu masiv : mineralele metalice se dispun în masa scarnului neregulat formînd concentraţii întîmplătoare ca impregnaţii disperse, benzi şi şlire, cuiburi. Se constată pretutindeni caracterul tardiv al mineralizaţiei metalice : aceasta a fost pusă în loc fie prin procesele tîrzii de scarnifiere (minerale oxidice), fie în etapa finală a mineralizării cu cuarţ şi sulfuri, care încheie manifestarea pneumatolitică-hidrotermală a activităţii magmatice. Mineralele oxidice (magnetit, hematit) sînt prezente în tipurile de scarne cu o compoziţie mai complicată, rezultate din suprapunerea unor procese de scarnifiere succesive. Nu formează concentraţii exclusive, peste minereul oxidic fiind venit pretutindeni minereu de sulfuri.

Sulfurile metalice imprimă caracterul mineralizaţiei din scarnele descrise şi prezintă interes practic prin faptul că pot forma concentraţii de valoare industrială. Principalele zone de acumulare a sulfurilor sînt scarnele din zona pîrîul Agreş — Poiana Bîzdîga şi Jghiabul Căţelei-valea Secii unde concentrarea lor ajunge să formeze minereuri cuprifere. În zona Agreş—Bîzdîga corpul de scarne mineralizate cu sulfuri se urmăreşte pe direcţie cca 500 m, avînd o grosime variabilă, cuprinsă între 1,5—2m şi pînă la 10—12 m. El urmăreşte contactul dintre calcarele zaharoide şi şisturile amfibolice, dezvoltîndu-se de preferinţă spre masivul calcaros; în adîncime este deschis pe cca 50 m (pe înclinare). Roca gazdă a minereului este îndeosebi scarnul amfibolo-granatifer, pe alocuri piroxenic, în măsură mai mică calcarul şi în fine şisturile amfibolice nescarnificate ce se continuă pe direcţie.

Institutul Geologic al României

Mineralizaţia constă în benzi şi şlire de pirotină masivă asociată cu calcopirită şi pirită, filonaşe, cuiburi şi impregnaţii disperse în masa scarnului. Benzile de minereu masiv, cu grosime de 2 pînă la 80 cm, se urmăresc direcţional 15—20 m neîntrerupt. Nu se poate vorbi despre o continuitate pe direcţie a unei singure benzi; deobicei acestea se asociază la distanţe decimetrice, repetîndu-se de 3—4 ori pe intervalul întregii grosimi a zonei scarnificate. Sînt frecvente cazurile cînd minereul din benzi pătrunde în calcarele netransformate, continuîndu-se pe stratificaţie sau clivaje pe distanţe metrice. Subordonat (în acest tip de minereu) apar filonaşe centimetrice transversale umplute cu pirită şi calcopirită, care străbat agregatele piroxeno-granatifere ale rocii-gazdă, formînd o reţea de legătură între benzile de minereu masiv. Pe alocuri se remarcă dispunerea sulfurilor în cuiburi izolate (numai aparent !). Intreaga masă a scarnului este împregnată cu calcopirită şi pirită; impregnaţia este mai intensă în jurul benzilor şi filonaşelor şi scade în restul rocii. O caracteristică foarte importantă a zonelor mineralizate este faptul că roca gazdă este puternic silicifiată, spre deosebire de zonele sterile unde silicifierea este foarte slabă sau lipseşte. În zona Jghiabul Căţelei — valea Secii au fost urmărite două corpuri mai mari, în care mineralizaţia are o concentrare semnificativă: unul în Jghiabul Căţelei şi altul pe culmea din stînga văii Seaca.

Pe Jghiabul Căţelei, la 600 m amonte de confluenţa cu valea Secii, scarnele piroxeno-granatifere se urmăresc (aflorimente şi descoperte) direcţional pe cca 100 m în versantul drept al pîrîului, cu grosimi între 1,5 şi 5 m. Roca este puternic silicifiată şi în ea se dezvoltă benzi centimetrice (se repetă cu frecvenţă mare) paralele, cuiburi şi filonaşe de pirită şi calcopirită asociate şi mase neregulate de magnetit. Impregnaţii fine de sulfuri se dispun în toată masa scarnului.

Pe culmea din stînga văii Secii, continuîndu-se cu intermitenţă pînă pe versantul văii Anieşului (pîrîul Morarului) apar două zone de scarne mineralizate, aproximativ paralele: una cuprinsă între alt. 870—900 m şi alta la 960 m. Continuitatea lor pe direcţie este presupusă pe cca 350 m, cu grosimi cuprinse între 1,5 m pînă la 7 m. Mineralizarea constă tot din benzi şi şlire repetate pe întreaga grosime (vizibilă) a scarnului, cuiburi şi filonaşe de sulfuri, mase neregulate de magnetit şi impregnaţie difuză în toată masa rocii, care este silicifiată intens.

Institutul Geologic al României

Pentru toate zonele descrise, sînt caracteristice următoarele :

a) Scarnele mineralizate, indiferent de tipul petrografic, sînt puternic silicifiate ;

b) Minereul de sulfuri în benzi şi şlir nu apare decît în zonele predominante piroxeno-amfibolice, în granatite fiind preferată forma de cuiburi ;

c) Minereul oxidic (predominant magnetit) formează mase neregulate, concrescute îndeosebi cu mineralele amfibolice, la limita dintre scarne şi calcarele neafectate şi mai rar filonaşe scurte, întortochiate, între granaţi ;

d) Filonaşe de minereu străbat întreaga masă a rocii gazdă în toate direcţiile, formînd pe alocuri o reţea fină, dezvoltată neregulat (calcopirită şi pirită).

Caracteristicile minereului, conţinuturi utile. Studiul diferitelor tipuri de minereu în secţiuni lustruite relevă relaţii interesante între mineralele metalice şi roca gazdă, care impun o anumită concluzie genetică.

În minereurile predominant oxidice se remarcă participarea masivă (deobicei peste 50%) a magnetitei uşor martitizată, în concreştere intimă cu mineralele transparente. Formarea magnetitei a avut loc simultan cu a celorlalte minerale : nu se observă între ele fenomene de coroziune şi înlocuiri. Masa minereului este străbătută de filonaşe şi vinişoare umplute cu cuarţ şi sulfuri, care traversează cristalele de magnetit şi piroxen sau amfiboli asociate ; pe alocuri se remarcă sfărîmături de magnetit şi granaţi înglobate în umplutura de sulfuri.

În minereurile de sulfuri predomină (în ordine procentuală) pirotina şi pirita, apoi calcopirita, mai puţin blenda şi sporadic galena, formînd (în funcţie de modul de concentrare) între 5% pînă la 80% din masa minereului.

Minereurile din benzi şi şlire compacte constă în principal din pirotină masivă în care se dispun cuiburi şi filonaşe milimetrice de calcopirită ; înglobează pe alocuri agregate granulare de magnetit, cimentînd golurile dintre cristale. Mai frecventă este asocierea în masa pirotinei, a calcopiritei cu magnetitul : calcopirita se însinuiază pe fisurile cristalelor de magnetit şi umple golurile de la suprafaţa acestuia, sau cimentează, împreună cu pirotina, agregate magnetito-piroxenice. Calcopirita formează filonaşe centimetrice ce străbat scarnul, înglobînd uneori cristale izolate

Institutul Geologic al României

sau agregate piroxeno-granatifere sfărîmate, sau umple golurile neregulate dintre minerale. De preferinţă, se localizează între magnetit şi piroxen, granaţi şi piroxeni sau pe fisurile extrem de numeroase din masa granatitică. Se observă fenomene de coroziune a pirotinei şi calcopiritei asupra piroxenilor (în special) şi substituiri complete ale zonelor calcaroase nescarnificate cuprinse în masa minereului. Sporadic se remarcă substituiri ale pirotinei şi piritei masive de către calcopirită. Minereul masiv este constituit deobicei din peste 80% pirotină şi pirită, 5 pînă la 12% calcopirită şi restul minerale de scarn înglobate mecanic.

Minereul din umpluturile filonaşelor şi golurilor din rocă, sau cimentînd zonele microbrecioase ale scarnului, este alcătuit în cea mai mare proporţie din calcopirită, însoţită de un procent redus de pirită, blendă şi galenă. Calcopirita formează plaje largi, cu conture neregulate, ce înglobează fragmente de cristale, cristale întregi sau agregate brecioase de minerale de scarn. Este corodată parţial de depuneri ulterioare de pirită şi blendă în vinişoare subţiri străbătînd plajele de calcopirită sau ca plaje neregulate ce mulează contururile sinuoase ale calcopiritei. Frecvent se indentifică structuri tipice de dezamestec de blendă şi calcopirită. Galena apare sporadic, în procente neînsemnate. În acest tip de minereu predomină calcopirita (60% pînă la 85% din masa mineralelor metalice), apoi subordonat apar : pirită de generaţia a doua (15% — 40%), blendă (0 — 2%) şi galenă.

Impregnaţia de sulfuri a scarnurilor constă îndeosebi din pirită în cristale izolate de dimensiuni mici, asociată cu o cantitate ridicată de cuarţ.

Analizele chimice pentru elemente utile ale probelor colectate din tipurile de minereu descrise, din toate zonele de scarne mineralizate, indică o mare variaţie a proporţiilor cantitative în care apar elementele metalice.

Minereul rubanat (şlire cu zone de scarn) cînd e constituit în proporţie de peste 50% minerale metalice conţine între 1,36% şi 6,77% Cu, 0,5 — 12,5 g/t Ag şi 0,5 g/t aur, 0,03% Ni şi proporţii reduse de Zn şi Pb.

Minereurile de impregnaţie şi cu cuiburi izolate de sulfuri au pînă la 1,20% Cu şi urme de aur, argint, zinc şi plumb. Din studiul mineralogic şi chimic (informativ) al minereului rezultă :

a) Formarea mineralelor metalice în două etape principale : concomitent cu formarea rocii gazdă (oxizii de fier) şi ulterior constituirii scarnelor propriu-zise (sulfuri);

Institutul Geologic al României

b) Depunerea mineralelor sulfurice treptat, în generaţii succesive, depunere precedată de fenomene intense de brecifiere şi zdrobire a scarnelor ;

c) Conţinutul în elemente utile este foarte variabil, funcţie directă de intensitatea şi calitatea mineralizării scarnelor.

Consideraţii genetice asupra mineralizaţiilor. Relaţiile dintre mineralele metalice şi roca gazdă permit stabilirea timpului relativ de formare a mineralizaţiei faţă de scarnele în care apare. Mineralele oxidice (magnetit + hematit) s-au format concomitent cu scarnele amfibolo-granatifere şi epidotice, deci în decursul procesului de metasomatoză pneumatolitică a calcarelor şi şisturilor adiacente. Concreşterea intimă a magnetitului cu mineralele de scarn, lipsa fenomenelor de înlocuire şi coroziune a acestora şi comportarea mecanică „în bloc" cu scarnul, sînt indicii sugestive în acest sens. Mineralele de sulfuri s-au depus ulterior, la finele procesului magmatic de petro- şi mineralogeneză, vădind un caracter de tranziţie pneumatolitic-hidrotermal. Depunerea lor a fost însoţită de un aport însemnat de silice, care a provocat silicifierea în masă a scarnelor, făcîndu-se în succesiune de generaţii caracteristice. În prima generaţie s-au depus pirotină + pirită + calcopirită (subordonat) însoţite de cuarţ, calcit şi clorit. A doua generaţie include calcopirită (în principal) plus pirită şi subordonat blendă, iar ultima este reprezentată prin pirită + galenă (subordonat) însoţite de cea mai mare parte a cuarţului şi calcitei. Succesiunea „generaţiilor" de minerale se desprinde din relaţiile de înlocuire şi coroziune dintre ele, raporturile de interferenţă şi înglobare şi poziţia relativă faţă de agregatele minerale anterior formate.

Concluzii

Din studiul scarnelor mineralizate din bazinul văii Seaca se desprind următoarele concluzii de ordin general :

a) Scarnele mineralizate sînt rezultatul complex al unei activităţi magmatice de adîncime, postmetamorfică.

b) Scarnele s-au dezvoltat în zone propice din punct de vedere petrografic şi structural, pentru manifestări metasomatice : prezenţa maselor calcaroase ; intensă tectonizare disjunctivă a formaţiunilor metamorfice, cu deplasări diferenţiate de blocuri tectonice şi naştere a numeroase fisuri

Institutul Geologic al României

în special la limita dintre pachetele masive (competente) de calcare şi cele incompetente de micaşisturi şi şisturi amfibolice;

c) Condiţiile geologice din regiune sînt favorabile pentru existenţa unor mase importante de scarne mineralizate, care pot forma acumulări de minereuri cu valoare industrială.

BIBLIOGRAFIE

Fyfe S. W., Turner J. F., Verhoogen J. (1959) Metamorphic reactions and metamorphic facies. New-York.

Ghiţulescu T. P. (1931) Comunicare asupra zăcămintelor de minereuri de la Rodna Veche — D. *S. Inst. Geol. Rom.* XVIII (1)29—1930) Bucureşti

Kräutner Th. (1930) Cîteva date asupra geologiei munţilor Rodnei şi Bîrgăului, cu o privire critică asupra literaturii geologice a acestei regiuni. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XII (1923—1924) Bucureşti.

Kräutner Th. (1938) Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. Geol. Rom.* XIX. Bucureşti.

Kurec N. N. (1954) Izmenenie ocolorudnîie parodî i ih poiscoviie znacenie. Moscova.

Pomîrleanu V. (1965) Diopsidul în şisturile cristaline din munţii Rodnei. *Stud. Cerc. Geol.* Acad. RSR, 1, tom 10. Bucureşti.

Ramberg H. (1952) Originea rocilor metamorfice şi metasomatice (traducere). Chicago.

Socolescu M., Diaconu F., Kissling M. (1961) Contribuţii la cunoaşterea genezei mineralizaţiei din valea Blaznei *Rev. Minelor.* XII/6. Bucureşti.

LES SKARNS MINÉRALISÉS DU BASSIN DE LA VALLÉE ANIEŞ (MONTS DE RODNA)

PAR

I. RĂDULESCU, LUDMILA RĂDULESCU, I. TEUCA

(Résumé)

Par suite de l'étude détaillée de la géologie des schistes cristallins de la partie centrale des Monts de Rodna nous avons identifié dans les schistes mésométamorphiques du bassin de la vallée Anieş des skarns minéralisés à sulfures polymétalliques, surtout cuprifères. L'étude de ces formations a abouti à quelques conclusion intéressantes concernant l'évolution géolo-

Institutul Geologic al României

gique de la région et les possibilités qu'il y a que des accumulations de minerais à valeur industrielle y existent.

La zone d'apparition des skarns minéralisés, qui est située sur la pente méridionale du massif de Rodna, occupe le territoire compris entre les vallées Agreşul et Seaca, affluents du côté gauche de la vallée Anieş. La constitution géologique de ce secteur se caractérise par la participation exclusive des schistes cristallins, feldspathisés en partie (migmatites) ou transformés en skarns et par une situation structurale tectonique complexe. Les schistes cristallins appartiennent à deux séries distinctes tant au point de vue du degré de métamorphisme que de la constitution pétrographique : l'une épimétamorphique comportant surtout des roches psammitiques quartzeuses à intercalations volcanogènes et l'autre mésométamorphique formée d'alternances répétées de roches argilomarneuses à calcaires. Les feldspathisations se sont produites dans les deux séries cristallines, succédant aux processus de métamorphisme régional, tout comme les phénomènes de skarnification et minéralisation à sulfures métalliques.

La série des schistes épimétamorphiques constitue une succession de schistes séricito-quartzeux et séricito-chloritiques, à fréquentes intercalations de schistes quartzito-graphiteux, porphyrogènes schisteux, schistes graphito-calcaires et chlorito-amphiboliques. La série des schistes mésométamorphiques comprend une association caractéristique de micaschistes quartzeux à ou sans grenats et de calcaires blancs saccharoïdes, à minces niveaux de schistes amphiboliques et d'amphibolites. Le groupe des roches migmatiques comprend des schistes des deux séries, auxquels un complément de feldspaths (pour la plupart sodopotassiques) — produit ultérieur au métamorphisme général — confère un caractère mixte ; ces migmatites revêtent deux faciès représentatifs : oeillés et linéaires. L'analyse des éléments structuraux et l'observation des dislocations rupturales mettent en évidence dans le secteur auquel nous nous rapportons une situation structurale-tectonique complexe : les structures pliccatives synmétamorphiques sont intensément fracturées et comparti mentées donnant une structure géologique typique de blocs tectoniques individualisés.

L'intense tectonisation disjonctive a favorisé dans la plus grande mesure tant l'activité de migmatisation que la formation des skarns dans des zones propices au point de vue pétrographique ainsi que structural, par suite des exhalaisons provoquées par un magmatisme de profondeur.

Institutul Geologic al României

Les skarns dont la composition minéralogique variée témoigne de différentes étapes de formation constituent des affleurements répandus sur une aire de plus de 10 km². Ils sont localisés, sans exception, à la limite entre les bancs épais de calcaires blancs saccharoïdes et les schistes adjacents, à proximité des grandes dislocations tectoniques se présentant ordinairement comme une couche irrégulière. Suivant la composition minéralogique nous avons séparé les types suivants de skarns :

— Grenatites, constitués de masses monominérales de grenats de la série grossulaire — andradite ;

— Skarns pyroxéniques et pyroxéno — grenatifères, dans lesquels le principal composant est un pyroxène de la série diopside-hedembergite

— Skarns amphibolo-grenatifères caractérisés par l'association de la hornblende actinolitique à grenats partiellement épidotisés ;

— Skarns épidotiques, fréquemment silicifiés.

Pour ce qui est de la genèse de ces skarns nous mentionnerons certaines données significatives qui excluent la possibilité de leur formation par réactions chimiques pendant le métamorphisme général : ils se sont formés par des processus ultérieurs à l'achèvement du métamorphisme régional, en relation avec une activité magmatique de profondeur. Dans ce sens nous ferons remarquer la localisation des skarns, discontinuellement à la limite entre des calcaires et des schistes, amphiboliques pour la plupart, dans le proche voisinage des grandes dislocations tectoniques postmétamorphiques ; la substituition, par des processus de métasomatose, des minéraux formés, pendant le métamorphisme général, par d'autres, caractéristiques aux skarns en excès de silice (nécessairement d'apport) ; l'association des skarns à des sulfures métalliques incompatibles (tant comme nature que pour ce qui est des relations entre minéraux) avec les conditions du métamorphisme régional de haute intensité. Nous avons considéré ces roches comme des skarns métasomatiques formés à distance du corps magmatique, dans une zone à structure pétrographique et tectonique favorable.

La disposition de la minéralisation de sulfures métalliques et oxydes dépend de la forme et des dimensions des corps de skarns dans lesquels ils sont localisés. Le caractère tardif de la minéralisation métallique est évident ; elle a du être mise en place soit pendant les processus tardifs de formation des skarns (les oxydes) soit pendant la phase finale par laquelle s'achèvent les manifestations penumatolytiques-hydrothermales de l'activi-

Institutul Geologic al României

té magmatique, respectivement pendant la phase de la minéralisation qui aboutit à la formation du quartz et des sulfures.

Les sulfures (pyrite, pyrrhotine et chalcopyrite en général, blende et galène de manière subordonnée) constituent soit des bandes épaisses de l'ordre des décimètres que l'on peut suivre, sans interruption, sur quelques dizaines de mètres en direction, soit des nids, filonnets, plages et imprégnations fines de tous types de skarns. Les relations entre minéraux indiquent leur dépôt graduel, durant des générations successives, dépôt accompagné ou précédé par la bréchification des skarns et par une intense silicification.

Pour conclure, nous ferons remarquer la formation des skarns et de la minéralisation qui l'accompagne, par des processus métasomatiques et pneumatolytiques — hydrothermaux télémagnétiques, dans des zones propices au point de vue de la pétrographie et de la structure : les conditions-géologiques de la région favorisent l'existence d'accumulations de minerais à valeur industrielle.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Fig. 1. — Granatit. NII, x 29.
1, granat idiomorf; 2, hornblendă verde; 3, cuarț; 4, minereu.
Grenatite. NII, x 29.
1, grenat idéomorphe; 2, hornblende verte; 3, quartz; 4. minerai.

Fig. 2. — Skarn piroxeno-granatifer cu granat zonat. N +, x 65.
1, granat izotrop; 1', granat anizotrop; 2, piroxen calcitizat; 2', filonaș de calcit; 3, cuarț.
Skarn pyroxéno-grenatifère à grenat zoné. N +, x 65.
1, grenat isotrope; 1', grenat anisotrope; 2, pyroxène substitué par la calcite; 2', filonnet de calcite; 3, quartz.

Fig. 3. — Skarn piroxeno-granatifer cu granați zonați. N +, x 65.
1, granat izotrop; 1', granat anizotrop; 2, piroxen calcitizat; 2', filonașe de calcit; 3, cuarț.
Skarn pyroxéno-grenatifère à grenats zonés. N +, x 65.
1, grenat isotrope; 1', grenat anisotrope; 2, pyroxene substitué par la calcite; 2', filonnets de calcite; 3, quartz.

Fig. 4. — Skarn piroxeno-granatifer. N +, x 31.
1, granat; 2, piroxen maclat; 2', filonașe de calcit; 3, cuarț.
Skarn pyroxéno-grenatifère. N +, x 31.
1, grenat; 2, pyroxène maclé; 2', filonnets de calcite; 3, quartz.

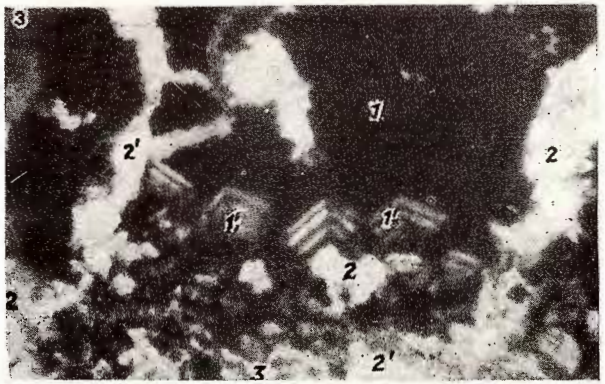
84-1
Institutul Geologic al României



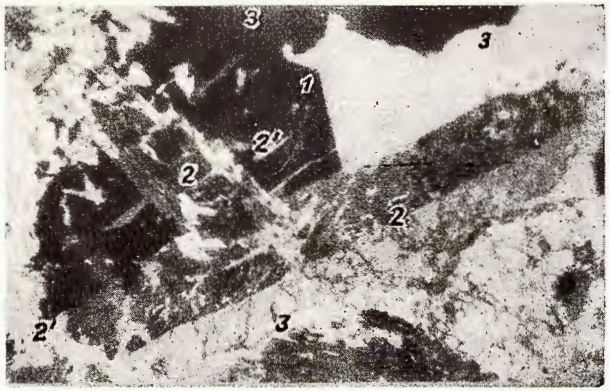
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Institutul Geologic al României

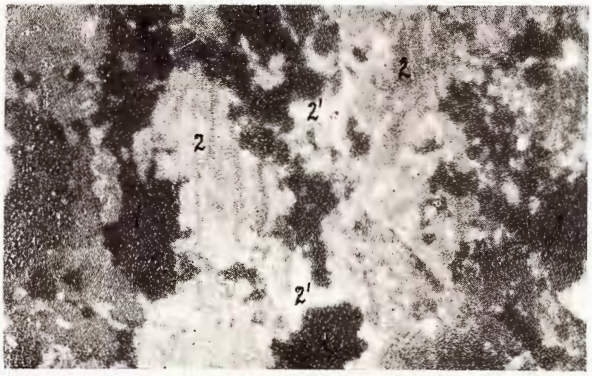
PLANȘA II

Fig. 1. — Skarn piroxeno-granatifer. Filonașe de granat în piroxen.
N +, x 31.
1, granat; 2, piroxen; 2', calcit; 4, minereu.
Skarn pyroxéno-grenatifère. Filonnets de grenat dans le pyroxène. N +, x 31.
1, grenat; 2, pyroxène; 2', calcite; 4, minerai.

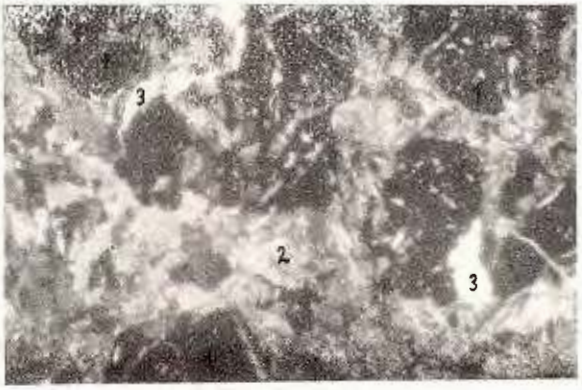
Fig. 2. — Skarn amfibolo-granatifer. N +, x 29.
1, granat; 2, amfibol; 3, cuarț.
Skarn amphibolo-grenatifère. N +, x 29.
1, grenat; 2, amphibole; 3, quartz.

Fig. 3. — Skarn amfibolo-granatifer. NII, x 29.
1, granat; 2, hornblendă; 3, cuarț; 4, minereu.
Skarn amphibolo-grenatifère, NII, x 29.
1, grenat; 2, bornblende; 3, quartz; 4, minerai.

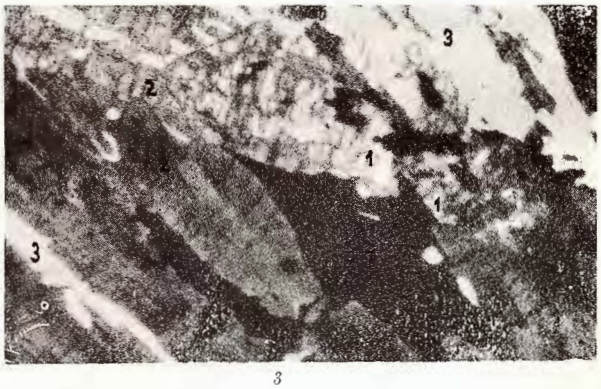
84 - 2
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Institutul Geologic al României

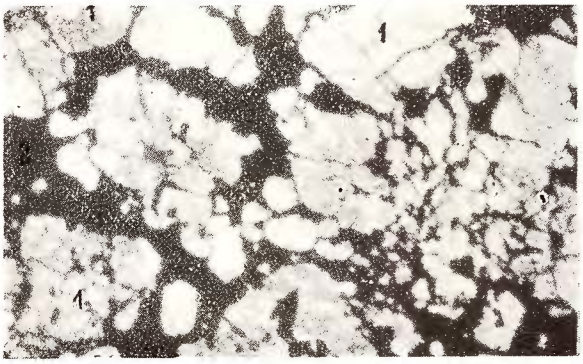
PLANȘA III

Fig. 1. — Skarn piroxeno-granatifer mineralizat. NII, x 26.
1, granat; 2, minereu (sulfuri) înglobînd granat.
Skarn pyroxéno-grenatifère mineralisé. NII, x 26.
1, grenat; 2, minerai (sulfures) incluant le grenat.

Fig. 2. — Skarn piroxenic mineralizat. Sulfuri înglobînd piroxen, granat și actinot. NII x 65.
1, granat; 2, diopsid; 3, actinot; 4, minereu.
Skarn pyroxénique minéralisé. Sulfures incluant pyroxène, grenat et actinote NII, x 65.

Fig. 3. — Skarn piroxenic mineralizat. NII, x 65.
1, granat; 2, diopsid; 3, actinot; 4, minereu.
Skarn pyroxénique minéralisé. NII, x 65.
1, grenat; 2, diopside; 3, actinote; 4, minerai.

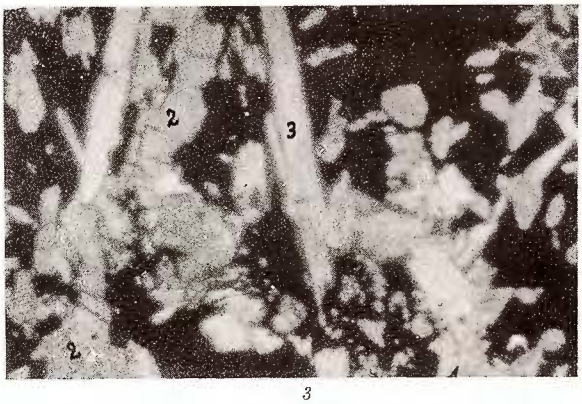
84-5
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

MINERALOGIE — PETROGRAFIE

SIENITELE CU NEFELIN DE LA MĂLAIA ŞI POZIŢIA LOR ÎN STRUCTURA CRISTALINULUI LOTRULUI[1]

DE

H. SAVU[2]

Abstract

Nepheline Bearing Syenites of Mălaia and Their Position in the Structure of the Lotru Crystalline. The body of Mălaia alkaline rocks is located in the lower complex of the mesometamorphic series of Lotru Crystalline. The age of the alkaline body can probably be assigned to Upper Pre-Cambrian and it proceeded from the crystallization of the foyaitic magma which generated alkaline biotite-syenites, nepheline- aegirine- syenites, pegmatoid syenites and aplitic syenites. The sequence of crystallization of the minerals was the same as for the miascitic series. The chemical composition of the alkalinc rocks as well as the forming and alteration conditions of the main minerals are also discussed. The formation temperature of these subsolvus syenites was of 650 —600 °C.

Introducere

Rocile alcaline şi mai ales sienitele cu nefelin, au preocupat în cel mai înalt grad pe petrologi atît prin problemele petrologice interesante pe care le pun, cît şi prin importanţa lor economică, de aceste roci fiind legate uneori zăcăminte de minerale utile comune sau rare. La noi în ţară se cunosc puţine intruziuni de sienite cu nefelin şi anume, sienitele din masivul de la Ditrău (V. Ianovici, 1931; Al. Codarcea,

[1]) Comunicare în şedinţa din 6 mai 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff Nr. 55, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Marcela Dessila-Codarcea, V. Ianovici, 1957) şi micile iviri de sienite cu nefelin de la Orşova (A. Streckeisen şi D. Giuşcă, 1932).

Sienitele cu nefelin din munţii Lotrului nu erau cunoscute pînă recent; ele au fost descoperite de autor în anii 1962[3], 1963[4], în urma cercetărilor întreprinse în această regiune. Scopul prezentei lucrări este tocmai de a expune structura şi petrologia corpului de sienite nefelinice de la Mălaia. Înainte de a aborda această problemă, este necesar să prezentăm pe scurt structura Cristalinului Lotrului, în care sînt cantonate sienitele cu nefelin.

Consideraţii asupra stratigrafiei şi structurii Cristalinului Lotrului

În afară de cercetările întreprinse de Şt. Ghika-Budeşti (1934) în partea de vest a munţilor Lotrului, nu au mai existat alte lucrări care să fi abordat în mod special studiul şisturilor cristaline de pe cursul mediu şi inferior al Lotrului. Acest cristalin care aparţine domeniului getic, a fost considerat în ansamblul Carpaţilor Meridionali în diferite lucrări de sinteză (G. Munteanu-Murgoci, 1905; Şt. Ghika-Budeşti, 1940; Al. Codarcea et al., 1961).

În urma cercetărilor pe care le-am întreprins între anii 1961—1964 în regiunea dintre Valea lui Stan şi Voineasa-Ciunget, am putut stabili că rocile seriei anterifeene a Cristalinului Lotrului au fost metamorfozate în condiţiile faciesului amfibolitic şi că din punct de vedere stratigrafic, ele se pot repartiza la patru complexe metamorfice importante (fig. 1).

a) Complexul gnaiselor cu cordierit şi silimanit apare numai în apropierea contactului cu Cristalinul danubian. El constă din paragnaise cu cordierit şi silimanit, paragnaise cu biotit şi muscovit, mai rar amfibolite, cuarţite albe şi calcare marmoreene cu silicaţi.

b) Complexul amfibolitelor şi al gnaiselor asociate, cel mai larg dezvoltat, este un complex prin excelenţă vulcanogen-sedimentar, produs al magmatismului iniţial al geosinclinalului precambrian vechi[5]. El este

[3]) H. Savu. Raport asupra cercetărilor din regiunea Mălaia (munţii Lotrului) 1962. Arh. Inst. Geol.

[4]) H. Savu. Raport geologic asupra regiunii Mălaia-Sălişte-Valea lui Stan (munţii Lotrului). 1963. Arh. Inst. Geol.

[5]) H. Savu. Studiul geologic şi petrografic al bazinului văii Păscoaia (munţii Lotrului). 1961. Arh. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

metamorfozat în condiţiile zonei cu silimanit şi constă din alternanţe ritmice de amfibolite, gnaise cuarţo-feldspatice şi paragnaise fine cu biotit.

c) Complexul gnaiselor cuarţo-feldspatice a fost metamorfozat în parte în condiţiile zonei cu silimanit şi în parte în condiţiile zonei cu disten

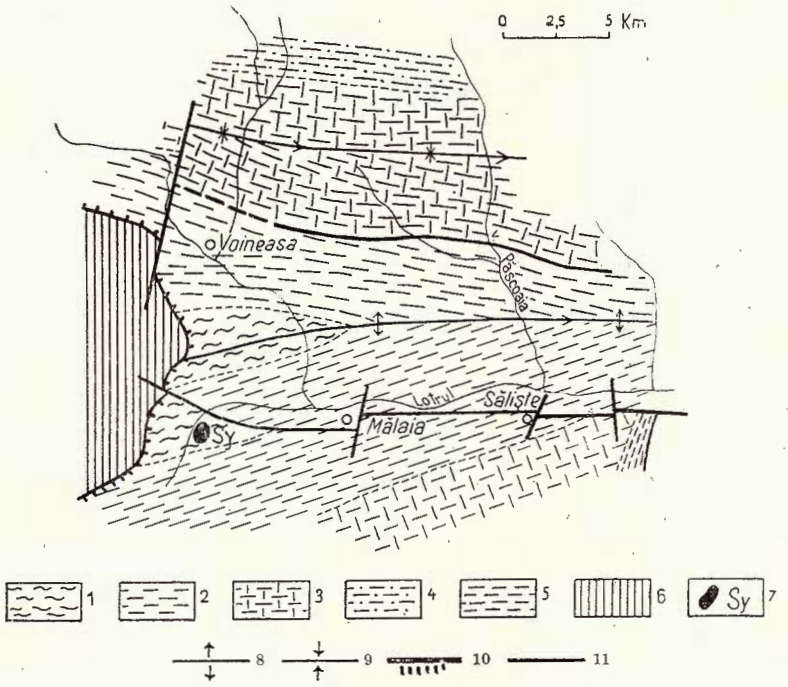


Fig. 1. — Schiţa geologică a părţii de est a Cristalinului Lotrului.

Cristalinul getic: 1, complexul gnaiselor cu cordierit şi silimanit; 2, complexul amfibolitelor şi al gnaiselor asociate; 3, complexul gnaiselor cuarţo-feldspatice; 4, complexul micaşisturilor; 5, seria de valea lui Stan; 6, Cristalinul danubian; 7, roci alcaline; 8, ax de anticlinal; 9, ax de sinclinal; 10, linie de încălecare; 11, falie.

Esquisse géologique de la partie E du Cristallin du Lotru.

Cristallin gétique: 1, complexe des gneiss à cordiérite et sillimanite; 2, complexe des amphibolites et des gneiss associés; 3, complexe des gneiss quartzo-feldspathiques; 4, complexe des micaschistes; 5, série de Vallée de Stan; 6, Cristallin danubien; 7, roches alcalines; 8, axe déanticlinal; 9, axe de synclinal; 10, ligne de chevauchement; 11, faille.

şi staurolit. În afară de gnaisele cuarţo-feldspatice, în el mai participă paragnaise cu muscovit şi biotit, mai rar micaşisturi cu disten şi staurolit, amfibolite, cuarţite şi şisturi manganifere.

Institutul Geologic al României

d) Complexul micaşisturilor, slab dezvoltat şi metamorfozat în condiţiile zonei cu disten şi staurolit, constă din micaşisturi cu granaţi, disten şi staurolit, în care se intercalează uneori amfibolite, cuarţite, paragnaise şi şisturi cu silicaţi de mangan şi fier.

Această succesiune stratigrafică a seriei mezometamorfice a Cristalinului Lotrului se încadrează în ceea ce cercetătorii anteriori au denumit seria de Lotru sau de Sebeş-Lotru (Al. Codarcea et al., 1961) şi echivalează în oarecare măsură cu pachetul de şisturi cristaline din munţii Cibinului, repartizat de Marcela Dessila-Codarcea (1965 a) la seriile de Sadu şi Valea Muntelui. Ea se poate urmări şi în munţii Sebeş, unde se dezvoltă în bază complexul gnaiselor cuarţo-feldspatice, peste care stă complexul superior al micaşisturilor, precum şi în munţii Semenic (H. Savu, 1965).

În partea de est, seria anterifeană suportă discordant seria proterozoică superioară de Valea lui Stan, alcătuită din filite, calcare cristaline şi metadolerite[6].

Fiind supuse metamorfismului regional progresiv, realizat în condiţii de temperatură de 550°C — 750°C şi o presiune de 4000-8000 bari (F. Turner şi J.Verhoogen, 1960) rocile seriei anterifeene au suferit frecvente transformări mai accentuate de diferenţiere metamorfică, precum şi de mobilizare a materialului mai uşor fuzibil (P.Eskola, 1933; D.Reynolds, 1958; H.G.F.Winkler, 1962), rezultînd adesea migmatite sincinematice lenticulare sau oculare, mai rar filoane ptygmatice (M.D. Krîlova, 1961), şi migmatite reticulare[7] postcinematice; s-au format de asemenea, numeroase filoane concordante sau discordante de pegmatite, răspîndite mai ales în complexul al doilea şi al treilea.

În toată regiunea sînt răspîndite mici corpuri de roci ultrabazice — serpentinite şi melagabbrouri — dintre care, unele se pare că au fost puse în loc după metamorfismul principal al şisturilor cristaline.

Din punct de vedere structural seria mezometamorfică a Cristalinului Lotrului corespunde unui anticlinoriu, în care şisturile au fost strîns cutate, formîndu-se structuri normale, mai rar culcate, orientate pe direc-

---

[6]) H. Savu (1963). *Op. cit.*

[7]) H. Savu (1961). *Op. cit.*

Institutul Geologic al României

ţia E — W[8]) (fig.1). Între acestea se distinge o structură anticlinală majoră, situată între Ciunget şi valea Vasilatului. La nord şi la sud de structura majoră se dezvoltă cute secundare-anticlinale sau sinclinale.

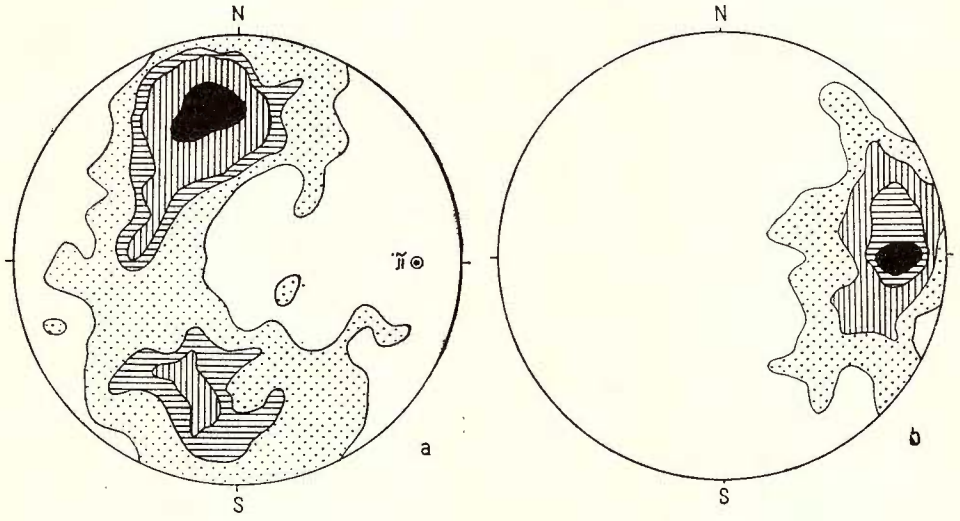


Fig. 2. — Diagrame structurale din bazinul văii Păscoaia

a, diagrama pentru 850 poli de foliaţii; izolinii: 0,5—1,5—2—5%; b, diagrama pentru 120 lineaţii; izolinii: 1—5—10—15%.

Diagramme structuraux du bassin de la vallée Păscoaia

a, diagramme pour 850 pôles de foliations; isolignes: 0.5—1,5—2—5%; b, diagramme pour 120 linéations; isolignes: 1—5—10—15%.

Acest stil de cutare, mai puţin accentuat, se dezvoltă spre nord în munţii Sebeş, în a căror zonă axială se schiţează o structură de sinclinoriu.

Structura anticlinorie a Cristalinului Lotrului are simetrie ortorombică şi se afundă spre est sub un unghi de cca 20°C (fig.2 a şi b). Perpendicular pe această structură s-au format fracturi transversale de vîrste diferite, paralele cu fisurile *ac*. De asemenea, au luat naştere fracturi longitudinale, aproximativ paralele cu structurile, unele vechi cum este cea din zona cu brecii de la nord de axul anticlinoriului şi altele mai noi sau reînnoite, cum este falia Lotrului, situată între Valea lui Stan, Sălişte, Mălaia şi Ciunget. Această falie a fost pusă în evidenţă de autor în anul 1962 [9])

[8]) H. Savu (1961). *Op. cit.*

[9]) H. Savu (1962) *Op. cit.*

Institutul Geologic al României

și a fost menționată mai tîrziu și de alți autori[10] (L.Pavelescu și Maria Pavelescu, 1964). Ea s-a format în timpul Neogenului și reprezintă continuarea spre vest a faliei din partea sudică a bazinului sedimentar Brezoi-Titești.

Spre est, Cristalinul Lotrului se afundă tectonic împreună cu seria de Valea lui Stan, sub gnaisele de Cozia, iar spre vest încalecă peste Cristalinul danubian constituit din filite, calcare cristaline și roci metaeruptive bazice, străpunse de mari mase granitoide sinorogene de vîrstă proterozoic-superioară sau paleozoic-inferioară (Șt.Ghika-Budești, 1934; Al. Codarcea et al., 1961; L.Pavelescu și Maria Pavelescu, 1964; Marcela Dessila-Codarcea, 1965 b). În lungul planului de încălecare se dezvoltă larg milonite și ultramilonite[11]).

Geologia și petrografia corpului de roci alcaline

Corpul de roci alcaline este situat sub Muchia Brădișorului, pe malul drept al pîrîului Izvorul Rece, mai jos de Stîncile de la Fîntînele din Ezer (pl.III). El străbate șisturile cristaline ale complexului inferior al seriei mezometamorfice a Cristalinului Lotrului, constituit aici din gnaise cu cordierit și silimanit, paragnaise cu muscovit și biotit, gnaise cuarțofeldspatice, cuarțite, amfibolite, migmatite oculare sau lenticulare și numeroase filoane sau lentile de pegmatite.

Datorită prezenței silimanitului în paragenezele unora dintre aceste roci, putem aprecia după G.C.Kennedy (1955), Fyfe et al. (1959), F. Turner și J.Verhoogen (1960), că ele au cristalizat în condițiile metamorfismului progresiv, sincron cu o migmatizare accentuată, la o temperatură de cca 700—750°C. Asocierea cordieritului, varietatea magneziană ($N_m = 1{,}545$; $N_g - N_p = 0{,}010$; $-2\ V = 71°$), în parageneză cu silimanitul indică de asemenea că aceste roci cu chimism special s-au format la o temperatură ridicată, așa cum rezultă din cercetările de petrologie experimentală. Astfel H.S. Yoder (1952) a sintetizat β - Mg - cordierit la cca 830°C, A. Miyashiro et al. (1955) au obținut α - Mg-cordierit la temperatura de cca 1200°C, iar W. S. Schreyer (1964) arată,

[10]) M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu, V. Nedelcu, A. Andrei. Prospecțiuni pentru minereu de fier în munții Căpățînei (bazinul văii Repedea). 1964. Arh. Inst. Geol.

[11]) H. Savu. Studiul șisturilor cristaline din zona Voineasa-Rudaru (munții Lotrului). 1964. Arh. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

citînd pe R.C. Newton, că la temperatura de 700°C şi presiunea de 1000 atm. poate fi stabil un Mg — cordierit cu un conţinut de 6,5% mol. de beril admis în reţeaua sa.

Şisturile cristaline din jurul corpului au direcţia WNW şi înclină în general spre NNE. În partea de nord ele sînt separate de gnaisele complexului următor prin falia Lotrului (pl.III).

Cea mai mare parte a corpului de sienite este acoperită la suprafaţă de grohotiş, care împiedică cercetarea amănunţită a structurii lui. După datele obţinute, putem considera că el se prezintă ca o intruziune în formă de tub aplatizat, înclinat puternic spre NNE, a cărui secţiune în plan are forma unei elipse cu axele de 300/140 m (pl. III). După felul cum se orientează alungirea corpului în plan, rezultă că el este discordant faţă de structura seriei mezometamorfice a Cristalinului Lotrului.

Contactul său cu şisturile cristaline este discordant, pe el apărînd uneori roci breciate şi slab hidrotermalizate. Rocile din jurul lui nu prezintă fenomene de contact termic sau metasomatic alcalin.

În interpretarea structurii interne a corpului de roci alcaline trebuie să ţinem seamă de caracteristicile structurale ale plutonilor granitoizi în general, caracteristici care variază în funcţie de momentul punerii în loc a intruziunii în cadrul evoluţiei ciclului tectonomagmatic de care aparţine ea. După datele din literatură şi ale noastre, plutonii granitoizi se pot separa din acest punct de vedere în : 1, plutoni sinorogeni cu tectonică influenţată de stress (B. Sander, 1948); 2, plutoni tardeorogeni cu tectonică complicată—pe margini influenţată de stress iar în interior de curgere primară; 3, plutoni postorogeni cu tectonică de curgere primară (H. Cloos, 1923); 4, plutoni preorogeni — mai vechi — în care mişcarea orogenică mai nouă se imprimă sub formă de cataclază peste efectele tectonicei primare vechi, care poate fi una sau alta din cele trei tipuri de mai sus.

După caracteristicile sale structurale, acest mic corp intrusiv se încadrează la intruziunile tardeorogene. Structura lui internă este o structură de curgere primară (R.Balk, 1937), influenţată în oarecare măsură de stress, în care s-au dezvoltat două faciesuri de roci orientate şi anume, un facies marginal fin (fig.3) şi un facies normal (fig.4); în centrul corpului se dezvoltă un facies pegmatoid masiv, iar din loc în loc apar roci filoniene aplitice (fig.3) fin cristalizate (tabelul 1).

Institutul Geologic al României

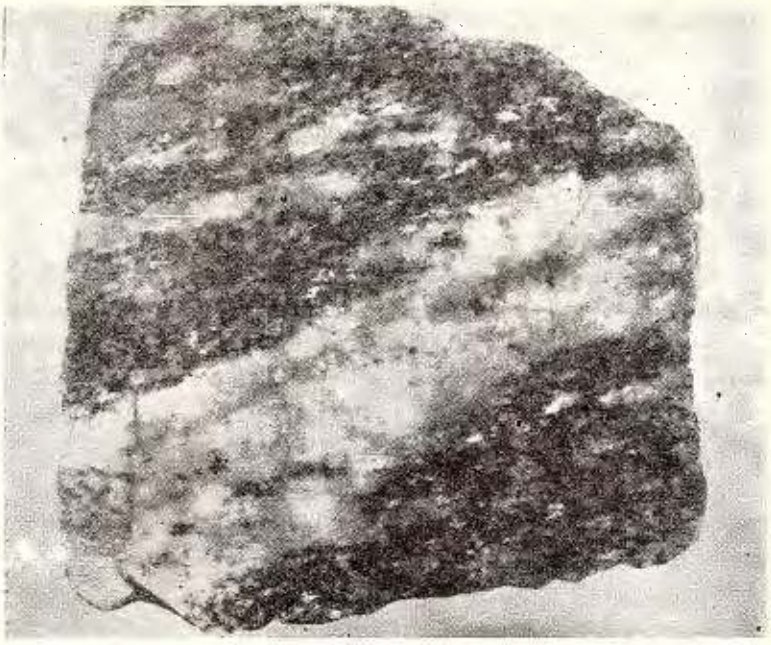


Fig. 3. — Sienit alcalin cu biotit din faciesul marginal orientat, străbătut de un filon de sienit aplitic concordant. Mărime naturală.

Syénite alcalin à biotite du faciès marginal orienté, traversé par un filon de syénite applitique concordant. Dimensions naturelles.



Fig. 4. — Sienit cu nefelin parțial liebneritizat (alb) și egirin în șlire (negru) paralele cu benzile de feldspați (cenușiu). Mărime naturală.

Syénite à néphéline partiellement liebenéritisé (blanc)et acgyrine en schlieren (noir) parallèles aux bandes de feldspaths (grisâtre). Dimensions naturelles.

Institutul Geologic al României

Această structură este pusă în evidenţă prin orientarea paralelă a lamelelor de biotit din sienitele alcaline ale faciesului marginal şi prin formarea şlirelor paralele de egirin în sienitele cu nefelin din faciesul cu granulaţie normală (fig. 4). Rocile pegmatoide şi aplitice se prezintă fie ca lentile sau benzi paralele în sienitele din celelalte două faciesuri, fie le străbat pe acestea în zona centrală a corpului, unde se dezvoltă mai larg structura pegmatoidă masivă. Aceste faciesuri structurale ale corpului, deşi au luat naştere în aceleaşi condiţii generale de consolidare a magmei alcaline, au fost influenţate de condiţiile locale de cristalizare, astfel că în fiecare s-au format roci cu granulaţie şi compoziţie mineralogică specifică, aşa cum rezultă din tabelul 1.

TABELUL 1

Faciesurile, tipurile de roci şi paragenezele din corpul alcalin de la Mălaia

Faciesul	Tipul de rocă	Paragenezele
Marginal-orientat	Sienite alcaline cu biotit	Plagioclaz — microclin — biotit
Normal-orientat	Sienite cu nefelin şi egirin (foyaite)	Plagioclaz — microclin — nefelin — egirin
Pegmatoid-masiv	*a*) Sienite pegmatoide cu egirin	Plagioclaz — microclin — nefelin — egirin
	b) Sienite pegmatoide cu biotit	Plagioclaz — microclin — nefelin — biotit
	c) Sienite pegmatoide cu ilmenit	Plagioclaz — microclin — nefelin — ilmenit ± biotit
Aplitic-masiv	Sienite aplitice	Plagioclaz — microclin — egirin ± ilmenit

a) Sienitele alcaline cu biotit sînt roci de culoare cenuşie, cu textură orientată şi granulaţie fină (0,5—2 mm). În compoziţia lor participă plagioclaz, microclin, biotit şi minerale accesorii. Principalul mineral care a cristalizat primul în aceste roci este plagioclazul (An_{10-12}), ce formează cristale hipidiomorfe, dezvoltate după faţa 010 şi maclate polisintetic (pl. I, fig.1). El este orientat în planul foliaţiei rocii şi a suferit uneori fenomene de torsionare.

Microclinul apare de obicei în cristale xenomorfe. El prezintă structura în grătar caracteristică şi include granule de plagioclaz şi de zircon. Biotitul se prezintă în lamele orientate cu faţa 001 paralel cu foliaţia şi

Institutul Geologic al României

ocupă interstițiile cristalelor de feldspați. Uneori se asociază cu lamele de mică albă, mai rar și cu epidot. Este o varietate brună: N_g—N_m - brun închis-opac; N_p—gălbui. Datorită proceselor deuteritice se transformă uneori într-un biotit verde-oliv și apoi în clorit.

Mineralele accesorii sînt reprezentate prin zircon, ortit și magnetit. Primul mineral este de obicei scurt prismatic și apare inclus în feldespați. Adesea formează roiuri de cristale fine, alungite pe direcția orientării rocii. Ortitul este o varietate brună, pleocroică, ce se prezintă în cristale izolate (0,03—0,3 mm), sau formează nucleul unor cristale de pistațit.

Analiza chimică a sienitului cu biotit este redată în tabelul 3. Parametrii Niggli (tabelul 4) indică o magmă subplagifoyaitică (C.B u r r i, 1959). Sienite alcaline asociate cu sienite nefelinice au fost descrise de diferiți cercetători (N.A.E l i s e e v et al., 1965), iar A.J o h a n n s e n (1941) menționează sienitele cu biotit (durbachite) din Pădurea Neagră.

Trecerea de la sienitele alcaline din faciesul marginal spre sienitele cu nefelin și egirin din faciesul normal al intruziunii se face prin roci cu o compoziție apropiată, dar în care începe să apară rar și nefelinul, adesea liebneritizat. Feldspatul potasic apare aici fie cu structura în grătar, fie sub formă de ortoză, pe ale cărei margini se dezvoltă structura de microclin; uneori se întîlnesc structuri pertitice sau antipertitice. Sînt frecvente cristalele de zircon asociate cu ortit brun și cristale cu relief puternic de piroclor, colorate neregulat în roșu-gălbui (W.T r ö g e r, 1952).

b) Sienitele cu nefelin și egirin apar în faciesul intern cu granulație normală, constituind cea mai mare parte a intruziunii. Ele sînt roci de culoare cenușie, uneori cu șlire negre de egirin (fig.4) sau leucocrate. Structura lor este hipidiomorf-grăunțoasă, iar textura orientată, cu aspect gnaisic (pl.I,fig.3). Compoziția lor este redată în tabelul 2.

Plagioclazul (An_{10-12}) participă în cantitate destul de mare în aceste roci, prezentîndu-se în cristale hipidiomorfe, orientate pe direcția lineației rocii. Acestea sînt maclate polisintetic și includ cristale fine idiomorfe de egirin.

Din contră, microclinul cristalizează după egirin și plagioclaz, minerale pe care le include adesea. El prezintă macla în grătar caracteristică "cross-hatched" (W. D e e r et al., 1963) și este xenomorf. Adesea prezintă structura microclin pertitică (O. T u t t l e, 1952), de obicei for-

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conţinut %
Plagioclaz	2,30—3,50	47—71
Microclin	0,25—3,00	
Nefelin	0,40—4,00	8—39
Egirin	0,03—1,15	3—20
Zircon	0,03—0,32	0,5—2,5
Titanit	2,00—2,24	
Minerale opace	0,01—0,80	

ma înterpătrunsă (H.A l l i n g, 1938). Unghiul axelor optice (—)2 V = 83° (pl.I, fig.2 şi 4).

Nefelinul, de obicei colorat în cenuşiu, este ultimul mineral magmatic format, el incluzînd toate celelalte minerale de mai sus, precum şi cristale aciculare de rutil; este de obicei xenomorf şi ocupă interstiţiile dintre celelalte minerale. În multe cazuri el a fost liebneritizat, suferind fenomene de alteraţie postmagmatică de tipul celor descrise de P.S a h a (1961) şi de W.D e e r et al. (1963). În cazul de faţă alteraţia începe de la margine, unde se formează o aureolă subţire, izotropă de analcim şi se propagă în lungul clivajului bazal, pînă ce întregul cristal este înlocuit cu un agregat fin, caolinitic, în secţiune aproape opac (pl.II, fig.1). Pe seama acestui agregat se formează mai departe cuiburi de natrolit sau thompsonit. În unele pseudomorfoze apar cuiburi de mică albă, probabil paragonit sau muscovit, care pot înlocui tot cristalul; mai rar se întîlneşte un agregat fibros, probabil de hidronefelin (T.W a l k e r şi A.P a r s o n s, 1926; C.T i l l e y şi H. H a r w o o d, 1931).

Egirinul se prezintă în cristale alungite, care tind să se orienteze cu axul C pe direcţia liniaţiei şi au faţa 010 aproximativ în planul foliaţiei. În şlirele pe care le formează (pl. II, fig.2) se asociază cu cristale de titanit şi de ilmenit. Constantele sale optice sînt: N_g — verzui; N_m — verzui-gălbui; N_g — galben-verzui; $cN_p = 2°—7°$; $N_g — N_p = 0,048$; $(—)2V = 72°$.

În cazuri rare egirinul din rocile în care alteraţia celorlalte minerale este mai accentuată, prezintă culori de un verde mai închis, iar în altele

Institutul Geologic al României

este alterat mai întîi într-o hornblendă arfvedsonitică, colorată în violaceu—bruniu — verde — albăstrui, cu $N_g - N_p = 0{,}004$ şi apoi într-un clorit ferifer de culoare verde intens. În aceste cazuri, printre mineralele secundare se observă rar astrofilit galben-portocaliu şi ortit brun, iar în jurul lor apar numeroase granule de oxizi de fier separate din reţeaua piroxenului în timpul transformării.

Mineralele accesorii sînt reprezentate prin titanit, zircon, ortit, piroclor şi ilmenit. Titanitul se întîlneşte uneori în cristale larg dezvoltate, rar idiomorfe, de obicei cu contur neregulat şi cu numeroase incluziuni de granule de plagioclaz, microclin, egirin şi ilmenit (pl.I,fig.3). El este pleocroic : N_p — slab bruniu, N_m — brun-gălbui, N_g — brun-roşcat şi prezintă uneori separaţii după faţa 221.

Zirconul apare, ca şi în alte roci, în cristale scurt prismatice care se înşiruie sau se grupează în roiuri alungite în sensul direcţiei de curgere a magmei. El este inclus atît în feldspaţi sau nefelin, cît şi în egirin (pl. II, fig.3). Tot ca mineral accesoriu apare ortitul : N_p — brun-gălbui, N_m — brun-roşcat, N_g —brun-roşcat pînă la opac. Destul de rar se întîlneşte piroclorul. Pe fisurile din rocă s-au format uneori cuiburi de natrolit.

Pentru clasificarea sienitelor cu nefelin am efectuat 15 analize modale, ale căror rezultate sînt rezumate în tabelul 2. Proiecţia lor pe diagrama N_e — Fp — M din fig.5 (T.Barth, 1952; N.A.Eliseev, 1965) arată că rocile cu nefelin de la Mălaia se situiază în cîmpul sienitelor cu nefelin. Şlirele melanocrate (60-80% egirin, 11% nefelin, 30% feldspaţi) se îndepărtează de acest cîmp şi ajung să se proiecteze în cîmpul malignitelor melanocrate. Din contră, şlirele leucocrate din sienitele cu nefelin conţin puţin egirin (3%), puţin nefelin (12—14%), dar sînt foarte bogate în feldspaţi (80—83%). De aceea, ele se deplasează pe diagramă spre polul feldspaţilor şi se proiectează la limita cîmpului sienitelor cu nefelin.

O analiză chimică a unui sienit cu nefelin şi egirin este redată în tabelul 3. Compoziţia normată (tabelul 5) cuprinde 8,16 părţi nefelin şi 16,17 părţi acmit. Parametrii Niggli (tabelul 4) indică o magmă foyaitică cu tendinţă urtitică. Sienite cu nefelin au fost descrise de V.Ianovici (1931) şi Al. Codarcea et al. (1957) în masivul de la Ditrău, de A. Streckeisen şi D.Giuşcă (1932) în corpul de sienite de la Orşova, precum şi în alte intruziuni din lume.

c) Sienitele pegmatoide sînt roci de culoare albă, cu textură masivă şi cu granulaţie în care cristalele de feldspaţi mai ales, variază între 3 şi

Institutul Geologic al României

15 mm lungime. Cînd apar în filoane, acestea constau pe margine din sienite nefelinice fin granulare şi în interior din sienit pegmatoid, sau întregul filon este constituit din această rocă fină, în care apar cuiburi neregulate sau separaţii lenticulare de sienite pegmatoide. Se deosebesc

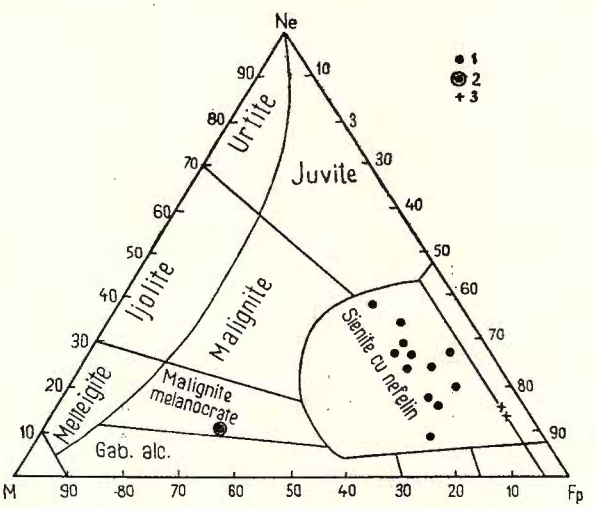


Fig. 5. — Diagrama Ne (nefelin) — Fp(feldspaţi) — M(minerale melanocrate) pentru rocile cu nefelin şi egirin de la Mălaia.

1, sienite cu nefelin şi egerin; 2, şlire bogate în egirin; ,3 şlire leucocrate

Diagramme Ne (néphéline) — Fp(feldspaths) — M(minéraux mélanocrates) pour les roches à néphéline et aegyrine de Mălaia.

1, syénites à néphéline et aegyrine; 2, schlieren riches en aegyrine; 3, schlieren leucocrates.

varietăţi cu egirin, cu biotit şi cu ilmenit (K.V l a s o v et al. 1959; N. U s p e n s k i i, 1965).

Sienitele pegmatoide cu egirin se caracterizează printr-o textură în „blocuri", în care se observă porţiuni de rocă hololeucocrată, separate între ele de cuiburi sau de benzi sinoase de egirin. Aceste roci sînt constituite din albit(An_{8-10}) maclat polisintetic, microclin şi egirin ca minerale proaspete şi din nefelin, adesea liebneritizat sau înlocuit cu thompsonit şi cu hidronefelin (C. T i l l e y şi H. H a r w o o d, 1931). Egirinul apare nu numai în cuiburi, ci şi sub formă de cristale fine incluse în feldspaţi. Adesea, se observă titanit, zircon şi ilmenit.

Institutul Geologic al României

În tabelul 3 este redată analiza chimică a unui astfel de sienit pegmatoid, ai cărui parametrii Niggli (tabelul 4) indică o magmă plagifoya-itică cu tendință spre magmele natronsienitice. Acest caracter este indicat

TABELUL 3

Compoziția chimică a rocilor alcaline

Proba	57 R. %	58 R. %	60 R. %
SiO_2	55,81	52,28	59,84
Al_2O_3	24,50	24,22	21,61
Fe_2O_3	1,23	6,15	4,07
FeO	4,94	0,52	0,59
MgO	0,15	1,21	1,34
CaO	1,37	2,23	2,42
Na_2O	6,70	7,34	4,72
K_2O	3,49	3,59	3,23
TiO_2	0,45	0,35	0,60
P_2O_5	urme	urme	urme
MnO	0,72	0,72	0,32
S	urme	lipsă	urme
CO_2	lipsă	lipsă	lipsă
$H_2O^{+105°C}$	0,65	0,75	1,15
$H_2O^{-105°C}$	0,19	0,18	0,19
Total :	100,20	99,54	100,08

Analist : Al. Dănciulescu.

57 R. Sienit alcalin cu biotit.

58 R. Sienit cu nefelin și egirin.

60 R. Sienit pegmatoid cu nefelin și egirin.

și de norma rocii (tabelul 5), în care nefelinul nu mai apare, el fiind alterat.

Sienitele pegmatoide cu biotit sînt roci în care se dezvoltă lamele mari de mică (0,5—1,5 cm diametrul), cu care se asociază uneori granule fine de ilmenit. Ele constau din plagioclaz (An_{8-9}), microclin, nefelin și biotit. Nefelinul este de obicei liebneritizat și înlocuit cu minerale secundare. Aceste pseudomorfoze apar sub formă de cuiburi colorate în verde deschis, constituind ceea ce se numește de obicei gieseckit (W.Deer et al., 1963).

Institutul Geologic al României

TABELUL 4

Parametrii magmatici Niggli ai rocilor alcaline

Paramtrul	Qz	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*ti*	*c/fm*	Q	L	M	π	α
57 R	−31,8	183	47,5	19,1	4,7	28,7	0,25	0,03	0,98	0,24	34,2	51,7	14,1	0,07	−0,06
58 R	−56,4	156	42,5	22,2	7,2	28,1	0,24	0,24	0,71	0,32	28,2	58,7	13,2	0,11	−2,34
60 R	+19,4	215	45,9	20,9	9,3	23,9	0,30	0,34	1,73	0,44	42,6	44,7	12,7	0,16	+1,47

TABELUL 5

Compoziția normată (C.I.P.W.) a rocilor alcaline

Mín. normative	*or*	*ab*	*an*	*ne*	*ac*	*di*	*fs*	*cn*	*ln*	*il*	*mt*	*c*	caolinit
57 R	−20,57	48,99	6,67	4,26	—	—	8,71	0,30	—	0,76	1,86	13,40	—
58 R	−21,13	28,43	11,12	8,16	16,17	7,57	—	—	—	0,61	0,70	9,18	2,28
60 R	18,90	26,20	3,61	—	12,01	7,40	—	—	1,17	3,04	—	—	19,00

Institutul Geologic al României

Biotitul, o varietate brună, se alterează adesea, trecînd într-o mică verde-oliv ; sub această formă el se dezvoltă şi pe seama granulelor de ilmenit din rocă. Lamelele mari se alterează mai departe în clorit, pistaţit şi o mică incoloră. Uneori, apar şi cristale fine de egirin incluse în feldspaţi

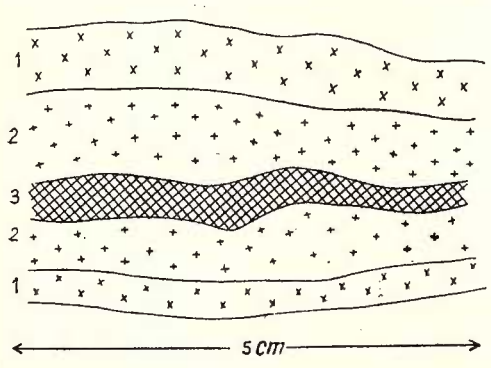


Fig. 6. — Filon de sienit aplitic (2) cu ilmenit (3) în sienitele alcaline cu biotit (1).

Filon de syénite applitique (2) à ilménite (3) dans les syénites alcalins à biotite (1).

sau de zircon, grupate în cuiburi (pl.II, fig.3) şi incluse în feldspaţi, biotit sau nefelin.

Sienitele pegmatoide cu ilmenit reprezintă un facies al celor cu biotit. În aceste roci nefelinul liebneritizat ajunge pînă la 7 —10 mm lungime, iar biotitul apare sporadic, ca şi zirconul. Ilmenitul se dezvoltă în cristale ce pot ajunge pînă la 1,5 cm lungime (pl.II, fig.4). El are conturne-regulat şi prezintă rar incluziuni de feldspaţi şi biotit, care arată că s-a format într-un stadiu mai tîrziu de cristalizare.

d) Sienitele aplitice sînt roci filoniene (fig.3) hololeucocrate, cu structură panallotriomorfă şi cu granulaţie fină (0,5 —1,5 mm). (Ele sînt constituite din plagioclaz, microclin şi rare cristale fine de egirin. Plagioclazul (An_{5_7}) ca şi microclinul, formează cristale izometrice. Cristalele de egirin foarte fine şi cu contur neregulat sînt incluse în feldspaţi. Apar de asemenea cristale fine de zircon.

În interstiţiile feldspaţilor s-au depus din soluţiile postmagmatice granule fine de albit de o generaţie mai tîrzie. Unele filoane de sienite aplitice conţin în interior o bandă de ilmenit paralelă cu pereţii lor (fig. 6).

Chimismul rocilor alcaline

Pentru studiul chimic al rocilor alcaline prezentăm în tabelul 3 analizele chimice ale principalelor tipuri de roci ale intruziunii de la Mălaia.

Institutul Geologic al României

După cum se observă, aceste roci au aciditate intermediară, dar sînt foarte bogate în Al_2O_3, Na_2O și K_2O; Na_2O este totdeauna mai mare decît K_2O. Oxizii care indică procesele de alterare (CO_2 și H_2O) lipsesc sau au

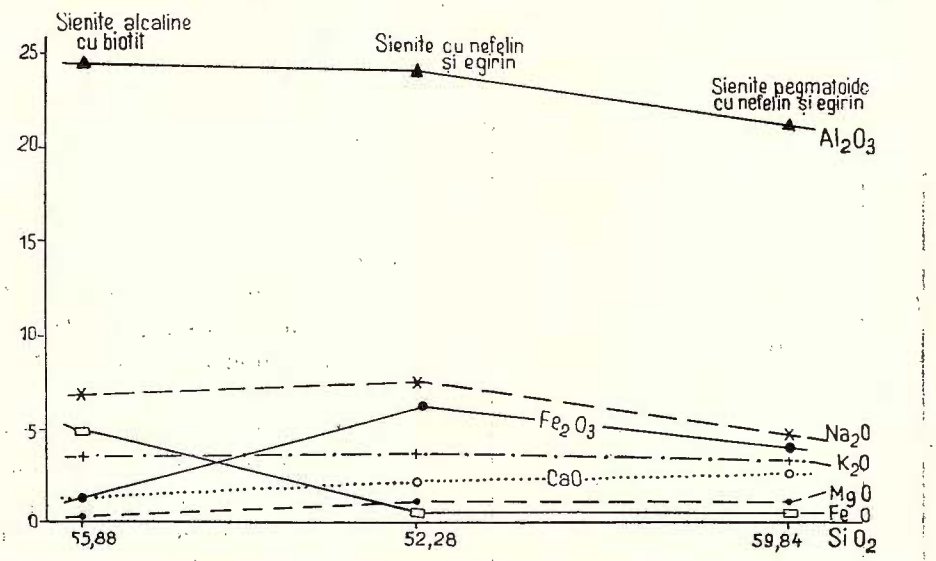


Fig. 7. — Diagrama de variație a oxizilor din principalele roci alcaline.

Diagramme de variation des oxydes des principales roches alcalines

valori reduse în principalele roci, în afară de sienitul pegmatoid care conține 1,15% H_2O, ce intră în rețeaua mineralelor secundare rezultate din alterarea nefelinului.

În general, se constată că rocile din cele trei faciesuri, deși diferite mineralogic, au o compoziție chimică destul de apropiată, ceea ce rezultă și din diagrama din fig. 7. De la margine spre interiorul intruziunii, deci în sensul cristalizării magmei, se constată o slabă scădere a conținutului de Al_2O_3 și Na_2O, respectiv o creștere foarte slabă a conținutului de CaO și MgO. Principala relație pe care o pune în evidență diagrama, este interdependența dintre FeO și Fe_2O_3, oxizi al căror conținut se modifică în funcție de caracterul mineralului melanocrat din rocă — biotit sau egirin — în a cărui rețea intră.

Parametrii Niggli (tabelul 4) prezintă valori aproape constante în rocile din cele trei faciesuri. Compoziția normată (C.I.P.W.) reflectă, de fapt, compoziția modală a rocilor în ceea ce privește feldspații și minera-

Institutul Geologic al României

lele melanocrate (tabelul 5). În unele roci este prezent nefelinul, iar în cele în care el este alterat, este suplinit de mineralele argiloase de tipul caolinitului. Norma sienitelor cu biotit nu conţine acmit, acesta fiind prezent numai în acele roci care au egirin. Fiind roci bogate în Al_2O_3, în norma lor este prezent componentul „corindon".

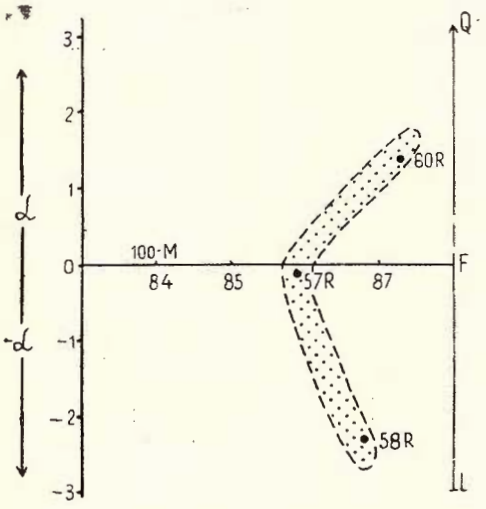


Fig. 8. — Diagrama de variaţie a compoziţiei chimice a rocilor alcaline.

Diagramme de variation de la composition chimique des roches alcalines.

Valorile indexului agpaitic al acestor sienite

$$\frac{\text{Mol.Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Mol. Al}_2\text{O}_3} = 0{,}51 - 0{,}65$$

le situează în grupa rocilor miaskitice, ele fiind mai mici decît 1 (H. Sörensen, 1960; V.G. Gerasimovskii, 1963), respectiv mai mici decît 0,9 (B. I. Zlobin, 1959).

Diagrama din fig.8 arată că sienitele cu nefelin şi egirin sînt rocile cele mai alcaline, în timp ce sienitele alcaline cu biotit se apropie de limita dintre magmele alcaline şi subalcaline. Sienitele pegmatoide, deşi au conţinut nefelin primar, procesele de alterare le-au modificat compoziţia chimică, astfel că ajung să se proiecteze în cîmpul magmelor subalcaline.

Tipul de magmă principal pus în evidenţă de varietatea de rocă cea mai răspîndită în intruziune este cel foyaitic, de la care au derivat prin diferite procese magmele subplagifoyaitice, uneori cu tendinţă spre cele natronsienitice. Pe baza acestor date putem conclude că rocile alcaline de la Mălaia aparţin unei provincii alcaline sodice clasice, de tipul Ditrău (V.Ianovici, 1931; Al.Codarcea et al., 1957), Mariupol (I.A.Morozewicz, 1930) sau Kola (T. Barth, 1952).

Consideraţii asupra condiţiilor de formare a mineralelor din rocile alcaline.

Principalele minerale din sienitele cu nefelin, ca şi din celelalte roci alcaline, sînt reprezentate prin plagioclaz, microclin, egirin, nefelin, ultimul fiind în parte înlocuit cu minerale secundare.

Institutul Geologic al României

Plagioclazul primar este un albit-oligoclaz (An_{10-12}), care ajunge în sienitele aplitice şi pegmatoide pînă la albit (An_{5-8}). În sienitele aplitice s-a format în interstiţii un albit xenomorf, depus din soluţii tîrziu-magmatice, la o temperatură mai scăzută decît aceea la care s-a format plagioclazul primar din rocă (L.B.S a n d et al., 1957).

O altă formă sub care apare plagioclazul, este aceea de albit separat în microclinpertite prin fenomenul de inversiune (O.F.T u t t l e, 1952), prin care s-a produs dezamestecul soluţiilor solide de albit în feldspatul potasic (pl.I,fig.4), formate la o temperatură mai mare sau egală cu 660° ± 10°C (O.F.T u t t l e şi N.L.B o w e n, 1958).

Microclinul este forma de temperatură joasă a feldspatului potasic, care a cristalizat în aceste roci după plagioclaz sau concomitent cu acesta. El prezintă structura în grătar bine formată (pl.I,fig.2) şi structuri pertitice slab dezvoltate. În starea actuală, el are unghiul (—) 2V =83°, ceea ce corespunde la un microclin maximal (A.S.M a r f u n i n, 1962), avînd compoziţia Or_{70} Ab_{30} (L.W r i g h t, 1964).

Ţinînd seamă de faptul că în sienitele de la Mălaia sînt prezenţi cei doi feldspaţi, trebuie să le considerăm ca sienite care în "petrogeny's residua system" (N.L.B o w e n, 1937) sînt clasificate ca roci subsolvus care au cristalizat la o temperatură mai mică de 660°C, situîndu-se între grupele A şi B (O.F.T u t t l e şi N.L.B o w e n, 1958). După metoda preconizată de T.B a r t h (1962, fig.4), dacă raportăm compoziţia actuală a microclinului care a suferit fenomenul de dezamestec la compoziţia plagioclazului coexistent (An_{10-12}), rezultă că aceşti doi feldspaţi ar fi fost în echilibru la temperatura de cca 600°C. Dar, deoarece microclinul nu mai prezintă acum, din cauza exoluţiei, compoziţia pe care o avea în momentul cristalizării, ci una care indică o temperatură mai scăzută, rezultă că momentul echilibrului real dintre cei doi feldspaţi s-a realizat la o temperatură ceva mai ridicată, probabil cca 650°C.

Egirinul este mineralul melanocrat din majoritatea rocilor alcaline de la Mălaia, biotitul şi ilmenitul apărînd numai în unele faciesuri ale corpului. Acest piroxen se prezintă fie în cristale fine incluse în feldspaţi, fie în cristale mai larg dezvoltate care formează benzi sau şlire (pl.II,fig.2). Constantele sale optice indică, după diagrama lui W. T r ö g e r (1952), un piroxen sodic a cărui compoziţie variază de la un egirin-diopsid cu 60%

Institutul Geologic al României

$NaFe^{3+}$ pînă la un egirin cu 75% $NaFe^{3+}$. W. D e e r et al. (1963) au arătat că astfel de piroxeni alcalini nu pot lua naştere decît prin cristalizare dintr-o topitură. Egirinele cu mai mult de 80% acmit se întîlnesc în metasomatitele alcaline tipice (N.A. E l i s e e v et al., 1965), iar cercetările experimentale din ultimul timp (I.V.A l e x a n d r o v, 1962; F.S.S î r o m i a t n i k o v et al., 1962) au stabilit că ele pot să cristalizeze dintr-un sistem compus la cca 500 — 450°C. La o temperatură mai ridicată a cristalizat egirin-diopsidul. În concluzie, putem considera că piroxenul alcalin de la Mălaia, după compoziţia sa şi prin faptul că este inclus în feldspaţi, a cristalizat la o temperatură ceva mai mare de 600 - 650°C.

Nefelinul s-a format la sfîrşitul cristalizării magmei alcaline; numai în unele roci pegmatoide el este inclus în feldspaţi. Prin cercetarea sistemului $Na\ Al\ SiO_4 - K\ Al\ SiO_4 - SiO_2 - H_2O$ s-a arătat (D.H a m i l t o n, 1961) că este dificil să se folosească nefelinul ca termometru geologic, deoarece acesta îşi modifică continuu compoziţia în cursul cristalizării, prin schimbarea raportului Na/K şi a raportului Si/Al, tinzînd astfel să se apropie de cîmpul de convergenţă Morozewicz — Buerger (C.T i l l e y, 1954). Totuşi prin aceste cercetări s-a constatat că nefelinul nu poate fi stabil în sistem sub temperatura de 400°-500°C (P.S a h a, 1961), de 500°C (D.H a m i l t o n, 1961); mai recent s-a stabilit că în anumite condiţii de experienţă nefelinul poate fi sintetizat la cca 500°C (I. P. I v a n o v, 1962; F.S î r o m i a t n i c o v et al., 1962).

Aceste observaţii se corelează foarte bine cu datele obţinute de noi în privinţa temperaturii de formare a feldspaţilor coexistenţi şi putem considera că nefelinul a început să cristalizeze după aceştia, la o temperatură de cca 600°C (P.S a h a, 1961).

Este surprinzător că în timp ce celelalte minerale din sienite sînt foarte proaspete, nefelinul este adesea alterat, fiind înlocuit cu un material caolinos semiopac (pl.II, fig.1), analcim, paragonit şi natrolit sau thompsonit.

După cercetările experimentale efectuate de D.S.C o o m b s et al. (1959), P.S a h a (1961) şi D.H a m i l t o n (1961), toate aceste minerale secundare au luat naştere între temperaturile de 300° şi 100°C, în parte sub acţiunea soluţiilor hidrotermale şi în parte prin alteraţia hipergenă (N.A.E l i s e e v et al., 1965). După paragenezele formate, condiţiile de transformare au corespuns faciesului de şisturi verzi şi faciesului zeolitic din metamorfismul regional (F.T u r n e r şi J.V e r h o o g e n, 1960).

Institutul Geologic al României

Petrogeneza corpului de roci alcaline

Încă din timpul Precambrianului, zonele mobile de pe amplasamentul Carpaţilor au evoluat sub influenţa a trei nuclee de roci cristaline mai vechi : moesian, podolian şi pannonian. Prin împingerile acestor mase de roci arhaice, în diferitele faze de mişcări arogenice vechi, elementele structurale ale şisturilor cristaline s-au orientat pe direcţiile N — S, E — W şi WNW — ESE, uneori suprapuse. Corpul de roci alcaline de la Mălaia străbate discordant (pl.III) Cristalinul Lotrului care este orientat pe direcţia E — W (H Savu, 1965). Totuşi, după caracteristicile structurale ale rocilor rezultă că el a suferit şi influenţa stressului, ceea ce ne face să presupunem că a fost pus în loc în condiţiile unor mişcări tardeorogenice.

Prin faptul că acest corp se află izolat în masa şisturilor cristaline ale seriei anterifeene, este foarte greu să elucidăm problema originei magmei şi aceea a vîrstei intruziunii. În privinţa vîrstei am putea presupune că ea este legată fie de orogeneza anterifeană, fie de unul din ciclurile tectonomagmatice proterozoice superioare — alutian sau dornean (Marcela Dessila-Codarcea, 1965 b) de ele fiind legate unele din intruziunile granitoide din Cristalinul danubian, şi probabil, formarea rocilor alcaline de la Ditrău.

Al.Codarcea şi L.Pavelescu (1963) au arătat că sienitele cu nefelin de la Orşova reprezintă produsele unei magme alcaline, diferenţiată din magma care a generat granitoidele din Cristalinul danubian considerate de vîrstă paleozoic-inferioară. De aceea, pe diagrama pentru sistemul $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O (O.F.Tuttle şi N.L.Bowen, 1958) noi am proiectat un număr de 31 analize chimice de astfel de roci granitoide existente în literatură (G.Dumitrescu, 1905; D.Ionescu-Bujor, 1913; G.Manolescu, 1937; L.Pavelescu et al., 1952; D.Giuşcă şi L.Pavelescu, 1955) şi analizele chimice ale rocilor alcaline de la Mălaia (fig.9).

Se constată astfel, că 58% din analizele de granitoide indică roci granodioritice provenite din magma primară (I), care s-a diferenţiat şi a produs într-un sens 15,8% roci dioritice (II) şi în altul 19,3% roci granitice care cad în cîmpul de minim (III)) al sistemului rezidual al petrogenezei ; ceva mai izolate se află granitele potasice de Tismana, mai tinere (IV), care sînt diferenţiatele aceleiaşi magme granodioritice şi care reprezintă doar 5,8% din analize. Acestea din urmă se situează în cîmpul granitelor potasice proterozoice superioare din sudul Finlandei (M.Härme,

Institutul Geologic al României

1965). Sienitele cu nefelin de la Orşova avînd un caracter agpaitic, al căror index (*i.a* = 0,94) calculat de noi după datele lui A.S t r e c k e i s e n şi D.G i u ş c ă (1932) este mai mare decît valoarea 0,9 stabilită de

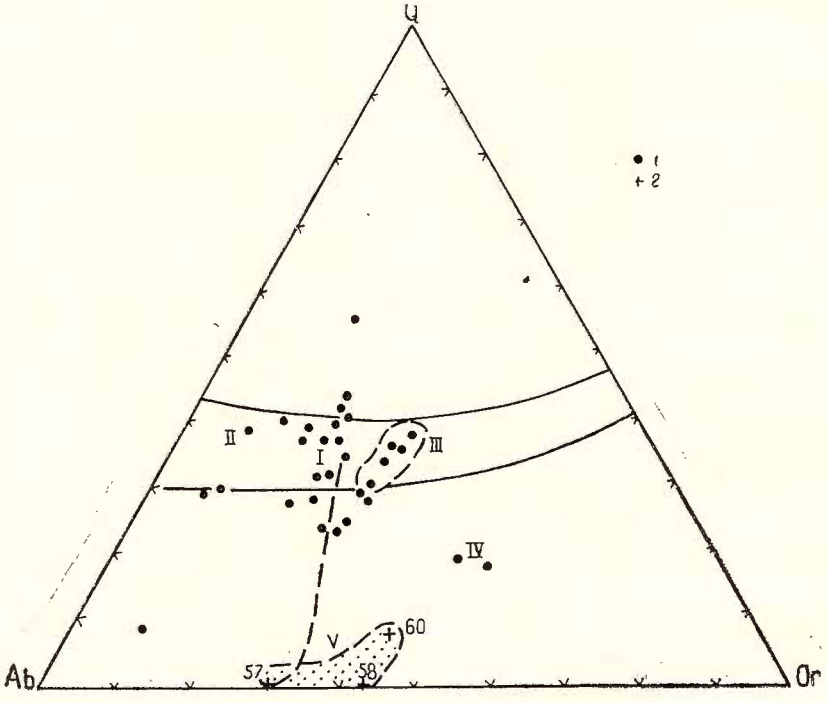


Fig. 9. — Diagrama pentru sistemul $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2H_2O.1, roci granitoide; 2, roci alcaline.

Diagramme pour le système $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — H_2O. 1, roches granitoïdes; 2, roches alcalines.

B.Z l ' o b i n (1959), pot fi derivate în adevăr din magma granitoidelor danubiene (P.T o u l m i n, 1960).

Rocile alcaline de la Mălaia se situează pe diagramă în partea de jos a ei şi nu se vede o legătură directă cu linia de diferenţiere a magmei granodioritice primare. Pe lîngă aceasta, ele sînt roci cu caracter miaskitic, bogate în Al_2O_3, al căror index agpaitic (0,51-0,65) este foarte apropiat de cel al gabbrourilor (0,53) şi în plus ele se situează în domeniul getic, deci nu în domeniul în care s-a manifestat magmatismul acid, sin-

Institutul Geologic al României

orogen. De aceea, este mai veridic să considerăm că magma alcalină a fost diferenţiatul subcrustal al unei magme bazice sau ultrabazice (D. S.Korjinski, 1960; J.M.Schrairer, H.S.Yoder, 1960; O.A.

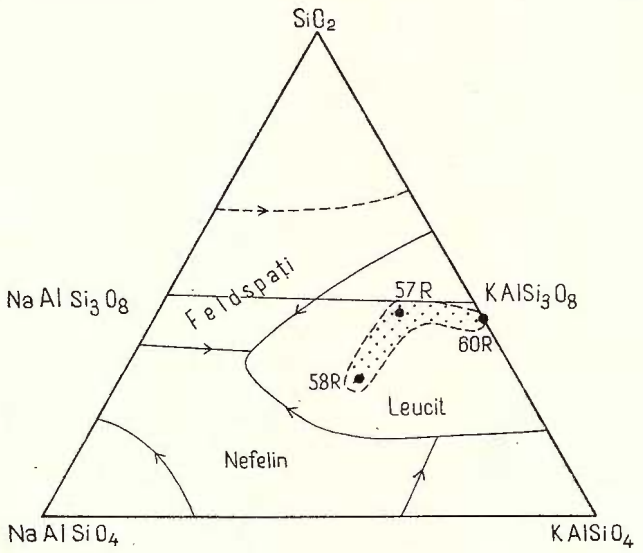


Fig. 10. — Diagrama pentru sistemul $NaAlSiO_4-KAlSiO_4-SiO_2$.

Diagramme pour le système $NaAlSiO_4-KAlSiO_4-SiO_2$.

Vorobieva, 1960) mobilizată în timpul evoluţiei unuia din ciclurile tectonomagmatice proterozoic-superioare. Punerea lui în loc ar putea să fie sincronă cu formarea masivului sienitic de la Ditrău, care este cantonat în şisturile cristaline ale ciclului dornean.

Magma din care a provenit corpul de la Mălaia a fost o magmă foyaitică, relativ bogată în K_2O, deoarece sienitele cu nefelin rezultate se proiectează pe diagrama pentru sistemul $Na\,AlSiO_4-KAlSiO_4-SiO_2$ (fig. 10) în cîmpul leucitului (58R). Această magmă alcalină a suferit, în drumul ei prin şisturile cristaline, un proces de cristalizare diferenţiată, consolidarea ei începînd de la margine spre interior. Astfel, au luat naştere cele două faciesuri de roci orientate, unul fin, marginal, constituit din sienite alcaline şi altul intern mai larg cristalizat, alcătuit din sienite cu nefelin şi egirin sau egirin-diopsid. Compoziţia chimică a rocilor din cele două faciesuri fiind destul de apropiată, ne determină să presupunem că for-

Institutul Geologic al României

marea mineralelor din cele două faciesuri a depins în mare măsură de condiţiile de PT în care a cristalizat magma alcalină, diferenţele dintre cei mai mulţi oxizi fiind mici, iar influenţa lor în acest proces desigur mai redusă.

Deosebirea chimică cea mai importantă a rocilor din cele două faciesuri constă în valoarea raportului Fe_2O_3/FeO, care în faciesul marginal este 0,24 iar în faciesul normal din interior 11,82. Ambele roci sînt bogate în fier, dar în faciesul marginal predomină FeO care intră în biotite, iar în cel intern Fe_2O_3 care intră în reţeaua egirinului. Dacă avem în vedere că rocile din faciesul marginal s-au format în condiţii de răcire rapidă a magmei primare lipsită de componenţi volatili, sub influenţa unui stress mai accentuat şi că cele din faciesul intern au cristalizat în condiţii de răcire mai lentă a magmei îmbogăţită treptat în volatile, sub influenţa unui stress mai slab, rezultă că punctul critic de trecere de la un regim de cristalizare la altul, este îmbogăţirea magmei în componenţi volatili peste o valoare limită, pînă la care a putut fi stabil FeO în magmă (G.C.Kennedy, 1948); după acest punct critic FeO a fost oxidat, trecînd în Fe_2O_3, formă sub care intră în reţeaua egirinului. H.Sörensen (1960) pune pe seama presiunii componenţilor volatili chiar şi posibilitatea ca magmele alcaline să cristalizeze, unele în roci din seria agpaitică şi altele în roci din seria miaskitică. Menţionăm că unii cercetători (P.J.Wyllie şi O.F.Tuttle, 1961) au arătat, de exemplu, că în sistemul albit-apă adaosul de NH_3 ridică, iar cel de HF scade punctul de topire al albitului.

Ordinea de cristalizare din faciesul marginal plagioclaz — microclin — biotit este mai puţin concludentă, dar aceea din faciesul intern este în sensul lui L.N.Kogarko şi V.P.Volkov (1963), tipic miaskitică: zircon — egirin — plagioclaz — microclin — titanit — nefelin. Cristalizarea a început la o temperatură ceva mai mare de 650°C cînd s-au format mineralele accesorii şi egirinul cu conţinut de diopsid, ale căror cristale antrenate apoi în mişcarea ascensională a magmei, au format acumulări sau şlire alungite pe direcţia liniilor de curgere.

Cei doi feldspaţi din aceste sienite subsolvus au fost în echilibru la temperatura de cca 650° — 660°C, aceasta fiind temperatura la care a cristalizat cea mai mare parte a feldspaţilor. Rezidul magmatic se îmbogăţeşte mult în alcalii, mai ales Na şi începe formarea nefelinului, care reacţionează cu componentul feldspatic alcalin. El îşi încheie cristalizarea la cca 600°C, cînd se pare că întregul lichid magmatic a cristalizat.

Institutul Geologic al României

Între timp, microclinul a suferit fenomenul de inversiune, exolvind separaţiile de albit şi căpătînd structura de microclinpertit.

Mai departe, reziduul magmatic din adîncime s-a îmbogăţit mult în volatile. Din el s-au format sienitele pegmatoide cu cristale de feldspat alcalin şi de nefelin larg dezvoltate, care au fost puse în loc în condiţii statice, cînd magma îşi încetase ascensiunea, iar stressul dispăruse.

Sub acţiunea soluţiilor hidrotermale de temperatură scăzută (300° — 100°C), nefelinul suferă fenomenul de liebneritizare, fiind înlocuit cu minerale secundare. Acest proces nu afectează şi feldspaţii, ceea ce arată că soluţiile care au acţionat nu au avut o temperatură mai mare de 350°C, aceasta fiind temperatura pînă la care feldspatul potasic este încă stabil (K. Folk, 1947).

BIBLIOGRAFIE

Alexandrov I. V. (1962). Izucenie notrogo metasomatoza v Krivoroje. *Tr. VI soveş. po eksper. i tehn. mineral. i petrografii.* AN.SSSR, M. Moskva.

Alling H. L. (1938). Plutonic perthites. *Journ. Geol.* vol. 46, p. 142.

Balk R. (1937). Structural Behavior of Igneous Rocks. *Geol. Soc. America.* Mem. 5.

Barth T. F. W. (1952). Theoretical Petrology. J. Wiley, New York.

Barth T. F. W. (1962). The feldspar geologic thermometers. Norsk *Geol. Tidsskr. B. 42, H. 2, (feldspar volume).* Kobenhavn.

Bowen N. L. (1937). Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous geology. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 33, p. 1—21.

Burri C. (1959). Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag, Basel u. Stuttgart.

Cloos H. (1923) Das Batholithenproblem. *Fortschr. Geol. u. Pal.* Nr. 1, Berlin.

Codarcea Al., Codarcea-Dessila Marcela, Ianovici V. (1957). Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. Şt. Acad. R.P.R. Secţ. Geol. Geogr.* Tom. II, nr. 3—4.

Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961). *Congr. V. Asoc. Carp. -Balcanică. Ghidul excursiilor. C.* Carpaţii Meridionali centrali.

Codarcea Al., Pavelescu L. (1963). Considération sur la genèse des roches granitoïdes de l'autohtone danubien des Carpathes Méridionales. *Congr, V. Asoc. Geol. Carpato-Balcanică.* Mineralogie-Petrografie, vol. II, Bucureşti.

Codarcea-Dessila Marcela (1965 a). Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari-Cisnădioara-Sadu. *Mem. Com. Geol.* vol. VI, Bucureşti.

Codarcea-Dessila Marcela (1965 b). Cîteva probleme privind stratigrafia Precambrianului din Carpaţii româneşti. *Stud. Cercet. Geol.* Tom. 10, nr. 2.

Institutul Geologic al României

Coombs D. S., Ellis A. D., Fyfe W. S., Taylor A. M. (1959). The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* vol. 17, p. 53.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1963). Rock-forming minerals. Longmans —London.

Dumitrescu G. (1905). Recherches sur la composition chimique de quelques roches de Carpathes roumaines (Vallée du Jiu) Thése. Genève, Bucarest.

Eliseev N. A., Kuşev V. G., Vinogradov D. P. (1965). Proterozoiskii intruzivnii complex vostocinogo Priazovia. AN. SSSR. Moskva.

Eskola P. (1933). On the differential anatexis of rocks. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, nr. 97.

Folk R. L. (1947). The alteration of feldspar and its products as studied in the laboratory. *Amer. Journ. Sci*, vol. 245, p. 388.

Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J. (1959). Metamorphic reactions and metamorphic facies. Baltimore.

Gerasimovskii V. I. (1963). Geohimiceskie factori v resenii voprosa o genezise nefelinovih intruzii na primere Lovozerskogo masiva. *Problemi magmi i genezisa izverjenih gornih porod. AN. SSSR.* Moskva.

Ghika-Budeşti Şt. (1934). Étude géologique et pétrographique dans les Munţii Lotrului. Carpathes méridionales, Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XVI, Bucureşti.

Ghika-Budeşti Şt. (1940). Les Carpathes méridionales centrales (recherches, pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi). *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XX Bucureşti.

Giuşcă D., Pavelescu L. (1955). Contribuţii la studiul masivelor granitice de Şuşiţa şi Tismana. *Comunicările Acad. R.P.R.* Tom. V, nr. 3.

Hamilton D. L. (1961). Nephelines as crystallization temperature indicators .*Journ. Geol.* vol. 69, nr. 3, p. 321.

Härme M. (1965). On the potassium migmatites of southern Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, nr. 219.

Ianovici V. (1931). Étude sur le massif syénitique de Ditrău, région de Jolotca, district de Ciuc (Transylvanie). *Rev. Muzeului Geol. Mineral Univ. Cluj.*

Ionescu Bujor D. (1913). Granitul de Şuşiţa. Contribuţiuni la studiul petrografic şi geologic al Carpaţilor Meridionali, Bucureşti.

Ivanov I. P. (1962) Experimenti po ghidrotermalnomu metamorfizmu sliudianih slanţev v dinamiceskih usloviah. *Tr. VI, soveş. po exper. i lehn. mineral. i petrografii. A.N.* SSSR. Moskva.

Johannsen A. (1941). A descriptive petrography of the igneous roocks. Univ. Chicago Press.

Kennedy G. C. (1948). Equilibrium between volatiles and iron-ores in igneous rocks *Amer. Journ. Sci*, vol. 246, nr. 9.

Kennedy G. C. (1955). Pyrophyllite-sillimanite-mullite equilibrium relations to 20.000 bars and 800°C. *Geol. Soc. America. Bull.* vol. 66, p. 1584.

Kogarko L. N., Volkov V. P. (1963). Fizico-himicescaia evoluţia şcelocinoi magmi diferenţirovanogo-complexa Lovozerskogo masiva v sviazi s evo ritmiceskoi rasloenostiu. *Himia Zemnoi Kori*, vol. I. AN.SSSR. Moskva.

Institutul Geologic al României

Korjinskii D. (1960). Kislotnosti-şelocinosti kak glavneişii factor magmaticeskih proţesov. *Magmatizm i sviaz s nim poleznie iscopaemih.* Moskva.

Krîlova M. D. (1961). O formirovanii malih structur v usloviah sinkinematicescoi regionalnoi migmatizaţii *Tr. Lab. Geol. Dok. vip.* 11. Moskva — Leningrad.

Manolescu G. (1937). Étude géologique et pétrographique dans les Munţii Vulcan (Carpathes Méridicnales. Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XVIII. Bucureşti.

Marfunin A. S. (1962). Polevie şapti-fazovie vzaimootnoşenia, opticeskie svoistva, geologiceskoe raspredelenie. *An. SSSR.* Moskva.

Miyashiro A., Iiyama T., Yamasaki M., Miyashiro T. (1955). The polmorphism of cordierite and indialite *Amer. Journ. Sci.* vol. 253, nr. 4.

Morozewicz I. A. (1930). Der Mariupolit und seine Blutsverwandten. *Miner. und Petrogr. Mitteill.* Bd. 40, H. V—VI.

Murgoci-Munteanu G. (1905). Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes méridicrales. *C. R. Ac. Sci.* Paris.

Pavelescu L., Lupan S., Giuşcă D. (1952). Noi contribuţiuni la studiul masivelor eruptive de Retezat şi Buta. *Rev. Univ. C.I. Parhon şi Politehnica Bucureşti. Scr. Şt. Naturii,* nr. 1.

Pavelescu L., Pavelescu Maria (1964) Cercetări geologice şi petrografice în capătul de est al autohtonului Carpaţilor meridionali *D S. Com. Geol.* vol. L/1.

Reynolds L. D. (1958). Granite. Some tectonic, petrological, and physico-chemical aspects. *Geol. Mag.* XCV, nr. 5.

Saha P. (1961) The system $NaAlSiO_4$ (nepheline) — $NaAlSi_3O_8$ (albite) — H_2O. *Amer. Mineral.* vol. 46. Nr. 7 and 8.

Sand L. B., Roy R., Osborn E. F. (1957). Stability relations of some minerals in the $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system. *Econ. Geol.* vol. 52, p. 169.

Sander B. (1948). Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Springer-Verl. Wien u. Innsbruck.

Savu H. (1965). Structura în virgaţie a Cristalinului munţilor Semenic. *D.S. Com. Geol.* vol. LI/1.

Schrairer J. M. , Yoder H. S., Jr. (1960). The nature of residual liquids from crytslallization with data of the system nepheline-diopside-silica. *Amer. Journ. Sci.,* vol. 258 A. Bradley volume.

Schreyer W. (1964). Synthetische und natürliche Cordierite I. Mischkristall bildung synthetischer Cordierite und ihre Gleichgewichtsbeziehungen. *Neues Jahrb. Mineral.* B. 102, H. 1.

Sîromiatnicov F. V., Ivanov I. P. , Makarova A. P. (1962). Novaia construcţia eczoklava i ee vozmojnosti po experimentirovniiu v usloviah zacrîtoi i otcrîtoi sistem pri temperature do 800—1000^0 i davlenii do 100—1200 atm. *Exper. isledovan. v oblasti glub. proţesov. AN. SSSR.* Moskva.

Sörensen H. (1960). On the agpaitic rocks. Intern. Geol. *Congr. Raport. 21-st Sess. Norden. Copenhagen,* Part. XIII.

Streckcisen A., Giuşcă D. (1932). Der Nepheline-Cancrinit- Syenit von Orşova (Rumänien *Bul. Soc. Rom. Geol.* vol. I.

Tilley C. E. (1954). Nepheline-alkali feldpar paragenesis. *Am. Journ. Sci.* vol. 252, p. 65—75.

Institutul Geologic al României

Tilley C. E., Harwood H. F. (1931). The dolerite-chalk contact Scawt Hill, Co., Antrim. *Mineral. Mag.* vo. 22, p. 439–468.

Toulmin P. (1960) Composition of feldspars and crystallization history of the granite-syenitenear Salem, Essex County. Massachusetts, U.S.A. *Intern. Geol. Congr. Raport 21-st Sess. Norden.* Copenhagen, Part. XIII.

Tröger W. E. (1952). Tabelen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.

Turner F. J., Verhoogen J. (1960). Igneous and metamorphic petrology. Sec. ed., New York.

Tuttle O. F. (1952). Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic salic rocks. *Journ. Geol.* vol. 60, p. 107.

Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$–SiO_2 – H_2O. *Geol. Soc. America* Mem. 74.

Uspenskii N. M. (1965) Negranitnie pegmtiti. „Nedra", Moskva.

Vlasov K. A., Kuzmenko M. B., Eşkova E. M. (1959). Lovozerskii scelocinoi massiv. AN. SSSR. Moskva.

Vorobieva O. A. (1960). Alkali rocks of the USSR. *Intern. Geol. Congr. Raport 21-st Sess. Norden.* Copenhagen. Part. XIII.

Walker T. L., Parsons A. L. (1926). Minerals from the new nepheline syenite area, French River, Ontario. *Univ. Toronto Studies, Geol.* Ser. Nr. 22, 5–14 (M.A. 3–302).

Winkler H. G. F. (1962). Genesen von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente. *Geol. Rundsch.* Band. 51, 1961/1962.

Wright L. (1964). The alkali feldspars of the Tatoosh pluton in Mount Rainier National Park. *Amer. Mineral,* vol. 49, Nr. 5 and 6.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. (1961). Experimental investigation of silicates systems containing two volatile components. Part. II. The effects of NH_3 and HF, in addition to H_2O, on the melting temperature of albite and granite. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 259, p. 128.

Yoder H. S. (1952). The MgO—A_2O_3 – SiO_2–H_2O system and the related metamorphic facies *Amer. Journ. Sci.* Bowen Volume, p. 569–627.

Zlobin B. I. (1959). Paragenezisî temnozvetnîh mineralov scelocinîh porod v sviazi s novîm vîrajeniem koefiţienta agpaitnosti. *Geohimia,* Nr. 5, Moskva.

LES SYÉNITES À NÉPHÉLINE DE MĂLAIA ET LEUR POSITION DANS LA STRUCTURE DU CRISTALLIN DU LOTRU

PAR

H. SAVU

(Résumé)

Les syénites néphéliniques de Mălaia sont localisées dans le complexe inférieur de la série de schistes mésométamorphiques du Crista-

Institutul Geologic al României

llin de Lotru. C'est là qu'en 1962 l'auteur les a découvertes. Ces schistes cristallins d'âge antiriphéen appartiennent à quatre complexes de roches métamorphisées dans les conditions du faciès amphibolitique : complexe des gneiss à cordiérite et sillimanite, complexe des amphibolites et des gneiss associés — volcanogène sédimentaire métamorphisé, complexe des gneiss quartzo-feldspathiques — arkosien métamorphisé et complexe des micaschistes (fig. 1).

Au point de vue du degré de métamorphisme on constate que les deux premiers complexes et une partie du troisième ont été métamorphisés dans les conditions de la zone à sillimanite et le reste dans les conditions de la zone à disthène et staurotide. Dans l'E, ce cristallin supporte la série épimétamorphique transgressive de la Vallée de Stan.

Soumises au métamorphisme progressif réalisé à des températures entre 550 — 750°C, les roches mésométamorphiques ont subi de fréquents phénomènes de migmatisation syncinématique. Dans les schistes cristallins on rencontre souvent des corps de roches ultrabasiques.

La structure de cette série mésométamorphique correspond à un anticlinorium orienté en direction E — W ; on y distingue une structure anticlinale majeure à symétrie orthorombique et pulsieurs plis secondaires qui s'affaissent vers l'E, sous un angle d'environ 20° (fig. 2a et b). Parallélement à ces structures ou perpendiculairement sur leur direction se sont formées de nombreuses failles plus anciennes ou plus récentes. Le Cristallin du Lotru s'affaisse vers l'E sous les gneiss de Cozia et chevauchent vers l'W le Cristallin danubien (fig. 1).

Le corps de roches alcalines a la forme d'un tube aplati, fortement incliné vers le NNE, qui traverse de manière discordante les schistes cristallins (pl. III) ; sur son contact avec les schistes apparaissent parfois des roches brécheuses. Selon les caractères structuraux dans ce corps qui appartient au type d'intrusions tardiorogènes, à structure d'écoulement primaire affectée par le stress, se développent deux faciès de roches orientées : un faciès marginal fin (fig. 3) et un faciès normal cristallisé (fig. 4) ; au centre du corps se développe un faciès massif pegmatoïde, avec des filons applitiques dans le reste.

Dans ces faciès, bien que formés dans des conditions similaires de cristallisation, se sont formées des roches à paragenèses différentes (tableau 1). Ainsi, le faciès marginal est constitué de syénites alcalines à biotite (pl. I, fig. 1). Elles sont constituées de plagioclase (An_{10-12}), microcline,

Institutul Geologic al României

biotite brun foncé et de minéraux accessoires, représentés par du zircon, altanite brun et ilménite ou par de la magnétite. L'analyse chimique et les paramètres Niggli (tableau 3 et 4) indiquent un magma plagifoyaitique.

Des syénites fines à biotite, dans lesquelles commence à apparaître la néphéline aussi font la transition de ces roches vers les syénites à néphéline et aegyrine du faciès normal de l'intérieur. Ce sont les syénites à néphéline et aegyrine qui prennent la plus grande part á la constitution du corps. Leur texture est orientée et elles présentent nombre de schlieren noirs d'aegyrine (fig. 4 et pl. II, fig. 2), parfois aussi des séparations leucocrates. Ces roches renferment les minéraux suivants (tableau 2): plagioclase (An_{10-12}), microcline ($2V = 83°$), néphéline, aegyrine ou aegyrine-diopside ($cNp = 2° - 7°$) et minéraux accessoires. La néphéline est souvent soumise au phénomène de liebenéritisation (pl. II, fig. 1), étant remplacée par du mica blanc (paragonite), analcime et natrolite ou thmpsonite. L'aegyrine peut être également altéré dans une hornblende arfvedsonitique, associée parfois à l'astrophyllite et à l'allanite.

Les minéraux accessoires sont : le sphene (pl. I, fig. 2), le zircon (pl. II, fig. 3), l'allanite, le pyrochlore et l'ilménite. La composition chimique d'une telle roche (tableau 3, 4 et 5) indique un magma foyaitique.

Sur le diagramme de la fig. 5, les roches à néphéline et aegyrine sont projetées dans le champ des syénites à néphéline et les schlieren d'aegyrine dans le champ des malignites mélanocrates.

Les syénites pegmatoïdes à texture massive et grosse granulation passent vers les bords des filons à des roches plus finement granulaires. On distingue des syénites à aegyrine, à structure en „blocs", des syénites à biotite et des syénites pegmatoïdes à ilménite (pl. II, fig. 4). Les minéraux leucocrates sont représentés par le plagioclase, le microcline, la néphéline souvent altérée (gieseckite) et par des minéraux accessoires, tels le sphène, le zircon et l'ilménite. Le dernier minéral se développe dans de grands cristaux dans les syénites à ilménite et présente parfois des inclusions de feldspaths et de biotite (pl. II, fig. 4).

L'analyse chimique d'une syénite pegmatoïde à aegyrine (tableau 3 — 4) indique un magma plygifoyaitique à tendance vers les magmas natronsyénitiques.

Les syénites applitiques filoniennes (fig. 3) sont constituées de plagioclase, microcline et rares cristaux fins d'aegyrine. Certaines contiennent de l'ilménite (fig. 6).

Institutul Geologic al României

En ce qui concerne la composition chimique de ces roches on constate que les teneurs en oxydes sont assez rapprochées (fig. 7). Nous remarquons une différence importante pour les oxydes de fer dont le FeO est plus riche en syénites à biotite, alors que les syénites à aegyrine dominent dans le Fe_2O_3. Les syénites à néphéline et aegyrine sont les roches les plus alcalines (fig. 8) tandis que les autres tiennent plutôt de la série subalcaline. L'index agpaïtique de ces roches alcalines qui varie de 0,51 jusqu'à 0,65 les situe dans la série miaskitique. Toutes ces données indiquent l'appartenance des roches de Mălaia à une province alcaline sodique classique.

Notre étude expose les conditions de formation des principaux minéraux des roches alcalines. Le plagioclase apparaît comme un minéral primaire (An_{10-12}) et sous la forme d'albite en microclinepertites (pl. I, fig. 4), résultat de la séparation de la solution solide.

Le microcline (pl. I, fig 3) correspond à la forme maximale ayant l'angle $(-)2V = 83°$, à laquelle correspond la composition Or 70 Ab 30. En utilisant la méthode du thermomètre bifeldspathique (T. B a r t h, 1962), on a déterminé une température apparente d'environ 600°C au niveau de laquelle a été atteint l'équilibre dans la cristallisation du microcline et du plagioclase. Vu le phénomène d'exolution du feldspath potassique, l'auteur apprécie que l'équilibre réel a été atteint à 650°C.

On retrouve l'aegyrine dans la plupart des roches. Ses constantes optiques indiquent un pyroxène sodique dont la composition varie d'une aegyrine-diopside à 60% $NaFe^{3+}$ juqu'à une aegyrine à 75% $NaFe^{3+}$.

Si l'on considère la composition du pyroxène et le fait d'être inclus dans des feldspaths, on apprécie qu'il a cristallisé à une température supérieure à 600° — 650°C.

En ce qui concerne la néphéline qui cristallise après les minéraux présentés, les données de pétrologie expérimentale de la littérature nous permettent de supposer qu'elle a cristallisé à une température de 600°C environ, température corrélable à celle de formation de tous les autres minéraux des roche alcalines.

Le corps de roches alcalines isolé dans la masse des schistes mésométamorphiques antériphéens du Cristallin du Lotru ne nous permet pas d'établir exactement le cycle tectonomagmatique auquel il est lié. Vu qu'il traverse de manière discordante ces schistes cristallins et qu'il a également

Institutul Geologic al României

subi, en une certaine mesure, l'influence du stress, il est permis de supposer pourtant qu'il représente une intrusion tardeorogène liée soit à l'orogenèse antériphéenne, soit à l'un des cycles tectonomagmatiques protérozoïques supérieurs — alutien ou dornéen — qui ont affecté le Cristallin du Lotru aussi.

Afin d'établir si le magma alcalin qui a engendré ce corps est dérivé du magma acide dont proviennent les intrusion granitoïdes synorogènes du Cristallin danubien-autochtone des Carpates, on a projeté sur le diagramme de la fig. 9 un nombre de 31 analyses chimiques de ces roches, ainsi que les analyses des roches alcalines. On constate qu'il n'y a pas de liaison évidente entre les deux types de magma, d'autant plus que le magma alcalin a été engendré dans la zone du domaine gétique.

La valeur de l'index agpaitique des roches alcalines étant 0,51 — — 0,65, nous pouvons conclure que le magma alcalin a représenté le différencié sous-crustal d'un magma basique ou ultrabasique.

Ce magma a été un magma foyaitique, relativement riche en K_2O vu que les syénites à néphéline et aegyrine qui en proviennent directement se projettent sur le diagramme pour le système $NaAlSiO_4$—$KaAlSiO_4$—SiO_2 (fig. 10) dans le champ du leucite (58R). En traversant les schistes cristallins, le magma a subi une cristallisation différentiée engendrant de la sorte les deux faciès de syénites — à biotite et à aegyrine. Comme la composition chimique des roches est assez semblable, seule la teneur différente en oxydes de fer marquant une différence évidente, dont le rapport FeO/Fe_2O_3 varie entre 0,24 et 11,82 — il résulte que la formation des minéraux des deux faciès est pour beaucoup tributaire aux conditions de PT du magma. Les roches à biotite du faciès marginal ont cristallisé au début en conditions de pression réduite des volatiles, les roches à aegyrine s'étant formées plus tard, lorsque le magma s'était enrichi en volatiles. Il résulte donc que le point critique de transition d'un régime de cristallisation à un autre est l'enrichissement du magma en composants volatiles au delà d'une valeur limite jusqu'ou le FeO a pu être stable, après quoi il est passé en Fe_2O_3, sous la forme duquel il entre dans le réseau de l'aegyrine.

La cristallisation des minéraux a suivi l'ordre de la série miaskitique, certains minéraux accessoires (le zircon) s'étant formés à une température supérieure à 650°C à partir de laquelle se situe la cristallisation de l'aegyrine et celle des feldspaths qui ont été en équilibre à 650° envi-

Institutul Geologic al României

ron. Le magma s'est enrichi graduellement en Na et la néphéline a cristallisé elle-aussi autour de 600°C. Le résidu magmatique enrichi en volatiles a engendré les roches pegmatoïdes.

Sous l'action des solutions hydrothermales á température basse (300° — 100°C) la néphéline est remplacée par des minéraux secondaires. La température de ces solutions n'a pas dépassé 350°C puisque le feldspath potassique, tout comme le plagioclase, est toujours d'une fraîcheur surprenante.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1. — Sienit alcalin cu biotit, cu textură orientată, din faciesul marginal al corpului de roci alcaline Nic. + ; ×25.

Syénite alcalin à biotite, à texture orientée, du faciès marginal du corps de roches alcalines. Nic. + ; ×25.

Fig. 2. — Structura feldspatului potasic din sienitele cu nefelin şi egirin. Nic. + ; ×30.

Structure du feldspath potassique des syénites à néphéline et aegyrine. Nic. + ; ×30.

Fig. 3. — Sienit cu nefelin şi egirin cu textură orientată din faciesul normal din interiorul corpului de roci alcaline. În centru se observă un cristal de sfen cu incluziuni de microclin şi de egirin. Nic. + ; ×30.

Syénite à néphéline et aegyrine à texture orientée du faciès normal de l'intérieur du corps de roches alcalines. Au centre on observe un cristal se dphène à inclusions de microcline et d'aegyrine. Nic. + ; ×30.

Fig. 4. — Separaţii de albit de exoluţie în microclinpertit (centru). Nic. + ; ×40.

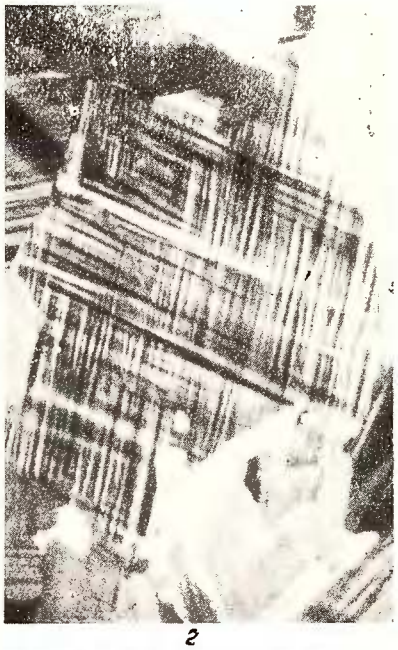
Séparations d'albite d'exolution en microclinepertite (centre). Nic. + ; ×40.

118-2

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Fig. 1. — Nefelin liebneritizat (negru). Mineralul este înlocuit în cea mai mare parte cu un praf fin, caolinos, aproape opac. Nic $\parallel$; $\times 30$.

Néphéline liebenéritisé (noir). Le minéral est remplacé pour la plupart par une fine poussière kaolineuse, à peu près opaque. Nic. $\parallel$; $\times 30$.

Fig. 2. — Egirinul din șlirele melanocrate din sienitele cu nefelin și egirin. Nic. $\parallel$; $\times 30$.

L'aegyrin des schileren mélanocrates des syénites à néphéline et aegyrine. Nic. $\parallel$; $\times 30$.

Fig. 3. — Aglomerare de cristale de zircon în sienitele cu nefelin și egirin. Nic. $\parallel$; $\times 30$.

Agglomération de cristaux de zircon dans les syénites à néphéline et aegyrine. Nic. $\parallel$; $\times 30$.

Fig. 4. — Sienit pegmatoid cu ilmenit (negru) în suprafață lustruită. $\times 2$.

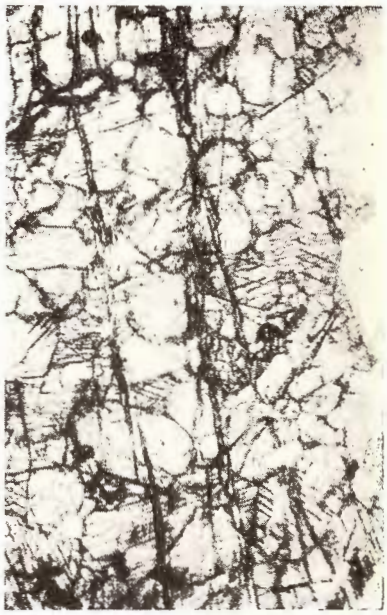
Syénite pegmatoïde à ilménite (noir) en surface luisante. $\times 2$.

118-6

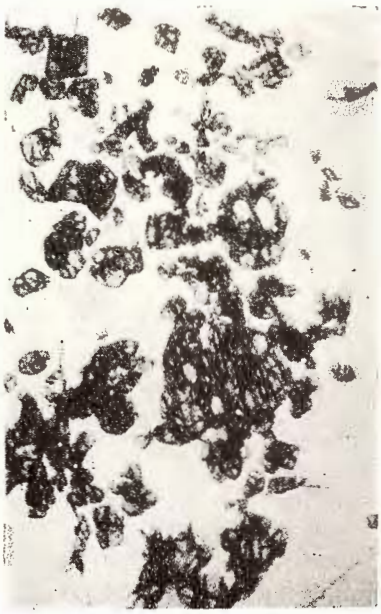
Institutul Geologic al României



1



2



3

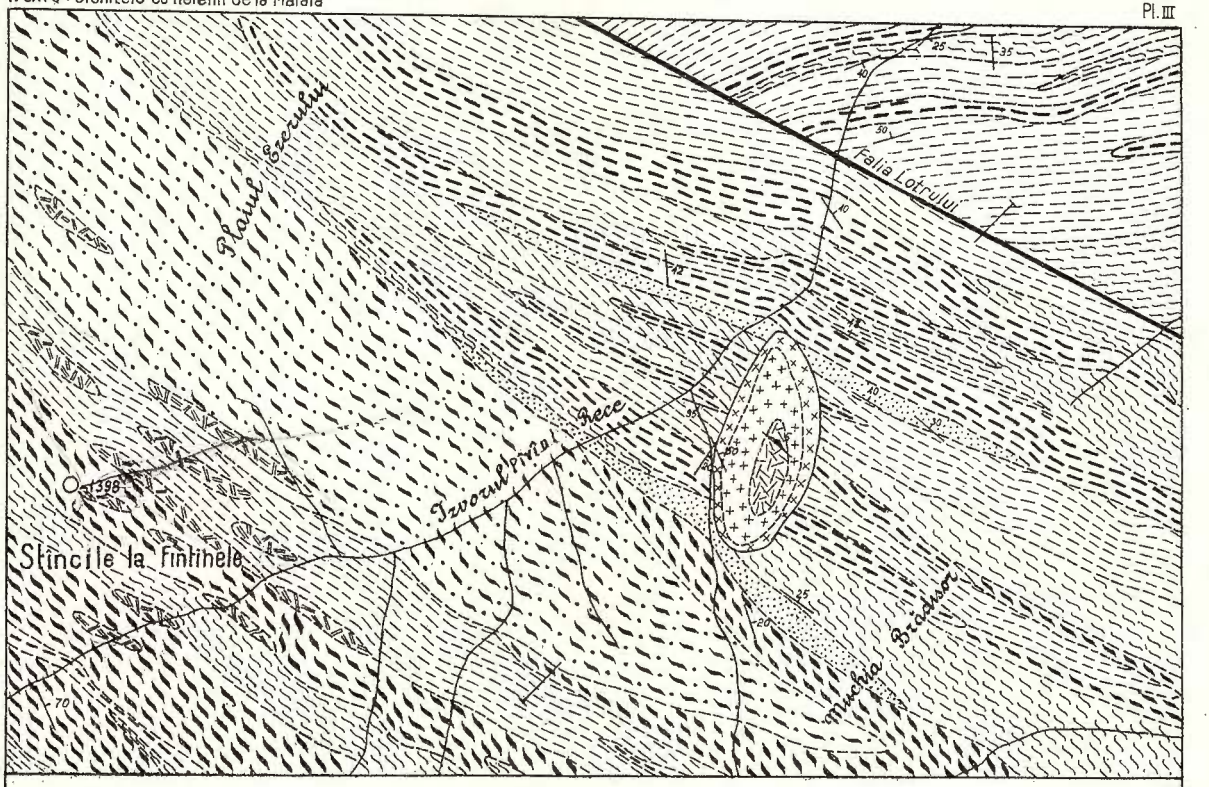


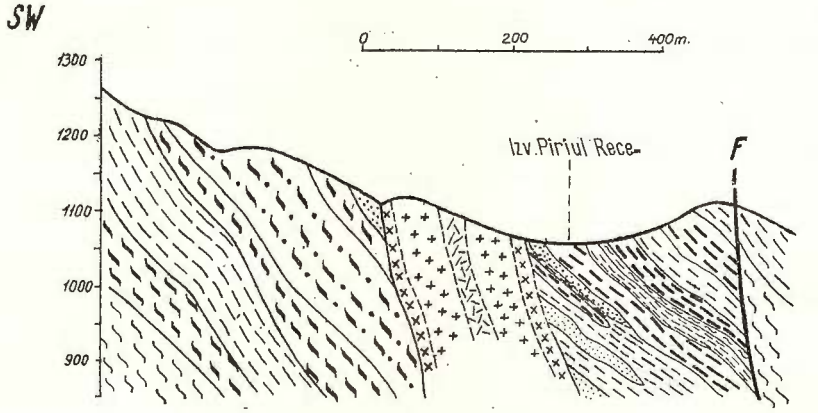
4

Institutul Geologic al României

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DE LA CURMĂTURA MĂLĂII (MUNȚII LOTRULUI)

H. SAVU : Sienitele cu nefelin de la Mălaia





L E G E N D A

1. Sienite pegmatoide
2. Sienite cu nefelin și egirin
3. Sienite alcaline cu biotit
4. Pegmatite
5. Migmatite metatectice lenticulare
6. Gnaise cuarto-feldspatice și paragnaise cu biotit
7. Cuarțite
8. Gnaise cu cordierit și silimanit
9. Amfibolite
10. Paragnaise cu biotit și muscovit ± granați ± silimanit
11. Falie
12. Foliația șisturilor cristaline
13. Foliația rocilor alcaline
14. Linie de profil

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

MINERALOGIE—PETROGRAFIE

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A MĂSURĂTORILOR MAGNETICE EFECTUATE ÎNTRE DUNĂRE ŞI STÎNĂPARI (ZONA REŞIŢA—MOLDOVA NOUĂ)[1]

DE

ELVIRA TUDOSE[2]), R. CIOCĂNELEA[2])

Abstract

Geological Interpretation of Magnetic Measurements Carried Out between the Danube and Stînăpari (Reşiţa—Moldova Noua Zone). Based on geological and magnetometrical prospecting activity the paper presents the results obtained in the investigation work regarding the banatitic complex and the contact aureole within the Reşiţa — Moldova Nouă Zone (between the Danube and Stînăpari). The results of the magnetic measurements are interpreted, and the connection between the values obtained for ΔZ and the geological conditions in the region surveyed are explained. The paper contributes to the delimiting of the banatitic complex, and of the contact aureoles, some of them being of an economical importance.

În cadrul prospecţiunilor complexe iniţiate de Comitetul de Stat al Geologiei pentru studierea eruptivului banatitic şi a zonelor mineralizate legate de acesta, în anul 1961 au fost efectuate cercetări geologice şi magnetice de detaliu, între Dunăre şi comuna Stînăpari (Zona Reşiţa — Moldova Nouă). În vederea suprapunerii cît mai exacte a datelor geologice cu cele magnetice, lucrările de prospectare geologică au fost axate pe reţeaua măsurătorilor magnetice. Aceasta, a permis pe de o parte verificarea pe te-

[1]) Comunicare în şedinţa din 26 februarie 1965.

[2]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni, Bucureşti, Calea Griviţei nr. 64.

Institutul Geologic al României

ren a majorității anomaliilor magnetice, iar pe de altă parte, completarea informațiilor geologice cu datele măsurătorilor magnetice, în special în zonele lipsite de aflorimente. Ca rezultat al acestei metode de lucru s-a putut obține o imagine geologică mai completă asupra eruptivului banatitic și a zonei metamorfice de contact.

Dintre cercetările anterioare, de menționat pentru lucrarea de față sînt cele cu un caracter mai detaliat. Sedimentarul a fost studiat de Gr. Răileanu, S. Năstăseanu și Al. Dincă (1961), cristalinul a constituit obiectul cercetărilor lui O. Maier [3] (1957), iar banatitele și rocile metamorfice de contact au fost urmărite mai îndeaproape de către D. Constantinoff [4] (1957) (1958), D. Dumitrescu și M. Popa [5] (1961), R. Ciocănelea, N. Hîrlea și M. Preda [6] (1961, 1962). Cercetări geofizice anterioare au fost efectuate de I. Costescu [7] (1950) și au constat în măsurători magnetometrice între Valea Apele Albe și Valea Mare (Moldova Nouă).

Măsurătorile magnetice prezentate în lucrarea de față au fost executate într-o rețea dreptunghiulară 50 × 25 m. Măsurarea variației componentei verticale a cîmpului geomagnetic a fost efectuată cu variometre verticale Askania și Fanselau. Eroarea de măsurare a componentei verticale ΔZ a oscilat între 0 și 10 gamma și în mod excepțional a atins valoarea de $\pm$ 13 gamma.

Măsurătorile magnetice au fost raportate la baza magnetică de la Moldova Nouă amplasată în anul 1950 de I. Costescu și legată de noi cu stațiile de Ordinul I și II Turnu Severin, Lugoj, Caransebeș, Răchitova și Băile Herculane.

---

[3]) O. Maier. Raport asupra cercetărilor geologice și petrografice din Munții Locva 1957. Arh. Com. Stat Geol.

4) D. Constantinoff. Raport asupra prospecțiunilor geologice din regiunea Oravița-Ciclova-Ilidia-Moldova Nouă. Regiunea Timișoara 1957, 1958. Arh. Com. Stat Geol.

[5]) D. Dumitrescu, M. Popa. Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni și explorări geologice pentru Cu, Fe, S, executate de șantierul ISEM — Moldova Nouă. 1961. Arh. Com. Stat Geol.

[6]) R. Ciocănelea, M. Stoian, N. Hîrlea. Raport geologic-tehnic asupra zonei sectorului miner Moldova Nouă 1962. Arh. Com. Stat Geol.

R. Ciocănelea, M. Stoian, N. Hîrlea. Raport geologic-tehnic asupra zonei Sectorului miner Sasca Montană. 1962. Arh. Com. Stat Geol.

[7]) I. Costescu. Raport asupra prospecțiunilor magnetometrice din regiunea Moldova Nouă 1950. Arh. Com. Stat Geol.

Institutul Geologic al României

Consideraţii geologice şi magnetice

Pentru a păstra un caracter unitar al datelor obţinute din cercetările geologice şi magnetometrice, în cele ce urmează se vor descrie caracteristicile generale stratigrafice, petrografice, proprietăţile magnetice ale rocilor şi rezultatele prospecţiunii magnetice. O atenţie deosebită se va acorda rocilor eruptive şi metamorfice de contact, care au constituit de fapt obiectul cercetărilor noastre.

Şisturile cristaline. Aparţin unităţii epizonale a munţilor Locvei. Ele apar la zi numai la limita vestică a regiunii unde sînt constituite din : şisturi sericitoase, şisturi cloritoase, şisturi cloritice cu porfiroblaste de albit şi cuarţite. La contactul şisturilor cristaline cu formaţiunile sedimentare au fost întîlnite brecii cu elemente din cristalin. Prezenţa în aceste brecii a unor blocuri mari de cuarţite alb lăptoase, a uşurat urmărirea limitei cristalinului cu sedimentarul, în zonele acoperite cu depozite cuaternare.

Întrucît, în constituţia petrografică a şisturilor cristaline lipsesc mineralele feromagnetice, susceptibilităţile magnetice prezintă valori reduse, cuprinse între 0 şi $1{,}6 \times 10^{-6}$ u. e. m. cgs. Datorită acestui fapt, şisturile cristaline nu generează anomalii ale componentei verticale a cîmpului geomagnetic.

Anomaliile magnetice reduse ca extindere şi valoare, constatate în zona de apariţie a şisturilor cristaline, se datoresc fie înrădăcinării banatitelor sub cristalin (sectorul de la vest de Ogaşul Grecilor), fie existenţei în adîncime a unor intruziuni banatitice (Ogaşul cu Nuci — Ogaşul Cornetul — Valea Marichii).

Limita dintre şisturile cristaline şi formaţiunile sedimentare nu se conturează magnetic, datorită lipsei unui contrast ridicat al proprietăţilor magnetice.

Formaţiunile sedimentare. Sînt reprezentate prin depozite aparţinînd Triasicului, Jurasicului, Cretacicului şi Cuaternarului (Gr. Răileanu et al., 1961).

Triasicul este constituit în bază dintr-un orizont de cuarţite foarte fine, albicioase, cu aspect masiv, ce apar în axul faliat al anticlinalului Ogaşul Bordîng — Ogaşul Grecilor. Deasupra acestora, pe Ogaşul Marichii şi în Cracul Aminului, au fost identificate gresii grosiere sau fine cenuşii cu muscovit şi calcare dolomitice cenuşii negricioase recristalizate.

Institutul Geologic al României

Jurasicul este constituit din calcare cenuşii vinete, cu intercalaţii de silice dispusă stratiform. Calcarele jurasice sînt puternic metamorfozate la contact, transformate în calcare cristalizate marmoreene în care caracterele iniţiale ale rocilor sînt uneori complet modificate. La partea superioară a depozitelor jurasice a fost identificat un orizont de calcare noduloase-marnoase, cenuşii deschise, cu rare intercalaţii de şisturi marnoase.

Cretacicul începe în bază cu calcare sublitografice, fine, cenuşii deschise, cu intercalaţii subţiri de marno-calcare moi, în plăci. În continuitate de sedimentare, urmează un orizont constituit din marno-argile cenuşii gălbui, dure, alternînd uneori cu marne moi friabile, sau cu calcare marnoase cenuşii deschise, în plăci.

Seria depozitelor cretacice se încheie cu calcare gălbui, roşcate, calcare vineţii, negricioase sau albe, marno-calcare şi marne intercalate la diferite nivele. Aceste roci apar bine dezvoltate la limita estică a regiunii (dealurile Moldoviţa, Amalia şi Varadului), formînd un relief accidentat.

Cuaternarul a fost identificat de-a lungul văilor principale, în zonele depresionare şi cele de platou, unde au existat condiţii favorabile acumulării.

Cele mai vechi depozite cuaternare, aparţinînd Pleistocenului, sînt constituite din bolovănişuri, pietrişuri, nisipuri grosiere, precum şi din argile nisipoase cu elemente angulare de şisturi cristaline şi calcare. Ele au fost întîlnite la sud de comuna Cărbunari, avînd o direcţie nord-sud şi o înclinare slabă spre est.

Depozitele actuale, cu o dezvoltare relativ redusă, sînt constituite din aluviuni, deluvii, grohotişuri şi depozite de precipitaţie chimică (tufuri calcaroase).

Întreaga gamă de roci ce intră în alcătuirea depozitelor sedimentare din regiune nu prezintă proprietăţi magnetice. Determinările de susceptibilităţi magnetice au indicat pentru majoritatea rocilor sedimentare valori apropiate de zero ($x = 0 - 0{,}84 \times 10^{-6}$ u.e.m. cgs.).

Din descrierea formaţiunilor sedimentare şi a şisturilor cristaline reiese o caracteristică comună şi anume lipsa proprietăţilor magnetice. Contrastul marcant de susceptibilitate magnetică pe care îl prezintă rocile eruptive permite conturarea corpurilor banatitice intruse în aceste formaţiuni.

Roci eruptive şi metamorfice de contact. Mişcările orogenice alpine din Cretacicul superior au favorizat intruziunea unor corpuri banatitice

Institutul Geologic al României

de-a lungul principalelor fracturi tectonice. Aceste corpuri se eşalonează după direcţia nord - sud, înrădăcinîndu-se spre vest. În drumul lor ascensional banatitele au străbătut depozitele mezozoice, metamorfozîndu-le.

Banatitele sînt în majoritate porfire granodioritice, de culoare cenuşie, constituite dintr-o pastă microgranitică, în care sînt prinse fenocristale de plagioclaz, biotit, hornblendă şi cuarţ. Local sînt străbătute de filoane de lamprofire, cu grosimi reduse.

Corpurile banatitice sînt afectate frecvent de intense procese de caolinizare, sericitizare şi silicifiere.

Conturarea corpurilor de banatit se face cu destulă greutate la suprafaţă, deoarece ele sînt mascate de un material eluvio — deluvial argilos, provenind din alterarea totală a banatitelor sau de haldele lucrărilor miniere.

Prospecţiunile magnetice efectuate în campania anului 1961 au contribuit la delimitarea banatitelor cu susceptibilităţi magnetice ridicate.

Banatitele au proprietăţi magnetice datorită prezenţei mineralelor feromagnetice ce intră în compoziţia lor petrografică. Corpurile banatitice afectate de intense procese de hidrotermalizare (Suvorov — Dealul Amalia), prezintă o scădere considerabilă a proprietăţilor magnetice, datorită oxidării mineralelor feromagnetice. Susceptibilitatea magnetică variază între limite largi ($x = 0{,}9 - 327 \times 10^{-6}$ u.e.m. cgs.), după cum banatitele sînt mai mult sau mai puţin alterate de procesele hidrotermale.

Intruziunile banatitice au condiţionat formarea unei aureole metamorfice de contact, constituită din scarne, endoscarne, corneene şi calcare cristalizate.

Scarnele, formate ca rezultat al reacţiilor de dublu schimb între magma banatitică şi rocile înconjurătoare carbonatate, au o compoziţie mineralogică foarte variată.

Principalii constituenţi mineralogici ai scarnelor sînt : granaţi, diopsid, epidot, calcit, vezuvian, antofilit, cuarţ şi granule de magnetit. Scarnele prezintă proprietăţi magnetice datorite în special magnetitului. Deoarece acesta apare în cantităţi variabile, uneori fin diseminat, alteori sub formă de acumulări lenticulare, susceptibilitatea magnetică a scarnelor este foarte variată, fiind cuprinsă între 0,9 şi 548×10^{-6} u.e.m. cgs. Pentru minereurile de magnetită cantonate în zona de scarne s-au obţinut

Institutul Geologic al României

valori ale susceptibilității magnetice ridicate, pînă la 6235×10^{-6} u.e.m. cgs.

Endoscarnele provin din banatitele ce au suferit un proces de autometamorfism, și au o extindere foarte redusă.

Corneenele, formate pe seama metamorfozării marno-argilelor cretacice, prezintă o slabă mineralizare cu pirită. Susceptibilitatea lor magnetică este apropiată de zero.

Calcarele cristalizate provin din metamorfismul termic al calcarelor jurasice și cretacice. Au fost identificate calcare cristalizate pure, constituite dintr-o masă de cristale de calcit și scarne în compoziția cărora intră în afara calcitului și granați, vezuvian, diopsid, tremolit și minereu.

În general calcarele cristalizate au o susceptibilitate magnetică scăzută cuprinsă între 0 și $1{,}26 \times 10^{-6}$ u.e.m.cgs.; valorile ridicate sînt date de prezența magnetitului ce impregnează uneori roca. Datorită proprietăților magnetice scăzute, calcarele cristaline nu generează anomalii magnetice.

Interpretarea anomaliilor magnetice din zonele de apariție a rocilor eruptive și metamorfice de contact

Anomaliile magnetice înregistrate în regiunea cercetată sînt datorate banatitelor și scarnelor. Ele se eșalonează de-a lungul unei zone ce ocupă partea centrală a regiunii, avînd o orientare generală nord — sud. În cadrul anomaliilor nu se pot face separări de efecte magnetice datorate scarnelor sau banatitelor, deoarece ele au susceptibilități magnetice apropiate.

După aspectul anomaliilor și condițiile geologice, se pot deosebi de la nord la sud mai multe sectoare distincte:

Sectorul Stînăpari — Fața Radimna. În acest sector s-au deosebit două zone anomale orientate aproximativ nord — sud.

Zona anomală estică situată în apropierea drumului Stînăpari — Cărbunari, cu intensitatea de + 500 gamma, corespunde prezenței la suprafață sau la o adîncime redusă a unor granodiorite porfirice cu biotit și hornblendă, înconjurate de scarne. Lățimea zonei anomale variază între 200 și 400 m. Spre sud intensitatea acestor anomalii scade treptat datorită rămînerii în adîncime a banatitului.

Zona anomală vestică, cu intensitatea cuprinsă între + 200 și + 400 gamma se urmărește începînd din comuna Stînăpari, prin

Institutul Geologic al României

Ogaşul cu Tei, pînă la Faţa Radimna. Ea se situează de-a lungul faliei ce separă formaţiunile jurasice de cele cretacice şi corespunde prezenţei la suprafaţă a erupţiunilor banatitice. Cu totul local, în zona de aflorare a banatitului de pe Ogaşul cu Tei, se conturează o anomalie maximală, cu intensitatea de + 800 gamma.

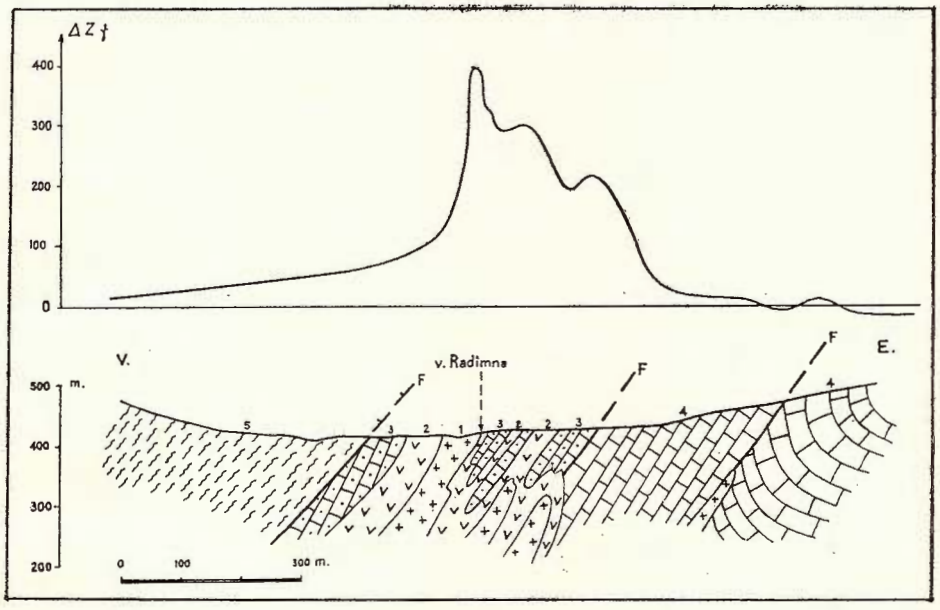


Fig. 1. — Profil în zona Valea Radimna.

1, banatite; 2, scarne; 3, calcare cristalizate (Jurasic); 4, calcare, marnocalcare (Cretacic); 5, şisturi cristaline; F, falie.

Profil dans la zone Valea Radimna.

1, banatites; 2, skarns; 3, calcaires cristallisés (Jurassique); 4, calcaires, marnocalcaires (Crétacé); 5, schistes cristallines; F, faille.

Sectorul Faţa Radimna — Dealul Milan. Se caracterizează prin anomalii reduse, cu intensităţi sub 100 gamma. Acestea se datoresc prezenţei în adîncime a eruptivului banatitic, ce constituie continuarea spre sud a liniei de intruziuni estice din sectorul Stînăpari. În partea centrală se distinge o zonă anomală, cu intensitatea de + 400 gamma, care corespunde apropierii de suprafaţă a corpului banatitic şi a zonei de scarne (fig.1,2).

Institutul Geologic al României

Sectorul Dealul Milan — Dealul Aminului. Între Dealul Milan şi Ogaşul Băiaş se conturează o zonă anomală orientată nord — sud, avînd o lăţime cuprinsă între 150 şi 300 m şi intensitate de + 300 — 1000 gamma. Anomalia se plasează de-a lungul zonei de apariţie a unor porfire granodioritice şi a scarnelor ce le însoţesc (fig.3).

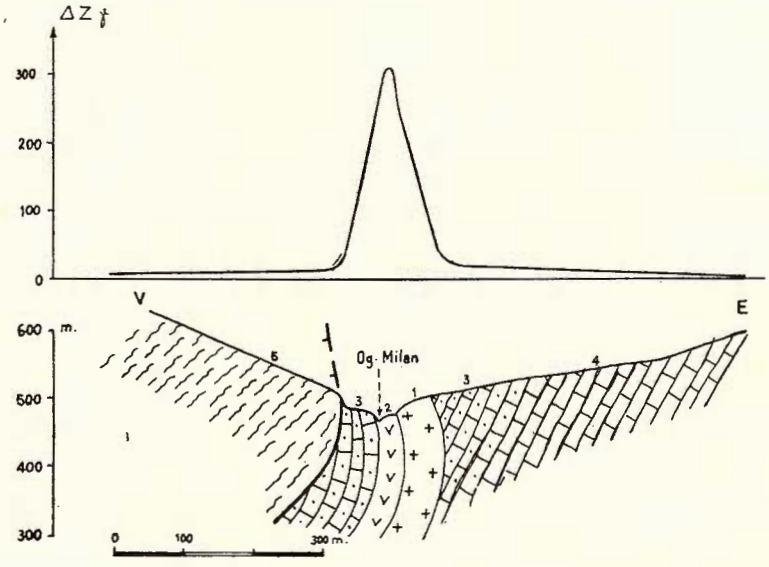


Fig. 2. — Profil în zona Ogaşul Milan

1, banatite ; 2, scarne ; 3, calcare cristalizate (Jurasic) ; 4, calcare (Jurasic) ; 5, şisturi cristaline ; F, falie

Profil dans la zone Ogaşul Milan

1, banatites ; 2, skarns ; 3, calcaires cristallisés (Jurasique) 4, calcaires (Jurassique) ; 5, schistes cristallins ; F, faille.

La sud de Dealul Baronului, din zona principală se desprind două benzi anomale, orientate NNW-SSE. Anomaliile din banda vestică corespund continuării în adîncime, pe sub calcarele cristalizate din Dealul Baronului, a banatitului de pe Ogaşul Băiaş, stabilindu-se astfel o legătură cu banatitele ce aflorează în bazinul superior al Văii Apele Albe. Banda anomală estică este plasată deasupra faliei Ogaşului Apele Albe—Ogaşul Marichii, marcînd existenţa unei intruziuni banatitice de-a lungul acestei linii tectonice, ce afectează anticlinalul Ogaşului Grecilor. La suprafaţă

Institutul Geologic al României

apar zone de scarne şi cuarţite jurasice puternic silicifiate şi impregnate hidrotermal (fig.4,5).

Sectorul Dealul Amin — Apele Albe. Acest sector se caracterizează prin variaţii mari ale componentei magnetice ΔZ, cuprinse între + 500

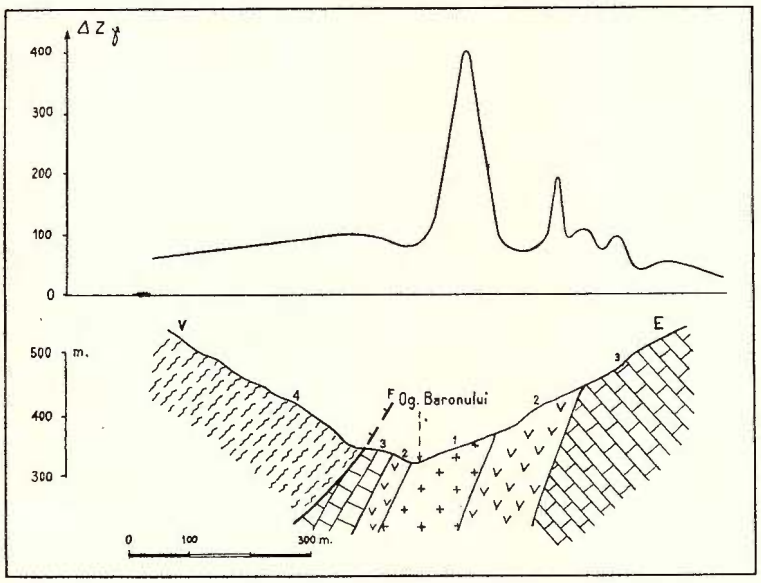


Fig. 3. — Profil în zona Ogaşul Baron

1, banatite; 2, scarne; 3, calcare cristalizate (Jurasic); 4, şisturi cristaline; F, falie.

Profil dans la zone Ogaşul Baron

1, banatites; 2, skarns; 3, calcaires cristallisés (Jurassique); 4, schistes cristallins; F, faille.

şi + 5000 gamma, datorită prezenţei acumulărilor lentiliforme de magnetită, dispuse neregulat în zona de scarne. Local, variaţii ale cîmpului magnetic se datoresc şi haldelor cu multă magnetită (Dealul Amin, Valea Florimunda).

Sectorul Dealul Suvorov — Valea Mare. În cadrul acestui sector anomaliile sînt datorate scarnelor ce apar la contactul vestic al corpului banatitic Suvorov. Aceste scarne conţin numerose lentile de magnetită, care se dispun pe direcţia nord — sud, corespunzîndu-le anomalii cu intensităţi de + 1000 gamma.

Institutul Geologic al României

Banatitele din zona Suvorov fiind puternic hidrotermalizate au o susceptibilitate magnetică redusă ($x = 0{,}9 \times 10^{-6}$ u.e.m. cgu.) şi se caracterizează prin anomalii cu intensitatea cuprinsă între 0 şi +100 gamma.

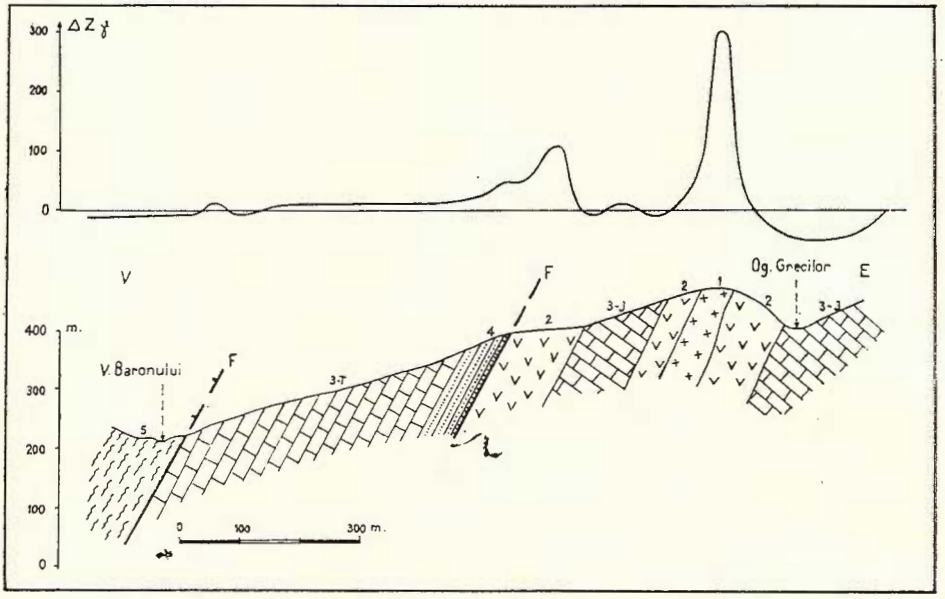


Fig. 4. — Profil în zona Văii Baron — Ogaşul Grecilor

1, banatite; 2, scarne; 3, calcare cristalizate (J-Jurasic, T-Triasic); 4, gresii cuarţitice (Triasic); 5, şisturi cristaline; F, falie.

Profil dans la zone Valea Baron — Ogaşul Grecilor

1, banatites; 2 skarns; 3, calcaires cristallisés (J-Jurassique, T-Trias); 4, grès quartzitiques (Trias); 5, schistes cristallins; F, faille.

Sectorul Valea Mare — Culmea Varadului. La sud de Valea Mare se remarcă prezenţa a două zone anomale, situate între Valea Amalia şi Ogaşul Bordîng (fig.6).

Zona vestică, cu intensitatea cuprinsă între + 250 şi + 500 gamma, este constituită din mai multe anomalii ce se înşiruesc pe o direcţie aproximativ nord — sud. Ele corespund unei intruziuni banatitice, cu un aspect tipic "filonian", avînd o grosime redusă, în medie de cca 30 m.

Zona estică corespunde continuării spre sud, în adîncime, a corpului banatitic Suvorov. Anomaliile cu intensitatea redusă, cuprinsă

Institutul Geologic al României

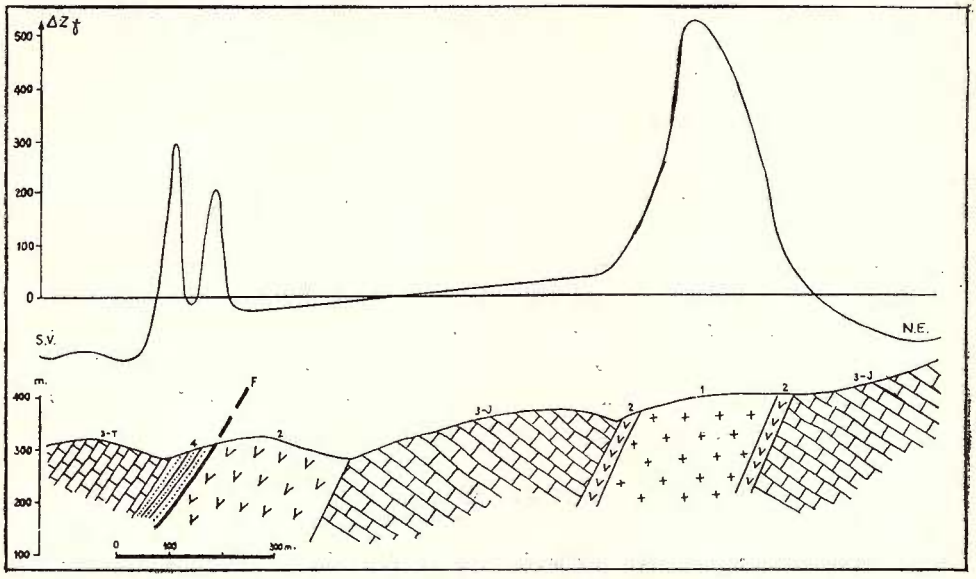


Fig. 5. — Profil în zona Văii Apele Albe

1, banatite; 2, scarne; 3, calcare cristalizate (J-Jurasic, T-Triasic); 4, gresii cuarţitice (Triasic); F, falie.

Profil dans la zone Valea Apele Albe

1, banatites; 2, skarns; 3, calcaires cristallisés (J-Jurassique, T-Trias); 4, grès quartzitiques (Trias); F, faille.

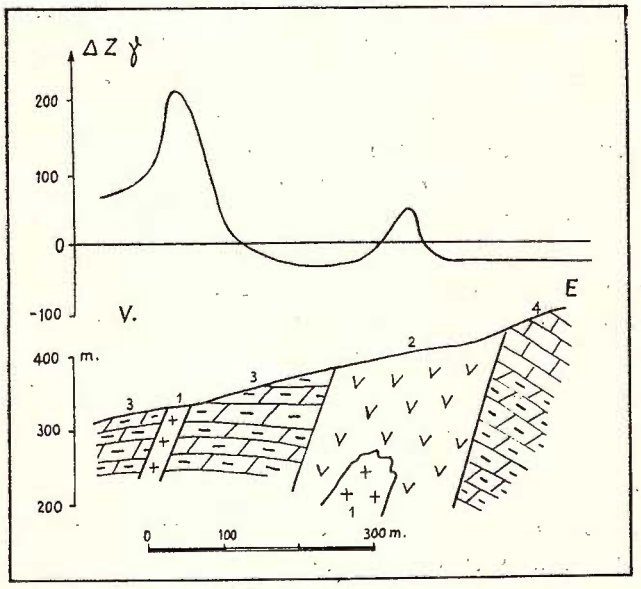


Fig. 6. — Profil în zona Gărîna

1, banatite; 2, scarne; 3, marno-argile (Cretacic); 4, calcare (Cretacic).

Profil dans la zone Gărîna

1, banatites; 2, skarns; 3 marno-argiles (Crétacé); 4, calcaires (Crétacé).

Institutul Geologic al României

între + 25 şi + 50 gamma, se datoresc hidrotermalizării puternice a banatitelor şi lipsei mineralelor feromagnetice din constituţia scarnelor.

În Dealul Varadului zonele anomale se unesc, indicînd o legătură spre sud a celor două linii de erupţii banatitice.

De menţionat pentru acest sector, existenţa unei anomalii locale în zona de chei a Ogaşului Ciuchin, ce poate indica continuarea spre sud a zonelor anomale identificate pe cristalin (Ogaşul Marichii — Dealul Lupului — Ogaşul cu Nuci).

Sectorul Culmea Varadului — Dunăre. Începînd din Culmea Varadului spre sud se constată o scădere treptată a valorilor ΔZ (— 50 gamma), datorită afundării spre Dunăre a eruptivului banatitic şi a zonelor de contact generate de acestea.

Tectonica regiunii

Din punct de vedere structural se poate distinge o zonă a şisturilor cristaline situată în partea vestică a regiunii şi o zonă a formaţiunilor sedimentare cu intruziuni de banatite, situată în partea centrală şi estică a regiunii cercetate.

Zona şisturilor cristaline. Şisturile cristaline au în partea de nord a regiunii o orientare generală NE — SW, cu înclinări de 30° — 40° NW. Spre sud ele suferă o schimbare treptată de direcţie, ajungînd în Valea Mare la orientarea E — W, iar mai spre sud, la orientarea NW — SE. Se constată deci o inflexiune pe direcţie a şisturilor cristaline avînd curbura în zona Văii Mari. Între această vale şi valea Tîrnava şisturile cristaline sînt slab ondulate, prezentînd o serie de cute, mai evidente în apropierea contactului cu sedimentarul.

Limita estică a cristalinului este un contact anormal pe care îl considerăm o falie cu încălecare spre est. Direcţia generală a acesteia este nord — sud, iar înclinarea de $45^0 — 70^0$ spre vest.

Între Ogaşul Marichii şi Valea Cornetul, datorită înclinării mici a planului de falie (cca $5^0 — 10^0$), cristalinul este încălecat peste formaţiunile sedimentare, pe o lungime de cca 700 m.

Prospecţiunea magnetică nu a pus în evidenţă elemente structurale noi în zona şisturilor cristaline, deoarece după cum s-a mai arătat, nu s-au obţinut valori anomale ale componentei verticale ΔZ.

Institutul Geologic al României

Zona formaţiunilor sedimentare cu intruziuni de banatite. Această zonă prezintă o structură complicată, greu de descifrat, datorită dezvoltării rocilor eruptive banatitice şi a zonei metamorfice de contact. În partea de sud a regiunii, unde intruziunile banatitice au amploare mai mică, se poate distinge un anticlinal (Valea Mare — Gărîna Mică) şi un sinclinal (Valea Mare — Varadu), orientate nord — sud.

Faliile sînt mai evidente şi apar în sisteme conjugate orientate nord nord vest — sud sud est sau nord est — sud vest.

Urmărind axele de alungire ale anomaliilor magnetice cauzate de banatite şi scarne ce corespund cu linii pe care s-au produs intruziunile, se constată un paralelism direcţional cu sistemele de fracturi, indicînd utilizarea faliilor de către banatite în procesul de punere al lor în loc.

Dintre faliile avînd orientarea generală nord-sud se remarcă :

Falia Stînăpari—Ogaşul Apele Albe, parţial întreruptă pe direcţie de banatitele ce s-au intrus pe planul fracturii. După această falie Jurasicul intră în contact anormal cu Cretacicul în partea de nord a regiunii şi cu Triasicul în zona centrală (Ogaşul Băiaş — Ogaşul Marichii).

Principalele falii transversale identificate :

Falia Ogaşul Apele Albe—Ogaşul Marichii, orientată nord est — sud vest, desparte un compartiment nordic ridicat (cu depozite triasice la zi) de unul sudic, căzut pe direcţie (depozite cretacice la zi). Avînd o anvergură mare această falie a putut fi folosită în procesul de intruziune al corpului banatitic de pe Ogaşul Apele Albe.

Falia Gărîna Mică, este orientată aproximativ est-vest marcînd o ridicare imediat la sud de ea a fundamentului, astfel încît pe direcţie marno-argilele cretacice sînt puse în contact anormal cu calcarele jurasice din colţul de sud-vest al regiunii.

Falia Apele Albe şi Gărîna Mică delimitează, la nord, respectiv la sud, două compartimente ridicate tectonic faţă de cel cuprins între ele.

Deoarece pe majoritatea faliilor mari s-au produs intruziuni de banatite, prospecţiunea magnetică punînd în evidenţă aceste roci eruptive a conturat indirect zonele de falii. În acest mod a fost posibilă trasarea faliei Stînăpari — Apele Albe (între Faţa Radimna şi Stînăpari), unde datele geologice destul de reduse nu permiteau delimitarea precisă a faliei. Pe această porţiune zona faliei este marcată de înşiruirea pe direcţie a

Institutul Geologic al României

unor anomalii de intensitate redusă, ce indică existența în adîncime a unor intruziuni de banatite.

Identificarea unor falii în banatite (Suvorov), precum și cataclazarea feldspaților denotă existența unor mișcări ulterioare, de amploare redusă, putînd fi mișcări de basculare.

Concluzii

Prezentarea unitară a datelor geologice și magnetice a condus la conturarea mai precisă a banatitelor dintre Dunăre și Stînăpari (zona Reșița — Moldova Nouă).

Anomaliile magnetice puse în evidență în regiunea cercetată se eșalonează pe direcția nord-sud și sînt datorate banatitelor și scarnelor, care prezintă un contrast ridicat al susceptibilității magnetice în raport cu celelalte roci (șisturi cristaline, calcare, calcare cristalizate).

În cadrul anomaliilor nu se pot separa efectele magnetice datorate banatitelor sau scarnelor, deoarece ele au susceptibilități magnetice apropiate.

După aspectul anomaliilor și condițiile geologice, în cadrul regiunii studiate s-au putut delimita șapte sectoare.

Din punct de vedere structural s-a distins o zonă a șisturilor cristaline situată în partea vestică a regiunii și o zonă a formațiunilor sedimentare cu intruziuni banatitice, situată în partea centrală și estică a regiunii.

Prospecțiunea magnetică punînd în evidență rocile eruptive intruse pe majoritatea faliilor a putut determina indirect aceste falii.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la téctonique du Banat et du Plateau de Mehedinți. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XX. București.

Răileanu Gr., Năstăseanu S., Dincă Al. (1961) Geologia regiunii cuprinse între Valea Nerei și Dunăre. *Studii și cercetări de geologie. Academia R.P.R.* VI/1 București.

Institutul Geologic al României

INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE DES MESURES MAGNÉTIQUES EFFECTUÉES ENTRE LE DANUBE ET STÎNĂPARI (ZONE REŞIŢA—MOLDOVA NOUĂ)

PAR

ELVIRA TUDOSE, R. CIOCĂNELEA

(Résumé)

Grâce à la corrélation des données géologiques et magnétiques nous avons obtenu une délimitation plus précise des corps de banatites du secteur compris entre le Danube et Stînapari (zone Reşiţa — Moldova Nouă).

Les anomalies magnétiques mises en évidence dans cette région, échelonnées en direction N — S, sont dues aux banatites et aux skarns qui présentent un contraste puissant de la susceptibilité magnétique en raport avec les autres roches (schistes cristallins, calcaires, calcaires cristallisés).

Ces anomalies ne permettent pas de distinction entre les effets magnétiques dus aux banatites et ceux dus aux skarns vu leurs susceptibilités magnétiques rapprochées.

Suivant l'aspect des anomalies et les conditions géologiques, nous avons délimité dans la région sept secteurs bien distincts.

Au point de vue structural nous avons distingué une zone des schistes cristallins, située dans l'W de la région et une autre — des formations sédimentaires à intrusions banatitiques, située dans l'E et dans le centre de la région.

La prospection magnétique gui a mis en évidence les roches éruptives intruses sur la plupart des failles a contouré indirectement celles-ci.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

STRATIGRAFIE

CONTRIBUŢII LA CUNOAŞTEREA FLIŞULUI INTERN ŞI EXTERN DIN VALEA BISTRIŢEI (CARPAŢII ORIENTALI) [1]

DE

GR. ALEXANDRESCU [2]

Abstract

Contributions to the Knowledge of Internal and External Flysch in the Bistriţa Valley (East Carpathians). In this paper the author analyses the facies of the Cretaceous deposits belonging to the flysch developed in the basin of the Bistriţa valley. The Cretaceous deposits in this region are assigned to the two units of the internal flysch (the internal upper nappe, situated in the west and the internal lower nappe situated in the east), as well as to the units of the external flysch (the unit of black schists (Audia) and the Senonian—Paleogene zone).

Introducere. Primele referinţe geologice asupra acestui sector carpatic, le posedăm, încă din secolul trecut şi aparţin lui Fr. Herbich (1878). Referindu-se la constituţia văii Bistricioara şi a masivului Ceahlău, autorul atribuie depozitele de aici Cretacicului inferior (Untere Kreide Karpatensandstein).

Ulterior, Gr. Cobălcescu (1883), C. Botea (1885), I. Simionescu (1899), S. Athanasiu (1905), V. Uhlig (1907), şi R. Sevastos (1908) aduc contribuţii la descifrarea stratigrafiei acestui sector carpatic.

Sectorul situat la sud de valea Bistricioarei a fost cercetat de G. Macovei şi I. Atanasiu (1926) cu care ocazie se elaborează

[1]) Comunicare în şedinţa din 5V 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

o schemă stratigrafică generală, care a constituit o temeinică bază de cercetare a flişului cretacic.

Flişul cretacic dintre valea Bistriţei şi valea Moldovei a fost studiat de G. Cernea (1952) care în linii generale se încadrează în schema generală stratigrafică elaborată de G. Macovei şi I. Atanasiu.

Observaţii geologice de detaliu asupra acestui sector se găsesc şi în rapoartele geologilor de la Ministerul Petrolului, însă datorită faptului că au lucrat în echipe şi pe perimetre izolate, nu au ajuns la puncte de vedere unitare.

Cercetările autorului din ultimii ani, au căutat să stabilească coloane stratigrafice unitare în cele două unităţi ale flişului intern, iar rezultatele parţiale la care a ajuns aduc unele preciziuni stratigrafice şi tectonice, după cum se va arăta mai jos.

Date stratigrafice

Flişul intern. Depozitele cretacice întîlnite în acest sector, aparţin celor două unităţi ale flişului intern, precum şi flişului extern. Faciesurile acestor depozite sînt deosebite de la o unitate de alta. Pentru a putea urmări faciesurile depozitelor cretacice, vom analiza flişul pe unităţi tectonice, începînd de la vest spre est, adică de la unităţile cele mai interne spre cele mai externe, după cum urmează :

Depozitele cretacice ale unităţii de la vest de linia „Lutu Roşu". La alcătuirea acestei unităţi, cunoscută în literatură sub denumirea de „pînza internă superioară" (M. Filipescu, 1955), „Flişul vest intern" (I. Băncilă, 1955-1958) şi pînza de Ceahlău (I. Dumitrescu et al., 1962), iau parte depozite care aparţin următoarelor entităţi litologice : strate de Sinaia, strate de Bistra, strate de Babşa şi un orizont superior detritic (grezo-conglomeratic).

Stratele de Sinaia (Valanginian-Hauterivian). Se dezvoltă în partea de vest, la limita cu şisturile cristaline şi apar sub forma unei benzi orientate N — S, a cărei lăţime poate atinge uneori 7—8 km. În cuprinsul acestora se pot distinge două orizonturi, cu caractere litologice deosebite.

Orizontul inferior — alcătuit dintr-o alternanţă de marnocalcare cenuşii şi negricioase, calcare litografice, gresii calcaroase şi conglomerate. Acestea din urmă sînt formate din şisturi cristaline şi se găsesc

Institutul Geologic al României

de obicei la partea inferioară a ritmurilor. În alternanţă cu tipurile de roci de mai sus, sînt şisturi argiloase cenuşii şi negricioase. Nota caracteristică a orizontului este dată de marnocalcare şi de calcarele litografice. Din cauza cutării intense, grosimea reală a acestora este greu de apreciat.

Orizontul superior ($\pm$ 200 m). Acesta reprezintă un orizont intermediar între sedimentele orizontului inferior, depuse probabil pe un fund slab reliefat, nu prea adînc şi sedimentele grezo-conglomeratice ale stratelor de Bistra depuse sub influenţa mişcărilor premergătoare fazei austrice.

Constituit în cea mai mare parte din şisturi argiloase, gresii calcaroase, dure, cu diaclaze umplute cu calcit, gresii curbicorticale şi intercalaţii subordonate de marnocalcare cenuşii. Acest orizont se găseşte deschis în valea Dreptului în aval de pîrîul Larg, apoi la confluenţa pîrîului Buşmei cu valea Bistriţei şi pe pîrîul lui Găină (în versantul stîng al Bistriţei) unde aflorează un profil complet al acestui orizont.

Menţionăm faptul că acest orizont se întîlneşte numai în partea estică a stratelor de Sinaia la limita cu stratele de Bistra. În restul ariei stratelor de Sinaia nu a fost identificat, şi lipsa sa se datoreşte probabil eroziunii.

Stratele de Bistra (Barremian-Apţian inferior $\pm$ 1300 m). Aceasta se dezvoltă la est de aria stratelor de Sinaia şi sînt reprezentate printr-o serie detritică (grezo-conglomeratică).

Litologic, stratele de Bistra sînt alcătuite din trei tipuri principale de roci: şisturi argiloase, gresii şi conglomerate. Gresiile sînt rocile cele mai răspîndite şi mai caracteristice, formînd bancuri de 1—5 m grosime. În alternanţă cu gresiile sînt şisturi argiloase negricioase sau cenuşii care în unele locuri au impresiuni de amoniţi, însă în stare rea de conservare.

Conglomeratele se dezvoltă la partea superioară a stratelor de Bistra, fără a forma un nivel constant. Sînt alcătuite din roci cristaline (ortognaise, clorito-şisturi) şi roci sedimentare (calcare negricioase şi cenuşii, calcare albicioase, calcare roşcate, gresii calcaroase, marnocalcare). Asemenea tipuri de roci se găsesc în pîrîul Galu, pîrîul Vremeniţa şi pîrîul Popeşti, în flancul vestic al sinclinalului Sabasa-Ceahlău, precum şi în flancul său estic, în dealul Bostanu, Piatra Cornului, Baicu şi Valea Fărcaşei.

Institutul Geologic al României

Resturile organice găsite de autor la partea superioară a stratelor de Bistra, în valea Sabasa, aparţin următoarelor genuri de amoniţi: *Cheloniceras* (*Cheloniceras*) sp., *Pseudohaploceras* sp., *Costidiscus recticostatus* (d'Orb.).

Pe baza acestora, precum şi pe baza formelor citate în literatură (G. Macovei, 1958, T. Borş [3]), 1958) se poate afirma că stratele de Bistra aparţin Barremianului şi Apţianului inferior.

Stratele de Babşa (Apţian) ± 400 m. Peste depozitele detritice (grezo-conglomeratice) ale stratelor de Bistra, se dispune o serie în general şistoasă cu intercalaţii de gresii subţiri, constituind stratele de Babşa, descrise şi denumite astfel de S. Athanasiu (1905). Frecvent se întîlnesc şi marnocalcare sideritice, în strate subţiri pînă la 5 cm, sau lenticulare, care prin alterare capătă o culoare ruginie, brună sau roşcată. Resturile organice găsite de autor în 1964 la partea inferioară a stratelor de Babşa în bazinul văii Sabaşa aparţin speciilor: *Deshayesites* cf. *deshayesi* Leym., *Sinzowia* cf. *trantscholdi* (Sinzow), *Aptychus* sp., *Toxoceratoides* cf. *royerianus* (d'Orb.), *Ancyloceras* sp. din grupul *matheronianum*, pe baza cărora se poate afirma că partea bazală a stratelor de Babşa aparţine Apţianului inferior.

Orizontul grezo-conglomeratic (Albian). Peste depozitele precedente, urmează din nou o serie detritică (grezo-conglomeratică), alcătuită dintr-o alternanţă de gresii şi conglomerate cu elemente de şisturi cristaline şi roci sedimentare. Printre ele se disting calcare albicioase, calcare dolomitice, marnocalcare din stratele de Sinaia, silicolite şi microconglomerate roşii violacee, identice cu cele din Triasicul zonei cristalino-mezozoice etc.

Cu acest nivel detritic (grezo-conglomeratic) se încheie primul ciclu de sedimentare, din cuprinsul pînzei interne superioare din partea nordică a Moldovei.

Depozitele cretacice ale unităţii de la est de linia „Lutu Roşu". În alcătuirea stratigrafică a acestei unităţi, cunoscută în literatură sub denumirea de „pînză internă inferioară", „fliş est-intern" sau „pînza flişului curbicortical" se individualizează trei complexe litologice, după cum urmează:

[3]) T. Borş. Cercetări geologice în bazinele Bistriţa—Fărcaşa—Bistricioara (1958) Arh. Min. Ind. de Petrol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Orizontul şistos cu gresii curbicorticale (Apţian superior?). Este constituit dintr-o alternanţă de şisturi argiloase de culoare cenuşie, negricioasă sau verzuie. Acestea se succed în alternanţă cu gresii curbicorticale şi gresii micacee. Complexul este bine reprezentat în profilul văii Bistriţa, unde este proaspăt tăiat prin lucrările de construire a şoselei de pe marginea nordică a lacului de acumulare Bicaz.

În general păstrează în mod constant aceleaşi caractere litologice în tot lungul Carpaţilor Orientali.

Remarcăm faptul că înspre limita vestică, complexul comportă intercalaţii de gresii calcaroase din ce în ce mai multe, aşa cum se vede în profilul văii Bistriţa.

Orizontul grezo-conglomeratic (Albian) ± 300m. Urmează peste precedentul şi este alcătuit din gresii masive, micacee, care alternează cu şisturi argiloase. În unele locuri prezintă intercalaţii lenticulare de microconglomerate şi conglomerate, a căror grosime nu trece de 20—30 m. Acestea din urmă sînt bine reprezentate la Leţeşti, în versantul stîng al Bistriţei, unde au fost descrise de I. Băncilă (1958) sub denumirea de conglomerate de Leţeşti. Ele sînt constituite preponderent din şisturi cristaline, ale căror elemente nu depăşesc 1—2 cm.

În acest complex grezos la confluenţa văii Largului cu Bistriţa se întîlnesc multe concreţiuni feruginoase.

În ceea ce priveşte vîrsta orizontului grezo-conglomeratic I. Băncilă (1958) a emis părerea că ar aparţine Vraconianului. În sprijinul acestei vîrste, citează cîteva exemplare de inocerami şi un exemplar de *Puzosia*, găsite pe nişte lespezi de gresii pe pîrîul Rotarului, la Hangu.

După părerea noastră, vîrsta acestui orizont nu trece de Albian. Bazăm această afirmaţie pe faptul că în bazinul văii Negrileasa, orizontul grezos conglomeratic suportă un nivel cu depozite fosilifere, care după conţinutul paleontologic (*Stoliczkaia* cf. *notha* (Seeley), *Mortoniceras* (*Pervinquieria*) cf. *inflatum* (J. Sow.), *Scaphites hugardianus* d'Orb., *Lechites gaudini* (Pict., et Camp.), *Anisoceras* sp., *Puzosia* sp., *Ancellina griphaeoides* Sow., *Philloceras s. l.* cf. *velledae*, *Inoceramus* sp.), indică o vîrstă vraconiană (Gr. Alexandrescu, 1966 b).

Orizontul argilelor roşii (Cenomanian). Urmează peste precedentul şi este alcătuit în cea mai mare parte din marno-argile roşii şi cenuşii, care alternează cu gresii micacee, caracteristice. Orizontul apare uneori discontinuu, fiind o continuare spre nord a ivirilor de argile

Institutul Geologic al României

roşii de la Curmătura Lutu Roşu, din faţa masivului Ceahlău. De aici ele se continuă în valea Bistriţei, la Leţeşti şi în pîrîul Vîrlanului, unde se dispun în două sinclinale pensate între depozitele orizontului inferior grezo-conglomeratic. Se regăsesc apoi în pîrîul Glodului şi la obîrşia pîrîului Cornului, de unde se continuă spre nord pînă în valea Fărcaşa, la SW de masivul Hălăuca-Bivolul. Conţinutul micropaleontologic al acestor depozite, indică în ansamblu vîrsta cenomaniană (Gr. Alexandrescu, P. Şoigan, 1963). În ceea ce priveşte poziţia lor stratigrafică, s-ar părea că există o lacună între acest orizont şi orizontul grezo-conglomeratic. Însă, insuficienţa datelor nu permite să se tragă o concluzie hotărîtoare. În această privinţă menţionăm că în regiunea Ostra-Negrileasa, autorul a identificat sub nivelul de argile roşii şi între orizontul grezo-conglomeratic, un nivel alcătuit din gresii marnoase şi marne grezoase cenuşii, cu o faună de amoniţi şi lamelibranhiate, care în ansamblu indică vîrsta vraconiană.

Flişul extern. *Zona şisturilor negre.* Stratele de Audia (stratele de Şipote = şisturi negre). Acestea sînt reprezentate prin cele trei complexe separate în regiunea Covasna de către M. G. Filipescu, I. Drăghindă şi V. Mutihac (1952):

Complexul sferosideritic (Hauterivian? — Barremian), este alcătuit din şisturi argiloase negre, cu intercalaţii de gresii micacee subţiri. Marnocalcarele feruginoase şi sferosideritele dau nota caracteristică complexului;

Complexul şistos (Apţian-Albian inferior), este alcătuit dintr-o alternanţă de şisturi argiloase negre, foioase, cu aspect ardesiform, marnocalcare negricioase, concreţiuni sideritice şi gresii calcaroase micacee. Frecvent, complexul are intercalaţii decimetrice de silicolite negre, (lidiene). Un profil reprezentativ al acestui complex, se găseşte la Audia, pe traseul şoselei de pe marginea nordică a lacului de acumulare Bicaz. Aici, în apropierea contactului dintre seria şisturilor negre şi stratele cu inocerami din zona senonian-paleogenă, apare un solz în care se vede întreaga succesiune a complexului şistos. Tot aici se poate vedea şi trecerea spre complexul superior, al gresiilor silicifiate cu glauconit;

Complexul gresiilor silicifiate, cu glauconit (Albian), este alcătuit dintr-o alternanţă de şisturi argiloase negre şi gresii silicifiate, cu glauconit, în bancuri de la 0,20 m pînă la 1 m grosime. Gresiile sînt dure, cu spărtură concoidal-sticloasă şi dau nota caracteristică complexului.

Institutul Geologic al României

Seria şisturilor negre din zona Audia, se dispune sub forma unei fîşii, cu orientare nord-sud, continuîndu-se din valea Bistriţei de la Audia (unde au fost descrise de către S. A t h a n a s i u) spre nord în bazinul văii Largului care după o scurtă întrerupere în această vale, fiind acoperite de „flişul curbicortical", se urmăresc neîntrerupt pînă la graniţa de nord a ţării. Constanţa caracterelor litologice şi continuitatea lor pe direcţie pînă în U.R.S.S, Polonia şi Cehoslovacia, le-a conferit acestora caracterul de formaţiune caracteristică pentru Carpaţii Orientali.

O r i z o n t u l c u a r g i l e r o ş i i ş i v e r z i (V r a c o n i a n-C e n o m a n i a n). Peste gresiile silicifiate, cu glauconit, se dispune în mod constant un orizont alcătuit din argile roşii şi verzi, a cărui grosime variază între 20—60 m. Către partea bazală, apar deseori intercalaţii de tufite albicioase sau verzui, şi gresii grosiere cu feldspat roşu.

Zona senonian-paleogenă. Cele mai vechi depozite ale acestei zone, care reprezintă de altfel şi fundamentul întregului fliş extern, sînt stratele de Audia (= şisturile negre). Acestea apar sub forma unor butoniere care străpung diapir depozitele de vîrstă senoniană de deasupra şi se aliniază pe o direcţie nord-sud, paralelă oarecum cu zona de Audia.

Cea mai importantă dintre aceste butoniere din această zonă, este aceea de la fundul văii Largului, fiind bine reprezentată pe pîrîul Ţiganului cartografiată ca atare de G. C e r n e a, pe harta sa în manuscris (1948-1950).

Litologic, şisturile negre de aici, păstrează aceleaşi caractere ca şi acelea din zona Audia. La zi apar numai două dintre complexele litologice ale acestora (complexul şistos şi complexul gresiilor silicifiate cu glauconit).

A doua ivire de şisturi negre, sub forma unei butoniere mai reduse, este aceea din bazinul văii Audia, de la obîrşia pîrîului Diacului, semnalată de S. A t h a n a s i u (1907). Aici apare diapir numai complexul şistos.

A treia butonieră a fost semnalată de autor (1963) la est de vîrful Muntişorului, în apropiere de trecătoarea Petru-Vodă.

Aceste iviri de şisturi negre sub formă de butoniere, în zona senonian-paleogenă, sînt o continuare spre nord a celor cunoscute la Covasna, Ghelinţa, Ojdula, Poiana Uzului şi Cîrnu-Poteci. Mai spre nord, asemenea butoniere apar în regiunea Găineşti-Suha, aşa cum a arătat autorul în 1964.

Institutul Geologic al României

Argilele roşii şi verzi cu tufite (Vraconian-Cenomanian). Gresiile silicifiate, cu glauconit suportă ca şi în zona Audia, acelaşi complex de argile roşii şi verzi, cu tufite în bază.

Orizontul marnocalcarelor în plăci (Cenomanian? — Turonian?). Peste argilele roşii şi verzi, se dezvoltă un pachet de cca 40—50 m grosime, alcătuit dintr-o alternanţă deasă de marnocalcare fine, cenuşii sau albicioase gălbui, în strate groase de 5 pînă la 10 cm, calcare litografice şi calcare silicifiate şi slabe intercalaţii de ordinul milimetrilor de şisturi argiloase cenuşii.

Acest pachet este bine reprezentat în bazinul văii Largului, pe pîrîul Ţiganului (Gr. Alexandrescu şi P. Şoigan, 1963) precum şi în regiuni mai sudice, cum este de exemplu anticlinalul Cîrnu-Potoci. Spre nord este de asemenea reprezentat la Găineşti (Gr. Alexandrescu, 1964). Acest pachet de marnocalcare fine şi calcare litografice, caracterizează un domeniu mai estic al flişului extern şi se găsesc în aceeaşi poziţie stratigrafică ca şi marnele silicioase din unitatea de Skole din Polonia (F. Bieda, S. Geroch, L. Koszarski, M. Ksiazkiewicz, K. Zytko, 1963).

Stratele cu inocerami (= pro parte strate de Hangu). Aşa după cum am arătat în altă parte (Gr. Alexandrescu, P. Şoigan, 1963), în acest sector carpatic, în stratele cu inocerami (= stratele de Hangu) se pot separa două nivele; unul inferior cu marnocalcare roşietice şi unul superior cu marnocalcare de ciment, şisturi argiloase cenuşii şi gresii calcaroase. Marnocalcarele de ciment dau nota caracteristică a acestui nivel. Privite în ansamblu, nici un fapt nou de observaţie nu vine să completeze descrierile clasice ale acestui complex litologic. Menţionăm doar că nivelul inferior cu marnocalcare roşietice şi cărămizii, care urmează în continuitate cu marnocalcarele în plăci, apare numai în zonele de ridicări axiale, unde apar de obicei butonierele de şisturi negre.

Date tectonice

Cele două domenii care se separă în regiune, aparţin zonei cristalino-mezozoice şi zonei flişului cretacic. Acestea se găsesc în raporturi tectonice, care reflectă încălecarea zonei cristalino-mezozoice peste flişul cretacic. Caracterul de pînză al zonei cristalino-mezozoice a fost stabilit de către V. Uhlig (1907).

Institutul Geologic al României

Contactul dintre zona cristalino-mezozoică şi flişul cretacic Referitor la contactul dintre zona cristalino-mezozoică şi flişul cretacic, G. M a c o v e i şi I. A t a n a s i u (1926) care erau împotriva pînzelor, au arătat că în sectorul văii Bicazului şi a Bistricioarei, marginea estică a cristalinului nu are caracterul unei pînze. Dimpotrivă, considerau cristalinul ca fiind sîmburele unei cute, cu flancul estic format din sedimentele flişului, spre care cuta este puţin aplecată. Pentru a sprijini această idee, autorii arată că între aceste două zone (cristalin şi fliş) nu este nici un deranjament deosebit al stratelor, ci din contra „marnele cu *Aptychus*" (= stratele de Sinaia) se aşază liniştit şi normal peste şisturile cristaline.

De asemenea, autorii citaţi arată că nici din caracterul liniei de contact dintre cele două formaţiuni nu reiese caracterul de pînză al zonei cristalino-mezozoice, această linie fiind aproape dreaptă. Dimpotrivă, argumentează că raporturile dintre aceste două formaţiuni ar fi de deplasare în sens vertical, fapt care după autori se observă în zonele anticlinale, unde cristalinul este ridicat, iar sedimentele flişului cretacic care constituie zona sinclinală, sînt coborîte.

G. C e r n e a (1952) reluînd o idee emisă de I. A t a n a s i u (1928) arată că contactul dintre zona cristalino-mezozoică şi fliş, apare la suprafaţă ca o încălecare a cristalinului peste fliş, dar în adîncime s-ar traduce printr-o coborîre a cristalinului sub depozitele de fliş.

I. B ă n c i l ă (1958) arată de asemenea că între zona cristalino-mezozoică şi zona flişului se stabilesc raporturi de încălecare. Limita dintre aceste două zone fiind dată de o linie cu aspect neregulat, pe care o denumeşte linia „central carpatică"; după care cristalinul puternic dislocat este împins spre est, peste stratele de Sinaia.

Dacă urmărim contactul dintre aceste două zone, în sectorul cuprins între valea Bistricioarei la sud şi valea Stejarului şi Borca, la nord, observăm că acest contact are un aspect sinuos cu avansări pe creste şi retrageri pe văi, fapt ce reflectă încălecarea zonei cristalino-mezozoice peste zona flişului cretacic. Astfel, între valea Bistricioarei şi pîrîul Grinţieşului, această limită schiţează o mare avansare în faţa muntelui Măgura (1547 m) de unde coboară în pîrîul Primătarului, în aval de confluenţa cu pîrîul Borvizului, se retrage apoi în valea Grinţieşului Mare, ca apoi să urce din nou în şaua de la Preluca Dreptului (1357 m). De aici coboară în bazinul văii Dreptului, traver-

Institutul Geologic al României

sează pîrîul Trocilor la 1 km amonte de confluența acestuia cu pîrîul Dreptului, trece pe la vest de cota Toaca (1364 m) și coboară în apa Stejarului. De aici spre nord, se urmărește neîntrerupt prin pîrîul Borca și Mădei, pînă la Broșteni.

Unghiul sub care depozitele flișului cretacic se afundă sub șisturile cristaline este în general cuprins între 50° — 70°.

Din datele preliminare de suprafață menționate mai sus, reiese că în acest sector carpatic, zona cristalino-mezozoică încalecă peste sedimentele flișului cretacic, așa cum a fost arătat inițial de V. Uhlig (1907), L. Mrazec și I. Popescu-Voiteşti (1911) iar amploarea încălecării atinge cel puțin 3 km.

Zona flișului. *Flișul intern.* În flișul intern a fost pus în evidență o mare linie tectonică, linia „Lutu Roșu", care în concepția lui M. G. Filipescu și I. Băncilă, împarte flișul cretacic intern în două unități: pînza internă superioară (= flișul vest intern) și pînza internă inferioară (= flișul est intern).

Pînza internă superioară (= flișul vest intern = pînza de Ceahlău). La alcătuirea acesteia iau parte stratele de Sinaia, stratele de Bistra, stratele de Babșa și un orizont detritic superior (grezo-conglomeratic).

Stratele de Sinaia sînt intens cutate și apar ca o zonă ridicată și erodată, fapt care explică și absența în unele locuri a orizontului de tranziție între stratele de Sinaia și stratele de Bistra. Structurile formate de stratele de Sinaia fiind mărunte și neregulate nu se pot urmări pe distanțe mari, avînd doar o valoare cu totul locală.

Stratele de Bistra. Acestea urmează stratele de Sinaia în partea de est, ocupînd o lățime variabilă cuprinsă între 3 — 5 km. În anasmblu formează o mare zonă sinclinală, care cu flancul vestic stă peste stratele de Sinaia (peste orizontul superior), iar cu flancul estic încalecă peste unitatea din est, a „flișului curbicortical". În cadrul acestei zone, se individualizează două structuri principale: anticlinalul Zahorna-Popești și sinclinalul Sabasa-Ceahlău.

Anticlinalul Zahorna-Popești. Acesta este bine rep rezentat în pîrîul Zahorna și are flancul vestic redresat, iar flancul estic invers. Dacă urmărim pe direcție flancul estic, se constată că acesta se redresează, iar apoi devine flanc normal. Această situație se poate observa în pîrîul Vremenița și pîrîul Popești, afluenți pe stînga ai văii Bistrița.

Institutul Geologic al României

Sinclinalul Sabasa-Ceahlău. Este structura cea mai importantă şi are o dezvoltare regională, începînd din valea Sabasa spre sud pînă în masivul Ceahlău. Umplutura acestei structuri o constituie stratele de Babşa, şi orizontul grezo-conglomeratic.

Din cauza diferenţei de competenţă, în raport cu stratele de Bistra, stratele de Babşa formează cute secundare aşa cum se observă în malul drept al Bistriţei, în amonte „de Piatra Teiului", apoi în pîrîul Cornului, pîrîul Galu etc.

Pînza internă inferioară (= flişul est intern = „flişul curbicortical"). În constituţia acesteia intră orizontul şistos cu gresii curbicorticale(= strate de Palanca), orizontul grezo-conglomeratic şi orizontul argilelor roşii şi verzi. Orizontul şistos bazal se dezvoltă în special în partea frontală (vestică) a acestei unităţi şi vine în contact cu unitatea şisturilor negre.

Un profil complet al acestui orizont se găseşte în malul nordic al lacului de acumulare Bicaz, între satele Leteşti şi Chiriţeni, pe traseul şoselei Audia-Largu. Aici seria curbicorticală, formează cute secundare cu valoare locală. Astfel, am pus în evidenţă un anticlinal, la vest de pîrîul Rotarului, cu direcţie nord-sud care este flancat atît la vest, cît şi la est, de două sinclinale.

Alte două structuri se individualizează în valea Largului; un sinclinal răsturnat spre vest, în amonte de confluenţa pîrîului Faurului cu valea Largului şi un anticlinal la obîrşia pîrîului Faurului.

Între orizontul grezo-conglomeratic şi orizontul şistos ca gresii curbicorticale din bază, în porţiunea cuprinsă între dealul Buba şi pîrîul Vîrlanu, există un accident tectonic local.

Orizontul grezo-conglomeratic, formează în dealul Buba un anticlinal, redresat, flancat de două zone sinclinale în care se găsesc argilele roşii şi verzi. Unul dintre aceste sinclinale se găseşte la curba şoselei de la Muchea Bubei, iar al doilea în şaua (cota 764 m) de la Curmătura Bubei.

Contactul dintre pînza internă superioară şi pînza internă inferioară (= linia „Lutu Roşu" = linia Crasna-Mânăstirea Suzana-Teliu-Măgheruş). Între cele două unităţi ale flişului intern, este un contact anormal, de încălecare. Linia „Lutu Roşu" marchează acest contact, de-a lungul ei apărînd de cele mai multe ori marne şi argile roşii de vîrstă cretacic-superioară, aşa cum este

Institutul Geologic al României

la Curmătura Lutu Roşu, în faţa masivului Ceahlău, precum şi în alte asemenea puncte.

Acest tip de depozite, caracteristice, care se cunosc în tot lungul Carpaţilor Orientali, reprezentate prin marne şi argile roşii, au fost semnalate prima dată la est de masivul Ceahlău, de către G. M a c o v e i şi I. A t a n a s i u (1926). După aceşti autori, aceste depozite constituie un nivel inferior al ,,Apţianului marnos'' socotindu-le că apar în axul unei cute anticlinale (anticlinalul Neagra-Poiana Teiului).

În regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali, G. M u r g e a n u în anul 1927, a remarcat între valea Crasna şi Creasta Nebunul Sterp, existenţa unor depozite roşii, asemănătoare cu acelea de la Comarnic, şi pe care le-a atribuit Senonianului. Împreună cu M. G. F i l i p e s c u, bazaţi pe prezenţa în acest tip de depozite a resturilor de Globotruncane, le atribuie vîrsta senoniană şi totodată le-au precizat şi poziţia lor geometrică, arătînd că apar în fereastră tectonică, de sub depozitele albiene. Această interpretare este figurată ca atare şi în harta geologică a ţării, scara 1 : 500.000 foaia 5 b.

Între anii 1927—1937, M. G. F i l i p e s c u, a constatat că şi între valea Vărbilău şi Rîul Negru, apar aceleaşi depozite cretacic-superioare, roşii, ca şi la Crasna. Totodată precizează că ele se întind pe mai bine de 60 km lungime, şi în concepţia autorului, marchează o linie tectonică importantă, pe care o denumeşte linia ,,Crasna-Mânăstirea Suzana-Teliu-Măgheruş''. În acelaşi timp precizează că această linie separă flişul cretacic în două zone : o zonă internă care se caracterizează prin prezenţa conglomeratelor, şi o zonă externă constituită din depozite în care lipsesc conglomeratele şi calcarele recifale.

Între anii 1949—1952 şi în 1958, I. B ă n c i l ă, reia problema poziţiei stratigrafice şi a vîrstei marnelor roşii din faţa masivului Ceahlău. Referitor la poziţia lor stratigrafică, I. B ă n c i l ă, în opoziţie cu interpretarea dată de G. M a c o v e i şi I. A t a n a s i u (1926) arată că acestea sînt de vîrstă cretacic-superioară şi stau peste un nivel de gresie pe care o denumeşte gresie de Cotumba, fiind încălecate dinspre vest, de către ,,flişul vest intern''. Bazat pe acest fapt, precum şi pe situaţii similare, arată existenţa în flişul intern, din acest sector, a unei linii tectonice pe care o denumeşte linia ,,Lutu Roşu'' (denumire ce provine de la curmătura cu acelaşi nume, din faţa masivului Ceahlău).

Această situaţie constatată de I. B ă n c i l ă în zona masivului Ceahlău, fiind similară cu cea constatată de M. G. F i l i p e s c u, în regiu-

Institutul Geologic al României

nea de curbură a Carpaţilor Orientali a permis acestor autori să împartă flişul cretacic intern în două unităţi, cu caractere stratigrafice şi tectonice diferite. În sectorul cercetat la contactul dintre aceste două unităţi se găsesc uneori marne şi argile roşii aşa cum este la Curmătura Lutu Roşu şi în Dealul Buba. De cele mai multe ori însă, contactul se face între stratele de Bistra din partea frontală a unităţii vestice, cu orizonturile „flişului curbicortical" (fie orizontul grezo-conglomeratic, fie orizontul şistos cu gresii curbicorticale). În acest din urmă caz, contactul dintre aceste două unităţi se reflectă şi în morfologia terenului. Gresiile din stratele de Bistra formează un relief abrupt, iar orizontul şistos cu gresii curbicorticale dă un relief scăzut.

Contactul dintre flişul intern şi flişul extern (= fruntea pînzei interne inferioare). Acest contact reflectă de asemenea o încălecare de intensităţi variabile. În sectorul dintre valea Audia şi valea Largului se constată avansarea cea mai mare a „flişului curbicortical" peste şisturile negre din zona Audia. În această parte flişul curbicortical depăşeşte zona şisturilor negre şi ia contact direct cu Senonianul de tip Hangu, din zona senonian-paleogenă (G. Cernea, 1952, I. Băncilă, 1958, Gr. Alexandrescu şi P. Şoigan, 1963). Înspre nord şi sud de această vale, „flişul curbicortical" se retrage treptat şi zona Audia îşi recapătă individualitatea, putîndu-se urmări pînă la graniţa de nord a ţării, iar înspre sud pînă la vest de valea Buzăului.

Flişul extern. Zona şisturilor negre (= zona Audia) formează o fîşie cu direcţia nord-sud, a cărei lăţime atinge 1,5 km în sudul regiunii, la Audia, şi scade treptat spre nord, fiind încălecată de unitatea din vest a „flişului curbicortical". Zona este intens solzificată, ceea ce a îndreptăţit pe M. G. Filipescu s-o denumească „zonă de solzi". În separarea solzilor un criteriu conducător îl constituie orizontul argilelor roşii şi verzi cu tufite, care se situează întotdeauna peste complexul gresiilor glauconitice. Spre est zona şisturilor negre ia contact tectonic cu zona senonian-paleogenă (G. Macovei şi I. Atanasiu 1926, G. Cernea 1952, I. Băncilă 1955, 1958, Gr. Alexandrescu şi P. Şoigan 1963). În sectorul cuprins între valea Audia şi bazinul văii Suha Mare, contactul se face direct cu (stratele cu inocerami), Senonianul de Hangu în timp ce în sectoare situate mai spre nord (Găineşti-Plotoniţa-Prisaca) sau mai spre sud (bazinul văii Tarcăului-Uzu-Covasna) contactul dintre zona Audia şi zona din faţă se face cu Oligocenul de tip Krosno din zona gresiei de Tarcău, cel mai intern facies al Oligocenului.

Institutul Geologic al României

Zona senonian-paleogenă. În sectorul cercetat majoritatea depozitelor care alcătuiesc această zonă, sînt stratele cu inocerami (= stratele de Hangu) al căror fundament îl constituie stratele de Audia care apar la zi sub forma unor butoniere străpungînd Senonianul de Hangu. Cea mai mare dintre butoniere este aceea de la fundul văii Largului. Aceste butoniere se situează pe acelaşi aliniament ca şisturile negre de Găineşti şi Cîrnu-Potoci.

Concluzii

Depozitele cretacice în facies de fliş din bazinul văii Bistriţa, se repartizează flişului intern şi flişului extern.

În flişul intern s-au separat cele două unităţi (pînza internă superioară şi pînza internă inferioară), delimitate de linia „Lutu Roşu".

La alcătuirea pînzei interne superioare, iau parte următoarele entităţi litologice : strate de Sinaia (Valanginian-Hauterivian), strate de Bistra (Barremian-Apţian inferior), strate de Babşa (Apţian), şi un orizont grezo-conglomeratic (Albian).

La alcătuirea pînzei interne inferioare iau parte : orizontul şistos cu gresii curbicorticale (Apţian superior?), orizontul grezo-conglomeratic (Albian) şi orizontul cu marne şi argile roşii (Cenomanian).

În flişul extern intră zona şisturilor negre (strate de Audia) şi zona senonian-paleogenă. În zona senonian-paleogenă, şisturile negre apar sub forma unor butoniere care străpung stratele cu inocerami. Peste şisturile negre din această zonă s-au separat argilele roşii şi verzi, orizontul de marnocalcare litografice şi stratele cu inocerami (strate de Hangu) în care s-au deosebit două nivele, unul inferior cu marnocalcare roşcate în bază, şi unul superior cu marnocalcare de ciment şi gresii calcaroase.

În afară de elementul structural major (linia „Lutu Roşu") în cuprinsul flişului intern s-a pus în evidenţă un anticlinal redresat (anticlinalul Zahorna-Popeşti) şi un sinclinal (sinclinalul Sabasa-Ceahlău) a cărui umplutură o formează stratele de Babşa (Apţian) şi orizontul grezo-conglomeratic (Albian).

Între domeniul cristalin-mezozoic şi fliş este un contact tectonic de încălecare, a cărui valoare atinge cel puţin 3 km.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Gr., Şoigan P. (1963) Observaţii geologice în bazinul văii Largulu (valea Bistriţei, Carpaţii Orientali). *Com. Acad. R.P.R.* nr. 8, t. XIII. Bucureşti

Alexandrescu Gr. (1964) Observaţii geologice în flişul cretacic din regiunea Găineşti-Stulpicani (Carpaţii Orientali). *D.S. Com. Geol.* XLIX/1. Bucureşti.

Alexandrescu Gr. (1966, a) Asupra depozitelor cretatice din bazinul văii Bistriţa, între valea Largului şi valea Sabaşei (Carpaţii Orientali). D.S. *Com. Geol.* LII/2 (1964—1965). Bucureşti.

Alexandrescu Gr. (1966, b) Stratigrafia „flişului curbicortical" din partea de nord a Moldovei (Carpaţii Orientali). *Stud. Cerc. Geol.* XI/2. Bucureşti.

Atanasiu I. (1928) Étude géologique dans les environs de Tulgheş (Neamţ). *An. Inst. Geol. Rom.* XIII. Bucureşti.

Atanasiu I., Macovei G. (1926) Asupra raporturilor tectonice dintre zona cristalină şi zona flişului în regiunea dintre valea Bicazului şi valea Bistricioarei (Carpaţii Orientali). *D.S. Com. Geol.* IX. (1920—1921). Bucureşti.

Athanasiu S. (1905) Über die Stratigraphie der Stînişoara Berges in der Nord Moldau. *Bul. Soc. Sc.* XIV, nr. 1—4. Bucureşti.

Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Ksiazkievicz M., Zytko K. (1963) Stratigraphie des Karpates externes Polonaises. *Assoc. Géol. Karpato-Balkanique. VI-éme Congres.* Varşovie-Cracovie, 1963.

Băncilă I. (1958) Geologia Carpaţilor Orientali. Ed. St. Bucureşti.

Cernea G. (1952) Zona internă a flişului între valea Moldovei şi valea Bistriţei. *An. Inst. Geol.* XXIV. Bucureşti.

Dumitrescu I. en collaboration avec Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuţă O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.* XXXII. Bucarest.

Filipescu G. M. (1955 a). Vederi noi asupra tectonicei flişului Carpaţilor Orientali. *Rev. Univ. Bucureşti şi a Politehn. nr. 6—7* Bucureşti.

Filipescu G. M. (1955 b). Contribuţii la orizontarea Cretacicului din Flişul Carpaţilor Orientali. *Rev. Univ. Bucureşti şi a Politehn. nr. 8.* Bucureşti.

Filipescu G. M. (1940) Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic-Bisca Mare (Buzău). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXIII. Bucureşti.

Herbich Fr. (1878) Das Szeklerland. Budapesta.

Macovei G. (1926) Tectonica flişului în relaţie cu zona cristalină (valea Bicazului şi valea Bistricioarei). *D. S. Inst. Geol. Rom.* IX, (1920—1921). Bucureşti.

Macovei G., Atanasiu I. 1926) Structura geologică a văii Bistriţa între Pîngăraţi şi Bistricioara *D. S. Inst. Geol. Rom.* VIII. (1919—1920). Bucureşti.

Macovei G., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. Bucureşti.

Macovei G. (1958) Curs de geologie stratigrafică. Ed. II. Bucureşti.

Sevastos R. (1908). Asupra zonei de gres carpatic din judeţul Suceava şi Neamţ. *Asoc. Rom. pentru înaintarea şi răspîndirea ştiinţei.* 1903. Bucureşti.

Sevastos R. (1905) Observaţiuni asupra constituţiei zonei de gres carpatic din judeţul Neamţ. *Arh. Soc. Şt. Lit.* Iaşi.

Institutul Geologic al României

Simionescu I. (1891) Cîteva date din geologia judeţului Neamţ. *Bul. Soc. Şt. din Rom. An. III.* Bucureşti.
Ştefănescu Gr. (1897) Geologia şi legenda. *An. Ac. Rom. Desb.* Seria II, Tom. XIX (1896—1897). Bucureşti.
Uhlig V. (1903) Bau und Bild der Karpathen. Wien 1903.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSENCE DU FLYSCH INTERNE ET EXTERNE DE LA VALLÉE DE LA BISTRIŢA (CARPATES ORIENTALES)

PAR

GR. ALEXANDRESCU

(Résumé)

Les dépôts crétacés sous facies de flysch du bassin de la vallée de la Bistriţa reviennent au flysch interne et au flysch externe.

Le flysch interne comporte deux unités : nappe interne supérieure (= flysch ouest interne) et nappe interne inférieure (= flysch est interne ou flysch curbicortical), délimitées par la ligne „Lutu Roşu".

A la constitution de la nappe interne supérieure prennent part les entités lithologiques suivantes : couches de Sinaia (Valanginien -Hauterivien), couches de Bistra (Barrémien-Aptien inférieur) , cauches de Babşa (Aptien) et un horizon gréso-conglomératique (Albien).

A la constitution de la nappe interne inférieure prennent part l'horizon schisteux avec grès curbicorticaux (Aptien supérieur?), l'horizon gréso-conglomératique (Albien) et l'horizon des marnes et argiles rouges (Cénomanien).

A la constitution du flysch externe prennent part les dépôts sous faciès noir (des schistes noirs = couches d'Audia), ainsi que les couches à Inocérames (= couches de Hangu). Quant à la tectonique, on y a séparé l'unité d'Audia et la zone sénonienne-paléogène. Dans la zone sénonienne-paléogène, les schistes noirs, qui en constituent les soubassement, apparaissent sous forme de boutonnières, de dimensions variables, en pérçant les couches à Inocérames.

Institutul Geologic al României

Entre les couches à Inocérames et le complexe des argiles rouges et vertes de la zone sénonienne-paléogène, on a séparé un complexe de marno-calcaires et de calcaires lithographiques, qui caractérisent un domaine du flysch externe situé plus à l'E, mais ayant la même position stratigraphique que les marnes siliceuses de l'unité de Skole, en Pologne.

Au point de vue tectonique, on constate que, en même temps que l'élément structural majeur (ligne „Lutu Roşu"), le flysch interne comprend aussi un anticlinal redressé (anticlinal de Zahorna-Popeşti) et un synclinal (synclinal Sabaşa-Ceahlău) dont le colmatage est constitué par les couches de Babşa (Aptien) et l'horizon gréso-conglomératique (Albien).

Entre le domaine cristallino-mésozoïque et le flysch crétacé il y a de même un contact tectonique de chevauchement dont la valeur atteint au moins 3 km.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique du flysch crétacé entre les vallées de Bistricioara et de Fărcaşa — — Stejaru.

Quaternaire : 1, cônes de déjection ; 2, éboulis ; 3, terrasses + alluvions. Zone cristallino-mésozoïque ; 4, schistes cristallins. Flysch interne. Nappe interne supérieure : 5, horizon gréseux-conglomératique (Albien) ; 6, couches de Babşa (Aptien) ; 7, couches de Bistra, blocs de calcaires récifaux (Barrémien -Aptien inférieur) ; 8, couches de Sinaia (Valanginien-Hauterivien). Nappe interne inférieure : 9, horizon des argiles rouges (Cénomanien) ; 10, horizon gréseux-conglomératique (Albien) ; 11, horizon schisteux à grès curbicorticaux (Aptien). Flysch externe. Unité des schistes noirs (Audia) : 12, horizon des argiles rouges (Cénomanien) ; 13, horizon des grès glauconieux (Albien) ; 14, horizon sphérosidéritique et horizon schisteux (Hauterivien-Aptien). Zone sénonienne-paléogène : 15, couches de Hangu (à Inocerames) (Sénonien) ; 16, horizon des marno-calcaires en plaques (Turonien ?) ; 17, horizon des argiles rouges et vertes (Cénomanien) ; 18, horizon des grès glauconieux (Albien) ; 19, horizon schisteux (Aptien) ; 20, synclinal renversé ; 21, anticlinal renversé ; 22, synclinal normal ; 23, anticlinal normal ; 24, position des couches : a) normales ; b) renversées ; 25, source de NaCl ; 26, source de H_2S ; 27, point fossilifère ; 28, faille ; 29 (I), ligne de chevauchement de la zone cristallino-mésozoïque ; 30 (II), ligne „Lutu Roşu" ; 31 (III), ligne du „Flysch curbicortical" ; 32 (IV), ligne de chevauchement des schites noirs (ligne Audia).

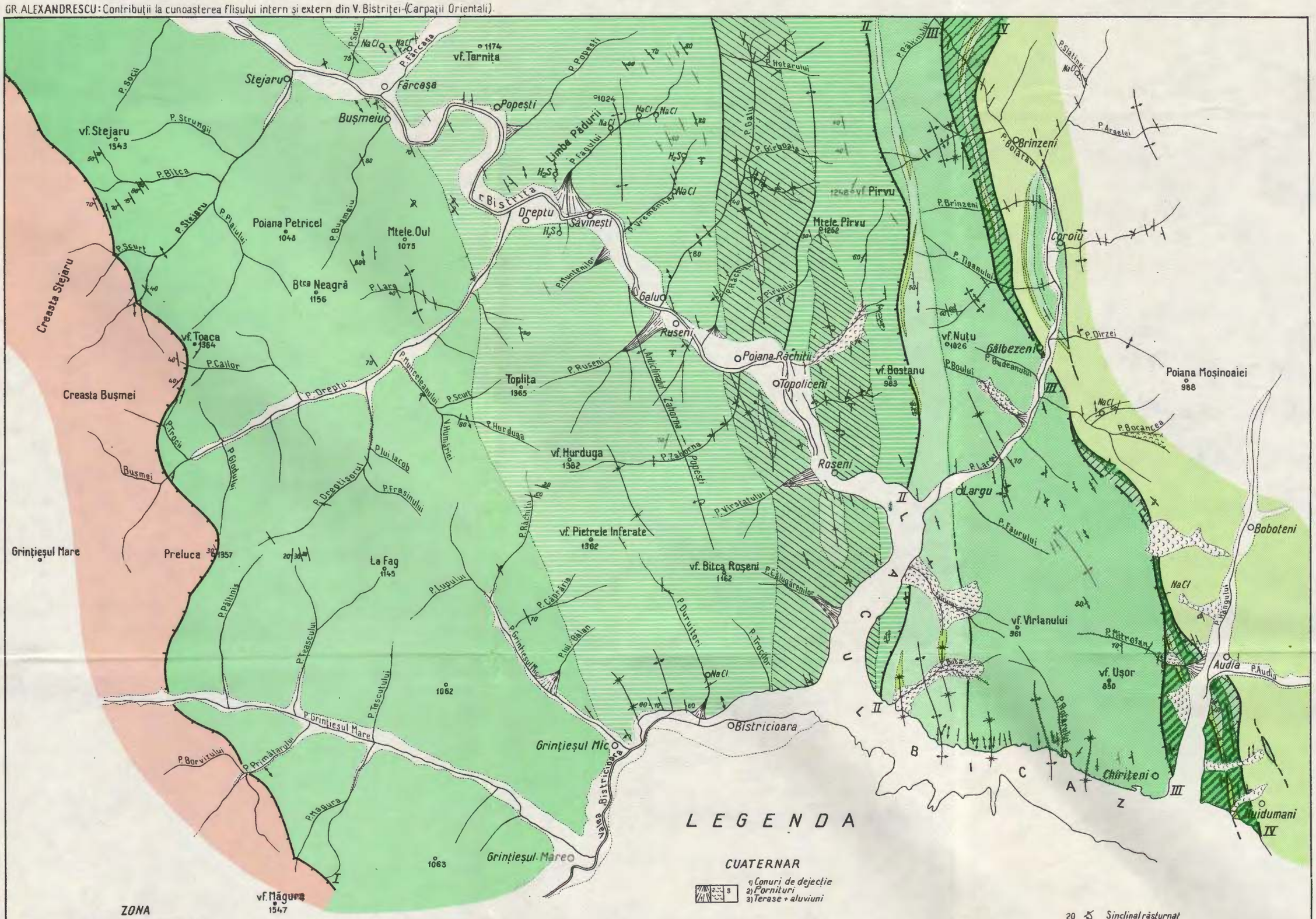
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

GR. ALEXANDRESCU

HARTA GEOLOGICĂ A FLIȘULUI CRETACIC DINTRE V. BISTRICIOAREI și V. FĂRCAȘEI—STEJARU

GR. ALEXANDRESCU: Contribuții la cunoașterea flișului intern și extern din V. Bistriței-(Carpații Orientali).



LEGENDA

CUATERNAR

1) Conuri de dejecție 2) Pornituri 3) Terase + aluviuni

ZONA CRISTALINO-MEZOZOICĂ

Șisturi cristaline

0 750 1500 m

FLIȘUL INTERN

PÎNZA INTERNĂ SUPERIOARĂ

- ALBIAN 5 — Orizont grezos-conglomeratic
- APȚIAN 6 — Strate de Babșa
- BARREMIAN APȚIAN INF. 7 — 1) Strate de Bistra 2) Blocuri de calcare recifale
- VALANGINIAN HAUTERIVIAN 8 — Strate de Sinaia

PÎNZA INTERNĂ INFERIOARĂ

- CENOMANIAN 9 — Orizontul argilelor roșii
- ALBIAN 10 — Orizont grezos-conglomeratic
- APȚIAN 11 — Orizont șistos cu gresii curbicorticale

FLIȘUL EXTERN

UNITATEA ȘISTURILOR NEGRE (AUDIA)

- CENOMANIAN 12 — Orizontul argilelor roșii
- ALBIAN 13 — Orizontul gresiilor glauconitice
- APȚIAN HAUTERIVIAN 14 — Orizontul sferosideritic + orizontul șistos

ZONA SENONIAN—PALEOGENĂ

- SENONIAN 15 — Strate de Hangu (cu Inocerami)
- TURONIAN ? 16 — Orizontul marno-calcarelor în plăci
- CENOMANIAN 17 — Orizontul argilelor roșii și verzi
- ALBIAN 18 — Orizontul gresiilor glauconitice
- APȚIAN 19 — Orizontul șistos

20 Sinclinal răsturnat
21 Anticlinal răsturnat
22 Sinclinal normal
23 Anticlinal normal
24 Poziția stratelor a) normale b) răsturnate
25 Izvor NaCl
26 Izvor H_2S
27 Punct fosilifer
28 Falie
29 I Linia de încălecare a zonei cristalino-mezozoice
30 II Linia „Lutul Roșu"
31 III Linia „Flișului curbicortical"
32 IV Linia de încălecare a șisturilor negre (linia Audia)

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI: Dări de seamă vol. LIII/3

Imprim. Atel. Instit. Geol.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

STRATIGRAFIE

CONTRIBUŢII LA STUDIUL STRATIGRAFIC AL DEPOZITELOR MEZOZOICE DE PE MARGINEA SUDICĂ A MUNŢILOR REZ (MUNŢII APUSENI)[1]

DE

D. ISTOCESCU, M. DIACONU, FELICIA ISTOCESCU[2])

Abstract

Contributions to the Stratigraphic Study of the Mesozoic Rocks on the Southern Border of the Rez Mountains (Apuseni Mts). The Triassic rock-sequence (Seisian-Ladinian) in contact with the crystalline schists includes six formations, of which the uppermost one (massive limestones with *Cidaris rœmeri*) overlies Upper Anisian marly-argillaceous shales and limestones with *Myophoria elegans*.

Nota de faţă se referă la depozitele mezozoice care urmăresc marginea de sud a munţilor Rez între Loranta la vest şi valea Gepişului la est, fiind cuprinse între terenurile neogene din bazinul Borodului la sud şi şisturile cristaline cu care vin în contact tectonic la nord.

Cercetările anterioare din această regiune n-au avut ca obiect special de studiu Mezozoicul, ci privesc mai ales şisturile cristaline sau formaţiunile neogene, astfel încît pînă acum nu există o unitate de vederi privind vîrsta şi răspîndirea rocilor mezozoice.

Referiri anterioare la depozitele mezozoice se datoresc lui I. Matyasowszky (1882—1884) care semnalează prezenţa Cretacicului superior.

[1]) Comunicare în şedinţa din 9 III 1966.

[2]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni. Şos. Kiseleff nr. 2. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Mai tîrziu în 1943 J. N ó s z k y J u n. atribuie întreg complexul de roci din această regiune Anisianului, pe baza unei faune recoltate de pe Valea Mare dintr-un bloc de calcare dolomitice, citînd formele : *Terebratula* (*Coenothyris*) cf. *vulgaris* S c h l o t h., *T.* (*Coenothyris*) *kittli* B i t t n., *Aulacothyris incurvata* B i t t n., *A. aff. rupicola* B i t t n., *A.* cf. *geyeri* B i t t u., *A. supina* B i t t n., fragmente de crinoizi şi lamelibranhiate prost conservate.

În 1952 R. G i v u l e s c u[3] atribuie rocilor care apar între Lugaş şi Peştiş, vîrsta Cretacic superioară pe baza asemănării faciale a acestora cu depozitele de la Borod.

În 1954 P. C i o r n e i[4] studiind cristalinul munţilor Rez raportează depozitele de pe marginea sudică a acestora, Jurasicului şi Cretacicului.

În 1964 autorii acestei note pun în evidenţă prezenţa Cretacicului superior şi anume a Coniacian-Santonianului şi Campanianului inferior din care descriu o asociaţie de echinoide.

Noi precizări aduc cercetările efectuate în 1964 şi 1965 în urma cărora a putut fi elaborată o schemă stratigrafică detaliată a Triasicului ; a fost identificată de asemenea prezenţa Cretacicului inferior.

Triasic

În cadrul Triasicului se recunosc şase formaţiuni, corelabile cu cele identificate pe teritoriul Pădurii Craiului şi anume : 1, gresii cuarţitice şi şisturi argilo-nisipoase roşii sau verzi (10 m grosime), dispuse în baza seriei ; 2, dolomite masive (30—120 m grosime) ; 3, calcare în lespezi în parte vermiculate, de culoare cenuşie deschisă (20—50 m grosime) ; 4, şisturi marnoase cenuşii-verzui (oliv), cu intercalaţii de calcare lumaşelice în plăci şi de marnocalcare (maximum 10 m grosime) ; 5, calcare cenuşii, în bancuri cu „accidente" dolomitice şi dolomite cenuşii (5—100 m) ; 6, calcare albe marmoreene (>50 m).

Gresiile cuarţitice şi şisturile argilo-nisipoase roşii sau verzui apar pe valea Loranta, valea Frunţii, valea Peştişului şi valea Morilor, contactul dintre aceste roci şi şisturile cristaline este cel mai adesea de natură tectonică.

[3]) R. G i v u l e s c u. Raport geologic asupra cercetărilor geologice efectuate în problema XVIII în vara anului 1952. Arh. Com. Stat Geol.

[4]) P. C i o r n e i. Raport asupra şisturilor cristaline din partea centrală şi vestică a munţilor Rez. 1954. Arh. Com. Stat Geol.

Institutul Geologic al României

Prin aspectul lor rocile menţionate sînt asemănătoare cu depozitele atribuite Seisianului în alte sectoare[5].

Dolomitele masive au dezvoltarea cea mai mare, ocupînd suprafeţe importante pe valea Loranta, valea Frunţii şi valea Morilor. Dolomitele au un aspect brecios şi sînt de culoare cenuşie cu nuanţe spre gălbui sau negricios.

Calcarele în lespezi se dispun în continuitate de sedimentare peste dolomitele masive fiind legate de acestea printr-o trecere litologică, gradată. Ele au o dezvoltare mai redusă decît orizontul anterior şi apar pe Valea Mare, valea Frunţii, valea Morilor şi valea Gepişului, sînt cenuşii uneori mai deschise la culoare, stratificate în lespezi (5—15 cm grosime) cu vermiculaţii şi învelişuri marnoase neregulate pe feţele de stratificaţie, care dau rocii un aspect nodular. În cadrul munţilor Pădurea Craiului această formaţiune de calcare vermiculate are o dezvoltare mai mare, şi este bituminoasă.

Asupra orizontului şisturilor marnoase cenuşii-verzui prin importanţa stratigrafică pe care o are, vom insista mai mult.

Acesta se dezvoltă aproape în mod continuu deasupra calcarelor în lespezi cu o grosime ce nu depăşeşte 10 m, şi apar bine deschise pe Valea Mare, valea Frunţii şi valea Morilor, fiind reprezentate prin şisturi marnoase cenuşii — verzui, uneori brune, fine, cu intercalaţii subţiri de calcare negricioase lumaşelice şi marnocalcare, din care s-au recoltat formele : *Encrinus* sp. (din grupul *Encrinus liliiformis* L a m.), *Coenothyris* aff. *vulgaris* (S c h l o t h). *Coenothyris* sp., *Aulacothyris incurvata* B i t t n., *Miophoria elegans* D u n k, *Cuspidaria siliqua* B i t t n., *Cassianella* sp., *Chlamys* cf. *asperulatus* B i t t n., *Entolium* sp., *Modiola paronai* B i t t n., precum şi numeroase resturi de oase.

Fauna recoltată de pe Valea Mare de J. N o s z k y J u n. provine probabil din acest orizont.

Secţiunile subţiri executate în calcarele lumaşelice studiate de către D. P a t r u l i u s, arată prezenţa mai multor faciesuri şi anume : 1, microfacies cu prodisoconce; 2, microfacies cu microgasteropode şi algolite microkolite); 3, microfacies cu globochaete, oolite şi fragmente de cochilii de lamelibranhiate, brahiopode şi crinoide.

Orizontul şistos are o dezvoltare mai largă fiind întîlnit şi pe teritoriul Pădurii Craiului şi anume în nucleul anticlinalului Butan[6].

---

[5]) D. P a t r u l i u s. Informaţii verbale.

[6]) D. P a t r u l i u s. Informaţii verbale.

Institutul Geologic al României

Asociația faunistică a acestui orizont cuprinde forme caracteristice în general pentru Anisian și unele specii ca *Aulacothyris incurvata* B i t t n., semnalate numai în Anisianul superior. Este remarcabilă prezența formelor dinarice sudalpine. Orizontul de calcare în bancuri „cu accidente" dolomitice și dolomite are o răspîndire mare, o grosime inegală, aceasta avînd valori foarte variabile (pe distanțe mici se observă grosimi de cîțiva metri sau de peste 100 m). Acest orizont apare pe valea Frunții, valea Morilor și valea Gepișului, dezvoltarea cea mai mare avînd-o în dealul Pietriș. El cuprinde calcare cenușii stratificate în bancuri (20—70 cm grosime) uneori cu un aspect vacuolar și cu „accidente" dolomitice. Calcarele alternează cu dolomite cenușii, care devin predominante la partea superioară a orizontului.

Orizontul calcarelor albe marmoreene, apare pe suprafețe relativ reduse în dealul Pietriș, fiind constituit din calcare albe diagenizate, stratificate în bancuri. Pe suprafețele de alterație prezintă uneori radiole de echinoide și cochilii de lamelibranhiate și gasteropode. Din aceste calcare s-a recoltat forma *Cidaris roemeri* W i s s m a n n, determinată de D. P a t r u l i u s și caracteristică Ladinianului. Menționăm că acest orizont a fost atribuit anterior Norianului.

Din cele prezentate, rezultă că pe marginea sudică a munților Rez, Triasicul este reprezentat într-un facies similar cu cel din munții Pădurea Craiului.

Prezența orizontului șistos fosilifer situat la partea superioară a calcarelor în lespezi de vîrstă anisiană, precum și prezența formei *Cidaris roemeri* W i s s m a n n, în calcarele albe marmoreene, face posibilă datarea orizonturilor descrise, astfel :

Orizontul gresiilor cuarțitice și al șisturilor argiloase din bază ar reveni Seisianului ;

Dolomitele masive și calcarele în lespezi — Campilian — Anisianului ;

Orizontul șistos — Anisianului superior ;

Orizontul calcarelor cenușii în bancuri și dolomitele cenușii, precum și orizontul calcarelor albe marmoreene — Ladinianului.

Aceste concluzii concordă cu observațiile făcute de M. B l e a h u în Bihorul central care a semnalat în calcarele albe masive, mai înainte atribuite Norianului, o asociație de specii de *Daonella*, caracteristică pentru Ladi-

Institutul Geologic al României

nian, ca şi cu observaţiile lui D. P a t r u l i u s în Pădurea Craiului, care în aceleaşi calcare albe marmoreene a identificat specia *Diplopora annulata* S c h a f h.

În concluzie, trebuie subliniată grosimea în ansamblu mult mai redusă a depozitelor triasice de pe marginea sudică a munţilor Rez, decît în sud (Pădurea Craiului), ca şi lipsa rocilor bituminoase. Aceste constatări pledează pentru existenţa în apropiere, la nord, a ţărmului mării triasice.

Cretacic

Cretacic inferior. Depozitele Cretacicului inferior reprezentate prin calcare cenuşii, masive, cu pahiodonte, au o dezvoltare redusă în regiune, apărînd doar pe valea Şinteului. În secţiunile subţiri se recunosc numeroase foraminifere mici în special miliolide ca şi rare orbitolinide.

Prezenţa unei specii de *Cuneolina* cu caractere primitive, identificată de D. P a t r u l i u s, pledează pentru vîrsta barremiană a acestor calcare menţionate pentru prima dată în regiune, prezenţa lor conducînd la ideea că atît munţii Rez cît şi munţii Pădurea Craiului, au făcut parte şi în Cretacicul inferior din aceeaşi arie de sedimentare.

Cretacic superior. Depozitele cretacic-superioare au o răspîndire mai redusă faţă de cea figurată cartografic de cercetătorii anteriori, dispunîndu-se transgresiv peste formaţiunile mai vechi.

Din punct de vedere litologic, Cretacicul superior este reprezentat prin roci detritice (conglomerate, gresii) şi calcare recifale caracteristice faciesului de Gosau.

În succesiunile complete, rocile detritice predomină în baza seriei, calcarele recifale avînd o dezvoltare mai importantă la partea superioară.

După cum s-a arătat într-o notă anterioară (M. D i a c o n u, D. I s t o c e s c u, F e l i c i a P o p e s c u, 1964) aceste depozite aparţin Senonianului (Coniacian, Santonian, Campanian inferior) conţinînd asociaţii caracteristice de echinoide.

În afara echinoidelor se mai întîlnesc corali şi lamelibranhiate, fiind în special frecvente fragmente de cochilii de inocerami.

Terenurile mezozoice sînt acoperite transgresiv de formaţiuni neogene, începînd cu depozite sarmaţiene.

Prin urmare depozitele mezozoice din regiune aparţin ciclurilor de sedimentare Triasic şi Cretacic, Jurasicul lipsind complet.

Institutul Geologic al României

Triasicul alcătuieşte un sistem de boltiri largi, care spre nord de cristalinul munţilor Rez, este slab încălecat şi afectat de numeroase fracturi. Senonianul se dipsune discordant în mai multe compartimente separate prin falii.

Sistemul de fracturări ce afectează aceste depozite are o orientare aproximativ NW — SE, fiind situat în general la contactul dintre depozitele mezozoice şi cristalin.

Acest sistem a funcţionat înaintea Cretacicului superior, favorizînd pătrunderea mării senoniene în depresiunile tectonice rezultate.Tectonica rupturală ante-şi post- senoniană este pusă în evidenţă în spre est (la Cetea-Borod) de manifestaţiuni vulcanice.

Pe acelaşi sistem de fracturi, reactivat după Cretacicul superior, s-a instalat bazinul de sedimentare al Borodului.

Privite în ansamblu , depozitele mezozoice din această zonă alcătuiesc flancul nordic al marelui sinclinoriu Rez-Pădurea Craiului, legătura dintre aceste unităţi făcîndu-se în sectorul Bucea.

În regiunea de la nord de Aleşd (valea Şinteului) unitatea munţilor Pădurea Craiului, căreia îi aparţin calcarele barremiene, vine în contact tectonic în profunzime, cu unitatea munţilor Rez.

BIBLIOGRAFIE

Bittner A. (1895) Lamellibranchiaten des alpinen Trias. *Abh. d. K.K.Geol. Reich.* XVIII 1 Wien 1895.

Bittner A. (1902) Brachiopoden und Lamellibranchiate aus dem Trias von Bosnien, Dalmatien und Venetien. Jahr. d.K.K Geol. Reich LII. 1902 Wien 1903.

Diaconu M., Istocescu D., Popescu Felicia (1964) Asupra orizontării depozitelor mesozoice dintre valea Loranta şi valea Peştiş. *D. S. Com. Geol. LII/1.*

Mátyasovszky I. (1882) Bericht über die geologischen Aufnahmen im Bük- und Rezgebirge im Sommer 1882. *Jahrsb. d.k. ung. geol. I.R.A.j.* 1882. Budapest.

Mátyasovszky I. (1884) Bericht über die geologischen Detailaufnahmen am NW Ende des Rezgebirges in der Gegend zwischen Nagy Bárod und Felsö Derna. *Jahrsb. d.k. ung. geol. R.A.F.* 1884. Budapest.

Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DES DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES DU BORD MÉRIDIONAL DES MONTS DE REZ (MONTS APUSENI)

PAR

D. ISTOCESCU, M. DIACONU, FELICIA ISTOCESCU

(Résumé)

Dans les dépôts mésozoïques du bord méridional des Monts de Rez, peu connus jusqu'à présent, les auteurs distinguent six formations du Trias, notamment : grès quartzitiques et schistes argileux verts (Seisien) ; dolomies massives (Campilien) ; calcaires en dalles (Anisien) ; schistes argilo-marneux et calcaires en plaquettes (Anisien supérieur) ; calcaires avec des „accidents" dolomitiques et dolomies grises (Ladinien) ; calcaires marmoréens (Ladinien).

Les calcaires de l'Anisien supérieur comportent une faune relativement riche en brachiopodes, lamellibranches et crinoïdes, tandis que dans les calcaires marmoréens du Ladinien se trouve l'espèce *Cidaris roemeri* W i s s m a n n .

Ainsi, grâce aux données paleontologiques, les auteurs constatent que dans la plupart des cas les limites des formations mentionnées ne correspondent pas avec les limites des étages, et que, les Trias supérieur y fait défaut. Ces remarques confirment celles de M. B l e a h u et D. P a t r u l i u s concernant le massif de Pădurea Craiului (Monts de Bihor).

C'est toujours dans cette zone qu'on a signalé pour la première fois la présence de Crétacé inférieur, représenté par les calcaires urgoniens à pachiodontes, milliolidés et orbitolinidés.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Colonne stratigraphique synthétique du Trias du secteur Aleşd.

Planche II

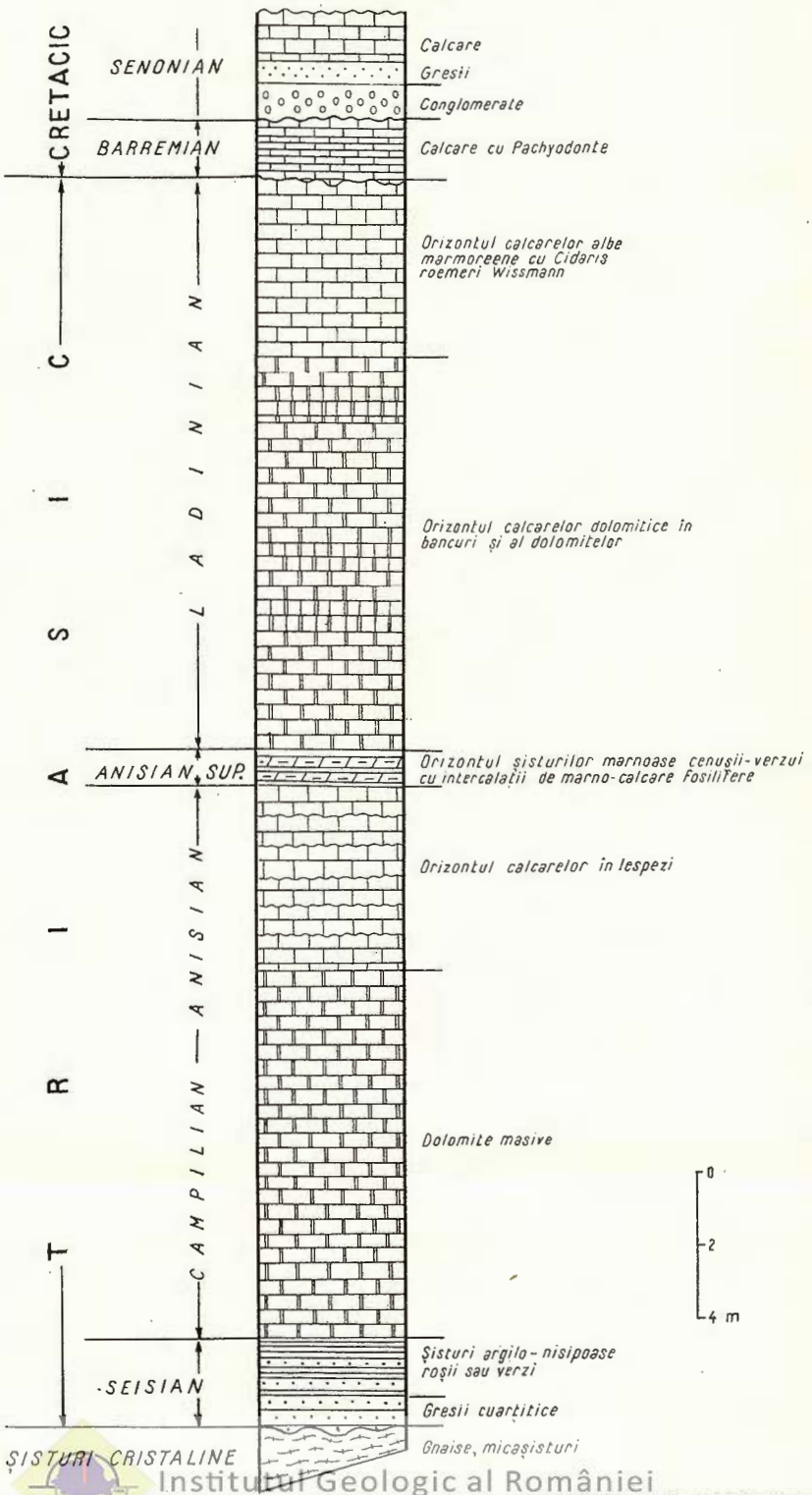
Carte géologique du secteur méridional des Monts de Rez entre les vallées Loranta et Gepiş.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D. ISTOCESCU , M. DIACONU , FELICIA ISTOCESCU

COLOANĂ STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ A TRIASICULUI DIN SECTORUL ALEŞD



Institutul Geologic al României

D. ISTOCESCU , M. DIACONU , FELICIA ISTOCESCU

HARTA GEOLOGICĂ A PĂRŢII SUDICE A M.ŢILOR REZ ÎNTRE V. LORANTA ŞI V. GEPIŞULUI

0 500 1000 m

Loranta

v. Loranta

v. Mare

Culmea Vizinilor

v. Frunții

v. Cal de Bistra

v. Șinteului

v. Peștișului

dl. Husia

dl. Secătura

v. Morilor

vf. Pietriș

Peștiș

Culmea Dumbravei

v. Ticului

v. Demeia

v. Gepișului

v. Steca

LEGENDA

CUATERNAR		1	1.Pornituri 2 Aluviuni, argile cu bohnerz
NEOGEN		2	Depozite detritice sarmaţiene
CRETACIC	SENONIAN	3	Conglomerate, gresii, calcare
	BARREMIAN	4	Calcare cu Pachyodonte
TRIASIC	LADINIAN	5	Calcare albe marmoreene
			Calcare dolomitice si dolomite in bancuri
	ANISIAN – CAMPILIAN	6	Oriz. şistos Calcare in lespezi Dolomite masive
	SEISIAN	7	Gresii cuarţitice şi şisturi argiloase
		8	Şisturi cristaline
		9	T Punct fosilifer
		10	Falie

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI: Dări de seamă vol. LIII/3

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

STRATIGRAFIE

NOTĂ ASUPRA PREZENŢEI FAUNEI TORTONIENE DIN VALEA BURZAŞULUI (REGIUNEA MARAMUREŞ)[1]

DE

MAGDALENA RADU[2])

Abstract

Note on the Presence of the Tortonian Fauna in the Burzaş Valley (Maramureş Region). The Tortonian in the Dumbrăviţa — Celăţele — Cărpiniş area is composed of marls, marly limestones, gritty limestones with a characteristic fauna and gypsums.

Lucrarea de faţă are drept scop menţionarea unei noi zone de apariţie a Tortonianului fosilifer în sectorul sud-estic al bazinului Baia Mare.

În vara anului 1963, efectuînd lucrări de prospecţiune la SE de satul Dumbrăviţa, raionul Şomcuta Mare, am identificat prezenţa unor fosile tortoniene în valea Burzaşului.

Morfologia regiunii este destul de monotonă, elementele dominante constituindu-le dealul Mîndra Vedere şi vîrful Ciocaşului, restul regiunii se caracterizează prin văi largi, în parte colmatate.

Cel care semnalează pentru prima dată prezenţa Tortonianului, pe criterii litologice, în acest sector este M. P a u c ă[3] .

Depozitele tortoniene se dispun transgresiv peste Oligocenul mediu şi superior, suportînd discordant marne şi nisipuri sarmaţiene. Au o grosime de

[1]) Comunicare în şedinţa din 7.III 1966.

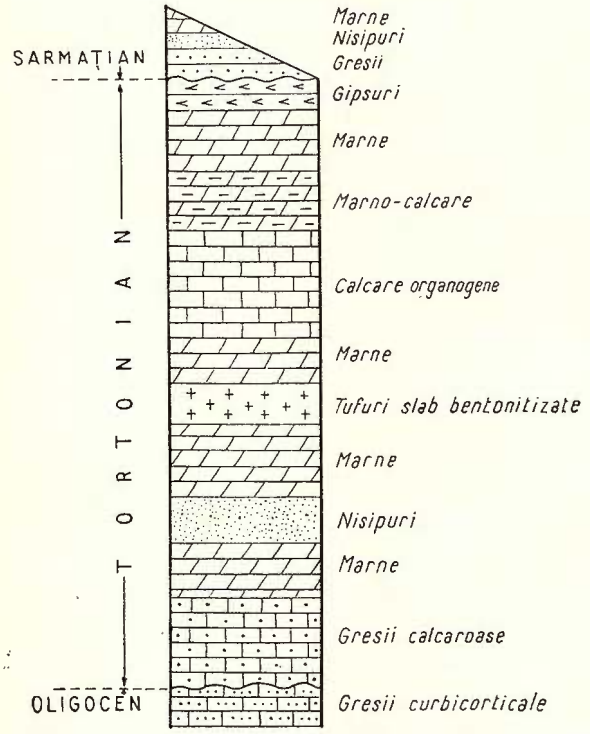
[2]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni Calea Griviţei nr. 64 Bucureşti.

[3]) M. P a u c ă şi colab. Raport geologic pentru cărbuni în bazinul Baia Mare şi împrejurimi 1961. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

cca 200 m şi sînt alcătuite din tufuri, marne, marno-calcare, calcare, gresii calcaroase şi gipsuri.

Tufurile au o granulaţie fină sau mai grosieră, sînt friabile, stratificate în bancuri ce variază de la cîţiva mm la 50—60 cm, şi au o culoare albă,



Coloana stratigrafică a depozitelor tortoniene din valea Burzaşului.

Colonne stratigraphique des dépôts tortoniens de la vallée de Burzaş.

slab cenuşie, sau galbenă-verzuie, fiind foarte uşor alterabile. Analiza microscopică a acestor tufuri, reprezintă nişte roci acide, în care numai lipsa cristalelor de sanidin ar ridica o dificultate în considerarea lor ca provenind dintr-o magmă riolitică, calco-alcalină (Th. Iorgulescu, 1952).

Marnele sînt fine, micacee, uneori tufacee, stratificate în plăci cenuşii-albăstrui pînă la negricioase.

Marno-calcarele sînt fine, compacte, dure, cenuşii-albăstrui, bogate în macro- şi microfaună.

Institutul Geologic al României

La diferite nivele în marne şi tufuri apar sub formă de lentile, calcarele organogene cu *Lithothamnium*, de culoare alb-cenuşie, sau gălbuie.

Gresiile calcaroase sînt grosiere, organogene, uneori tufacee, stratificate în bancuri de 10—20 cm, cu o coloraţie cenuşie-gălbuie.

Gipsul reprezintă ultimul nivel al Tortonianului şi se întîlneşte sub formă de petece, datorită Sarmaţianului, care îl acoperă transgresiv.

Resturile organice, destul de numeroase, au fost înîlnite în marno-calcare, calcare şi gresii calcaroase.

Dintre formele determinate menţionăm : *Lithothamnium* sp., spiculi de Tetractinellidae, *Ditrupa cornea* L i n n é, *Serpula* sp., *Cardita* (*Cardiocardita*) *partschi* G o l d., *Cardium* sp., *Begunia* (*Glans*) *rudista* L a m., *Venus multilamella* La m., *Anadara* sp., *Barbatia* sp., *Pecten* (*Pecten*) *aduncus* E i c h w., *Chlamys* (*Chlamys*) aff. *multistriata* P o l i., *Chlamys lilli scissa* (F a v r e), *Pycnodonta navicularis* B r o n g., *Modiolus* sp., *Pholadomya alpina* M a t h,. *P.* sp., *Cerithium* sp., *Schizaster* sp., *Echinometra miocenica* L o r i o l, *Spatangus* sp.

Această asociaţie faunistică nu a mai fost menţionată pînă în prezent în regiune.

Din lista de faună prezentată mai sus singura formă *Pholadomya alpina* M a t h., este întîlnită şi în stratele de Hida ; dintre celelalte, majoritatea sînt citate în special în Tortonianul superior, la Lăpugiu şi Buituri.

Aspectul litologic al formaţiunii descrise, fauna întîlnită precum şi prezenţa tufurilor, ne fac să atribuim complexului descris vîrsta tortoniană.

BIBLIOGRAFIE

I o r g u l e s c u Th. (1952) Microfauna unor profile prin sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX. Bucureşti.

M a r i n e s c u Fl., M a r i n e s c u J o s e f i n a (1962) Contribuţii la cunoaşterea Paleogenului şi Neogenului din colţul de NW al masivului Preluca. *D. S. Com. Geol.* XLIII. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

NOTE SUR LA PRÉSENCE DE LA FAUNE TORTONIENNE DE LA VALLÉE BURZAŞUL (RÉGION DE MARAMUREŞ)

PAR

MAGDALENA RADU

(Résume)

Dans la région Dumbrăviţa — Cetăţele — Cărpiniş dans la vallée de Burzaş, a été séparée pour la première fois le Tortonien. Il est représenté par des marnes, marno-calcaires, calcaires gréseux a Lamellibranches et gypses.

Dans ces dépôts on a récolté une faune constituée de plus de 20 formes caractéristiques à cet intervalle stratigraphique.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

STRATIGRAFIE

CONTRIBUŢII LA CUNOAŞTEREA CRETACICULUI DE LA CISNĂDIOARA (SIBIU)[1]

DE

MARIA TOCORJESCU, M. GHEORGHIAN, MIHAELA GHEORGHIAN[2])

Abstract

Contributionsto the knowledge of the Cre-taceous, in Cisnădioara (Sibiu). Deposits of Albian-Vraconian, Vraconian, Cenomanian, and Middle-Upper Turonian have been identified in the surroundings of Sibiu at Cisnădioara.

Printre profilele pe care le-am examinat în 1964 în împrejurimile Sibiului în vederea unui studiu micropaleontologic, se numără şi cel de pe valea Rîuşorului în împrejurimile Cisnădioarei, unde pe lîngă depozite miocene apar şi depozite cretacice. Depozitele cretacice de la Cisnădioara sînt cunoscute încă din secolul trecut, fiind citate de Fr. Hauer şi G. Stache (1863) în lucrarea lor asupra geologiei Transilvaniei. Mai tîrziu în 1893 şi în 1897 F. Schrodt atrage atenţia asupra conţinutului în foraminifere a depozitelor miocene de la Cisnădioara, citînd microfaună de la nivelul marnelor cu *Spirialis* (Tortonian superior). A. Koch (1900) în sinteza pe care o face asupra geologiei formaţiunilor terţiare din Transilvania dă şi indicaţii asupra lucrărilor lui F. Schrodt reamintind conţinutul microfaunistic al depozitelor studiate de autorul menţionat.

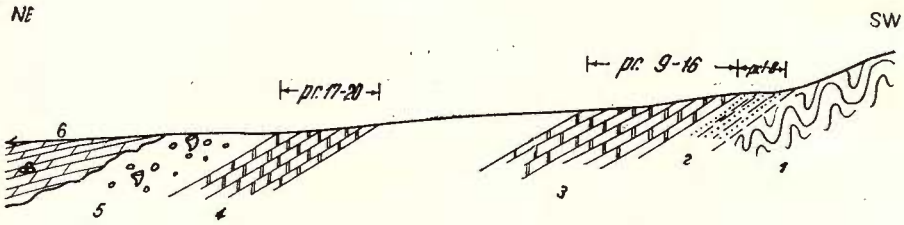
În 1926 A. Franzenau discută într-o notă foraminiferele tortoniene de la Cisnădioara. Mai tîrziu M. Ilie (1954, 1955, 1958) comentea-

[1]) Comunicare în şedinţa din 8 III 1966.

[2]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni. Calea Griviţei nr. 64. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

ză lucrările mai vechi ale lui M. Ackner (1850) şi K. Blanckenhorn (1900), asupra cefalopodelor şi a altor fosile determinate din depozitele atribuite de autorii menţionaţi Cenomanianului. A. Vancea (1960) în studiul Neogenului din Transilvania menţionează Tortonianul de la Cisnădioara bazîndu-se pe o faună de gasteropode şi echinoizi.



Profil pe valea Rîuşorul Cisnădioarei

1, Cristalin; 2, gresii dure Albian – Vraconian; 3, marnocalcare cu cefalopode – Cenomanian; 4, marnocalcare cenuşii fără faună – Turoniau – Coniacian; 5, conglomerate poligene cu rudişti – Santonian?; 6, marnă tufacee albicioasă – Tortonian.

Profil dans la vallée Rîuşorul Cisnădioarei

1, Cristallin; 2, grès durs Albien – Vraconien; 3, marnocalcaires à Céphalopodes – Cénomanien; 4, marnocalcaires gris sans faune – Tourenien – Coniacien; 5, conglomérate polygènes à rudistes – Santonien; 6, marne tuffacée blanchâtre – Tortonieu.

În 1964 studiul geologic al regiunii este reluat de M. Dumitriu şi colaboratorii[3]).

Întrucît, în general, complexele litologice pre-Miocene sînt dure, am colectat din ele un număr restrîns de probe, a căror poziţie se poate urmări pe figura alăturată.

Succesiunea studiată începe cu un pachet constituit din gresii dure de culoare cenuşie-maronie, cu un conţinut ridicat de muscovit, separate prin benzi subţiri de marnă cenuşie. Din marnele intercalate am colectat opt probe.

Primele patru probe (1—4), au un microconţinut alcătuit predominant din radiolari sferici şi discoidali, la care se adaugă cîteva foraminifere planctonice. Asociaţia este următoarea: *Planulia schloenbachi* (Reuss), *Anomalina berthelini* Ten Dam, *Eggerellina mariae* Ten Dam, *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Marsonella oxycona* (Reuss).

[3]) Dumitriu M., Dumitriu Cristina, Cehlarov Aura, Radu Magdalena, Tiutiuca Silvia. Raport geologic în regiunea Sibiu. 1964. Arh. Com. Stat Geol.

Institutul Geologic al României

Formele de mai sus, în afară de radiolari, sînt întîlnite de A. Ten Dam (1950) în Albianul Ţărilor de Jos.

Ţinînd seama de microconţinutul celor patru probe analizate, considerăm că partea inferioară a pachetului aparţine unui interval stratigrafic situat sub nivelul de apariţie al genului *Rotalipora*, adică Albianului superior (*s. s.*).

În aceeaşi deschidere, spre partea ei superioară, apar intercalaţii subţiri de argile, din care au fost colectate probele 5-8. Microconţinutul acestor intercalaţii argiloase este mult mai sărac, radiolarii scad în frecvenţă, apare *Planomalina buxtorfi* şi se întîlnesc unele exemplare care ar putea fi atribuite genului *Rotalipora*.

Apariţia speciei *Planomalina buxtorfi* în microconţinutul acestor probe este importantă deoarece această specie are în literatura de specialitate o răspîndire bine determinată, care poate duce la fixarea vîrstei stratigrafice a depozitelor respective, fără probabilităţi. Ea este descrisă pentru prima dată de R. Gandolfi (1942) din Albianul superior şi Cenomanianul inferior din Elveţia.

Aşa cum arată în 1963 R. Vioti la Colocviul Internaţional de micropaleontologie ţinut la Dakar, *Planomalina buxtorfi* este citată de :

J. Sigal în Albianul superior şi baza Cenomanianului din Algeria ;

J. Flandrin, M. Moullade şi B. Porthault în Albianul superior-Cenomanianul din Franţa ;

A. Loeblich şi H. Tappan în Cenomanianul din Trinidad şi în Albianul superior din Texas ;

M. Reichel în Cenomanianul de la Breggia ;

J. Klaus în Albianul superior-Cenomanianul din Prealpii mediani.

În probele cercetate de noi, *Planomalina buxtorfi* apare însoţită de un singur exemplar de *Rotalipora*, cu testul foarte ros ; determinarea, chiar şi cea generică, nu s-a putut face decît cu probabilitate.

Oricum, acestor patru probe în care apar *Planomalina buxtorfi şi Rotalipora* (?) li se poate conferi vîrsta vraconiană.

Probele următoare (9—16) au fost colectate dintr-un complex constituit din marnocalcare grezoase, micafere, de culoare cenuşie-albicioasă cînd sînt uscate (fig. 2).

Acest complex conţine o faună de cefalopode, lamelibranhiate şi echinoizi, alături de o microfaună destul de săracă, mai cu seamă din punct

Institutul Geologic al României

de vedere cantitativ. Speciile întîlnite nu sînt reprezentate decît prin 1—2 exemplare. Microconţinutul este alcătuit din: *Rotalipora appenninica* (R e n z), *R. evoluta* S i g a l, *R. montsalvensis* M o r n o d, *Praeglobotruncana stephani* (G a n d o l f i), *Schackoina* sp., *Hedbergella brittonensis* L o e b l i c h et T a p p a n, *Anomalina berthelini* T e n D a m, *Eggerinella mariae* T e n D a m, *Planulina schloenbachi* (R e u s s).

Apariţia de data aceasta sigură a speciei *Rotalipora appenninica*, însoţită de celelalte specii de *Rotalipora*, precizează în mod indubitabil vîrsta cenomaniană a depozitelor. Trebuie să specificăm însă că prezenţa speciei *R. montsalvensis* (socotită de A. L o e b l i c h şi H. T a p p a n ca sinonimă cu *R. cushmani*) în proba nr. 16, arată că depunerea acestor marnocalcare a continuat pînă în Cenomanianul superior. În depozitele cenomaniene de pe valea Rîuşorului nu apare totuşi specia *Rotalipora reicheli*, specie pe care M. R e i c h e l o menţionează ca apărînd mai tîrziu decît *R. appenninica* şi prezentînd o frecvenţă foarte ridicată în partea terminală a Cenomanianului superior. Este posibil ca acest nivel cu totul superior, să nu fie deschis pe profilul analizat de noi.

Edificatoare este şi prezenţa cîtorva fragmente de *Schackoina*, gen care a fost descris pentru prima dată de J. S c h a c k o sub numele de *Siderolina*, în depozitele cenomaniene din Germania de nord. *Schackoina* este citată în literatura de specialitate din depozite de aceiaşi vîrstă atît din Europa cît şi din America.

În probele 17—20, colectate dintr-un complex constituit din gresii slab cimentate, de culoare vineţie-negricioasă, micafere, s-a găsit următorul microconţinut: *Praeglobotruncana helvetica* B o l l i, *P. ex.* gr. *P. greenhornensis* (M o r r o w), *Globotruncana lapparenti* B r o t z e n, *G. angusticarinata* G a n d o l f i, *Marsonella oxycona* (R e u s s), *Robulus münsteri* (R o e m e r), *Gümbelina globosa* (E h r e n b e r g).

Prezenţa globotruncanelor bicarenate menţionate mai sus, a speciei *Praeglobotruncana helvetica* şi lipsa genului *Rotalipora* ne duce la o comparaţie cu „zona 7" cu *Praeglobotruncana* delimitată de J. K l a u s s în depozitele de vîrstă turonian-coniaciană din sinclinalul de la Gruyère (Prealpii mediani), permiţîndu-ne să considerăm că probele 17—20 aparţin Turonianului mediu — superior. În sprijinul acestor concluzii vin şi cercetările lui H. B o l l i (1957) care citează specia *P. helvetica*, ca fiind caracteristică Turonianului formaţiunii de Eagle Ford din Trinidad.

Institutul Geologic al României

E. Hanzlikovă (1963) a întîlnit aceeaşi specie în depozitele constituite din conglomeratele şi gresiile conglomeratice de la Úpohlav (Cehoslovacia), atribuite Turonianului mediu-Senonianului inferior.

Suita de depozite de vîrstă cretacică se încheie cu un conglomerat polimictic care printre altele încorporează şi fragmente de rudişti. Acest conglomerat a fost atribuit de M. Ilie (1955) Turonianului.

Judecînd după datele pe care ni le oferă analizele micropaleontologice sîntem totuşi în măsură să precizăm că aceste roci sînt mai tinere decît Turonianul şi considerăm că ele ar putea să aparţină Santonianului. De fapt această părere a fost emisă (fără a dispune de date microfaunistice) şi de I. Atanasiu, dar respinsă de M. Ilie (1955) l. c.

Contactul dintre depozitele cretacice şi cele miocene este acoperit pe valea Rîuşorului Cisnădioarei, care nu deschide decît o suită de marne cenuşii în care am stabilit cu alte ocazii prezenţa biozonei cu *Spiroplectammina carinata*[4, 5]. Acest contact este însă vizibil pe o vîlcea afluentă pe dreapta (fig. 3) unde peste conglomeratele senonian-inferioare stau marne albicioase, albăstrui, cu spărtură aşchioasă în care se poate observa, chiar şi cu ochiul liber o microfaună bogată.

În concluzie analizînd microfauna profilului ridicat de M. Gheorghian şi Mihaela Gheorghian pe valea Rîuşorului Cisnădioarei, Maria Tocorjescu stabileşte că succesiunea stratigrafică cuprinde în bază depozite de vîrstă albian-vraconiană (cu radiolari şi fără *Rotalipora*), vraconiană (cu *Planomalina buxtorfi*), cenomaniană (cu *Rotalipora appenninica* şi *R. montsalvensis*) şi turonian mediu-superioară (cu *Praeglobotruncana helvetica*).

Conglomeratele cu rudişti care stau peste marnele turoniene (eventual şi coniaciene) şi care reprezintă foarte probabil baza unui nou ciclu de sedimentare pot fi considerate ca aparţinînd Santonianului sau unui termen mai nou al Cretacicului superior.

Conglomeratele citate mai sus sînt direct acoperite de marne tufacee tortoniene.

---

[4]) Mihaela Gheorghian, M. Gheorghian. Mariana Iva. Aspecte microfaunistice şi consideraţii paleogeografice privitoare la Tortonianul din împrejurimile Sibiului (bazinul Transilvaniei). 1966 (sub tipar).

[5]) M. Gheorghian, Mihaela Gheorghian. Raport micropaleontologic (1964). Arh. Com. Stat Geol.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Ackner M. (1850) Siebenbürgische Petrefakten seiner Sammlung. *Verh. Mitt. siebenb. Ver. Naturw.*, I, p. 150—162, 171—175, Sibiu.

Blanckenhorn K. (1900) Studien in der Kreideformation im südlichen und westlichen Siebenbürgen. *Z. dtsch. geol. Ges.*, 52, Berlin.

Bolli H. (1944) Stratigraphie der Helvetischen Oberkreide. *Ecl. geol. helv.*, XXXVI, Lausanne.

Bolli H. (1951) The genus Globotruncana in Trinidad. *J. Pal.*, XXV/1 Menasha, Wis.

Dam Ten A. (1950) Les foraminifères de l'Albien des Pays-Bas.- *Mém. Soc. géol. Franc.*, N. Ser., XXIX/4, mém. 63, 66 p., pl. VIII—XI. Paris.

Franzenau A. (1962) Die Foraminiferen aus dem nächst Urháza, unter den Leithakalk liegenden Tone. *Földt. Kölzl.*, LXV, p. 243, Budapest.

Gandolfi R. (1955) The genus Globotruncana in Northeastern Columbia. *Bull. Am. Pal.*, XXXVI, N. 155. New York.

Hagn H., Zeil W. (1954) Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. *Ecl. geol. helv.*, XLVII, N. 1, Lausanne.

Hanzlíková E. (1963) Globotruncana helvetica posthelvetica n. ssp from the Carpathian Cretaceous. *Vestnik UUG.*, XXXVIII/5, p. 325—328. Praga.

Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. 636 p., Wien.

Ilie M. D. (1954) Cercetări geologice în regiunea Sebeş, Sibiu, Avrig. *D.S.Com. Geol.*, XXXVIII, p. 61—169, Bucureşti.

Ilie M. D. (1955) Bazinul Transilvaniei. Cercetări geologice în regiunea Alba Iulia-Sibiu-Făgăraş-Rupea. *An. Com. Geol.* XXVIII, p. 251—366, 19 f. Bucureşti.

Ilie M. D. (1958) Podişul Transilvaniei .(Ed. Ştiinţifică), 260 p., 53 f., Bucureşti.

Klaus J. (1959) Le „Complexe schisteux intermédiare" dans le synclinal de la Gruyère (Prealpes mediannes). Stratigraphie et micropaléontologie, avec l'étude speciale des Globotruncanides de l'Albien, du Cénomanien et du Touronien. *Ecl. geol. helv.*, LII/2, Lausanne.

Klaus J. (1960) La repartition stratigraphique des Globotruncanides au Touronien et au Coniacien. *Ecl. geol. helv.* LIII/2, Lausanne.

Klaus J. (1960) Rotalipores et Thalmannienelles d'un niveau des Couches rouges de l'anticlinal d'Aii. *Ecl. geol. helv.* LIII/2. Lausanne.

Klaus J. (1960) Sur quelques Globorotalia isolées dans les Couches rouges des Préalpes Médiannes. *Ecl. geol. helv.*, LIII/2, Lausanne.

Koch A. (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. *Mitt. J. k. ung. geol. A.* 366 p. Budapest.

Ksiazkiewicz M. (1956) The Juraisc and Cretaceous of Bachowice. *An. Soc. Geol. Pol.*, XXIV/2—3. Warşovia.

Ksiazkiewicz M. (1958) On the Turonian in the Pieniny Klippes Belt. *Bull. Ak. Sc.*, Pol. VI/8, Warşovia.

Loeblich A., Tappan H. (1961) Cretaceous planctonic foraminifera. Part I Cenomanian. *Micropaleontology*, 7/3, p. 257—304, pl. 1—8, New York.

Institutul Geologic al României

Popescu Gr. (1958) Contribuţii la stratigrafia flişului cretacic dintre valea Prahovei şi valea Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajenului. *Stud. Cerc. Geol.* III/3—4 p. 159—199, Bucureşti.

Reichel M. (1950) Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin). *Ecl. geol. helv.* XLII/2, Lausanne.

Said R., Keraw A. (1957) Foraminifera from the Turonian Rocks of Abn-Rossh. Egipt. *C.C.F.F.R.*, VIII/2,

Schrodt F. (1893) Die Foraminiferenfauna des Miocänen Molassen—sandsteine von Michlesberg (Cisnădioara) uneit Hermannstadt. *Ber. Senckenberg. Naturf. Ges.* p. 155. Frankfurt. a./M.

Sigal J. (1952) Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé, *19-e Congr. Geol. Intern. Monogr. region.* Algérie 26. Alger.

Sigal J. (1956) À propos de Globotruncana helvetica Bolli. *C. R. somm. Soc. Géol. France* (6-e sér.), Paris.

Tocorjescu M. (1963) Studiul micropaleontologic al depozitelor succesiunii Cretacic superior — Paleogen de pe valea Mitoii — Regiunea Lăicăi. *Assoc. Geol. Carp.-Balk. Congr.* V, III/2 p. 257—293. Bucureşti.

Vancea A. (1960) Neogenul din bazinul Transilvaniei. (Ed. Acad. R.P.R.). Bucureşti.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DU CRÉTACÉ DE CISNĂDIOARA (SIBIU)

PAR

MARIA TOCORJESCU, M. GHEORGHIAN, MIHAELA GHEORGHIAN

(Résumé)

Les analyses micropaléontologiques de vingt échantillons récoltés dans les dépôts crétacés de Cisnădioara (Sibiu) ont démontré que la sédimentation y a débuté par les dépôts marins d'âge Albien-Vraconien, dans lesquels apparaissent des Radiolaires (sans *Rotalipora*) et qu'elle s'est poursuivie pendant le Vraconien par des sédiments qui comportent *Planomalina buxtorfi*. Plus haut, le profil comprend des formations d'âge cénomanien à *Rotalipora montsalvensis*.

Les derniers échantillons qui ont été récoltés dans des dépôts du Turonien moyen-Coniacen renferment une association à *Praeglobotruncana helvetica*. Les conglomérats par lesquels le cycle secondaire s'achève dans la région comportent des rudistes. Les conclusions concernant les dépôts sous-jacents suggèrent pour ceux-ci un âge santonien.

Institutul Geologic al României

Dans les environs de Cisnădioara les formations crétacées sont surmontées par des dépôts d'âge tortonien dans lesquels on a déterminé une microfaune abondante caractéristique.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

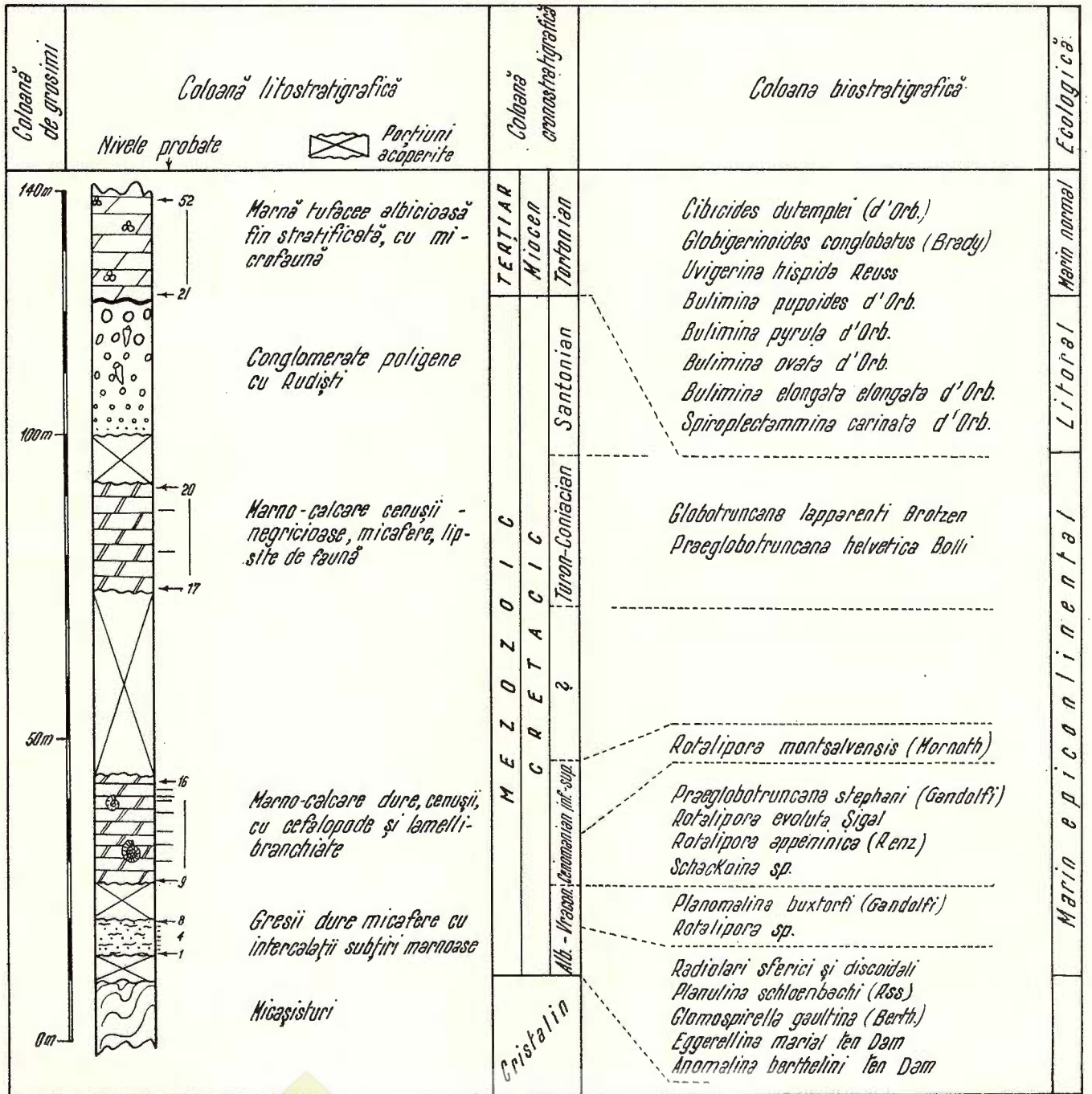
Coloane lito-bio-crono-stratigrafice pe valea Rîușorul Cisnădioarei.
Colonnes litho-bio-chrono-stratigraphiques dans la vallée Rîușorul Cisnădioarei.

Institutul Geologic al României

M. TOCORJESCU, M. GHEORGHIAN, M. D. GHEORGHIAN

PROFILUL VĂII RÎUȘORUL CISNĂDIOAREI
(Cretacicul și limita cu miocenul)

M. Tocorjescu, M. Gheorghian, M.D. Gheorghian : Microfauna cretacica de la Cisnădioara (Sibiu)



Institutul Geologic al României

Imprim. atel. Inst. Geol.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

SEDIMENTOLOGIE

SISTEME DE PALEOCURENŢI ÎN FLIŞUL CURBICORTICAL DIN BAZINUL VĂII BISTRIŢEI; O DISCUŢIE DESPRE CURENŢI LONGITUDINALI ŞI CURENŢI TRANSVERSALI[1]

DE

N. GH. MIHĂILESCU[2], L. R. CONTESCU[3]

Abstract

Paleocurrent Systems in the Convolute-Bedded Flysch from the Bistriţa Valley; a Discussion about Longitudinal and Transversal Currents. Two types of sandstones were distinguished in the convolute-bedded flysch sequence: a convolute-laminated and fine-grained one (quartzose arenite) and a thick-bedded, coarse, non-laminated type (sublabile arenite). The orientation of their sole-markings is also different: transversal for the fine and convolute-laminated arenites, longitudinal for the coarse and thick-bedded ones. The association of a definite direction of sole-marks with a special kind of sandstone proves that the rockforming material was transported and deposited by two different systems of paleocurrents, which acted independently. The source area for the convoluted sandstones was represented either by an intrageosynclinal ridge, or by the central crystalline core of the Eastern Carpathians. The Pannonian-Transylvanian central massif provided the material which built up the coarse, non-laminated arenites.

Introducere

Nota de faţă, prezentînd rezultatele măsurătorilor de direcţii de curent executate în complexele apţian-albian-vraconiene din unitatea flişului curbicortical (sectorul median al Carpaţilor Orientali), pune în discuţie

[1] Comunicare în şedinţa din martie 1966.

[2] Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni a Comitetului de Stat al Geologiei, Şos. Kiseleff nr. 2, Bucureşti.

[3] Institutul de Geologie şi Geografie al Academiei R.S. România, Str. Dr. Burghelea nr 1, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

originea şi rolul curenţilor longitudinali şi a celor transversali în formarea seriilor de fliş cercetate.

Denumirea de „serie curbicorticală", a fost introdusă în literatura geologică în anul 1949 de I. B ă n c i l ă (1958) pentru a desemna un complex de fliş de vîrstă albiană din bazinul Trotuşului, complex care pînă atunci fusese înglobat în depozitele apţiene („orizontul marnos" — G. M a c o v e i, I. A t a n a s i u, 1926)[4]. Ulterior s-a constatat că seria curbicorticală se extinde de-a lungul întregului segment moldav al Carpaţilor Orientali. În sectorul de curbură, cercetările lui G r. P o p e s c u (1958) au condus la separarea seriei de Teleajen, fliş albian-vraconian întrutotul asemănător seriei curbicorticale. În prezent se poate vorbi de existenţa unei importante zone de facies, cea a flişului curbicortical, care se întinde între valea Prahovei şi frontiera cu U. R. S. S.

S-a constatat că flişul curbicortical ia parte la alcătuirea unei însemnate unităţi tectonice, a cărei denumire variază de la autor la autor[5]. Din punct de vedere litologic şi stratigrafic, în cadrul aceleiaşi unităţi se pot separa, în afara seriei curbicorticale propriu-zise, şi alte complexe mai noi. Un prim complex ar fi acela al gresiilor de Cotumba (de Sita-Tătaru) care suportă, la rîndul lui, o serie predominant lutitică cu marne şi argile vărgate. Gresiile de Cotumba au fost atribuite Vraconianului (şi eventual Albianului superior), iar seria vărgată Cretacicului superior (I. B ă n c i l ă, 1958, G r. P o p e s c u 1958, J a n a S ă n d u l e s c u, 1965).

Dar atît structura, cît şi succesiunea stratigrafică a depozitelor unităţii flişului curbicortical s-au dovedit a fi mult mai complicate. Separarea unui fliş şistos superior (Ghidul excursiilor — Carpaţii Orientali, 1961, M. G. F i l i p e s c u, J a n a S ă n d u l e s c u, 1963, M. S ă n d u l e s c u, 1964) situat peste gresiile de Cotumba, găsirea unor amoniţi apţieni în seria curbicorticală (J a n a S ă n d u l e s c u, 1965), identificarea şi separarea şisturilor negre şi a stratelor de Toroclej[6] în baza aceleiaşi serii (M. S ă n d u l e s c u, J a n a S ă n d u l e s c u, 1965) au completat coloana litostratigrafică a unităţii flişului curbicortical. În plus, cartările de detaliu au arătat că este greu să se vorbească de orizonturi constante de o anumită vîrstă în cuprin-

[4] Pentru această serie, I. B ă n c i l ă a mai folosit şi denumirea de strate de Palanca, denumire care însă nu a căpătat decît o răspîndire limitată în literatura geologică.

[5] Unitatea est-internă (I. B ă n c i l ă, 1958), pînza internă inferioară (M. G. F i l i p e s c u, 1955), unitatea flişului curbicortical (I. D u m i t r e s c u et al., 1962).

[6] J. G h e r m a n, M. S o l c a n u. Raport geologic privind regiunea Bicaz-Dămuc. 1959. Arh. Intr. Prosp. Geol.-Geofiz., M. I. P. Ch.

Institutul Geologic al României

sul depozitelor de fliş ale acestei unităţi (J a n a S ă n d u l e s c u, 1965). Astfel, gresiile în strate groase alcătuiesc mai multe nivele, separate de un fliş curbicortical obişnuit. Flişul şistos superior cuprinde adesea intercalaţii de argile roşii şi verzi[7], iar spre sud, în regiunea de curbură, el pare a fi înlocuit, în parte cel puţin, de seria de Dumbrăvioara (Vraconian — Cenomanian) (G r. P o p e s c u, 1954).

În ceea ce priveşte variaţia pe direcţie a complexului grezos, se ştie că în regiunea de curbură se pot separa numai un fliş curbicortical inferior şi o serie de gresii masive ocupînd o poziţie superioară. În munţii Ciucului apare flişul curbicortical superior, iar seria grezoasă se dedublează, întrucît în interiorul flişului şistos superior se individualizează un pachet de gresii de tip Cotumba (gresia de Ciugheş)[8]. Mai spre N, în bazinul Bistriţei, aproape că nu mai este posibilă separarea unui nivel predominant grezos : complexul cu arenite în strate groase se „destramă" de multe ori în trei sau chiar patru pachete de grosime şi extindere variabilă.

Rezultă din cele de mai sus că spre N complexul grezos este înlocuit treptat de un fliş cu gresii curbicorticale[9] şi că deci, dezvoltarea maximă a gresiilor de Cotumba se găseşte în sectorul de curbură.

În sfîrşit, se poate observa că tipul de gresie cu laminaţie convolută apare întotdeauna intercalat în complexul de gresii de Cotumba, după cum arenite de tip Cotumba se asociază, sub forma unor strate mai subţiri, cu flişul curbicortical tipic. Inseamnă că, în fond, în toată seria flişului albian-vraconian se individualizează două tipuri de gresii, din care unul predomină la un anumit nivel, „estompînd" pe celălalt. Se pune întrebarea cărui fapt se datoresc deosebirile litologice şi stratonomice dintre cele două feluri de arenite. Am considerat că măsurarea orientării mecanoglifelor de curent, împreună cu un studiu petrografic comparativ al ambelor tipuri de gresii (curbicorticale şi de Cotumba) ar putea aduce lămuriri în această problemă.

În anii trecuţi, M. Ş t e f ă n e s c u şi A. B u t a c au executat astfel de măsurători în seria de Teleajen, între valea Prahovei şi valea Covasnei[10]. Din păcate, rezultatele obţinute de ei nu au fost încă comunicate. Mai la nord însă, în Carpaţii Moldovei, nu existau nici un fel de date sedimentologice

[7] M. S ă n d u l e s c u, J a n a S ă n d u l e s c u . Studiul flişului cretacic din partea centrală a Carpaţilor Orientali. 1965. Arh. Com. Stat Geol.

[8] M. S ă n d u l e s c u. Studii, cartări şi revizuiri pe foaia Ghimeş-Făget, scara 1 :100. 000. 1962. Arh. Com. Stat Geol.

[9] M. S ă n d u l e s c u, J a n a S ă n d u l e s c u. Op. cit.

[10] M. Ş t e f ă n e s c u, A. B u t a c. Informaţie verbală.

Institutul Geologic al României

asupra flișului curbicortical. De aceea am considerat că o cercetare a acestui fliș în bazinul Bistriței, pe un teritoriu cuprins între valea Brateșului(afluent al văii Tarcăului) la S și Valea Largului (afluent al văii Bistriței) la N este necesară[11].

Au fost măsurate orientări ale mecanoglifelor în cele trei complexe albian-vraconiene : flișul curbicortical inferior, gresiile de Cotumba și flișul curbicortical superior (în măsura în care s-a putut recunoaște individualizarea acestor complexe).

De asemenea între valea Brateșului și valea Bicazului s-au măsurat și direcțiile mecanoglifelor din stratele de Toroclej (Barremian-Apțian) și din șisturile negre (Hauterivian?) aparținînd unității flișului curbicortical și care constituie baza acestui fliș (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1965 ; L. Contescu, 1968). Au fost măsurate și cîteva direcții de curent informative în orizontul șistos și în cel al gresiilor glauconitice (Albian superior) din unitatea șisturilor negre pentru a vedea dacă orientările mecanoglifelor din șisturile negre aparținînd celor două pînze adiacente sînt asemănătoare.

Cunoscînd că, în anumite cazuri, există o corelație directă între grosimea stratelor și direcția mecanoglifelor (D. Jipa, 1967), am avut în vedere ca, o dată cu măsurarea orientării urmelor de curent de pe un anumit strat, să-i notăm și grosimea. De asemenea am luat în considerație și natura petrografică a gresiei pe fața căreia s-au măsurat direcțiile de curent. Înainte de a discuta orientarea paleocurenților și semnificațiile sedimentogenetice pe care le implică, considerăm că sînt necesare cîteva date asupra caracterelor stratonomice și petrografice ale arenitelor ce iau parte la alcătuirea complexelor litologice cuprinse în unitatea flișului curbicortical.

Caracterele stratonomice ale complexului flișului curbicortical

Așa cum am menționat, în cuprinsul flișului curbicortical se individualizează două tipuri de arenite avînd caractere litologice și stratonomice diferite.

A) Un prim tip este reprezentat de gresiile cu laminație convolută (curbicorticale). Laminația paralelă și cea oblică sînt mai rar reprezentate.

[11] Flișul curbicortical din jumătatea nordică a teritoriului menționat a fost cercetat în detaliu în ultimii ani (regiunea fiind încă subiect de studiu) de către Gr. Alexandrescu, P. Șoigan (1963, 1968).

Institutul Geologic al României

În numeroase cazuri există doar convoluţii care apar cam de la a doua treime a grosimii stratului către partea lui superioară. Uneori întregul strat apare constituit din lamine ondulate, iar alteori acestea sînt asociate cu lamine oblice. În secţiune transversală convoluţiile nu arată un aspect prea contorsionat şi prea complicat. De cele mai multe ori nu se poate remarca o înclinare constantă a planului axial al microcutelor.

Pe faţa superioară a stratelor de gresii curbicorticale apar destul de frecvent conuri şi adînciturі ce reprezintă urmele, în plan orizontal, ale convoluţiilor (S t. D z u l y n s k i, A. J. S m i t h, 1963).

Granoclasarea este foarte rar observabilă cu ochiul liber din cauza fineţei şi omogenităţii granulelor.

Mecanoglifele de curent apar destul de frecvent pe faţa inferioară a gresiilor. Majoritatea lor sînt mulaje ale urmelor de eroziune (scour-marks), de tip flute-casts. Urmele de dragare, rezultat al acţiunii diverselor obiecte asupra fundului mîlos (tool-marks) sînt rare (în proporţie de 1 la 4 faţă de mecanoglifele de eroziune).

Grosimea gresiilor curbicorticale oscilează în jurul unei medii de 10—20 cm. Arenitele mai subţiri (sub 2 cm) sau mai groase (peste 30 cm) sînt rare (fig. 1).

B) Gresiile de tip Cotumba se caracterizează prin raritatea texturilor interne (granoclasare şi laminaţie de orice fel). Laminaţia convolută este cu totul excepţională, ea fiind observată numai la cîteva strate relativ subţiri (5—15 cm). Granoclasarea este de obicei numai parţială, afectînd în special baza stratului.

Spre deosebire de gresiile curbicorticale, la gresiile de tip Cotumba mecanoglifele se întîlnesc mai rar şi sînt mai ales de tipul celor rezultate de pe urma umplerii urmelor formate de deplasarea obiectelor. Proporţional, mecanoglifele de dragare sînt în raport de 2 la 1 faţă de cele de eroziune. Cele mai frecvente sînt urmele de tip groove-cast, întîlnindu-se şi mecanoglife de tip prod-cast, şi brush-cast.

Grosimea medie a stratelor de gresii de Cotumba (40—60 cm) este superioară grosimii medii a gresiilor curbicorticale. În multe cazuri însă se întîlnesc şi grosimi de strat de 1 m şi chiar mai mult, dar există şi gresii de Cotumba subţiri (5—20 cm), mai ales ca strate intercalate în jumătatea inferioară a succesiunii, acolo unde predomină arenitele cu laminaţie convolută.

Institutul Geologic al României

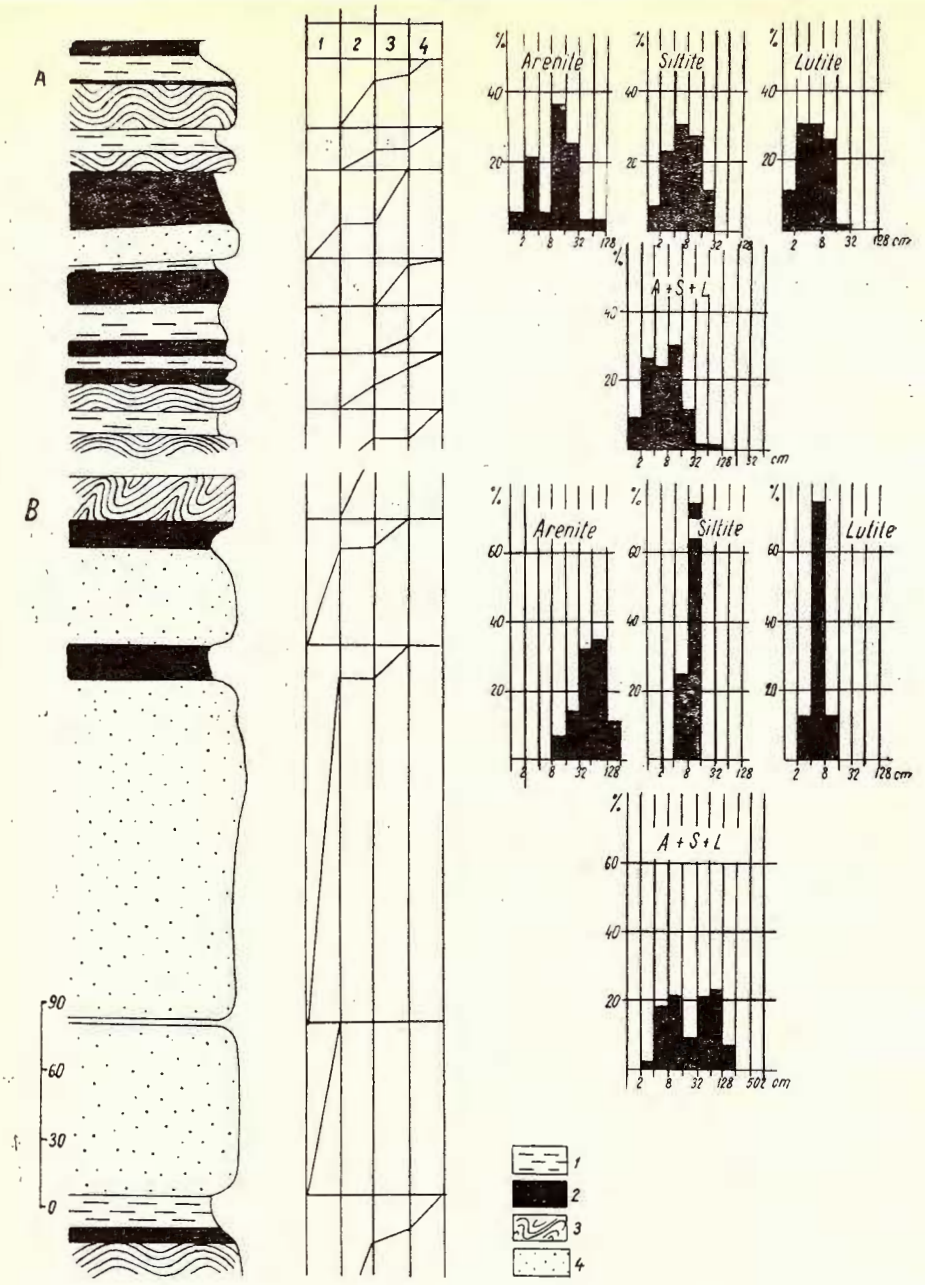


Fig. 1. — Reprezentarea grafică (coloane litologice, ritmograme, histograme) a trăsăturilor stratonomice din: A) seria de gresii cu laminaţie ondulată (seria curbicorticală) şi B) seria gresiilor de Cotumba. 1, lutite (şisturi cenuşii); 2, siltite; 3, gresii cu laminaţie ondulată (arenite); 4, gresii de tip Cotumba (arenite).

Représentation graphique (colonnes lithologiques, rythmogrammes, histogrammes) des traits stratonomiques de: A) la série des grès à lamination ondulée (série curbicorticale) et B) la série des grès de Cotumba. 1, lutites (schistes cendrés); 2, siltites; 3, grès à lamination ondulée (arénites); 4, grés de type Cotumba (arénites).

Institutul Geologic al României

Pe măsură ce se trece spre partea superioară a flişului curbicortical, frecvenţa gresiilor convolute scade, pe cînd stratele de gresii de Cotumba se îndesesc şi, în acelaşi timp, devin mai groase.

O analiză statistică sumară a caracterelor stratonomice ale seriei curbicorticale ne arată următoarele :

1. Cele două tipuri de gresii (cu aspecte stratonomice diferite) nu sînt cantonate strict într-un anumit nivel stratigrafic. Luînd în consideraţie aspectul general al diferitelor orizonturi, chiar acolo unde stratele groase nu apar, tipul (litologic) gresiei de Cotumba nu lipseşte, el apare însă sub formă de strate subţiri.

2. Ritmul secvenţelor este ternar sau binar (fig. 1). Primul tip se întîlneşte mai ales în secvenţele cu gresii curbicorticale. Nu întotdeauna ritmurile sînt complete. În seria curbicorticală se poate întîmpla ca termenul arenitic al ritmului să lipsească, ritmul fiind format numai din siltite şi lutite. În seriile în care predomină gresiile în strate groase (de tip Cotumba), stratele lutitice sînt rare. Bancurile de arenite sînt separate de intercalaţii subţiri de siltite sau de diasteme.

3. De cele mai multe ori, trecerea de la arenite la siltite este continuă, ceea ce ne face să le considerăm pe acestea din urmă ca făcînd parte din fracţiunea resedimentată.

4. Ordonînd grosimea stratelor în raport cu azimutul direcţiei curenţilor ce le-au depus (fig. 2) şi prelucrînd această diagramă după metoda lui B. M. J e k h o w s k y (1964) (transformînd-o într-o diagramă cu suprafeţe de egală densitate) obţinem o imagine foarte clară a relaţiilor ce există între cei doi parametri (fig. 3). Se poate observa cum curenţii longitudinali au depus atît strate groase cît şi strate subţiri, pe cînd curenţii transversali au depus numai strate subţiri.

Petrografia arenitelor

În compoziţia mineralogică a celor două tipuri de arenite (descrise mai sus din punct de vedere stratonomic) intră : cuarţul, feldspatul, muscovitul, biotitul, cloritul, sericitul, fragmentele de roci (mai ales cuarţite şi calcare)[12].

Proiecţia principalilor componenţi mineralogici (fig. 4) în diagrame triangulare încadrează arenitele din seria gresiilor de Cotumba în categoria

[12] Analizele au fost efectuate în laboratorul de mineralogie-petrografie al Întreprinderii Geologice de Prospecţiuni.

Institutul Geologic al României

„arenite sublabile", iar pe cele din gresiile curbicorticale în categoria „arenite cuarțoase" (K. A. W. C r o o k, 1959).

Din punct de vedere granulometric, cele două categorii de arenite sînt complet deosebite. Arenitele de Cotumba sînt formate în majoritate din

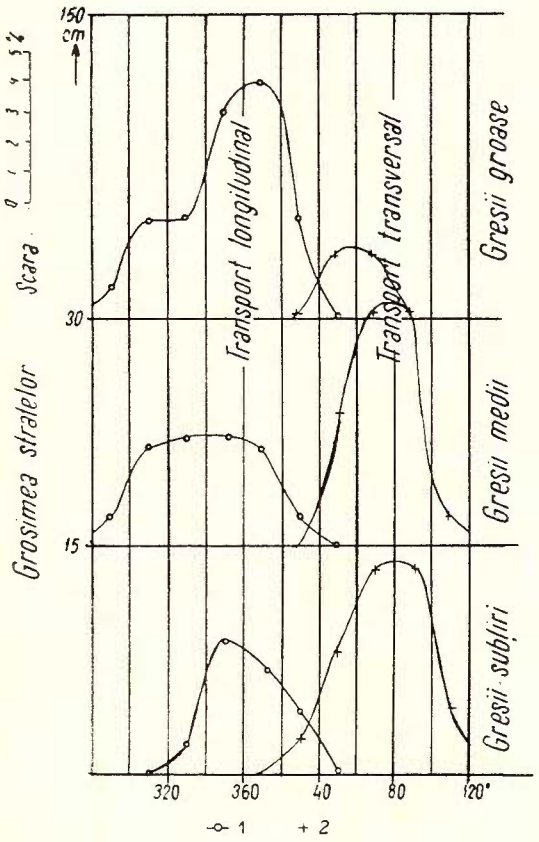


Fig. 2. — Diagramă arătînd relațiile dintre grosimea stratelor arenitice și orientarea sistemelor de palcocurenți.

Diagramme montrant les relations entre l'épaisseur des couches arénitiques et l'orientation des systèmes de paléocourants.

granule de cuarț cu dimensiunile 1,07—1,42 mm, pe cînd dimensiunile detritusului seriei curbicorticale sînt în jur de 0,15—0,25 mm. În ceea ce privește compoziția mineralogică, deosebirile dintre cele două tipuri de arenite sînt următoarele :

Granulele de feldspat ale arenitelor din seria curbicorticală au un aspect foarte proaspăt în comparație cu cele din seria gresiilor de Cotumba ;

Institutul Geologic al României

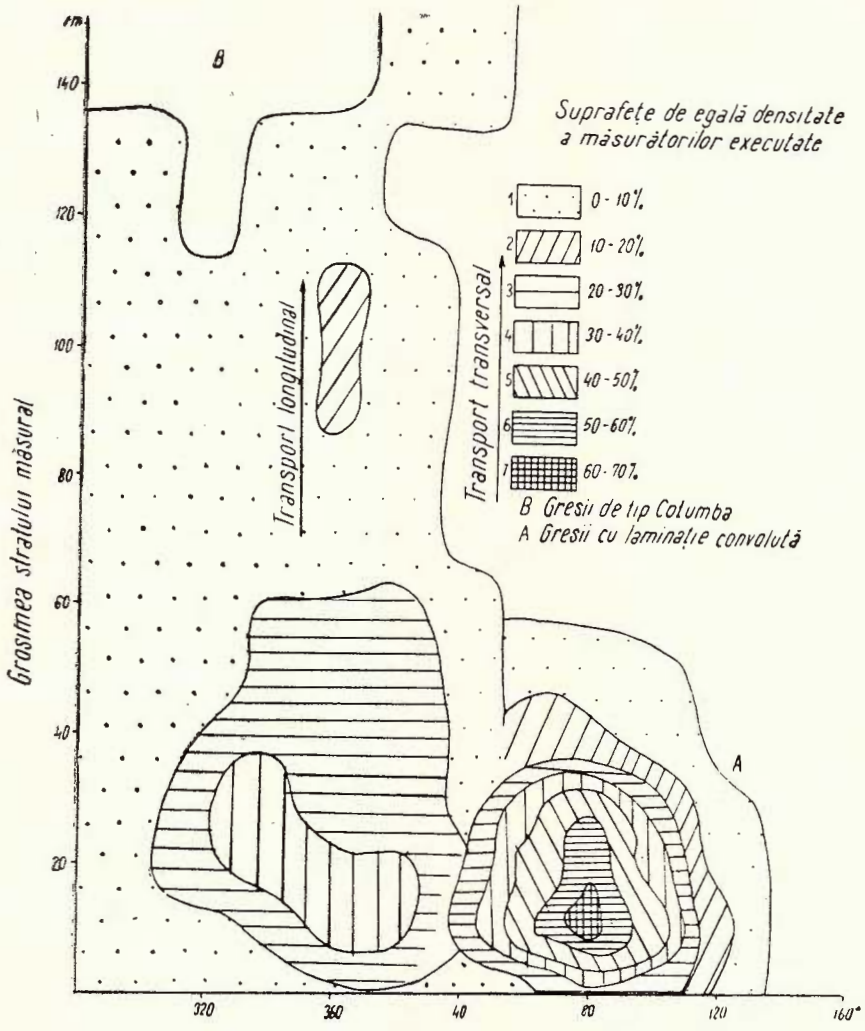


Fig. 3. — Diagramă de dispersiune (după J e k h o w s k y) reprezentînd raportul dintre grosimea stratelor arenitice și direcția curenților care le-au depus.

A = gresii cu laminație convolută; B = gresii de tip Columba.

Diagramme de dispersion (d'après J e k h o w s k y) représentant le rapport entre l'épaisseur des couches arénitiques et la direction des courants qui les ont généré.

A = grès à lamination ondulée; B = grès de type Columba.

Institutul Geologic al României

Biotitul apare într-o cantitate destul de mare în gresiile curbicorticale (8%), comparativ cu cantitatea de biotit (4%) din gresiile de Cotumba;

Cantitatea de fragmente de roci (cuarțite + calcare) este foarte mică în gresiile curbicorticale;

Mineralele accesorii sînt în cantitate mult mai redusă în gresiile seriei curbicorticale (cca 0,37%) comparativ cu cele din gresia de Cotumba (cca

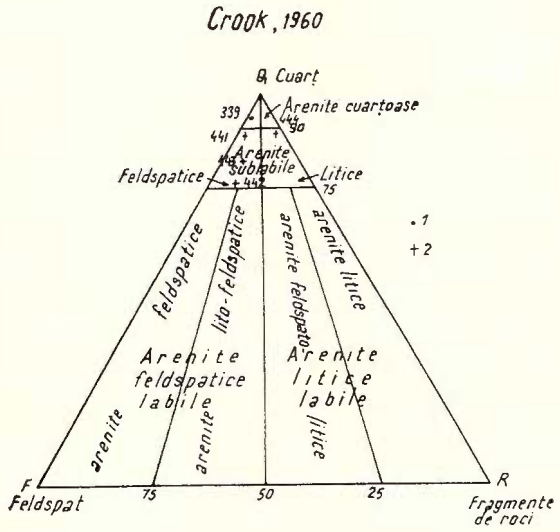


Fig. 4. — Proiecția compoziției mineralogice a arenitelor din flișul curbicortical (diagrama QFR, Crook).

Projection de la composition minéralogique des arénites du flysch curbicortical (diagramme QFR, Crook).

0,61%). Asociația de minerale accesorii este net diferită în cele două tipuri de arenite: zircon + turmalină în gresiile convolute, apatit + granat + epidot în gresiile de Cotumba.

În concluzie, analiza mineralogică a celor două feluri de arenite arată că între ele există deosebiri notabile. Ele se individualizează deci, nu numai din punct de vedere stratonomic, ci și petrografic.

Direcții de curent

Cartînd direcțiile de curent în complexele litologice ale unității flișului curbicortical, am constatat că deosebirile în stratonomie și petrografie dintre gresiile curbicorticale și cele de Cotumba se traduc și în orientarea mecanoglifelor de pe talpa lor. Într-adevăr, dacă în cazul gresiilor convolute se observă o direcție generală W — E a urmelor de curent, pe gresiile de tip Cotumba mecanoglifele sînt orientate în special S—N (fig. 5).

Institutul Geologic al României

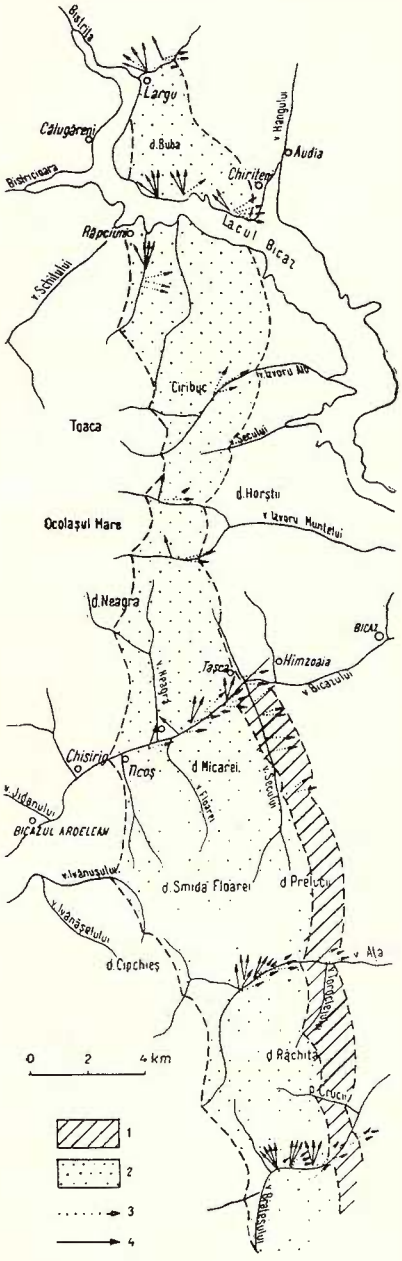


Fig. 5. — Harta de paleocurenţi a depozitelor barremian-vraconiene situate în unitatea flişului curbicortical (bazinul Bistriţei).

1, strate de Toroclej ; 2, seria gresiilor curbicorticale ; 3, direcţii de curent măsurate pe gresiile cu laminaţie convolută ; 4, direcţii de curent măsurate pe gresiile de Cotumba.

Carte de paléocourants des dépôts barrémien-vraconiens situés dans l'unité du flysch curbicortical (bassin de la Bistriţa)

1, couches de Toroclej ; 2, série des grès à lamination ondulée (serie curbicorticale) ; 3, directions de courant mesurées sur les grès à lamination ondulée ; 4, directions de courant mesurées sur les grès de Cotumba.

Institutul Geologic al României

Diagrama din fig. 6 arată că, pentru gresiile curbicorticale, direcţia de deplasare a paleocurenţilor era de 50°—90°. Azimutul orientării majorităţii curenţilor longitudinali este de 350°—10° (evantaiul direcţiilor fiind cu-

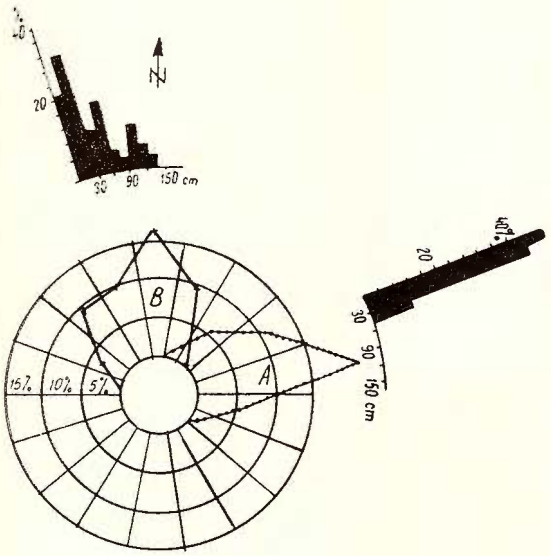


Fig. 6. — Diagrama orientării mecanoglifelor de pe gresiile curbicorticale (A) şi de pe gresiile de Cotumba (B). Histogramele alăturate arată variaţia grosimii stratelor în funcţie de direcţia curenţilor

Diagramme de l'orientation des mécanoglyphes se trouvant sur les grès à lamination ondulée (A) et sur les grès de Cotumba (B). Les histogrammes adjacents montrent la variation de l'épaisseur des couches en fonction de la direction des courants.

prins între 290° şi 30°). Între direcţiile mecanoglifelor de pe cele două tipuri de arenite există doar o foarte slabă interferenţă.

Examinînd histogramele repartiţiei grosimii stratelor (fig. 2, 6) în funcţie de orientarea urmelor de curent, se constată că la gresiile curbicorticale grosimile sînt relativ constante şi grupate. În schimb, la gresiile de Cotumba grosimile de strat sînt mult mai variabile (între cîţiva centimetri şi 1,5—2 m). Histograma repartiţiei grosimii stratelor de gresii de Cotumba arată un număr surprinzător de mare de strate subţiri. Aceasta însă nu reflectă întrutotul realitatea, întrucît pe histograme sînt trecute numai gresiile de Cotumba la care au fost găsite mecanoglife. O mare parte a gresiilor mai groase de 70—80 cm nu are însă urme de curent şi de aceea astfel de arenite nu apar în calcul. Aşadar, examinarea repartiţiei direcţiilor de curent arată că gresiile curbicorticale sînt rezultatul depunerii unui material nisipos transportat dinspre W, pe cînd gresiile de Cotumba reprezintă detritusul sedimentat de un alt sistem de paleocurenţi dirijat de la S spre N (fig. 5).

Institutul Geologic al României

În ceea ce priveşte orientarea mecanoglifelor de pe arenitele seriei şisturilor negre şi ale stratelor de Toroclej din unitatea flişului curbicortical, ea indică o propagare invariabilă, de la W spre E a curenţilor. Şi în unitatea şisturilor negre din teritoriul cercetat direcţia urmelor de curent este tot W—E (conform şi observaţiilor mai amănunţite efectuate de M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, 1966), ceea ce dovedeşte că originea materialului ce a generat arenitele seriei şisturilor negre este aceeaşi, indiferent de unitatea tectonică din care fac parte.

Rolul curenţilor transversali şi al celor longitudinali în sedimentogeneza complexelor litologice din unitatea flişului curbicortical

Ca şi pentru alte faciesuri de fliş din Carpaţii Orientali, şi în cazul complexelor litologice din unitatea flişului curbicortical se observă o strînsă corelaţie între petrografia şi stratonomia lor, pe de o parte şi direcţiile paleocurenţilor, pe de altă parte.

Astfel, gresiile curbicorticale se caracterizează, în afara laminaţiei convolute, şi printr-un anumit aspect, printr-o anumită compoziţie petrografică, printr-un anumit ordin de grosime al stratelor, prin predominarea unei anumite asociaţii de mecanoglife. Trăsăturile stratonomice şi petrografice ale gresiilor de Cotumba sînt net diferite. Deosebirile menţionate nu îşi pot găsi o altă explicaţie decît admiţînd o altă origine a materialului detritic ce ia parte la alcătuirea lor. De asemenea trebuie luate în consideraţie şi caracterele hidrodinamice deosebite ale curenţilor ce transportau cele două feluri de material.

O situaţie oarecum asemănătoare este aceea a faciesurilor flişului eocen din unitatea de Tarcău. Dar aici existenţa a două sisteme de paleocurenţi cu direcţii ortogonale se traduce prin individualizarea a două tipuri de gresii care se diferenţiază prin grosimea lor medie (D. Jipa, 1967, L. Contescu, D. Jipa, N. Mihăilescu, N. Panin, 1966). Deosebirile petrografice nu sînt de loc evidente, cel puţin cu ochiul liber.

În schimb, cele două tipuri de arenite din unitatea flişului curbicortical pot fi distinse de la prima vedere, chiar atunci cînd gresiile de Cotumba sînt subţiri şi nu se deosebesc deci din punct de vedere al grosimii de strat de gresiile curbicorticale. Dacă în cazul arenitelor flişului eocen criteriul de diferenţiere cel mai evident era grosimea stratelor, în cazul rocilor grezoase din unitatea flişului curbicortical criteriile cele mai convingătoare sînt laminaţia convolută şi compoziţia mineralogică şi granulometrică.

Institutul Geologic al României

În ultimii ani a fost pusă sub semnul întrebării posibilitatea transportă rii şi depunerii detritusului de către curenţii de turbiditate longitudinali. O serie de autori (K. J i n g h w a H s u, 1964, K. M. S c o t t, 1966, G. de V r i e s K l e i n, 1966) au susţinut în acelaşi timp rolul important al curenţilor oceanici de adîncime. Aceştia ar fi reluat parţial sau total nisipul şi mîlul introduse în bazin pe cale transversală de către curenţii de turbiditate sau de către avalanşe şi alunecări submarine şi ar fi redistribuit materialul longitudinal. S-a făcut apel la acţiunea unor astfel de curenţi datorită anumitor neconcordanţe observate între direcţiile mecanoglifelor şi alte caractere ale rocilor. Astfel există cazuri în care la acelaşi strat arenitic urmele de curent sînt longitudinale, pe cînd laminaţia oblică şi cea convolută, precum şi orientarea granulelor alungite dovedesc o propagare transversală a agentului transportor. De asemenea se remarcă adesea o succesiune de faciesuri sincrone din ce în ce mai fine spre exteriorul zonei de sedimentare, ceea ce implică o sortare transversală a materialului, cu toate că urmele de curent sînt longitudinale. În sfîrşit, în unele situaţii, datele petrografice pledează pentru surse laterale, fie platforme, fie cordiliere, deşi mecanoglifele sînt orientate paralel cu axa mare a bazinului.

Atît cît am putut observa, la gresiile curbicorticale laminaţia oblică indică aceleaşi direcţii de propagare ale curenţilor ca şi mecanoglifele. Laminaţia convolută nu are o vergenţă constantă pentru a ne putea permite determinarea sensului de curgere a materialului după înclinarea microcutelor.

Întrucît nu numai caracterele stratonomice, ci şi cele petrografice sînt diferite, trebuie admis că ambele sisteme sînt primare şi că nu este posibil ca sistemul longitudinal să fi provenit din devierea şi reorientarea curenţilor transversali.

Aşadar, în cazul complexelor litologice din unitatea flişului curbicortical este evident că sîntem în prezenţa a două sisteme de paleocurenţi independente. De asemenea nu există indicaţii în favoarea acţiunii unor curenţi oceanici longitudinali. De altfel numai faptul că gresiile de tip Cotumba sînt mai grosiere decît cele curbicorticale şi adesea depuse în strate groase este un argument puternic împotriva depunerii materialului lor din curenţi oceanici de adîncime care transportă numai material fin, avînd în vedere competenţa lor destul de redusă.

Transportul detritusului ce constituie gresiile de Cotumba iniţial de la S la N este dovedit şi de destrămarea în această direcţie a maselor de

Institutul Geologic al României

gresii din regiunea de curbură (gresiile de Sita — Tătaru). Apariţia unui fliş curbicortical superior şi subţierea spre nord a gresiilor de Cotumba demonstrează tocmai scăderea competenţei curenţilor longitudinali de a transporta detritusul în această direcţie, o dată cu creşterea distanţei pe care o aveau de parcurs. Cea mai mare parte a materialului era depusă mai aproape de originea curenţilor longitudinali, adică în regiunea de curbură. În părţile mai nordice ajungeau numai curenţii mai puternici, capabili să parcurgă distanţe mai mari. Din această cauză era lăsat „cîmp liber de acţiune" curenţilor transversali, a căror prezenţă nu mai era „ecranată" de deplasarea curenţilor longitudinali şi care determinau depunerea unor pachete mai subţiri sau mai groase de fliş curbicortical.

Arii de sursă

Vor trebui luate în consideraţie, separat, sursele posibile de detritus pentru arenitele cu laminaţie convolută şi pentru cele cu textură uniformă şi în strate groase, avînd în vedere că fiecare din cele două tipuri de roci este constituit dintr-un material de altă provenienţă.

A) Pentru faciesul curbicortical trebuie admisă o situare vestică, în raport cu bazinul de sedimentare, a zonei de alimentare cu detritus. O astfel de zonă ar putea fi reprezentată fie de o ridicare intrageosinclinală, fie de nucleul cristalin central-carpatic.

1. Predominarea direcţiilor estice în seria şisturilor negre a făcut pe M. Dumitriu, Cristina Dumitriu (1966) să presupună că „în timpul Cretacicului inferior a funcţionat în geosinclinalul Carpaţilor Orientali o cordilieră care separa două fose : una internă, în care se depuneau sedimentele faciesului cenuşiu al Cretacicului, de alta externă în care se formau şisturile negre".

Existenţa şisturilor negre în substratul imediat al flişului curbicortical, trecerea gradată pe verticală ce se observă între cele două serii prin intermediul stratelor de Toroclej, identitatea direcţiilor de curent în cele trei complexe menţionate arată însă că nu există o limită tranşantă între faciesul „negru" şi cel „cenuşiu". De aceea pare puţin probabil ca fosa şisturilor negre să fi fost separată printr-o cordilieră de fosa flişului curbicortical. Dacă totuşi o astfel de cordilieră s-ar fi individualizat, ea ar fi fost situată la W de zona de sedimentare a flişului curbicortical, întrucît acesta aparţine domeniului şisturilor negre (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1965, L. Contescu, 1968). Unele direcţii de curent orientate

Institutul Geologic al României

de la E spre W măsurate pe anumite arenite ale flișului barremian-apțian intern (M. D u m i t r i u, C r i s t i n a D u m i t r i u, 1966) par a justifica existența unei ridicări intrageosinclinale furnizoare de material, care ar fi despărțit aria șisturilor negre și a flișului curbicortical la E, de aria de depunere a stratelor de Sinaia și a conglomeratelor de Bucegi la W. Originea materialului nisipos al complexelor eocretacice (șisturi negre, strate de Toroclej, o parte cel puțin din arenitele flișului barremian-apțian intern) ar trebui căutată deci, în această ipoteză, într-o astfel de creastă separatoare.

Începînd cu Apțianul superior, în aria externă se depune flișul curbicortical în imediata apropiere a presupusei creste și continuă să se formeze șisturile negre în partea distală a fosei. În aria internă se sedimentează în același timp conglomeratele de Bucegi în jumătatea ei vestică și seria de Bobu — Bodoc (G r. P o p e s c u, 1958, L. C o n t e s c u, 1966) în jumătatea ei estică. Existența faciesului de Bobu — Bodoc (al cărui substrat este alcătuit din stratele de Sinaia) de-a lungul întregului lanț est-carpatic (din munții Teleajenului pînă în masivul Stînișoarei) introduce o umbră de îndoială asupra individualizării unei arii de eroziune intrageosinclinale care ar fi separat zona cu strate de Sinaia, fliș barremo-apțian, conglomerate de Bucegi și seria de Bobu-Bodoc pe de o parte, de zona flișului curbicortical și a șisturilor negre pe de altă parte.

2. Într-o altă ipoteză, se poate admite o origine central-carpatică a detritusului. Adoptînd această ipoteză, trebuie admis implicit că atît materialul detritic al gresiilor din șisturile negre cît și acela din flișul curbicortical reprezintă ultimul „rezidiu" al detritusului eliberat de cristalinul carpatic și din care o bună parte se depusese deja în părțile mai interne ale zonei flișului, contribuind la formarea complexelor cretacice de aici (flișul barremian-apțian, conglomeratele de Bucegi, seria de Bobu-Bodoc).

Așadar, este greu de precizat în momentul de față situarea ariei-sursă pentru arenitele cu laminație convolută. Identitatea orientării mecanoglifelor de pe aceste arenite și de pe gresiile din complexul șisturilor negre ne face să bănuim o origine comună. Rămîne de văzut dacă teritoriul emers de unde proveneau clasticele era reprezentat de o ridicare intrageosinclinală, situată în însuși șanțul flișului, sau de cristalinul central-carpatic.

B) În ceea ce privește detritusul nisipos ce alcătuiește gresiile de Cotumba, putem afirma doar că el provine de undeva din regiunea de curbură. Bănuim că originea lui trebuie căutată în masivul transilvano-panonic. Nisipul provenit din erodarea rocilor acestui masiv se „scurgea" prin

Institutul Geologic al României

strîmtoarea Sf. Gheorghe în şanţul flişului şi de aici, datorită înclinării axei bazinului, se deplasa spre N.

Concluzii

Diferenţele stratonomice şi litologice dintre cele două feluri de gresii sînt un argument important în favoarea existenţei a două sisteme de paleocurenţi independente în timpul depunerii seriei albian-vraconiene din unitatea flişului curbicortical.

Detritusul introdus pe cale laterală era mai fin şi se depunea în strate subţiri, fapt care dovedeşte că paleocurenţii nu erau prea puternici, fiind în orice caz mai slabi decît curenţii longitudinali care transportau o cantitate importantă de material, ce era în acelaşi timp şi mai grosier. Gresiile de tip Cotumba, cu mecanoglife longitudinale, au numeroase trăsături proprii unui turbidit, ceea ce denotă că sistemul longitudinal de transport era constituit tot din curenţi de turbiditate, la care se adăugau sporadic avalanşe şi alunecări submarine de nisip.

Înseamnă că materialul clastic ce ia parte la constituirea celor două tipuri de arenite are două provenienţe. O parte îşi găseşte originea într-o sursă vestică, care ar putea fi reprezentată fie de o creastă intrageosinclinală, fie de nucleul cristalin central-carpatic, iar o altă parte provine, după toate probabilităţile, din masivul median transilvano-panonic.

Admiţînd că erodarea terenurilor unei creste geanticlinale stă la originea depunerii gresiilor curbicorticale, atunci este evident că aria de sursă era supusă unei gliptogeneze destul de moderate şi nu constituia un furnizor prea activ de detritus. Lipsa conglomeratelor şi a breciilor intraformaţionale nu fac decît să întărească o atare presupunere. De aceea pare mai plauzibil că o astfel de ridicare nu corespunde cu imaginea pe care ne-o facem despre o cordilieră. Ridicarea avea mai degrabă caracterele unui rid care despărţea două şanţuri ce constituiau în acelaşi timp două zone paleogeografice diferite (şanţul stratelor de Sinaia la interior, cel al şisturilor negre la exterior).

Este însă tot atît de posibil ca între stratele de Sinaia şi flişurile care le succed, pe de o parte, şi şisturile negre împreună cu complexele superioare lor, pe de altă parte, să nu se fi interpus nici un rid. În acest caz, tot materialul nisipos din complexul şisturilor negre, din stratele de Toroclej şi din flişul curbicortical care a fost transportat pe cale transversală reprezintă ultimul produs de diferenţiere sedimentară laterală a unui detritus iniţial

Institutul Geologic al României

mult mai heterogen din punct de vedere granulometric şi mineralogic, dar care s-a triat pe parcurs. În regiunea distală au ajuns să se depună numai clasticele aduse de partea terminală a curenţilor transversali. Ipoteza are avantajul de a explica dimensiunea redusă a particulelor, grosimea relativ mică a stratelor arenitice, ca şi omogenitatea materialului constituent al gresiilor curbicorticale. De asemenea devine mai clar modul în care se juxtapun în timpul Albianului şi Vraconianului, de la interior spre exterior, faciesuri din ce în ce mai fine, de la conglomeratele de Bucegi la şisturile negre.

Din punct de vedere paleogeografic, se observă că în partea externă a zonei flişului, acolo unde se depuneau şisturile negre, acţiona în Cretacicul inferior un singur sistem de paleocurenţi, orientat transversal, dinspre W. Mai tîrziu, încep să se manifeste şi curenţii longitudinali, la început relativ slabi şi sporadici. Dar o dată cu Albianul, ei devin preponderenţi şi determină formarea complexului gresiilor de Cotumba.

Trebuie remarcat faptul că în timpul depunerii gresiilor de Cotumba se înregistrează un moment important în evoluţia întregului geosinclinal est-carpatic. Într-adevăr, în a doua jumătate a Albianului ia sfîrşit, în zona internă, formarea flişului, întrucît aici se depuneau acum conglomeratele de Bucegi. În partea externă a şanţului geosinclinal începe sedimentarea complexului gresiilor glauconitice, al căror material nu mai provine din surse vestice, ci dintr-o arie situată la N şi la E de fosa flişului (M. D u m i t r i u, C r i s t i n a D u m i t r i u, 1966). Sursa vestică fie că dispăruse, fie că detritusul ei era „captat" şi preluat de curenţii longitudinali mai puternici ce veneau dinspre S, amestecîndu-se cu materialul viitoarelor gresii de Cotumba. De aceea, nisipul nu mai putea parveni în jumătatea externă a zonei şisturilor negre, unde ajungea să se depună numai materialul silicios-glauconitic provenit dintr-un alt teritoriu.

BIBLIOGRAFIE

A l e x a n d r e s c u Gr. (1968) Contribuţii la cunoaşterea flişului intern şi extern din Valea Bistriţei (Carpaţii Orientali). *D.S. Inst. Geol.*, LIII/3 (1965—1966), Bucureşti.

A l e x a n d r e s c u Gr., Ş o i g a n P. (1963) Observaţii geologice în bazinul văii Largului (valea Bistriţei-Carpaţii Orientali). *Comunic. Acad. RPR.*, XIII/8, Bucureşti.

B ă n c i l ă I. (1958) Geologia Carpaţilor Orientali. Edit. Ştiinţifică Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Contescu L. (1966) Flişul cretacic din partea de nord a munţilor Baraoltului. *Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr.*, Acad. R.S.R. seria Geol., XI/1, Bucureşti.

Contescu L. (1968) Structura flişului cretacic în valea Bicazului. *Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr.*, Acad. R.S.R. seria Geol., XIII/1, Bucureşti.

Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1966) Semnificaţia sedimentologică a faciesurilor flişului paleogen din Carpaţii Orientali. *Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr.*, Acad. R.S.R. seria Geol., XI/2, Bucureşti.

Crook K. A.W. (1960) Clasification of arenites. *Amer. Journ. of Sci.* 258/6, New-Haven, Connecticutt.

Dumitriu M., Dumitriu Cristina (1965) Observaţii sedimentologice privind zona flişului cretacic-paleogen dintre văile Covasna şi Buzău. *Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr.* Acad. R.S.R., ser. Geol., X/1, Bucureşti.

Dumitriu M., Dumitriu Cristina (1966) Date sedimentologice privind flişul cretacic intern din văile Moldovei, Trotuşului şi Teliului. *Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr.*, Acad. R.S.R., ser. Geol. XI/1, Bucureşti.

Dzulynski St., Smith A. J. (1963) Convolute lamination, its origin, preservation and directional significance. *Journ. Sediment. Petr.* 33/3, Menasha. Wisconsin.

Filipescu M. G. (1955) Vederi noi asupra tectonicii flişului Carpaţilor Orientali. *Rev. Univ. Parhon şi Politehn.* Bucureşti seria Şt. Nat. nr. 6—7, Bucureşti.

Filipescu M., G. Săndulescu Jana (1963) Contribuţii la cunoaşterea flişului cretacic din regiunea Cernatu (munţii Bodocului). *Stud. Cerc. Geol.*, Acad. R.P.R. VIII./4, Bucureşti.

Hsu Jinghwa K. (1964) Cross lamination in graded bed sequences. *Journ. Sediment. Petr.* 34/2, Menasha, Wisconsin.

Jipa D. (1967) Relatiosnhip between longitudinal and transversal currents in the Paleogene of Tarcău Valley (Eastern Carpathians). *Sedimentology*, 7/4, Amsterdam.

Jekhowsky B. M. (1964) Diagrammes de dispersion et courbes de densité en biométrie. *Rev. Insl. Franç. du Pétrole.* Vol. XIX, nr. 7—8, Paris.

Klein de Vries G. (1966) Dispersal and petrology of sandstones of Stanely-Jackfork boundary, Ouachita fold-belt, Arkansas and Oklahoma. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 50/2, Tulsa, Oklahoma.

Macovei G., Atanasiu I. (1926) Structura geologică a văii Bistriţei între Pîngăraţi şi Bistricioara. *D.S.Inst. Geol. Rom.*, VIII (1919—1920), Bucureşti.

Popescu Gr. (1954) Asupra unor brecii cu blocuri în flişul cretacic din bazinul văii Prahova. *Bul. Ştiinţ. Secţ. Biol., Agron., Geol., Geogr.*, VI/2, Bucureşti.

Popescu Gr. (1958) Contribuţii la stratigrafia flişului cretacic dintre valea Prahovei şi valea Buzăului, cu privire specială asupra văii Telcajenului. *Stud. Cerc. Geol.* Acad. R.P.R., III/3—4, Bucureşti.

Săndulescu M., Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la Zone du Flysch dans la partie centrale des Carpathes Orientales. *Carpatho-Balkan. Geol. Assoc. VII Congress.* Reports Part. I, Sofia.

Institutul Geologic al României

Săndulescu Jana (1965) Contribuţii la cunoaşterea flişului cretacic din regiunea Barcani (Munţii Buzăului). *Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr.*, Acad. R.S.R., Ser. Geol., X/1, Bucureşti.

Scott K. M. (1966) Sedimentology of a cretaceous flysch sequence Patagonian Andes, Southern Chile. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 50/1, Tulsa Oklahoma.

SYSTÈMES DE PALÉOCOURANTS DANS LE FLYSCH CURBICORTICAL DU BASSIN DE LA BISTRIŢA; UNE DISCUSSION SUR LES COURANTS LONGITUDINAUX ET LES COURANTS TRANSVERSAUX

PAR

N. GH. MIHĂILESCU, L. R. CONTESCU

(Résumé)

Par le nom de „série curbicorticale" on désigne, dans les Carpates Orientales, un complexe de flysch d'âge aptien superieur-albien-vraconien qui constitue une unité tectonique indépendante, la nappe du flysch curbicortical.

L'élément lithostratonomique caractéristique de cette série est un grès à convolutions (lamination ondulée, „convolute lamination"), fin et en couches assez minces (10 à 20 cm). Les recherches détaillées ont montré toutefois que dans l'unité du flysch curbicortical on peut séparer encore d'autres complexes lithologiques. A la base, on distingue la série des Schistes noirs ((Néocomien), suivie par les Couches de Toroclej (Barrémien-Aptien) mélange de Schistes noirs et de grès à convolutions.

Les Couches de Toroclej marquent la transition vers le flysch curbicortical sensu-stricto (Aptien supérieur — Albien), remplacé graduellement vers la haut par une succession de grès en bancs, les Grès de Cotumba (Ablien supérieur-Vraconien). En Moldavie, ces derniers sont suivis (et partiellement remplacés) par un second niveau de flysch curbicortical et par des argiles bigarrées (Vraconien-Cénomanien-Turonien ?). En fait, les Grès de Cotumba paraissent-être un accident gréseux placé à plusieurs niveaux dans la série des grès ondulés, mais qui se développe surtout vers la partie supérieure de ceux-ci. Toutefois on doit remarquer que des grès

Institutul Geologic al României

curbicorticaux se trouvent toujours associés au niveaux des Grès de Cotumba, tout aussi bien que des bancs de ces derniers se rencontrent au milieu du flysch curbicortical.

Le fait important est donc l'individualisation de deux types d'arénites dans toute l'épaisseur de la succession : un type à lamination convolute, fin, homogène, disposé en couches assez minces, à ciment calcaire et un type sans convolutions, grossier, en couches généralement épaisses, et à matrice argileuse (Grès de Cotumba). Les deux sortes d'arénites se distinguent aussi du point de vue granulométrique et pétrographique. Les grès à convolutions s'encadrent dans la catégorie des arénites quartzeuses, tandis que les Grès de Cotumba font partie de la classe des arénites sublabiles (classification de C r o o k). L'association de minéraux accessoires est également différente : zircone et tourmaline dans les grès curbicorticaux, apatite, grenat et épidote dans les Grès de Cotumba.

Ces différences stratonomiques et pétrographiques se traduisent aussi par des différences dans l'orientation des mécanoglyphes de courant. Tandis que les grès curbicorticaux montrent des mécanoglyphes (surtout de scour-marks) orientés de l'W à l'E, les Grès de Cotumba se caractérisent par des mécanoglyphes (surtout de tool-marks) orientés du S vers le N.

Celà revient à dire que le matériel constitutif des grès à lamination convolute a été transporté par des courants transversaux et que le détritus prennant part à la constitution des Grés de Cotumba a été charrié par des courants longitudinaux.

Le fait que l'importance du complexe gréseux va en s'amoindrissant vers le Nord (les Grès de Cotumba constituent à la courbure des Carpates un complex unitaire et très puissant, tandis que dans les bassins du Trotuş et surtout de la Bistriţa il se scinde en plusieurs niveaux plus minces, séparés par du flysch curbicortical) est une preuve en faveur d'un système indépendent de courants longitudinaux. Ceux-ci disposaient d'une compétence maximum dans la région proche de leur source (c'est-à-dire dans la région de courbure), compétence qui devenait de plus en plus faible vers le Nord, au fur et à mesure que les courants devaient parcourir une distance de plus en plus longue.

D'ailleurs les différences pétrographiques notables entre les deux types de grès interdissent la supposition que les courants longitudinaux soient secondaires et seraient issus par le changement de direction des courants primaires transversaux, qui auraient viré à 90°. Il s'agit à coup sûr de deux systèmes indépendants de paléocourants.

Institutul Geologic al României

Mais les caractères stratonomiques des Grès de Cotumba, le fait qu' ils sont plus grossiers et disposés en couches plus épaisses que les grès a lamination convolute ne plaident pas en faveur du transport de leur matériel constitutif par des courants océaniques qui auraient repris les sédiments apportés par des courants de turbidité transversaux et les auraient véhiculé et rédistribué le long du sillon.

Il paraît plus probable que dans la fosse du flysch curbicortical s'individualisaient deux systèmes de courants de turbidité qui charriaient des clastiques provenant de deux sources différentes.

La première source livrait le matériel pour les grès à convolutions. Elle se disposait à l'Ouest du bassin et était représentée soit par une ride qui séparait le sillon des Schistes noirs du sillon des Couches de Sinaia, soit par la dorsale cristalline centro-carpatique. Cette dernière hypothèse paraît plus probable et, en l'admettant, le détritus des grès curbicorticaux représente un des ultimes „résidus" de la différenciation sédimentaire du même matériel dont sont constitués les autres complexes aptiens-albiens plus internes et donc plus rapprochés de la source. Cette différenciation transversale d'un même détritus s'accorde d'ailleurs très bien avec la juxtaposition, durant l'Aptien et l'Albien de faciès de plus en plus fins vers l'extérieur (Conglomérats de Bucegi, Série de Bobu-Bodoc, flysch curbicortical, Schistes noirs). Soit qu'il s'agisse du noyau cristallin carpatique ou d'un rehaussement intragéosynclinal, il est évident que cette terre-ferme ne peut pas être assimilée à une cordillère avec ses caractères morphotectoniques spécifiques. Puisque le détritus qu'elle livrait était fin et homogène, on doit admettre que l'aire source était soumise à une érosion modérée, qu'elle n'était pas trop active du point de vue tectonique et que son relief n'était pas accidenté et escarpé.

C'est pour celà qu'on doit imaginer ce territoire plutôt comme un seuil, une ride et pas comme une cordillère.

En ce qui concerne le sable qui constitue les Grès de Cotumba, on peut affirmer seulement qu'il provient d'une terre-ferme située dans le voisinage de la courbure des Carpates. Nous supposons qu'il s'agit du massif interne pannono-transylvain. Les clastiques resultés par l'érosion des roches de ce massif s'écoulaient à travers le détroit de Sfîntu Gheorghe, aire d'ennoyage séparant les Carpates Orientales des Carpates Méridionales et parvenaient dans le sillon du flysch. D'ici, la materiel, sous la forme de courants de turbidité, s'acheminait vers le nord, le long du sillon.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

TECTONICA

ŞANŢUL EUGEOSINCLINAL AL METALIFERILOR ŞI POZIŢIA SA ÎN RAPORT CU CARPAŢII ŞI DINARIDELE[1])

DE

M. BLEAHU, M. DIMIAN[2])

Abstract

Metalliferi Mountains Eugeosyncline and its Position in Relation to the Carpathians and the Dinarids Range. The authors study the eugeosynclinal of the Metalliferi Mts in the framework of the Apusenids range, and present its geotectonic characteristic features. Special stress is laid on the essential part played by the deep fractures in the formation and evolution of the Metalliferi Mountains trough, as well as in the rising of the initial magmatism products towards the surface. The relationship between the eugeosynclinal area and the adjacent crystalline blocks (crystalline massifs in the South Carpathians, Tranylvanian and Gilău blocks) have determined the evolution of the orogenesis and magmatism in time and space. The authors endeavour to establish a correlation between the Metalliferi Mts and the western part of the Vardar Zone.

Şanţul Metaliferilor reprezintă partea cea mai însemnată a sistemului orogenic al Apusenidelor. El s-a format în Mezozoic, începînd din Jurasic (sau poate chiar din Triasic) prin regenerarea unui domeniu consolidat hercinic. Apare sub forma unui arc cu două curburi : spre nord-est şi nord la capătul oriental şi spre sud-vest la capătul occidental. Partea orientală este constituită din munţii Trascău şi Metaliferi, iar partea vestică din munţii Drocea. În est şi nord formaţiunile aparţinînd şanţului Metaliferilor

[1]) La redactarea textului de faţă s-a ţinut seamă de unele sugestii exprimate cu ocazia prezentării lucrării în şedinţa publică din 5 V 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

dispar astăzi sub depresiunea Transilvaniei, colmatată cu depozite molasice neozoice, iar către vest se afundă sub depozitele de vîrstă neogenă ale depresiunii pannonice. Dispariţia prin acoperire a depozitelor aparţinînd şanţului Metaliferilor în ambele extremităţi ridică dificila problemă a core-

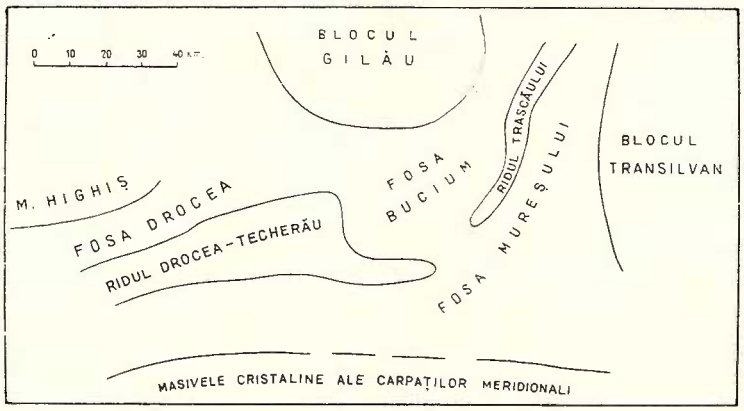


Fig. 1. — Elementele componente ale şanţului eugeosinclinal al Metaliferilor.

Elèments constitutifs du sillon eugéosynclinal des Monts Métallifères.

lării acestei unităţi cu celelalte segmente ale sistemului alpin din această parte a Europei.

Şanţul Metaliferilor cuprinde un ansamblu de formaţiuni mezozoice ce depăşesc ca grosime 5000 m şi care reprezintă intervalul Jurasic-Cretacic. Succesiunea de formaţiuni eupelagice, de prefliş, fliş, Wildflysch şi molasă relevă un întreg ciclu geosinclinal, iar masele mari de ofiolite cu rol de iniţialite îi conferă un caracter de eugeosinclinal tipic.

Unele din problemele legate de stratigrafia şi evoluţia paleogeografică a şanţului Metaliferilor au fost abordate în două lucrări anterioare (M. B l e a h u, M. L u p u, 1963), M. L u p u (1965). Cu aceste ocazii au fost stabilite următoarele elemente structurale majore; două riduri cu poziţie centrală denumite creasta Trascăului şi masivul Drocea-Techerău, mărginite la sud de fosa Mureşului, la NW de fosa Drocei iar la NE de zona de sedimentare (fosa) Bucium. În lucrarea de faţă menţionăm această nomenclatură (fig. 1).

Institutul Geologic al României

Stratigrafie — Paleogeografie

Prima etapă de dezvoltare a şanţului Metaliferilor s-a desfăşurat în timpul Triasicului (?) şi al Jurasicului inferior şi mediu. Ea s-a caracterizat printr-o intensă activitate magmatică bazică submarină, care a avut loc de-a lungul unui sistem de fracturi longitudinale.

A urmat o a doua etapă, în Jurasicul superior, caracterizată printr-o sedimentare calcaroasă cu caracter epicontinental în zonele mai ridicate (calcare de Stramberg) şi cu caracter pelagic în zonele mai afundate (strate cu *Aptychus*). Dezvoltarea calcarelor de Stramberg în porţiunile centrale ale şanţului Metaliferilor indică un început de ridicare şi conturare a viitoarelor riduri. De o parte şi de alta a acestor zone ridicate se schiţează fosele Mureşului şi Drocea-Bucium, caracterizate prin sedimentarea stratelor cu *Aptychus*.

Stratele cu *Aptychus* au continuat să se acumuleze în fose şi în timpul Neocomianului. Prezintă un caracter pararitmic şi sînt constituite din calcare, marnocalcare, calcarenite, marne cenuşii şi jaspuri (strate cu *Aptychus* — M. I l i e, 1935), marne şi calcare cenuşii albicioase şi radiolarite (strate de Curechi — G. P r i m i c s, 1896, strate de Prihodişte — K. P a p p , 1913), jaspuri, argilite, marnocalcare violacee şi verzui şi la partea superioară tufuri porfiritice (complexul silicios violaceu — M. L u p u, 1964). În urma studiului asociaţiei de tintinide, M. L u p u (1963) a precizat că stratele cu *Aptychus* au o vîrstă tithonic-neocomiană. Predominanţa depozitelor pelagice indică o sedimentare necompensată de apă adîncă, iar asociaţia litologică este tipică pentru un domeniu eugeosinclinal. În ansamblu se poate considera că această formaţiune îmbracă un facies de prefliş.

În partea de sud a fosei Mureşului, în Valanginian-Hauterivian, a avut loc formarea unei serii vulcanogen-sedimentare grauwackice de cca 2000—2500 m grosime, constituită din curgeri submarine de diabaze, spilite, oligofire, andezite, aglomerate brecioase vulcanogen-sedimentare, stromatite, la care se asociază grauwacke şi filite sericitoase-cloritoase (stratele de Feneş inferioare — M. B l e a h u, M. D i m i a n, 1966). Această serie se corelează cu partea medie şi superioară a depozitelor în facies de prefliş dezvoltate în restul domeniului eugeosinclinal.

Întrucît pe ridurile centrale (Drocea şi Trascău) nu s-au găsit nicăieri echivalente stratigrafice în facies recifal ale depozitelor în facies de prefliş, tindem să credem că în Valanginian şi Hauterivian faciesul de prefliş s-a

Institutul Geologic al României

extins şi asupra acestor riduri prin coborîrea lor. Faptul este atestat de existenţa pe ridul Drocei a unor petece de depozite eocretacice.

Din Barremian pînă la sfîrşitul Apţianului inferior a avut loc în şanţul Metaliferilor sedimentarea unei serii detritice ce îmbracă aspecte mai grosiere în nord şi mai fine în partea centrală şi sudică. Astfel, pe cele două flancuri ale munţilor Trascău apar conglomerate în constituţia cărora intră elemente de roci cristaline provenite din masivele cristaline ce alcătuiesc fundamentul Apusenidelor de Nord. Lipsa aproape totală a calcarelor neojurasice şi a ofiolitelor din constituţia conglomeratelor indică poziţia coborîtă în acest interval a ridului Trascăului.

În fosa Mureşului s-a sedimentat în acest timp o serie de depozite fine de fliş şi subfliş (strate de Feneş superioare, strate de Căbeşti), cu intercalaţii de calcarenite (strate de Valea Dosului), nivele de spilite (curgeri, aglomerate, cinerite) şi cu klippe sedimentare (olistolite). Klippele au putut proveni pe de o parte dinspre uscatul transilvan, care a fost ridicat jucînd rol de sursă sedimentară activă[3]), pe de altă parte din surse intrageosinclinale (ridul eugeanticlinal al Drocei, în curs de ridicare).

O a treia etapă a evoluţiei şanţului e marcată de ridicarea ridului Trascău (afundat la sfîrşitul Jurasicului) şi continuarea ridicării ridului Drocea, precum şi de accentuarea afundării foselor Mureşului şi Buciumului situate respectiv la sud şi nord de acestea. În fosa Mureşului se depune în timpul Apţianului superior şi al Albianului o serie de cca 1500 m grosime, dezvoltată în facies de fliş fin argilo-marnos şi Wildflysch cu klippe sedimentare şi brecii, argile cu blocuri şi conglomerate tilloide, cu elemente de calcare jurasice şi cretacice, precum şi de roci eruptive bazice (strate de Meteş). Către vest Wildflysch-ul se îndinţează cu o serie ceva mai grezoasă în care se păstrează aspecte de Wildflysch. În fosa Bucium în timpul Albianului are loc sedimentarea unei serii de fliş (stratele de Pîrîul Izvorului — S. Bordea, Josefina Bordea, E. Puricel, 1965).

Existenţa Wildflysch-ului numai în fosa sudică, a Mureşului, ridică din nou problema sursei klippelor sedimentare. E probabil că în această etapă sursele klippelor sedimentare au fost uscatul transilvan şi ridurile centrale. Faciesul de Wildflysch trebuie considerat ca o consecinţă a manifestării fazei austrice timpurii. El subliniază în primul rînd intensitatea deosebită cu care s-a manifestat această fază în Apusenidele de Sud şi în

[3]) M. Dimian. Studiul formaţiunilor cretacice efectuat în vederea întocmirii monografiei Munţilor Metaliferi. 1963. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

al doilea rînd indică pentru întregul şanţ un regim extrem de instabil caracterizat prin ridicarea puternică a ridurilor centrale.

Diferenţierea faciesurilor se accentuează în timpul Cenomanianului. Astfel în fosa Mureşului la sfîrşitul Cenomanianului inferior sedimentarea Wildflysch-ului este înlocuită prin formarea unor depozite grezoase grosiere cu aspecte molasice ce conţin la Rîmeţi o microfaună cu *Rotalipora* sp. şi *Praeglobotruncana* sp. (M. L u p u, 1965) iar în zona Ighiu o microfaună cu *Rotalipora montsalvensis*, *R.* cf. *turonica* şi *R.* cf. *evoluta*, indicînd după M. T o c o r j e s c u o vîrstă cenomanian medie. În fosa Bucium se constată o tranziţie gradată de la stratele de Pîrîul Izvorului la conglomerate oligomictice cuarţoase (conglomeratele de Negrileasa), ce reprezintă probabil Cenomanianul. Pe marginea sudică a fosei Mureşului, consolidată în urma fazei austrice, are loc sedimentarea unei serii de molasă reprezentată prin calcarenite (strate de Fornădia) şi gresii masive cu intercalaţii marno-argiloase (strate de Deva), de vîrstă vraconian-coniaciană.

O ultimă etapă de dezvoltare a şanţului Mureşului s-a desfăşurat în timpul Turonian-Senonianului.

Faza de diastrofism subhercinică a jucat un rol important în evoluţia lui. Datorită ridicării progresive a ridurilor centrale se constată o migrare în timp şi spaţiu a zonelor de sedimentare atît spre nord cît şi spre sud. Această migrare se traduce prin depăşiri succesive spre exterior a termenilor stratigrafici mai vechi de către termenii mai noi astfel încît pe rama de sud (Poiana Ruscă, Sebeş) cît şi pe rama de nord (Gilău) ajung să transgredeze direct pe cristalin depozite senoniene.

Turonianul şi Senonianul sînt reprezentate în fosa Mureşului printr-un fliş grezos-marnos de cca 2500—3000 m grosime, (strate de Bozeş) cu îndinţări rapide pe laterală atît la est cît şi la vest cu depozite ce au grosimi mai reduse, în facies litoral. În fosa Drocea şi Bucium, Senonianul este constituit din depozite în facies litoral de Gosau cu recifi de rudişti, peste care se dispun depozite cu ritmicitate de fliş maestrichtiene. Aceste depozite sînt transgresive pe platforma parţial regenerată a Gilăului, fiind conservate uneori ca petece („bazinele" Iara şi Sohodol).

Absenţa în depozitele senoniene din fosa Mureşului a unor sensuri de paleocurenţi orientaţi S – N tinde să indice pe de o parte că apele mării se extindeau destul de mult spre sud peste actualul amplasament al munţilor Sebeş şi Poiana Ruscă, iar pe de altă parte că uscatul din această parte avea

Institutul Geologic al României

un relief şters ce nu constituia o sursă activă de sedimentare. Sensurile de paleocurenţi din flişul de Bozeş indică pe de o parte în porţiunile orientale un aport estic de material detritic constituit din calcare, ofiolite, riolite, gresii etc. provenind dinspre uscatul transilvan ; pe de altă parte un aport nordic, constituit din şisturi cristaline, provenind probabil dintre masivul Gilău şi un aport vestic în porţiunile occidentale (M. D i m i a n, 1964).

Pe ridul Trascăului nu se cunosc depozite de vîrstă senoniană. Această absenţă s-ar putea explica fie prin faptul că ridul era deja exondat în acel timp, fie mai de grabă fiindcă Senonianul a fost înlăturat din zona cea mai puternic ridicată a ridului prin eroziunea ulterioară.

Faza de orogeneză laramică a marcat sfîrşitul evoluţiei şanţului Metaliferilor întrucît în urma manifestării acestei faze are loc cutarea, exondarea şi ridicarea finală a Apusenidelor de Sud. Paralel şi în opoziţie cu această ridicare începe să se producă o afundare progresivă a depresiunii transilvane.

În unele bazine postectonice transversale are loc în Neogen depunerea unor formaţiuni de molasă.

Tectonică — Magmatism

Geneza şi evoluţia în timp şi spaţiu a şanţului Metaliferilor a fost condiţionată în primul rînd de poziţia pe care o ocupă. El este înconjurat de blocuri care s-au comportat rigid în timpul orogenezei alpine (unele dintre ele au suferit regenerări parţiale). Raporturile existente între blocuri, condiţionate de modul de aplicare a diferitelor forţe tectonice, au determinat evoluţia acestui domeniu cu caracter de şanţ alungit şi îngust. Aceste blocuri sînt : blocul transilvan la est, masivele cristaline Poiana Ruscă şi Sebeş din Carpaţii Meridionali la sud, masivul cristalin al Gilăului la nord şi heterogenul pannonic la vest (fig. 2 şi 3).

Între blocul transilvan, împreună cu masivele cristaline ale Carpaţilor Meridionali de o parte şi heterogenul pannonic şi blocul Gilăului de cealaltă parte, a luat naştere în urma unor mişcări de distensie la începutul Mezozoicului, probabil în Jurasicul inferior (poate chiar din Triasic), un sistem de fracturi profunde a căror direcţie a condiţionat şi determinat orientarea ulterioară a şanţului eugeosinclinal. Aceste fracturi au prilejuit punerea în loc a maselor de magmatite bazice cu rol de iniţialite.

Institutul Geologic al României

În evoluţia magmatismului bazic se pot distinge două faze : prima, prekimerică, mai puternică, care s-a desfăşurat în decursul Triasicului (?)[4]) şi al Jurasicului pînă în Malm, întrucît peste produsele de erupţie se dispun normal calcarele recifale de Stramberg şi stratele cu *Aptychus*. În această fază în Drocea au urcat spre suprafaţă diabaze şi anamesite cu caracter de curgeri submarine şi au fost puse în loc corpuri hipabisice de gabbrouri, dolerite şi peridotite, (G. C i o f l i c a, 1961). În Munţii Metaliferi au erupt în acest timp diabaze, diabaz-porfirite, riolite şi ortofire.

În urma acestei activităţi magmatice a luat naştere o largă zonă de sutură ofiolitică („ophiolitische Narbenzone"). Produsele magmatismului iniţial, manifestat fisural, prin extinderea lor de-a lungul părţii centrale a domeniului eugeosinclinal, alcătuiesc un fel de coloană vertebrală tectonic competentă ; aceasta a condiţionat, după punerea ei în loc, formarea ridurilor geanticlinale, şi prin aceasta evoluţia ulterioară a şanţului Metaliferilor şi chiar evoluţia Apusenidelor în ansamblu. Strînsa legătură dintre magmatismul iniţial şi tectonică este evidenţiată de orientarea direcţiilor structurale ale şanţului, paralel cu zonele de apariţie a magmatitelor bazice.

A doua fază a magmatismului bazic s-a manifestat începînd din Neocomian şi pînă în Apţianul mediu. În Drocea, G. C i o f l i c a (1961) distinge două faze neocomiene : o fază neocomian inferioară în care apar diabaze, andezite piroxenice şi cu hornblendă, oligofire, ortofire şi dacite asociate cu un complex detrito-piroclastic şi jaspuri şi o fază neocomian superioară-barremiană, constituită exclusiv din diabaze spilitizate, intercalate în formaţiunile de fliş.

În Munţii Metaliferi nu se pot separa net două faze neocomiene, magmatitele bazice apărînd intercalate în depozitele sedimentare începînd de la nivelul stratelor cu *Aptychus* şi pînă în flişul apţian. Se remarcă doar faptul că în Neocomian şi Barremian apar curgeri de lave bazaltice spilitizate, andezite, oligofire şi o gamă largă de roci mixte (chorismatice : oftalmite, flebite, stromatite — V. C o r v i n P a p i u (1966) în timp ce în Apţian predomină aglomeratele spilitice.

Faza neocomiană s-a manifestat pe suprafeţe mai reduse decît cea jurasică, în zonele adiacente ridurilor centrale constituite din magmatitele jurasice, fiind condiţionată de fracturi formate pe marginea acestora.

---

[4]) În Dinaride se citează un magmatism iniţial porfiritic în Triasicul mediu (Subdinaricum şi Pînzele central dinarice) (M e d w e n i t s c h , S i k o s e k, 1965).

Institutul Geologic al României

Un fapt important care trebuie reținut este absența magmatitelor bazice în formațiunea de Wildflysch (cu excepția blocurilor remaniate). Această absență indică închiderea fracturilor longitudinale de-a lungul cărora s-a manifestat magmatismul inițial, închidere ce trebuie pusă pe seama mișcării blocurilor mărginașe ale șanțului în urma diastrofismului austric. Cu aceasta ajungem la una din problemele cele mai delicate pentru reconstituirea evoluției Apusenidelor de Sud, vîrsta cutărilor mezocretacice și efectul lor.

Există patru elemente care indică un diastrofism austric timpuriu, plasat în Apțian, aproximativ la limita Bedoulian-Gargasian : discordanța de la baza formațiunii de Wildflysch în fosa Mureșului, încetarea sedimentării în fosa Drocea, aspectele de Wildfysch din depozitele cretacice inferioare ale fosei Drocea și sistarea activității ofiolitice în Apțian.

Această fază a avut ca efect cutarea puternică a depozitelor neocomian-apțiene, ridicarea și exondarea unor compartimente și apariția unor elemente structurale dirijate NE—SW mulînd substratul. Rolul său a fost decisiv în Drocea. Tot pe seama acestei faze trebuie pus metamorfismul slab al unora dintre seriile eocretacice din fosa Mureș.

K. P a p p (1900), apoi M. I l i e (1950) au semnalat acest metamorfism, iar într-o lucrare anterioară (M. B l e a h u, M. D i m i a n, 1963) l-am comparat cu cel care a generat șisturile lustrate („schistes lustrés") din Alpi. El afectează depozitele din zona cea mai profundă a fosei Mureșului generînd în seria de Feneș inferioară (valanginian-hauteriviană) filite cloritoase-sericitoase, roci cataclazate facoidale și marmure, iar în seria de Feneș superioară (barremian-apțiană) filite. Existența unui metamorfism alpin nu este un fapt ieșit din comun căci astăzi se cunosc fenomene similare, în afara Alpilor, din Cordilierele Betice, Balcani și din Helenide, unde J. H. B r u n n (1961) arată că el este posterior șariajelor. Trebuie subliniată în special prezența unui metamorfism general (asociat celui din Pelagonide) ce apare în zona Vardar („Innere dinarische Narbenzone") și care a afectat termenii inferiori ai seriei mezozoice, ca și a altuia care ajunge sporadic pînă în flișul neocretacic, generînd șisturi și marmure.

În afara unui diastrofism austric timpuriu, în Metaliferi se constată și existența unui diastrofism austric tîrziu care a avut loc în Albian. El este dovedit de încetarea sedimentării Wildflysch-ului în fosa Mureșului și începerea sedimentării în fosa Bucium a unui fliș albian superior. Faza austrică tardivă a determinat instalarea unui facies cu aspecte de molasă atît în

Institutul Geologic al României

fosa Bucium cît şi în cea a Mureşului şi, prin mobilizarea parţială a marginii sudice a şanţului, a dus la crearea unei noi zone de sedimentare, amplasată jumătate pe depozitele eocretacice ale fosei Mureş, jumătate pe cristalinul getic (zona Deva).

Următoarea fază de diastrofism are loc la începutul Turonianului. Ea a determinat exondarea fosei Bucium (cu excepţia unei zone înguste situată în imediata apropiere a ridului Trascău) şi deplasarea zonei de maximă adîncime a fosei Mureş spre sud, unde începe sedimentarea flişului de Bozeş. Ea se face resimţită şi în bazinul Deva fiind marcată de discordanţa marginală a stratelor de Deva pe depozitele vraconian-cenomaniene (M. Lupu şi Denisa Lupu, 1965).

Faza subhercinică a avut de asemenea un rol important. În zona de maximă adîncime a fosei Mureş ea nu s-a resimţit, în schimb în zonele litorale se manifestă printr-o ingresiune (M. Dimian, Elena Dimian, 1964); în fosa Bucium ea a deplasat spre nord zonele de sedimentare care invadează marginea sudică a masivului Gilău. Alternanţa de depozite cu aspecte de molasă şi fliş arată instabilitatea tectonică a platformei mobilizate pe care se dispun. Tot acum este reluată sedimentarea în fosa Drocea şi iau naştere pe marginea ridului Trascău fracturi importante (M. Lupu, 1965).

Faza de orogeneză laramică de la sfîrşitul Cretacicului a constituit cea mai puternică şi importantă fază pentru sistemul orogenic al Apusenidelor. A fost faza de exondare generală, de desăvîrşire a cutării, de ridicare în bloc şi de consolidare a acestui sistem muntos, prin sudarea cu blocurile învecinate, consolidate anterior. Ca o compensare, pe măsura ridicării orogenului Apusenidelor, în faza laramică a început să aibă loc o mişcare de echilibrare izostatică, manifestată prin afundarea blocului transilvan şi formarea depresiunii molasice transilvane. De asemenea, în cadrul şanţului Metaliferilor se constată de o parte şi de alta a ridului median o tectonizare mai accentuată cu orientarea elementelor către exterior. Aceasta se datoreşte faptului că în apăsarea exercitată de masivul Gilăului de o parte şi de blocul transilvan cu masivele cristaline ale Carpaţilor Meridionali pe de altă parte, ridul median a reacţionat mai competent în comparaţie cu regiunile alcătuite din formaţiuni sedimentare cretacice de competenţă mai redusă.

Ridicarea Apusenidelor a creat posibilitatea producerii unor decompresiuni în zonele mai adînci ale scoarţei ce au avut ca efect formarea magma-

Institutul Geologic al României

titelor subsecvente, puse în loc, după T. P. Ghițulescu și M. Borcoș, (1965) în trei etape : precoce, epiorogenică și tardivă.

Începînd din Senonian[5]) și în timpul Eocenului inferior de-a lungul unei serii de fracturi orientate NE—SW, sînt puse în loc produsele manifestărilor fazei magmatice subsecvente precoce și epirogenică (prebanatitică și banatitică). De-a lungul acestor fracturi au fost injectate granodiorite și diorite și au ieșit la suprafață andezite, dacite și riolite.

Caracterul subsecvent este evidențiat în primul rînd de manifestarea sa pe fracturi a căror direcție nu ține seama în general de orientările structurilor principale ale Apusenidelor, iar în al doilea rînd de faptul că manifestările sale nu sînt legate numai de șanțul eugeosinclinal al Metaliferilor, ci de teritorii cu mult mai vaste situate la E de heterogenul pannonic, după direcții în general paralele cu marginea acestuia.

În timpul Neogenului (Tortonian-Sarmațian și Pannonian), după un sistem de fracturi orientate NW—SE (generate prin extensiuni NE—SW), s-a manifestat magmatismul subsecvent efuziv tîrziu reprezentat prin efuziuni andezitice, riolitice și dacitice. După aceleași direcții de fracturi a avut loc formarea unor horsturi și grabene cu funcții de bazine postectonice. Din acest sistem de fracturi distingem în primul rînd după importanță fractura Chișineu Criș — Sebeș și fractura Zlatna. Fracturile de distensie orientate NW—SE, situate în spatele șariajelor alpine din Apusenidele de Nord, au favorizat, prin crearea unor zone de decompresiune, formarea și ascensiunea magmatitelor neogene. Aceste fracturi fac probabil parte, după cum a indicat R. Dimitrescu (bazat pe date recente de foraj), dintr-un mare aliniament extins între Tokay, W de Oradea, Crișul Alb și Munții Metaliferi. În sectorul Tokay acest aliniament se racordează după R. Dimitrescu cu lanțul vulcanic principal Slovacia, Vihorlat, Baia Mare, Călimani, Harghita.

Ciclul magmatic alpin se încheie printr-o fază de magmatism bazic care este reprezentat prin bazalte la Detunata, Săcămaș și Lucareț și andezite bazaltoide de la Tăuți.

Forțele tectonice de distensiune, care au acționat asupra șanțului Metaliferilor în intervalele de timp corespunzătoare manifestărilor magma-

[5]) În Senonian (Senonian-Campanian) în fosa sudică apar la Vințul de Jos intercalate în flișul stratelor de Bozeș, tufuri și tufite albicioase cu biotit; în faciesul litoral estic apar remaniate riolite și andezite banatitice din blocul transilvan (M. Dimian, 1964).

Institutul Geologic al României

tismului subsecvent precoce şi epiorogenic, au avut o orientare opusă spaţial forţelor ce au acţionat în cursul desfăşurării magmatismului subsecvent tîrziu fapt care rezultă din modul de orientare al fracturilor respective.

Structura de ansamblu a Apusenidelor de Sud

Din compararea aspectelor de ansamblu ale orogenului Carpaţilor Orientali şi Meridionali cu Apusenidele de Sud (şanţul eugeosinclinal al Metaliferilor), apare clară existenţa unei similitudini avansate de formă între ele, Apusenidele de Sud apărînd oarecum ca o imagine redusă la scară a arcului Carpaţilor Orientali — Meridionali. Acest fapt nu se poate datora decît existenţei unor cupluri de forţe tectonice cu orientări similare care au dus la efecte asemănătoare, adică la orientarea similară a sistemelor orogenice respective.

H. S t i l l e a arătat că aspectul actual al arcului carpatic se datoreşte unor împingeri exercitate după trei direcţii : NW—SE (Hebridică), NE—SW (Podolică) şi SE—NW (Valahă), care s-au transmis prin intermediul a trei blocuri rigide : Masivul Moldanubic, Podolic şi Valah, (Moesic) la care trebuie adăugat un masiv intern rigid (Zwischengebirge) la vest.

Pentru Apusenidele de Sud avem o imagine similară redusă la scară, cu o uşoară rotire spre dreapta a poziţiilor blocurilor rigide : blocul Gilău (N), transilvan[6]) (E), Sud-Carpatic (S), şi masivul heterogen pannonic (W). Dubla curbură a orogenului Apusenidelor de Sud se datoreşte interacţiunii dintre aceste blocuri (fig. 2) : în sectorul 1, interacţiunii dintre blocul transilvan şi blocul Gilău, în sectorul 2, interacţiunii între blocul Gilău şi blocul sud-carpatic, iar în sectorul 3, interacţiunii dintre heterogenul pannonic şi blocul sud-carpatic.

Elementul structural principal al Apusenidelor de Sud este coloana vertebrală ofiolitică, care în urma fazei austrice timpurii s-a transformat în două riduri geanticlinale. Datorită împingerilor şi subîmpingerilor blocurilor cristaline înconjurătoare, precum şi datorită caracterului competent al acestor riduri axiale, a avut loc o îngustare transversală a domeniului de sedimentare şi a luat naştere sistemul orogenic al Apusenidelor de Sud.

---

[6]) Blocul transilvan trebuie considerat ca un sîmbure rigid, neregenerat în cursul orogenezei alpine, cu poziţie de „Zwischengebirge" între Apusenide şi Carpatide. Afectat în Cretacic de mişcări epirogenice pozitive a jucat rol de sursă sedimentară activă atît faţă de aria geosinclinală Apusenilor cît şi faţă de aria geosinclinală carpatică.

Institutul Geologic al României

L. Lóczy (1918) a subliniat caracterul simetric al acestui orogen iar G. Macovei şi I. Atanasiu (1931) l-au considerat un orogen cu deversări bilaterale. Ideea celor din urmă se baza pe profilele lui M. Ilie din Trascău publicate în 1935 în care la est de ridul Trascău toate

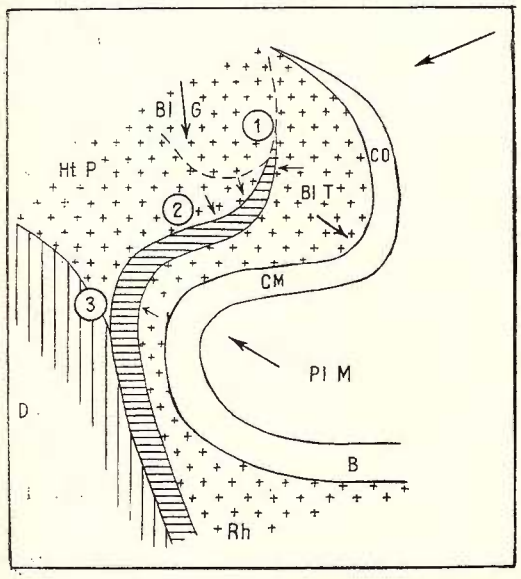


Fig. 2. — Sensul de aplicare a forţelor tectonice în spaţiul carpato-balcanic. Vectorii arată sensurile de aplicare a forţelor tectonice principale (CO = Carpaţii Orientali, CM = Carpaţii Meridionali, B = Balcani, PLM = Platforma moesică, BIG = Blocul Gilăului, HtP = Heterogenul pannonic, D = Dinaridele Rh = Masivul Rhodopi).

Sens d'application des forces tectoniques dans l'aire carpato-balkanique.

Les vecteurs indiquent les sens d'application des principales forces tectoniques (CO = Carpates Orientales, CM = Carpates Méridionales, B = Balkans, PLM = Platforme moesienne, BIG = Bloc du Gilău, HtP = Hétérogène pannonique, D = Dinarides, Rh = Massif du Rhodopi).

vergenţele sînt figurate spre est, ca şi pe încălecarea spre nord a formaţiunilor eocretacice peste cele neocretacice în fosele Drocea şi Bucium.

Ideea unui orogen bilateral nu poate fi susţinută însă întrucît, după cum au arătat şi T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu (1941) pe schiţa structurală anexată lucrării lor (pag. 294), majoritatea încălecărilor din Metaliferi sînt spre vest, respectiv spre nord, pe ambele laturi ale ridului central. Cercetările recente au confirmat acest fapt (S. Bordea şi colab., 1965, M. Lupu, 1965, M. Bleahu, M. Dimian, 1966). Vergenţele arată că în şanţul Metaliferilor împingerile s-au produs dinspre est şi sud (dinspre platforma podolică prin intermediul blocului transilvan şi dinspre platforma moesică prin intermediul Carpaţilor Meridionali) iar subîmpingerile dinspre masivul Gilău şi heterogenul pannonic). De altfel, pe măsura apropierii de masivul cristalin al Gilăului, se constată o creştere progresivă a intensităţii de manifestare a forţelor tectonice, trecîndu-se de

Institutul Geologic al României

la zone cutate puternic la încălecări, fapt care demonstrează rolul activ de subîmpingere pe care l-a avut acest masiv.

Structura cu vergenţe vestice şi nordice diferenţiază Apusenidele de Sud de arcul carpatic în care vergenţele sînt predominante spre est şi sud. Aceasta numai ca imagine actuală, căci trebuie luate în consideraţie diferitele etape de structogeneză. Astfel, la sud de ridul central se cunosc structuri cu vergenţe sudice în depozitele eocretacice (G. M a c o v e i, I. A t a n a s i u, 1931, fig. 8, 9) iar G. C i o f l i c a (1961) descrie încălecarea spre sud a unei lame de şisturi cristaline peste calcare urgoniene în zona Vorţa. De asemenea în partea nordică a fosei Mureş există vergenţe estice, la est de ridul Trăscău, dar numai în depozitele eocretacice.

În mod analog cu lanţul carpatic, ridul central al Apusenidelor de Sud prezintă o afundare axială în regiunea de curbură estică, fiind prăbuşit după un sistem de fracturi orientate NW—SE. Acestea s-au produs probabil în Cretacicul inferior, fapt care rezultă din modul în care fracturile longitudinale pe care au ajuns la zi spilitele şi andezitele din ultima fază a magmatismului ofiolitic mulează limita de est a zonei de afundare a ridului.

Dacă adăugăm şi faptul că în cursul Cretacicului se constată o migrare progresivă a zonei de maximă adîncime a fosei Mureşului de la nord şi vest spre sud şi est, similitudinea cu evoluţia arcului carpatic este completă dar numai pentru Cretacicul inferior. Ea trebuie pusă pe seama unui joc de forţe care pînă la începutul Cretacicului superior a fost analog.

O diferenţă între evoluţia arcului carpatic şi a Apusenidelor de Sud a intervenit de-abia în Cretacicul superior, mai precis în faza laramică, căreia i se datoresc structurile cu vergenţe vestice şi nordice. Faptul nu trebuie să surprindă căci aspectul structural al ramei sudice a domeniului Metaliferilor se schimbase. Într-adevăr, în fazele austrice rolul activ în cutare l-a avut ridul central în curs de ridicare iar subîmpingerea a fost exercitată de domeniul getic. În urma formării pînzei getice întreaga ramă sudică a devenit rigidă şi subîmpingerea continuă a platformei moesice s-a transmis prin tot edificiul Carpaţilor Meridionali (autohton şi pînză), care a devenit forţă de împingere. Acelaşi fenomen a avut loc de altfel şi pe rama nordică în ceea ce priveşte autohtonul de Bihor şi pînza de Codru, dar numai în sectorul vestic, nu şi în cel estic. Aşa se explică de ce masivul Gilău a continuat să se subîmpingă şi să fie mobilizat parţial pe margine în faza subhercinică şi laramică, făcînd posibilă deversarea cutelor din domeniul eugeosinclinal către el.

Institutul Geologic al României

Considerentele de mai sus impun luarea în discuție a unei probleme de mai mare anvergură : poziția șanțului Metaliferilor față de domeniile învecinate. Paralelizarea dintre acesta și arcul carpatic este utilă numai pentru descifrarea cîmpului de forțe din afara lor, în cadrul căruia au evoluat. Funcțional ele diferă net.

Arcul carpatic reprezintă un orogen asimetric cu evoluție completă centrifugă față de zona cristalină internă. Apusenidele de Sud reprezintă un șanț eugeosinclinal dezvoltat pe seama unei zone înguste de fracturi profunde încadrată între blocuri vechi rigide. Din această cauză el trebuie interpretat ca o zonă de sutură între aceste blocuri, ce au stînjenit desfășurarea unei evoluții complete geosinclinale în timp și spațiu.

Prin acumularea unor stive importante de mase magmatice și sedimentare acest șanț s-a transformat într-o zonă activă tectonic. Ea a devenit astfel un ax de simetrie centrifugă separînd un domeniu cu vergențe sudice (Carpații Meridionali) de unul cu vergențe nordice (Apusenidele de Nord). M. B l e a h u și R. D i m i t r e s c u (1957) au arătat pentru prima dată rolul pe care l-a avut această cicatrice în generarea pînzelor Getică și de Codru, cicatrice care se dovedește a fi unul din elementele orogene importante ale acestui sector al sistemului alpin.

Poziția domeniului eugeosinclinal al Metaliferilor în sistemul alpin

Problema găsirii unui corespondent în continuare al șanțului Metaliferilor, importantă zonă de fracturi profunde cu sutură ofiolitică, este de cel mai mare interes deoarece el se găsește în preajma zonei de apropiere a Carpaților, Balcanilor, Dinaridelor și Alpilor. În cercetarea prelungirilor posibile trebuie să se țină seama de faptul că sistemele de fracturi ce separă diversele unități tectonice nu au prilejuit pe tot traseul venirea către suprafață a magmelor bazice, după cum nu au fost create pretutindeni condiții favorabile formării de șanțuri geosinclinale.

Găsirea spre nord a unei continuări este destul de dificilă prin faptul că regiunea de la NE de Turda este acoperită de depozitele neozoice ale bazinului transilvan. Hărțile gravimetrice arată însă că pe marginea de vest a acestuia se schițează o depresiune alungită umplută de sedimente mai puțin dense (probabil de fliș sau molasă) corespunzînd la ceea ce a fost denumit depresiunea Turda, și care reprezintă ultima deplasare spre est a fosei Mureșului (M. B l e a h u, M. L u p u , 1963). Datele geofizice arată că fosa se închide spre NE (în zona de la N de Turda).

Institutul Geologic al României

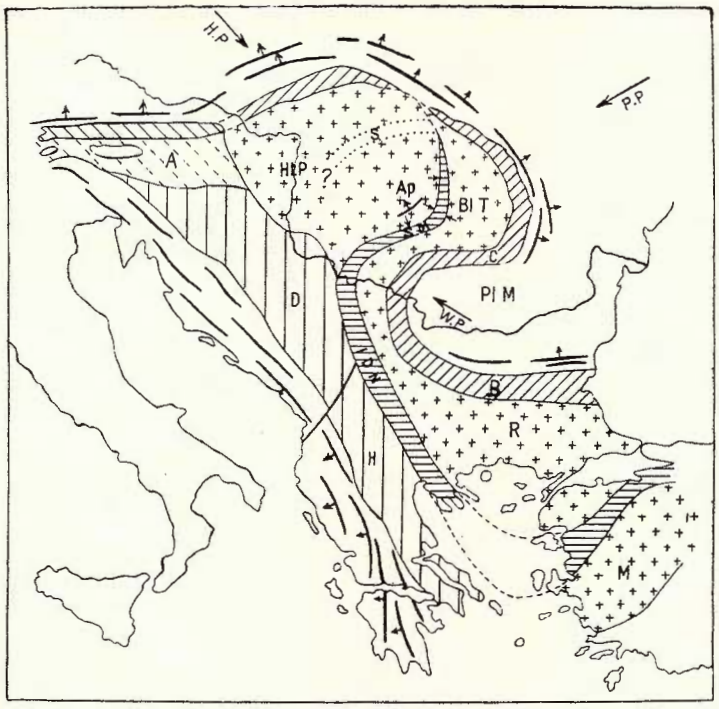


Fig. 3. — Poziția șanțului eugeosinclinal al Metaliferilor în raport cu Alpii, Carpații, Balcanii și Dinaridele.

SM — IDN = Șanțul eugeosinclinal al Metaliferilor + „Innere dinarische Narbenzone", A = Alpide, C = Carpatide, D = Dinaride (internidele sînt haşurate oblic şi vertical iar externidele sînt reprezentate prin linii groase întrerupte cu săgeți indicînd vergențele principale). B = Balcanide, H = Hellenide, Ap = Apusenide, R = Masivul Rhodope, M = Masivul Menderes, BlT = Blocul Transilvan, HtP = Heterogen Pannonic, S = Fosa Szolnok, HP = împingere hebridică, PP = împingere podolică, WP = împingere valahă (după B r u n n, S t i l l e, M e d v e n i t s c h, S i k o s e k, cu completări aduse de autori).

Position du sillon eugéosynclinal des Métallifères par rapport aux Alpes, Carpates, Balcanes et Dinarides.

SM — IDN = sillon eugeosynclinal des Métalliféres + "Innere dinarische Narbenzone", A = Alpides, C = Carpatides, D = Dinarides (les internides sont hachurées obliquement et verticalement et les externides sont représentées par d'épaisses lignes interrompues et des flèches indiquant les principales vergences) B = Balkanides, H = Hellenides, Ap = Apusenides, R = Massif du Rhodope, M = Massif Menderes, BlT = Bloc Transylvain ; HtP = Hétérogène Pannonique, S = Fosse Szolnok, HP = poussée hébride, PP = poussée podolique, WP = poussée valaque (d'après B r u n, S t i l l e, M e d v e n i t s c h, S i k o s e k, avec compléments appartenant aux auteurs).

Institutul Geologic al României

Admiţînd o discontinuitate în sensul arătat mai sus, singura posibilitate de regăsire a suturii este în klippele pienine din munţii Lăpuşului, unde se cunosc jaspuri şi diabaze. Această legătură a fost făcută de G. Murgeanu şi D. Patrulius (1960) şi ea ar duce mai departe la conturarea unei importante zone de fracturi ce ocoleşte Carpaţii Orientali prin nord (H. Swidzinski, 1962).

Continuarea spre SW a şanţului Metaliferilor este mascată de depresiunea neogenă pannonică. Incercarea lui H. Stille (1953) de a o lega direct cu Carpaţii Meridionali prin crearea unui geosinclinal „Getic-Mureş" nu are nici o justificare stratigrafică sau tectonică. Nici încercarea lui T. Szalai (1960) de a continua spre vest în depresiunea pannonică nu este mai reuşită, căci flişul cretacic găsit în foraje aparţine probabil Apusenidelor de Nord, mai precis pînzei de Codru. În 1952 L. Kober a susţinut pentru prima dată că legătura trebuie căutată în „Innere Radophit Zone" (Vardar *sensu lato*, Kossmat, 1924) care reprezintă zona dinarică internă ofiolitică („Innerdinarische Narbenzone" a lui W. Medwenitsch).

Zona Vardar a fost separată pentru prima dată de către Kossmat în 1924 fiind delimitată de masivul pelagonic la vest şi masivul Rhodopi la est.

Astăzi zona Vardar şi continuarea sa către nord este desemnată de K. V. Petković, B. Sikosek, B. Maksimovic sub numele de „Zona internă ofiolitică", iar de W. Medwenitsch ca „Zona internă dinarică de cicatrice ofiolitică" sau „Zona Vardar".

Unii geologi iugoslavi denumesc continuarea la nord de Skoplje a zonei Vardar zona Sumadija (Ciric, Andejelkovic). Insă, întrucît limita vestică a zonei Vardar este dată de masivul Pelagonic ce se afundă periclinal către nord, delimitarea spre vest a zonei Sumadija variază cartografic.

Ţinînd seama de caracteristicile geologice, ca şi de orientarea spaţială şi poziţia tectonică, este probabil ca zona Sumadija să reprezinte continuarea spre sud a şanţului geosinclinal al Metaliferilor. Între cele două unităţi există numeroase asemănări: prezenţa în Valanginian-Barremian a unor formaţiuni sedimentar-vulcanogene bazice cu caracter de fliş, în Barremian superior-Apţian a unor formaţiuni terigene ritmice cu calcare urgoniene, în Senonian a unui fliş, precum şi existenţa unui vulcanism dacito-andezitic subsecvent senonian superior-paleogen-neogen.

Institutul Geologic al României

În ceea ce priveşte zona Vardar propriu-zisă, prin cercetările întreprinse în Hellenide J. Aubouin, J.H. Brunn, J. Mercier, Godfriaux etc., s-a reuşit a se obţine o imagine de ansamblu destul de completă a acestei unităţi. Din studiile speciale consacrate ei de J. Mercier (1960, 1963), a reieşit că aceasta are un pronunţat caracter heterogen. Ea a fost împărţită în mod preliminar în două sau trei subzone distincte. Atît subzona occidentală cît şi cea orientală prezintă un metamorfism alpin şi magmatism iniţial şi subsecvent, însă numai subzona occidentală conţine depozite de vîrstă cretacică, subzona orientală fiind afectată de o emersie antecretacică.

Deşi există deosebiri în ce priveşte aspectele faciale ale depozitelor cretacice şi gradul mult mai accentuat de tectonizare al zonei Vardar, putem corela domeniul eugeosinclinal al Metaliferilor cu subzona occidentală a zonei Vardar pe baza existenţei magmatismului iniţial şi subsecvent, a existenţei unui metamorfism alpin şi a exondării generale a şanţului geosinclinal în faza laramică. Mai importantă este însă poziţia similară pe care o ocupă cele două unităţi care au separat Dinaridele şi Apusenidele de Nord pe o parte, masivul Rhodopi, Carpaţii şi masivul transilvan de partea cealaltă. Mai semnificativă este însă funcţia comună pe care au îndeplinit-o, ambele domenii avînd rolul de zone tectonice active determinînd structuri cu vergenţe centrifuge.

Desprinderea de Dinaridele orientate SE—NW a zonei Vardar către nord şi continuarea ei prin şanţul Metaliferilor arată că ea poate fi considerată ca o unitate aparte situată în „hinterlandul" Dinaridelor (deşi din punct de vedere geologic se aseamănă cu internidele acestora). În raport cu zonele limitrofe, marea linie de sutură ofiolitică Vardar-Metaliferi a avut o evoluţie geologică independentă şi ocupă o poziţie intermediară între ramura dinarică şi cea carpatică a sistemului alpin.

BIBLIOGRAFIE

Aubouin J., Brunn H. J., Celet P., Dercourt J., Godfriaux I., Mercier J. (1960—1963) Esquisse de la Géologie de la Grèce — *Livre à la Mémoire de Prof. Paul Fallot*, p. 583—610.

Andjelković Z. M. (1955) Position of the Šumadija and Morava Zones in the geotectonic structures of the Balkan Peninsula. *Carp. — Balk. Geol. Assoc. VII, Congr. Sofia.* Rep. p. I, p. 243—249.

Institutul Geologic al României

Bleahu M., Dimian M. (1963) Caracteristici stratonomice ale seriilor cretacice din Munţii Metaliferi (M. Apuseni). *Congr. V. Carp. — Balc. vol.* III/1, p. 81—95, Bucureşti.

Bleahu M., Dimian M. (1966) Studii stratigrafice şi tectonice în regiunea Feneş, Ighiu între Galde. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/2 Bucureşti.

Bleahu M., Dimitrescu R. (1959) Cratchii ocerc gheologhii Zapadnîh gor. *Sovetscaia geologia* nr. 5.

Bleahu M., Lupu M. (1963) Nouvelles données sur l'évolution du sillon des Monts Métallifères. *Com. Congr. VI. Assoc. Carp.* — Balk. Warsovie (sous presse).

Brunn H. J. (1961) Les sutures ophiolitiques. Contribution à l'étude des relations entre les phénomènes magmatiques et orogéniques. *Rev. Géogr. -phys. et de Géol. dyn.* (2) vol. IV fasc. 2,3 p. 89—96, 181—202.

Bordea S., Bordea Josefina, Puricel R. (1966) Dovezi paleontologice asupra prezenţei Albianului în Munţii Metaliferi. *D.S. Com. Geol.* L1/2. Bucureşti.

Cioflică G. (1961) Entwicklung des mesozoischen Vulkanismus der Drocea. Gebirges, *Acta Geol. Muz. T.* VIII, fasc. 1—2, p. 163—167.

Ciric B., Karamata St. (1960) L'évolution du magmatisme dans le géosynclinal dinarique au Mésozoïque et au Cénozoïque *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, ser, T. II, p. 376—380.

Ciric B. (1963) Le développement des Dinarides Yougoslaves pendant le cycle alpin. *Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot, T.* II, p. 565—582.

Dimian M., Dimian Elena (1964) Date stratigrafice şi sedimentologice privind formaţiunile cretacice dintre valea Mureşului şi valea Ampoiului. *D.S. Com. Geol.* L, p 107—130. Bucureşti.

Dimitrescu R. (1961) Asupra poziţiei vulcanismului neogen din Munţii Apuseni în cadrul sistemului carpatic. *Com. Acad.* RPR nr. 12, T XI (1951—1952). Bucureşti.

Ghiţulescu P. T., Borcoş M., Resnic F. (1965) L'éruptif des Monts Métallifères dans le cadre de l'orogénèse alpine. *Carp. — Balk. Geol. Assoc. Rap. Part. III.* Bucureşti.

Godfriaux I. (1964) Sur le métamorphisme dans la zone pélagonienne orientale (région de l'Olympe) Grèce. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) VI, p. 146—162.

Grunau R. H. (1965) Radiolarian cherts and associeted rocks in space ane time. *Eclog. Geol. Helv.* vol. 57 nr. 1 p. 157-208.

Kober L. (1952) Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens Serb. Akad. Wiss. *Sonderausgabe Bd. CLXXIX Geol. Inst.* Nr. 3, Beograd.

Lupu M. (1964) Asupra vîrstei stratelor cu Aptychus din Munţii Trascău. *D. S. Com. Geol.* L/2. Bucureşti.

Lupu M., Lupu Denisa (1964) Asupra unor dislocaţiuni rupturale din partea de vest a fosei Munţilor Metaliferi. *D. S. Com. Geol.* L/1, p. 201—207. Bucureşti.

Lupu M. (1965) Quelques considérations sur les phases de diastrophisme dans le sillon des Monts Métallifères. *Carp.- Balk. Geol. Assoc. VII Congrès.* Rep. p. I, p. 287—292. Sofia.

Lupu M. (1966) Asupra unor fracturi subhercinice din partea de vest a masivului Trascău. *D.S. Com. Geol. LII*/1, p. 377—382. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Lupu M., Lupu Denisa (1966) Stratigrafia şi faciesurile depozitelor cretacice superioare din regiunea Bretelin-Cherghes. *D.S. Com. Stat Geol.* LII/2. Bucureşti.

Macovei G., Atanasiu I. (1934) L'évolution de la Roumanie au Crétacé *An. Inst. Géol.* XVI. Bucureşti.

Medwenitsch W., Sikosek B. (1965) Abriss der Geologie und Tektonik Jugoslaviens. *Carp-Balk-Geol. Assoc. VII, Confr. Sofia Rep. P.I.*, p. 293—303.

Murgeanu G., Patrulius D. (1960) Les formations mésozoïques des Carpates roumaines et de leur avant-pays. *Ann. Inst. Geol. Publ. Ung.*, XLIX, fasc. 1, p. 177—185, Budapest.

Papiu V. C. (1953) Cercetări geologice în Masivul Drocea. *Bul. St. Acad. R.P.R.*, V/1, Bucureşti.

Papiu V. C. (1966) Consideraţii litogenetice asupra formaţiunii barremiene din Munţii Metaliferi. *D.S. Com. Stat Geol.* LIII/3. Bucureşti.

Papp K. (1900) Die Umgebungen des Dimbu Berges bei Zalatna im Komitat Alsofehér (Alba) *Jahresb. d.k. geol. R.A.*

Sikosek B., Medwenitsch W. (1965) Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden — *Verh. Geol. B. A. Sonderheft* 9, 5, 86—102. Wien.

Stille H. (1953) Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beih. Geol. Jahrb.* H. 8, Hamburg.

Swidzinski H. (1962) Sur la forme structurale de la zone des klippes Pienines des Karpates. *Bull. de l'Acad. Pol. des sc. Sér. des sc. géol. et géogr.*, X/3.

Szalai T. (1960) A Kárpátok Keletkézése Tisia Kĩlon. *Föld. Ertes. evi* 4, Budapest.

Trümpy R. (1960) Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Bull. Geol. Soc. Amer.* vol. 71, p. 843—908.

Vadász E. (1955) Geotektonische Grundlagen der Geologie Ungarns. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* III/1—3, p. 207—242.

LE SILLON EUGÉOSYNCLINAL DES MÉTALLIFÈRES ET SA POSITION PAR RAPPORT AUX CARPATES ET AUX DINARIDES

PAR

M. BLEAHU, M. DIMIAN

(Résumé)

Le sillon des Monts Métallifères représente la plus importante partie du système orogénique des Apusenides. Il s'est probablement formé pendant le Jurassique inférieur (Trias ?) par la régénération d'un domaine hercynien consolidé. Il apparaît comme un arc à deux courbures : vers le NE et le N

Institutul Geologic al României

au bord oriental et vers le SW au bord occidental. La partie orientale est constituée par les Monts Trascău et les Monts Métallifères et celle occidentale par les Monts de Drocea. Vers l'E et le N les formations appartenant au sillon des Métallifères plongent sous les dépôts néozoïques de la Dépression de Transylvanie, tandis que vers 1'W elles plongent sous les dépôts néogènes de la Dépression Panonienne. Au cours de l'évolution du sillon des Métallifères se sont individualisés les éléments structuraux suivants : une ride centrale (Drocea-Techerău et Trascău) flanquée par les fosses de Drocea et Bucium d'un côté et par la fosse de Mureş de l'autre (fig. 1).

Stratigraphie — Paléogéographie. La première étape du développement du sillon (Trias ? — Jurassique inférieur et moyen) est caractérisée par une intense activité magmatique sous-marine, manifestée le long de certaines fractures longitudinales.

La seconde étape (Jurassique supérieur) est caractérisée par une sédimentation calcaire récifale (calcaires de Stramberg) dans les parties centrales (les rides en voie de surrection) alors que dans les fosses se sont accumulés des dépôts pélagiques (couches à *Aptychus*), leur sédimentation se poursuivant au Néocomien également. Pendant le Valanginien — Hauterivien s'est déposée une puissante série volcanogène-sédimentaire qui dépasse 2000 m d'épaisseur, dans laquelle les coulées sous-marines de diabases, spilites, oligophyres et andésites alternent avec des grauwackes, des phyllites séricito-chloriteuses et des jaspes. Pendant le Barrémien et l'Aptien a eu lieu dans la fosse de Mureş la sédimentation d'une série détritique plus grossière dans le N et plus fine dans les parties centrales (flysch et subflysch) à intercalations de calcaires, spilites et klippes sédimentaires ; dans le même intervalle s'est sédimenté un flysch gréseux dans la fosse de Drocea.

La troisième étape de l'évolution du sillon des Métallifères a été marquée par la surrection des rides de Trascău et de Drocea-Techerău, par l'affaissement plus intense des fosses de Mureş et de Bucium. Dans la fosse de Mureş s'accumulent, pendant l'Aptien supérieur et l'Albien, une série de Wildflysch (klippes sédimentaires, brèches, argiles à blocaux, conglomérats tilloïdes à éléments calcaires jurassiques, urgoniens et ophiolites) ayant comme origine la terre ferme constituée par le massif de Transylvanie autant que par la ride centrale. Le Cénomanien se caractérise, dans la fosse de Mureş par des grès grossiers massifs à aspects de molasse et dans la fosse de Bucium par des conglomérats oligomictiques à quartz surmontant, par transition progressive, un flysch albien.

Institutul Geologic al României

La quatrième étape, appartenant au Touronien et au Sénonien, est représentée, dans la fosse de Mureş, par un flysch gréso-marneux de 2500 à 3000 m d'épaisseur qui passe, presque sans transition, de l'E et à l'W, à des dépôts moins épais à faciès littoral. Dans les fosses de Drocea et de Bucium le Sénonien est constitué par des dépôts à faciès de Gosau avec des récifs de rudistes.

La phase d'orogenèse laramienne a marqué la fin de l'évolution géosynclinale du sillon des Métallifères.

Tectonique — Magmatisme. La genèse et l'évolution du sillon des Métallifères ont été conditionnées par sa position. Il a été entouré de blocs à comportement relativement rigide pendant l'orogenèse alpine : le bloc transylvain à l'E, les massifs cristallins de Poiana Ruscă et de Sebeş (appartenant aux Carpates Méridionales) au S, le massif cristallin de Gilău au N et le hétérogène pannonien à l'W (fig. 2, 3).

Durant le Jurassique inférieur (possible même au Trias) à la suite de certains mouvements de distension, un système de failles profondes a pris naissance entre le bloc transylvain et les massifs cristallins des Carpates Méridionales d'une part et le hétérogène pannonien et le bloc de Gilău d'autre part. C'est la direction des failles qui a conditionné l'orientation ultérieure du sillon.

On peut distinguer deux phases dans l'évolution du magmatisme basique initial : la première précimmérienne, plus marquée (Trias jusqu'au Tithonique), représentée, par des masses importantes de coulées sous-marines de diabases et d'anamésites ainsi que de corps hypoabissiques de gabbros, dolérites et péridotites (Drocea) et de diabases, diabases porphyriques, rhyolites et orthophyres (Métallifères); une deuxième phase qui s'étend du Néocomien jusqu'au début de l'Aptien supérieur est constituée par des effusions de basaltes, andésites, oligophyres, orthophyres; elle s'est manifestée avec moins de force et sur des surfaces réduites. Une large zone de souture ophiolitique prend naissance, constituant une épine dorsale compétente au point de vue tectonique, qui a conditionné la formation de rides géanticlinaux, ainsi que l'évolution du sillon des Métallifères.

Il y a quatre éléments qui indiquent la manifestation de la phase autrichienne précoce, placée à peu près à la limite Bédoulien-Gargasien : la discordance qui se trouve à la base de la formation du „Wildflysch" de la fosse de Mureş, l'interruption de la sédimentation dans la fosse de

Institutul Geologic al României

Drocea, les aspects de Wildflysch dans les dépôts crétacés inférieurs de la fosse de Drocea et l'arrêt de l'activité volcanique-ophiolitique pendant l'Aptien. Cette phase a conduit au plissement et au faible métamorphisme (dans la fosse de Mureş) des dépôts néocomiens-aptiens et au soulèvement de quelques compartiments. Son rôle a été décisif pour la fosse de Drocea.

L'arrêt de la sédimentation du Wildflysch dans la fosse de Mureş et le commencement de la sédimentation du flysch albien dans la fosse de Bucium témoignent de la présence de la phase de diastrophisme autrichien récent. Cette phase a conduit, en général, à l'installation de certains faciès d'aspect molassiques dans la fosse de Bucium autant que dans celle de Mureş, ainsi qu'à la naissance d'une nouvelle zone de sédimentation, emplacée moitié sur des dépôts éocrétacés de la fosse de Mureş, moitié sur le Cristallin gétique (zone de Deva).

La phase antéturonienne s'est manifestée par des discordances marginales. Elle a conduit aussi au déplacement vers le S de la zone de sédimentation caractérisée par un maximum de subsidence appartenant à la fosse de Mureş ; c'est là que commence l'accumulation du flysch de Bozeş.

La phase subhercynienne a déterminé des ingressions dans les zones littorales de Mureş et le déplacement des zones de sédimentation vers le N sur le massif de Gilău dans la fosse de Bucium. Dans la fosse de Drocea s'accumulent des formations sous faciès de Gosau.

C'est la phase laramienne qui a marqué le plus l'évolution du sillon par l'achèvement du plissement, la surrection en bloc et la consolidation de tout le système orogénique. Au fur et à mesure que ce système orogénique se soulevait, le bloc transylvain s'affaissait conduisant ainsi à la formation de la Dépression transylvaine (mouvement de compensation).

Les produits de la phase magmatique précoce et épiorogénique (prébanatitique et banatitique) sont mis en place pendant le Sénonien et l'Eocène le long de certaines failles dirigées NE—SW (qui ignorent en général les orienations structurales principales des Apusenides et affectent des domaines plus vastes, situés à l'E du hétérogène pannonien et parallèles à son bord). Le long de ces failles, des granodiorites, diorites, andésites, dacites et rhyolites ont été mises en place.

Le magmatisme subséquent volcanique récent s'est manifesté durant le Tortonien, le Sarmatien et le Pannonien le long d'un système de failles NW—SE ; il est constitué par des andésites, rhyolites et dacites. Le long des mêmes failles a eu lieu la formation des grabens à rôle de bassins post-

Institutul Geologic al României

tectoniques. Ces failles appartiennent probablement à un alignement étendu entre Tokay, à l'W d'Oradea, Crişu-Alb et les Monts Métallifères. Dans le secteur de Tokay cet alignement se raccorde à la chaîne volcanique principale de Slovaquie, Vihorlat, Baia Mare, Călimani et Harghita.

Le cycle magmatique alpin s'achève par une faible phase de magmatisme basique (basaltes).

Structure générale des Apusenides méridionales. En comparant les aspects d'ensemble de l'orogène des Carpates Orientales et Méridionales à l'orogène des Apusenides méridionales, il apparaît avec évidence l'existence d'une similitude morphologique avancée entre elles. Les Apusenides méridionales font penser aux Carpates envisagées à une échelle réduite.

Des couples de forces tectoniques aux orientations similaires ont conduit à l'orientation similaire des systèmes orogéniques respectifs. Les poussées en trois directions (H. S t i l l e) NW-SE (hebridique), NE-SW (podolique) et SE-NW (valaque) exercées par trois blocs rigides : le massif Moldanubien, Podolique et Valaque (Moésien) se transmettent aux Apusenides par les blocs de Gilău (N), transylvain (E) les massifs cristallins des Carpates Méridionales (S) et le hétérogène pannonien (W). La double courbure des Apusenides est due justement à l'interaction de ces blocs (fig. 2).

Les Apusenides se caractérisent par des vergences vers l'W et vers le N. Des vergences en sens inverse sont rares. La transition des plis serrés aux chevauchements en allant du S vers le N indique le rôle actif de sous-poussée du massif de Gilău.

Au point de vue fonctionnel, la parallélisation entre le domaine des Métallifères et l'arc carpatique, utile lorsqu'il s'agit de déchiffrer le complexe des poussées extérieures qui les ont affectés, indique que ces domaines diffèrent nettement ; l'arc carpatique représente un orogène asymétrique avec évolution centrifuge complète par rapport à une zone cristalline interne, tandis que les Apusenides méridionales constituent un sillon eugéosynclinal étroit développé en partant d'une zone de failles profondes limitée par d'anciens blocs rigides. Son rôle est celui d'une zone de soutuer entre ces blocs.

Par l'accumulation d'une pile importante de masses magmatiques et sédimentaires ce sillon se transforme en une zone active au point de vue tectonique ; celle-ci devient un axe central de symétrie centrifuge qui a

Institutul Geologic al României

séparé un domaine à vergences méridionales (Carpates Méridionales) d'un domaine à Vergences septentrionales (Apusenides septentrionales).

Lorsqu'il s'agit de dépister les prolongements possibles du sillon eugéosynclinal des Metallifères on doit considérer que les systèmes de failles qui séparent les différentes unités tectoniques n'ont pas occasionné tout le long de leur trajet la venue vers la surface des magmas basiques. En admettant une discontinuité en ce sens, c'est dans les klippes piennines des Monts de Lăpuş, où l'on connaît des jaspes et des diabases qu'il faut rechercher la souture vers le N (au N de la Dépression de Transylvanie). La zone de ces klippes se prolonge soit dans une importante zone de failles contournant l'arc des Carpates Orientales par le N, soit à l'intérieur de cet arc, dans un des éléments structuraux du hétérogène pannonien.

C'est vers le SW que l'on doit chercher cette liaison dans la zone du Vardar, ainsi que L. K o b e r l'a indiqué depuis 1952. On peut corréler le sillon eugéosynclinal des Métallifères à la sous-zone occidentale de la zone de Vardar (selon la classification de J. M e r c i e r) la seule qui comprenne aussi des dépôts crétacés.

Malgré les différences existant entre le sillon eugéosynclinal des Métallifères et la sous-zone occidentale de Vardar, on peut les corréler pourtant en raison de l'existence dans les deux domaines : du magmatisme initial et de certaines formations sédimentaires volcaniques basiques pendant le Néocomien-Barrémien, de certaines formations terrigènes rythmiques à calcaires urgoniens, d'un flysch crétacé supérieur, d'un volcanisme subséquent Sénonien-Paléogène-Néogène, d'un métamorphisme alpin ainsi que de l'exondation générale du domaine géosynclinal durant la phase laramienne. Mais c'est la position similaire de ces deux domaines qui est encore plus importante : ils séparent les Dinarides et les Apusenides septentrionales d'une part, du massif de Rhodope, des Carpates et du massif transylvain d'autre part. Les deux régions ont accompli le rôle de zones tectoniques actives, qui ont déterminé des structures à vergences centrifuges.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse tectonique des Apusenides.

1, dépôts néozoïques de molasse ; 2, dépôts crétacés : a) sous faciès littoral + épicontinental ; b) sous faciès de flysch ; 3, dépôts triasiques et jurassiques principalement calcaires-dolomitiques ; 4, dépôts néopaléozoïques : 5, massifs cristallins hercyniens et plus anciens ;

Institutul Geologic al României

6, magmatites subséquentes tardives (Néogène); 7, magmatites subséquentes précoces et épiorogéniques (Néocrétacé-Paléogène); 8, magmatites basiques initiales (ophiolitiques): a) phase II Néocomien-Aptien, b) phase I Trias-Jurassique; 9, granitoïdes hercyniennes et plus anciennes; 10, fractures postorogènes (Néogène), limites de grabens (a); 11, limites de bassins et dépressions intramontagneuses; 12, fractures laramiennes; 13, charriages laramiens; 14, vergences laramiennes; 15, charriages subhercyniens; 16, vergences subhercyniennes; 17, charriage autrichiens; 18, vergences autrichiennes; 19, axe ophiolitique; 20, limite du sillon des Métallifères; 21, extension probable des massifs Highiş et Codru sous couverture néogène; P.C. = massif de Pădurea Craiului; C. M. = massif de Codru-Moma; B. = massif de Bihor; G. = massif de Gilău; T. = Monts Trascău; Gr. Cr. N. = graben de Crişul Negru; Gr. Cr. A. = graben de Crişul Alb; H. = massif de Highiş; D. = massif de Drocea; P.R. = massifs de Poiana Ruscă; R. = massif de Rapolt; S. = massif de Sebeş.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

M.BLEAHU și M.DIMIAN

TABLOU DE CORELAȚIE A FORMAȚIUNILOR DIN ȘANȚUL EUGEOSINCLINAL AL METALIFERILOR

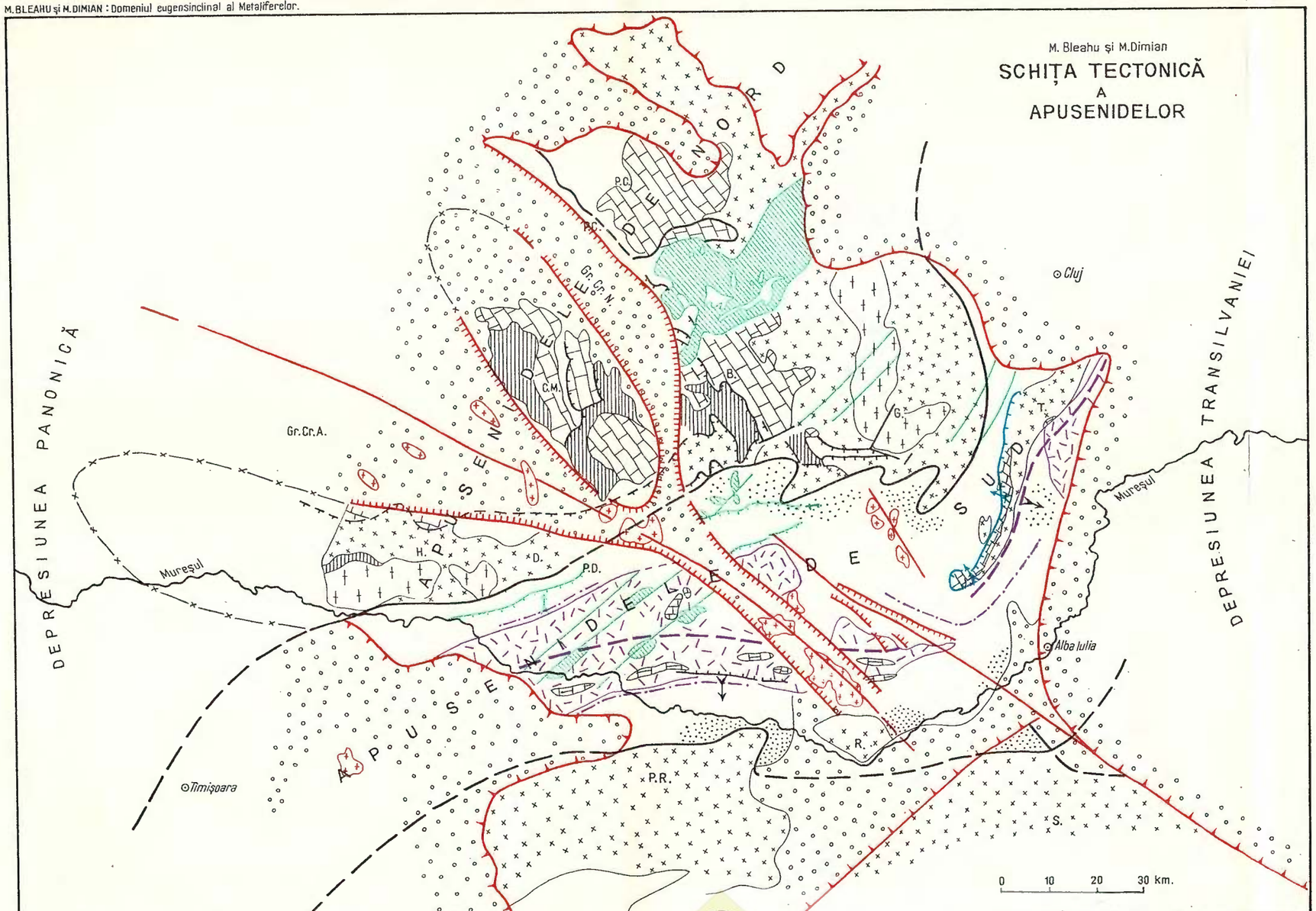
M.BLEAHU, M.DIMIAN: Domeniul eugeosinclinal al Metaliferilor.

	FOSA DROCEA	FOSA BUCIUM	FOSA SĂLCIUA	RIDUL TRASCĂU ȘI OROCEA	FOSA MUREȘ PARTEA CENTRALĂ	FOSA MUREȘ PARTEA ESTICĂ	FOSA MUREȘ PARTEA NORD ESTICĂ	MARGINEA S. A DOMENIULUI	DIASTROFISM	MAGMATISM
NEOGEN		Molasă în baz. Roșia, Brad	Molasă baz. trans.		Molasă în bazine Almaș, Săcărîmb	Molasă în depresiunea Turda				Magmatism subsecvent tardiv
PALEOGEN										
SENONIAN: MAESTRICHIAN	Facies detritic litoral cu rudiști (Gosau)	Fliș Facies detritic litoral cu rudiști (Gosau)	Fliș Facies detritic litoral cu rudiști (Gosau)			Str. de Vînt (molasă)			Faza laramică	Magmatism subsecvent eplorogenic (banatitic)
SENONIAN: CAMPANIAN					Strate de Bobilna (facies detritic litoral)	Strate de Bozeș (fliș)	Congl. de Tăuți (facies detritic litoral)			Magmatism subsecvent precoce (prebanatitic)
SENONIAN: SANTONIAN								Str. de Deva (molasă)	Faza subhercinică	
SENONIAN: CONIACIAN		Marno-calc. și congl. violacee	Serie detritică ritmică							
TURONIAN									Faza mediteraneană	
CENOMANIAN		Congl. de Negrileasa (molasă)			Str. de Valea lui Paul (molasă)	Str. de Valea lui Paul (molasă)	Str. de Rîmeț (molasă)	Str. de Cherghеș - Fornădia (molasă)		
VRACONIAN										
ALBIAN: SUP.		Str. de Plr. Izvorului (fliș)								
ALBIAN: INF.					Str. de Meteș (Wildflysch)	Strate de Meteș (Wildflysch)			Faza austrică tîrzie	
APȚIAN: GARGASIAN										
APȚIAN: BEDULIAN	Fliș grezos	Str. de V. Dosului (fliș calcaros)		Depozite îndepărtate prin eroziune (?)	Str. de V. Dosului	Str. de Feneș superioare	Conglomerate și subfliș		Faza austrică timpurie	
BARREMIAN		Str. de Căbești (fliș grezos)								
HAUTERIVIAN	Fliș calcaros cu episoade de Wildflysch	Str. de Curechi (prefliș)			Str. de Căbești	Str. de Feneș inferioare	Strate cu Aptychus (prefliș)			Magmatism ofiolitic
VALANGINIAN										
BERRIASIAN	Fliș calcaros			Calcare de Stramberg	Strate cu Aptychus				Faza chimerică nouă	
MALM	Jaspuri									
JUR. INF. + MEDIU	Ofiolite	Ofiolite în S.		Ofiolite	Ofiolite	Ofiolite	Ofiolite			
FUNDAMENT	Crist. Arieșului	Crist. Arieșului	Crist. de Someș	Crist. Arieșului	Crist. Arieșului	Crist. Arieșului	Crist. Arieșului	Crist. getic		

Institutul Geologic al României

M. Bleahu şi M. Dimian

SCHIŢA TECTONICĂ A APUSENIDELOR



LEGENDA

1. Depozite neozoice de molasă
2. Depozite cretacice { a. în facies litoral + epicontinental / b. în facies de fliş
3. Depozite triasice şi jurasice predominant calcaroase-dolomitice
4. Depozite neopaleozoice
5. Masive cristaline hercinice şi mai vechi
6. Magmatite subsecvente tardive (Neogen)
7. Magmatite subsecvente precoce şi epiorogenice (Neocretacic-Paleogen)
8. Magmatite bazice iniţiale (ofiolitice) { a. faza II Neocomian-Aptian / b. faza I Triasic-Jurasic
9. Granitoide hercinice şi mai vechi
10. Fracturi postorogene (Neogen), limite de grabene (a)
11. Limite de bazine şi depresiuni intramontane
12. Fracturi laramice
13. Şariaje laramice
14. Vergenţe laramice
15. Şariaje subhercinice
16. Vergenţe subhercinice
17. Şariaje austrice
18. Vergenţe austrice
19. Ax ofiolitic
20. Limita şanţului Metaliferilor
21. Extinderea probabilă a masivelor Highiş şi Codru sub cuvertura neogenă

P.C. = Masivul Pădurea Craiului ; C.M. = Masivul Codru-Moma ;
B. = Masivul Bihor ; G. = Masivul Gilău ; T. = Munţii Trascău ;
Gr.Cr.N. = grabenul Crişului Negru ; Gr.Cr.A. = grabenul Crişului Alb ;
H. = Masivul Highiş ; D. = Masivul Drocea ; P.R. = Masivul Poiana Ruscă ;
R. = Masivul Rapolt ; S. = Masivul Sebeş.

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI : Dări de seamă vol. LIII/3

Imprim.atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

TECTONICA

PROBLEME TECTONICE ALE SINCLINALULUI HĂGHIMAŞ[1]

DE
M. SĂNDULESCU[2])

Abstract

Tectonic Problems concerning the Hăghimaş Syncline. A gravitational gliding nappe has been brought to light in the Hăghimaş syncline; the Hăghimaş Nappe is composed of Upper Jurassic-Neocomian limestone. At its base are planed outliers formed of Triassic and Jurassic deposits. The parautochthone of the nappe is formed of the central Bucovinic Nappe whose front is marked by the Dămuc-Lunca anticline. The direct connection between the „Dămuc ridge" and the Lunca anticline is thus proved. The Hăghimaş Nappe is together with the Perşani nappe a component part of a Transilvanian system of Nappes. Their zone of origin is to be found under the Transilvanian depression and for the Hăghimaş Nappe it probably corresponds to the southerly extension of the sedimentation zone of the Poiana Botizei klippes.

Introducere. Sinclinalul Hăghimaş şi zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali în general, prin problemele interesante şi complicate pe care le puneau, au atras de mult timp atenţia cercetărilor. Studiile făcute oferă un material bogat mai ales în ceea ce priveşte stratigrafia depozitelor mezozoice din Carpaţii Orientali, vîrsta multora dintre ele fiind determinată pentru prima dată în acest sector. Noi ne vom ocupa în cele ce urmează mai mult de problemele pe care le ridică structura

[1]) Comunicare în şedinţa din 5 V 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

tectonică a sinclinalului Hăghimaş şi în mai mică măsură de cele stratigrafice.

De la Fr. Herbich (1878) deţinem primele informaţii asupra geologiei sinclinalului Hăghimaş. El aduce preţioase contribuţii stratigrafice şi paleontologice abordînd numai în treacăt aspectele tectonice. V. Uhlig (1907) este primul cercetător care recunoaşte în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali, prezenţa pînzelor. Acest autor distinge aici două pînze suprapuse : pînza bucovinică formată din : şisturi cristaline, verrucano (cuarţite şi dolomite), strate cu jaspuri, şisturi negricioase şi Tithonic-Neocomianul marnos-nisipos şi pînza Transilvană cu : strate de Werfen, calcare triasice medii, calcare roşii de Wengen, calcare de Hallstatt, calcare carniene şi rhetice, Liasic şi Dogger, Kimmeridgian şi calcare coraligene tithonice şi neocomiene. El consideră pînza transilvană o pînză de supracutare, comparînd-o cu pînzele subtatrice. Acestei ipoteze i se opune E. Vadász (1915) şi I. Atanasiu (1927), ultimul precizînd că în depozitele mezozoice ale sinclinalului extern se observă solzi cu vergenţe vestice ca şi în şisturile cristaline. I. Atanasiu (1927, 1928) este primul care precizează vîrsta triasică a dolomitelor, prin găsirea faunei werfeniene de la Asodul Mare. Ca o reacţie la interpretarea normală a structurii zonei cristalino-mezozoice apare în 1929 o primă sinteză a Carpaţilor româneşti a lui I. Popescu-Voiteşti (1929). Acest autor consideră în zona cristalino-mezozoică două pînze ce sînt formate din şisturi cristaline şi depozite mezozoice. Pînza superioară cu cristalin mezozonal o denumeşte pînza Transilvană schimbînd sensul pe care V. Uhlig a dat-o acestei noţiuni. Este clar că V. Uhlig considera pînza transilvană ca lipsită de subasment cristalin comparînd-o şi din acest punct de vedere cu pînzele subtatrice (V. Uhlig, 1907 p. 962). Schimbarea conţinutului pînzei transilvane a creat o oarecare confuzie în literatura geologică românească, mai ales că mai tîrziu Th. Kräutner (1938) reia ideea lui I. Popescu-Voiteşti, asupra poziţiei în pînză a seriei mezozonale din Carpaţii Orientali, denumind această unitate şariată tot pînza Transilvană („Siebenbürgische Decke"). I. Băncilă (1941) face o analiză amplă a structurii tectonice a jumătăţii sudice a sinclinalului Hăghimaş. Pentru flancul intern acest autor admite o structură în solzi, cu vergenţă vestică. Flancul extern este marcat de aflorimentele de şisturi cristaline şi depozite mezozoice pe care le consideră ca

Institutul Geologic al României

prelungirea directă a „crestei Dămucului" (p. 95). El recunoaşte existenţa a două faciesuri diferite ale Malm-Neocomianului pe care le consideră însă depuse normal pe cele două flancuri ale sinclinalului (p. 103). În privinţa contactului cu zona flişului el consideră raporturi normale între aceasta şi flancul extern, acoperit transgresiv de depozitele flişului valanginian-hauterivian (strate de Sinaia). Mai tîrziu în sinteza sa asupra Carpaţilor Orientali, I. Băncilă (1958) distinge o linie importantă ce separă zona cristalino-mezozoică de zona flişului şi pe care o denumeşte linia centrală. În regiunea care ne interesează, linia centrală se situează pe marginea estică a cristalinului Dămucului şi, la sud de valea Arşiţei (afluent stîng al văii Dămucului), între seria de Wildflysch barremian-apţiană şi flişul neocomian ce îmbracă anticlinalul Lunca. I. Băncilă (1958) consideră anticlinalul Lunca ca făcînd parte din zona flişului, aşa cum l-a considerat mai tîrziu şi D. Patrulius et al. (1962) şi M. Săndulescu (1964). În ultimul timp am arătat că anticlinalul Lunca (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1965) aparţine zonei cristalino-mezozoice reprezentînd continuarea spre sud a „crestei Dămucului" iar linia de şariaj a zonei cristalino-mezozoice peste zona flişului se stabileşte la exteriorul acestui anticlinal.

Cercetările noastre privesc mai ales partea centrală a sinclinalului Hăghimaş. Ele au fost completate cu profile de recunoaştere în partea de sud a acestuia şi în valea Bicazului pentru verificarea unor rezultate privind tectonica seriilor mezozoice ce îl alcătuiesc. Baza de la care am pornit în cercetările noastre sînt hărţile detaliate publicate de I. Băncilă (1941) şi I. Atanasiu (1958). În schiţa tectonică ce însoţeşte lucrarea ne-am folosit de aceste hărţi pentru a da o imagine mai generală concluziilor la care am ajuns.

Observaţiile noastre se referă la cîteva probleme pe care le vom analiza în cele ce urmează: problema discontinuităţii tectonice a flancului vestic al sinclinalului, problema klippelor triasice din masivul Hăghimaş şi problema legăturii între „creasta Dămucului" şi „anticlinalul Lunca". Rezolvarea lor ne-a condus la o nouă interpretare tectonică a structurii tectonice a sinclinalului Hăghimaş.

Discontinuitatea tectonică a flancului vestic

Toţi cercetătorii au admis că pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaş ne găsim în prezenţa unei serii stratigrafice normale în care lip-

Institutul Geologic al României

sesc cîțiva termeni datorită unor lacune stratigrafice (Liasicul mediu și superior). Observațiile noastre ne arată că succesiunea stratigrafică a flancului vestic este alta decît cea cunoscută.

Seria sedimentară începe în general cu depozite dolomitice masive în baza cărora I. Atanasiu (1927, 1928) a determinat fauna werfenian superioară de la Asodul mare. Dolomitele se așază fie direct pe cristalin, fie peste conglomerate și gresii cuarțitice, atribuite Werfenianului inferior. În regiunea cercetată de noi nu am întîlnit aceste cuarțite, dar le-am putut observa la baza dolomitelor pe șoseaua Lacu Roșu-Gheorghieni. Caracterul lacunar al aparițiilor de gresii cuarțitice dovedește existența unor mișcări în cuprinsul Werfenianului, fapt relevat și în alte sectoare mai sudice ale zonei cristalino-mezozoice (M. Săndulescu, 1966) mișcări care se dovedesc a fi destul de răspîndite, întrucît și pe flancul extern al sinclinalului se observă adesea dispunerea directă a dolomitelor pe șisturile cristaline. Complexului dolomitic care reprezintă Campilianul și Anisianul îi urmează calcare albe sau cenușii, compacte, fără stratificație. Aceste calcare le-am întîlnit deasupra dolomitelor la vest de Piatra Unică în preajma cabanei cu același nume și sub vîrful Ocem, pe creasta dintre izvorul stîng al pîrîului Covaci, și pîrîul Simin. Admițînd pentru dolomite vîrsta anisiană sîntem înclinați să atribuim acestor calcule vîrsta ladiniană. Din păcate nu am avut șansa să găsim resturi organice în aceste calcare pentru a putea preciza vîrsta lor. În sectorul cercetat de noi peste dolomitele și calcarele triasice se așază discordant depozitele Doggerului. Transgresiunea Doggerului a fost recunoscută și subliniată de mulți cercetători ai sinclinalului Hăghimaș (I. Atanasiu, 1927, 1928, I. Băncilă, 1941, 1958). Caracterul transgresiv al Doggerului și lipsa Triasicului superior din succesiunea normală atît a flancului vestic al sinclinalului cît și a celui estic ne fac să considerăm în această regiune existența unor mișcări tectonice care s-ar putea repartiza la două faze. Prima este faza labinică ce a urmat Triasicului mediu iar a doua ar fi faza Donеț a cărei manifestare este marcată de existența la Lacu Roșu a Liasicului inferior (I. Atanasiu, Gr. Răileanu, 1950). Depozitele liasice, dezvoltate în facies de Hierlatz, se interpun între dolomitele Triasicului mediu și depozitele Doggerului stabilind vîrsta ambelor faze. Recent (Aurelia Năstăseanu, M. Solcanu, 1963) au fost determinate depozite toarciene în partea de sud a sinclinalului, care după

Institutul Geologic al României

cît se pare sînt însă înglobate în depozitele cretacice şi de aceea nu contribuie la determinarea mai precisă a fazelor de cutare din cauza poziţiei lor alohtone şi a apartenenţei la altă zonă de sedimentare. Deasupra Doggerului se aşază discordant depozitele Cretacicului inferior dezvoltat în faciesul şistos-conglomeratic caracteristic întregului sinclinal marginal extern. Prezenţa acestor depozite pe flancul vestic era cunoscută în pîrîul Hăghimaşului (pîrîul Oii) şi în şaua Ciofronca (I. Atanasiu, 1958; I. Băncilă, 1941) fiind interpretate ca stînd transgresiv pe depozitele triasice şi jurasice (inclusiv calcarele de Stramberg). Noi am putut urmări însă depozitele cretacice inferioare ca o fîşie aproape continuă pe tot lungul flancului vestic din pîrîul Hăghimaşului pînă sub vîrful Öcsem. Pe versantul vestic al Hăghimaşului, la izvoarele pîrîului Lazăr şi sub vîrful Ocem aceste depozite cretacice au fost atribuite Doggerului (I. Băncilă, 1941), fundamentîndu-se astfel ideea unei continuităţi stratigrafice de la Dogger la Malm. Atribuirea vîrstei cretacice a unei părţi din depozitele considerate pînă acum ca fiind Jurasic (Dogger) am făcut-o atît pe criterii de asemănări litologice cît şi pe baza unor resturi organice găsite în aceste depozite. Alcătuirea litologică a acestor depozite este identică cu cea a depozitelor atribuite de toţi autorii Cretacicului şi care se găsesc în umplutura sinclinalului Hăghimaş. Ele sînt reprezentate de marne cenuşii-negricioase sau măslinii, lipsite în majoritatea cazurilor de stratificaţie, gresii calcaroase micafere, cu alteraţie limonitică adeseori, conglomerate şi microconglomerate cu cloritoşisturi, şisturi amfibolice, calcare albe, cuarţ etc. În legătură cu aceste depozite apar şi blocuri şi klippe de calcare albe masive, organogene de vîrstă cretacic inferioară (Urgonian) în majoritatea cazurilor. Într-o brecie calcaroasă intercalată în aceste depozite la izvoarele pîrîului Lazăr (nord de Piatra Unică) am putut determina în secţiuni subţiri Orbitoline. Prezenţa acestor foraminifere nu mai lasă nici o îndoială asupra vîrstei cretacice a depozitelor. În legătură cu depozitele cretacice inferioare de pe flancul vestic al sinclinalului apar şi roci eruptive bazice. Unele dintre ele erau deja cunoscute la izvoarele pîrîului Sec, pe versantul vestic al Hăghimaşului şi la izvoarele pîrîului Lazăr (I. Băncilă, 1941). Altă ivire de roci bazice se găseşte pe poteca turistică ce leagă cabana Piatra Unică de Bălan. În legătură cu aceasta din urmă apar şi jaspuri a căror poziţie este greu de stabilit din cauza porniturilor frecvente. Este evident însă că ele stau deasu-

Institutul Geologic al României

pra Doggerului, fiind după toate probabilităţile legate de baza depozitelor cretacice. Deocamdată sîntem înclinaţi să paralelizăm aceste jaspuri cu cele ce se află pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaş sub stratele de Lunca şi care, vom vedea, au o vîrstă jurasică.

Depozitele cretacice suportă pe toată lungimea flancului vestic depozite jurasice şi triasice, ultimele apărînd numai sub formă de lambouri la baza primelor. Interpunerea depozitelor cretacice inferioare în succesiunea considerată pînă acum normală a flancului vestic, împarte depozitele mezozoice în două complexe : un complex ce se află cuprins între şisturile cristaline şi cretacice şi care are o poziţie autohtonă certă şi alt complex ce se dispune pe depozitele cretacice avînd o poziţie tectonică, alohtonă. Complexul alohton, ce formează o unitate în pînză pe care o denumim pînza Hăghimaşului, este alcătuit din masa impozantă de calcare tithonic-neocomiene ce alcătuiesc vîrfurile cele mai înalte ale masivului Hăghimaş şi în care sînt săpate şi cheile Bicazului, precum şi din calcarele roşii şi cenuşii ale Kimmeridigianului, din stratele cu jaspuri callovian-oxfordiene şi dintr-o serie de klippe sau lambouri de şariaj, a căror poziţie este foarte caracteristică şi vine în sprijinul caracterului alohton al pînzei Hăghimaşului.

Poziţia klippelor triasice şi liasice inferioare din masivul Hăghimaş

Toţi cercetătorii seriilor mezozoice din sinclinalul Hăghimaş au remarcat caracterul discontinuu al unora din depozitele, în special triasice, care îl alcătuiesc. Apariţia lor pe suprafeţe restrînse, uneori numai sub formă de blocuri au pus probleme dificile celor ce au studiat această regiune. Aceste klippe se cunosc mai ales în sectorul cuprins între şaua Ciofronca şi muntele Ocem, mereu pe flancul vestic al sinclinalului. Ele se repartizează la trei grupe diferite ca vîrstă : unele sînt triasice inferioare, altele sînt triasice superioare şi în fine unele sînt liasice inferioare.

Klippele triasice inferioare. Fr. Herbich (1878) este primul care descrie „strate de Werfen", la izvoarele pîrîului Ciofronca şi în versantul estic (?) al muntelui Ghilcoş. Vîrsta lor este determinată pe baze paleontologice (*Myophoria costata*). I. Băncilă (1941) descrie de asemenea stratele de Werfen de la izvoarele pîrîului Ciofronca cu aceeaşi faună werfenian superioară (Campilian). El face şi o serie de consideraţii asupra poziţiei lor, rămînînd însă la acceptarea unei poziţii nor-

Institutul Geologic al României

male a acestor depozite. În ceea ce ne priveşte considerăm că poziţia stratelor de Werfen este tectonică din două motive : *a*) ele se găsesc între dolomitele masive şi masa calcarelor kimmeridgian-tithonice din muntele Telecului, strivite împreună cu depozitele cretacice inferioare ; *b*) coexistenţa a două faciesuri complet diferite ale Campilianului. O altă apariţie de strate de Werfen se găseşte în şaua dintre Piatra Unică şi muntele Ocem. Ea a fost citată de Fr. Herbich (1878) şi E. Vadász (1915) şi atribuite Triasicului superior. Este vorba de gresii calcaroase, bogat micafere, cenuşii, în care Fr. Herbich a găsit impresiuni de *Myophoria*. Aspectul lor petrografic l-a făcut însă pe I. Băncilă (1941) să le atribuie Triasicului inferior, vîrstă cu care sîntem şi noi de acord. Poziţia acestor gresii este clară pe poteca ce urcă din Curmătura spre creasta vîrful Ocem la baza masivului de calcare tithonic-neocomiene, interpunîndu-se între acestea şi depozitele Cretacicului inferior, sub forma unui lambou de împingere tipic.

Klippele triasice superioare. În marea majoritate klippele triasice-superioare sînt reprezentate de calcare roşii de Hallstatt. Blocuri din aceste calcare au fost citate de Fr. Herbich (1878) pe versantul vestic al muntelui Hăghimaşul Mare (calcare roşii cu faună noriană) şi în şaua dintre Ocem şi Piatra Unică (calcare roşii cu *Jovites dacus*). Tot calcare roşii de Hallstatt sînt citate de I. Băncilă (1941) din grohotişurile de sub vîrful Ocem şi Piatra Crăpată (Terco), în primul loc, din aceste calcare fiind citată forma carniană *Spiriferina gregaria*. În afară de calcarele de Hallstatt, tot Triasicului superior îi aparţine klippa de calcare cenuşii cu *Monotis substriata* citată de Fr. Herbich (1878) de sub gresiile werfeniene din Curmătura (şaua dintre Piatra Unică şi Ocem). Din toate aceste puncte noi am putut să examinăm numai calcarele roşii din zona Piatra Unică şi de sub Ocem. Sub vîrful Ocem calcarele roşii se găsesc amestecate cu grohotişul ce provine din masa mare de calcare tithonic-neocomiene, singurul loc de proveniență putînd fi baza calcarelor unde se găsesc probabil ca lambouri de împingere. Aceeaşi situaţie o au blocurile de calcare roşii de sub Piatra Unică. În acest din urmă loc este foarte greu, în lipsă de faună, să se precizeze care calcare roşii aparţin Triasicului şi care Kimmeridgianului. Întrucît exemplarul de *Jovites dacus* provine din calcare roşii ce s-au găsit în această zonă presupunem că cel puţin o parte din

Institutul Geologic al României

calcarele de acest tip de sub petecul de acoperire din Piatra Unică aparţin Triasicului.

Mai trebuie menţionată apariţia la baza masivului calcaros Piatra Crăpată, ce aparţine tot unităţii alohtone, a unor gresii roşii şi cenuşii cu *Daonella lömelli* citate de I. Băncilă (1941). Acestea ar fi singura dovadă a existenţei unui Triasic mediu în pînza Hăghimaşului.

Klippele de Liasic inferior. Fr. Herbich (1878) şi apoi E. Vadász (1915) au descris pe larg şisturi roşii de Adneth cu o faună caracteristică pentru Liasicul inferior, pe versantul sudic al vîrfului Piatra Unică. Noi nu am mai putut găsi aceste aflorimente ca dealtfel şi I. Băncilă (1941, p. 62), dar după descrierea foarte detaliată a lui Fr. Herbich şi E. Vadász s-ar părea că ea se plasează la baza peretelui sudic al Pietrei Unice, adică la baza petecului de acoperire reprezentat de calcarele jurasice superioare ce alcătuiesc acest vîrf.

Din cele expuse reiese clar că toate klippele de Triasic şi Liasic cunoscute în masivul Hăghimaş se plasează la baza unităţii alohtone pe care am denumit-o pînza Hăghimaşului. Ele au caracterul unor lambouri (petece) de împingere, caracteristice pentru suprafeţele de şariaj importante. Prezenţa acestor petece de împingere marchează şi mai clar discontinuitatea tectonică pe care am determinat-o în flancul vestic al sinclinalului Hăghimaş şi care ne-a condus la separarea pînzei.

Pînza Hăghimaşului

Sub această denumire înţelegem, după cum s-a văzut mai sus, o unitate alohtonă formată din depozite mezozoice şi care a fost şariată peste umplutura cretacică a sinclinalului Hăghimaş. La alcătuirea ei iau parte depozitele triasice şi liasic inferioare descrise în capitolul precedent precum şi calcare jurasice superioare şi cretacice inferioare de care ne vom ocupa în cele ce urmează.

În regiunea cercetată de noi şi în general în tot sinclinalul, masa mare a pînzei Hăghimaşului o constituie calcarele albe, masive, de vîrstă tithonic-neocomiană. Vîrsta lor tithonică a fost recunoscută încă de primii cercetători (Fr. Herbich, 1878; E. Vadász, 1915) care descriu şi o faună de această vîrstă, completată mai tîrziu de E. Jekelius (1921) şi I. Băncilă (1941). Vîrsta cretacică inferioară a calcarelor a fost presupusă de asemenea de aceşti cercetători pe baza

Institutul Geologic al României

unor forme de *Requienia* găsite în calcarele din Cheile Bicazului (E. Vadász, 1915). Continuitatea de sedimentare între Tithonic şi Neocomian trebuie admisă avînd în vedere atît caracterul litologic omogen şi uniform al calcarelor cît şi pe baza unor dovezi de ordin paleontologic care pun în evidenţă zona de trecere de la Jurasic la Cretacic. Aceste dovezi ni le-au oferit studiul în secţiuni subţiri a calcarelor de pe versantul estic al muntelui Hăghimaşul Mare şi Hăghimaşul Negru. În baza calcarelor am identificat o asociaţie microfacială alcătuită din : *Clypeina jurasica*, *Actinoporella podolica*, *Kurnubia palestiniensis*, *Nautiloculina oolitica*, *Salpingoporella anulata* şi *Münieria bacconica*. Vîrsta acesteia este cu siguranţă tithonică eventual tithonic-inferioară. Deasupra urmează o asociaţie în care sînt foarte frecvente *Troholina elongata* şi *Troholina alpina* pe lîngă care am mai găsit *Salpingoporella apenninica*, *S. anulata* şi *Clypeina catinula*. Această a doua asociaţie ar avea vîrsta tithonic superior-valanginiană. Prezenţa acestor asociaţii în calcarele de la baza peretelui estic al masivului Hăghimaşul Mare şi Hăghimaşul Negru mai are şi o importanţă structurală întrucît demonstrează forma sinclinală a maselor calcaroase ce alcătuiesc pînza Hăghimaşului. La această concluzie ne conduce şi faptul că în părţile înalte ale masivului Hăghimaşul Mare se găsesc intercalaţii de calcare roz şi roşcate, brecioase, organogene asemănătoare cu calcarele urgoniene cunoscute în alte regiuni. Ele ar marca axa sinclinalului descris de depozitele pînzei.

Este necesar însă să menţionăm caracterul în parte asimetric al pînzei întrucît pe marginea ei vestică în baza calcarelor tithonice se găsesc calcarele roşii cu *Aspidoceras acanthicum* de vîrstă kimmeridgiană şi stratele cu jaspuri callovian-oxfordiene. Calcarele roşii kimmeridgiene urmăresc aproape continuu marginea vestică a pînzei în schimb stratele cu jaspuri le-am întîlnit numai în unele puncte (versantul vestic al muntelui Hăghimaşul Negru, sub muntele Hăghimaşul Mare şi sub Piatra Unică). Caracterul discontinuu al stratelor cu jaspuri la baza pînzei Hăghimaşului, cel puţin în regiunea cercetată de noi, poate avea o cauză tectonică, lipsa lor datorîndu-se laminărilor. Aceeaşi explicaţie o putem da şi pentru lipsa Kimmeridgianului şi a Callovian-Oxfordianului de pe marginea estică a pînzei, mai ales că în marele petec de acoperire Teheräu-Piatra Sugăului se găsesc din nou calcare roşii kimmeridgiene (R. Ciocîrdel, D. Patrulius, 1961).

Institutul Geologic al României

O problemă importantă se referă la vîrsta punerii în loc a pînzei Hăghimaşului. Este evident că aceasta a avut loc în timpul Cretacicului întrucît sub pînză sînt prinse depozite de vîrstă cretacic-inferioară. Aceste depozite alcătuiesc umplutura sinclinalului Hăghimaş şi vîrsta lor a fost admisă în general barremian-apţiană (I. Atanasiu, 1927, 1928, I. Băncilă, 1941, 1958). Ele sînt alcătuite, după cum am mai arătat din două tipuri litologice principale : o parte şistoasă cu intercalaţii de gresii, microconglomerate şi brecii calcaroase care îmbracă adesea aspectul foarte caracteristic de Wildflysch şi o parte alcătuită din pachete mai mult sau mai puţin groase de conglomerate polimictice (cu calcare de diferite tipuri). În regiunea cercetată de noi lipsesc conglomeratele cu elemente de mandeldiabaze foarte caracteristice pentru baza seriei barremian-apţiene din partea de sud a sinclinalului Hăghimaş (I. Băncilă, 1941, D. Patrulius, et al. [3]), fie datorită unei depăşiri ingresive spre nord, fie datorită unei variaţii de facies. Conglomeratele polimictice se dezvoltă la partea superioară a seriei şistoase de Wildflysch şi alcătuiesc mai multe nivele. Pentru nivelele superioare ale acestor conglomerate I. Băncilă (1941) a bănuit vîrsta cenomaniană la care se pare că a renunţat mai tîrziu (1958). Asociate cu seria şistoasă apar numeroase masive în general de dimensiuni reduse de calcare de vîrstă urgoniană precum şi o serie de masive calcaroase jurasice ce apar sub forma unor petece de acoperire sau a unor klippe înglobate în masa seriei şistoase. Asemenea petece de acoperire am pus în evidenţă în versantul estic al pîrîului Bicăjelul (vezi harta). Un petec de acoperire de dimensiuni mai mari se dezvoltă în bazinul pîrîului Bicaz, fiind format de masivul calcaros Teherău-Piatra Sugăului a cărui vîrstă jurasică şi al cărui caracter alohton au fost stabilite nu de mult de R. Ciocîrdel şi D. Patrulius (1961). Prezenţa klippelor de calcare jurasice superioare (a căror vîrstă a fost determinată prin studiul în secţiuni subţiri) înglobate în seria barremian-apţiană de Wildflysch de pe flancul estic al sinclinalului Hăghimaş ne face să credem că punerea în loc a pînzei s-a făcut în timpul depunerii Wildflysch-ului şi probabil că o parte a acestuia din urmă cea mai superioară, poate fi posterioară acestui moment. Momentul punerii în loc a pînzei trebuie să fie ulterior Barremianului care ia parte încă la alcătuirea ei, dar nu trebuie să depă-

[3]) D. Patrulius et al. Studiul depozitelor mezozoice din zona cristalino-mezozoică. Zona de la curbura Carpaţilor Orientali. 1965. Arh. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

şească Cretacicul inferior, probabil Apţianul, întrucît klippele de Jurasic se găsesc înglobate în această serie. Nu ar fi exclus ca o parte din depozitele cretacice ale umpluturii sinclinalului să fie albiene sau chiar cenomaniene, aşa cum a presupus I. Băncilă (1941) şi în acest caz posterioare punerii în loc a pînzei.

Întrucît pînza Hăghimaşului întruneşte toate caracterele unei pînze de alunecare gravitaţională nu trebuie să legăm formarea ei de o fază de cutare (de mişcări tangenţiale), fiind cunoscut faptul că pînzele gravitaţionale se datoresc mişcărilor tectonice verticale.

Poziţia alohtonă a maselor de calcare tithonic-neocomiene explică cît se poate de logic apropierea în spaţiu a acestui facies de faciesul marnocalcaros, pelagic, al stratelor de Lunca de vîrstă de asemenea tithonic-neocomiană, ce se dezvoltă pe flancul estic al sinclinalului Hăghimaş. Făcînd abstracţie de toate faptele descrise mai sus şi încercînd să ne imaginăm calcarele tithonic-neocomiene ca fiind autohtone, apropierea celor două faciesuri s-ar mai putea explica tot printr-un fenomen tectonic, de şariaj, admiţînd că zona cristalină a Dămucului încalecă peste prelungirea spre nord a anticlinalului Lunca pe care se dezvoltă faciesul pelagic al Tithonic-Neocomianului. Această interpretare a fost de altfel adoptată de I. Băncilă (1958). Cercetările întreprinse de noi arată însă continuitatea nemijlocită a „crestei Dămucului" cu „anticlinalul Lunca".

Legătura nemijlocită a „crestei Dămucului" cu „anticlinalul Lunca"

Continuarea „crestei Dămucului" spre sud în anticlinalul Lunca a fost admis de mai mulţi cercetători printre care G. Macovei (1927) şi I. Băncilă (1941). Acesta din urmă revine însă ulterior asupra acestei interpretări (1958) şi consideră anticlinalul Lunca o structură a zonei flişului, diferită de creasta Dămucului ce aparţine unităţii centrale (= zona cristalino-mezozoică). Recent (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1965) s-a arătat că anticlinalul Lunca reprezintă continuarea spre sud a crestei Dămucului şi aparţine zonei cristalino-mezozoice şariată, în lungul flancului său estic peste zona flişului. Revenim acum cu o serie de amănunte pentru lămurirea acestei probleme.

Stratele de Lunca reprezintă faciesul caracteristic al Tithonic-Neocomianului din flancul extern al sinclinalului Hăghimaş. Această denu-

Institutul Geologic al României

mire a fost introdusă în literatura geologică românească de I. Băncilă (1958) pentru o serie marnocalcaroasă în care s-au găsit mai multe exemplare de *Aptychus*, pe care o considera ca fiind orizontul bazal al flişului cretacic inferior (strate de Sinaia). În aceeaşi accepţie denumirea a fost întrebuinţată de D. Patrulius et al. (1965) care le schimbă însă vîrsta considerîndu-le tithonice. Noi am întrebuinţat denumirea de strate de Lunca (1965) pentru faciesul marnos-calcaros al Tithonic Neocomianului din zona cristalino-mezozoică, sincron în mare măsură cu stratele de Sinaia cu care vine în contact tectonic. Recent I. Turculeţ şi C. Grasu (1965) au determinat în stratele de Lunca o bogată faună de *Aptychi* care determină cu siguranţă vîrsta tithonică (eventual şi kimmeridgiană) a părţii inferioare a acestora. Studiul în secţiuni subţiri al Tintinidelor pe care l-am făcut pe o serie de eşantioane colectate de la diferite nivele din stratele de Lunca ne-au confirmat posibilitatea de a atribui vîrsta tithonic-neocomiană pentru această serie. Un rezultat foarte însemnat al cercetărilor noastre este găsirea pe marginea vestică a cristalinului din „creasta Dămucului" a stratelor de Lunca reprezentate mai ales prin partea lor inferioară tithonică (cu *Calpionella alpina* şi *C. elliptica*). Caracterul transgresiv este net, ele aşezîndu-se pe depozite triasice şi pe şisturile cristaline. Ele se pot urmări ca o fîşie continuă la vestul cristalinului Dămucului pe cîţiva km din valea Arşiţei pînă în valea Guşa. Am mai găsit o ivire de strate de Lunca pe pîrîul Piciorului, deasupra dolomitelor triasice. Prezenţa stratelor de Lunca pe marginea de vest a cristalinului Dămucului şi caracterul evident perianticlinal al terminaţiei sale sudice ne permit să tragem concluzia că acesta se continuă pe sub stratele de Lunca în bazinul văii Trotuşului fiind marcat în continuare numai de cîteva butoniere de depozite mezozoice şi de şisturi cristaline. Una din acestea am cercetat-o în regiunea Culmea Făgetului şi la izvoarele văii Fagului. În această butonieră aflorează şisturi cristaline epizonale, dolomite triasice precum şi o serie şistoasă negricioasă cu intercalaţii de jaspuri. Această serie a fost atribuită Doggerului de I. Băncilă (1941) pe baza unui exemplar de *Belemnites subhastatus*. D. Patrulius et al. (1962) îl separă sub denumirea de „orizontul argilitelor, siltitelor şi gresiilor brune-negricioase" şi îi atribuie vîrsta berriassiană, ipoteză la care ne-am raliat şi noi (1964). Demonstrarea evidentă a vîrstei tithonice a părţii inferioare a stratelor de Lunca, ne determină să admitem o vîrstă mai

Institutul Geologic al României

veche a seriei şistoase din baza acestora. Prezenţa jaspurilor care sînt frecvent intercalate în acestă serie precum şi prezenţa formei de *Belemnites subhastatus* ne face să înclinăm pentru vîrsta callovian-oxfordiană a acestor depozite, eventual cu trecere în Kimmeridgian. Reamintim că pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaş la limita între Dogger (care cuprinde şi Bathonianul) şi seria de Wildflysch, am găsit jaspuri pe care le paralelizăm cu cele din patul stratelor de Lunca de pe flancul estic. Pe lîngă faptul că această paralelizare stabileşte precis vîrsta mai nouă decît Bathonianul a jaspurilor ea subliniază asemănarea celor două flancuri ale sinclinalului aşa cum trebuie privite acum, în lumina separării unităţii alohtone a pînzei Hăghimaşului. O deosebire între cele două flancuri ar reprezenta lipsa Doggerului pe flancul estic. Această lipsă poate fi explicată printr-o eroziune mai puternică, antecalloviană a aripii externe a sinclinalului mai ales că urme ale depozitelor doggeriene am găsit totuşi într-un mic solz de pe flancul estic al „crestei Dămucului" pe valea Arşiţei.

În ceea ce priveşte contactul între flancul estic al sinclinalului Hăghimaş, reprezentat de structura anticlinală majoră Dămuc-Lunca, şi zona flişului, trebuie subliniat caracterul său tectonic. Recent am arătat (1965) că deosebirile mari de facies şi grosime ale stratelor de Lunca şi ale stratelor de Sinaia pledează pentru o săritură mare pe orizontală a încălecării ce se stabileşte între aceste două serii. La nord de valea Arşiţei această încălecare corespunde cu limita externă, tectonică, a unităţii centrale (I. Băncilă, 1958). Această linie se continuă însă spre sud nu la exteriorul Wildflysch-ului barremian-apţian aşa cum o consideră I. Băncilă ci la exteriorul anticlinalului Lunca, prelungirea nemijlocită a crestei Dămucului. În acest sens D. Patrulius et al. (1968) aduc contribuţii importante demonstrînd continuitatea acestei încălecări pînă în extremitatea sudică a sinclinalului Hăghimaş, aşa cum am întrevăzut-o şi noi nu de mult (1965). Ar mai fi de făcut cîteva consideraţii asupra denumirii acestei pînze de şariaj. Sîntem confruntaţi cu două denumiri: una aparţine lui V. Uhlig (1907) care a distins pînza bucovinică formată din şisturi cristaline, depozite permiene (dolomite şi conglomerate), tithonic-neocomian calcaros nisipos şi seria şistoasă neagră; alta aparţine lui I. Băncilă (1958) care distinge unitatea centrală a Carpaţilor Orientali. Mai trebuie precizat că în concepţia lui I. Băncilă noţiunea de unitate centrală se suprapune cu

Institutul Geologic al României

cea de zonă cristalino-mezozoică (V. Uhlig, 1907), aceasta din urmă cuprinzînd în concepţia autorului ei şi pînza bucovinică şi pînza transilvană. Ţinînd seama că în ultimul timp, ceea ce ar reprezenta pînza bucovinică în sensul lui V. Uhlig se dovedeşte a fi o unitate cu multe complicaţii tectonice considerăm că cea mai bună denumire pentru pînza a cărei frunte este reprezentată de creasta Dămucului şi anticlinalul Lunca este pînza centrală bucovinică. Prin aceasta înţelegem o unitate formată din şisturi cristaline şi din depozitele mezozoice din sinclinalele Hăghimaş şi Rarău ce se aştern normal pe acestea. În eventualitatea separării unei alte unităţi, inferioară acestei pînze, cuprinsă tot în zona cristalino-mezozoică ea ar face parte tot din grupul pînzelor centrale ale Carpaţilor Orientali şi ar fi desemnată cu o altă denumire locală.

Poziţia pînzei Hăghimaşului în cadrul structural al Carpaţilor Orientali

O ultimă problemă legată de structura tectonică a sinclinalului Hăghimaş pe care vrem s-o abordăm este posibilitatea corelării pînzei Hăghimaşului cu alte unităţi similare descrise în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali. Pentru a face acest lucru trebiue să reamintim caracterele principale ale pînzei Hăghimaşului.

Din punct de vedere genetic pînza Hăghimaşului este o pînză de şariaj de gradul III şi anume o pînză de decolare gravitaţională. Ea este caracterizată de slaba dezvoltare a depozitelor triasice şi liasice care apar numai sub formă de petece de împingere şi prin larga dezvoltare a depozitelor calcaroase ale Jurasicului superior şi Neocomianului (inclusiv Barremianul) care se găsesc în continuitate de sedimentare.

În zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali pînze de decolare gravitaţională au mai fost descrise la sudul şi la nordul regiunii de care ne ocupăm şi anume în munţii Perşani şi în Rarău.

În munţii Perşani M. Ilie (1953, 1954) a descris o pînză de decolare gravitaţională alcătuită din calcare triasice medii şi din calcare tithonice (calcare de Stramberg), pe care o denumeşte „pînza mezocretacică a munţilor Perşani". D. Patrulius et al. (1966) reluînd cercetările în munţii Perşani recunosc această pînză, denumind-o însă pînza transilvană. De asemenea ei consideră masele eruptive din munţii Perşani tot în pînză. Aceiaşi autori (1966) determină vîrsta triasică superioară a unor masive de calcare considerate de M. Ilie ca jurasice

Institutul Geologic al României

superioare şi generalizează această vîrstă pentru toate masivele de calcare albe din pînza Perşanilor.

Din compararea pînzei Hăghimaşului cu pînza Perşanilor reies clar o serie de asemănări şi deosebiri : *a*) ambele pînze sînt pînze de decolare gravitaţională ; *b*) în timp ce în pînza Perşanilor marea masă a ei este alcătuită din depozite calcaroase triasice, pînza Hăghimaşului este formată mai ales din depozite jurasice superioare-neocomiene ; *c*) în pînza Perşanilor este necunoscut Kimmeridgianul în faciesul stratelor cu *Acanthicum* şi Callovian-Oxfordianul cu strate cu jaspuri ; *d*) în pînza Perşanilor nu este cunoscută trecerea de la Tithonic la Neocomian (în concepţia lui M. Ilie care admite prezenţa calcarelor de Stramberg în alcătuirea pînzei) ; *e*) în pînza Hăghimaşului nu sînt reprezentate calcarele de Gutenstein caracteristice pînzei Perşanilor ; *f*) atît în pînza Hăghimaşului cît şi în pînza Perşanilor sînt reprezentate calcarele de Hallstatt ; *g*) în pînza Hăghimaşului nu sînt asociate cu depozitele alohtone nici un fel de roci eruptive.

Toate faptele enumerate mai sus ne determină să considerăm aceste două pînze ca provenind din zone de sedimentare diferite. S-ar putea opune acestei interpretări considerarea genezei celor două pînze legată de fenomenul de diverticulaţie. În cazul unui asemenea mecanism de formare a lor ar trebui să găsim în baza pînzei Perşanilor depozitele, mai noi, ale pînzei Hăghimaşului, fapt care nu corespunde cu realitatea terenului, nici măcar în cazul admiterii vîrstei jurasice superioare a unei părţi a calcarelor albe din Perşani întrucît acestea au totdeauna o poziţie superioară calcarelor triasice medii (M. Ilie, 1953, 1954 ; D. Patrulius et al. 1966). Rămînem deci la ipoteza existenţei a două pînze diferite ca arie de origine şi ca alcătuire stratigrafică.

În sensul celor de mai sus este necesar să facem unele precizări de nomenclatură. Am arătat că D. Patrulius et al. (1966) au adoptat denumirea de pînză Transilvană pentru pînza Perşanilor în ideea generalizării acestei denumiri la toată masa alohtonă din cuprinsul zonei cristalino-mezozoice (Gr. Popescu, D. Patrulius, 1964). Lăsînd la o parte faptul că denumirea de pînză Transilvană are un sens ambiguu în literatura geologică românească, aşa cum am arătat în introducerea acestei lucrări, consideraţiile făcute mai sus dovedesc neomogeneitatea conţinutului acestei noţiuni. De aceea noi considerăm că avem de-a face nu cu o pînză Transilvană ci cu un sistem de pînze de deco-

Institutul Geologic al României

lare gravitațională provenite din zone de sedimentare diferite. Acest sistem ar putea fi desemnat, în lipsa unei denumiri mai adecvate, sub numele de sistemul de pînze transilvane, păstrînd pentru fiecare unitate denumirea locală. Deocamdată putem afirma că avem de-a face cu cel puțin două pînze; pînza Perșanilor și pînza Hăghimașului, ale căror raporturi în spațiu una față de alta sînt încă nelămurite pe deplin.

În legătură cu cele expuse mai sus este util să abordăm problema locului de origine al pînzei Hăghimașului. Avînd în vedere faciesul Triasicului inferior („strate de Werfen") din pînză este clar că locul ei de origine trebuie să fie situat la vest de zona de sedimentare a Triasicului dolomitic, adică la vest de suprafața actuală a zonei cristalino-mezozoice. În aprecierea zonei de origine a pînzei trebuie ținut seama de unul din caracterele sale stratigrafice principale: existența unei mase de calcare tithonic-neocomiene. Cel mai apropiat punct cunoscut la vest de zona cristalino-mezozoică în care se cunosc calcare tithonic-neocomiene sînt klippele de la Poiana Botizei (S. Anton, 1943; I. Dumitrescu[4], D. Patrulius, I. Motaș, M. Bleahu, 1960). Zona de care aparțin aceste klippe situată evident la vest de cristalinul central al Carpaților Orientali poate fi considerată într-o primă ipoteză ca locul de origine al pînzei Hăghimașului. În această interpretare ea ar trebui să se prelungească spre sud cel puțin pînă la paralela izvoarelor Trotușului. O dificultate pe care o întîmpinăm în această interpretare este lipsa Triasicului de orice fel în zona klippelor de Poiana Botizei. Această situație poate fi explicată în mai multe feluri. Fie că la Poiana Botizei, Triasicul nu a fost scos la zi, fie că el nu s-a depus decît în partea de sud a zonei de sedimentare, fie că el a fost rabotat dintr-o zonă de sedimentare situată între zona de origine a pînzei Hăghimașului și cristalinul central al Carpaților Orientali și care ar putea reprezenta zona de origine a pînzei Perșanilor. Ultima ipoteză are avantajul că explică prezența calcarelor de Hallstatt atît în pînza Hăghimașului cît și în pînza Perșanilor. Existența calcarelor de Hallstatt în sistemul de pînze transilvan, în ideea plasării zonei de origine a acestora în partea orientală a subasmentului bazinului Transilvaniei, ridică problema admiterii a două zone cu caractere faciale identice situate în regiuni diferite. Acest raționament se bazează pe prezența calcarelor de Hallstatt și în pînza

[4]) I. Dumitrrescu. Raport asupra regiunii munții Preluca — munții Lăpușului. 1952. Arh. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

de Arieşeni din Munţii Apuseni de NW. Rezolvarea acestei situaţii este foarte dificilă şi complicată. Noi ne mulţumim doar să o amintim sperînd ca soluţionarea ei să nu întîrzie prea mult.

Concluzii

1. În sinclinalul Hăghimaş a fost pusă în evidenţă o pînză de decolare gravitaţională alcătuită mai ales din calcare jurasice superioare; în baza ei sînt rabotate o serie de petece de depozite triasice şi liasice inferioare.

2. Pînza Hăghimaşului face parte dintr-un sistem de pînze transilvane, împreună cu pînza Perşanilor, de care se deosebeşte prin alcătuirea sa stratigrafică.

3. Parautohtonul pînzei Hăghimaşului este constituit din pînza centrală bucovinică a cărei frunte este marcată de anticlinalul Dămuc-Lunca. Această pînză presupunem că face parte dintr-un sistem de pînze centrale ce complică structura cristalinului Carpaţilor Orientali.

4. Este fundamentată legătura nemijlocită între „creasta Dămucului" şi „anticlinalul Lunca".

5. Zona de origine a pînzei Hăghimaşului este situată în subasmentul Depresiunii Transilvaniei şi probabil corespunde cu prelungirea spre sud a zonei de sedimentare a klippelor de la Poiana Botizei.

BIBLIOGRAFIE

Anton S. (1943) Sur la présence des klippes piéninnes dans le N de la Transylvanie. *Acad. Roum. Bull. Sect. Sci.* XXV/10, Bucureşti.

Atanasiu I. (1927) La masse cristalline et les dépôts mésozoïques des monts Hăghimaş dans la partie orientale de la Transylvanie. *Assoc. Géol. Carpat. II réun. Guide des Excursions.* Bucarest.

Atanasiu I. (1927) Étude géologique dans les environs de Tulgheş (distr. Neamţu). *Ann. Inst. Géol. Roum.* XIII. Bucureşti.

Atanasiu I., Răileanu Gr. (1950) Contribuţiuni la cunoaşterea Liasicului din munţii Hăghimaş. *Bul. Ştiinţ. Acad. RPR Ser. Geol-Geogr.* II, 5, Bucureşti.

Atanasiu I. (1958) Carte géologique des environs de Cheile Bicazului (présenteé par I. Băncilă). *Ann. Com. Géol.* XXIV—XXV (résumés), Bucureşti.

Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les monts Hăghimaş-Ciuc. (Carpathes orientales). *Ann Inst. Géol. Roum.* XXI. Bucureşti.

Băncilă I. (1958) Geologia Carpaţilor orientali. Ed. Ştiinţ. Bucureşti.

Ciocîrdel R., Patrulius D. (1961) Observaţii asupra unor klippe din sinclinalul Hăghimaş (Carpaţii orientali). Comunic. Acad. RPR. X. 1. Bucureşti.

Herbich Fr. (1878) Das Szeklerland. Budapest.

Institutul Geologic al României

Ilie M. (1953) Structura geologică a munţilor Perşani. I. Regiunea Cuciulata-Lupşa-Comana-Veneţia. *An. Com. Geol.* XXVI. Bucureşti.

Ilie M. (1954) Structura geologică a munţilor Perşani. II. Defileul Oltului. *An. Com. Geol.* XXVII, Bucureşti.

Jekclius E. (1921) Der mittlere und obere Jura im Gebiet des Hăghimaşul Mare in Siebenbürgen. *Bul. Secţ. Şt. Acad. Rom.* VII. Bucureşti.

Kräutner Th. (1958) Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. Geol. Rom.* XIX. Bucureşti.

Macovei G. (1927) Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *Assoc. Géol. Carpat. II, réunion. Guide des Excurssions.* Bucarest.

Năstăseanu Aurelia, Solcan M. (1963) Asupra prezenţei zonei cu Hildoceras bifrons în sinclinalul Hăghimaş-Ciuc. *Comunic. Acad. RPR.* XIII, 12, Bucureşti.

Patrulius D., Motaş I., Bleahu M. (1960) Geologhiceskoe stroenie Ruminskovo Maramureşa. *Mater. Karp. Balc. Asoc. 1, Izd. Akad. Nauc.* Ukrain. SSR. Kiev.

Patrulius D., Contescu L. Butac A. (1962) Observaţii asupra flişului cretacic din valea superioară a Trotuşului şi împrejurimile oraşului Miercurea Ciuc (Carpaţii orientali). *Stud. Cerc. geol.* VII, *3—4.* Bucureşti.

Patrulius D., Jipa D., Ştefănescu M. (1965) Le flysch tithonique-néocomien des Caraptes roumaines. *Carp. Balk. Geol. Assoc. VII Congr. Rep. Part.* II. Sofia.

Patrulius D., Popa Elena, Dimitriu-Popescu Ileana (1966) Seriile mesozoice autohtone şi pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comarei (Munţii Perşani). *An. Com. Stat Geol. XXXV.* Bucureşti.

Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1968) Structura pînzei bucovinice în în partea meridională a Masivului cristalin moldav (Carpaţii Orientali). *D.S. Com. Stat Geol.* LIII/3. Bucureşti.

Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului şi a klippelor exotice din Rarău (Carpaţii Orientali). *An. Com. Geol.* XXXIV/II. Bucureşti.

Popescu-Voiteşti I. (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions Carpatiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* III, 1. Cluj.

Săndulescu M. (1964) Stratele de Sinaia şi stratele de Bistra dintre Răchitiş şi izvorul Ciobănaşului (Munţii Ciucului). *D.S. Com. Geol.* L/II. (1962—1963). Bucureşti.

Săndulescu M., Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone du Flysch dans la partie centrale des Carpathes orientales. *Carp. Balk. Geol. Assoc. VII, Congr. Rep. parl. I,* Sofia.

Săndulescu M. (1966) Structura geologică a terenurilor mezosoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgăraşului . *D. S. Com. Stat Geol.* LII/2 (1964—1965). Bucureşti.

Turculeţ I., Grasu C. (1965) Asupra vîrstei „stratelor cu Aptychus" de la izvoarele Trotuşului. *Anal. Ştiinţ. Univ. „A. I. Cuza".* Iaşi (ser. nouă) secţ. II (Geol. Geogr.) XI, Iaşi.

Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. k. Akad.* Wiss. Wien, XCVI, Wien.

Vadász E. (1915) Geologische Beobachtungen im Perşany — und Nagyhagymas-Gebirge. *Jahresber. k. ung. geol. R.A. für 1914.* Budapest.

Institutul Geologic al României

PROBLÈMES TECTONIQUES CONCERNANT LE SYNCLINAL DE HĂGHIMAŞ

PAR

M. SĂNDULESCU

(Résumé)

Le synclinal de Hăghimaş appartient à la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales, notamment à ce qu'on appelle le synclinal marginal externe („Ostkarpatische Randmulde" — de V. Uhlig). Bon nombre de chercheurs ont considéré que le synclinal de Hăghimaş a une structure normale dont le type des plis écailles constituent les complications tectoniques les plus avancées. Les recherches concernant le flanc occidental du synclinal et la position des klippes du massif de Hăghimaş ainsi que la démonstration de la continuité structurale entre la „crête de Dămuc" et l'anticlinal de Lunca nous portent à conclure qu'une structure en nappe de charriage existe dans le synclinal de Hăghimaş.

Discontinuité tectonique du flanc occidental. Sur le flanc occidental du synclinal de Hăghimaş, la série sédimentaire débute par des dépôts triasiques inférieurs, des conglomérats gréseux quartzitiques (Werféniens inférieurs) surmontés de dolomies massives qui à leur partie inférieure comprennent le Werfénien supérieur (I. Atanasiu, 1927, 1928). La série dolomitique repose, en général, directement sur les schistes cristallins, marquant ainsi un moment de mouvements tectoniques durant le Werfénien. Dans quelques endroits les dolomies sont recouvertes par des calcaires blancs (ladiniens?), suivis en discordance par des dépôts du Dogger. Il y a quelques endroits, seulement aux environs de Lacu Roşu, donc en dehors des limites de la région qui fait l'objet de nos recherches, où entre le Trias moyen et le Dogger s'intercalent des dépôts liasiques inférieurs sous faciès de Hierlatz (I. Atanasiu, Gr. Răileanu, 1950). L'absence du Trias supérieur et le caractère discordant du Lias inférieur et du Dogger indiquent deux moments de mouvements tectoniques, appartenant respectivement aux phases labinienne et du Donetz. En succession normale le Dogger est recouvert par des dépôts cretacés inférieurs (Wildflysch barrémien-aptien) qu'on avaient

Institutul Geologic al României

attribués naguère, pour la plupart, au Dogger. En tenant compte des caractères lithologiques et des restes organiques (Orbitolines) on a pu séparer les dépôts crétacés inférieurs comme une bande presque continue longeant le flanc occidental du synclinal entre le ruisseau de Hăghimaş et le mont Ocem. Dépendamment des dépôts crétacés des blocs et des klippes de calcaires blancs urgoniens, ainsi que des roches éruptives basiques y apparaissent. Tout le long du flanc occidental, les dépôts crétacés supportent des dépôts jurassiques et triasiques, dont les derniers apparaissent comme des lambeaux à la base des premiers. L'intercalation des dépôts crétacés inférieurs, dans la succession du flanc occidental, considérée jusqu'à présent normale, divise les dépôts mésozoïques en deux séries : l'une „autochtone" comprise entre les schistes cristallins et le Crétacé inferieur, y compris, l'autre allochtone séparée sous le nom de nappe de Hăghimaş.

Position des klippes triasiques et liasiques inférieures du massif de Hăghimaş. Dans la région qui fait l'objet de cet ouvrage on connaît une série de klippes de dépôts triasiques et liasiques, qui se présentent sous des faciès différents de ceux des dépôts synchrones de la série „autochtone". A l'origine du ruisseau de Ciofronca et entre Piatra Unică et le mont Ocem on trouve les „chouches de Werfen" (à *Myophoria costata*) à la base des calcaires massifs jurassiques supérieurs. Avec la même position se trouvent aussi les calcaires rouges de Hallstatt (avec *Jovites dacus*) (Fr. Herbich, 1878) au-dessous des calcaires néojurassiques de Piatra Unică ou de ceux du mont Ocem (dans l'éboulis avec *Spiriferina gregaria*) (I. Băncilă, 1941). Entre Piatra Crăpată et Ocem apparaissent, toujours comme des klippes, les calcaires gris avec *Monitis substriata* (Fr. Herbich, 1878; E. Vadász, 1915). A la base des calcaires jurassiques supérieurs de Piatra Unică on a décrit aussi des marnes et des calcaires rouges d'Adneth (Fr. Herbich, 1878; E. Vadász, 1915). Toutes ces klippes se trouvent entre les calcaires néojurassiques qui constituent la masse principale de la nappe de Hăghimaş et le Crétacé inférieur, ayant un caractère de „lambeau de poussée", fait qui relève d'une manière encore plus nette la discontinuité tectonique que nous avons mis en évidence sur le flanc occidental du synclinal par la séparation des dépôts crétacés.

Institutul Geologic al României

Nappe de Hăghimaş. Dans la région qui fait l'objet du présent ouvrage et en général dans tout le synclinal, la masse de la nappe de Hăghimaş est constituée par des calcaires blancs, massifs, tithoniques-néocomiens. En général la nappe prend la forme d'un synclinal, à caractère asymétrique, car au bord occidental, à la base des calcaires tithoniques, on trouve des calcaires rouges à *Aspidoceras acanthicum* d'âge kimméridgien et des couches à jaspes calloviennes-oxfordiennes. Les couches à jaspes, au moins dans la région qui fait l'objet de cet ouvrage, ont un caractère de discontinuité, à cause des laminations tectoniques subies par la nappe à son extrême base. Nous acceptons une même explication aussi en ce qui concerne l'absence du Kimméridgien et du Callovien-Oxfordien, au bord oriental de la nappe, surtout parce que dans le grand lambeau de recouvrement de Teherău-Piatra Sugăului on rencontre des calcaires kimméridgiens (R. Ciocîrdel, D. Patrulius, 1961).

Quant à l'âge de la mise en place de la nappe de Hăghimaş il est évidamment crétacé. En tenant compte du fait que le Wildflysch d'âge barrémien-aptien (I. Atanasiu, 1927; I. Băncilă, 1941, 1958) comprend des blocs et des klippes de calcaires tithoniques-néocomiens, nous considérons que la mise en place de la nappe a eu lieu pendant la sédimentation du Wildflysch. Il est possible qu'une partie du Wildfysch, notamment celle supérieure, soit postérieure à cette époque. Vu qu'à la constitution de la nappe prennent part aussi des calcaires barrémiens, sa mise en place a eu lieu le plus tôt au Aptien.

La nappe de Hăghimaş est une nappe de glissement gravitationnel, dont la constitution peut être mise sur le compte d'une période de mouvements tectoniques verticaux et non forcément sur celui d'une phase de plissement (mouvements tangentiels).

La position allochtone des masses calcaires qui constituent la nappe de Hăghimaş explique la proximité des faciès synchrons et pourtant hétéropiques du Werfénien, Lias (Hierlatz-Adneth) et Tithonique-Néocomien (calcaires massifs-marnes et marnocalcaires). En ce qui concerne le dernier cas, le faciès synchrone aux calcaires de la nappe est représenté par les couches de Lunca dont l'appartenance à la zone cristallino-mésozoïque est démontrée par la continuité structurale entre la „crête de Dămuc" et l'anticlinal de Lunca.

La continuité structurale entre la „crête de Dămuc" et l'anticlinal de Lunca. Par la „crête de Dămuc", on comprend une zone étroite

Institutul Geologic al României

constituée principalement de schistes cristallins, recouverts parfois par des lambeaux de dépôts triasiques et jurassiques et qui représente, au point de vue structural, le bord oriental, externe, du synclinal de Hăghimaş. L'anticlinal de Lunca se développe dans la haute vallée du Trotuş, étant marqué par une série de boutonnières où la série marnocalcaire des couches de Lunca (Tithonique-Néocomien) surmonte des affleurements de dépôts triasiques et de schistes cristallins. Les couches de Lunca (I. B ă n c i l ă, 1958) revêtent d'une manière périclinale la „crête de Dămuc" au S du ruisseau d'Arşiţa se continuant vers le N des deux côtés (oriental et occidental) de celle-ci. Les boutonnières déjà mentionnées, dont seulement quelques unes ont fait l'objet de nos études surgissent d'en dessous des couches de Lunca. Toutes ces constatations démontrent la continuité structurale qui existe entre la „crête de Dămuc" et l'anticlinal de Lunca, dont le second n'est qu'une continuation, dans une position plus affaisée de la première. Aussi l'anticlinal de Lunca comprend-il une série sédimentaire plus complète que la crête de Dămuc. Cette série comporte en même temps que les dépôts dolomitiques triasique aussi une série schisteuse sombre à jaspes que nous considérons d'âge callovien-oxfordien. Celle-ci, à son tour, est recouverte par les couches de Lunca constituées, en général, de dépôts marnocalcaires à rares intercalations gréseuses. On a démontré, récemment, l'âge tithonique (peut-être aussi kimmérindgien) de leur partie inférieure (I. T u r c u l e ţ et C. G r a s u, 1965). L'étude des Tintinides nous confirment que les couches de Lunca se développent dans l'intervalle tithonique-néocomien, étant synchrones, pour la plupart, aux couches de Sinaia de la zone du flysch.

Le contact entre le flanc externe du synclinal de Hăghimaş, représenté par l'ensemble „crête de Dămuc" — anticlinal de Lunca et la zone du flysch est de nature tectonique (M. S ă n d u l e s c u, J a n a S ă n d u l e s c u, 1965). La grande différence de faciès et d'épaisseur entre les dépôts synchrones des deux unités (couches de Lunca et couches de Sinaia) nous détermine à considérer ce contact ayant l'ampleur d'une nappe de charriage. Cette nappe correspond sensiblement à la nappe bucovinienne de V. U h l i g (1907) et partiellement à l'unité centrale séparée par I. B ă n c i l ă (1958). Parce que nous supposons que l'unité qui représente la nappe bucovinienne dans le sens de V. U h l i g est une unité plus compliquée, au point de vue tectonique, nous appellerons nappe centrale bucovinienne la nappe dont la partie frontale est représentée par la

Institutul Geologic al României

„crête de Dămuc" et l'anticlinal de Lunca et qui comprend les synclinaux de Hăghimaş et de Rarău ainsi que les schistes cristallins sur lesquels ceux-ci reposent normalement.

Position de la nappe de Hăghimaş dans le cadre structural des Carpates Orientales. Au point de vue génétique la nappe de Hăghimaş est une nappe de décollement gravitationnel. Les dépôts calcaires jurassiques supérieurs et néocomiens (en continuité de sédimentation) y sont largement développés, tandis que ceux triasiques et liasiques inférieurs y sont faiblement développés sous forme de lambeaux de poussée. La nappe de Hăghimaş peut être comparée avec d'autres nappes de décollement connues dans les Carpates Orientales, spécialement avec la nappe des Perşani (M. I l i e, 1953, 1954) qui a, récemment, fait l'objet des études entreprises par D. P a t r u l i u s et autres (1966). De cette comparaison une série de ressemblences et de distinctions se détachent : a) les deux nappes sont des nappes de décollement gravitationnel ; *b*) dans la nappe de Hăghimaş autant que dans la nappe de Perşani se trouvent des calcaires de type Hallstatt ; *c*) dans la nappe de Perşani prédominent les calcaires triasiques, tandis que dans la nappe de Hăghimaş ceux jurassiques supérieurs ; *d*) dans la nappe de Hăghimaş les calcaires de Gutenstein sont absents, mais ils sont caractéristiques pour la nappe de Perşani ; *e*) dans la nappe de Hăghimaş les dépôts allochtones ne sont pas associés aux roches éruptives basiques. Toutes ces constatations nous portent à considérer que ces deux nappes proviennent de zones de sédimentations différentes. Mettre les différences entre la nappe de Hăghimaş et celle de Perşani sur le compte du phénomène de diverticulation est voué à l'échec, car nulle part on n'a rencontré de dépôts calcaires jurassiques supérieurs marins qui puissent appartenir à la nappe de Hăghimaş recouverts par des dépôts triasiques qui puissent appartenir à la nappe de Perşani. Dans cet ordre d'idées quelques précisions s'imposent en ce qui concerne la nomenclature. On a récemment utilisé le nom de nappe transylvaine pour la nappe de Perşani (D. P a t r u l i u s et al., 1966) afin de généraliser ce nom pour tous les éléments allochtones de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales. La notion de nappe transylvaine a un sens ambigu dans la littérature géologique roumaine parce qu'en 1929 I. P o p e s c u-V o i t e ş t i a changé le sens initial donné par V. U h l i g, en considérant comme nappe transylvaine une nappe avec schistes cris-

Institutul Geologic al României

tallins et dépôts mésozoïques, dont les derniers appartiennent, à vrai dire, à la nappe bucovinienne de V. U h l i g. D'autre part comme on l'a déjà montré, le contenu de cette notion manque aussi d'homogénéité. Aussi considérons-nous que dans la zone cristallino-mésozoïque nous avons affaire au moins avec deux nappes de décollements que nous pourrions englober en un système de nappes transylvaines, en maitenant pour chaque unite un nom propre (nappe de Perşani, nappe de Hăghimaş).

Quant au lieu d'origine de la nappe de Hăghimaş, si l'on tient compte des faciès il doit se trouver à l'W de la surface actuelle de la zone cristallino-mésozoïque, c'est à dire au moins sous la Dépression de Transylvanie. Le plus rapproché point situé à l'W de la zone cristallino-mésozoïque dont on connaît des calcaires tithoniques-néocomiens ce sont les klippes de Poiana-Botizei. On pourrait les considérer comme lieu d'origine de la nappe de Hăghimaş si l'on supposait que leur zone de sédimentation puisse se prolonger vers le S en dessous de la nappe de la Dépression de Transylvanie jusqu'au moins à la parallèle des sources du Trotuş. Une difficulté vient à l'encontre de cette interprétation notamment l'absence total d'affleurements de dépôts triasiques dans la zone des klippes de Poiana-Botizei. Cette absence peut s'expliquer de deux manières : soit que le Trias ne surgisse pas à Poiana-Botizei, soit que les klippes triasiques de l'extrème base de la nappe de Hăghimaş fussent rabotées d'une zone de sédimentation située entre la zone d'origine de la nappe et le Cristallin central des Carpates Orientales, zone qui pourrait bien représenter le lieu d'origine de la nappe de Perşani. Nous considérons cette dernière hypothèse la plus plausible. Elle a l'avantage d'expliquer la présence les calcaires de Hallstatt dans la nappe de Hăghimaş autant que la nappe de Perşani.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région située entre Izvoarele Oltului et Valea Dămuculuí (avec les coupes géologiques) :

1, Barrémien-Aptien (Wildflysch); a) calcaires urgoniens ; b) conglomérats massifs; 2, Néocomien (couches de Sinaia); 3, Tithonique-Néocomien : a) couches de Lunca; b) calcaires massifs; Callovien-Kimméridgien: a) couches à *Acanthicus* et couches à jaspes ; b) horizon slitique à jaspes; 5, Dogger ; 6, Lias inférieur; 7, Trias supérieur; 8, Campilien-Ladinien ; 9, Trias inféreur; 10, nappe de charriage ; 11, faille de chevauchement; 12, décrochément.

Planche II

Esquisse tectonique de la nappe de Hăghimaş (selon les cartes de : I. A t a n a s i u , 1958 ; F. I. B ă n c i l ă, 1941, nouvellment interprétées):

Nappe de Hăghimaş; 2, nappe centrale bucovinienne: a) série sédimentaire ; b) schistes cristallins ; 3, zone de flysch.

Institutul Geologic al României

M. SĂNDULESCU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DINTRE IZVOARELE OLTULUI ŞI VALEA DĂMUCULUI

0 500 1000 1500 2000m

Hăghimaşul Negru

oTelecu

oTelecu Mare

Piatra roşie

oHăghimaşul Mare

oOcem

Piatra unică

P.Ciofronca

P.Sec

P.Lazăr

Pîrîul Bicăjel

TREI FÎNTÎNI

P.Vete

Mt.Vete

P.Bîrlogului

Dealul Popilor

P.Gusa

HUŞUREZ

P.Piciorului

Arşiţa Almaşului

P.Arşiţa

Valea Dămucului

P.Pavaş

P.Baratos

P.Lupului

Mt.Tarvez

Culmea Fagului

P.Fagului

P.Valea Mare

Fagul Oltului

R. Olt

WNW ESE | W E | W E

Şeaua Ciofronca

Telecu

P.Sec

P.Bicăjel (Trei Fîntîni)

P.Bîrlogului

P.Gusa

V.Dămucului

0m

WSW ENE | W E

Piatra unică

Ocem

P.Bicăjel

V.Dămucului

0m

LEGENDA

1 a. Aluviuni; b. pornituri

2 Barremian-Aptian (Wildflis) a. calcare urgoniene; b. conglomerate masive; δ roci eruptive bazice

3 Neocomian (Strate de Sinaia)

4 Titonic-Neocomian: a. strate de Lunca; b. calcare masive

5 Callovian-Kimeridgian; a. strate cu acanthicus şi strate cu jaspuri; b. orizontul siltitic cu jaspuri

6 Dogger

7 Liasic inferior

8 Triasic superior

9 Campilian-Ladinian

10 Triasic inferior

11 Şisturi cristaline

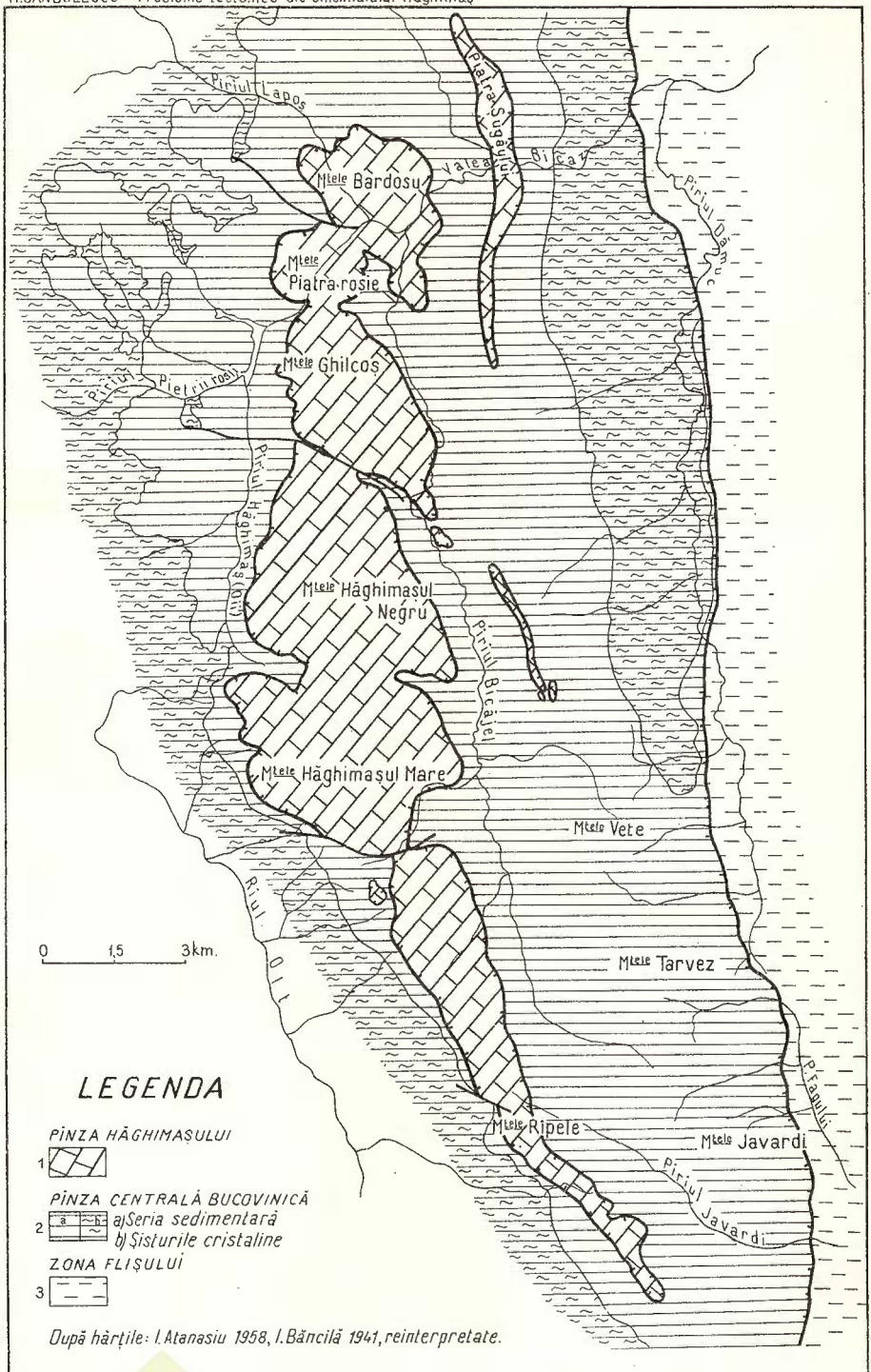
12 Pînză de şariaj

13 Falie de încălecare

14 Decroşare

Institutul Geologic al României

SCHIȚA TECTONICĂ A PÎNZEI HĂGHIMAȘULUI



Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

ZĂCĂMINTE

CONSIDERAŢII MINERALOGICE ASUPRA ZĂCĂMÎNTULUI DE MINEREU COMPLEX DE LA MOLDOVA NOUĂ (SECTORUL DE NORD)[1]

DE

VASILICA PIEPTEA[2])

Abstract

Mineralogical Considerations on the Complex Ore Deposit in Moldova Nouă (Northern Sector). The author gives a description of mineralizations having occurred in Moldova Nouă — northern sector. The mineralizations present transition characters, and are inlcuded among the pyrometasomatic, pneumatolytic and hydrothermal types. The maximum concentration of useful minerals can be assigned to the pyrometasomatic phase. The author presents the three geological units in the region offering an economical interest, which correspond to the contact between Upper Jursasśic, and the following granodioritic porphyry bodies : the body north of Apele Albe, the Suvorov body and the Băieşu body. The gradual unfolding of the mineralization process is followed up with respect to zonality and genesis. Details are given on mineralization in view to use them in the ore preparing process.

Introducere. Zăcămîntul de care ne ocupăm în lucrarea de faţă aparţine grupului de zăcăminte de minereuri din Banat, care au luat naştere în aureola de contact a intruziunilor banatitice şi intră deci în categoria zăcămintelor postmagmatice.

[1]) Comunicare în şedinţa din 10.III.1966.

[2]) Intreprinderea Geologică de Pospecţiuni, Calea Griviţei nr. 64. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Geologia regiunii este legată de numele lui Z. Schréter, J. Böckh şi în special de numele lui Al. Codarcea, care prin lucrările sale de sinteză, a pus bazele geologiei Banatului şi a creat astfel condiţiile pentru descoperirea unor importante zăcăminte de minereuri din ţara noastră, precum şi pentru o cunoaştere sistematică a lor (Al. Codarcea 1930 a, b, c, 1957).

Problema sedimentarului din Banatul de vest a fost reluată de către Gr. Răileanu precum şi de către alţi cercetători, printre care amintim pe S. Năstăseanu, C. Boldur, V. Mutihac, Al. Semaka, I. Mateescu. Prin cercetările efectuate de către Gr. Răileanu şi colaboratorii (1964) s-a ajuns la cunoaşterea în detaliu a sinclinoriului sedimentar Reşiţa-Moldova Nouă din punct de vedere litologic, stratigrafic şi tectonic.

În ultimii ani, Comitetul de Stat al Geologiei a reluat cercetările geologice cu privire la mineralizaţiile din Banatul de vest, întocmindu-se rapoarte asupra lucrărilor de prospectare şi explorare de la Moldova Nouă (D. Dumitrescu, Mihai Popa[3], Ioana Gheorghiţă[4].

Zăcămîntul de la Moldova Nouă este situat în partea de sud-vest a sinclinoriului Reşiţa-Moldova Nouă, în apropierea liniei de încălecare a cristalinului getic peste flancul vestic al sinclinoriului, cuprinzînd formaţiuni triasice, jurasice şi cretacice inferioare (pl. IV).

Mineralizaţiile din sectoarele Apele Albe, Florimunda şi Băieşu formează obiectul studiului nostru. Mineralizaţiile au fost generate de o serie de corpuri banatitice, aliniate de la nord la sud, respectiv : corpul Băieşu, corpul de la nord de Apele Albe şi mai la sud corpul Suvorov. Aceste corpuri banatitice aparţin aliniamentului de mase intrusive, care începînd din regiunea Ocna de Fier-Dognecea, continuînd cu Oraviţa, Sasca Montană şi pînă la Moldova Nouă au străbătut fundamentul cristalin precum şi unele formaţiuni sedimentare ale zonei Reşiţa-Moldova Nouă. Ele se aliniază după direcţia NNE-SSW, care trebuie pusă în legătură cu importanta linie tectonică Oraviţa — Moldova Nouă. Acest magmatism banatitic dezvoltat în raporturi de cauzalitate

[3]) D. Dumitrescu, Mihai Popa. Raport ISEM asupra lucrărilor de prospţiuni şi explorări geologice pentru Cu, Fe şi S, executate în şantierul Moldova Nouă, regiunea Banat, în perioada 1956—1 ianuarie 1961. Arh. Com. Stat Geol.

[4]) Ioana Gheorghiţă. Raport geologic asupra zăcămîntului de la Moldova Nouă, 1959. Arh. Com. Stat Geol.

Institutul Geologic al României

cu orogeneza cretacică a lăsat urme asupra tuturor formaţiunilor mezozoice din regiune, respectiv triasice, jurasice şi cretacice (Gr. Răileanu şi colab. 1964). Mineralizaţiile de care ne vom ocupa au luat naştere la contactul intruziunilor banatitice reprezentate prin porfire granodioritice şi granodiorite cu calcarele jurasice superioare.

În lucrarea de faţă prezentăm aspectul mineralogic şi petrografic al zăcămintelor puse în evidenţă în sectorul nordic al şantierului Moldova Nouă, prin galerii şi foraje executate între anii 1961 — 1965. Datele miniere ne-au fost furnizate de către geologul şantierului, Mircea Popa, căruia îi mlţumim pe această cale.

S-au colectat sistematic probe petrografice la fiecare schimbare de facies, iar în zonele mineralizate din metru în metru. În laborator s-au efectuat analize microscopice pe secţiuni subţiri şi şlifuri, iar datele obţinute au fost corelate cu rezultatele analizelor chimice pentru Cu, Fe şi S[5]). Pentru identificarea diverşilor carbonaţi am folosit metoda reacţiilor cromatice pe pulberi şi secţiuni subţiri descoperite. Am deosebit astfel calcitul de dolomit, prin colorarea cu azotatul de cupru, cu clorura ferică precum şi cu nitratul de argint (J. Rodgers 1940, L. W. Leroy 1950, A. N. Winchell, vol. I., 1958). Prezenţa fierului în carbonaţi am detectat-o prin obţinerea pe secţiuni subţiri a petelor de albastru de Turnball. Datele astfel obţinute le-am completat prin verificarea indicilor de refracţie ai carbonaţilor aduşi în stare de pulbere, precum şi prin atacul cu acid acetic, pe secţiuni subţiri descoperite. Tot în laborator am efectuat separări de minerale, care ne-au condus la o serie de observaţii ce au fost folosite în încercările de preparare a minereului de la Moldova Nouă (B. Georgescu, Cr. Muşeţeanu, 1966).

Cercetările efectuate pe teren şi în laborator ne-au condus la stabilirea unor parageneze caracteristice de minerale, pe care am încercat să le legăm de ansamblul geologic în care ele apar.

Zăcămîntul din galeria II Florimunda sectorul Apele Albe

Acesta este zăcămîntul cel mai important din punct de vedere economic în regiunea cercetată. El s-a dezvoltat pe linia de contact a calcarelor jurasice superioare cu un corp de porfire granodioritice situat la nord de valea Apele Albe. Acest corp banatitic orientat nord-sud are o lungime de cca 2 km şi o lăţime în jur de 200 m (pl. IV). Zona mineralizată s-a dez-

[5]) Analizele chimice au fost executate de Serviciul Analize Probe al Intreprinderii de Prospecţiuni, iar rezultatele lor ne-au fost puse la dispoziţie de către ISEM.

Institutul Geologic al României

voltat pe o lungime de cca 400 m, pe rama sud-vestică a corpului banatitic. Zăcămîntul este situat la o distanță de cca 200 m de galeria II Florimunda Veche, de care îl despart calcarele cristaline nemineralizate. Lucrările de explorare executate în două orizonturi la distanța pe verticală de 45 m, au conturat un zăcămînt cu direcția nord-sud și căderea spre vest, de-a lungul liniei de contact între porfirele granodioritice și calcarele cristaline. Zăcămîntul a luat naștere în acoperișul corpului banatitic, în timp ce în culcușul aceluiași corp, pe flancul estic al intruziunilor banatitice prin cîte o transversală executată la fiecare orizont s-a verificat absența oricărei mineralizații.

Mineralizația urmărește linia de contact, dezvoltîndu-se atît în calcarele cristaline cît și în corpul banatitic (pl. V). De la vest către est se constată o zonalitate determinată de succesiunea următoarelor formațiuni : 1, calcare cristaline mineralizate cu pirită și calcopirită ; 2, cuarțite metasomatice cu impregnații slabe de pirită ; 3, granatite care formează niște lentile intens mineralizate ; 4, o zonă îngustă de diopsidizare a banatitelor, slab mineralizată cu pirită și subordonat calcopirită, și 5, o zonă mult mai largă în care intră banatitele autometamorfozate, cu slabe piritizări.

Referindu-ne la prima zonă menționăm că metamorfismul exomorfic de care este legată mineralizarea cu pirită și calcopirită în cazul acestui zăcămînt este sărac : calcarele au suferit în general un simplu metamorfism de contact termic. Silicații de contact care implică o pirometasomatoză a fierului apar în mod cu totul subordonat ; granatul este slab reprezentat și atunci incomplet diferențiat ; mai frecvent apar diopsidul și vezuvianul, ceea ce pledează pentru o slabă metasomatoză pneumatolitică. Acolo unde apar totuși exoscarnele, ele sînt nemineralizate, mineralizația concentrîndu-se în calcarele cristaline. Către exteriorul aureolei de contact, în calcare au fost întîlnire depuneri de zeoliți (stilbit), așa cum am constatat și cu un alt prilej în regiunea Oravița (V a s i l i c a P i e p t e a , 1964).

Între calcarele cristaline mineralizate și lentilele de granatite se interpun, eșalonîndu-se pe direcția nord-sud, cîteva lentile de cuarțite metasomatice alungite în sensul liniei de contact, cu dimensiuni de ordinul zecilor de metri. Aceste lentile de cuarțite au o dezvoltare mai mică la orizontul superior, unde s-au format pe seama calcarelor și sînt mai larg răspîndite la orizontul inferior unde înlocuirea prin cuarț a afectat atît calcarele cît și gresiile mezozoice.

Institutul Geologic al României

Formaţiunea de cel mai mare interes economic în acest zăcămînt este aceea a granatitelor. Granatitele formează nişte lentile cu lungimi variabile (de la 30 la 150 m), cu grosimi de la 10 la 50 m şi distanţate între ele cu cca 20 pînă la 40 m. Aceste formaţiuni urmăresc îndeaproape linia de contact calcare cristaline — banatite. La orizontul superior granatitele provin în majoritatea cazurilor din înlocuirea banatitelor, în timp ce la orizontul inferior aceste roci se formează atît pe seama banatitelor, cît mai ales a calcarelor, constatîndu-se astfel în adîncime un decalaj spre vest al formaţiunilor pirometasomatice, care depăşeşte înclinarea contactului banatite — calcare.

Granatitele au rezultat din înlocuirea totală a rocii preexistente cu granat ferifer. Mineralogic acest granat a fost determinat ca andradit. Aşa cum am mai observat şi în regiunea Oraviţa (V a s i l i c a P i e p t e a, 1964), remarcăm asocierea mineralizaţiei de contact în mod constant cu granatul ferifer izotrop (andradit), neobservîndu-se în schimb asocierea mineralizaţiei cu grosularul, care este de asemenea întîlnit în regiune. În zona de dezvoltare optimă a acestor formaţiuni granatul este singurul mineral transparent care constituie roca, la care se pot adăuga ca depuneri pe fisuri din soluţiuni ce însoţesc mineralizaţia în mod frecvent, calcitul pur şi cu totul subordonat cuarţul.

Granatitele reprezintă formaţiunile care au luat naştere la temperaturile cele mai înalte, corespunzînd fazei pirometasomatice (800—600°C). În aceste condiţii a avut loc concentrarea silicaţilor de fier sub formă de andradit şi odată cu aceştia sau în imediata continuitate a oxizilor de fier sub formă de magnetit. Celelalte minerale, respectiv pirita, calcopirita şi blenda, în cazul de faţă de asemenea de origine pirometasomatică s-au format în continuitate de depunere.

În zona de diopsidizare a corpului de porfire granodioritice mineralizarea scade brusc atît ca intensitate, cît şi ca număr de minerale utile, reprezentate aci doar prin pirită şi calcopirită. Diopsidizarea este legată de metasomatoza magneziului, care desfăşurîndu-se la o temperatură mai scăzută decît pirometasomataza fierului din faciesul amintit anterior, a permis păstrarea structurii porfirice a rocii. La aceste roci se constată diopsidizarea fenocristalelor de hornblendă, al căror habitus, se menţine, chiar în cazul rocilor puternic transformate. În ceea ce priveşte succesiunea depunerilor, din examenul microscopic reiese, aşa cum a atras pentru prima oară atenţia A l . C o d a r c e a[6], că peste metasomatoza magneziului s-a

[6]) Comunicare, şedinţa Academiei R.P.R., 1959.

Institutul Geologic al României

suprapus metasomatoza fierului cu formarea de granat, odată cu care a avut loc intensificarea mineralizării.

Urmărirea zonalității faciesurilor petrografice, cu cît ne depărtăm de zăcămîntul amintit, a pus în evidență o serie de transformări autometamorfice ale rocilor banatitice, de natură pneumatolitică și hidrotermală, odată cu care sînt prezente slabe piritizări. Este demnă de menționat parageneza epidot — cuarț — adular — ankerit — calcit cu impurități de fier pe care o găsim în extinderea zonei de intensă mineralizare, mai ales către cele două extreme nord și sud. Aceste hidrotermalite s-au format fie prin înlocuirea granatitelor nemineralizate, fie, în extinderea zăcămîntului, pe seama banatitelor neafectate de procese pirometasomatice. Remarcăm faptul că epidotul, considerat pînă acum în parageneză cu granatul, în această regiune, a fost întîlnit asociat cu cuarțul și cu adularul. Odată cu apariția cuarțului și a epidotului are loc o scădere bruscă a mineralizării, singurele minerale metalice slab reprezentate fiind pirita și calcopirita. Prezența asociației curat — epidot poate constitui așadar un indice negativ în prospectarea zăcămintelor de la Moldova Nouă.

Mineralizația din sectorul Apele Albe. În acest sector am identificat următoarele tipuri de mineralizație : *a*) minereul din calcarele cristaline ; *b*) minereul din granatite ; *c*) mineralizația de sulfuri complexe însoțite de silicifieri, sub formă de mici filonașe (pl. VII).

Mineralizația din calcarele cristaline. Mineralizarea începe printr-o impregnare cu pirită a calcarelor cristaline și se intensifică prin înlocuirea metasomatică a calcarului cristalin. Mineralizarea intensă a calcarelor cristaline este însoțită de silicifiere. Mineralizația este constituită predominant din pirită și subordonat din calcopirită. Blenda apare rareori, asociată cu calcopirita, în cristale ce nu depășesc 0,20 mm ⌀. Odată cu creșterea conținutului în pirită se constată creșterea conținutului în calcopirită. În mineralizația din calcarele cristaline conținutul în pirită variază între 12—88%, conținutul în calcopirită se situează între 2—12%, blenda apare rareori, în proporție de 1%. Pirita se prezintă în cristale idiomorfe sau avînd contur neregulat prin corodare de către calcopirită sau de către masa de cuarț care o însoțește. Pirita formează cristale larg dezvoltate (variind de la 0,50 — 1,25 mm diametru, frecvent 0,80 mm diametru). Calcopirita este prezentă în cristale mărunte (variind de la 0,15 — 0,50 mm dia-

Institutul Geologic al României

metru, frecvent 0,30 mm diametru), diseminate în masa de cuarţ sau apare sub forma de plaje care mulează cristalele de pirită. Ganga este reprezentată prin calcit care constituie însăşi roca şi prin cuarţ. Cuarţul este mineralul de gangă caracteristic în mineralizaţia din calcarele cristaline.

Această mineralizaţie este caracterizată printr-un metamorfism de deformaţie accentuat, care a acţionat atît asupra mineralelor metalice cît şi asupra mineralelor de gangă depuse din soluţiuni. Pirita este intens fisurată pînă la cataclazare, cu pătrunderea pe fisuri a calcopiritei, însoţită de cuarţ şi calcit. Se constată un paralelism al fisurilor ce străbat masa de pirită precum şi orientarea în acelaşi sens a cristalelelor de pirită, ceea ce dă indicaţii asupra unor frămîntări tectonice atît posterioare, cît şi singenetice cu depunerea piritei. Au rezultat de asemenea texturi rubanate şi texturi microcutate. Caracterul textural şi structural al mineralizaţiei este consecinţa mişcărilor tectonice care însoţesc faza de cuarţ şi sulfuri căreia îi aparţine această mineralizaţie (N. N. C u r e c , 1954, H. S c h n e i d e r h ö h n , 1955) cum şi o consecinţă a casanţei specifice piritei.

Mineralizaţia din granatite. Această mineralizaţie complexă, de origină pirometasomatică, întîlnită numai în sectorul Apele Albe — la ambele orizonturi — reprezintă concentrări în granatite de pirită, calcopirită, magnetit, blendă şi sporadic pirotină. Ganga este reprezentată prin granat şi calcit pur (pl. VII).

M i n e r a l i z a ţ i a l a o r i z o n t u l s u p e r i o r . La orizontul superior în zonele intens mineralizate pirita poate forma concentrări pînă la 50% din probă, magnetitul pînă la 17%, calcopirita pînă la 16%, blenda pînă la 8%, iar pirotina a fost întîlnită sporadic.

Pirita apare în cristale bine dezvoltate (0,80—1,25 mm Ø), intens fisurate pînă la cataclazare; fragmentele cristalelor de pirită nu depăşesc 0,80 mm diametru. Adeseori pirita formează plaje de ordinul milimetrilor ce ocupă spaţiile dintre idioblastele de granat pe care le mulează.

Calcopirita este întotdeauna prezentă în mineralizaţia dezvoltată în granatite, fără a forma însă concentrări la orizontul superior. Calcopirita apare atît în cristale mărunte (0,10 — 0,20 mm Ø), diseminate în rocă, cît şi sub formă de plaje de ordinul milimetrilor. Calcopirita se asociază cu magnetitul.

În afară de paragenezele cu calcopirită, magnetitul apare asociat cu calcitul şi cu hidroxizii de fier, formînd structuri concentric zonare în spaţiile

Institutul Geologic al României

dintre cristalele de granat. Într-un stadiu mai avansat magnetitul înlocuieşte cristalele de granat. Procesul începe prin depunerea pe fisurile ce străbat cristalele de granat a hematitului care este substituit de magnetit prin procesul de muschetovitizare, rezultînd cristale de magnetit sub 0,15 mm diametru. Treptat cristalul de granat este total înlocuit de magnetit (pl. II, fig. 3). În probele cu conţinut crescut în magnetit, acest mineral se prezintă în cristale izometrice, cu dimensiuni cuprinse între 0,75 — 1,00 mm, ce formează aglomerări compacte.

Blenda formează plaje întinse cu dezamestecuri de calcopirită (0,01 — 0,16 mm Ø). Pirotina a fost întîlnită sporadic sub formă de cristale mărunte (0,15 mm Ø) incluse în plajele de calcopirită. Pirotina prezintă marcasitizări.

Mineralele de gangă sînt reprezentate prin granat (0,80—3,00 mm Ø) care formează chiar roca purtătoare de mineralizaţie şi prin calcit pur (0,20 —0,40 mm Ø), care a fost depus din soluţiile mineralizatoare. Calcitul este cărăuşul magnetitului şi al calcopiritei. Asociat cu calcitul cu totul subordonat apare cuarţul (sub 0,15 mm Ø), care nu este un mineral de gangă caracteristic pentru această mineralizaţie.

Modul de prezentare a mineralizaţiei este determinat în primul rînd de procesele de înlocuire specifice pirometasomatozei. De aci rezultă caracterul xenomorf al mineralizaţiei : pirita mulează cristalele de granat şi la rîndul ei este mulată de calcopirită, cu care formează întrepătrunderi. Calcopirita în asociaţie cu pirita ocupă spaţiile dintre cristalele de granat (pl. I fig. 1, 2). Magnetitul înlocuieşte treptat cristalele de granat (pl. II, fig. 3).

În zona de brecifiere de la contactul corpului eruptiv cu calcarele, zonă care a constituit calea de acces pentru soluţiile mineralizatoare, au avut loc mişcări de deformare care au lăsat urme în modul de dezvoltare al mineralizaţiei. Pirita este intens fisurată, iar pe fisuri pătrund mineralele metalice (calcopirita, blenda, magnetitul) precum şi mineralele de gangă depuse din soluţii (calcitul şi cuarţul). Calcopirita şi blenda pătrund printre cristalele de magnetit pe care le cimentează precum şi pe fisurile ce străbat cristalele de magnetit.

Mineralizaţia la orizontul inferior. La acest orizont mineralizaţia din granatite se caracterizează printr-o îmbogăţire în magnetit, calcopirită şi blendă în dauna granatului şi a piritei. La acest orizont conţinutul în magnetit al probelor de minereu masiv se situează în

Institutul Geologic al României

general între 5 —50%, calcopirita între 5 — 30%, blenda între 10—15% iar pirita în jur de 10%.

În timp ce la orizontul superior calcopirita apare asociată cu magnetitul, la orizontul inferior mineralizarea gravitează fie spre dezvoltarea magnetitului, fie spre dezvoltarea asociaţiei calcopirită — blendă.

Adeseori roca se îmbogăţeşte mult în calcopirită. În acest caz calcopirita formează o masă de bază care include cristale de granat de diferite dimensiuni, precum şi cristale de pirită asupra cărora calcopirita are o acţiune de corodare (pl. I, fig. 3). În plajele de calcopirită blenda apare atît ca incluziuni cît şi ca depuneri pe fisuri (pl. I, fig. 3, 4). Blenda în plaje larg dezvoltate conţine incluziuni de calcopirită, cu care poate forma structuri în formă de „carie", precum şi frecvent incluziuni orientate, sub formă de dezamestecuri (pl. II, fig. 1, 2).

Mineralizarea cu magnetit este treptată, ajungîndu-se prin înlocuirea granatului la un minereu masiv de magnetit în care pirita, calcopirita şi calcitul formează depuneri pe fisuri. Au fost observate cazuri în care magnetitul corodează pirita şi invers, în care pirita corodează magnetitul. În lucrările miniere care unesc cele două orizonturi au fost întîlnite procese de martitizare a magnetitului de-a lungul fisurilor, ceea ce indică dezvoltarea acestui proces sub influenţa soluţiilor ascendente (P. R a m d o h r , 1960).

La orizontul inferior se remarcă odată cu concentrarea magnetitului o diversitate mai mare a mineralelor de gangă. Alături de granat apar diopsidul, amfibolul din grupa tremolit—actinolit, precum şi epidotul, minerale care indică participarea unui factor pneumatolitic în formarea magnetitului.

Mineralizaţia de sulfuri complexe însoţită de silicifieri. O parageneză demnă de remarcat în sectorul Apele Albe, pe care o atribuim unei etape mai tîrzii, pneumatolitic — hidrotermale este mineralizaţia cu tetraedrit, blendă şi galenă, însoţită de silicifieri (pl.VII). Aceste depuneri, de proporţii cu totul reduse, au fost întîlnite la ambele orizonturi. Mineralizaţia apare sub forma unor filonaşe care străbat atît minereul din granatite cît şi, depăşind raza de dezvoltare a minereului compact pirometasomatic, formează filonaşe în corpul banatitic.

Consideraţii petrogenetice asupra sectorului Apele Albe

Din cele de mai sus rezultă că în acest sector se poate stabili pe de o parte succesiunea în spaţiu a formaţiunilor, sub forma unei zonalităţi late-

Institutul Geologic al României

rale iar pe de altă parte succesiunea în timp a diverselor etape petrogenetice.

Zonalitatea constă în succesiunea de la vest spre est a unor formațiuni petrografice diferite, avînd fiecare o mineralizație caracteristică (pl. V). Această zonalitate a fost determinată de următorii factori :

Variația faciesului petrografic primar, deoparte calcarele, de cealaltă intruziunea banatitică ;

Procese de bimetasomatism în condiții de temperatură ridicată, cu transmutări de substanță de la o zonă la cealaltă, precum și procese de autometamorfism ;

Ascensiunea de-a lungul liniei de contact banatite-calcare a unor substanțe venite din profunzime, în condițiile unor mișcări tectonice care au urmat după punerea în loc a corpului banatitic.

În ceea ce privește succesiunea în timp a fenomenelor, (fig. 1) schițează variația temperaturii de-a lungul diverselor etape petrogenetice.

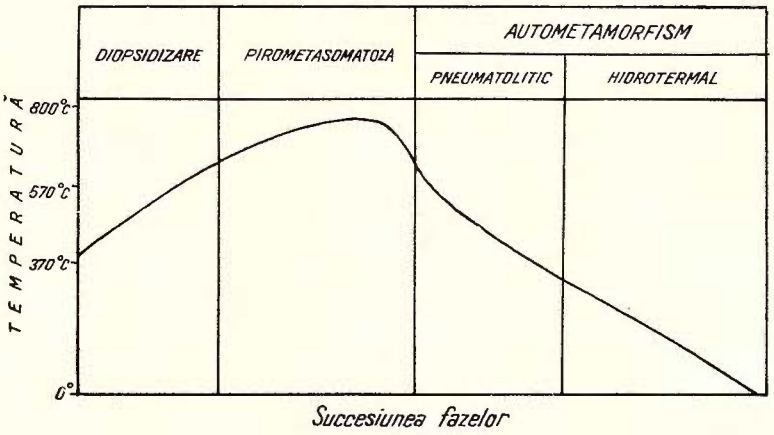


Fig. 1. — Variația temperaturii de-a lungul etapelor de transformare a banatitelor la contactul cu calcarele.
Variation de la température le long des étapes de transformation des banatites au contact avec les calcaires.

Această eșalonare în timp a fost surprinsă și sub forma de suprapunere a diverselor parageneze. Ne referim aci la filonașele de tetraedrit — blendă — galenă, formate la o temperatură mai scăzută, care străbat minereul pirometasomatic din granatite. A fost întîlnită de asemenea înlocuirea granatitelor pirometasomatice prin asociația cuarț-epidot-adular, aparținînd unei etape mai tîrzii, hidrotermale.

Institutul Geologic al României

Zăcămîntul din galeria II Florimunda Veche orizontul — 45[7]

În ceea ce priveşte conţinutul în minerale utile, mineralizaţia este asemănătoare cu cea de la Apele Albe, fiind reprezentată prin parageneza pirită — calcopirită — magnetit. Menţionăm doar că aci pirita este mai bogat reprezentată decît în zăcămîntul descris anterior, în timp ce blenda a fost întîlnită numai accidental.

Lucrurile stau însă cu totul altfel în ceea ce priveşte geologia regiunii explorate prin această galerie, precum şi faciesurile petrografice întîlnite. Zăcămîntul este găzduit într-o zonă exometamorfică. Rocile banatitice au fost prinse în acest orizont, doar sub forma unei apofize, orientată aproximativ est-vest pe o lungime de cca 150 m şi o lăţime de cca 10 m. Rocile exometamorfice care găzduiesc mineralizaţia nu au structura simplă a calcarelor cristaline cu mineralizări însoţite de silicifieri de la Apele Albe, ci prezintă faciesuri petrografice cu mult mai variate, datorită prezenţei următoarelor minerale, enumerate în ordinea temperaturilor de formare : granatul şi vezuvianul în mod subordonat, frecvent diopsidul şi actinolitul, anhidritul şi gipsul, minerale serpentinice precum şi cloritul strîns legat de prezenţa magnetitului.

Rocile de contact întîlnite în acest sector sînt reprezentate prin calcare cristaline de la care se trece treptat la rocile exometamorfice cu aport din soluţiuni. În această ultimă categorie intră rocile de contact cu diopsid, şi anhidrit, rocile de contact cu tremolit-actinolit şi în mod cu totul subordonat scarnele cu granat şi vezuvian.

Granatul este puţin răspîndit, prezentînd o diferenţiere incompletă. De aci rezultă că, în această zonă, procesul de metasomatoză nu s-a produs la o temperatură suficient de înaltă care să permită pirometasomatoza fierului, cu maximum de dezvoltare a mineralizaţiei, aşa cum a avut loc la Apele Albe. Mineralizaţia în acest sector atinge maximum odată cu metasomatoza magneziului, în continuarea căreia apar mineralele de neoformaţiune menţionate, cristalizate la temperaturi din ce în ce mai scăzute. De metasomatoza magneziului se leagă larga răspîndire a diopsidului precum şi formarea de dolomite cristaline în vecinătatea rocilor de contact cu diopsid şi anhidrit. Am urmărit acest proces de dolomitizare cu ajutorul reacţiilor cromatice. Considerăm că în acest caz dolomitele cristaline s-au format printr-o înlocuire parţială cu magneziu, a calciului din calcarele cristaline.

[7] Galeria este amplasată în sectorul Terezia — Covăcia.

Institutul Geologic al României

Simultan cu aceasta a avut loc fixarea calciului migrator sub formă de anhidrit.

Un factor petrografic demn de remarcat în acest zăcămînt îl constituie larga răspîndire a sulfaților sub formă de anhidrit și gips. Anhidritul apare în parageneză cu diopsidul iar gipsul împreună cu actinolitul precum și foarte frecvent pe fisurile ce străbat calcarele cristaline. Punîndu-ne problema originii sulfaților în acest zăcămînt, am legat elementul sulf de o fază pneumatolitică a unui magmatism mai îndepărtat, cu urmări asupra acestei regiuni de contact exomorfic. În sprijinul originii pneumatolitice a zăcămîntului pledează prezența vezuvianului alături de granatul slab diferențiat, precum și concentrările de mice în roci formate din mice și gips. În ceea ce privește temperatura de formare a sulfaților, sîntem de părere că anhidritul este singenetic cu diopsidul, și că s-a format la o temperatură mai înaltă, ceea ce concordă cu prezența magnetitului asociat cu aceste minerale. Gipsul s-a format la o temperatură mai joasă, în parageneză cu actinolitul, mineral care are în rețeaua cristalină apă și implică deci o temperatură mai scăzută de cristalizare. Sîntem de părere că gipsul s-a format pe seama anhidritului și a continuat să se depună din soluții hidrotermale, pe fisurile ce străbat calcarele cristaline, formînd depuneri fibroase.

Mineralizația din galeria II, Florimunda Veche, orizontul-45 (pl. VII). Mineralizația a fost întîlnită sub două forme: mineralizația pulverulentă, dezvoltată în calcarele cristaline și în mod subordonat în rocile de contact cu granat și diopsid; mineralizația dezvoltată în rocile de contact; cu diopsid și anhidrit.

Mineralizația pulverulentă. Mineralizația cunoscută sub numele de „pirită prăfoasă" caracteristică pentru acest zăcămînt este o mineralizație pulverulentă, predominant piritoasă. Mineralizația însoțită de gips apare pe fisurile ce străbat calcarele cristaline și se concentrează treptat, formînd un corp mineralizat. Friabilitatea acestei mineralizații se datorește conținutului ridicat de gips, care formînd un liant al mineralizației și în anumite condiții fiind îndepărtat prin dizolvare, au fost puse astfel în libertate mineralele opace. Analize microscopice în pulbere, executate asupra unor probe de pirită pulverulentă au indicat următoarele conținuturi:

Institutul Geologic al României

pirita reprezintă pînă la 80% din probă, magnetitul pînă la 50%, calcopirita pînă la 15%. Uneori apare gelul melnicovitic.

Mineralele transparente care însoţesc mineralizaţia de pirită pulverulentă se încadrează într-o gamă largă de temperaturi de formare, începînd cu mineralele metasomatice de contact şi sfîrşind cu mineralele depuse din soluţiuni reci. Aceste minerale sînt următoarele, în ordine descrescîndă a temperaturilor de formare : granatul este prezent uneori, diopsidul şi tremolitul în mod frecvent, antofilitul rareori. Biotitul a fost întîlnit în acele probe în care se concentrează magnetitul. Sericitul apare uneori, cloritul frecvent. Gipsul este întotdeauna prezent. Dintre mineralele depuse din soluţiunile mineralizatoare cuarţul are o frecvenţă redusă (3—8%) şi este legat de pirită, în timp ce calcitul cu impurităţi de fier apare într-un procent ridicat (10—50%) şi este legat în special de magnetit.

Din examinarea paragenezelor întîlnite în pirita pulverulentă au reieşit următoarele observaţiuni :

Pirita este constant prezentă într-un procent ridicat. Alături de pirită se concentrează fie magnetitul, fie calcopirita, în unele cazuri gelul melnicovitic ;

Concentrarea magnetitului coincide cu prezenţa unor minerale de contact exomorfic, ca granatul şi diopsidul şi a avut loc deci la o temperatură ridicată ;

Mineralizarea cu calcopirită este însoţită de amfiboli, din seria tremolit — actinolit, precum şi de clorit, ceea ce indică o temperatură mai scăzută de formare ;

Mineralizările cu gel melnicovitic însoţite de minerale tipic hidrotermale ca sericitul şi cloritul, reprezintă depunerile la temperaturile cele mai scăzute.

În ceea ce priveşte formarea piritei, este greu de stabilit cărei etape îi aparţine cristalizarea acestui mineral. Pirita se pare că a avut o gamă largă de temperaturi de formare, începînd cu aceea corespunzătoare metasomatozei diopsidice şi sfîrşind cu depunerile de gel melnicovitic.

Mineralizaţia din rocile de contact cu diopsid şi anhidrit. Această mineralizaţie este constituită predominant din pirită. Conţinutul în pirită al probelor variază între 10—70%, frecvent 30%. Magnetitul a fost întîlnit de asemenea în conţinuturi variabile (de la 8 — 40%), frecvent însă el se situiază sub 16% din probă. Calcopirita este mai slab reprezentată, în conţinuturi ce variază de la 3 — 15%, frecvent sub 6% din probă. Blenda

Institutul Geologic al României

şi pirotina au fost întîlnite sporadic. Pirita formează cristale cuprinse între 0,30 — 2 mm Ø, calcopirita apare în cristale ce variază de la 0,15 — 0,35 mm Ø, magnetitul formează cristale de la 0,10 — 1,25 mm Ø, iar pirotina se prezintă în cristale în jur de 0,30 mm diametru.

La microscop se constată asocierea mineralizaţiei cu diopsidul (cristale în jur de 0,30—0,06 mm Ø), cu depunerea orientată în acelaşi sens, atît a cristalelor de pirită cît şi a granulelor de diopsid, ceea ce pledează pentru singeneza celor două minerale. Calcopirita şi magnetitul mulează şi corodează pirita. Se remarcă strînsa asociere între calcopirită şi magnetit, precum şi prezenţa actinolitului şi cloritului ca minerale de gangă.

În concluzie, pe baza cercetărilor efectuate se poate conchide că zăcămîntul pus în evidenţă la orizontul —45 în galeria Florimunda Veche este un zăcămînt pneumatolitic de contact exogen, cu trecere către pirometasomatic.

Sectorul Băieşu

În acest sector lucrările miniere au urmărit o anomalie geofizică şi au fost executate la două nivele diferite, în galeria V şi în galeria XV (pl. IV).

Galeria V, executată la un nivel superior a pus în evidenţă o lentilă de minereu piritos pe o lungime de cca 50 m, orientată după direcţia vest nord vest — est sud est. Această lentilă de minereu masiv s-a dezvoltat la contactul între calcarele cristaline şi corpul eruptiv străbătut de Ogaşul Băieşu.

Din punct de vedere petrografic regiunea cercetată prin galeria V prezintă cu totul alte caractere decît sectoarele descrise anterior. Aci nu au avut loc fenomene de contact cu aport de fier şi de magneziu generatoare de mineralizaţii, ci sîntem în prezenţa unei metasomatoze alcaline la contactul corpului banatitic cu calcarele. Rocile banatitice, a căror structură indică un facies mai de profunzime (granodiorite), au suferit o puternică înlocuire cu feldspat potasic şi cuarţ. Rocile sedimentare situate în imediata vecinătate a corpului eruptiv, reprezentate prin calcare şi prin gresii, au suferit o metasomatoză a cuarţului care a dus la formarea de cuarţite de înlocuire pe distanţă de sute de metri. Considerăm această metasomatoză a cuarţului ca fiind de natură pegmatit-pneumatolitică, singenetică cu procesul de feldspatizare a rocilor banatitice. Concomitent cu aceste procese de înlocuire au avut loc frămîntări tectonice care au înlesnit schimbările

Institutul Geologic al României

amintite. Au rezultat intense fisurări care au afectat atît cuarţitele metasomatice, cît şi zona de minereu compact piritos.

Mineralizaţia din galeria V Băieşu. În această galerie mineralizaţia este predominant piritoasă, în conţinuturi ce pot atinge 90% din probă.

Analiza microscopică a pus în evidenţă două moduri de prezentare a piritei, pe care le-am interpretat ca generaţii diferite :

Un prim aspect este acela în cristale de ordinul milimetrilor, idiomorfe sau formînd agregate compacte, intens cataclazate, cu pătrunderea cuarţului şi a carbonaţilor pe fisuri. Este modul obişnuit în care apare pirita şi am considerat că reprezintă pirita de generaţia I (pl. III, fig.1);

Cel de al doilea aspect al piritei, pe care l-am atribuit generaţiei II, este acela sub formă de cristale mărunte, fuziforme, întrepătrunse cu cuarţul, încît formează structuri micrografice (pl. III, fig. 2).

Tot ca generaţia II, am considerat pirita xenomorfă, sub formă de masă microcristalină, care asociată cu carbonaţii (ankeritul şi sideroza) pătrunde pe fisuri sau ocupă spaţiile dintre cristalele de pirită aparţinînd primei generaţii. Un alt mod de prezentare al piritei este acela în depuneri colomorfe care indică de asemenea cristalizarea în condiţii de temperatură scăzută (pl. III, fig. 3).

Calcopirita apare cu un conţinut scăzut (1—5%) în minereul masiv piritos întîlnit de galeria V Băieşu. Calcopirita se prezintă în cristale mărunte (0,20—0,30 mm Ø), xenomorfe, care mulează şi uneori corodează cristalele de pirită de generaţia I. Calcopirita în asociaţie cu cuarţul şi carbonaţii pătrunde pe fisurile ce străbat cristalele de pirită de generaţia I şi cimentează fragmentele acestor cristale de pirită.

Blenda în cristale de asemenea mărunte (0,10—0,20 mm Ø) apare asociată cu calcopirita cu care formează structuri în formă de „carie". În mineralizaţia piritoasă blenda prezintă conţinuturi scăzute (0—3%). Într-un singur punct a fost întîlnit un minereu compact de blendă, subordonat galenă şi pirită. Galena este adeseori prezentă în mineralizaţia din galeria V Băieşu. Apare însă într-un procent scăzut (1 — 3%), sub forma unor cristale de dimensiuni reduse (0,03—0,40 mm Ø). Din analiza microscopică a reieşit că brecifieri succesive au alternat cu depunerea mineralelor metalice şi a celor de gangă, începînd cu pirita, continuînd cu calcopirita, blenda şi galena şi încheind cu depunerea carbonaţilor.

Magnetitul, fiind un mineral legat de fenomenele pirometasomatice a fost rareori întîlnit în galeria V Băieşu. În minereul masiv piritos magne-

Institutul Geologic al României

titul lipseşte. Apare doar în cîteva puncte ca mineral accesoriu (pînă la 3%) în formaţiunea de exoscarne în care se constată un început de înlocuire a granatului prin hematit şi a acestuia prin magnetit (muschetovitizare).

Mineralele supergene sînt bogat reprezentate. Minereul masiv piritos prezintă un conţinut ridicat în limonit (pînă la 15%), care se formează atît pe seama piritei, cît şi pe seama siderozei care apare ca mineral de gangă. Malachitul formează rareori cruste la suprafaţa mineralizaţiei.

În minereul compact piritos mineralele de gangă au fost depuse din soluţiuni şi sînt reprezentate prin curaţ şi prin carbonaţi, în compoziţia cărora intră fierul (calcit cu impurităţi de fier, ankerit şi sideroză). Nu au fost întîlnite minerale relicte care ar putea indica înlocuirea unor formaţiuni preexistente. În exoscarnele cu granat, puţin răspîndite, mineralizaţia este de asemenea însoţită de minerale de gangă depuse din soluţiuni, respectiv cuarţul şi carbonaţii, subordonat cloritul şi sericitul.

Dacă importanţa economică a mineralizaţiei din galeria V Băieşu este minoră, studiul acestei mineralizaţii are o importanţă deosebită atît în ansamblul geologic al regiunii cît şi din punctul de vedere al genezei mineralizaţiei. Din acest studiu s-au desprins următoarele concluzii :

Modul de prezentare al acestei mineralizaţii este puternic influenţat de acţiunea mişcărilor de deformaţie care s-au produs la acest nivel. De aci a rezultat textura brecioasă pînă la milonitică a mineralizaţiei de pirită de generaţia I şi tot astfel s-ar putea explica prezenţa piritei de generaţia II formată prin recristalizări sub acţiunea acestui metamorfism de deformaţie (A. B. Edwards, 1959);

Mineralizaţia a fost pusă în loc odată cu metasomatoza alcalină care a produs feldspatizarea rocilor banatitice şi odată cu venirea soluţiilor silicifiante care au avut ca rezultat formarea cuarţitelor, prin înlocuirea formaţiunilor sedimentare.

Din studiul microscopic a reieşit că mineralizarea a început odată cu fenomenele pneumatolitice şi a continuat cu depunerea din soluţii din ce în ce mai reci. Astfel absenţa magnetitului, caracterul de depunere din soluţiuni a mineralizaţiei, parageneza mineralelor metalice între care apare galena şi a celor de gangă, printre care se numără sideroza concordă în a arăta că această mineralizaţie s-a format la o tempreratură mai scăzută decît cele descrise anterior. Această mineralizaţie reprezintă astfel un facies de tranziţie de la pneumatolitic la hidrotermal de temperatură scăzută.

Institutul Geologic al României

Mineralizaţia din galeria XV Băieşu. În această galerie, deschisă la un nivel inferior faţă de galeria V, a fost urmărită pe o distanţă de numai cîţiva metri o mineralizaţie bogată în blendă, dezvoltată în exoscarnele cu granat. Apariţia acestor formaţiuni pirometasomatice la un nivel inferior galeriei V, ne face să presupunem o zonalitate pe verticală în sectorul Băieşu, de la faciesul pneumatolitic hidrotermal mineralizat cu pirită, la faciesul pirometasomatic de care este legat minereul complex de zinc, cupru şi fier. Lucrări de explorare la adîncimi mai mari ar putea confirma această ipoteză.

Dispersia cuprului în rocile banatitice

În extinderea zăcămintelor, prin lucrări de foraj a fost întîlnită o mineralizare slabă cu pirită cupriferă sub formă de impregnaţiuni în rocile banatitice. Aceste piritizări au o arie de răspîndire largă şi de ele se leagă conţinuturi foarte scăzute de cupru (cca 0,20%). Cercetările mineralogice au arătat că impregnarea cu pirită a rocilor banatitice a avut loc în toate fazele de transformări autometamorfice, începînd cu cele de temperatură ridicată şi pînă la cele de temperatură scăzută. S-a constatat o creştere a conţinutului în Cu odată cu procesul de sericitizare, de care se leagă un conţinut de cupru pînă la 0,40% din rocă.

Consideraţii generale asupra mineralizaţiilor din regiune

Vom încerca o sinteză asupra stadiilor de cristalizare a diferitelor minerale metalice în zăcămîntul de la Moldova Nouă — sectorul de nord — precum şi asupra tipurilor de mineralizaţie din acest zăcămînt.

Evoluţia fiecărui mineral paralel cu scăderea temperaturii a fost prezentată în fig. 2. Astfel pirita este mai puţin dezvoltată în stadiul pirometasomatic şi creşte cu cît temperatura scade, atingînd maximum de dezvoltare în faciesul de tranziţie de la pneumatolitic la hidrotermal. Magnetitul apare numai în stadiile de temperatură ridicată cu maximum de dezvoltare în faciesul pirometasomatic. Calcopirita are o evoluţie asemănătoare cu cea a magnetitului, cu diferenţa că şi în stadiul pneumatolitic-hidrotermal este prezentă în procente reduse. Pirotina apare cu totul subordonat, în stadiile de temperatură ridicată. Blenda formează concentrări în faciesul pirometasomatic, apare sporadic în cel pneumatolitic de contact exogen şi reapare în faciesul de tranziţie de la pneumatolitic la hidrotermal. Se constată astfel două generaţii distincte de blendă, cu disconti-

Institutul Geologic al României

nuitate de cristalizare. Galena şi tetraedritul apar numai în faciesul de tranziţie de la pneumatolitic la hidrotermal.

Diferitele stadii de cristalizare a mineralizaţiei sînt subliniate de variaţia compoziţiei chimice a carbonaţilor ca minerale de gangă. Se con-

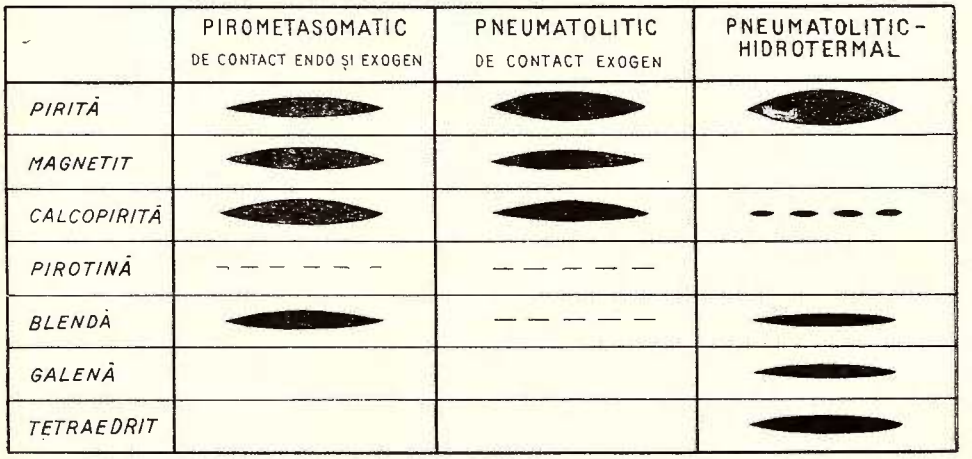


Fig. 2. — Stadiile de cristalizare a mineralizaţiei de la Moldova Nouă Nord.

Stades de cristalisation de la minéralisation de Moldova Nouă Nord.

stată astfel, odată cu scăderea temperaturii de formare a mineralizaţiei, creşterea conţinutului în fier a carbonaţilor depuşi din soluţiunile mineralizatoare. Am urmărit astfel în diferitele stadii următoarea succesiune : calcit pur, calcit cu impurităţi de fier, ankerit, siderază.

Studiul mineralogic al mineralizaţiei din zăcămîntul Moldova Nouă (nord) a dus la conturarea a trei tipuri de minereu care sînt confirmate de rezultatul analizelor chimice pentru Cu, Fe şi S: 1, minereul cuprifer din calcarele cristaline, întîlnit în sectorul Apele Albe ; 2, minereul complex de cupru, fier şi zinc, întîlnit în granatitele din sectorul Apele Albe ; 3, minereul de cupru şi fier întîlnit în galeria II Florimunda Veche orizontul —45.

În planşa VI sînt reprezentate trei porţiuni caracteristice din galeriile corespunzătoare, pentru care au fost construite grafice de variaţie a celor trei elemente. Astfel la minereul din calcare cristaline se constată aproape o coincidenţă a curbei sulfului şi fierului, care corespund conţinu-

Institutul Geologic al României

turilor în pirită. Se constată o evoluţie paralelă a curbei cuprului, ceea ce arată că odată cu creşterea conţinutului în pirită, creşte de asemenea conţinutul în calcopirită. În minereul din granatite apar conţinuturi mai ridicate de cupru şi fier. Analizele microscopice au arătat că la orizontul superior o mare parte a conţinutului de fier indicat de analizele chimice se datoreşte frecvenţei granatului ferifer. În cazul minereului din rocile cu diopsid şi anhidrit se observă un conţinut mai scăzut de cupru — corespunzător calcopiritei şi un conţinut de sulf care depăşind cu mult conţinutul în fier — corespunzător piritei — se datoreşte frecvenţei sulfaţilor de calciu.

Concluzii

Cercetările mineralogice şi petrografice expuse în lucrarea de faţă ne conduc la următoarele concluzii :

În regiunea cercetată am stabilit o serie de faciesuri petrografice care definesc diferite tipuri de zăcăminte, născute la contactul corpurilor banatitice reprezentate prin porfire granodioritice şi granodiorite cu formaţiunile jurasice superioare. Am urmărit o desfăşurare gradată în ceea ce priveşte temperatura de formare a mineralizaţiilor, de la zăcăminte de temperatură foarte ridicată, la mineralizaţii de temperatură mai joasă. Odată cu scăderea temperaturii de formare are loc o scădere a interesului economic prezentat de mineralizaţii în diferitele sectoare.

În sectorul Apele Albe am identificat un zăcământ de temperatură foarte ridicată, de origină pirometasomatică, în care odată cu formarea andraditului a avut loc concentrarea magnetitului, calcopiritei, blendei, piritei. Formaţiunile pirometasomatice urmăresc linia de contact banatite — calcare şi s-au dezvoltat mai ales prin înlocuirea rocilor banatitice. În acest zăcământ am stabilit o zonalitate laterală, fiecărei zone corespunzându-i o parageneză de minerale metalice. Concentrarea maximă de minerale utile aparţine faciesului pirometasomatic cu formarea de granatite. În acelaşi zăcământ am stabilit o eşalonare în timp a diverselor etape petrogenetice, cu suprapunerea diverselor parageneze, mai ales către extremităţile zăcământului. A fost surprinsă o fază pneumatolitic-hidrotermală de mineralizare din care au rezultat filonaşe ce străbat toate zonele amintite.

În galeria II Florimunda Veche am stabilit un facies pneumatolitic de contact exogen, căruia îi corespunde parageneza diopsid — anhidrit. Acest facies a luat naştere printr-o metasomatoză a magneziului, care a avut drept urmare formarea diopsidului, actinolitului precum şi dolomi-

Institutul Geologic al României

tizarea calcarelor, la care s-a adăugat factorul pneumatolitic care a determinat prezenţa în exces a sulfului. Acest facies prezintă caractere de tranziţie atît către temperaturi mai ridicate care au permis slaba diferenţiere a granatului, cît şi către temperaturi mai scăzute, indicate de formarea gipsului şi a actinolitului. De faciesul pneumatolitic de contact exogen se leagă un minereu de cupru şi fier mai sărac decît cel de la Apele Albe.

În sectorul Băieşu am stabilit o zonalitate pe verticală de la un facies de tranziţie pneumatolitic-hidrotermal întîlnit în galeria V situată la un nivel superior, către un facies pirometasomatic întîlnit de galeria XV. — la un nivel inferior. Mineralizaţia din galeria V Băieşu sub forma unei lentile de minereu masiv piritos a luat naştere în condiţiile unei metasomatoze potasice asupra formaţiunilor banatitice şi a unei metasomatoze silicifiante asupra formaţiunilor sedimentare, cu formarea de cuarţite.

În întreaga regiune cercetată în care au avut loc concentrări de minerale utile am urmărit efectele unor frămîntări tectonice care pot fi puse în legătură de cauzalitate cu formarea acestor zăcăminte.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea Al. (1930a) Studiul geologic şi petrografic al regiunii Ocna de Fier-Bocşa Montană. *An. Inst. Geol. Rom. XV.* Bucureşti.

Codarcea Al. (1930 b) Comunicare preliminară asupra zăcămintelor de minereuri de la Ocna de Fier (Banat) Minele Reichenstein. *D. S. Inst. Geol. Rom. XII.* Bucureşti.

Codarcea Al. (1930c) Cercetări geologice în valea Moraviţa şi valea Fereda în jurul Ocnei de Fier. *D. S. Inst. Geol. Rom. XIII.* Bucureşti.

Codarcea Al., Kissling A., Kissling M. (1957) Asupra ludwigitului de la Ocna de Fier. *Bul. şt. geol. geogr.*, 2—3—4.

Curec N N. (1954) Rocile transformate din jurul zăcămintelor şi criterii pentru utilizarea lor în prospecţiune. Editura de Stat pentru Literatura tehnico-ştiinţifică din domeniul geologiei şi protecţiei subsolului. Moscova.

Edwards A. B. (1954) Textures of the ore minerales Melbourne. Australian Institute of Mining and Metalurgy (Inc.).

Georgescu B., Mușeţeanu Cr. (1966) Cercetări pentru stabilirea posibilităţilor de concentrare a minereului cuprifer de la Modova Nouă, sectorul Florimunda. *D.S. Com. Stat Geol. LIII*/2. Bucureşti.

Leroy L. W. (1950) Stain analysis Subsurface Geologic Methods (A. Symposium) Golden Colorado.

Pieptea Vasilica (1964) Contribuţiuni la cunoaşterea scarnelor din regiunea Oraviţa. *D.S. Com. Geol.* XLIV/2 Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Raguin E. (1961) Géologie des Gites Minéraux. Ed. Masson. Paris.

Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldur Ç. (1964) Sedimentarul paleozoic şi mezozoic al domeniului getic din partea sud-vestică a Carpaţilor Meridionali. *An. Com. Stat Geol. XXXIV/2*, Bucureşti.

Ramdohr P. (1960) Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag Berlin.

Rodgers J. (1940) Distinction between calcite and dolomite on polished surfaces. *American Journal of Science Vol. 238.* New Haven Connectnicut.

Routhier P. (1963) Les Gisements Métallifères, Tome I. Masson et Cie, Paris.

Schneiderhöhn H. (1955) Erzlagerstätten Kurzvorlesungen zur Einführung und zur Wiederholung. Jena.

Winchell N. A. (1958) Staining, Elements of optical mineralogy. Vol. I. New-York.

CONSIDÉRATIONS MINÉRALOGIQUES SUR LE GISEMENT DE MINERAI COMPLEXE DE MOLDOVA NOUĂ (SECTEUR SEPTENTRIONAL)

PAR

VASILICA PIEPTEA

(Résumé)

Ce gisement appartient au groupe de gisements de minerais de Banat qui se sont formés dans l'auréole de contact des intrusions banatitiques. Le gisement est situé dans le SW du synclinorium Reşiţa—Moldova Nouă, à proximité de la ligne de chevauchement du cristallin gétique sur le flanc occidental du synclinorium, comprenant des formations du Trias, du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur (planche IV). Les minéralisations ont été engendrées par une série de corps éruptifs orientés du N au S, respectivement le corp Băieşu, le corps au N de Apele Albe et le corps Suvorov. Elles appartiennent à l'alignement de masses intrusives qui, à partir de la région Ocna de Fier — Dognecea, en passant par Oraviţa, Sasca Montană et jusqu'à Moldova Nouă ont traversé le soubassement cristallin ainsi que certaines formations sédimentaires de la zone Reşiţa—Moldova Nouă.

La géologie de la région est liée au nom de Z. Schréter, J. Böckh, mais surtout à celui de Al. Codarcea dont les ouvrages

Institutul Geologic al României

constituent un élément fondamental pour la connaissance de la géologie du Banat et un critère de premir ordre pour la découverte d'importants gisements de minerais de notre pays et pour leur étude systématique. C'est lui, également, qui a continué les racherches concernant le métamorphisme de contact et a fourni des précisions sur les phénomènes d'endo- et exométamorphisme engendrés par les intrusions banatitiques.

Les problème du sèdimentaire du Banat occidental a été repris par Gr. Răileanu et collaborateurs qui ont présenté la géologie du synclinorium sédimentaire Reşiţa—Moldova Nouă au point de vue lithologique, stratigraphique et tectonique.

Nous présentons ici l'aspect minéralogique et pétrographique des gisements mis en évidence dans le secteur septentrional sur le chantier de Moldova Nouă à partir de 1961.

Les minéralisations de Moldova Nouă, secteur septentrional, comptent dans le groupe des gisements postmagmatiques nés au contact des corps banatitiques avec les calcaires du Jurassique supérieur. Une étude pétrographique de détail a démontré qu'il s'agit de gisements de transition depuis des gisements de température très élevée vers des gisements dont la température est de plus en plus basse. Il y a à l'origine de cette variation qui concerne le mode de formation et de présentation des différentes minéralisations, une diversité de facteurs dont nous rappelons : la formation primaire dans laquelle s'est produite la concentration de minéraux utiles, la distance par rapport au corps banatitique ayant engendré les minéralissations, les transmutations de substance d'une formation à l'autre au cours des processus de bimétasomatisme, l'ascension des solutions minéralisatrices le long des lignes de résistance minime etc.

En tâchant d'établir les paragenèses rencontrées et en corrélant toutes ces donnés aux divers niveaux nous avons distingué dans la région les suivants types de minéralisations :

I. Gisement pyrométasomatique mis en évidence dans la galerie II Florimunda. Secteur Apele Albe.

II. Gisement pneumatolytique de contact exogène dans la galerie Florimunda (ancienne) horizon —45.

III. Minéralisation appartenant au stade pneumatolytique-hydrothermal, rencontrée dans la galerie V Băieşu.

IV. Dispersion du cuivre dans les roches banatitiques, liée aux phénomènes d'autométamorphisme.

Institutul Geologic al României

C'est pendant la phase pyrométasomatique que les substances minérales utilisées atteignent la concentration maxime.

I. Dans la galerie II Florimunda — Secteur Apele Albe — les travaux d'exploration exécutés dans deux horizons à 45 m distance ont mis en évidence le développment d'un gisement orienté N — S et l'affaissement vers l'W, le long de la ligne de contact entre le corps de porphyres granodioritiques et calcaires cristallins. Les recherches pétrographiques effectuées sur ce gisement ont établi une zonalité des formations suivantes de l'W vers l'E (palnche V) ; 1) calcaires cristallins minéralisés à pyrite et chalcopyrite ; 2) lentilles de quartzites métasomatiques à faibles imprégnations de pyrite ; 3) grenatites qui forment des lentilles intensément minéralisées ; 4) une zone étroite de diopsidisation des banatites, faiblement minéralisée à pyrite et, bien moins, à chalcopyrite et 5) une zone beaucoup plus large qui comporte les banatites autométamorphisées, à faibles pyritisations.

Ce sont les lentilles de grenatites qui, dans ce gisement, offrent le plus d'intérêt économique. Avec la pyrométasomatose du fer — qui a abouti à la formation de l'andradite — se sont produites des concentrations de chalcopyrite, blende, magnétite et pyrite (planche VII) (planche I et II). On constate, en profondeur, l'enrichissement du gisement en éléments utiles. Les lentilles de grenatites se sont développées, dans l'horizon supérieur, aux dépens, surtout, du corps banatitique et dans l'horizon inférieur aux dépens des calcaires.

Dans le secteur Apele Albe nous avons etudié la succession, en temps, des diverses étapes pétrogéniques (fig. 1) ainsi que la superposition des diverses paragenèses. Nous avons surpris la superposition de la pyrométasomatose du fer — qui engendre le grenat — à la métasomatose magnésienne — qui engendre le diopside. La paragenèse quartz — épidote — adulaire — carbonates à teneur en fer a été rencontrée, vers les extrémités N et S du gisement, superposée tant aux grenatites qu'aux porphyres granodioritiques. La paragenèse tétraédrite — galène — blende forme des filonnets qui traversent toutes les zones mentionnées. Cette minéralisation peu fréquente, appartient à un stade de transition qui évolue du pneumatolytique au hydrothermal et représente les dernières venues de solutions minéralisatrices.

II. Le gisement mis en évidence à l'horizon — 45 dans la galerie II Florimunda (ancienne) est un gisement pneumatolytique de contact exogène tendant à passer en pyrométasomatique. La minéralisation qui

Institutul Geologic al României

est représentée par le paragenèse pyrite-chalcopyrite-magnétite apparaît sous deux formes : 1. minéralisation pulvérulente, développée dans les calcaires cristallins et, de manière subordonnée, dans les skarns à grenat et diopside ; 2, minéralisation liée aux roches de contact à diopside et anhydrite. Le gisement est cantonné dans une zone exométamorphique. La faible fréquence du grenat dénote que les processus de métasomatose ne se sont pas produits à une température suffisamment élevée pour permettre le développement de la pyrométasomatose du fer. Dans ce secteur la minéralisation atteint à un maximum de développement avec la métasomatose du magnésium qui est suivie par l'apparition de certains minéraux de néoformation, cristallisés à des températures de plus en plus basses (planche VII). La présence en excès du diopside et de l'actinolite témoigne de la métasomatose du magnésium. La métasomatose du magnésium a engendré également des dolomies cristallines dans le voisinage des roches de contact à diopside et anhydrite. Nous ferons remarquer dans ce gisement la large distribution des sulfates sous la forme d'anhydrite et de gypse. Pour ce qui est de la genèse des sulfates dans ce gisement nous avons associé l'élément soufre à une phase pneumatolytique d'un magmatisme plus lointain qui a agi sur cette région de contact exomorphique. L'hypothèse de l'origine pneumatolytique de ce gisement est étayée de la présence du vésuvien à côté du grenat faiblement développé, ainsi que des concentrations de micas dans les roches formées de micas et de gypse. Nous pensons que l'anhydrite est syngénétique avec le diopside auquel elle est associée et que, donc, elle s'est formée à une temperature plus élevée, ce qui concorde avec la présence de la magnétite associée à ces minéraux. Le gypse qui fait partie de la même paragenèse que l'actionolite s'est formé à une température plus basse, aux dépens de l'anhydrite et a continué à se déposer, des solutions hydrothermales, le long des fissures qui traversent les calcaires cristallins. La fréquence du gypse, soluble en certaines conditions a déterminé le caractère pulvérulent du minerai des calcaires cristallins.

III. Dans le secteur Băieşu les travaux miniers ont été exécutés à deux niveaux différents, dans la galerie V et XV. La galerie V a mis en évidence une lentille de minerai massif, développée au contact entre les calcaires cristallins et le corps éruptif Băieşu. La minéralisation est principalement pyriteuse. Ce n'est que d'une manière tout à fait subordonnée qu'apparaissent la chalcopyrite, la galène, la blende. L'analyse microsco-

Institutul Geologic al României

pique a fait resortir deux modes de présentation de la pyrite que nous avons interprétés comme des générations différentes (planche III).

Au point de vue pétrographique la région présente des caractères tout autres que ceux des secteurs décrits antérieurement. Ici il n'y a pas eu de phénomènes de contact à apport de fer et de magnésium qui engendrent des minéralisations ; nous y avons décélé une métasomatose alcaline au contact du corps banatitique avec les calcaires. Les roches banatitiques dont la structure indique un faciès plus profond (granodiorites), ont subi une puissante substitution par le feldspath potassique et le quartz. Les roches sédimentaires situées dans le proche voisinage du corps éruptif, représentées par des calcaires et des grès, ont subi une métasomatose acide qui a abouti à la formation de quartzites de substitution sur des centaines de mètres. Nous considérons que la nature de cette métasomatose, par le quartz, des roches sédimetaires est d'origine pegmatite-penumatolitique, syngénétique avec le processus de feldspathisation des roches banatytiques.

Simultanément à ces processus de substitution, des mouvements tectoniques ont favorisé les changements mentionnés et ont imprimé à la minéralisation un caractère de bréchification accusé. Les analyses microscopiques suggèrent que la minéralisation a commencé en même temps que les phénomènes pneumatolytiques et a continué par le dépôt des solutions de plus en plus froides. Ainsi, par exemple, l'absence de la magnétite, par suite du faible développement des roches pyrométasomatiques, le caractère de dépôt des solutions de la minéralisation, les paragenèses des minéraux métalliques, dont la galène, et de ceux de gangue dans laquelle apparaît la sidérose, concordent pour indiquer, dans le cas de cette minéralisation, une température de formation plus basse que celle des minéralisations décrites antérieurement.

Dans la galerie XV a été rencontrée une minéralisation riche en blende, développée dans les exoskarns à grenat. L'apparition de ce faciès pyrométasomatique à la galerie V, indique une zonalité en profondeur qui va du faciès pneumatolytique-hydrothermal vers celui pyrométasomatique ; il est donc possible que la minéralisation s'enrichisse en profondeur.

IV. Dans l'extension des gisements on a rencontré, grâce à des travaux de forage, une minéralisation faible à pyrite cuprifère sous la forme d'imprégnations dans les roches banatitiques. Cette faible minéralisation cuprifère est liée à toutes les phases de transformations autométamorphiques, à commencer par celles de température élevée et allant jusqu'à celles

Institutul Geologic al României

de température réduite. L'on a constaté un accroissement de la teneur en cuivre avec le processus de séricitisation.

Toutes nos recherches minéralogiques et pétrographiques nous ont conduit à des conclusions d'ordre théorique à portée pratique. Nous avons établi dans la région toute une série de faciès pétrographiques définitoires pour divers types de gisements, depuis ceux dont la température est très elevée jusqu'à des minéralisations à température plus basse. La baisse de la température de formation diminue l'intérêt économique qu'offre la minéralisation dans les divers secteurs. Nous avons suivi un déroulement graduel des processus de minéralisation en établissant une zonalité latérale (plache V) et aussi la succesion des étapes pétrogéniques (fig. 1). Le diagramme de cristallisation de la minéralisation (fig. 2) présente l'évolution de chaque minéral métallique le long de divers stades pétrogéniques. Nous avons constaté que la baisse de la température de formation de la minéralisation entraîne une hausse de la teneur en fer des carbonates comme minéraux de gangue.

Dans toute la région où se sont formées des concentrations de minéraux utiles nous avons suivi les effets de mouvements tectoniques que l'on peut considérer comme étant, parmi d'autres facteurs, à l'origine de ces gisements.

Gràce à l'étude minéralogique nous avons établi trois sortes de minerais à paragenèses caractéristiques : 1, minerai cuprifère des calcaires cristallins ; 2, minerai complexe de cuivre, fer et zinc des grenatites et 3, minerais de cuivre et fer de la pyrite pulvérulente et des roches de contact à diopside et anhydrite. Les analyses chimiques pour le Cu, Fe, S (planche VI) ont confirmé, elles-aussi, ces types de minéralisations. Chaque sorte de minerai réclame des méthodes de travail différentes dans le processus de préparation du minerai.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche IV

Emplacement des travaux miniers de Moldova Nouă Nord sur la carte géologique de la zone Reşiţa par Gr. Răileanu, S. Năstăseanu et C. Boldur.

1. a — granodiorites (banatites); b — zone de contact ; 2,a — Albien Cénomanien, b — Albien; 3, Aptien supérieur ; 4, Aptien inférieur — Barrémien ; 5, Hauterivien ; 6. Valanginien — Berria.

Institutul Geologic al României

sien; 7, Tithonique supérieur; 8. Tithonique inférieur (Kimméridgien supérieur); 9. Kimmendgien inférieur — Oxfordien supérieur; 10, Oxfordien inférieur — Callovien supérieur; 11, 11, Calloven inférieur — Dogger ; 12, Trias moyen; 13. Trias inférieur; 14, schistes cristallins ; 15. dislocation occidentale ; 16, accidents tectoniques régionaux ; 17, autres accidents tectoniques ; 18. anticlinal ; 19, synclinal ; 20, directon et pendage des couches ; 21, point fossilifère ; 22, galerie horizon supérieur ; 23, galerie horizon inférieur.

Planche V

Zonalité dans le secteur Apele Albe. Produits du métamorphisme de contact.

a) dans le complexe sédimentaire : 1, calcaires cristalins ; 2, quartzites métasomatiques ; b) dans le complex banatitique; 3, grenatites; 4, zone de diopsidisation ; 5, zone d'autométamorphisme ; 6, minéralisation diffuse ; 7, imprégnations ; 8, K π = chalcopyrite ; 9, π = pyrite ; 10, M = magnétite; 11, B = blende.

Planche VI

Variation du Cu, Fe, S par types de minéralisation.

1. Minéralisation des calcaires cristallins; 2. minéralisation des grenatites; 3, minéralisation des roches de contact à diopside et anhydrite.

Planche VII

Minéralisations de Moldova Nouă Nord.

Dans les trois secteurs sont dénombrés, par ordre de fréquence les minéraux métalliques et les minéraux de gangue par types de minéralisation.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Fig. 1. — Granatit intens mineralizat. Sulfurile pătrund printre idioblastele de granat pe care le cimentează. Se observă structura zonară a granatului și un început de înlocuire a granatului prin oxizi de fier.

Sectorul Apele Albe orizontul superior Nic. || x10.

Granatite intensément minéralisé. Les sulfures pénètrent parmi les idioblastes de grenat qu'elles cimentent. A observer la structure zonaire du grenat et la substitution, qui s'esquisse, du grenat par des oxydes de fer.

Secteur Apele Albe horizon supérieur. N || x 10.

Fig. 2. — Pirita pătrunde pe fisuri și mulează cristalele de granat. Sectorul Apele Albe orizontul superior Nic. || ×10.

La pyrite pénètre le long des fissures et moule les cristaux de grenat. Secteur Apele Albe horizon supérieur. N, || ×10.

Fig. 3. — În minereul compact de calcopirită pirita apare sub forma de cristale relicte (π), iar blenda (*b*) pe fisuri. Sectorul Apele Albe orizontul inferior × 70.

Dans le minerai compact de chalcopyrite la pyrite apparaît sous la forme de cristaux relictes (π), et la blende (*b*) le long des fissures, Secteur Apele Albe horizon inférieur ×70.

Fig. 4. — Blendă depusă pe fisuri în calcopirită. Sectorul Apele Albe orizontul inferior ×10.

Blende déposée le long des fissures dans la chalcopyrite. Secteur Apele Albe horizon inférieur × 10.

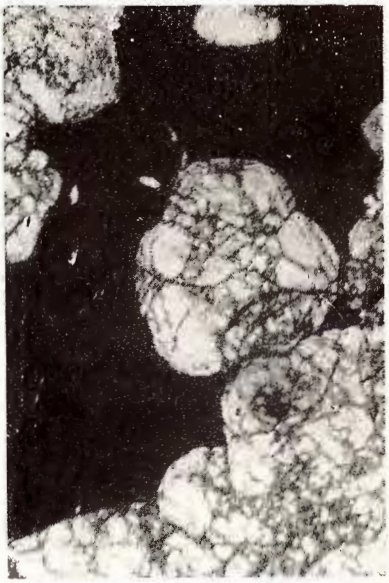
Institutul Geologic al României

272-2

Vasilica Pieptea. Zăcăminte de minereu complex de la Moldova Nouă. Pl. I.



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Fig. 1. — Incluziuni orientate de calcopirită în blendă. Sectorul Apele Albe orizontul inferior × 100.

Inclusions orientées de chlacopyrite dans la blende Secteur Apele Albe horizon inférieur × 100.

Fig. 2. — Incluziuni orientate de calcopirită în blendă, sub formă de dezamestecuri. Sectorul Apele Albe orizontul inferior × 100.

Inclusions orientées de chalcopyrite dans la blende, sous la forme de démêlanges. Secteur Apele Albe horizon inférieur × 100.

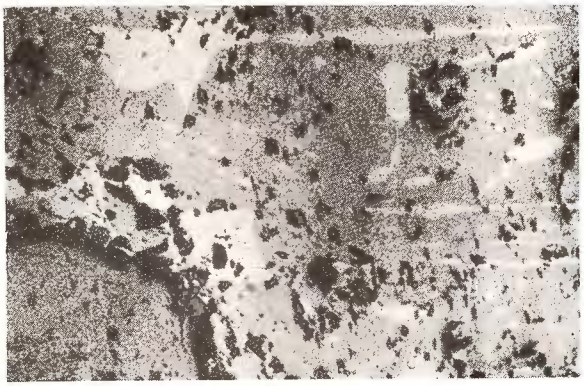
Fig. 3. — Magnetit în pseudomorfoză după granat. Depunerile de calcit scot în evidență structura zonară a granatului înlocuit. Nic. || × 10. Magnétite en pseudomorphose d'après le grenat. Les dépôts de calcite mettent en évidence la structure zonaire du grenat substitué. Nic || × 10.

272-6

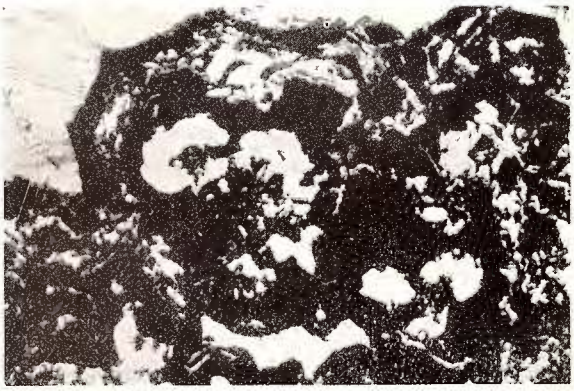
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Fig. 1. — Mineralizație de pirită compactă cu textură brecioasă.
Galeria V Băieșu Nic. || × 10.
Minéralisation de pyrite compacte à texture brécheuse.
Galerie V Băieșu. Nic. II × 10.

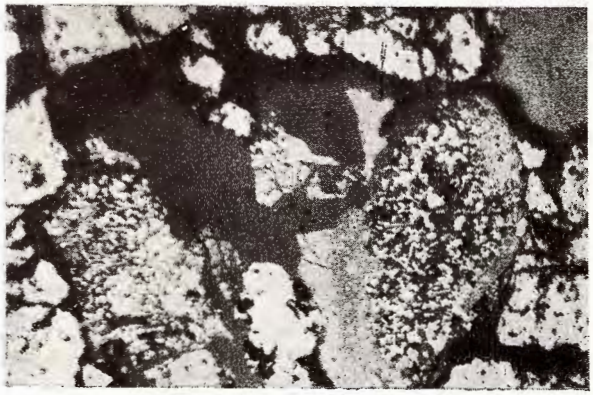
Fig. 2. — Generația I de pirită în cristale larg dezvoltate, cataclazate. Generația II în cristale mărunte, concrescute cu cuarțul (structuri micrografice).
Galeria V Băieșu. Nic. II × 10.
Géneration I de pyrite dans les cristaux largement développés. cataclasés. Géneration II dans les cristaux menus, enchevêtrés dans le quartz (structures micrographiques).
Galerie V Băieșu. Nic. II × 10.

Fig. 3. — Pirită cu structură colomorfă. Galeria V Băieșu. Nic II × 10.
Pyrite à structure collomorphe. Galerie V Băieșu. Nic. II × 10.

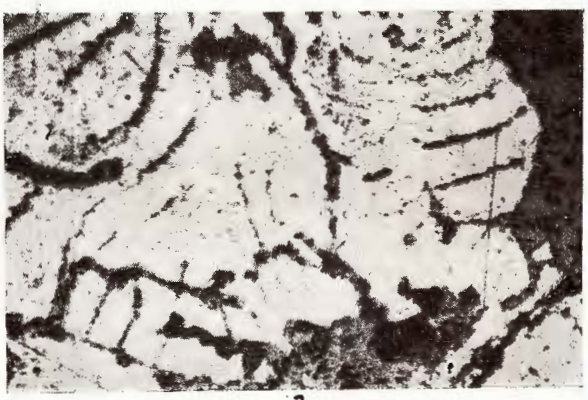
272-10
Institutul Geologic al României



1



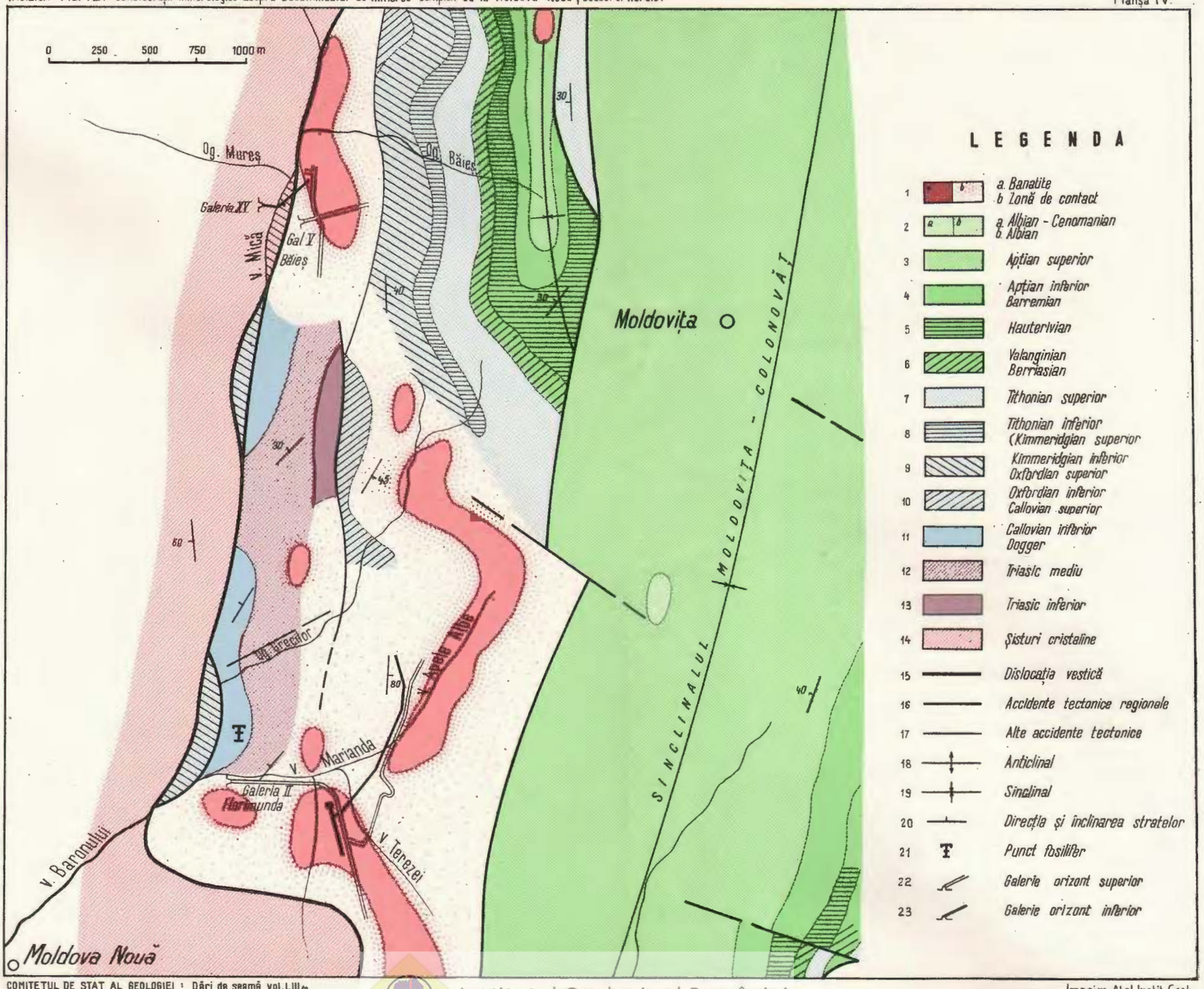
2



3

Institutul Geologic al României

AMPLASAREA LUCRĂRILOR MINIERE DE LA MOLDOVA NOUĂ NORD PE HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI REȘIȚA DE GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU ȘI C. BOLDUR



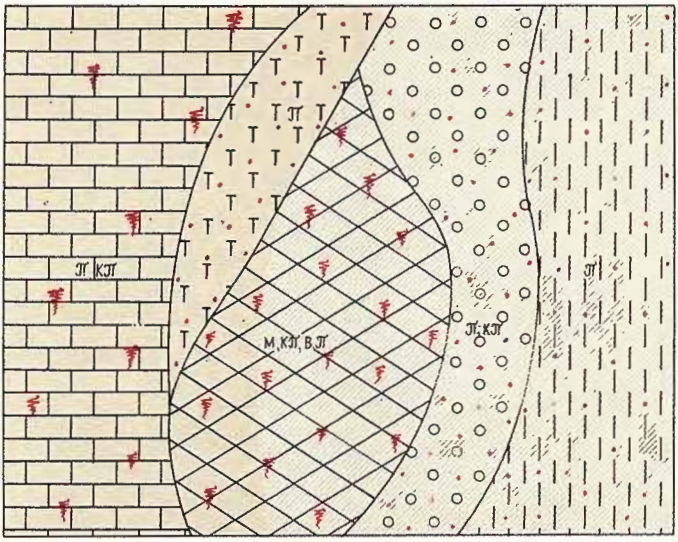
Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Instit. Geol.

VASILICA PIEPTEA

ZONALITATEA ÎN SECTORUL APELE ALBE

10 0 10 20 30 m.



L E G E N D A

PRODUSELE METAMORFISMULUI DE CONTACT

a) ÎN COMPLEXUL SEDIMENTAR

1 a *Calcare cristaline*

2 *Cuarțite metasomatice*

b) ÎN COMPLEXUL BANATITIC

3 b *Granatite*

4 *Zona de diopsidizare*

5 *Zona de autometamorfism*

6 *Mineralizație difuză*

7 *Impregnațiuni*

8 Kπ *Calcopirită*

9 π *Pirită*

10 M *Magnetit*

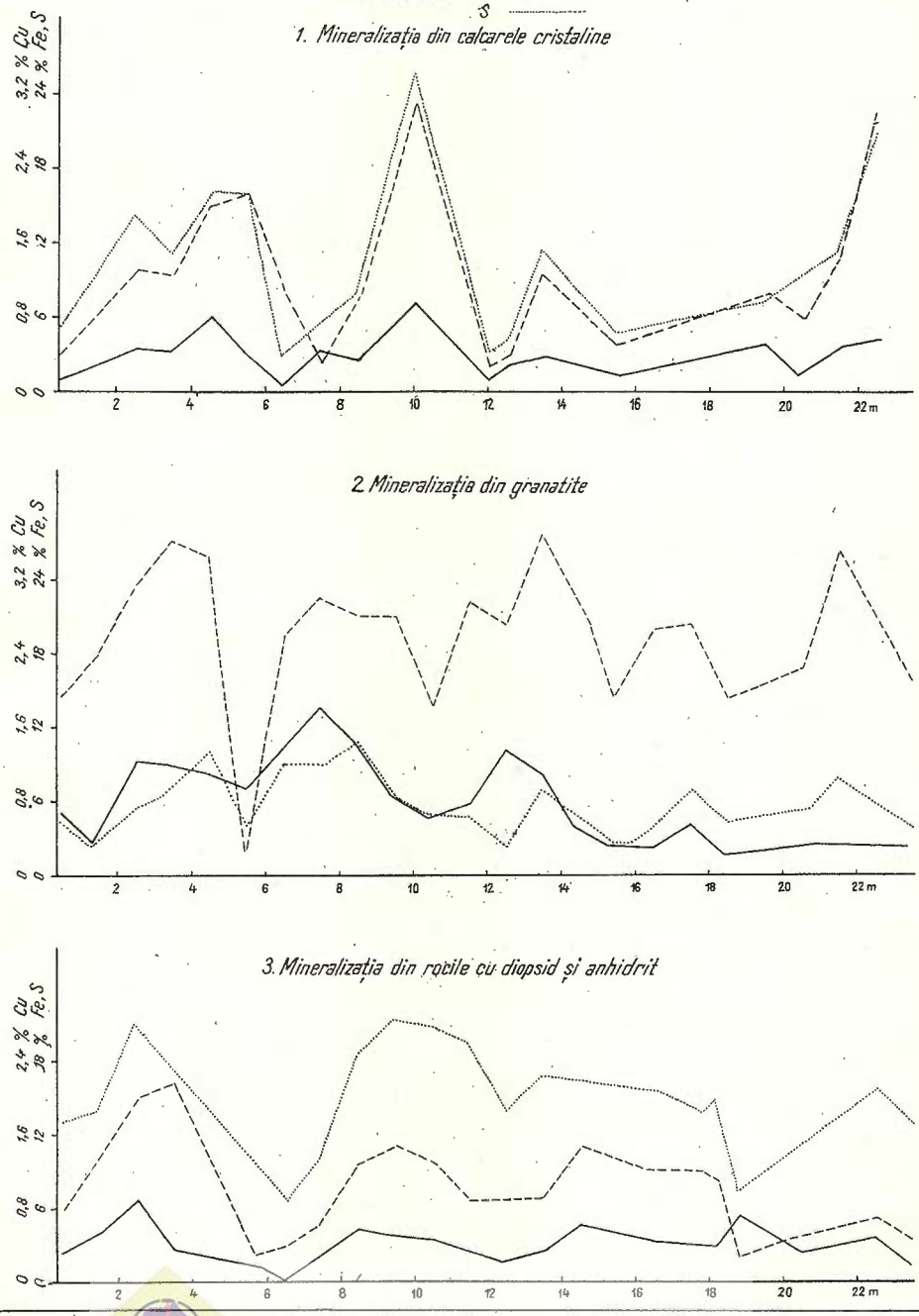
11 B *Blendă*

Institutul Geologic al României

VASILICA PIEPTEA

VARIAȚIA Cu, Fe, S, PE TIPURI DE MINERALIZAȚIE

LEGENDA Cu ——— Fe - - - - - - S .....



Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol.

VASILICA PIEPTEA

MINERALIZAȚIILE DE LA MOLDOVA NOUĂ NORD

SECTORUL APELE ALBE

Mineralizația din calcarele cristaline	*Min. din granatite*	*Min. de sulfuri complexe cu silicifieri*
PIRITĂ	CALCOPIRITĂ	TETRAEDRIT
CALCOPIRITĂ	PIRITĂ	GALENĂ
	MAGNETIT	BLENDĂ
	BLENDĂ	PIRITĂ
Calcit	Granat	CALCOPIRITĂ
Cuarț	Calcit	Cuarț

GALERIA II FLORIMUNDA VECHE ORIZONT-45

Pirita pulverulentă	*Min. din rocile cu diopsid și anhidrit*
PIRITĂ	PIRITĂ
CALCOPIRITĂ	CALCOPIRITĂ
MAGNETIT	MAGNETIT
Diopsit, Tremolit, Antofilit	
Calcit, Gips, Biotit	Diopsid, Tremolit
Granat, Vezuvian	Anhidrit, Gips, Calcit
Clorit, Sericit, Cuarț	Granat

GALERIA V. BĂEȘU

PIRITĂ
BLENDĂ
GALENĂ
CALCOPIRITĂ
Cuarț, Ancherit, Siderozā, Calcit
Clorit, Sericit

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

ZĂCĂMINTE

CAOLINUL DIN ÎMPREJURIMILE MĂCINULUI (DOBROGEA DE NW) [1]

DE

R. ŞTEFAN, V. BRANA[2]

Abstract

Kaolin in the Măcin Area — Northwest Dobrogea. The authors present kaolin occurrences in the Măcin area — northwest Dobrogea and the surrounding formations. Three occurrences of porphyrites in the Viţelaru and Făcăleţu Cheia Hills as well as in the Epaminonda quarry are described. It is presumed that the kaolinization process had been started by dynamic metamorphism which affected the entire rock complex in the region. It is also considered that the kaolinization process has been intensified by superficial alteration.

Introducere. În cursul campaniei de teren din anul 1965 am avut ca sarcină cercetarea ivirilor de caolin din împrejurimile oraşului Măcin. Am cercetat, în cursul lunilor august şi septembrie o suprafaţă de peste 30 km², situată între dealul Orliga—Măcin şi dealul Pricopan (dealul Cheia).

Date orohidrografice şi hidrografice. Dobrogea de N şi în special partea de NW este caracterizată prin altitudini ceva mai mari decît în restul regiunii, atingînd valori de 354 m în dealul Pricopan, de 456 m în dealul Greci. Spre W panta coboară repede pînă în cîmpia îmbrăcată în loess, din care ici şi colo mai răsar cîteva mameloane. Spre E se găsesc numeroase dealuri ce coboară lent spre malul lacurilor. Culmea Pricopanului — constituită dintr-un „sîmbure" de granit — se întinde în partea de răsărit a orăşelului Măcin. Culmea Orliga — dealul Sărărie, rămasă în relief datorită constituţiei sale litologice (cuarţite şi şisturi cristaline) este dirijată NW—SE,

[1] Comunicare în şedinţa din martie 1966.
[2] Intreprinderea Geologică de Prospecţiuni, Calea Griviţei nr. 64. Bucureşti

Institutul Geologic al României

evidențiind structura geologică a fundamentului. Tot acest relief este „înecat" sub cuvertura groasă de loess.

Rețeaua hidrografică a Dobrogii de N este în general săracă, iar climatul este foarte uscat. În cuprinsul perimetrului cercetat se află numeroși torenți și mai puține văi, tributare văilor Jijilei, Pricopanului, Grecilor și altele. Bălțile Dunării înconjoară culmile Orliga și Bugeac de la Jijila pînă la Măcin.

În ansamblu, se poate remarca faptul că morfologia terenului reflectă — în mare măsură — structura și litologia fundamentului. Astfel versantul vestic al culmilor Orliga și Pricopan are pante repezi, în timp ce versanții estici sînt mai lini.

Înclinarea generală mare spre W a structurii geologice, a condus la fenomene morfostructurale caracteristice, pantele fiind formate frecvent pe suprafețe de strat.

Pe de altă parte se constată că formele pozitive de relief sînt constituite din roci tari, șisturi cristaline, granite, cuarțite, în timp ce formele negative s-au instalat în zona de răspîndire a unor formațiuni mai puțin rezistente ca șisturi argiloase, filite etc.

Istoricul cercetărilor geologice. Dobrogea de N are o structură geologică foarte complicată. În partea vestică a acestei unități, în munții Măcinului se întîlnesc formațiuni paleozoice, parțial metamorfozate și masive granitoide. Complexitatea petrografică, precum și faptul că această zonă reprezintă un fragment al vechii catene kimmerice, au atras atenția unui însemnat număr de cercetători. Studiile geologice și petrografice asupra munților Măcinului au fost începute de K. Peters (1867) și apoi de L. Mrazec și R. Pascu (1896), continuate de D. Cădere (1911—1927), Gh. M. Murgoci (1914), St. Cantuniari (1914) și D. Roman (1917). Mai tîrziu, în anul 1934, D. Giușcă a studiat granitul de Pricopan, iar în anul 1935 rocile metamorfice și eruptive din Bugeac. M. Savul s-a ocupat de porfirele cuarțifere (1935) și de diabazele triasice (1931).

În ultimul timp R. Ștefan a întreprins un studiu amănunțit asupra eruptivului de la Greci (1954—1958).

Studii microtectonice recente se datorează lui M. Savul, V. Pomîrleanu și colaboratorii, de la Universitatea Al. I. Cuza din Iași.

Menționi cu privire la ivirile de caolin se găsesc în lucrările lui Gh. M. Murgoci, St. Cantuniari și în rapoartele geologice ale lui O. Iordăchescu și C. Călinescu (1954) și O. Mirăuță (1961).

Institutul Geologic al României

Rezervele apreciate în rapoartele ultimilor prospectori sînt abia de 48.000 tone roci caolinoase. În arhivele D.G.C.M. se află date cu privire la studii chimice şi tehnologice efectuate în laboratoarele Uzinelor Tîrnăveni, prinse într-un raport de teren amănunţit întocmit de E. Davidescu şi V. Duca, în anul 1955.

Descrierea geologică a regiunii

Descrierea formaţiunilor geologice. Perimetrul cercetat se încadrează în structura paleozoică a Dobrogii de N, situîndu-se în partea de NW a acestei structuri. Formaţiunile geologice care apar aici sînt reprezentate prin şisturi cristaline, roci eruptive şi formaţiuni de contact (corneene).

Şisturile cristaline. Sînt reprezentate prin roci cu grade de metamorfism diferite, fiind încadrate la mezozonă şi epizonă. Şisturile cristaline mezozonale sînt reprezentate prin micaşisturi, gnaise şi amfibolite, cu frecvente filoane şi injecţii granito-aplitice şi mai ales pegmatite cuarţo-feldspatice micacee şi filoane de cuarţ hidrotermal. Aceste roci apar în dealul Sărăriei, începînd din şaua de la N de Cheia şi pînă în dealul Aganim — la N de şoseaua Măcin - Jijila. Iviri izolate de astfel de roci mai apar la baza versantului vestic al culmii Orliga, în zona carierei Epaminonda şi la extremitatea nord-vestică a promontoriului Orliga.

În ansamblu, aceste şisturi cristaline par să formeze o structură anticlinală strînsă, cu direcţia generală NW—SE, suportînd un înveliş de cuarţite cu intercalaţii subţiri de filite. Acestea din urmă apar în bancuri groase, pe o zonă întinsă de la capul Orliga, pînă la dealul Aganim şi apoi „insular" la NE şi E de Măcin, constituind mai multe mameloane, printre care dealurile Viţelaru, Făcăleţu - Cheia şi altele.

Pe teren se poate observa — cu uşurinţă — că în zona şisturilor cristaline mezozonale sînt prezente filoane şi injecţii, care duc la formarea de gnaise micacee (în micaşisturi) şi gnaise amfibolice (în amfibolite), iar în zona cuarţitelor şi filitelor acestea lipsesc. Se pare că şisturile cristaline mezozonale sînt legate spaţial — şi de aici probabil şi genetic — de injecţiile de granite aplitice, pegmatite şi cuarţite filoniene. Mai mult, uneori se pare că sînt veritabile tranziţii, observîndu-se diminuări ale gradului de metamorfism odată cu dispariţia injecţiilor pegmatitice.

Roci eruptive. Rocile eruptive ce apar în cuprinsul zonei cercetate sînt reprezentate prin porfire şi porfirite cuarţifere, granite de Pricopan, aplite granitice, pegmatite granitice, precum şi diabaze.

Institutul Geologic al României

Porfire și porfirite cuarțifere. În lucrările mai vechi rocile pe care noi le-am numit astfel au fost considerate cînd pegmatite, cînd aplite granitice.

Porfirele și porfiritele cuarțifere ce apar în această zonă le-am întîlnit în trei iviri situate în dealurile Vițelaru, Făcălețu—Cheia și în carierea Epaminonda. Din datele de suprafață reiese că aceste filoane au dimensiuni în general reduse.

Astfel pe direcție aceste filoane au fost puse în evidență cu lungimea cea mai mare, de cca 150 m în cariera Făcălețu—Cheia, iar grosimea lor variază între 1—18 m.

Principalul aspect petrografic și care a suscitat interesul economic este caolinizarea accentuată a acestor roci.

Ivirile din dealurile Vițelaru și Făcălețu—Cheia au făcut în trecut obiectul unor exploatări în carieră, aceste roci caolinizate prezentînd caracteristici tehnice, care corespund cerințelor industriale.

Cariera Epaminonda a fost deschisă pentru exploatarea pietrei de șoseluire. În acest mod a fost pusă în evidență o ivire de porfirite cuarțifere caolinizate, necunoscută pînă acum.

P o r f i r e c u a r ț i f e r e. Megascopic aceste roci sînt friabile, au un aspect pămîntos sau cretos, culoare albă uneori cenușiu-deschis sau ușor gălbuie.

Se pot distinge cu ochiul liber granule mărunte de cuarț, mai rar de feldspat, care reprezintă fenocristale, diseminate rar în masa de bază. Minerale melanocrate însă nu se observă.

Sub microscop roca apare constituită dintr-o masă de bază felsitică cu sericit, caolin și alte minerale argiloase, în care sînt prinse fenocristale de cuarț, microclin și pagioclaz; sporadic apar și cristale mici de biotit.

Cuarțul apare ca fenocristale cu dimensiuni pînă la 3 mm diametru și în granule fine, constituent al masei felsitice de bază, cu dimensiuni de 0,025 — 0,06 mm. Fenocristalele prezintă conture neregulate cu invaginațiuni tipice — rezultate din corodarea magmatică. Extincția cuarțului este ondulatorie și prezintă adesea aspecte de rostogolire fiind antrenată în acest proces și masa de bază felsitică-argiloasă.

Cuarțul din masa felsitică de bază este intim asociat cu granule fine de feldspat de același ordin de mărime.

Feldspatul apare ca fenocristale izolate și este reprezentat prin microclin și plagioclaz acid, avînd dimensiuni de cca 0,5—1 mm. Unele fenocris-

Institutul Geologic al României

tale şi-au păstrat parţial conturele cristalografice ; aceasta mai ales în acele porţiuni unde roca prezintă mai slabe efecte de strivire.

Plagioclazul maclat albitic, polisintetic, prezintă aspecte analoge, dar în porfirele cuarţifere este cu totul subordonat cantitativ, în raport cu microclinul.

Masa felsitică reprezintă cca 85—90% din rocă şi este constituită din cuarţ, feldspat, puţin sericit, caolin, zoizit şi uneori relicte de biotit parţial cloritizat.

În ceea ce priveşte granulaţia masei felsitice se observă variaţii de la structura criptocristalină la cea microcristalină ; trecînd uneori spre un facies granofiric.

Menţionăm că biotitul apare cu un aspect neclar, fie că este un relict al unui biotit primar, fie că este de origine hidrotermală.

Mineralele secundare le vom descrie după prezentarea aspectelor primare şi a porfiritelor cuaţifere, pentru a nu ne repeta.

P o r f i r i t e c u a r ţ i f e r e . Aceste roci se caracterizează printr-o şistozitate mai accentuată şi culoare mai gălbuie decît a porfirelor cuarţifere descrise mai sus.

În cariera Epaminonda, singura ivire cu astfel de roci, datorită faptului că apare terminaţia superioară a unui filon, prezintă numeroase anclave cu conture eliptice (corodate) din şisturile cristaline care le găzduiesc. Şi aceste roci prezintă infiltraţii limonitice pe fisuri, sub forma unor pojghiţe de culoare cărămizie.

Spre deosebire de porfirele cuarţifere, în porfirite fenocristalele de plagioclaz acid sînt dominante cantitativ, la acestea adăugîndu-se fenocristalele de cuarţ corodat.

Descrierea mineralogică a fracţiunii argilitice din porfirele şi porfiritele cuarţifere

În descrierea de mai sus am prezentat caracterele primare păstrate ale acestor roci, urmînd să descriem în continuare modul de apariţie a mineralelor argilitice şi a altor minerale secundare însoţitoare.

Deosebirea între cele două tipuri petrografice descrise constă în natura feldspatului care domină cantitativ.

Am considerat justificat să descriem mineralele secundare din ambele tipuri de roci împreună, deoarece natura şi modul de prezentare a acestora, sînt aproape identice.

Institutul Geologic al României

Sub microscop am reuşit să identificăm : sericit, caolinit (minerale din grupa caolinitului), zoizit, clorit şi mai rar calcit.

Interes deosebit prezintă mineralele argilitice din grupa caolinitului care dau proprietăţile tehnice de importanţă industrială acestor roci. Din această cauză — şi pentru faptul că este un caz particular genetic — vom acorda o atenţie deosebită acestei descrieri.

Determinarea optică, sub microscop, a mineralelor argilitice este în general dificilă, totuşi am reuşit să identificăm prezenţa mineralelor din grupa caolinitului, fără precizia ce se poate atinge în cazul mineralelor de dimensiuni mai mari.

Din această cauză am apelat la determinări calitative röentgenografice, care dau în parte şi o imagine cantitativă a fracţiunii argiloase din aceste roci.

Cel mai important aspect pe baza studiului microscopic, la care ne vom referi este cel structural. Principala caracteristică a mineralelor argilitice este dezvoltarea lor lamelară, pînă la fibroasă, cu o dispoziţie discordantă faţă de planul de şistozitate al rocii. Astfel, sub microscop aceste minerale apar dispuse în ,,benzi'' sau ,,jerbe'' oblice faţă de planul de şistozitate, făcînd cu acesta un unghi de 10—15°.

M i n e r a l e a r g i l o a s e . Caolinitul, sericitul şi zoizitul apar dispersate în întreaga masă a rocii, într-o dispoziţie dezordonată, fără ca acest din urmă aspect să dea nota caracteristică structurii rocii.

În afară de aceasta, trebuie să menţionăm prezenţa mineralelor din grupa caolinitului ca umplutură a unor fisuri transversale, care fac un unghi de 45—60° cu planul de şistozitate. În acest din urmă caz mineralele argilitice sînt dispuse aproape perpendicular pe pereţii fisurilor în care sînt localizate, avînd şi un grad avansat de impuritate, deseori conţinînd oxizi sau hidroxizi de fier care le dau un colorit mai intens.

Din descrierea succintă a modului de prezentare a mineralelor argilitice, se desprinde clar faptul că există două generaţii de astfel de minerale, asupra genezei cărora vom reveni.

Menţionăm că aceste aspecte se întîlnesc în aceeaşi măsură în porfirele cuarţifere de la dealul Viţelaru şi dealul Făcăleţu—Cheia ca şi în porfiritele cuarţifere de la Epaminonda, cu deosebirea că, în acest din urmă caz, mineralele argilitice ce constituie umplutura fisurilor transversale sînt mai intens pigmentate, avînd culori verzui, galben, brun.

Institutul Geologic al României

Pe baza rezultatului a două analize röentgenografice tabloul mineralogic al fracţiunii argiloase apare mai complet. A fost pusă în evidenţă cu această metodă prezenţa atît în porfirite cît şi în porfiritele cuarţifere a următoarelor componente mineralogice: caolinit, halloysit, montmorillonit, cuarţ, silice coloidală, precum şi oxizi şi hidroxizi de fier.

Compoziţia calitativă şi cantitativă aproximativă a fracţiunii argiloasc reiese din tabelul 1.

TABELUL 1

Compoziţia fracţiunii argiloase

Minerale	Cheia	Epaminonda
	%	%
Caolinit	80—90	50—70
Halloyisit	puţin	puţin
Montmorillonit	sub 10	sub 30
Cuarţ + silice coloidală	5—10	5—10
Oxizi şi hidroxizi de fier	puţin	puţin

Din acest tabel rezultă marea asemănare între cele două tipuri de roci studiate. Apare însă un conţinut mai ridicat de montmorillonit în porfiritele cuarţifere de la Epaminonda.

Din buletinul de analiză „X" reiese şi presupunerea prezenţei allofanului ca fracţiune foarte fină.

Granite de Pricopan. Aceste roci apar în sectorul sud-estic al perimetrului şi constituie extremitatea nordică a culmii Pricopan, începînd din dealurile Cheia, Stuleiului, văile Cheia, Caramalău şi altele. Sînt roci grosier-granulare, adesea porfiroide, cu textură gnaisică. Frecvent în cuprinsul lor se observă albitizări.

Megascopic se pot distinge cu uşurinţă, cuarţul, feldspatul roz şi biotitul.

Sub microscop feldspatul este larg dezvoltat şi este un microclin pertit, cu separaţii importante de albit, uneori sub formă de Schachbrettalbit.

Albitizarea fiind cantitativ subordonată mult microclin pertitului.

Cuarţul apare adesea alungit după o direcţie preferenţială şi prezintă extincţie ondulatorie. Adesea este dezvoltat perpendicular, cu marginile

Institutul Geologic al României

neregulate sau îndințate. Biotitul este o varietate brună pînă la brun-verzui. Varietatea verzuie este probabil legată de procesele de alterare hidrotermală ale biotitului brun. Ca habitus, biotitul apare lamelar cu terminațiile îndințate sau zdrențuite, uneori recurbat. Mai apar, destul de frecvent, granule izolate de epidot. În masa granitului se pot observa zone de cataclazare pînă la milonitizare. Zirconul apare cu totul sporadic.

Aplite granitice. Aceste roci apar în zona Orliga, ca filoane decimetrice împreună cu pegmatitele, dar mai ales în cuprinsul granitelor de Pricopan și în nordul dealului Orliga. Sînt roci microgranulare, leucocratice (felsitice) cu un conținut foarte redus de muscovit sau biotit.

Pegmatite granitice și filoane de cuarț. În ariile de răspîndire ale cristalinului mezozonal aceste roci sînt foarte frecvente, fiind însoțite aproape permanent de vine și filonașe lenticulare de cuarț. Pegmatitele și injecțiile pegmatoide formează zone de roci granitice, grosier granulare, în care alături de cuarț, feldspat (microclin + plagioclaz albitic) participă muscovit sau biotit, în plăci de cîțiva centimetri.

În aceste zone apar gnaise pegmatoide, ca rezultat al injecției și metasomatizării rocilor de bază.

Cuarțul hidrotermal este de asemenea foarte frecvent și formează filoane și vinișoare concordante și transversale, ce străbat tot complexul de roci cristaline. În jurul lor se observă o dezvoltare mai largă a muscovitului sau biotitului, aceasta datorită probabil temperaturii lor ridicate (pegmatitic—hidrotermal).

Diabaze. Singurul termen bazic care se detașează ca tip petrografic de toate rocile eruptive din regiune sînt diabazele.

Ele apar ca filoane aproape concordante în granitele gnaisice de Pricopan. Grosimea filoanelor de diabaze ce apar este de ordinul decimetrilor pînă la cîțiva metri. Sînt roci de culoare neagră, ușor verzuie, compacte și dure. Megascopic se observă unele cristale de plagioclaz și de piroxeni. Sub microscop — într-o masă microcristalină, pînă la criptocristalină — apar fenocristale de plagioclaz bazic, alungit, prismatic și augit, pe alocuri olivină. De menționat este structura ofitică a masei de bază.

Formațiuni de contact. Formațiunea de contact ce apare pe versantul vestic al masivului Pricopan a fost descrisă amănunțit de

Institutul Geologic al României

D. Giuşcă. Raportînd la cele 6 grupe faciale de corneene, separate de Goldschmidt am distins parageneze minerale diferite cu participarea cuarţului, biotitului, sericitului, plagioclazului, actinotului, hornblendei, epidotului, enstatitului, granatului, diopsidului ş. a.

Demn de reţinut este concluzia cercetătorilor anteriori că aceste corneene au luat naştere din roci cu o compoziţie chimico-mineralogică argiloasă-marnoasă, prin metamorfism de contact termic. Noi considerăm însă că aceste corneene nu s-au format prin cornificarea unor şisturi cristaline de tipul celor din dealul Sărăriei şi menţionăm că la N de dealul Cheia, trecerea de la corneene la şisturi cristaline se face brusc, acestea venind în contact printr-o zonă de fractură.

Merită să mai citäm o afirmaţie a lui O. Mirăuţă, cum că, parte din corneene, la contactul cu granitul de Pricopan, fac parte din formaţiunea din Carapelit, în facies de grauwacke. Faptul acesta îl duce incontestabil la concluzia că granitele de Pricopan sînt postcarapelitice, fapt cu totul îndoielnic.

În cuprinsul perimetrului cercetat de noi apar corneene de contact în facies cuarţito-epidotic, filitic şi amfibolic. Acestea sînt roci de culoare cenuşie, uneori cu uşoară tentă verzuie, cu granulaţie fină, slab şistoase.

Epidotul apare adesea în cuarţite filitoase, ca granule răspîndite în masa acestora.

De asemenea apare şi hornblendă actinolitică, cu dimensiuni reduse şi cu terminaţii festonate. Uneori formează snopi de dimensiuni reduse.

Biotitul brun este de asemenea prezent în proporţii şi de dimensiuni reduse.

În masa acestor corneene apar bancuri decimetrice de cuarţite cenuşii deschise, compacte, ce se aseamănă foarte mult cu cele din zona Orliga şi Priopcea.

Tectonica regiunii. În sectorul cercetat se distinge o tectonică plicativă, care a dus la formarea unor cute anticlinale şi sinclinale strînse, cu direcţie NE—SW şi o tectonică disjunctivă reprezentată printr-un sistem de fracturi transversale cu direcţia NNW—SSE probabil ENE—WSW.

Tectonica disjunctivă a dus la fragmentarea structurilor cutate, cu dislocarea compartimentelor formate, unele faţă de altele. De asemenea fracturile au favorizat insinuarea unor soluţii magmatice reziduale apli-

Institutul Geologic al României

tice, pegmatitice şi hidrotermale, ce au generat filoane caracteristice fiecărei iviri. Este evident faptul că fracturile cu diferite orientări s-au format în faze tectonice diferite ca vîrstă.

Zăcăminte şi iviri de roci caolinoase

Generalităţi. Ivirile de roci caolinoase cunoscute pînă în prezent în acest perimetru sînt situate în dealurile Viţelaru, Făcăleţu-Cheia, la cca 3 km E de oraşul Măcin şi în cariera Epaminonda la NE de Măcin. Primele două iviri sînt repartizate prin porfire cuarţifere şistoase şi caolinizate, iar ultima prin porfirite cuarţifere şistoase, caolinizate.

În toate cele trei iviri rocile caolinizate se prezintă sub formă filoniană.

Poziţia primelor două filoane este N-S/70° E, iar a celui din cariera Epaminonda este N 40° E/68° SE.

Primele sînt localizate în cuarţite cu intercalaţii de filite, iar ultimul în micaşisturi, cuarţite micacee şi amfibolite laminate, mezozonale.

Consideraţii asupra procesului de caolinizare

În cadrul proceselor de transformare ale porfirelor şi porfiritelor cuarţifere au luat naştere mai multe minerale secundare, nota dominantă o constituie însă caolinizarea.

Porfirele şi porfiritele cuarţifere din regiune apar ca intruziuni filoniene cvaziconcordante cu micaşisturile cuarţitice şi filitele în care sînt localizate.

Pentru a analiza în continuare mecanismul procesului de caolinizare este necesar să formulăm cîteva concluzii care se desprind din raporturile geologice evidenţiate între rocile caolinizate şi celelalte formaţiuni. Astfel, faptul că aceste roci prezintă o textură şistoasă, dobîndită după punerea lor în loc şi prin aceea că prezintă un grad de transformare analog din punct de vedere mineralogic şi textural cu unele din rocile în care sînt localizate, dovedeşte că transformările ce au avut loc în cursul proceselor de metamorfism au afectat deopotrivă atît aceste roci de origine eruptivă cît şi formaţiunile sedimentare în care s-au intrus.

Pe baza analizei pe un plan mai larg regional, constatăm că din seria rocilor eruptive acestea sînt, alături de granitele alcaline din dealul Cetate-Portul Măcin, singurele roci care sub influenţa factorilor tectonici au dobîndit o textură şistoasă.

Institutul Geologic al României

Întrebările principale care se pun pentru elucidarea procesului de transformare în ansamblu, sînt următoarele :

În ce episod al activităţii magmatice au fost puse în loc porfirele şi porfiritele cuarţifere ?

În ce fază tectonică au fost metamorfozate împreună cu formaţiunile în care sînt localizate ?

În sfîrşit, trebuie să lămurim care au fost cauzele care au provocat procesul de argilizare sau caolinizare al acestor roci.

La prima întrebare se poate răspunde că prin caracterele structurale şi texturale pe care le prezintă ne dovedesc că acestea sînt mai vechi decît granitele de Pricopan — granite sinorogene — şi mult mai vechi decît complexul granitoid din masivul Greci.

În ce priveşte faza tectonică în care ele au fost metamorfozate putem afirma cu certitudine că acesta se situează ca timp cel puţin la începutul orogenezei caledoniene.

În sprijinul acestei afirmaţii am avansat cîteva argumente şi mai amintim doar că celelalte roci eruptive din regiune de tip granitoid sînt lipsite de efecte de metamorfism dinamic, ele fiind sinorogene, fie subsecvente sau postorogene.

Cea de-a treia problemă, de altfel cea mai importantă la care ne vom referi este mecanismul procesului de caolinizare.

În literatura de specialitate pe care noi am reuşit să o consultăm, caolinizarea este atribuită următoarelor cauze :

Apelor de infiltraţie bogate în acid carbonic ;

Apelor superficiale bogate în acizi humici, derivaţi din substanţe organice ca turbe sau ligniţi, infiltrate pînă la anumite nivele ;

Apelor de infiltraţie îmbogăţite în vitrioli, derivaţi din alterarea mineralizaţiilor sulfuroase ;

Apelor termale ascendente bogate în acid carbonic ;

Soluţiilor hidrotermale de temperatură scăzută de origine magmatică.

Subliniem însă că majoritatea cercetătorilor, consideră caolinizarea drept rezultatul acţiunilor apelor meteorice bogate în acid carbonic infiltrate în zona superficială denudată.

De asemenea, reamintim că principalele zăcăminte formate „in situ", sînt rezultatul caolinizării unor roci de tip pegmatitic, aplitic, granofiric, etc.

Institutul Geologic al României

Unii autori tratează caolinizarea ca un proces analog lateritizării, cu deosebire că cel de al doilea proces ar avea loc în condițiile unei clime tropicale. În ambele cazuri se acordă un rol deosebit de important duratei în care aceste roci au fost supuse acțiunii agenților atmosferici.

Luînd în considerare mineralele secundare, structura, textura, raporturile de vîrstă, conjunctura structurală ce caracterizează ivirile de roci la care ne referim am fost nevoiți să formulăm ipoteze genetice care diferă de cele clasice.

Astfel, dispoziția oblică a cristalelor de minerale argilitice, caolinit, halloysit, montmorillonit într-o rocă în care efectul de strivire, rostogolire și alunecare diferențială este pe deplin evidențiat, ne face de la bun început să suspectăm formarea sincinematică a acestor minerale.

Analizînd evoluția geologică a regiunii, gradul de transformare a formațiunilor geologice indicative (cuarțite și filite), ajungem la aceeași concluzie și anume, că porfirele și porfiritele cuarțifere au fost supuse unui metamorfism specific, împreună cu cele mai tinere dintre formațiunile geologice în care sînt localizate. Astfel de condiții sînt pe deplin realizate în cadrul unui metamorfism dinamic în care stressul a avut o intensitate moderată, temperatură scăzută și climat umed.

După gradul de șistozare al cuarțitelor, filitelor și al porfirelor și porfiritelor cuarțifere, ajungem la concluzia că în acest caz mișcările tectonice tangențiale au atins o intensitate medie, provocînd efecte de comprimare și recristalizare parțială al mineralelor preexistente. Dacă ne referim la necesarul de apă care să provoace hidratarea masei de porfire cuarțifere strivite, masa devenind adsorbantă prin strivire, atunci constatăm că este absolut satisfăcător să apelăm la apa liberă și la apa legată fizic și chimic, care prin comprimare și transformare mineralogică cu deshidratare parțială, a fost eliberată din rocile înconjurătoare. În această accepțiune procesul de strivire și alunecare diferențială din masa rocii a dus pe de o parte la distrugerea parțială a mineralelor primare din masa porfirelor și favorizarea penetrației soluțiilor apoase eliberate din formațiunile adiacente. În cadrul procesului acestuia, au fost create și condițiile de recristalizare sincinematică ale unor minerale de tipul hidrosilicaților de aluminiu lamelari și dispersi, primii cu o așezare caracteristică — oblică față de planul principal de alunecare diferențială în interiorul unei roci, iar ceilalți fiind răspîndiți neregulat în masa rocii.

Institutul Geologic al României

Parageneza secundară, reprezentată prin hidrosilicaţi de aluminiu, cum sînt caolinitul, halloysitul, montmorillonitul ca şi a zoizitului, cloritului etc., corespunde în întregime unor condiţii de transformare, caracterizate prin stress, moderat, temperatură joasă, climat umed.

În concluzie, constatăm că procesul de caolinizare a fost declanşat de factori dinamici-tectonici.

În ceea ce priveşte prezenţa mineralelor argilitice, pe care noi le-am numit argilite ale generaţiei a doua, considerăm că ele sînt legate de circulaţia unor soluţii ulterioare, care au antrenat şi redepus aceste minerale în fisurile transversale ce străbat aceste roci.

Pare însă contradictorie prezenţa montmorillonitului alături de caolinit în porfiritele cuarţifere caolinizate din ivirea Epaminonda, dar formarea montmorillonitului în aceste roci este favorizată de chimismul ceva mai bazic al rocii de bază. Este probabil că montmorillonitul a luat naştere ulterior metamorfismului dinamic.

În procesul de caolinizare un rol însemnat au jucat şi apele de infiltraţie. Pentru a ilustra aceasta, vom face o comparaţie între rocile caolinizate de la Viţelaru şi Făcăleţu-Cheia, pe de o parte şi cele din ivirea de la Epaminonda. Primele două iviri sînt adînc denudate, ivirea de la Epaminonda este încă şi azi acoperită de o cuvertură de cuarţite micacee mezozonale de cîţiva metri grosime. Această situaţie explică de ce rocile caolinoase de la Viţelaru şi Făcăleţu-Cheia sînt mai afînate, cu şistozitatea mai estompată. Aceasta datorită supunerii lor un timp îndelungat condiţiilor de suprafaţă, umflării şi comprimării repetate provocată de absorbţia şi evaporarea apei de infiltraţie în cursul unei lungi perioade de timp (Paleozoic inferior şi pînă în Cuaternar).

Descrierea zăcămintelor şi ivirilor de roci caolinoase

După cum reiese din harta geologică anexă, remarcăm în primul rînd că ivirile de roci caolinoase de la Viţelaru şi Făcăleţu-Cheia sînt situate concordant în cuarţite şi filite, a căror poziţie generală este N-S/E, în timp ce şisturile cristaline ce se dezvoltă la N de acestea au poziţia NE-SW/S, iar rocile de contact ale granitelor de Pricopan de la E (corneene) au o dispoziţie NW-SE/S. Din aceste observaţii reiese că, cele trei formaţiuni vin în contact tectonic între ele printr-un sistem de fracturi cu direcţia ENE-WSW şi NNW-SSE.

Sistemul de fracturi ENE-WSW pare să fie mai vechi şi este responsabil de decroşarea celor două compartimente ale filonului de porfire

Institutul Geologic al României

cuarţifere caolinizate ce apare în dealurile Viţelaru şi Făcăleţu-Cheia şi de scufundarea primului împreună cu rocile ce îl găzduiesc.

Trebuie să menţionăm că numărul redus de iviri şi discontinuitatea de observaţie în zonele acoperite de loess ne-au împiedicat să descifrăm tectonica de mare detaliu.

Cariera Făcăleţu-Cheia. Această carieră a fost săpată direcţional pe filonul de porfire cuarţifere caolinizate, din clina sudică a piciorului de deal Făcăleţu-Cheia către N, pe o lungime de aproximativ 135 m.

Exploatarea a înaintat în trepte, distingîndu-se două trepte principale.

Grosimea filonului creşte cu adîncimea, astfel în treapta inferioară (II) grosimea este 11 m, în timp ce în treapta superioară (I) aceasta este numai de 7 m.

Spre N — la cca 150 m de la gura carierei — filonul este întrerupt brusc de o falie transversală. Am efectuat dezveliri pentru împrospătarea ivirilor şi au fost colectate 3 probe medii fracţionate din treapta a doua, după cum urmează :

Proba 2 pe grosime de 3 m caolin alb-gălbui, friabil. Proba 3 — caolin compact şi mai puţin friabil pe grosime de 3 m şi proba 4 — caolin alb-gălbui cu slabe infiltraţii limonitice, friabil, grosime 5 m.

Rezultatele analizelor chimice efectuate asupra acestor 3 probe în laboratoarele Intreprinderii Geologice de Prospecţiuni (analist C. P o p e s c u), sînt redate în tabelul 2.

TABELUL 2

Compoziţia chimică a porfirelor cuarţifere caolinizate

Oxizi	%	%	%	Media %
SiO_2	60,04	62,34	73,74	65,37
Fe_2O_3	1,21	1,54	2,38	1,71
TiO_2	1,60	urme	urme	0,52
Al_2O_3	25,84	15,96	26,09	22,63
CaO	0,40	urme	2,40	0,93
MgO	0,10	urme	0,40	0,16
Na_2O	urme	1,30	2,62	1,30
K_2O	0,30	4,41	2,90	2,53
PC	10,09	3,40	2,50	8,66

Institutul Geologic al României

Din analizele raţionale se constată următoarele minerale (tabelul 3).

TABELUL 3

Compoziţia mineralogică a porfirelor cuarţifere caolinizate

Minerale	%	%	%	Media %
Mică	2,54	17,66	7,10	9,10
Caolin	55,66	46,13	30,45	44,08
Feldspat	14,74	8,18	10,92	11,28
Cuarţ	28,41	27,92	50,04	33,45

Cariera Viţelaru. Această carieră a fost deschisă în clina SW a dealului Viţelaru, înaintînd spre NE şi E în urmărirea filonului de porfire cuarţifere, caolinizate şi a ramificaţiilor lui. Această carieră este de multă vreme părăsită.

Porfirele cuarţifere caolinizate apar în peretele de SE al carierei — la cca 50 m de la intrarea în carieră — avînd o grosime de cca 1 m, fiind dislocat de mai multe microfalii transversale. În ramificaţia estică a carierei apar de asemenea 3 iviri de roci caolinizate şi cu grosimi variabile. Este posibil ca aceste iviri să fie rezultatul fracturării transversale şi decroşării; dar este mai probabil că aici se află ramificaţiile unui filon principal care se dezvoltă unitar în adîncime (aşa cum apare în cariera vecină Făcăleţu-Cheia).

O cartare completă a carierei nu este posibilă, datorită prăbuşirii pereţilor şi a cantităţii mari de steril rămas de la vechile exploatări. Au fost totuşi efectuate dezveliri şi probări din ivirea principală.

Rezultatele analizei chimice şi raţionale efectuată asupra unei probe din cariera Viţelaru, au indicat următoarea compoziţie:

Oxizi	%
SiO_2	60,21
Fe_2O_3	1,31
SiO_2	1,58
Al_2O_3	18,53
CaO	1,84
MgO	0,20
Na_2O	4,28
K_2O	0,89
PC	10,25

Compoziţia mineralogică

Minerale	%
Mică	4,98
Caolinit	40,73
Feldspat	13,10
Cuarţ	30,99

Institutul Geologic al României

Analize chimice şi raţionale, precum şi studii privind proprietăţile tehnologice au fost efectuate şi de alţi cercetători, pentru rocile caolinoase de la Viţelaru şi Făcăleţu-Cheia. Astfel, analizele executate de către Combinatul Chimico-Metalurgic din Tîrnăveni au arătat un conţinut de caolinit între 21 şi 26%. Materialul este bogat în feldspat şi cuarţ. Calitatea fizică ce-l face utilizabil la fabricarea plăcilor de faianţă este culoarea lui albă pe care o are.

Cariera Epaminonda. În timpul exploatării unor micaşisturi cuarţitice, a apărut recent — pentru prima dată — un filon de porfirite caolinizate, deschis pe o înălţime de 32 m. Grosimea acestui filon — la înălţimea de 27 m — este de 3,8 m, manifestînd o tendinţă de îngroşare în adîncime.

La suprafaţă, pe direcţia acestui filon, am găsit caolinizări, pe care le considerăm ca indiciu că acesta s-ar dezvolta pe o distanţă de peste 350 — 400 m.

TABELUL 4

Compoziţia chimică a porfiritelor caolinizate

Oxizi	%	%	Media %
SiO_2	69,02	68,44	68,73
Fe_2O_3	6,31	3,87	3,09
TiO_2	0,55	0,94	0,74
Al_2O_3	17,90	18,19	18,04
CaO	2,44	3,40	2,92
MgO	0,40	0,50	0,45
Na_2O	3,58	urme	1,79
K_2O	0,83	0,37	0,60
PC	3,19	2,88	3,03

Dăm mai sus rezultatele analizelor chimice efectuate în laboratoarele Intreprinderii Geologice de Prospecţiuni, asupra a două probe colectate din cariera Epaminonda (tabelul 4).

Institutul Geologic al României

Din analizele raţionale se constată următoarele minerale (tabelul 5).

TABELUL 5

Compoziţia mineralogică a porfiritelor caolinizate

Minerale	%	%	Media %
Mică	7,01	3,12	5,06
Caolinit	39,19	21,74	30,46
Feldspat	28,22	49,13	38,47
Cuarţ	24,02	23,98	24,00

Cu toate că acest caolin este inferior celui din carierele Făcăleţu-Cheia şi Viţelaru, din cauza incluziunilor de micaşisturi pe care le conţine, considerăm totuşi că printr-o preparare adecvată, acestea vor putea fi eliminate, obţinîndu-se un caolin cu importanţă economică.

Concluzii

Ca rezultat al cercetărilor de teren şi laborator efectuate în anul 1965, au fost rezolvate probleme de ordin petrografic, geologic, structural şi economic.

Astfel, în afară de separarea cartografică a rocilor constituente au fost determinate rocile caolinoase, stabilindu-se cu precizie că sînt porfire şi porfirite cuarţifere caolinizate.

Din studiul mineralogic şi petrografic reiese că procesul de caolinizare a fost favorizat de metamorfismul dinamic în mediu umed. Efectul principal al procesului a fost strivirea lentă cu hidratarea şi recristalizarea sincinematică a materialului felsitic zdrobit.

Condiţia esenţială a procesului este ca acesta să întrunească regimul de stress moderat, temperatură joasă şi climat umed, favorabil formării hidrosilicaţilor de aluminiu.

Rolul soluţiilor descendente meteorice este considerat ca secundar, dar avînd o oarecare importanţă în progresarea fenomenului de caolinizare.

Remarcăm aici că în lipsa acţiunilor dinamice de strivire multe alte roci eruptive supuse aceloraşi condiţii de suprafaţă şi de vîrstă apropiate, nu prezintă astfel de aspecte de transformare (caolinizare).

Institutul Geologic al României

În ce privește regiunea studiată, concluziile noastre ne-au permis să estimăm în mod logic, perspective economice mult superioare celor de pînă acum, rezervele estimate fiind de ordinul a 1 milion tone.

BIBLIOGRAFIE

Cantuniari Șt. (1912) Comunicare asupra filoanelor caolinizate de la Movila Măcinului. *D.S. Inst. Geol. Rom.* III. București.

Rotman D. (1913) Masivul eruptiv de la Greci. *Ân. Inst. Geol. Rom.* VII. București.

Giușcă D. (1933) Massif du Pricopan (Dobrogea). *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. București.

Murgoci G. (1915) Études géologiques dans la Dobrogea du Nord. *An. Inst. Geol. Rom.* VI. București.

Savul M. (1956) Contribuții la petrologia Dobrogei de N. *An. științ. Univ. Al. I. Cuza.* Iași.

Savul M. (1961) Cercetări de analiză structurală petrologică asupra masivului eruptiv Pricopan. *Studii și cercetări de geologie.* 2/VI. București.

LE KAOLIN DES ENVIRONS DE MĂCIN (DOBROGEA DE NW)

PAR

R. ȘTEFÁN, V. BRANA

(Résumé)

Les auteurs donnent une description des formations géologiques apparaissant dans la zone Orliga — Colline Cheia du NW de la Dobrogea Septentrionale.

Ils décrivent les schistes cristallins du promontoire Orliga — Colline Sărăria qui sont représentés par des schistes métamorphiques, mésozonaux et épizonaux. Les premiers sont représentés par des micaschistes à muscovite, biotite ± grenat, gneiss et amphibolites ; la seconde série dont l'âge, paraît-il, est plus récent (Paléozoïque inférieur) est représentée par des quartzites et phyllites.

Des filons de porphyres, porphyrites quartzifères et pegmatites traversent ces formations.

Institutul Geologic al României

Le processus de carbonisation n'affecte que les filons de porphyres et porphyrites quartzifères qui apparaissent dans la Colline Viţelaru, la Colline Făcăleţu et dans la carrière Epaminonda. Le phénomène de kaolinisation est envisagé, en premier lieu, comme un phénomène de métamorphisme dynamothermique de très faible intensité qui se produit se à la suite du broyage des porphyres dans un milieu humide et à des températures basses. On considère également que la kaolinisation a commencé avec la métamorphose des roches-hôtes les plus récentes (quartzites et phyllites); les paragenèses minérales de température basse témoignent d'une parfaite correspondance entre le degré de métamorphisme des roches-hôtes et celui des porphyres. Les processus d'altération superficielle accusent encore la kaolinisation.

Les auteurs font remarquer la disposition, à part, oblique des minéraux argilitique dans la structure de la roche et les aspects de broyage et roulement de la pâte et des phénocristaux au cours du processus de déplacement différentiel.

Les venues pegmatitiques sont mentionnées en tant que facteur qui accuse le degré de métamorphisme des schistes cristallins.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

HIDROGEOLOGIE

CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE PENTRU APE TERMOMINERALE ÎN ZONA HÎRŞOVA — VADU OII[1]

DE

V. CONSTANTINESCU, M. CROITORU[2])

Abstract

Hydrogeological Research for Thermomineral Waters in the Hîrşova—Vadu Oii Zone. The raised temperatures of the water (36°—42°) in the Hîrşova — Vadu Oii Zone are due to the mixture of phreatic waters with hot waters from the depth. The hot waters circulate through fissures, karstic cavities and fracture lines incorporated in the Cretaceous and Jurassic limestone of the Moesian platform and central Dobrogea. The total mineralization of the phreatic waters ranges between 1.385 g/l and 4.150 g/l, the main ions being Cl^- and Na^+ which give it a pronounced chlorosodic character. The presence of ions Cl^+ and Na^+ in appreciable quantites asscciated with I^- and Bıis due to the mixture with mineralized waters which rise frcm depth and appear at the basement of the alluvial deposits.

Zona cercetată aparţine din punct de vedere administrativ de raionul Hîrşova, regiunea Dobrogea şi este situată în lunca Dunării la cca 2,5 Km nord — vest de Hîrşova pe partea dreaptă a şoselei naţionale. Lucrările au constat din foraje hidrogeologice executate pînă la adîncimea de 130 m şi au avut drept scop stabilirea condiţiilor hidrogeologice în care apar apele termominerale precum şi caracteristicile fizico-chimice ale acestora.

[1]) Comunicare în şedinţa din 9 III 1966.

[2]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni. Calea Griviţei nr. 64, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Istoricul cercetărilor. Din punct de vedere structural perimetrul cercetat se încadrează în Dobrogea centrală.

Fundamentul acestei regiuni este constituit dintr-o serie sedimentară, slab metamorfozată, cunoscută în literatura geologică sub denumirea de şisturi verzi, care este acoperită în unele sectoare de o cuvertură sedimentară discordantă, slab cutată, alcătuită din depozite jurasice, cretacice, terţiare şi cuaternare. De sub şisturile verzi apar în partea nordică a zonei şisturile cristaline.

Primele informaţii cu totul generale asupra geologiei regiunii datează din anul 1867 şi aparţin lui K. P e t e r s. După acest autor depozitele calcaroase dintre Hîrşova şi Topalu ar reprezenta Portlandianul în faciesul calcarelor de Stramberg.

V. A n a s t a s i u (1896 — 1898) a efectuat cercetări geologice în baza cărora atribuie calcarele de pe valea Cekirgea şi de la Hîrşova tot Malmului, dar precizînd că acestea ar fi mai vechi decît Portlandianul.

I. S i m i o n e s c u (1907, 1909, 1910) a stabilit în cadrul depozitelor jurasice din regiune prezenţa etajelor Callovian, Oxfordian, Lusitanian, Kimmeridgian şi probabil şi a Portlandianului pe baza unor studii stratigrafice şi paleontologice amănunţite.

În ultimul timp, A u r e l i a B ă r b u l e s c u[3] (1956 — 1959), cercetînd în detaliu zona Hîrşova — Topalu — Tichileşti arată că depozitele jurasice de aici aparţin Bathonianului, Callovianului, Oxfordianului şi Kimmeridgianului. Totodată semnalează prezenţa Albianului la N de Topalu.

Cele mai recente studii geologice au fost efectuate de către M. C h i r i a c[4] (1960), care evidenţiază la nord — vest de Hîrşova formaţiuni aparţinînd Jurasicului (Callovian, Oxfordian). Autorul evidenţiază pentru prima dată prezenţa depozitelor cretacice (Apţian, Albian) în dealurile de la vest de Hîrşova.

Din punct de vedere tectonic demonstrează că depozitele jurasice dintre Hîrşova — Gălbiori — Topalu formează un mare sinclinal orientat NW-SE cu afundare către Dunăre.

---

[3]) A u r e l i a B ă r b u l e s c u. Rapoarte geologice de cartare în regiunea Hîrşova-Tichileşti-Topalu. (1956—1959). Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

[4]) M. C h i r i a c. Raport asupra prospecţiunilor pentru calcare siderurgice în perimetrele Hîrşova-Topalu şi valea Drumu Taşaul — marginea de vest a lacului Gargalic — lacul Taşaul. (1960). Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Pe linie hidrogeologică R. Ciocîrdel şi M. Protopopescu-Pache (1955) fac o serie de consideraţii asupra condiţiilor geologice şi hidrogeologice caracteristice principalelor unităţi ale Dobrogei.

În zona Hîrşova şi bălţile Brăilei s-au executat de asemenea foraje şi pompări experimentale de către Intreprinderea „Prospecţiuni"[5] în scopuri hidrogeologice pentru prospectarea apelor potabile în vederea alimentării oraşului Hîrşova şi a localităţilor din zonă şi pentru geologia Cuaternarului.

Studiile prin foraje geotehnice efectuate de către C. S. A. pentru amplasarea unei staţii de pompare la cca 2,5 Km nord — vest de Hîrşova în zona inundabilă a luncii, care în prezent este protejată de dig, au indicat prezenţa unor ape sulfuroase termominerale cu o temperatură de 37,5°C; aceleaşi ape termominerale sulfuroase au fost identificate la vest de Hîrşova şi prin forajele executate de I.C.S.E. Într-un foraj executat în ostrovul Gîştii, prin intercepţia calcarelor jurasice la adîncimea de 90,50 m, apele termominerale cu caracter ascensional au avut o temperatură de 45°C.

În anul 1964, S. Spînoche, Eleonora Spînoche (1967) execută prospecţiuni seismice prin metoda seismicii de refracţie în vederea punerii în evidenţă a eventualelor fracturi din fundamentul regiunii care ar putea constitui căi de acces pentru apele termominerale semnalate în această zonă. Prospecţiunea seismică a identificat între Hîrşova şi Vadu Oii o zonă depresionară a cărei adîncime în părţile marginale este de 60 — 70 m, iar în centru de 180 m, şi care prezintă pe direcţia NW-SE un accident tectonic de-a lungul căruia limita aluviuni — calcare se află mai coborîtă în sectorul nord — estic.

Consideraţii litologice — geologice

Din punct de vedere morfologic zona cercetată este reprezentată printr-o luncă largă cu altitudini ce variază între 6,533 şi 9,886 m, care este delimitată la est de dealul Baroi, dealul Viilor şi dealul Ciobanu. Atît lunca cît şi bălţile Brăilei din nordul zonei se înscriu ca o subunitate morfologică în cadrul Cîmpiei Române orientale. Zona de luncă este străbătută de la nord la sud de pîrîul Puturosu a cărui albie este în prezent amenajată atît în scopul irigării zonei agricole, cît şi al desecării.

---

[5]) A. Pricăjan şi colab. Raport asupra lucrărilor de prospecţiuni prin foraje pentru geologia Cuarternarului în Cîmpia română — bălţile Brăilei. (1960). Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Formațiunile din baza Cuaternarului. Din punct de vedere geologic, zona studiată care este în totalitate acoperită de formațiuni cuaternare, aparține de sinclinalul de formațiuni jurasice Hîrșova — Tichilești — Gălbiori — Băltăgești — Topalu, care apar la zi pe malul drept al Dunării în dealurile de la vest de Hîrșova. Depozitele jurasice acoperă un fundament constituit din șisturi verzi.

După M. C h i r i a c (1965) șisturile verzi din partea de sud a Dobrogei centrale sînt alcătuite în general din șisturi cloritice cu aspect filitic, șisturi clorito-sericito-argiloase, șisturi clorito-sericito-grezoase, șisturi sericito-hematitice, gresii cloritoase, microconglomerate arcoziene, conglomerate cloritice, conglomerate cu fragmente de șisturi verzi. S t. C o s m a și colab. (1962) consideră că în zona Hîrșova șisturile verzi sînt reprezentate prin seria lor superioară alcătuite din conglomerate, gresii și șisturi pelitice violacee.

În zona cercetată șisturile verzi au fost identificate prin forajul 63 (cota 8,93 m) executat de I.C.S.E. în apropiere de limita luncii cu zona de deal pe partea dreaptă a șoselei Hîrșova — Vadu Oii (pl. I). Forajul a mers în șisturile verzi între adîncimile 34,20 m și 50 m. Forajul 403 (cota 11 m) executat de Ministerul Petrolului, pe malul stîng al Dunării la Piua Petrii, a deschis orizontul superior al șisturilor verzi între adîncimile 498 m și 1078 m, acesta fiind constituit din șisturi argiloase aleuritice, gresii argiloase feldspatice, gresii și conglomerate cuarțitice.

Din datele forajelor I.C.S.E. (forajul 63) și Ministerul Petrolului (forajul 403) rezultă că fundamentul constituit din șisturi verzi prezintă o înclinare spre vest și sud — vest de cca 35°.

Depozitele jurasice acoperă un paleorelief al șisturilor verzi, aria lor de răspîndire fiind legată în general de unele zone structurale ale formațiunii de fundament cu caracter de sinclinorii, care au direcția NW—SE.

Cercetările geologice au evidențiat în malul Dunării, la vest și nord — vest de Hîrșova, precum și de-a lungul sinclinalului Hîrșova — Topalu, formațiuni aparținînd Jurasicului (Bathonian superior, Callovian, Oxfordian, Kimmeridgian), Cretacicului (Apțian, Albian) și Cuaternarului (pl. I).

Bathonianul superior dispus discordant și transgresiv peste șisturile verzi este constituit din conglomerate, gresii, marne și calcare.

Callovianul, în continuitate de sedimentare cu Bathonianul, a fost identificat la nord de dealul Baroi; apare la zi pe o înălțime de 14—15 m și este constituit din gresii microconglomeratice calcaroase, gresii calca-

Institutul Geologic al României

roase, calcare detritice . Callovianul superior (Oxfordian inferior) a fost identificat prin forajele 8512, 8516, 8519, 8521 şi 8522 (pl. I, III), în vestul perimetrului cercetat fiind reprezentat prin calcare organogene detritice cu concreţiuni silicioase. Accidentele silicioase din calcare de culoare cenuşii-negricioase şi cu spărturi concoidale analizate la microscop prezintă o masă fundamentală criptocristalină alcătuită din cuarţ, în care se disting forme de radiolari şi spiculi de spongieri ; apar de asemenea agregate criptocristaline de calcit, precum şi cristale lamelare de muscovit şi clorit.

Oxfordianul apare în continuitate de sedimentare peste Callovian şi este constituit din calcare magneziene, calcare dolomitice, calcare silicioase şi chiar recifale, calcare grezoase. Depozitele aparţinînd Oxfordianului afloreză în malul drept al Dunării începînd de la nord de Hîrşova şi pînă la nord de localitatea Topalu. Calcarele sînt de obicei de culoare gălbui-albicioasă, albe sau cafenii deschise, mai rar cenuşii deschise ; uneori sînt compacte, dure cu spărtura aşchioasă, iar alteori moi şi friabile. Calcarele sînt de cele mai multe ori în alternanţă cu calcarele silicioase sau cu calcare cu concreţiuni de silex. Calcarele recifale în Oxfordian au fost întîlnite în dealul Baroi şi dealul Viilor şi se deosebesc prin faptul că sînt masive şi lipsite de stratificaţie şi au un conţinut mare în fosile de facies recifal.

În zona cercetată prin foraje a fost evidenţiat atît Oxfordianul inferior în partea vestică a perimetrului cercetat, cît şi Oxfordianul superior în partea estică a perimetrului (forajele 8503, 8507, 8517). În această zonă Oxfordianul superior este reprezentat prin calcare gălbui — albicioase care se găsesc într-un compartiment coborît al unui accident tectonic identificat prin prospecţiuni seismice. Izobatele acoperişului calcarelor calloviene şi oxfordiene sînt evidenţiate în planşa I.

Depozitele aparţinînd Kimmeridgianului dispuse în continuitate de sedimentare cu Oxfordianul aflorează în malul drept al Dunării la nord de Topalu şi în versanţii unor văi scurte. Din punct de vedere litologic Kimmeridgianul este constituit din calcare cu concreţiuni silicioase, calcare recifale, calcare dolomitice, marno — calcare, gresii calcaroase şi argile marnoase verzui.

Cretacicul identificat în zona Hîrşova pentru prima oară de către M. Chiriac (1960) are o răspîndire redusă şi este dispus transgresiv peste un relief preexistent Jurasic. Autorul arată că Apţianul apare sub formă de petece în dealul Baroi şi dealul Viilor, fiind constituit din argile

Institutul Geologic al României

caolinitice, argile nisipoase, nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri. În zona cercetată a fost identificat prin majoritatea forajelor excepție făcînd cele din vestul perimetrului care din aluviuni au intrat direct în calcare (pl.III). Apțianul este constituit la partea superioară în general din argile de culoare deschisă (alb — verzui, cafenii, cenușii) sub care urmează argile de culoare gălbui — roșcate care în bază trec la argile roșii. Acestea conțin granule detritice, mai ales de cuarț, elemente rulate de cuarțite sedimentare, concrețiuni calcaroase cu oxizi și hidroxizi de fier. Acest nivel de argile apțiene provenite din depozite resedimentate într-un mediu continental lacustru mulează un paleorelief jurasic puternic carstificat și afectat de accidente tectonice. Datorită fenomenelor de carst și al condițiilor de depunere, argilele apțiene au o răspîndire neuniformă și grosimi variabile (pl. I, III); grosimea cea mai mare a argilelor a fost identificată în mijlocul perimetrului, forajele 8505, 8506, 8508, 8509, 8510, 8511, 8513, 8514 și 8515 nereușind să ajungă în baza lor. Forajul 8510 executat pînă la a dîncimea de 130 m a deschis orizontul de argile pe o adîncime de 44,30 m fără ca să ajungă în baza lui (pl. III).

În masa argilei s-au identificat două nivele alcătuite din bolovani de calcare callovian-oxfordiene în grosime de 1,70 m și respectiv 3 m (pl. III). În vederea determinării naturii și compoziției mineralogice a argilelor de culoare alb-verzuie, gălbui și roșii s-au efectuat analize roentgenografice și termodiferențiale. Analiza roentgenografică a argilei alb-verzuie situată la partea superioară a complexului de argile apțiene a scos în evidență că dintre mineralele argiloase predomină illitul, caracterizîndu-se din acest punct de vedere ca o argilă illitică cu următoarea compoziție mineralogică aproximativă, illit — 50%, caolinit — 30 — 40%, clorit sub 10%, precum și cantități mici de cuarț, oxizi și hidroxizi de fier.

Analiza termodiferențială efectuată asupra argilelor alb-verzui a scos în evidență efecte termice endoterme și exoterme corespunzătoare la diferite temperaturi specifice illitului; analiza termodiferențială efectuată asupra argilei roșii a scos în evidență aceleași efecte termice cu singura deosebire că efectul endotermic de la 430°C și cel exotermic de la 490°C sînt mascate, datorită prezenței în probă a oxizilor de fier, fapt dovedit și megascopic prin culoarea roșie a acestor argile dată de hematit (Fe_2O_3) și culoarea gălbuie dată de limonit ($Fe_2O_3nH_2O$).

Din punct de vedere genetic aceste argile au luat naștere prin alterarea șisturilor verzi (fapt dovedit de preponderența illitului) din care au

Institutul Geologic al României

rezultat o serie de depozite transportate şi resedimentate într-un mediu continental-lacustru.

Depozitele aparţinînd Albianului aflorează în trei-patru locuri în dealul Viilor şi în extremitatea nordică a dealului Baroi şi se găsesc dispuse peste diferiţi termeni ai Jurasicului superior pe un relief carstic. Depozitele albiene sînt constituite din nisipuri şi gresii glauconitice.

În forajul Ministerului Petrolului (403 cota 11 m) de la Piua Petrii depozitele aparţinînd Cretacicului în grosime de 128 m sînt descrise ca fiind alcătuite din calcare dure, cenuşii-gălbui, limita Cretacic — Jurasic fiind stabilită la adîncimea de 320 m.

Pliocenul a fost identificat pe malul stîng al Dunării tot în forajul de la Piua Petrii prin care se stabileşte limita Pliocen-Cretacic la adîncimea de 192 m. Proba luată cu carota între adîncimile 190 — 190,80 m din baza intervalului atribuit Pliocenului este reprezentată printr-o marnă cenuşie-vînătă din care s-a determinat o macrofaună reprezentată prin *Didacna subcarinata*, fragmente de cardiacee şi lamelibranhiate, gasteropode, precum şi o microfaună reprezentată prin ostracode. N. Grigoraş[6] (1961) atribuie baza acestui interval Ponţianului.

Depozitele cuaternare. Cuaternarul are o largă răspîndire în toată Dobrogea centrală şi este reprezentat prin loessuri, lehmuri şi argile verzui-roşcate cu gipsuri, precum şi prin aluviunile vechi ale Dunării. Depozitele actuale sînt constituite din formaţiuni deluvial-proluviale şi aluviuni noi.

Cercetările noastre ne-au permis să obţinem date complexe atît asupra dezvoltării aluviunilor Dunării şi a naturii petrografice a acestora, cît şi a depozitelor deluvial-proluviale care le acoperă. În acest scop vom face consideraţii de ordin litologic şi geologic pe baza datelor obţinute prin foraje, acestea fiind sintetizate în profilul executat pe direcţia NW—SE (pl. III).

În zona de luncă s-au identificat următoarele nivele litologice distincte din punct de vedere granulometric :

La partea superioară un nivel de aluviuni de luncă subactuale constituite din nisipuri fine-prăfoase, nisipuri fine argiloase şi argile

[6]) N. Grigoraş — Studiul geologic complex al Platformei moesice. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

nisipoase cu grosimi ce variază între 2,20 m şi 22,70 m acesta acoperind întreaga suprafaţă a luncii, are o grosime maximă în partea vestică a perimetrului cercetat, fapt dovedit prin forajele 8519 (14,30 m), 8520 (17,60 m), 8522 (22,70 m). În forajul 8517 executat în estul perimetrului cercetat acest nivel este constituit dintr-o argilă cenuşie-gălbuie cu concreţiuni fero-manganoase şi are o grosime de 17—20 m.

Acest nivel de depozite subactuale aparţine ca vîrstă Holocenului superior (Qh_2^3).

Depozitele menţionate acoperă un complex psamo-psefitic alcătuit din trei nivele distincte din punct de vedere granulometric :

Un nivel superior al aluviunilor constituit din nisipuri fine şi mijlocii cu o granulometrie foarte uniformă şi cu o grosime maximă identificată în forajul 8515 de 39,40 m pe care îl atribuim părţii mijlocii a Holocenului superior (Qh_2^2) : în acest nivel se găsesc uneori lentile de argile nisipoase (pl. III).

Sub acest nivel s-a identificat pe întreaga suprafaţă prospectată un nivel de pietrişuri şi bolovănişuri cu o grosime maximă de 10 m identificată prin forajul 8509 (pl. III). Din examinarea profilelor de foraj rezultă că nivelul de pietrişuri şi bolovănişuri are o dezvoltare mai mare în centrul perimetrului prospectat, fapt dovedit prin forajele 8508 (9,80 m), 8509 (10 m), 8510 (8,50 m), 8511 (10,80 m), 8516 (8,70 m); în restul perimetrului grosimea acestora variază între 1,40 şi 5,50 m. Acest nivel de pietrişuri şi bolovănişuri din complexul aluvionar îl atribuim bazei Holocenului superior (Qh_2^1). Din punct de vedere petrografic, pietrişurile şi bolovănişurile sînt alcătuite din elemente de roci sedimentare şi metamorfice dintre care menţionăm : calcare cu rudişti, nerinei şi corali de vîrstă valanginiană, calcare cu accidente silicioase şi cu geode tapisate cu calcit de vîrstă callovian-oxfordiană, gresii calcaroase glauconitice cenomaniane, conglomerate cuarţitice apţiene, gnaise micacee, cuarţite metamorfice cu rare cristale de biotit, cuarţite cu mineralizaţii de pirită şi marcasită, silexuri negre şi cenuşii provenite din calcarele calloviene şi oxfordiene, micaşisturi, şisturi grafitoase şi cuarţ filonian.

Sub nivelul de pietrişuri şi bolovănişuri s-a identificat un nivel de nisipuri cu o granulometrie variind de la nisipuri fine la nisipuri grosiere cu elemente de pietrişuri (pl. III), care reprezintă depozite pleistocene vechi de vîrstă saint-prestiană, echivalente stratelor de Frăteşti (Qp_1^2).

Institutul Geologic al României

Profilele executate prin foraje indică în cadrul complexului aluvionar variaţii granulometrice importante atît pe verticală cît şi pe orizontală. Variaţia granulometriei în adîncime o punem în legătură cu variaţiile puterii de aluvionare ale fluviului. În nivelul superior al aluviunilor noi, reprezentat prin nisipuri fine şi mijlocii, se constată de asemenea o dispoziţie lenticulară a unor depozite cu conţinut granulometric diferit reprezentat prin argile nisipoase, fapt care indică existenţa unui curs oscilatoriu al fluviului pe întreaga luncă. În planşa II sînt evidenţiate izopahitele complexului aluvionar.

Tectonica

Ca accidente tectonice, I. Simionescu (1907) evidenţiază la nord de dealul Baroi o falie cu direcţia aproximativă est — vest. Pe această falie vin în contact de front depozitele oxfordiene din flancul nordic al ei cu depozitele calloviene din flancul sudic.

În ceea ce priveşte existenţa faliei determinată seismic, forajele 8503, 8507, 8517 confirmă existenţa acesteia prin identificarea în estul zonei a calcarelor gălbui — albicioase aparţinînd Oxfordianului superior, pe cînd forajele executate la vest de falie au identificat calcare cenuşii cu concreţiuni silicioase aparţinînd Callovianului superior (Oxfordianului inferior), deosebite ca facies de cele din compartimentul coborît al faliei situată în partea de nord-est. Elementele faliei nu au putut fi determinate prin foraje, deoarece aceasta ar fi necesitat executarea unui număr mare de foraje în zona faliei trasată cu ajutorul datelor seismice.

Consideraţii hidrogeologice

Condiţiile geologice — litologice şi hidrogeologice din zona cercetată au favorizat localizarea în complexul aluviunilor Dunării a unui bogat strat acvifer freatic cu o grosime maximă de 70—75 m în zona centrală şi de vest; spre est grosimea stratului acvifer freatic scade progresiv la 20—25 m (pl. II).

Datorită existenţei în coperişul complexului aluvionar a nivelului de nisipuri fine prăfoase, nisipuri fine argiloase şi argile nisipoase practic impermeabile sau slab permeabile, stratul acvifer menţionat are un caracter ascensional ca urmare a legăturii lui directe cu Dunărea.

Institutul Geologic al României

Nivelele hidrostatice identificate prin foraje se găsesc la adîncimi care variază între 0,50 m şi 5,80 m, acestea fiind mai coborîte în zonele în care grosimea aluviunilor prăfoase-argiloase nisipoase sînt mai groase.

În unele zone cu caracter slab depresionar la intercepţia complexului psamo-psefitic sau în apropiere de nivelul de pietrişuri cu bolovănişuri (pl. III) stratul acvifer s-a manifestat artezian ca o consecinţă a creşterii nivelului Dunării şi inundării zonelor învecinate (zona cercetată fiind protejată de dig) în perioada executării lucrărilor pe teren, obţinîndu-se următoarele debite prin deversare liberă (tabelul 1).

Tabelul 1

Forajul	Înălţime de deversare (m)	Debit (l/s)
8 509	+0,40	0,3
8 510	+0,40	7,0
8 512	+0,10	0,3

Stratul acvifer s-a manifstat de asemenea ascensional sau artezian în unele cazuri la intercepţia calcarelor jurasice din fundament; astfel stratul acvifer cu caracter ascensional şi nivel hidrostatic identificat prin forajul 8522 la adîncimea de 5,80 m, şi-a păstrat acest caracter pînă la intercepţia calcarelor jurasice (adîncimea 80,50 m), cînd s-a manifestat artezian obţinîndu-se un debit de 1,4 l/s prin deversare liberă la înălţimea de + 1,50 m. În forajul 33, executat de I. C. S. E. pe Ostrovul Gîştii, stratul acvifer freatic s-a manifestat artezian la intercepţia calcarelor jurasice (adîncimea 84,50 m) deversînd liber la + 2,30 m.

Apariţia apelor arteziene la intercepţia calcarelor jurasice se datoreşte captării prin foraje a unor grifoane cu ape fierbinţi care vin din profunzime cu presiune şi cu temperatură ridicată.

În vederea determinării parametrilor hidrogeologici ai stratului acvifer freatic din zona Hîrşova — Vadu Oii, Intreprinderea Prospecţiuni a executat încercări experimentale prin pompări în anul 1960. Forajul 3508 executat pe adîncimea de 62,60 m a identificat stratul acvifer între adîncimile de 2,20 şi 61,35 m; forajul a fost echipat cu filtre pe tronsonul 32,80—60,30 m. Prin pompări s-au obţinut următoarele debite şi coeficienţi de filtraţie (tabelul 2).

Institutul Geologic al României

Datele obţinute prin pompări indică o bună permeabilitate şi o mare capacitate de debitare a complexului aluvionar.

Caracteristică pentru stratul acvifer freatic din zona cercetată este temperatura ridicată a apei; în timp ce în partea de est a perimetrului

Tabelul 2

Foraul	Debit l/s	Denivelare S(m)	Coeficient de filtraţie K (m/24 h)
3 508	6,0	0,43	47,5
3 508	10,2	0,74	48,8
3 508	20,0	1,5	48

(forajele 8503, 8504, 8505, 8517), temperaturile au variat între 11,30° C şi 16 C spre vest pe linia forajelor 8510,8509, 8519, 8522, 8523 (pl. III) acestea au crescut apreciabil, variind între 36° C şi 42° C. Remarcăm faptul că în zona de est, în care s-au înregistrat temperaturi scăzute ale apei, aluviunile repauzează pe argilele apţiene, iar în zona de vest cu temperaturi ridicate pe calcare sau forajele în care s-au evidenţiat aceste temperaturi sînt amplasate în apropiere de limita argile — calcare.

Temperaturi ridicate ale apei s-au înregistrat şi în forajele executate de I. C. S. E. pe ostrovul Gîştei, care la intercepţia calcarelor au prezentat temperaturi de 45° C (forajul 12) şi 39° C (forajul 33); pe ostrovul Gîştei apar de asemenea la zi o serie de izvoare care au generat mici lacuri cu temperaturi ce variază între 22° C şi 24° C.

La sud de Hîrşova, la Celea Mare şi Celea Mică, apar direct din calcare emanaţiuni de vapori de apă.

Temperaturile ridicate ale apei stratului acvifer freatic se datoresc amestecului acestora cu ape hipertermale provenite din profunzime, care circulă prin fisurile şi golurile carstice caracteristice calcarelor jurasice şi cretacice precum şi pe liniile de fracturi [7].

În ceea ce priveşte originea apelor fierbinţi, care vin din profunzime considerăm că acestea sînt de origine vadoasă care infiltrîndu-se în calcare ajung în profunzime, unde îşi ridică temperatura conform

[7] În forajul 403, executat de Ministerul Petrolului pe malul stîng al Dunării la Piua Petrii, s-au înregistrat la baza calcarelor cretacice (adîncimea 280—302 m), ape hipertermale cu o temperatură de 50°C şi cu un debit de 45 vagoane/24 h.

Institutul Geologic al României

treptei geotermice, iar atunci cînd vin în contact cu linii de dizlocaţie urcă la suprafaţă unde apar sub formă de grifoane mascate în zona cercetată de depozitele aluvionare.

Temperatura ridicată a apelor ce vin din profunzime este condiţionată în afară de gradientul geotermic corespunzător adîncimii la care au ajuns şi de condiţiile în care acestea apar la baza aluviunilor, temperatura lor fiind cu atît mai ridicată cu cît ascensiunea lor are loc sub o înclinare cît mai apropiată de verticală şi cu cît debitul lor este mai mare.

Temperaturile apreciabile ale apei stratului acvifer freatic ca o consecinţă a amestecului lor cu apele fierbinţi care vin din profunzime, ne îndreptăţeşte să admitem o circulaţie mult mai largă a acestora din urmă prin calcarele cretacice şi jurasice din cadrul sedimentarului platformei moesice unde au avut condiţii prielnice de ridicare a temperaturii în adîncime pe baza gradientului geotermic.

Consideraţii hidrochimice

Analizele chimice efectuate asupra unui număr de 60 probe de apă prelevate din foraje şi izvoarele ce apar la baza taluzelor albiei pîrîului Puturosu, au permis să se stabilească valorile medii minime şi maxime ale principalilor ioni din apă (tabelul 3):

Aşa după cum rezultă din analizele chimice, caracteristic pentru apele localizate în aluviunile Dunării (zona Hîrşova — Vadu Oii) este mineralizaţia totală care constă din minimum 1,385 gr săruri dizolvate la litru, predominînd ionii de clor şi sodiu. În cantităţi mai mici se găsesc ionii bicarbonat (HCO_3^-), calciu (Ca^{++}), magneziu (Mg^{++} şi sulfat SO_4^{--}), la care se adaugă ionii de brom (Br^-), iod (I^+) şi gaze libere printre care bioxid de carbon (CO_2) şi hidrogen sulfurat (H_2S).

Analizele chimice efectuate asupra unor probe de apă prelevate din acelaşi complex aluvionar al Dunării, interceptat prin forajul 3507 situat pe braţul Turceasca (cca 5 km nord de zona cercetată), au scos în evidenţă o compoziţie chimică (tabelul 4) cu totul diferită de cea a apelor din zona Hîrşova — Vadu Oii.

Rezultă o mineralizaţie totală de 718, 38 mg/l, ionul predominant fiind cel de bicarbonat (HCO_3^-) caracteristic pentru apele dulci. Caracterul chimic al acestei ape este bicarbonatat, calcic şi magnezian (pl.IV).

Institutul Geologic al României

Tabelul 3

Compoziţia ionică	Valori		
	medii	minime	maxime
Mineralizaţia totală (mg/l)	2300—2400	1 385	4 150
Duritatea totală (grade germane)	20—30	19,0	65,0
pH	7,5—8	7	9
Clor (Cl^-) mg/l	1000—1100	351	1 840
Sulfuric (SO_4^-) mg/l	100—200	7,7	591
Bicarbonic (HCO_3^-) mg/l	200—400	134	571
Brom (Br^-) mg/l	1—2	urme	6,7
Iod (I^-) mg/l	0,1—0,2	urme	0,8
Sodiu (Na^+) mg/l	500—600	280	1 096
Potasiu (K^+) mg/l	25—30	6,2	46
Calciu (Ca^{++}) mg/l	100—150	46,6	250,2
Magneziu (Mg^{++}) mg/l	60—70	42,3	127,9
Fier (Fe) mg/l	0,0—0,5	urme	57,3
Acid metaboric (HNO_2) mg/l	10—15	urme	16,2
Hidrogen sulfurat (fixat) (H_2S) mg/l	0—1	urme	84,6
Bioxid de carbon (fixat) (CO_2) mg/l	50—100	4,4	300

Tabelul 4

Anioni	mg/l	Cationi	mg/l
Clor (Cl^-)	14,0	sodiu (Na^+)	30,82
		potasiu (K^+)	
Bicarbonat (HCO_3^-)	525	magneziu (Mg^{++})	28,2
Sulfat (SO_4^{--})	10,36	calciu (Ca^{++})	103,88
		fier (Fe^{++})	6,2
Total	549,36	—	169,02
Rezidiu fix la 180°C	475,0	—	—
Duritatea totală	21,40	—	—
Hidrogen sulfurat	prezent	—	—

Mai la nord, în lunca Dunării şi bălţile Brăilei, analizele chimice efectuate asupra unui număr de 17 probe apă prelevate din complexul aluviunilor Dunării au scos în evidenţă caracterul alcalin al acestora, conţinînd în general peste 1 gr săruri dizolvate la litru dintre acestea predominînd bicarbonatul de sodiu şi potasiu.

Institutul Geologic al României

Reprezentînd la scara semilogaritmică (planşa IV) principalii ioni caracteristici apelor din zona Hîrşova — Vadu Oii rezultă că acestea au un caracter chimic unitar pe întreaga zonă, predominînd în compoziţia lor chimică, aşa după cum am arătat, ionii de Cl^- şi Na^+. Prezenţa în cantităţi apreciabile în apele freatice a ionilor de Cl^- şi Na^+ asociaţi cu I^- şi Br^-, considerăm că se datoreşte amestecului acestora cu apele mineralizate şi fierbinţi care vin din profunzime[8]).

Hidrogenul sulfurat din apele freatice provine din apele care circulă prin orizontul superior al şisturilor verzi. Piritele, care se găsesc frecvent sub formă de mineralizaţii în şisturile verzi, sînt oxidate după următoarea reacţie:

$$FeS_2 + 3\,O + H_2O = FeS_4 + H_2S$$

Din oxidarea piritelor rezultă H_2S.

Ţinînd cont de temperaturile şi compoziţia chimică a apelor freatice din zona Hîrşova — Vadu Oii, acestea se caracterizează ca ape termominerale, clorosodice, sulfuroase cu concentraţie în săruri scăzută.

Din punct de vedere al temperaturii, acestea fac parte din categoria apelor mezotermale.

Concluzii

Din punct de vedere litologic-geologic zona cercetată este alcătuită din depozite jurasice, cretacice şi cuaternare care sînt dispuse pe un fundament alcătuit din şisturi verzi.

Depozitele jurasice reprezentate prin etajele Bathonian superior, Callovian, Oxfordian şi Kimmeridgian sînt constituite din calcare, marne, gresii şi conglomerate luînd parte la alcătuirea sinclinalului Hîrşova — Tichileşti — Gălbiori — Băltăgeşti — Topalu.

Depozitele cretacice care sînt reprezentate prin argile, nisipuri şi gresii glauconitice sînt dispuse transgresiv peste un relief preexistent jurasic carstificat şi afectat de accidente tectonice. Argilele albe — verzui, gălbui şi roşii de vîrstă apţiană evidenţiate prin foraje, mulează în zona cercetată un paleorelief jurasic. După compoziţia lor chimică acestea sînt de natură illitică. Nisipurile şi gresiile glauconitice de vîrstă albiană se

[8]) Apele hipertermale evidenţiate la baza calcarelor cretacice prin forajul Ministerului Petrolului de la Piua Petrii conţin 15 Kg săruri/vagon.

Institutul Geologic al României

întîlnesc în dealul Viilor şi extremitatea nordică a dealului Baroi, acestea fiind sedimentate într-un relief carstic.

Depozitele cuaternare au o largă răspîndire în zona cercetată şi sînt reprezentate prin aluviunile Dunării în cadrul cărora s-au evidenţiat mai multe nivele distincte din punct de vedere al compoziţiei granulometrice :

La partea superioară un nivel constituit din depozite subactuale de vîrstă holocen-superioară reprezentate prin nisipuri fine, prăfoase, nisipuri fine argiloase şi argile nisipoase cu grosimi ce variază între 2,20—22,70 m.

Depozitele menţionate acoperă un complex psamo-psefitic alcătuit din trei nivele distincte din punct de vedere al compoziţiei granulometrice :

Un nivel superior al aluviunilor atribuite ca vîrstă părţii inferioare a Holocenului superior care sînt constituite din nisipuri fine şi mijlocii cu o granulometrie uniformă şi cu o grosime maximă de 39—40 m;

Un nivel de pietrişuri şi bolovănişuri constituite din roci sedimentare şi metamorfice cu o grosime maximă de 10 m atribuite ca vîrstă bazei Holocenului superior;

Sub nivelul de pietrişuri şi bolovănişuri s-a identificat un nivel de nisipuri fine la grosiere cu elemente de pietrişuri care reprezintă depozite pleistocene vechi de vîrstă saint-prestiană echivalente stratelor de Frăteşti. Aluviunile au o grosime maximă de 70—75 m în zona centrală şi de vest, iar în partea de est a perimetrului cercetat grosimea lor scade la 20—25 m.

Din punct de vedere hidrogeologic, în complexul aluviunilor Dunării este localizat un puternic strat acvifer freatic care datorită existenţei în coperiş a depozitelor impermeabile sau slab permeabile şi a legăturii lui directe cu Dunărea are un caracter ascensional pe întreaga suprafaţă cercetată.

Pompările experimentale efectuate în vederea determinării parametrilor hidrogeologici ai stratului acvifer freatic din zona Hîrşova — Vadu Oii au scos în evidenţă o bună permeabilitate şi o mare capacitate de debitare a complexului aluvionar.

Prin pompări s-au obţinut următoarele debite şi coeficienţi de filtraţie.

Institutul Geologic al României

Temperaturile ridicate ale apei stratului acvifer freatic (36 — 42° C) se datoresc amestecului acestora cu apele hipertermale care vin din profunzime pe liniile de fracturi care afectează calcarele jurasice şi cretacice.

În ceea ce priveşte orginea apelor fierbinţi care vin din profunzime considerăm că acestea sînt de origine vadoasă. Prin infiltrare în

Tabelul 5

Forajul	Debit l/s	Denivelare S (m)	Coeficient de filtraţie K (m)/24 h
3 508	6,0	0,43	47.5
3 508	10,2	0,74	48,8
3 508	20,0	1,5	48.0

calcare acestea ajung în profunzime, unde îşi ridică temperatura conform treptei geotermice, iar atunci cînd vin în contact cu linii de dislocaţie urcă la suprafaţă unde apar sub formă de grifoane mascate în zona cercetată de depozitele aluvionare.

Temperaturile apreciabile ale stratului acvifer freatic ca o consecinţă a amestecului lor cu apele fierbinţi care vin din profunzime, ne îndreptăţesc să admitem o circulaţie mult mai largă a acestora din urmă prin calcarele cretacice şi jurasice din cadrul sedimentarului platformei moesice unde au avut condiţii prielnice de ridicare a temperaturii datorită gradientului geotermic odată cu pătrunderea lor în adîncime.

Din punct de vedere hidrochimic, caracteristic pentru apele localizate în aluviunile Dunării (zona Hîrşova — Vadu Oii) este mineralizaţia totală care constă din minimum 1,385 gr săruri dizolvate la litru de apă. În compoziţia chimică a acestor ape predomină ionii de Cl^- şi Na^+ care le dă un pronunţat caracter clorosodic; în cantităţi mai mici se găsesc ionii HCO_3^-, Ca^{++}, Mg^{++} şi SO_4^{--}, la care se adaugă ionii de Br^-, I^- şi gaze libere printre care CO_2 şi H_2S. Compoziţia chimică a acestor ape este cu totul diferită de cele localizate în complexul aluviunilor Dunării din lunca şi bălţile Brăilei. În compoziţia chimică a acestor ape predomină ionul HCO_3^- caracteristic pentru apele dulci. Din punct de vedere chimic acestea se caracterizează în general ca ape bicarbonatate — calcice şi magneziene sau ca ape alcaline în care predomină bicarbonatul de sodiu şi potasiu.

Institutul Geologic al României

Prezenţa în cantităţi apreciabile în apele freatice din zona Hîrşova — Vadu Oii a ionilor Cl^- şi Na^+ asociaţi cu Br^- şi I^- considerăm că se datoreşte amestecului acestora cu apele mineralizate şi fierbinţi care vin din profunzime.

Faţă de cele de mai sus apele freatice din zona Hîrşova — Vadu Oii se caracterizează ca ape termominerale clorosodice, sulfuroase cu o concentraţie în săruri scăzută.

BIBLIOGRAFIA

Anastasiu V. (1896). Note préliminare sur la construction géologique de la Dobrogea. *Bull. Soc. Géol. France.* sér. 3, XXXIV.

Anastasiu V. (1897) Le Trias de la Dobrogea. *Bull. Soc. Géol. France*, série 3, XXV.

Anastasiu V. (1898). Contributions à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie), Thèse, Paris.

Bărbulescu A. (1960). Asupra prezenţei etajului albian în zona recifului neojurasic de al N de Hîrşova. *An. Univ. „Bucureşti", Seria Ştiinţ. — Nat. — Geol. — Geogr.*, Nr. 23.

Chiriac M., Lăcătuşu A. (1965). Contribution à la connaissance des schistes verts dans la partie sud de la Dobrogea centrale. Acad. RSR. *Revue Roumaine de géologie géophisique et géographie, série de Géologie*, Tom. 9 nr. 2.

Ciocîrdel R., Protopopescu-Pache E. (1955). Consideraţii hidrogeologice asupra Dobrogei. *Com. Geol. St. Tehn. şi Econ. Seria E, Hidrogeologie.*

Cosma St., Teodoru I. Brestoiu C. (1962). Cercetări geologice în Dobrogea centrală *D. S. Inst. Geol.* XLVI (1958—59). Bucureşti.

Liteanu E. (1953). Geologia ţinutului de cîmpie din bazinul inferior al Argeşului şi a teraselor Dunării. *Com. Geol. St. Tehn. şi Ec. Seria E, Hidrogeologie*, Nr. 2, Bucureşti.

Liteanu E. (1956 a). Geologia şi hidrogeologia ţinutului Dunărean dintre Argeş şi Ialomiţa. *Com. Geol. St. Tehn. şi Ec. Seria E, Hidrogeologie*, Nr. 4, Bucureşti.

Liteanu E. (1956 b).Raionarea apelor de adîncime din cîmpia Română orientală Acad. RPR, *Bul. Ştiinţ. al Secţiei Geol. Geogr.* Nr. 1—2, Bucureşti.

Liteanu E. (1961 a). Cercetări geologice şi hidrogeologice în cîmpia Română de N E. *Com. Geol. St. Tehn. şi Ec., Seria E Hidrogeologie*, Nr. 5, Bucureşti.

Liteanu E., Pricăjan A., (1961 b). Cîteva date asupra provenienţei ionilor „brom" şi „iod" din lacurile sărate ale Cîmpiei Române orientale. *Com. Geol. St. Tehn şi Ec., Seria E, Hidrogeologie*, Nr. 5, Bucureşti.

Peters K. (1867). Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrutscha, Denkschrift S.K. Akad. Wiss., Wien, Bd. 27.

Pricăjan A. (1961). Cercetări hidrogeologice în ţinutul de cîmpie dintre Buzău şi Ialomiţa. *Com. Geol. St. Tehn. şi Ec., Seria E, Hidrogeologie*, Nr. 5, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Simionescu I. (1907). Studii geologice şi paleontologice din Dobrogea. Fauna cephalopodelor de la Hîrşova. *Acad. Rom., Fond. „V. Adamachi"* IV, Bucureşti.

Simionescu I. (1909). Le Jurassique de Dobrogea. Ann. Sci. Univ. Jassy, VI, Iaşi.

Simionescu I. (1910). Studii geologice şi paleontologice din Dobrogea, II, Lamellibranchiate, gasteropode, brachiopode şi echinoderme din păturile jurasice de la Hîrşova. *Acad. Rom. Fond. „V. Adamachi"*, *IV*, Bucureşti.

Spînoche S., Spînoche Eleonora (1967). Prospecţiuni seismice de refracţie în regiunea Hîrşova — Vadu Oii. *D. S. Com. Stat Geol.* LII/3. Bucureşti.

RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES POUR EAUX THERMOMINERALES DE LA ZONE HÎRŞOVA — VADU OII

PAR

V. CONSTANTINESCU, M. CROITORU

(Résumé)

Les auteurs exposent les résultats des recherches hydrogéologiques qu'ils ont effectuées dans la zone Hîrşova — Vadu Oii afin de déterminer les conditions hydrogéologiques d'apparition des eaux thermominérales.

Dans la zone centrale et occidentale, la couche aquifère phréatique, localisée dans le complexe des alluvions du Danube, est épaisse de 70 à 75 m, à l'est son épaisseur varie entre 20—25 m.

Les températures élevées (36—42C) de l'eau de la couche aquifère sont dues au mélange de celle-ci et des eaux bouillantes qui montent des profondeurs et circulent le long des fissures, des vides carstiques et des lignes de fracture dont les calcaires crétacés et jurassiques sont affectés dans le sédimentaire de la Plateforme moesienne et de la Dobrogea centrale.

La minéralisation totale des eaux phréatiques varie entre 1,385 g/l et 4,150 g/l et consiste en ions de Cl^- et Na^+ qui lui prêtent un caractère chlorosodique accusé ; de moindres quantités de ions de HCO_3 Ca^{++}, Mg^{++}, SO^{++}, I^-, Br^- s'y ajoutent ainsi que des gaz libres dont CO_2 et H_2O.

La prédominance des ions de Cl^+ et Na^+ associés à I^- et Br^- est l'effet des eaux phréatiques qui se sont mêlées à celles minéralisées

Institutul Geologic al României

provenues des profondeurs et qui apparaissent à la base des alluvions sous la forme de „griphons".

Leur température et leur composition chimique caractérisent les eaux phréatiques de la zone en question comme des eaux mésothermales, chlorosodiques à basse concentration en sels.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte des isobates des argiles et des calcaires situés sous le complexe aquifère de la zone Hîrşova-Vadu Oii.

1, Quaternair (loess); 2, Crétacé (Albien, Aptien); 3, Jurassique (Oxfordien, Bathonien supérieur + Callovien); 4, argiles; 5, calcaires; 6, faille; 7, forages.

Planche II

Carte des isopachites du complexe aquifere de la zone Hîrşova-Vadu Oii.

1, profil hydrogéologique; 2, forage $\frac{\text{numéro du forage}}{\text{cote du forage}}$ 3, forage mécanique.

Planche III

Profil hydrogéologique dans la zone Hîrşova-Vadu Oii.

Qh_2^1, Holocène supérieur; Qh_2^2, partie inférieur du Holocène supérieur; Qh_2^1, base du Holocène supérieur; Qp_1^2 Pléistocène inférieur (Couches de Frăteşti); 1, sol végétal; 2, argile à concrétions calcaire; 3, argile savleuse; 4, sable; 5, sable argileux; 6, sable à gravier; 7, cailloutis à gravier — niveau de cailloutis calcaire en argiles; 8, calcaires; 9, niveau hydrostatique (profondeur du niveau hydrostatique); 10, forage $\frac{\text{numéro du forage}}{\text{cote du forage}}$.

Planche IV

Représentation à l'échelle semilogarythmique du chimisme des échantillons d'eau des forages du profil I.

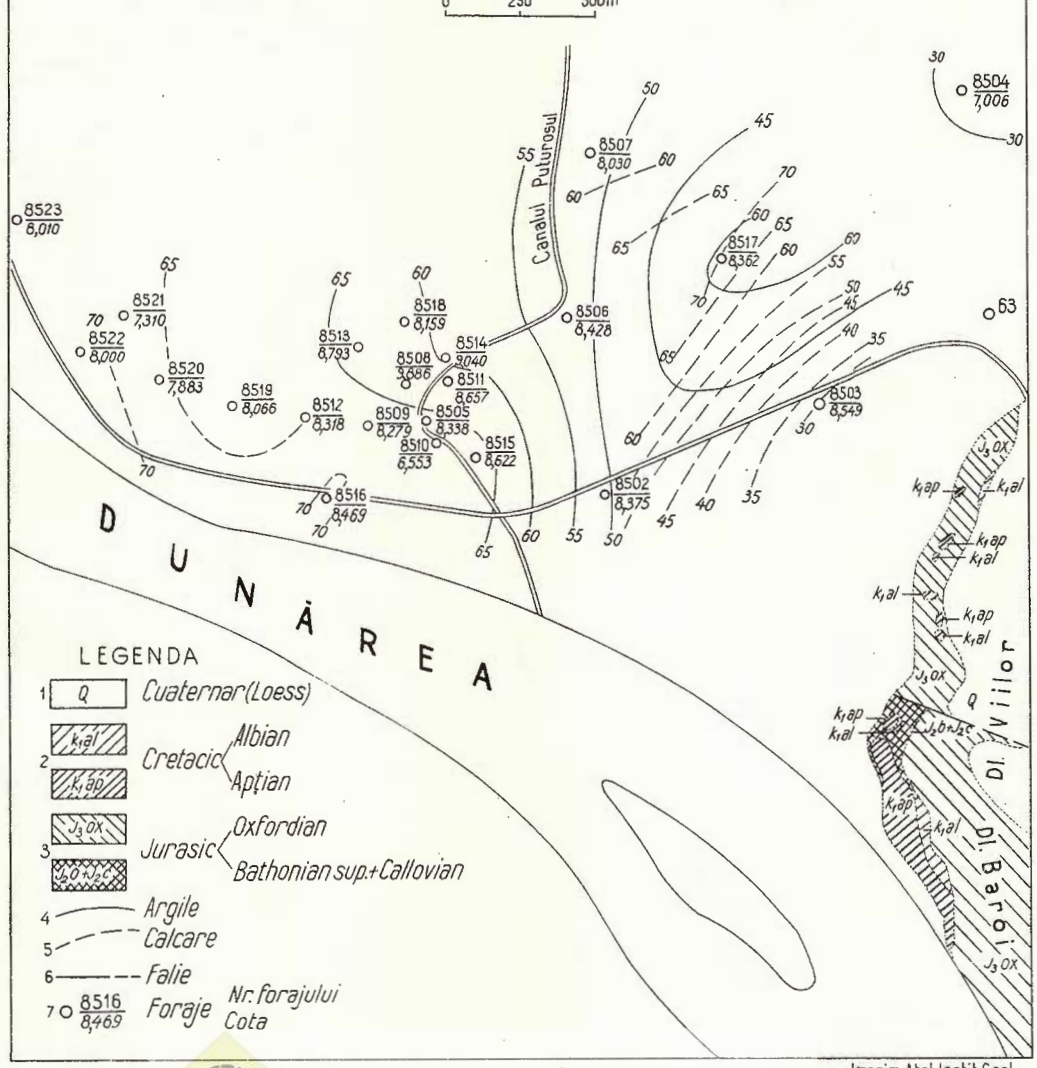
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

V. CONSTANTINESCU – M. CROITORU

HARTA IZOBATELOR ARGILELOR ŞI CALCARELOR SITUATE SUB COMPLEXUL ACVIFER DIN ZONA HIRŞOVA-VADU OII

0 250 500m

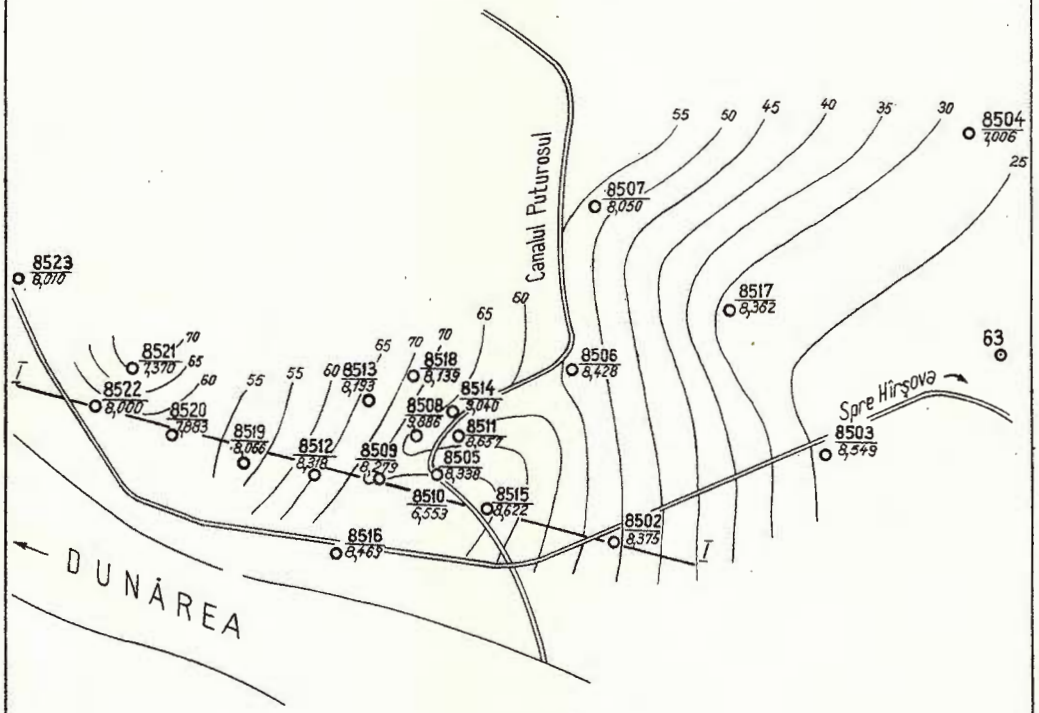


Institutul Geologic al României

V. CONSTANTINESCU – M. CROITORU

HARTA IZOPAHITELOR COMPLEXULUI ACVIFER DIN ZONA HÎRŞOVA–VADU OII

0 250 500m



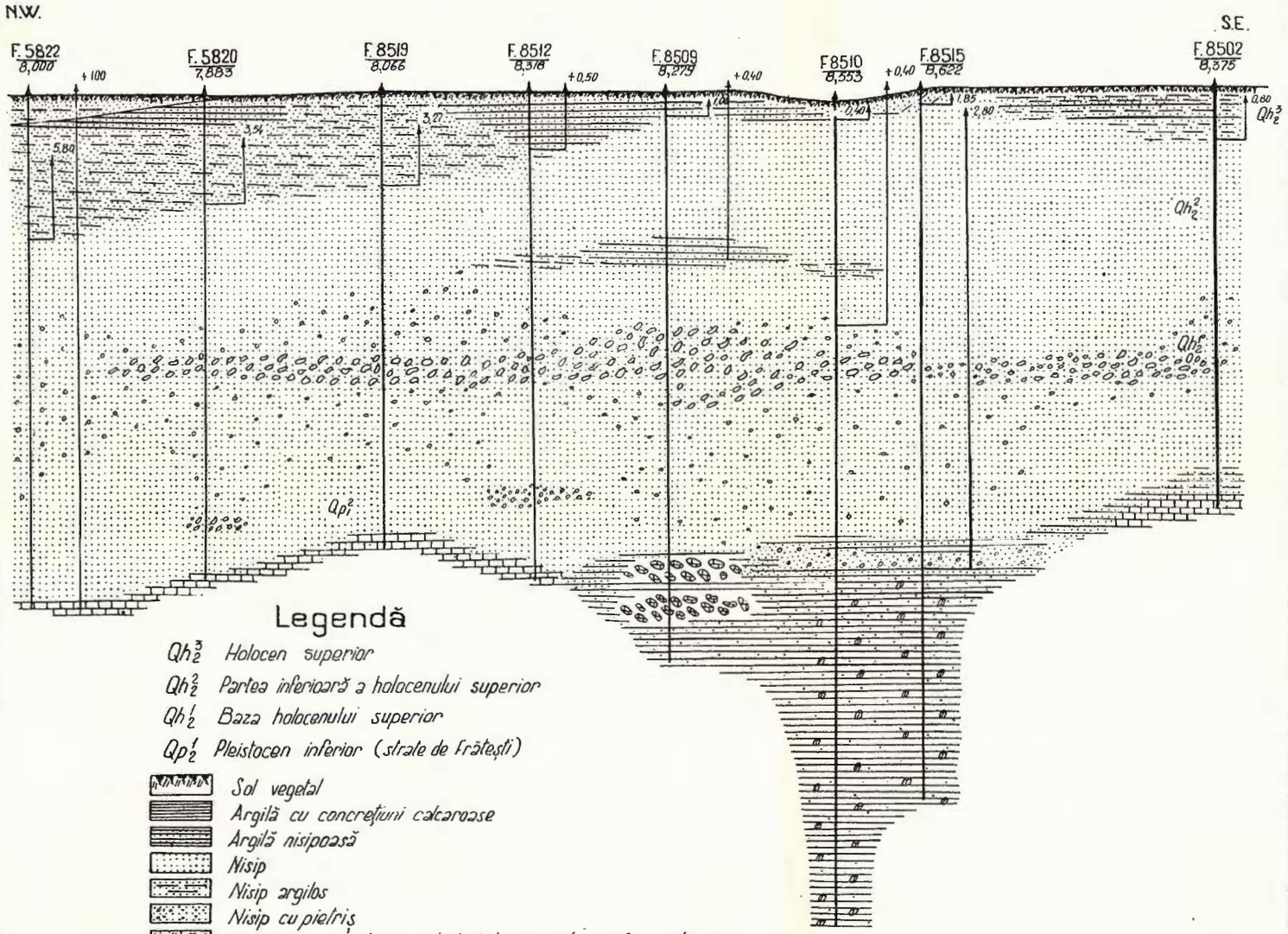
LEGENDA

1. I——I Profil hidrogeologic
2. 8503 / 8,543 Foraje — Nr. Forajului / cotă Forajului
3. Foraj mecanic

Institutul Geologic al României

PROFIL HIDROGEOLOGIC IN ZONA HÎRŞOVA – VADU OII

SCARA : Lungimilor: 1:20000
Înălţimilor: 1:1000



Legendă

Qh_2^3 Holocen superior

Qh_2^2 Partea inferioară a holocenului superior

Qh_2^1 Baza holocenului superior

Qp_2^1 Pleistocen inferior (stratele de Frăteşti)

- Sol vegetal
- Argilă cu concreţiuni calcaroase
- Argilă nisipoasă
- Nisip
- Nisip argilos
- Nisip cu pietriş
- Bolovăniş cu pietriş - nivel de bolovăniş calcaros în argile
- Calcar

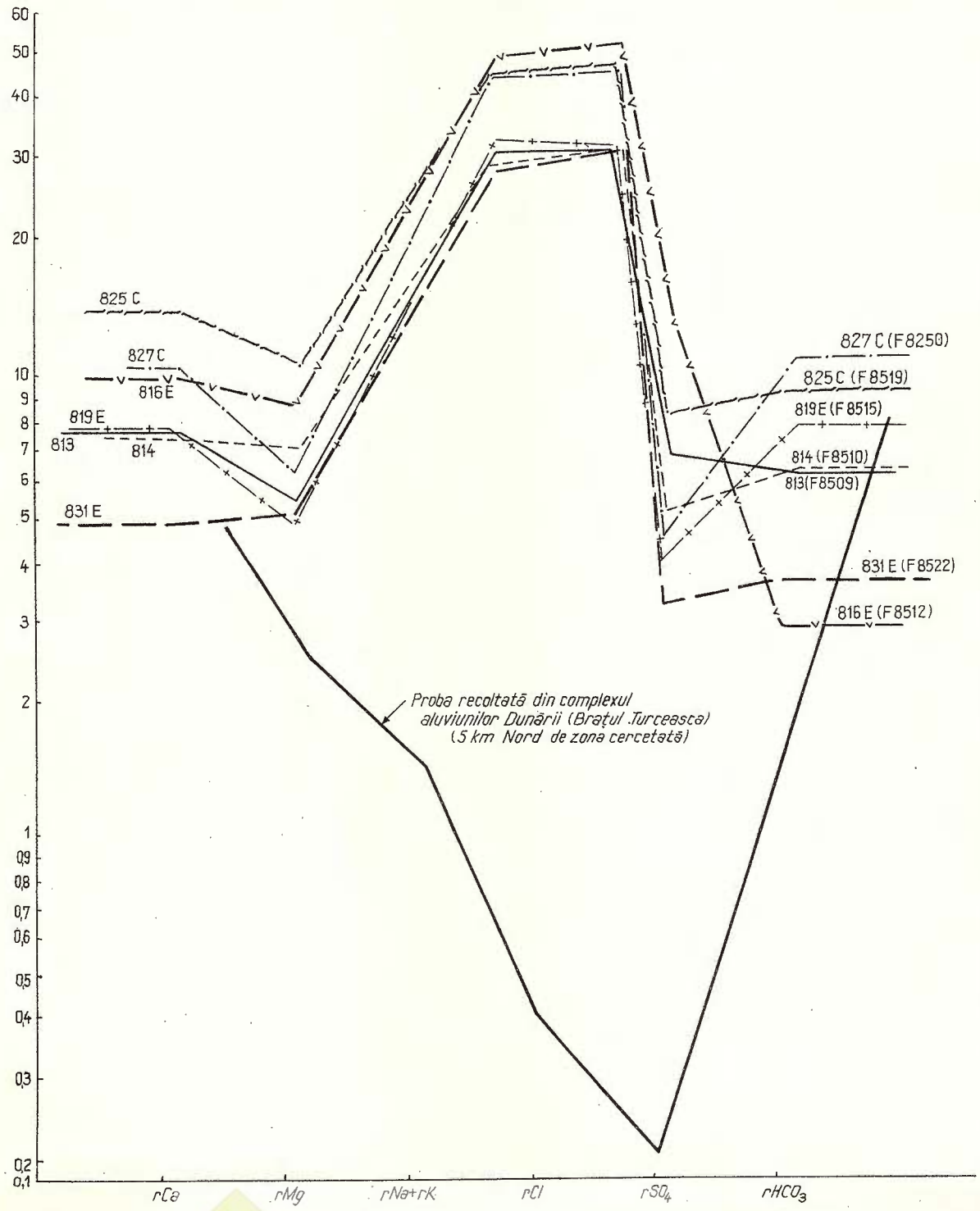
2.80 Nivel hidrostatic (2,80 ad. nivelului hidrostatic)

F. 8510 / 8,632 Foraj — Numărul forajului / cota forajului

Desenat Popescu N.

Institutul Geologic al României

REPREZENTAREA LA SCARA SEMILOGARITMICĂ A CHIMISMULUI PROBELOR DE APĂ DIN FORAJELE DE PE PROFILUL I



Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

GEOLOGIE TEHNICĂ

ASUPRA TERMINOLOGIEI ÎN GEOTEHNICĂ [1])

DE

A. MAMULEA[2])

Abstract

On Terminology in Geotechnics. In the first part of the paper, the collaboration between the geollogist and the civil engineer is discussed. In the second part the absence of concordance between the definition and meaning of some terms in geotechnics is evidenced. The author suggests the adoption of the classification recommended by A. Dessio, as well as the introduction of the term regolith.

Generalităţi. Geotehnica, ştiinţă geologică, prin sarcinile şi problemele sale, este strîns legată cu o serie de discipline tehnice din domeniul construcţiilor şi exploatărilor. Lărgirea considerabilă a sferei sale de activitate şi contactul cu disciplinele străine geologiei, a determinat apariţia multor termeni noi precum şi a numeroase sinonime. Unii din termenii noi creaţi nu definesc corect şi ştiinţific fenomenele şi adesea nu sînt acceptaţi în unanimitate, altora li s-a extins exagerat conţinutul. Există termeni care datorită unei traduceri eronate dintr-o limbă în alta li s-au deformat sensul. Adesea, în grabă, fără o analiză temeinică, au fost acceptaţi şi introduşi în literatura de specialitate, termeni care de cele mai multe ori produc confuzii şi împiedică generalizarea unor rezultate obţinute în studiile efectuate. Părerea unanimă este, că terminologia în geotehnică, nu este încă stabilizată. Această problemă este dis-

[1]) Comunicare în şedinţa din 11 III 1966.

[2]) Intreprinderea Geologică de Prospecţiuni Şos. Kiseleff nr. 2. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

cutată pe plan mondial, în comisii internaţionale, dar pînă în prezent stadiul propunerilor nu a fost depăşit. Această situaţie a determinat pe unii autori ca în manualele publicate să întocmească adevărate dicţionare, în care să explice terminologia folosită şi sensul unor sinonime (Ralph E. Grim, Clay Mineralogy ediţia 1953, Joseph M. Trefenthen, Geology for Engineers ediţia 1959. Edward C. Dapples, Basic Geology for Science and Engineering ediţia 1959. George B. Sowers and George F. Sowers, Soil Mechanics and Foundation ediţia 1961.

Cum este şi firesc majoritatea definiţiilor diferă de la autor la autor, aşa că ele rămîn valabile numai pentru manualul respectiv. Se întîmplă ca definiţia dată de autor să nu fie cuprinzătoare şi adesea termeni care sînt definiţi într-un fel sînt utilizaţi în text cu alt înţeles.

Autorii care nu definesc de la început termenii pe care îi folosesc în text, le schimbă înţelesul de la un capitol la altul : vezi Neumann, Geologie für Bauingenieure, 1964 ; Karol F. G. Keil, Geotechnik, 1959.

Pentru clasificarea acestei situaţii J. Talobre, în manualul său ; La Mécanique des Roches, 1957, la pagina 19 scrie : „Nécessité d'un langage normalisé.[3] L'emploi d'indices de qualité ne dispense pas de l'emploi de termes descriptifs destinés à remplacer ces indices ou les préciser. Et si les correspondances entre les divers indices s'établissent difficilement, c'est encore avec plus de difficulté que se déffinissent les significations accordées aux termes descriptifs par les specialistes et par les utilisateur des roches. Il serait souhaitable que les usages de la géologie soient uniformément adopté, et qu'ils soient même précisé sur les points qui peuvent le demander. La normalisation du langage pourrait s'étendre à l'échelle international en prenant exemple du travail proposé pour l'A. S. C. E. dans le rapport préliminaire d'août 1951".

[3]) Necesarul unui limbaj normalizat. Folosirea indicilor de calitate, nu ne scuteşte de folosirea termenilor descriptivi, destinaţi să înlocuiască aceşti indici sau să-i precizeze. Dacă corespondenţele între diverşi indici se stabilesc cu dificultate, cu atît este mai dificil, să se definească semnificaţia acordată termenilor descriptivi de către specialişti şi de cei care utilizează rocile. Ar fi de dorit ca termenii folosiţi în geologie să fie adoptaţi uniform şi să fie chiar precizate ocaziile în care vor fi folosiţi. Normalizarea limbajului va putea să fie făcută la scară internaţională luînd ca exemplu lucrarea propusă, pentru soluri, de A.S.C.E., în raportul ei preliminar din august 1951.

Institutul Geologic al României

N e u m a n n , în Geologie für Bauingenieure, ediţia din 1964 precizează la prima pagină :

„Nur[4] derjenige Ingenieur, welcher über die erforderlichen geologischen und mineralogisch-petrographischen Kentnisse verfügt und im stande ist, sie richtig anzuwenden, wird die Natur verstehen und nicht überflüssigerweise gegen sie ankämpfen. Er wird dann die Grenzen besser erkennen, welche die Natur der Anwendung de Mathematic auf alle Gründungsaufgaben setzt und wird ausserdem Bewusstsein, dass viele Probleme allein durch die Theorie nicht befriedigend gelöst werden können, weil die geologische Struktur und die mineralogisch-petrographische Zusammensetzung der Bodenablagerungen und Felsgesteine zu mannigfaltig sind. Deshalb erfordert jede Boden und feldmechanische Berechnung eine Generalisierung und Idealisierung der natürlichen Verhältnisse. Der Ingenieur muss sich aber darüber im Klaren sein, dass eine solche Vereinfachung nicht immer ohne weiteres möglich ist und dass er beim Projektieren sorgfältig zwischen den idealisierten und tatsächlichen d. h. den geologischen Verhältnisse abwägen muss."

Cele cîteva exemple citate din literatura de specialitate atestă că terminologia geotehnică nu este încă definitivată. Pentru stabilirea unei colaborări fructuoase între geotehnician şi constructor trebuie creată o terminologie fără echivoc, care să elimine la maximum confuziile şi care să permită o generalizare a rezultatelor obţinute în lucrările geotehnice.

Geotehnicianul, prin pregătirea sa, trebuie să fie geolog, adică să aibe o pregătire temeinică naturalistică. În lucrările sale el trebuie să aibe în vedere că mediul de lucru, aşa cum există în natură nu este omogen, că anumite formule sînt valabile pentru zone ale terenului cu aceeaşi structură şi nu mai pot fi aplicate cînd aceasta se schimbă. Cunoştinţele inginereşti el trebuie să le posede numai în măsura în care colaborarea cu inginerii constructori să nu fie stînjenită.

[4]) Numai inginerul care dispune de cunoştinţe de geologie şi mineralogie-petrografice şi este în măsură să le aplice corect, va înţelege natura şi nu va lupta inutil împotriva ei. El va recunoaşte mai bine limitele pe care natura le impune aplicării matematicilor în problemele de fundaţie şi va fi deosebit de aceasta, conştient că multe probleme nu pot fi rezolvate satisfăcător numai pe cale teoretică, pentru că structura geologică şi compoziţia mineralogică şi petrografică a sedimentelor şi rocilor este foarte variată. Fiecare calcul privind terenul şi mecanica rocilor cere o generalizare şi că o astfel de simplificare nu este întotdeauna posibilă şi că el, la proiectare, trebuie să cîntărească cu grije condiţiile idealizate şi cele reale, aceasta vrea să zică să ţină seama de „condiţiile geologice".

Institutul Geologic al României

Inginerul constructor, ca să introducă în calcule datele geotehnice, este nevoit să admită omogenitatea terenului de construcție, adică așa cum spune R. Neumann, să idealizeze condițiile naturale. El aplică formulele stabilite în mecanica rocilor și terenurilor considerîndu-le medii omogene, întrucît folosirea rezultatelor geotehnice de laborator nu poate fi făcută decît în această condiție. În această concepție mecanica rocilor și a terenurilor este o știință inginerească și mai puțin geologică.

Avînd în vedere că în domeniul de aplicare practică a studiilor geotehnice colaborează tehnicieni cu specialitate diferită, este absolut necesară o terminologie unică, clară și cu sfera bine delimitată. Acesta nu este un motiv pentru adoptarea oficială a unor termeni, care deși sînt în circulație, nu au un fundament științific, au un înțeles vag și general. Sîntem cu totul de acord cu propunerea lui J. Talobre că nomenclatura geologică trebuie să stea la baza terminologiei geotehnice și în timp, să fie eliminați termenii care au fost introduși arbitrar și care produc confuzii. Pe această temă, trebuie să luăm exemplu de la colegii noștri pedologi, care în ultimele decenii și-au pus la punct terminologia renunțînd la o serie de termeni confuzi, sinonimi sau inexacți.

Termenii propuși pentru discuții și propuneri noi. Unul din termenii cu circulație foarte mare în literatura geotehnică este „coeziunea".

Coeziunea (latinește cohaesio) este definită în cele mai multe dicționare ca : forța care unește între ele moleculele omogene ale unui corp chimic. În Dicționarul limbii române moderne editat de Academia R. P. R. în anul 1958, sensul fizic al coeziunii este definit ca : proprietatea unui corp solid sau lichid de a-și menține forma și volumul sub acțiunea unor forțe exterioare care tind să-i mărească volumul. În această accepțiune, coeziunea apare numai la corpurile solide, ea este mică la lichide și tinde către zero, la gaze.

Al. Codarcea, în tratatul său de Mineralogie vol. I. Cristalografia. Editura Didactică și Pedagogică, București, la pag. 399—340 scrie. Citățm : „Coeziunea este forța care ține strîns legate între ele particulele constitutive ale corpurilor, căutînd să păstreze neschimbată distanța între ele.

La corpurile lichide și la solide amorfe, coeziunea este egală în toate direcțiile, pe cînd la corpurile cristalizate ea variază cu direcția, fiind mai puternică în direcția șirurilor reticulare cu parametrii mici, adică cu noduri mai apropiate și mai slabă în direcțiile cu noduri mai rare.

Institutul Geologic al României

Ca o consecinţă directă a variaţiei coeziunii cu direcţia este clivajul, o proprietate discontinuă a materiei cristalizate".

În oricare din definiţiile date, coeziunea este considerată ca o forţă de atracţie intermoleculară, care la corpurile cristalizate determină gruparea ionilor în reţele cristaline. De regulă, în corpul cristalului valoarea coeziunii este variabilă, ea este maximă în sensul unora din elementele de simetrie ale cristalului şi minimă după altele. Ca efecte ale coeziunii sînt : duritatea, clivajul, elasticitatea etc.

În geotehnică termenul de coeziune este folosit în sens foarte larg dîndu-i-se numeroase înţelesuri. Aşa în Geotechnik (K. F. G. Keil) găsim termenii Kohaesion (coeziune); Molekülăre Kohaesion (coeziune moleculară); Kohaesion 1. Ordnung (coeziune de ordinul 1); Echte-Kohaesion (coeziune propriu-zisă); Scheinbare Kohaesion (coeziune aparentă); Kohaesion 2. Ordnung (coeziune de ordinul 2); Gefüge-Kohaesion (coeziune texturală).

Prin coeziune, coeziune moleculară, coeziune de ordinul 1 şi coeziune propriu-zisă, autorul înţelege coeziune moleculară în sensul definiţiilor pe care le-am prezentat. Coeziunea texturală şi coeziunea de ordinul 2 se referă la legăturile texturale şi după Keil rezistenţele la compresiune, tăiere şi tracţiune sînt în funcţie de aceasta. Coeziunea aparentă este identică, după acelaşi autor, cu adeziune. Ea s-ar datora presiunii capilare. Deci fenomene fizice diferite au aceeaşi denumire.

În literatura geotehnică română grohotişurile, bolovănişurile, pietrişurile sînt considerate ca roci fără coeziune; argilele, marnele, loessul ca roci cu coeziune; rocile cimentate sînt grupate separat şi denumite stîncoase. Din exemplele date se vede neconcordanţa între definiţia coeziunii şi sensul în care este ea folosită atît în literatura străină cît şi în literatura noastră.

Pentru clarificarea într-o măsură a situaţiei propunem adoptarea şi în literatura geotehnică română a termenului de coerenţă, termen care a început să fie folosit din ce în ce mai frecvent pe scară internaţională.

Definiţiile date pentru „coerenţă" (latineşte Cohaerentia) se referă la legătura dintre corpuri şi la conecţiunea reciprocă dintre corpuri diferite. În unele dicţionare ea este definită şi ca aderenţă. În Dicţionarul limbii române moderne coerenţa este definită ca : legătura strînsă între toate părţile sau elementele unui întreg.

Institutul Geologic al României

Acest termen a fost folosit mai larg de A r d i t o D e s s i o, care în Geologia Applicata a l'Engegneria, propune şi o nouă clasificare geotehnică a rocilor plecînd de la faptul că la unele roci elementele componente sînt libere, nelegate, la altele ele sînt puternic legate, iar la a treia categorie această legătură este modificată de apă. După aceste criterii A r d i t o D e s s i o împarte rocile după cum urmează :

R o c i a c o e r e n t e. Prin roci acoerente se înţeleg rocile la care particulele componente nu aderă unele de altele. Proprietăţile fizice ale acestor roci în contact cu apa nu se schimbă, iar cele mecanice sînt numai parţial modificate. Uneori se observă la aceste roci o consolidare slabă datorită presiunii litostatice care dispare în momentul extragerii rocii din zăcămînt. Între rocile acoerente se grupează rocile mobile ca : grohotişurile, grusul, pietrişul şi nisipul.

R o c i c o e r e n t e. Rocile coerente sînt rocile la care particulele componente sînt puternic legate între ele. Legătura dintre particole poate fi directă ca la rocile eruptive şi metamorfice sau prin intermediul unui ciment ca la rocile sedimentare. În contact cu apa rocile coerente nu îşi modifică însuşirile fizice şi mecanice. Supuse la compresiune se deformează puţin, se fisurează şi se sfărîmă.

Rocile slab cimentate la care aderenţa între particolele componente este mică dar care nu îşi modifică proprietăţile fizice şi mecanice în contact cu apa formează o subgrupă intermediară şi sînt denumite semicoerente.

R o c i p s e u d o c o e r e n t e. Din această grupă fac parte rocile la care aderenţa între particole este modificată de apă. În stare uscată ele prezintă o parte din caracteristicile rocilor coerente. Saturate cu apă ele devin moi şi în exces de apă curg. Plecînd de la starea curgătoare pe măsură ce cantitatea de apă scade rocile trec succesiv în stare : tixotropă, plastică, semisolidă şi solidă. Deosebit de modificările menţionate rocile pseudocoerente îşi măresc volumul, prin pierderea apei şi-l micşorează din care cauză crapă. Din această categorie fac parte toate rocile cu ciment argilos, argilele şi marnele.

Alt termen puternic înrădăcinat în literatura geotehnică română este acela de „pămînt". În limba curent vorbită, prin pămînt se înţelege stratul de roci superficiale afînate, în care plugul pătrunde uşor şi poate fi lucrat cu sapa. Printr-o extindere nejustificată a înţelesului acestui

Institutul Geologic al României

termen sînt înglobate la pămînturi şi bolovănişurile, pietrişurile şi nisipurile. Unii autori merg mai departe şi vor să considere ca pămînturi orice ivire de roci de la suprafaţă. Această extindere exagerată a sferei noţiunii de pămînt se datoreşte unei traduceri greşite a noţiunii de „grunt" din limba rusă; „Boden" din limba germană şi „soil" din limba engleză.

„Grunt" în limba rusă înseamnă teren, iar pentru pămînt există termenii : pociva şi zemlia. La traducerea în limba română a lucrării lui I. A. Ţ i t o v i c i, Mehanika Gruntov ea a fost intitulată greşit Mecanica pămînturilor şi ca acest exemplu sînt foarte multe.

Aceeaşi traducere eronată se face şi atunci cînd se traduce în limba română lucrări din limbile cehă, bulgară şi poloneză, în care există termenul de „grunt" cu sensul de teren şi nu de pămînt.

Termenului german de „Boden" în propunerile Institutului Geologic Central din Berlin la sesiunea C.A.E.R. 1964, i se dă următoarea definiţie : sol sau „pămînt" — sfera cea mai superioară a scoarţei terestre, transformată de procesele pedogenetice, care în condiţii climatice corespunzătoare este potrivită (adecuată) să fie purtătoare de vegetaţie şi a unei microfaune ; ea este baza activităţii agricole şi silvicole. Definiţii similare întîlnim şi la R. N e u m a n n (op. cit.); Vielsprachiges Wörterbuch der Bodenkunde şi altele.

Pentru folosirea termenului de Boden în geotehnică există discuţii chiar între autorii de limbă germană. Aşa de exemplu : K. F. G. K e i l în manualul său Geotechnik din 1959 la pag. 40 recomandă ca noţiunea de Boden să fie evitată ca fiind neclară.

Pentru limba engleză, în dicţionarele poliglote Vielsprachiges Wörterbuch der Bodenkunde şi Geologycal Nomenclature editat de A. S c h i e f e r d e c k e r găsim următoarele definiţii pentru pămînt.

Solum, partea din crusta „Pămîntului" influenţată de climă şi vegetaţie.

Soil, Ground — pătura superficială a suprafeţei pămîntului compusă din roci descompuse şi fin divizate cu un adaos de resturi organice.

Din aceste definiţii se vede că în limba engleză termenul de sol, respectiv pămînt, a fost împrumutat de la pedologi, odată cu o serie de metode de analize fizice şi mecanice ale solului.

În ţările de limbă latină (Franţa, Italia, Spania), noţiunile de teren şi sol sînt mai bine definite şi ele nu se confundă. Noţiunea corespunzătoare „pămîntului" nu este folosită.

Institutul Geologic al României

Ţinînd seama că la noi în ţară noţiunea de pămînt este puternic încetăţenită în limbajul geotehnic ea poate fi menţinută cu oarecare îngrădiri. În acest caz în sfera noţiunii de pămînt ar intra toate rocile acoperitoare moi şi afînate cu o granulometrie mai mică decît a nisipului fin şi care datorită prezenţei argilei are o legătură oarecare între particole. În contact cu apa starea fizică se modifică.

Un termen pe care-l propunem să fie adoptat în geotehnică este acela de regolit, creat de L a d d în 1898, folosit de M e a d în 1925 şi T r e f e n t h e n în 1949 şi reluat în 1965 de D e r r u a u.

Prin regolite se înţeleg rocile constituite din amestecuri naturale, neuniforme şi neconsolidate, de : blocuri, bolovăniş, pietriş, nisip, praf şi argilă, dezvoltate „in situ" sau acumulate în urma transportului materialului rezultat din alterarea şi dezagregarea rocilor sub acţiunea agenţilor fizici, chimici şi mecanici.

Materialul grosier, blocurile şi fragmentele corespunzătoare fracţiunii granulometrice pietriş, nu vin în contact între ele ci sînt separate de material fin argilos. Din această cauză, unghiul de frecare internă nu este constant, ca la grohotişuri sau bolovănişuri, ci este variabil în funcţie de conţinutul de apă.

Grosimea regolitului este foarte variată, el poate să atingă cîteva sute de metri sau poate să lipsească. Datorită compoziţiei sale granulometrice neuniforme şi neregulate precum şi variaţiei grosimii, terenurile constituite din regolite prezintă proprietăţi fizice şi mecanice foarte diferite de la loc la loc, iar capacitatea lor portantă nu este regulată, din care cauză au loc tasări neregulate ale construcţiilor. Prin adoptarea acestui termen se pot defini şi identifica mai bine terenurile constituite din material neomogen.

Concluzii. Din cele cîteva exemple prezentate socot că terminologia în geotehnică nu este încă stabilită şi că sarcinile stabilirii şi definitivării ei revin deopotrivă geotehnicienilor cît şi inginerilor constructori prin delimitarea sferei, precizarea conţinutului noţiunilor şi scoaterea din circulaţie a termenilor care produc confuzii sau nu au o bază ştiinţifică.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Codarcea Al. (1965) Cristalografie. Edit. Didactică şi Pedagogică. Bucureşti.
Derruau M. (1956) Précis de Géomorphologie. Edit. Masson. Paris.
Dessio A. (1959) Geologia Aplicata alla Engegneria. Edit. *Ulrico Hoepli*. Milano.
Keil F. G. Karol (1959) Geotehnik. *Verlag V. W. Knapp*. Halle.
Ladd G. E. (1935) Landslides, Subsidences and Rock-falls. *Am. Ry. Eng. Assoc.*/A.R.E.A./ Proc.
Neumamm R. (1964) Geologie für Bauingenieure. Verlag Wilhelm Ernst. Sohn. Berlin.
Sowers B. G., Sowers F. G. (1961) Soil Mechanics and Fundation. *The Macmillan Comp.* New — York. 1961.
Grim E. R. (1953) Clay Mineralogy. *Mac Grou-Hill Book Co.* New-York. 1953.
Talobre J. (1957) Mécanique des Roches. Ed. Dunod Paris. 1957.
Trefenthen M. J. (1950) Geology for Engineers. *D. van Nostrand Co.* New-York.
Titovici N. A. (1955) Mechanica Gruntov. *Gosud. Izdat. Literat. po Stroitelstvo*. Moscva.
— Glossary of Terms and Definitions in Soil Mechanics. *Journ. of the Soil Mech. and Found.* Div. Proc / A.S.C.E. / Vol. 84 SM 4 Oct. 1958
— Dicţionarul Limbii Române Moderne. Edit. Acad. R.S.R. Bucureşti. 1958.
— Ingeniourgeologisches Wörterbuch. *Zentr. Geol. Inst.* Berlin. 1964.
— Grand Larousse Encyclopédique du XX Siècle. Librairie Larousse. Paris. 1960.

CONCERNANT LA TERMINOLOGIE EN GÉOTECHNIQUE

PAR

A. MAMULEA

(Résumé)

Dans la première partie de cet ouvrage il s'agit de la collaboration entre le géotechnicien et l'ingénieur constructeur. On y propose de limiter l'activité de chacun d'entre eux suivant sa spécialité. En citant des exemples puisés dans la littérature de spécialité étrangère on indique que la géotechnique par ces particularités appartient au domain des géologues, tandis que l'étude de la mécanique des terrains et des roches au domaine des mathématiciens et des ingénieurs.

La seconde partie concerne les discussions sur quelques termes employés en géotechnique. On indique qu'à des phénomènes physiques

Institutul Geologic al României

différents on a donné le même nom et on propose d'introduire des termes nouveaux.

Le terme de cohérence est destiné à remplacer celui de cohésion dont l'emploi ne correspond pas aux définitions données dans la majorité des dictionnaires.

On y propose la classification des roches, au point de vue géotechnique, qui aura pour critérium les relations entre la roche et l'eau.

On discute le terme „terre" en indiquant qu'il est introduit mal à propos dans la littérature géologique roumaine, par une traduction erronée.

On y propose l'introduction du terme „régolith" (manteau superficiel de débris) par lequel on entend les formations constituées d'une mixture irrégulière de blocs, graviers, cailloutis et argiles dans laquelle les fragments grossiers ne prennent pas contact directement entre eux étant englobés dans la masse argileuse.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

GEOLOGIE TEHNICĂ

STUDIUL PROPRIETĂŢILOR FIZICO-CHIMICE ALE BENTONITELOR DE LA OARDA, CU UNELE INDICAŢII PRACTICE DE FOLOSIRE[1]

DE

FL. NEDELCU[2])

Abstract

Study on physical—chemical properties of Oarda bentonites with practical indications for uses. The author determines that the Oarda bentonites are in proportion of 80 % sodic, and only 20 % calcic. The former yielded a swelling capacity of about 800 %, presenting at the same time a colloidal suspension with $D < 0{,}1\ \mu$. They are chiefly used in drilling industry. Dinamic flow curves at various temperatures and loads are determined, the optimum values of fluidity and tyxotropy being thus stated.

Consideraţii generale. Bentonita, care constituie obiectul prezentei expuneri, este situată în raza comunelor Oarda de Sus, Ciugud, Seuşa şi Stănija, la est de Alba Iulia, pe malul stîng al rîului Mureş. Aflorează în diferite puncte pe văile ce brăzdează zona de la E la W, pînă la valea Mureşului. Bentonita aflată pe partea stîngă a Mureşului generează alunecări destul de frecvente.

Aflorimentele cele mai importante sînt în valea Oardei, valea Ciugud, valea Hîrpei şi valea Stănija. Pe aflorimentele din valea Oardei şi Ciugud s-au deschis cariere care sînt în curs de exploatare de către întreprinderea locală „Horia" — Alba Iulia.

[1]) Comunicare în şedinţa din 8 aprilie 1966.

[2]) Intreprinderea Geologică de Prospecţiuni-Bucureşti, Calea Griviţei nr. 64.

Institutul Geologic al României

Din punct de vedere stratigrafic, bentonita este cantonată în Miocen (Tortonian); ea s-a format prin alterarea tufurilor dacitice, care au o largă dezvoltare la diferite nivele în Tortonianul superior. Aceste tufuri, au în general, în culcuș, argile, iar în acoperiș nisipuri fine și grosiere. Ultimele au creat condițiile de circulație a apei care a alterat tufurile pînă la transformarea lor completă în argile cu conținut apreciabil de minerale din grupa montmorillonitului. După condițiile locale de sedimentare, care au variat pe suprafețe apreciabile, bentonitele apar sub formă de lentilă-strat de diferite dimensiuni și grosimi. Ele apar la diferite nivele în „complexul roșu" sau deasupra acestuia.

Contribuția cea mai însemnată la cunoașterea structurii geologice a zăcămintelor de bentonită din Transilvania, inclusiv zăcămintele din regiunea Hunedoara, a fost adusă de D. Ciupagea (1934) și A. Vancea (1937). Bentonitele de la Oarda — Stănija au fost cercetate mai pe larg de D. Iacob (1949), M. Ilie (1955), apoi de M. Dimian, Elena Dimian (1964) și Gh. Neacșu (1965).

În general, toți cercetătorii sînt de acord asupra structurii geologice a părții de sud-vest a bazinului, în schimb asupra vîrstei „Complexului roșu" se deosebesc.

Vîrsta „Complexului roșu" este daniană după D. Iacob, acvitaniană după I. Gherman, M. Ilie și L. Enache, iar după Gh. Neacșu mastrichtian-superioară. În ceea ce privește zăcămîntul de bentonită din zona Oarda — Stănija, A. Zbierea și Lidia Enăchescu, îl consideră de vîrstă helvețiană, iar Gh. Neacșu, tortonian-superioară. Toate aceste vîrste sînt atribuite din lipsă de fosile concludente, numai după faciesul litologic și pe considerații stratigrafice.

Din punct de vedere litologic, „Complexul roșu" de vîrstă helvețiană este reprezentat prin nisipuri roșcate și verzui grosiere, dispuse haotic sau pe nivele, argile și marne cu rare intercalații de conglomerate și gresii friabile.

Lucrările de explorare executate de I. G. E. X. în cursul anilor 1964 — 1965 au confirmat existența bentonitei pe toată zona menționată mai sus.

Sectoarele cele mai interesante din punct de vedere calitativ și cantitativ sînt: Oarda de Sus și Ciugud, unde de fapt au fost concentrate lucrări de explorare și exploatare.

Bentonita a fost cercetată atît prin puțuri în perimetrele de aflorare cît și prin sondeze, punînd în evidență extinderea ei aproximativ la același

Institutul Geologic al României

nivel, pe suprafeţe însemnate. Grosimea copertei variază de la afloriment la afloriment (0—100 m), fiind constituită dintr-o alternanţă de nisipuri, argile, tufuri şi petrişuri. În unele sectoare au fost identificate şi două nivele de tufuri bentonitizate.

Probele colectate din lucrările de explorare au fost studiate şi analizate chimic în vederea determinării puterii de decolorare şi a proprietăţilor de liere în turnătorie.

Pe un număr de cca 100 probe preluate din lucrările de explorare, s-au făcut studii pentru caracteristicile care constituie conţinutul prezentei expuneri.

Cercetări aplicative efectuate în Laboratorul de Geologie Tehnică

Ca prim pas, studiile şi cercetările întreprinse în cadrul Laboratorului de Geologie Tehnică au fost extinse pentru stabilirea calităţii bentonitelor de la Oarda, prin folosirea unui număr de analize prevăzute în standardele de stat.

Pentru valorificarea bentonitelor de la Oarda la un nivel superior, corespunzător actualelor cerinţe industriale, s-a recurs la o serie de metode de activare, adică de înobilarea produsului cu cationi şi anioni, la sinteze speciale de izomeri precum şi la extragerea montmorillonitului din bentonite.

În esenţă, cercetările au gravitat în jurul îmbunătăţirii calităţii bentonitei, dîndu-se în acelaşi timp unele indicaţii de valorificare în anumite sectoare industriale.

Pentru atingerea acestui obiectiv s-a recurs la următoarele analize :

Determinarea fineţei de măcinare. Prin această metodă de analiză s-a urmărit să se cunoască în ce măsură se pot măcina bentonitele de Oarda. Determinările de laborator au confirmat că bentonitele se pot măcina la fineţea prevăzută în standardele în vigoare, cu condiţia ca să fie în prealabil uscate la minimum 105°C. Încălzirea lor poate să meargă pînă la 210°C, fără a li se degrada calitatea.

Pe cale experimentală s-a putut stabili că, unele probe de bentonite, pot fi încălzite pînă la 210°C. Prin depăşirea acestei temperaturi se reduce capacitatea de adsorbţie, de umflare şi de dispersie coloidală. Este deci de dorit ca, în tehnologia de uscare a bentonitelor de Oarda, să se ţină seamă de acest lucru şi să nu se depăşească temperatura de 210°C.

Institutul Geologic al României

Determinarea pierderii apei de constituţie. Prin această analiză s-a urmărit să se stabilească temperatura la care se produce pierderea apei de constituţie. Din experienţele făcute rezultă că apa de constituţie începe să se piardă de la 105°C şi merge pînă la 200°C. Din cele constatate în laborator, bentonitele calcice pierd complet apa de constituţie la cca 180°C, iar cele sodice la 200°C. Din aceste experienţe rezultă că la 200°C, bentonitele de Oarda pierd complet, atît apa adsorbită cît şi aceea de constituţie, fără a li se degrada calităţile.

Determinarea cifrei bentonitice. Metoda de lucru se rezumă la activarea bentonitei cu MgO pentru a se stabili capacitatea de adsorbţie a cationilor de Mg^{2+} între foiţele elementare şi aceea de substituţie a cationilor de Al^{3+} cu cationi de Mg^{2+}. Lucrările de laborator au arătat că, atunci cînd apar primele simptome de floculare, adsorbţia cationilor de Mg^{2+} între foiţele elementare este terminată şi încep imediat reacţiile de substituţie a cationului de Al^{3+} cu Mg^{2+} în coordonarea octaedrică. În perioada în care are loc adsorbţia cationilor de Mg^{2+} de către masa adsorbantă, fluidul capătă o vîscozitate constantă şi îndată ce încep reacţiile de substituţie a cationilor de Al^{3+} cu Mg^{2+} se produce un deranjament brusc, marcat prin fenomenele de floculare. Procentul de cationi de Mg^{2+} adsorbiţi de masa adsorbantă variază între limitele 10—30 grame echivalente. Adsorbţia este în funcţie de calitatea bentonitei (sodică sau calcică).

În fig. 1 se arată schimbarea vîscozităţii prin adăugare de cationi, determinată cu ajutorul reovîscozimetrului Höppler.

Pe ordonată a fost trecut raportul $\left(\frac{\eta_s - \eta}{\eta}\right)$ unde η_s este vîscozitatea dinamică a solului tratat cu cationi în concentraţii anumite, iar η este vîscozitatea dinamică a mediului de dispersie netratat. Concentraţia ionică C_1, provoacă scăderea vîscozităţii pe porţiunea KA, scădere care corespunde şi cu reducerea potenţialului. După ce potenţialul a ajuns la valoarea zero, nu mai contribuie la stabilitatea solului, care de acum înainte se menţine un timp oarecare cu ajutorul straturilor de deshidratare, formate în jurul particulelor. Această stabilitate a solului la anumite concentraţii determină aspectul curbei vîscozităţii, care rămîne paralelă cu abscisa, pînă la concentraţia C_2 (a se vedea linia orizontală AB din fig. 1, unde $C_2 = 8\%$ MgO).

Dacă se măreşte concentraţia de MgO peste 8%, începe să se depună faza dispersă, iar vîscozitatea solului scade brusc (curba BN). Concentraţia

Institutul Geologic al României

de 8% MgO nu este aceea absolută şi valabilă pentru toate bentonitele, însă din cele constatate experimental, rezultă că, pentru bentonitele calcice, media ar fi de aproximativ 6%, iar pentru cele sodice de 8%. Cu această

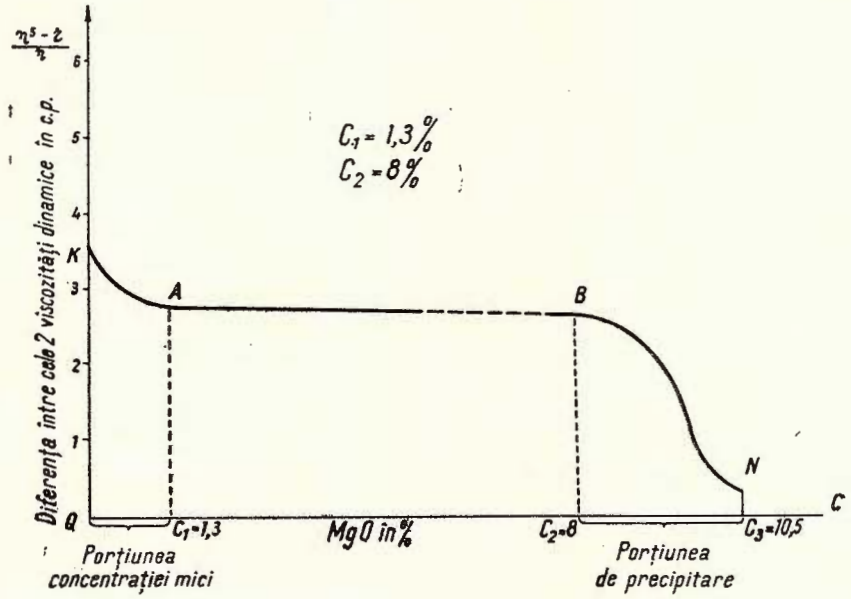


Fig. 1. — Schimbarea vîscozităţii solului hidrofil prin cationi
$C_1 = 1,3\%$ $C_2 = 8\%$

Changement de la viscosité du sol hydrophile par cations
$C_1 = 1,3\%$ $C_2 = 8\%$

ocazie s-a mai constatat că orice electrolit adăugat în suspensia coloidală, reduce atît potenţialul cît şi vîscozitatea, reducere care este în funcţie şi de valenţa cationilor folosiţi. Acţiunea de coagulare a cationilor bivalenţi întrece pe aceea a cationilor monovalenţi, datorită sarcinei electrice şi gradului lor de deshidratare mai mare.

Bentonitele de la Oarda, care au dat o cifră bentonitică cuprinsă între valorile 20—50, s-au comportat ca bentonite calcice, iar cele cu valori cuprinse între 90—100, ca bentonite sodice. Celelalte, cu cifra bentonitică cuprinsă între 50—90, sînt de fapt tot bentonite sodice, avînd însă în constituţia lor cationi de K, identificaţi prin raze X şi analize chimice.

Institutul Geologic al României

Determinarea gradului de umflare. Prin această metodă s-a urmărit determinarea capacității totale de adsorbție a moleculelor de apă de către masa adsorbantă. Bentonitele sodice de la Oarda au înregistrat un grad de umflare cuprins între limitele 300—675%, pe cînd cele calcice, între 150—300%.

Bentonitele de la Oarda alcalino-pămîntoase se dispersează mult mai slab în apă, cu formarea unor particule mai mari. Suspensia coloidală a acestor bentonite se stratifică ușor. S-a constatat că adaosuri mici de cationi monovalenți în sens pozitiv modifică proprietățile de dispersie și umflare, mărind astfel calitatea produsului ca liant. Inlocuirea calciului adsorbit cu cationi de Li sau Na a avut ca rezultat creșterea dispersiei coloidale, gradul de umflare și cel de adsorbție. Bentonitele care au avut o astfel de comportare s-au dovedit a fi bune ca lianți, ca materie primă pentru prepararea maselor catalitice, pentru vopsele și pentru purificarea vinurilor și a altor băuturi alcoolice.

În cadrul acestor cercetări, unele bentonite de la Oarda au fost perfecționate prin adaosuri de cationi monovalenți și substanțe proteice în scopul folosirii lor ca liant în turnătorie. Unele probe confecționate din nisip natural de o anumită granulație, 4—7% bentonită activată cu cationi și substanțe proteice au dat, după o uscare de 1,5 ore la 300° C, o rezistență la compresiune cuprinsă între 7500—8000 g/cm² și permeabilități cuprinse între 90—100.

Determinarea capacității de colmatare. Metoda de lucru se rezumă la activarea bentonitei de la Oarda cu sodă calcinată, iar proprietățile de colmatare sînt determinate cu presa Baroid la 7 atmosfere timp de 30 minute. Capacitatea de colmatare se exprimă prin valorile cele mai mari obținute pentru volumul filtratului și grosimea turtei, indicîndu-se procentul substanței activate și temperatura de uscare a bentonitei. Se notează observațiile asupra turtei: rigiditate, netezime, grosime etc, care au o deosebită importanță în stabilirea calității bentonitei și a dispersiei coloidale. Grosimea turtei, ca și calitatea ei, sînt în funcție de cantitatea de apă eliminată. Volumul filtratului se exprimă în ml, iar grosimea turtei în mm.

Se poate afirma că bentonitele de la Oarda au dat o filtrație bună, grosimea turtei a fost în general mică, rezistentă, omogenă, netedă și flexibilă, ceea ce denotă că bentonitele de la Oarda ar putea fi folosite pentru condiționarea fluidelor de sapă precum și la prepararea emulsiilor fie ca stabilizator, fie ca emulgator.

Institutul Geologic al României

Activarea bentonitei cu diverşi cationi

Din experienţele făcute rezultă că, gradul de dispersie, de umflare şi de adsorbţie depinde de natura cationilor sau a anionilor prezenţi în mediul dispers. Astfel, cationii monovalenţi de Li, Na, NH_4, K şi H au avut un efect favorabil asupra capacităţii de adsorbţie, dispersie şi umflare a bentonitei.

Pentru înobilarea calităţii bentonitelor de la Oarda s-a trecut la activarea acestora cu un mare număr de cationi :

Activarea cu cationi monovalenţi.a)Cele mai bune rezultate au fost obţinute cu cationii de Li ; gradul de umflare a bentonitei a mers pentru unele bentonite sodice pînă la 800%, iar în suspensia coloidală au fost identificate particule cu dimensiuni sub 0,1 μ şi în cantităţi ce depăşesc 90%.

b) Activările făcute cu cationi de Na au marcat un grad de umflare pînă la maximum 670%, iar în suspensia coloidală s-au găsit particule de 1 micron, dar în cantităţi mai reduse faţă de cationii de Li.

c) Cationii de NH_4 au avut o comportare similară cationilor de Na, însă în dispersia coloidală s-au găsit doar urme de particule de 1 micron.

d) Cationii de K şi H s-au comportat mai slab, gradul de umflare a fost de maximum 350%, iar în suspensia coloidală nu s-au găsit particule de 1 micron. Din aceste rezultate de laborator s-ar putea trage concluzia că gradul de umflare şi dispersie coloidală scade în raport cu cationii adsorbiţi în ordinea următoare : Li, Na, NH_4, K şi H.

Activarea cu cationi de valenţă mare. Cationii bivalenţi de Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Ba^{2+}, Sb^{2+}, au avut un efect coagulant asupra bentonitei. Viteza de coagulare este în funcţie de concentraţia cationilor prezenţi în mediu dispers. Pe măsură ce se adaugă cantităţi din ce în ce mai mari de cationi, coagularea creşte de obicei încet şi ajunge la valori unde viteza de coagulare nu se mai schimbă. Rezultă de aici că adsorbţia şi schimbul de cationi nu mai au efect asupra vîscozităţii la concentraţii normale ; la concentraţii mai ridicate, în scurt timp, suspensia se modifică prin faptul că apare fenomenul de aglomerare masivă a particulelor, reducînd în felul acesta suspensia coloidală (a se vedea fig. 1).

Acelaşi lucru se întîmplă şi cu cationii de Al^{3+}, Fe^{3+}, Mn^{4+}, Cr^{5+} cu deosebire că coagularea se produce imediat, distrugînd suspensia coloidală.

Institutul Geologic al României

În fig. 2 se poate vedea curba de adsorbție a ionilor în raport cu valența.

Experiențele au fost făcute pe suspensii coloidale de 5% și 10% concentrație din bentonitele luate de la forajele nr. 30872, 30873,30874,

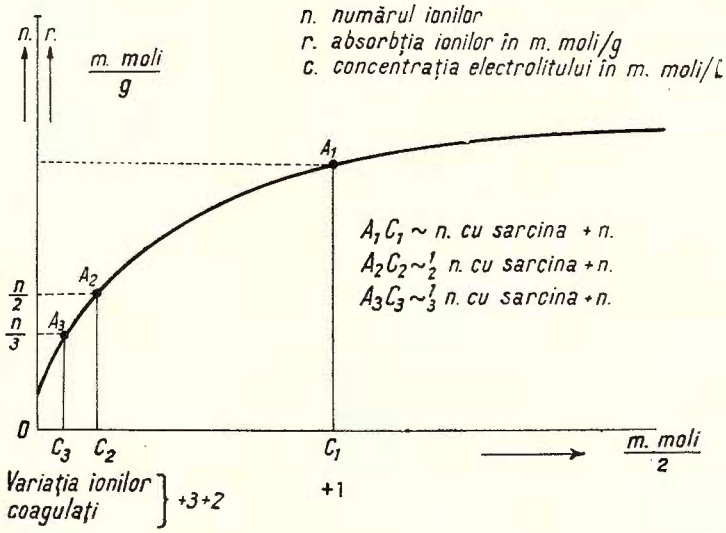


Fig. 2. — Adsorbția ionilor de diferite valențe, suspensie bentonitică 10 % concentrație.

Adsorbtion des ions à valences diverses, suspension bentonitique 10 % concentration.

30875 și 30877 — Oarda. Probele au fost spălate de mai multe ori cu apă distilată pentru înlăturarea nisipului și particulelor grosiere. Soluțiile coloidale examinate în laborator au avut un pH = 7. Punctul de coagulare a fost stabilit cu reovîscozimetrul Höppler, folosindu-se următoarele soluții de : $\frac{Na\ Cl}{10}$ pentru determinarea coagulării la punctul C_1 $\frac{Ca\ Cl_2}{10}$ pentru punctul C_2 și $\frac{Al_2\ (SO_4)_3}{10}$ pentru punctul C_3. n = reprezintă numărul ionilor.

Curba de adsorbție a fost întocmită conform indicațiilor și constatărilor prevăzute în lucrările lui Schultzer-Harding.

Institutul Geologic al României

Cantitatea de cationi de Na, necesară coagulării suspensiei coloidale, corespunde segmentului $A_1 - C_1$ şi concentraţiei cationilor din punctul C_1; coagularea cu cationii bivalenţi de Ca^{2+} are loc mai deverme şi se reduce cu $\frac{n}{2}$, care corespunde segmentului $A_2 - C_2$ şi concentraţiei cationilor din punctul C_2; coagularea făcută însă cu cationi de Al^{3+} este mai mică cu $\frac{n}{3}$ cationi şi corespunde segmentului $A_3 - c_3$ la concentraţia de C_3.

Toate bentonitele sodice de la Oarda au dat coagulări identice, cu unele mici modificări care, de fapt, nu au schimbat traseul curbei de adsorbţie. Aceste mici modificări apar în curba izotermă de adsorbţie a cationilor şi sînt atribuite în primul rînd procentului de montmorillonit prezent în bentonită.

Speculîndu-se proprietăţile specifice ale fiecărui cation în parte şi prin combinarea lor în condiţii aparte (fie prin solvare, fie prin fuziune) se pot realiza activări superioare, avînd ca scop înnobilarea calităţii bentonitei.

Activarea bentonitei cu cationi complecşi de tipul $Na^+ - Ca^{2+} - Mg^{2+}$. La prepararea complexului de Na—Ca—Mg, s-a ţinut seama în primul rînd de materia primă şi în mod special, de puritatea şi calitatea ei. Se cere ca componenţii să fie solubili în apă, dacă însă acest lucru nu se poate realiza, este de dorit ca cel puţin un component să fie solubil. Complexul realizat prin dizolvare totală în apă, se pare la prima vedere, că are un efect mai bun decît acela preparat prin fuziune la cald.

Rezultate pozitive au fost obţinute cu complexul $Na^+ - Ca^{2+} - Mg^{2+}$ cu proporţie de amestec 2 : 1 : 3. Acest complex, după uniformizare a primit în plus mici cantităţi de diatomită care, în prealabil, au fost purificate pe cale chimică şi calcinate la 815° C. Întregul complex de $Na^+ - Ca^{2+} - Mg^{2+}$ — diatomită a fost uscat la 105° C, apoi calcinat la 850° C, timp de trei ore. Produsul calcinat a fost măcinat la fineţea sitei nr. 0,06 STAS 1077—50.

Au fost studiate probele de bentonită de la forajele nr. 30853, 30854 şi 30856, probe care au fost activate cu acest complex în procente de 4% pe suspensii coloidale de 10% concentraţie.

Institutul Geologic al României

Modul în care s-a comportat complexul $Na^+ - Ca^{2+} - Mg^{2+}$ — diatomită în prima fază a experienței ne obligă să studiem mai departe acest complex care, este pus pentru prima dată sub această formă în activarea și înnobilarea bentonitei.

Un astfel de complex în combinație cu coloizi protectori ar fi util ca aditiv în condiționarea fluidelor de sapă la forajele curente de diferite adîncimi pentru reglarea proprietăților reologice.

Activarea bentonitei cu cationi complecși de tipul $Na^+ - Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cr^{+3}$ *în combinație cu substanțe macromoleculare.* Activările făcute cu acest tip de complex au avut ca scop studierea proprietăților reologice ale fluidelor de sapă, în a căror compoziție intră și o serie de argile din formațiunea geologică traversată.

Bentonita de la Oarda activată cu complexul de mai sus a dat suspensii coloidale de bună calitate. Se pare că ionii de calciu au un rol important în operațiile de activare. Din experiențele făcute se deduce că schimburile de cationi au loc abia după ce s-a asigurat în masa adsorbantă o concentrație de minimum 40% cationi de calciu, dacă însă masa adsorbantă nu atinge această concentrație de cationi de Ca^{2+}, activarea este limitată, iar proprietățile reologice devin nedeterminabile. Această comportare a cationilor de calciu limitează adsorbția de Mg^{2+} și Cr^{6+} între foițele elementare, creînd în schimb condiții favorabile de înlocuire a cationilor de Al^{3+} din coordonarea octaedrică.

Substanțele macromoleculare cum sînt aminoacizii, acizii grași, proteinele, tanații, lignosulfonații, humații ca și alți polimeri sintetici, împiedică fenomenul de aglomerare a particulelor coloidale, ceea ce face ca proprietățile reologice să devină mai bune adică rezistente la presiuni și temperaturi înalte. Acest complex ar fi deosebit de util pentru fluidele de sapă la forajele de mare adîncime, dar în combinație cu substanțe macromoleculare și cu hidrocarburi.

În figurile 4, 5 și 6 sînt reprezentate curbele dinamice ale celor trei fracțiuni de montmorillonit extrase din bentonitele de la Oarda, care au fost tratate cu complexul de $Na^+ - Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cr^{3+}$ — lignosulfonați — humați, înregistrînd proprietăți reologice satisfăcătoare.

Utilizarea complecșilor dubli de cationi. În momentul de față se experimentează complexul dublu de $Ca^+ - Mg^{2+}$ — vermiculit. Vermiculita indigenă de la Răzoare și din Banat a fost în prealabil activată

Institutul Geologic al României

cu cationi monovalenţi de mare volum, la temperaturi cuprinse între 120° —150°C. Din cele constatate rezultă că acest complex posedă înalte proprietăţi ionizante, în special cînd vermiculita este activată cu cationi monovalenţi. Bentonita activată cu acest complex dublu, cedează cu uşurinţă cationii de Ca^{2+} şi Mg^{2+}, primind în schimbul lor alţi cationi.

Experienţele făcute pe scară mică pe terenuri agricole cu bentonitele de la Oarda activate cu cationi de Ca^{2+} — Mg^{2+} — vermiculit, s-au dovedit utile în agricultură. Ca urmare a acestor experienţe, producţia de porumb a crescut cu cca 8%, aceea de grîu între 5—8%, iar aceea de cartofi în medie de 10%, faţă de producţia rezultată prin folosirea metodelor obişnuite de lucru.

Bentonitele de la Oarda pot constitui în cazul acesta o materie primă preţioasă, ce s-ar preta la astfel de activări.

Separarea montmorillonitului din betonită şi determinarea proprietăţilor reologice ale suspensiilor montmorillonitice

Pentru obţinerea unei documentaţii cît mai exacte asupra proprietăţilor reologice a suspensiilor bentonitice de la Oarda, s-a recurs la extragerea montmorillonitului şi la studierea proprietăţilor lui la nivelul existent în laborator.

Metoda de extragere a montmorillonitului. S-a luat cîte o probă medie de bentonită de la forajele nr. 30872, 30873, 30874, 30875 şi 30877 din care s-a pregătit o suspensie coloidală de 5% concentraţie şi 95% apă distilată. Suspensia a fost agitată mecanic timp de 24 ore, apoi a fost lăsată să stea în repaus cca 2 luni. După acest repaus, suspensia aflată deasupra rezidiului a fost extrasă, prin sifonare, şi diluată mai departe cu apă distilată pînă la concentraţia de 2%. Prin mărirea mediului dispers s-a urmărit dezvoltarea la maximum a suspensiei coloidale.

Suspensia de 2% concentraţie a fost introdusă în centrifuga Janetzki, pentru a fi selecţionată pe dimensiuni de particule. Prin centrifugare au fost obţinute trei fracţiuni de montmorillonit şi anume :

Prima fracţiune a fost colectată la 2000 ture/minut, a doua la 4000 ture/minut şi a treia fracţiune, peste 4000 ture/minut, reprezentînd suspensia rămasă nesedimentată.

La analiză, s-a constatat că prima fracţiune conţine particule cu dimensiuni cuprinse între 0,5—0,01 microni, a doua fracţiune sub 0,01

Institutul Geologic al României

micron, iar a treia fracțiune este alcătuită din particule extrem de fine a căror dimensiune nu a putut fi identificată.

Fiecare fracțiune în parte a fost transformată în montmorillonit

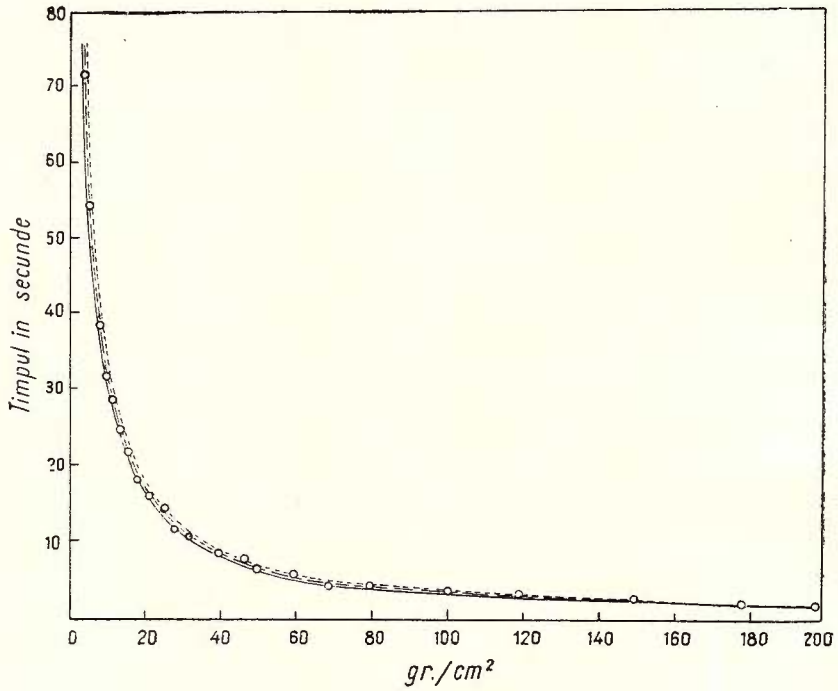


Fig. 3. — Curba vitezei de curgere a celor trei fracțiuni montmorillonit, temperatura 21°C.
Courbe de la vitesse d'écoulement des trois fractions montmorillonite, température 21°C.

de hidrogen, prin tratare cu HCl concentrație 0,5 N, pînă la pH = 5. Prin acest tratament s-a urmărit în primul rînd îndepărtarea eventualelor impurități. Montmorillonitul de hidrogen a fost apoi spălat cu apă distilată pînă cînd apele de spălare nu au mai avut urme de aciditate.

Studierea proprietăților reologice a montmorillonitului cu vîscozimetrul Höppler. Proprietățile reologice ale celor trei fracțiuni de montmorillonit sînt arătate în figurile nr. 3, 4, 5 și 6.

În figura 3 sînt reprezentate curbele de viteză ale celor trei fracțiuni determinate prin reovîscozimetrul Höppler și care suspensii s-au comportat ca fluide nenewtoniene.

Institutul Geologic al României

În figura 4 se prezintă o suspensie coloidală de 5% concentraţie de montmorillonit pur, fracţiunea 2000 ture/minut, care în mod succesiv a fost tratată cu cationi de Na, cationi de $Na^+ - Ca^{2+} - Mg,^{2+}$ cationi de

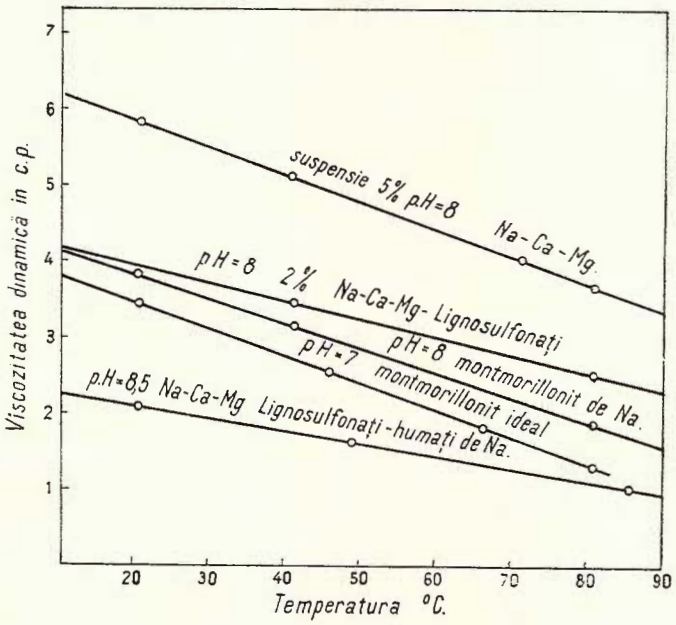


Fig. 4. — Curbe dinamice de curgere a montmorillonitului, fracţiunea 2 000 t/m, suspensie 5 %.

Courbes dynamiques d'écoulement de la montmorillonite, fraction 2 000 t/m, suspension 5 %.

$Na^+ - Ca^{2+} - Mg^{2+}$ — lignosulfonaţi şi cationi de $Na^{2+} - Ca^{2+} - Mg^{2+}$ — lignosulfonaţi-humaţi de Na^+.

Valori ridicate de vîscozitate a dat complexul de $Na^+ - Ca^{2+} - Mg^{2+}$. În combinaţie cu lignosulfonaţii, humaţii de sodiu s-au obţinut valori reologice bune, fapt care confirmă caracterul protector pe care îl au substanţele macromoleculare. Forţa de frecare se reduce considerabil la temperaturi şi sarcini mărite, atunci cînd complexul este folosit cu substanţe macromoleculare. Suspensia coloidală capătă în astfel de cazuri o bună stabilitate, devenind fluidă. Aceasta se datoreşte reducerii procesului de

Institutul Geologic al României

hidratare a particulelor prin faptul că ele sînt protejate la exterior prin filme impermeabile macromoleculare.

$Na^+ - Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cr^{3+}$ — lignosulfonaţi — humaţi de Na^+. Acest com-

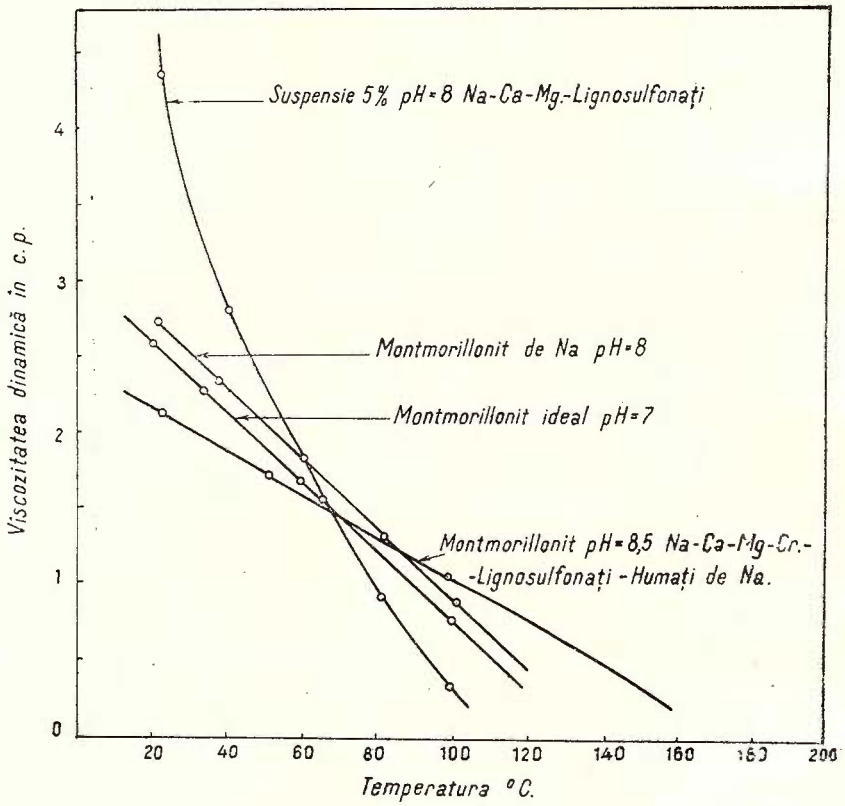


Fig. 5. — Curbe dinamice de curgere a montmorillonitului, fracţiunea 4 000 t/m, suspensie coloidală de 5 %.

Courbes dynamiques d'écoulement de la montmorillonite, fraction 4 000 t/m, suspension colloïdale de 5 %.

plex a dat de fapt cele mai bune valori reologice de stabilitate la temperaturi şi presiuni ridicate. Substanţele macromoleculare combinate cu cationii de Cr^{6+} sau Mn^{4+}, conferă suspensiei coloidale o stabilitate bună, care devine ulterior insensibilă la contaminări cu alţi cationi. Din experienţele de laborator rezultă că acest complex ar putea fi folosit cu succes

Institutul Geologic al României

la condiţionarea fluidelor de sapă pentru forajele de foarte mare adîncime deoarece, de la început, vîscozitatea dinamică este redusă şi scade în mod uniform pe măsură ce creşte temperatura şi sarcina.

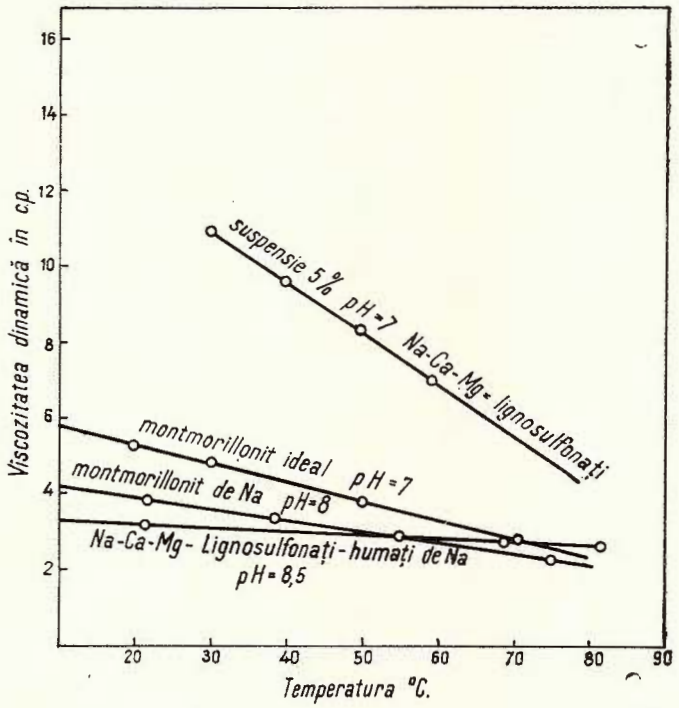


Fig. 6. — Curbe dinamice de curgere a montmorillonitului peste 4 000 t/m, suspensie 5 %.

Courbes dynamiques d'écoulement de la montmorillonite de plus de 4 000 t/m, suspension 5 %.

Concluzii

În urma acestor cercetări considerăm lucrările de laborator prezentate mai sus ca un început al studiilor de valorificare superioară a bentonitelor din ţară. Studiile au fost de fapt împărţite în două etape şi anume : în prima etapă s-a arătat necesitatea şi posibilitatea de sintetizare a unui număr de complexe de cationi, iar a doua fază a fost caracterizată prin activarea şi înnobilarea bentonitelor pe o treaptă superioară la nivelul cerinţelor actuale.

Institutul Geologic al României

Paralel cu lucrările analitice de identificare a calităţii bentonitelor, se vor face studii şi cercetări în domeniul înnobilării bentonitelor prin cationi simpli şi combinaţi, pentru o mai bună şi raţională valorificare a acestui produs care, după cum s-a constatat ar putea avea în viitor o vastă întrebuinţare în industrie.

BIBLIOGRAFIE

Brown G. (1961) „X-Ray identification and crystal structures of clays minerals".

Brown G. (1950) „Exchangeable cations in montmorillonite clay" *Min. Bull. 1.*

Ciupagea T. (1934) Nouvelles données sur la structure du bassin transylvain. *Bul. Soc. Rom. Geol.* II.

Dimian M., Dimian Elena 1964 Date stratigrafice şi sedimentologice privind formaţiunile cretacice dintre valea Mureşului şi valea Ampoiului. *D. S. Com. Geol.* L/1.

Greene-Kelly R. (1952) „Irreversible déshydration in montmorillonite". *Clay Bull.* 1.

Greene-Kelly R. (1955) „Unusual montmorillonite complex". *Clay Min. Bull.* 2.

Hendricks Nelson Al. (1940) „Hydration Mechanism of the clay mineral montmorillonite saturated with various cations". *J. Amer. Chem. Soc.* 62.

Hendricks S. B. (1941) "Base exchange of montmorillonite for organic cations". *J. Phys. Chem.* 45.

Iacob D. (1949) Sur la présence des Baculites cf. anceps D'ORB dans les dépôts maestrichtiens de Vinţul de Jos/District d'Alba Iulia. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj* VIII.

Ilie M. D. (1955) Bazinul Transilvaniei. Cercetări geologice Regiunea Alba Iulia-Sibiu-Făgăraş-Rupea. *An. Com. Geol.* XXVIII.

Mc. Ewan D. M. C. (1946) „Identification of montmorillonite". *J. Soc. Chem. Ind.* London 65.

Mc. Ewan D. M. C. (1948) „Complexes of clays with organic compounds". *Miner. Faraday Soc.* 44.

Neacşu Gh. (1965) Contribuţii la studiul tortonianului din regiunea Alba Iulia. *D.S. Com. Geol.* LI/1.

Norrish K. (1954) „Swelling of montmorillonite". *Disc. Faraday Soc.* 18.

Vancea A. (1937) Observaţiuni geologice în regiunea *SW* a cîmpiei Ardealului. *Bul. Soc. Rom. Geol.* III.

Institutul Geologic al României

ÉTUDE DES PROPRIÉTÉS PHYSICO—CHIMIQUES DES BENTONITES DE OARDA, INDICATIONS PRATIQUES POUR LEUR EMPLOI

PAR

FL. NEDELCU

(Résumé)

Dans cet article nous exposons les méthodes au moyen des quelles nous sommes arrivés à établir les propriétés physico-chimiques des bentonites de Oarda (région de Hunedoara).

Les bentonites à chiffre bentonitique supérieur à 50 % et à gonflement au-dessus de 350 % sont de nature sodique tandis que celles à chiffre bentonitique inférieur à 50 % et à gonflement au-dessous de 35 % sont calciques. A peu près 80 % du gisement prospecté par forage est sodique, le reste de 20 % seulement étant calcique.

Nous avons préparé un certain nombre de complexes de cations qui, employés sous forme d'additifs à la bentonite ont contribué à l'accroissement de leur capacité d'absorption, gonflement, dispersion coloïdale et liant. A la suite des expériences avec cations simples et combinés on a constaté que les bentonites sodiques, particulièrement celles à chiffre bentonitique compris entre 90—100 % ont montré un degré de gonflement au-dessus de 800 %, formant en même temps des suspensions colloïdales composées entièrement de particules de dimensions au-dessous de 0,1.

Nous avons déterminé une méthode d'extraction de la montmorillonite des bentonites de Oarda par centrifugation. Chacune des fractions de montmorillonite obtenue par cette méthode a été activée avec des cations simples et combinés du type Na^+ — Ca^{2+} — Mg^{2+} — lignosulfonates — humates de Na et Na^+ — Ca^{2+} — Mg^{2+} — Cr^{3+} — lignosulfonates — humates de Na pour établir la viscosité dynamique d'écoulement des suspensions colloïdales en fonction des températures et des charges. Les courbes dynamiques obtenues ont démontré qu'à mesure que la température et la charge augmentent les propriétés rhéologiques des suspensions colloïdales s'améliorent, les fluides pouvant être pompés plus aisément et acquérant des thixotropies réduitese entre 4—14 c. p.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

GEOLOGIE TEHNICĂ

REZULTATE ÎN TIXOTROPIA ARGILELOR [1]

DE

GABRIELA ŢIŢEICA[2])

Abstract

Results obtained in tyxotropy of clays. The degree of tyxotropy N_t in various clays is determined by means of the Winkler's slightly changed method $N_t = \frac{Vfl}{Vsub}$. The tests were carried out in distilled water, in salt water at various salt concentrations, the curve $N_t = f$ being plotted (concentration of the saline solution). The influence exerted by the size of the granules on N_t has been studied, and it was proved that N_t decreases when the size of the granules increases. Attempts have been made in transforming the soil in gel by impact in view of determining the E energy necessary for this transformation. From the curves $E = f(N_t)$ $E = f$ (concentration of the saline solution) it results that E increases concomitantly with the salinity of the solution, though N_t remains somewhat unchanged.

Măsurarea gradului de tixotropie

I. Freundlich (1936) şi Hauser (1937) au luat ca măsură a gradului de tixotropie, *timpul de întărire* adică timpul necesar ca solul să se retransforme în gel. Variaţia acestui timp de întărire dă indicaţii importante asupra factorilor de care depind proprietăţile tixotropice şi condiţiile de apariţie ale lor.

Fenomenul de întărire adică creşterea dependentă de timp a rezistenţei la deformare a unui sistem tixotrop după încetarea unei solicitări mecanice, a fost studiat de K. Jesberger (1963) şi pus în legătură cu sensibilitatea argilelor, lucru pe care-l încercaseră şi A. W. Skempton şi Northey (1952). Acest fenomen al întăririi este studiat în special în legătură cu cercetarea influenţei cutremurelor asupra rezistenţei argilelor, prin apariţia de oscilaţii care dau suprasarcini considerabile.

[1]) Comunicare în şedinţa din 8 martie 1965.

[2]) Intreprinderea Geologică de Prospecţiuni, Calea Griviţei nr. 64. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

În lucrarea de față nu s-a luat timpul de întărire ca măsură a tixotropiei deoarece este greu de determinat precis momentul în care eprubeta poate fi răsturnată fără a se produce curgere. Conform lucrărilor lui H. Winkler și al continuatorilor săi, s-a considerat pentru exprimarea tixotropiei cantitatea maximă de lichid pentru care soluția e la limita curgerii adică raportul N_t, numit coeficient de tixotropie:

$$N_t = \frac{\text{Volum fluid}}{\text{Volum substanță}} = \frac{V_{fl}}{V_{sub}}$$

unde V_{fl} — este volumul de fluid care cu volumul substanței V_{sub} formează într-o eprubetă de diametru dat un sistem tixotropic într-un timp dat.

Partea experimentală. Experiențele se execută în modul următor: Materialul de studiat este uscat în aer, mojarat, apoi trecut prin sita de 0,06 Ø, uscat apoi la etuvă la 105° pînă la eliminarea apei absorbite adică pînă la greutatea constantă. Se introduc cîte 0,5 gr din substanța de studiat în eprubete cu diametrul de 8 mm spălate cu alcool pur și eter pentru eliminarea oricărei urme de grăsime. Cu o pipetă se picură lichidul începînd de la 0,5 ml. Se amestecă 5 minute (cronometrat) cu o baghetă de sticlă care a fost de asemenea spălată cu alcool și eter. Se lasă în repaus, un minut (cronometrat). După aceea se răstoarnă eprubeta. Dacă conținutul curge se face o experiență analogă în altă eprubetă, cu mai puțin lichid, de ex. 0,4 ml. Dacă nu curge, în prima încercare, se face experiența în altă eprubetă cu 0,6 ml lichid etc., pînă ce se ajunge la un conținut de apă pentru care dispersia nu trece în gel (nu se întărește) la limită. De aici se determină coeficientul de tixotropie

$$N_t = \frac{V_{fl}}{V_{sub}}$$

unde

V_{fl} = volumul de lichid minim pentru care apare tixotropia;

$V_{sub} = \frac{\text{greut.}}{\text{densit.}} = \frac{0,5}{\rho}$ este volumul substanței studiate.

Dacă $N_t \leqslant 3$ substanța nu e tixotropă

„ $3 \leqslant Nt \leqslant 8$ substanța are tixotropie medie

„ $N_t > 8$ substanța este foarte tixotropă

Institutul Geologic al României

Contrar experienţelor realizate de H. Winkler, am luat cum s-a arătat mai sus, pentru fiecare V_{fl} la aceeaşi probă, o altă eprubetă şi am reînceput experienţa. H. Winkler are o aceeaşi substanţă solidă peste care introduce lichidul încetul cu încetul şi constată la ce lichid se produce curgerea. Metoda lui H. Winkler nu poate da experienţe comparabile, deoarece timpul de amestec diferă după numărul de ori în care a adăugat lichid, deci scheletul e turburat diferit.

Punerea la punct a metodei s-a realizat pe material (mîl) din „Balta Dracului", Covasna, de densitate 2,69, pentru care s-a determinat prin amestec cu apă $N_t = 4{,}3$ adică foarte slab tixotrop.

Încercări în apă distilată. S-a determinat în modul arătat mai sus N_t la o mare cantitate de argile foarte diverse de la diferite locuri şi diferite adîncimi şi s-a putut găsi o mare diferenţă de coeficienţi de tixotropie.

Dăm mai jos tabele pentru argile de Oarda în care N_t variază între 2,5 şi 20 (tabelele 1 şi 2).

TABELUL 1

Foraj nr. 31 227 — Argile bentonitice (Oarda) în funcţie de adîncime

Adîncimea stratului	N_t
23,7	2,67
67,8	2,69
75,9	3,08
92,5	2,5
21,25 *Ac*	3,35
31,55 *Ac*	2,86
73,35 *Ac*	3
89,4 *Ac*	2,16

TABELUL 2

Argile bentonitice Oarda

Nr. probei	N_t
152—55	10,5—11
156	4,9
157	3,6
158	3,9
160—66	9 —11
215—218	10,5
219— 20	3 —3,5
221	7,65
230— 31	7 —8
232	10,5
233	9,25
234	13,5
235— 36	20

Variaţia lui N_t cu mărimea granulelor. S-a studiat asupra mai multor probe de argile de Oarda cu N_t diferit, cum variază N_t cu fineţea pulberii.

Institutul Geologic al României

Pentru aceasta s-a trecut proba mojarată prin site din ce în ce mai fine căpătînd următoarea curbă conform tabelului 3.

TABELUL 3

Variaţia lui N_t cu mărimea granulelor

Sită mm	N_t
0,06	10,5
0,1	8
0,2	5,8
0,3	4,8
0,4	4
0,5	3,7
0,6	3,4
0,7	3,1
0,8	2,1
0,9	2,5
1	2,3

Se constată că pentru sită foarte fină N_t este mare dar descreşte repede cu mărimea ochiurilor sitei, ultima parte fiind aproape liniară. Curba dă cantitativ relaţia între cantitatea de lichid reţinut şi suprafaţa totală a granulelor din sistem (fig. 1.)

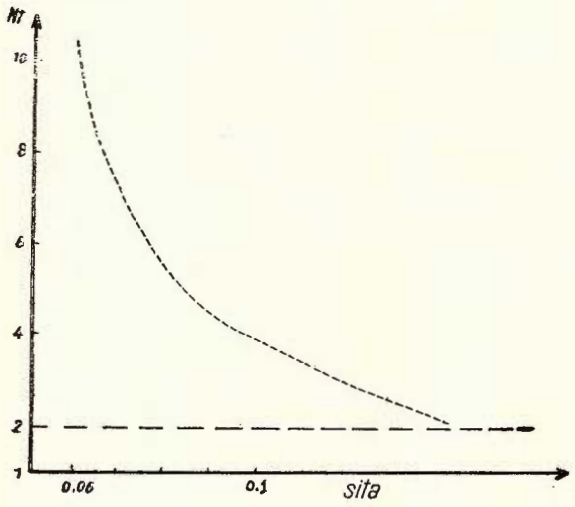


Fig. 1. — Variaţia tixotropiei în funcţie de dimensiunea particulelor.
Variation de la thixotropie en fonction de la dimension des particules.

Institutul Geologic al României

Determinarea coeficientului de tixotropie în diferiţi electroliţi

S-a constatat că în lichide cu diverşi electroliţi, coeficientul de tixotropie al unei substanţe poate fi foarte diferit. Se caută electrolitul necesar ca tixotropia să fie maximă adică substanţa solidă să reţină în echilibru o mare cantitate de lichid. Acest lucru s-ar putea întrebuinţa în cazul fundaţiilor pilonilor, de exemplu.

Apă sărată. Pentru determinarea variaţiei lui N_t cu electrolitul din lichidul întrebuinţat s-au făcut încercări în apă sărată la diferite soluţii de concentraţii crescînd treptat (0, $\frac{1}{4}$ n, $\frac{1}{2}$ n, 1 n, 2 n, 3n, 4 n, unde n, este greutatea moleculară 58,34 gr sare la litru de apă). S-au obţinut rezultatele din tabelul următor:

TABELUL 4

Material „Balta Dracului", Covasna

Soluţie NaCl	N_t	Observaţii
0 n	4,3	Materialul a fost spălat şi în HCl şi apoi încercat în apă, s-a obţinut $N_t = 4,84$
$\frac{1}{4}$ n	5,11	
$\frac{1}{2}$ n	6,45	
$\frac{3}{4}$ n	5,9	
1 n	5,38	
2 n	4,82	
3 n	4,5	
4 n	4,4	

De aici rezultă că N_t creşte la început cu creşterea salinităţii soluţiei, după care scade pînă atinge aproape valoarea sa din apă (fig. 2).

Analog, avem cazul probelor din lucrările I. G. E. X. de la forajele Oarda.

Din toate aceste exemple se vede că pentru concentraţie salină mai mare N_t scade, ca să atingă valoarea lui N_t de la apă, dar N_t are un maxim pentru o mică concentraţie salină ($\frac{1}{2}$ n).

Institutul Geologic al României

Alţi electroliţi. Altă argilă (Oarda) a fost studiată pentru proprietăţile tixotrope în apă naturală sulfuroasă (Pucioasa) pentru a avea alt electrolit în soluţie. Am obţinut astfel rezultatele :

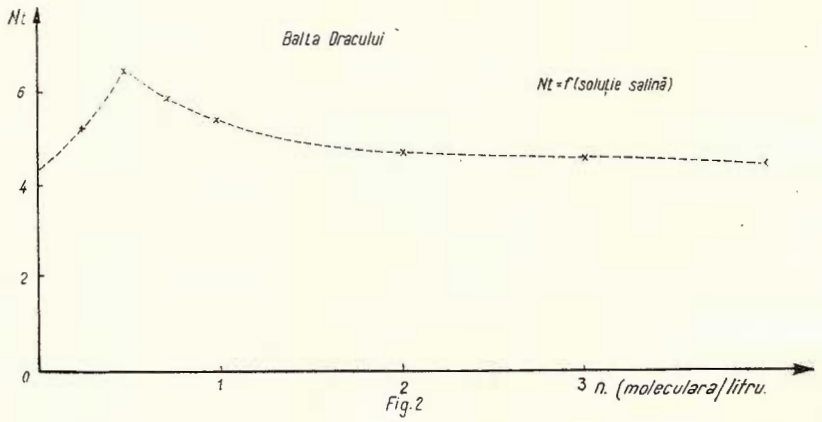


Fig. 2. — Variaţia tixotropiei în funcţie de concentraţia molară la material Balta Dracului (Covasna).

Variation de la thixotropie en fonction de la concentration moléculaire — matériel prélevé à Balta Dracului (Covasna).

TABELUL 5

Proba 30809/11

Soluţie NaCl	N_t
0 *n*	9,88
$\frac{1}{4}$ *n*	9,5
$\frac{1}{2}$ *n*	9,9
$\frac{3}{4}$ *n*	10,2
1 *n*	10,5
2 *n*	10,3
3 *n*	10
4 n	9,9

TABELUL 6

Argila Ciugud puţ 30

Soluţie NaCl	N_t
0	2,9
$\frac{1}{4}$ *n*	3,5
$\frac{1}{2}$ *n*	3,4
1 *n*	3,3
2 *n*	3
3 *n*	2,9

Institutul Geologic al României

Concluzii

1. Din încercările făcute asupra materialului din Balta Dracului (Covasna) s-a dedus curba (fig. 2) din care se vede că, coeficientul de

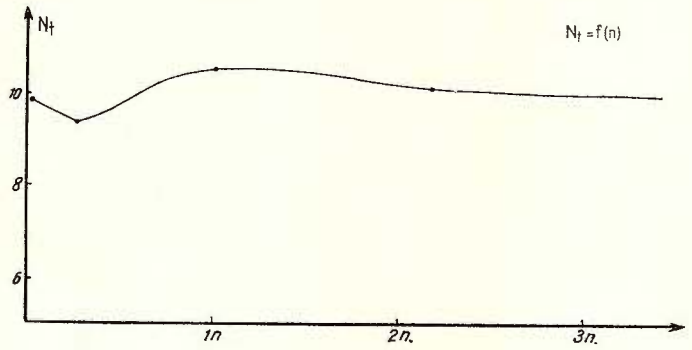


Fig. 3. — Variaţia tixotropiei în funcţie de concentraţia molară la proba de foraj I.G.E.X. 30809/11.

Variation de la thixotropie en fonction de la concetration moléculaire pour l'échantillon de forage I.G.E.X. 30809/11.

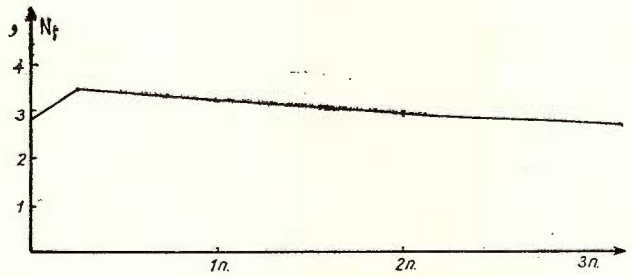


Fig. 4. — Variaţia tixotropiei în funcţie de concentraţia molară la proba argila Ciugud puţ 30.

Variation de la thixotropie en fonction de la concentration moléculaire pour l'échantillon argile Ciugud puits 30.

tixotropie N_t creşte cu concentraţia soluţiei în care se face amestecul tixotropic, pînă la un anumit grad de salinitate după care descreşte.

2. Din încercările începute se poate deduce că tixotropia (N_t) scade cu cît valenţa electrolitului creşte.

Institutul Geologic al României

Consideraţii asupra determinării energiei necesare pentru transformarea unui gel tixotropic în sol cu ajutorul ciocnirii. Se poate consta-

TABELUL 7

N_r probă	N_t apă	N_t apă minerală
152	10,5	9
153	11	9,2
154	11	9,1
155	10,5	8,9
156	4,9	3,78
157	3,6	3,5
158	3,9	3,7
159	5,3	4,8
160	11,08	9
161	8,8	7,9
162	11	9,2
163	10,5	9
164	10,5	8,5
165	11	11,5
166	11	10
210	5	4,3
215	10,5	10
216	10	7,5
217	9	6,5
218	10	5,5
219	3,57	3,5
220	3,1	3
221	7,65	6,5
234	13,5	11,2
238	4	3,2
239	4,5	3,5
240	9,5	7,5
241	11,5	10
242	11,5	10
243	15	13,8
244	18	16,2
245	15	14,5

ta pentru suspensiile tixotrope întărite într-un minut de repaus, că o energie mecanică le transformă din nou în suspensie lichidă (sol). În

Institutul Geologic al României

lucrările cercetate în acest scop, această energie este dată de un aparat de ultrasunete, fiind o energie vibratorie.

Avînd în vedere importanţa trecerii în stare lichidă a solurilor întărite, în urma şocurilor, am început un studiu al unor materiale în condiţii de ciocniri şi s-au studiat în acest scop o serie de argile de Oarda şi un material din vulcanul noroios din Covasna.

Rezultatele experimentale. Cu ajutorul unui ciocan de lemn, care se putea roti în jurul unei extremităţi, s-au produs ciocnirile, lăsînd ciocanul să cadă pe fundul eprubetei răsturnate, de la acelaşi unghi de 60°, după 3 minute de la întărire. Am numit E, energia dată de o cădere a ciocanului. În tabelul 8 şi figura 5 dăm rezultatele pentru o argilă de foraj de la Oarda în soluţie în apă distilată.

Din datele prezentate în tabelul 8, rezultă că energia E rămîne constantă pentru valorile $N_t < 8$. Creşte apoi rapid pînă la $N_t = 10$ pentru a manifesta o creştere mai lentă după această valoare.

TABELUL 8

Nr. probei	Adîncimea de foraj m	Densitatea	V_{ft}	N_t	E	Observaţii
I	10—26	2,59	0,55	2,85	2	V_{ft} = volumul minim (*ml*) de apă pentru care după un minut repaus amestecul nu curge.
II	32—38	2,6	1,9	9,88	5	
III	7—13	2,64	0,7	3,69	2	
IV	14—20	2,68	0,7	3,75	2	
V	51—118	2,6	0,8	4,16	2	
VI	25—50	2,64	0,7	3,69	2	E = energia unei ciocniri
VII	6,5— 9,5	2,6	2,8	14,56	7	$E = 2$ înseamnă că pentru lichefiere sînt necesare 2 ciocniri
IX	7,5— 9,7	2,41	0,6	2,89	2	
X	2— 9	2,6	2,7	14,56	7	
XI	10—16	2,6	2,5	13	6	
XII	4,3—10,2	2,6	1,8	7,5	4	
XIII	9,7—11	2,44	0,65	3,17	2	

S-au făcut o serie de experienţe şi în apă sărată la concentraţi molare diferite pentru material argilos din vulcanul noroios „Balta Dracului" din Covasna.

Institutul Geologic al României

S-au găsit (tabelul 9 şi fig. 6) rezultatele destul de surprinzătoare şi anume:

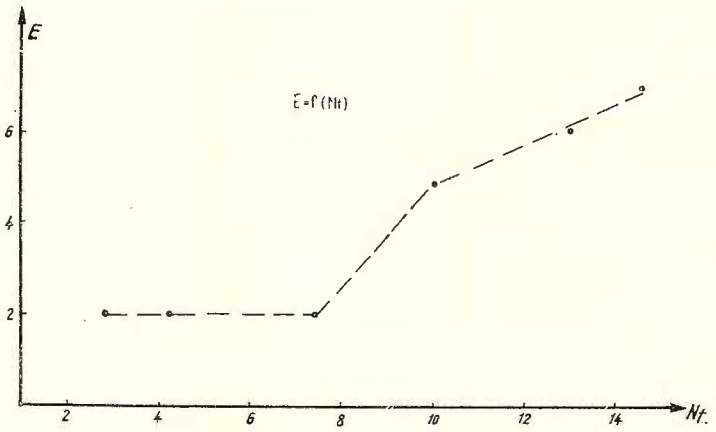


Fig. 5. — Energia necesară pentru transformarea gelului în sol la argila Oarda.
Energie nécessaire à la transformation du gel en sol — argile Oarda.

TABELUL 9

Argila din „Balta Dracului"

Soluţie NaCl	Cantitatea minimă de soluţie de întărire	N_t	E
Apă distil.	0,8 ml	4,3	1
$\frac{1}{4}n$	0,95	5,1	1
$\frac{1}{2}n$	1,2	6,45	1
$\frac{3}{4}n$	1,1	5,9	1
1 n	1	5,38	2
2 n	0,9	4,84	4
3 n	0,9	4,84	6

Deşi N_t creşte întîi apoi descreşte cu salinitatea apei, avînd un maxim pentru concentrarea $\frac{1}{4}$ n molar, energia la început este aproxi-

Institutul Geologic al României

mativ aceeaşi ca, după aceea, să crească oarecum liniar. S-a încercat să se interpreteze rezultatul prin prezenţa de ioni de Na în acest mate-

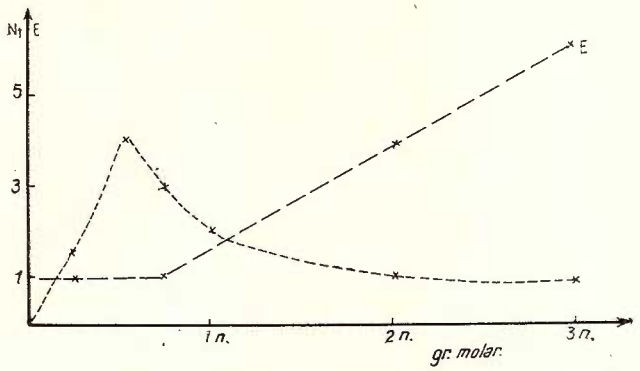


Fig. 6. — Energia necesară pentru transformarea gelului în sol la „Balta Dracului".
Energie nécessaire à la transformation du gel en sol à „Balta Dracului".

rial. Eliminînd aceşti ioni prin spălare cu HCl se obţine tabelul 10 şi curba (fig. 7), unde N_t creşte foarte puţin la început şi apoi păstrează aceeaşi

TABELUL 10
Argila din „Balta Dracului" după eliminarea ionilor Na

Soluţie NaCl	Cantitatea lichid	N_t	E
Apă distil.	0,85	4,57	2
$\frac{1}{4}\,n$	0,9	5,1	3
$\frac{1}{2}\,n$	0,9	5,1	3
$\frac{3}{4}\,n$	0,9	5,1	4
1 n	0,9	5,1	4
2 n	0,9	5,1	7
3 n	0,9	5,1	9

valoare, în timp ce energia E creşte de la început cu aceeaşi pantă avută în fig. 6.

Institutul Geologic al României

Nu pot fi încă trase concluzii din rezultatele obținute, dar experiențele continuă în acest sens.

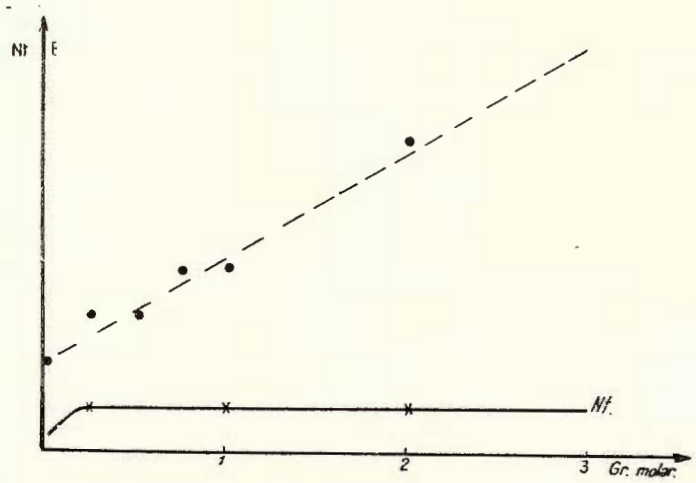


Fig. 7. — Energia necesară pentru transformarea gelului în sol la „Balta Dracului", după eliminarea ionilor Na.

Energie nécessaire à la transformation du gel en sol à „Balta Dracului", lorsque les ions de Na ont été éliminés.

BIBLIOGRAFIE

Caron G. (1965) *Ann. de l'Inst. tech.* 18 Année. Nr. 207—208. Étude physico-chimique des gels de silice.

Dallendorfer R. (1965) 6 Nr. 12, pag. 519. Zweisch. geräte zur Best. des Eingl. von Ultraschale auf die Thix. *Silikat Technik.*

Fahn R. (1953) Über die Thix. bei Tonen *Ber. Dt Jeram. Ges.* 30 5.21—25.

Freundlich I. (1936) *Thixotropy Phys. Chem.* Vol. 40.

Hoffmann U. (1956) Thixotropie bei Kaolinit. *Kolloid. Ztschf.* 151/2 pag. 97.

Jessberger K. (1963) Messen des Thix. Verhaltens *V.D.I. 105* N. 2 pag. 59.

Lehmann H. etc. (1965) Untersuch. über des Fliessverhlt. etc. *Ton-Ind. Ztg. N. 17.*

Institutul Geologic al României

Skempton A. W., Northey C. Sensitivity of clays. *Géotechnique* 1952.
Winkler H. (1938) Thixotropie von Mineralpulver. *Kollbhft.* 48 (4—12).
Winkler H. (1943) Über die Thix. bei Montmor. *Koll. Ztsch. Vol.* 105.
Weissmann A. (1957) Die Fliess. von Nabentonit. *Bergbauwiss.* 4 H. 9. S. 259.

RÉSULTATS DES RECHERCHES SUR LA THIXOTROPIE DES ARGILES

PAR

GABRIELA ŢIŢEICA

(Résumé)

Dans cette étude on utilise la méthode de Winkler pour déterminer le degré de thixotropie des argiles tortoniennes de Oarda (région Hunedoara). On mélange pendant 5 minutes dans une éprouvette de 8 mm diamètre 0,5 gramme d'argile avec un volume de fluide (Vfl) de telle façon que le mélange, après 1 minute de repos, soit à la limite d'écoulement. Si après ce temps le mélange est loin de cette limite, Winkler ajoute un surplus de fluide dans cette même éprouvette pour amener le mélange à la limite d'écoulement. Dans l'étude présente, nous avons repris chaque fois l'expérience pour avoir un traitement similaire pour tous les squelettes de particules.

À la limite d'écoulement, on calcule $N_t = \frac{V\ fl}{V\ sub}$, où V sub est le volume d'argile calculé par le rapport entre son poids, 0,5 gr et sa densité φ. L'on trouve des valeurs de N_t : $2 < N_t < 20$.

On a étudié aussi les valeurs de N_t pour mélanges dans de l'eau salée à divers degrés de concentration moléculaire. On constate que N_t varie avec le degré de concentration saline, ayant un maximum très caractéristique pour une solution va normale. N_t varie également avec la dimension des particules d'argile, sa valeur étant d'autant plus élevée que les particules sont plus fines. Les argiles étudiées dans des mélanges avec des solutions d'électrolites présentent un N_t moindre quand la valeur de l'électrode est plus grande.

Institutul Geologic al României

On étudie aussi l'énergie nécessaire pour transformer le gel thixotropique en sol par choc avec un marteau en bois pour les cas de mélange de l'argile avec de l'eau distillée ou de l'eau en solution saline de différentes concentrations moléculaires. Les résultats montrent que N_t décroît après son maximum, pour rester ensuite à la même valeur malgré l'augmentation de la salinité mais que l'énergie s'accroît avec la salinité.

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

CHIMIE

FUNDAMENTAREA CONCLUZIILOR ÎN CERCETAREA GEOCHIMICĂ CU AJUTORUL STATISTICII MATEMATICE [1]

DE

V. IANOVICI[2]), AL. DIMITRIU[3])

Abstract

Substantiation of Conclusions in Geochemical Research by Means of Mathematical Statistics. The authors present some mathematical possibilities re garding a checking of the exactity of working hypotheses, occuring more frequently in geochemical research, with respect to: the nature of the concentration of the distribution of chemical elements, the statistic dependence among the chemical elements, and the comparableness of the chemical composition of two rocks. The authors use various examples in order to show the contribution of statistics for the optimization of geological interpretations as well as to specify the correct way of applying the histogramme method, the simple corellation and the various testing methods (X^2, Fisher, Student). The importance of errors occuring in the collection of the samples and the obtaining of analyses values are also discussed, stress being laid on the necessity of their statistical substantiation. In order to determine the characteristic features of the chemical composition of a rock, the authors suggest a form of statistical presentation for the results of the chemical analysis.

Introducere. Este bine cunoscut că, de la începutul secolului nostru încă, odată cu perfecționarea tehnicii de măsurare, cu creșterea volumului de informații cantitative, s-a dezvoltat statistica matematică în încercarea de a se aprofunda înțelegerea și de a se amplifica valoarea interpretativă a măsurătorilor. În cazul geologiei, ca una dintre științele la care obținerea de date cantitative s-a produs mai tîrziu, propriu-zis

[1]) Comunicare în ședința din 6 V 1966.

[2]) Comitetul de Stat al Geologiei. Calea Griviței nr. 64. București.

[3]) Institutul Geologic. Calea Griviței nr. 64. București.

Institutul Geologic al României

după cristalizarea conținutului geochimiei și odată cu dezvoltarea geofizicii, „catalizatori ai procesului de cantificare ai geologiei", potrivit expresiei lui J. C. Griffitts (1960), statistica matematică a pătruns de aproximativ 30 ani, căpătînd o extindere remarcabilă, în aproape toate ramurile geologiei, abia în ultimii 10 ani.

În locul altor precizări de ordin istoric, a unor date ce invocă trecutul statisticii, apreciem că e mai util să ne referim la viitorul statisticii, asupra potențialului aplicativ al statisticii în elucidarea mai cuprinzătoare și mai exactă a proceselor geologice. Această problemă se plasează în sfera largă a relațiilor dintre procesul cunoașterii și statistica matematică. Sub acest aspect, ea stăruie în mintea oricărui cercetător, indiferent de domeniul științific sau tehnic în care activează.

Deosebit de interesantă este expunerea succintă făcută în acest sens de André Laurent (1964). " . . . Oricare informație obținută prin observație, limitîndu-se doar la un număr restrîns de date care nu epuizează niciodată totalitatea realului, nu permite formularea de judecăți decît prin inducție, adică cu ajutorul acestui „procedeu logic supus hazardului" căruia îi revine rolul de a formula concluzii la nivelul generalului, plecînd de la informații incomplete și particulare. În asemenea condiții, concluziile poartă incertitudine și, în mod firesc, se încearcă reducerea ei . . . Evaluarea acestei incertitudini revine tocmai statisticii matematice. Aceasta definește caracterul original al statisticii utilitatea stringentă a ei în oricare proces de cunoaștere bazată pe informație numerică ... Statistica matematică se evidențiază drept metodă de estimare a incertitudinii concluziilor inductive".

În acești termeni trebuie apreciat rolul valoros, *sui generis* al statisticii în realizarea unei calități superioare în cercetarea geologică — unul dintre domeniile cunoașterii cel mai stăpînit de logica inductivă. Cu privire la acest rol al statisticii, de fundamentare a concluziilor geologice cu referire specială la cercetarea geochimică, este dedicată lucrarea noastră.

Ținem să precizăm că numai într-o mică măsură s-a reușit să fie prezentate posibilitățile statisticii, atît de variate, de verificare a ipotezelor de lucru geochimice. O tratare amplă a problemei se găsește într-o serie de monografii (R. L. Miller și J. S. Kahn, 1962; D. A. Rodionov, 1964; W. C. Krumbein și F. A. Graybill, 1965; I. P. Șarapov, 1965). Intenția noastră a fost să

Institutul Geologic al României

punem în discuţie folosirea testelor statistice în verificarea justeţei cîtorva dintre ipotezele mai des întîlnite, care să ne servească în a sublinia importanţa matematizării cercetărilor geologice.

Principii de calcul

Calculele sînt în general simple, constituite dintr-un şir de operaţii aritmetice. Oarecare dificultăţi rezidă în faptul că asemenea operaţii elementare trebuie, de obicei, să fie efectuate de un mare număr de ori. Dar nu despre modul în care sînt înlănţuite aceste operaţii, despre tehnica de calcul vom discuta în acest capitol, ci despre aspectele esenţiale, mai delicate ale calculelor pe care le regăsim de fiecare dată în verificarea statistică a ipotezelor de lucru, la fundamentarea oricărei concluzii.

Mai întîi, revenim cu cîteva precizări asupra noţiunii de „concluzie fundamentată statistic", în sfera căreia sînt plasate toate cercetările din această lucrare.

Evident, cu cît o cercetare este lipsită de experiment, cu atît problema evaluării exactităţii concluziilor este mai acută. Aşa stau lucrurile în deosebi în cazul ştiinţelor geologice, la care cercetarea proceselor înseamnă propriu-zis descriere şi interpretare, şi numai într-o mică măsură reproducerea lor. Mai ales, la un asemenea nivel al cercetărilor, calificativul asupra exactităţii concluziilor poartă arbitrar. Deseori, la acceptarea unei concluzii ne putem întreba : în ce măsură putem avea încredere în veridicitatea ei, cît credit ştiinţific să-i acordăm? Sau, chiar dacă nu ne punem asemenea întrebări, concluzia nu o reţinem ca fermă, ea nu-i desprinsă total de caracterul supoziţiei.

Sîntem în căutarea unui criteriu asupra exactităţii. Potrivit cu cele menţionate anterior, statistica matematică ne oferă prin probabilitatea asociată concluziei tocmai acest criteriu, care certifică exactitatea. În aceste condiţii, *concluzia pentru care probabilitatea ca ea să fie greşită este într-atît de mică încît infirmarea ei este practic imposibilă, se acceptă drept concluzie fundamentată statistic.*

Cum se testează justeţea unei ipoteze?

Să presupunem că cercetarea noastră are ca obiect problema A, vizînd K ipoteze de lucru : a_1, a_2, . . . , a_k Pentru oricare dintre ele, verificarea exactităţii constă într-o examinare sub două aspecte : 1, ipo-

Institutul Geologic al României

teză nulă, H_0 = afirmația este justă, se acceptă ca reală; 2, ipoteza alternativă, H_1 sau H_a = afirmația este nejustă, se respinge ca falsă.

Observăm că asemenea judecată a lucrurilor este uzuală în fiecare domeniu al cunoașterii, nu are nimic nou, specific statisticii. Aportul statisticii revine însă în modul de discriminare a ipotezei valabile. Pe cînd, fără mijlocirea ei, propriu domeniilor cu informații calitative, pronunțarea în favoarea uneia dintre ipoteze revine la clasificarea argumentelor și prelucrarea lor după modelul, am spune, al însumării algebrice, în cazul aplicării statisticii se operează prin compararea riguroasă a valorilor unor mărimi ξ calculate, abstrase din datele empirice (de fiecare dată, mărimea poartă noțiunea criteriului folosit), față de valoarea aceleiași mărimi luată din tabele, $\xi\ p$, corespunzător probabilității alese p sau riscului $q = 1-p$ și numărului de măsurători folosite în calcule. În general se acceptă ca verificată ipoteza nulă, H_0 și, în consecință, se consideră fundamentată concluzia pentru $\xi < _{\xi}\ p$.

În ceea ce privește alegerea valorii probabilității p, trebuie avut în vedere că sînt posibile două surse de erori:

a) neacceptarea ipotezei cînd ea este justă: eroare de genul I, a cărei probabilitate de a se produce se numește nivel de semnificație sau risc de genul I, q_I;

b) acceptarea ipotezei cînd ea nu este justă; eroare de genul II, a cărei probabilitate poartă denumirea de risc de genul II q_{II}.

Studierea proprietăților acestor probabilități a arătat că odată cu creșterea lui p, q_I scade, pe cînd q_{II} ia valori tot mai mari (N. Rancu și L. Tövissi, 1963). Corespunzător acestei dependențe și ținînd seama că sînt mai puțin grave cazurile de respingere a afirmației cînd ea este justă, se testează de obicei la o probabilitate $p = 0{,}95$ sau $q = 0{,}05$. De precizat că, pentru situații în care cunoștințele noastre asupra obiectului cercetat sînt insuficiente, este indicat ca q_{II} să fie cît mai mic posibil, ceea ce impune alegerea valorii probabilității $p \leqslant 0{,}50$ (A. B. Vistelius, 1960). Asemenea cazuri îl constituie, de exemplu, natura distribuției elementelor chimice în roci carbonatice, a căror geochimie este elucidată într-o mică măsură (V. Ianovici și Al. Dimitriu, 1965).

Redat cît s-a putut mai succint, acesta este modul în care se utilizează diferitele criterii de semnificație. În ceea ce privește probabilitatea q_{II}, precizăm că valoarea ei se micșorează odată cu creșterea numărului

Institutul Geologic al României

de măsurători şi variază de la un criteriu la altul, fiind, în strînsă legătură cu puterea criteriului $\pi(m)$, şi anume $q_{II} = 1 - \pi(m)$. În consecinţă, se recomandă ca volumul selecţiei să fie cît mai mare, iar criteriul adoptat să aibă funcţia de putere superioară altora.

Verificarea unor ipoteze de lucru

Potrivit obiectului geochimiei, a ştiinţei care studiază distribuţia, conţinutul şi circulaţia elementelor chimice în natură, atenţia noastră a fost concentrată, în deosebi, asupra modului în care se verifică justeţea unor ipoteze de lucru, cel mai frecvent întîlnite în cercetările geochimice : *a*) natura distribuţiei concentraţiei elementelor chimice ; *b*) dependenţa statistică dintre elementele chimice şi *c*) identitatea chimismului a două roci.

Pentru fiecare ipoteză în parte s-au folosit, pe cît a fost posibil, date din literatura geologică din ţara noastră. În general, numai pentru a fi subliniate unele aspecte s-a apelat la literatura străină.

Natura distribuţiei concentraţiei elementelor chimice. Într-un studiu anterior, efectuat în problema legilor de distribuţie, sînt prezentate cu suficiente detalii criteriile cantitative χ^2 şi al asimetriei şi excesului (V. I a n o v i c i şi Al. D i m i t r i u, 1965). Important de subliniat că acestea la care se adaugă criteriul Kolmogorov (N. R a n c u şi L. T ö v i s s i, 1963), sînt singurele criterii care conferă concluziilor fundamentarea statistică.

În ceea ce priveşte criteriile calitative, grafice (reţeaua de probabilitate), ele au o precizie inferioară. Este de aşteptat acest raport între precizia celor două tipuri de criterii, avînd în vedere gradul lor diferit de perfecţionare. Pe cînd, pentru criteriile calitative, concordanţa dintre valorile empirice ale frecvenţei şi acelea calculate în baza adoptării unui model teoretic (legea normală sau lognormală) se apreciază în mod vizual, în cazul criteriilor cantitative, diferenţele dintre cele două şiruri de valori sînt prelucrate matematic în vederea obţinerii unor mărimi, cărora le corespund valori admisibile întabelate. Este un aspect caracteristic fundamentării statistice, care trebuie reţinut în acceptarea oricărei concluzii (v. cap. 2 : „principii de calcul").

Potrivit observaţiei de mai sus, rezultă că incertitudinea este mult crescută în deosebi în cazul aprecierii naturii distribuţiei numai pe baza

Institutul Geologic al României

alurei histogramelor de frecvenţă. Rezultatele cercetării distribuţiilor la un asemenea nivel al metodologiei statistice nu pot fi identificate drept concluzii, ele constituind doar o mai bună formulare a ipotezelor. În acest sens argumentează, cît se poate de convingător, infirmarea aproape a majorităţii distribuţiilor stabilită pe această cale de L. H. Ahren, 1954, 1957 (R. L. Miller şi E. D. Goldberg, 1955; K. V. Aubrey, 1956; A. B. Vistelius, 1960; J. J. W. Rogers, 1960). Din păcate, acest mod de a conclude este practicat încă de mulţi cercetători.

Cît de false pot fi aprecierile făcute vizual o dovedesc şi cazurile redate în planşa I. Se observă că distribuţii cu alură asemănătoare se verifică ca lognormale sau se abat atît de la legea lognormală, cît şi normală, fiind acceptate ca distribuţii „intermediare".

Utilitatea metodei histogramelor este limitată la evidenţierea doar a unor observaţii asupra naturii distribuţiei. Nu trebuie însă neglijat faptul că acurateţea acestora depinde în mare măsură de alegerea corectă a mărimii intervalului, în conformitate cu prevederile statisticii, şi anume: mărimea intervalului să nu depăşească jumătate din valoarea abaterii medii patratice S. Alegerea arbitrară a intervalului poate, uneori deforma în aşa măsură trăsăturile esenţiale ale distribuţiei încît să apară drept normală, pe cînd ea de fapt este lognormală, şi invers (F. Chayes, 1954).

În legătură cu valoarea metodei histogramelor, care nu trebuie ignorată, se impune a fi menţionată posibilitatea ce o dă folosirea ei la individualizarea mai multor subcolectivităţi într-o colectivitate aparent omogenă (cazul distribuţiilor polimodale). În această privinţă, un exemplu devenit clasic îl constituie distribuţia silicei în rocile eruptive, caracterizate prin două module, care au fost puse în legătură cu cele două tipuri esenţial diferite de magme: bazaltică şi granitică (W. A. Richardson şi G. Sneesby, 1922). Numeroase distribuţii polimodale au fost stabilite, în deosebi, în cazul rocilor sedimentare (W. F. Tanner, 1958; S. A. Harris, 1958). De asemenea, distribuţia unor elemente în mineralizaţia hidrotermală poate să aibă acest caracter argumentînd în favoarea zonării mineralizaţiei. În acest sens se înscriu rezultatele obţinute de noi cu privire la distribuţia cobaltului şi nichelului în pirita din zăcămîntul Ţibleş.

Studiul chimico-mineralogic al mineralizaţiei din zăcămîntul Ţibleş a condus la conturarea a două zone, localizate astfel: zona *A* — filonul

Institutul Geologic al României

Preluci şi partea superioară a filonului Tomnatec şi zona *B* — partea inferioară a filonului Tomnatec şi filoanele de la Izvorul Băilor (V i c t o r i a S t i o p o l, 1962). Ne-am pus problema : în ce măsură această zonalitate se reflectă în distribuţia elementelor chimice?. În acest scop au fost construite histogramele de frecvenţă a cobaltului şi nichelului din pirită — mineral ce se formează în variate condiţii, atît pentru întreg zăcămîntul, cît şi pentru fiecare zonă în parte (pl. II). Din examinarea histogramelor rezultă următoarele : *a*) distribuţia cobaltului şi nichelului în zăcămînt este bimodală ; *b*) pentru fiecare element în parte, distribuţia în cele două zone ocupă poziţii distincte în cadrul distribuţiei în ansamblul zăcămîntului, separîndu-se drept distribuţii parţiale, al căror conţinut mediu ia valori apropiate de modulele respective ; zona intermediară a filonului Tomnatec se plasează între zonele *A* şi *B*, în conformitate cu caracterul ei chimico mineralogic de trecere dintre zone. Toate acestea pledează pentru zonalitatea mineralizaţiei din zăcămîntul Ţibleş. La această concluzie se asociază şi faptul că natura distribuţiei fiecărui element în parte, testată prin criteriul χ^2, diferă de la o zonă la alta.

Dependenţa statistică dintre elementele chimice

Ca în cazul oricărui fenomen de masă, asociaţiile elementelor chimice au atributele dependenţei statistice, a cărei expresie matematică se determină prin metoda corelaţiei. Pe această bază se exprimă numeric direcţia şi intensitatea dependenţei, scoţîndu-se în evidenţă legitatea statistică care se manifestă în cadrul ei.

Avînd în vedere că, în general, compoziţia chimică a rocilor este definită de mai multe elemente chimice, rezultă că rocile constituie, din punct de vedere al chimismului, sisteme cu mai multe caracteristici. Estimarea formei şi a intensităţii legăturilor corelative pentru distribuţiile cu *n* caracteristici este o chestiune complicată, al cărui grad de dificultate creşte odată cu numărul lor. În acest caz avem de-a face cu *corelaţia multiplă*. În lucrarea de faţă ne vom ocupa însă de modul elementar de a trata corelaţia, luînd în considerare dependenţa manifestată numai între două catecteristici, neglijîndu-se prezenţa celorlalte $n - 2$ caracteristici. Aceasta este *corelaţia simplă*.

Institutul Geologic al României

Mărimea care dă indicație asupra gradului de dependență dintre două caracteristici, în cazul nostru dintre două elemente chimice X,Y este coeficientul de corelație ρ. Prin prelucrarea statistică a datelor de analiză

$$x_1, x_2, \ldots\ldots, x_n$$
$$y_1, y_2, \ldots\ldots, y_n$$

obținem însă o estimație empirică a lui ρ, notată prin ρ sau r_{xy}. Afirmația că există corelație obține fundamentarea numai prin dovedirea egalității $r \approx \rho$, ceea ce implică, și în acest caz, folosirea criteriilor statistice. Dar, în afară de o asemenea verificare, evaluarea corectă a mărimii r impune satisfacerea anumitor condiții, cerute în deosebi de natura distribuției caracteristicilor respective. Ne ocupăm mai întîi de acest aspect.

Calculul coeficientului de corelație r_{xy}

$$r_{xy} = \frac{\overline{xy} - \overline{x} \cdot \overline{y}}{S_x \cdot S_y} \quad (-1 < r < +1)$$

se poate realiza fie printr-o tehnică „directă", operîndu-se cu valorile individuale x_i, y_i, fie utilizînd tabloul de corelație, în care caz valorile sînt grupate pe intervale de variație. Ultima tehnică este mai avantajoasă pentru volume de selecție mari, însă valoarea r este dată cu o precizie mai mică. În tabelele 1 și 2 este redat modul de desfășurare a calculelor, luîndu-se ca exemplu cercetarea legăturii corelative simple, liniare dintre SiO_2 și MnO din minereul manganifer de la zăcămîntul Dadu (Carpații Orientali).

Referitor la estimarea corectă a coeficientului de corelație, este necesar, în primul rînd, să fie examinat aspectul dependenței dintre cele două caracteristici X, Y. În acest scop se reprezintă cîmpul de corelație (graficul de corelație) prin determinarea în plan a mulțimii de puncte de coordonate x_i, y_i și se trasează curba de regresie prin unirea extremității segmentelor ce reprezintă mediile condiționate $\overline{y}\ (x_i)$. Evident, pe această bază se poate aprecia dacă se manifestă o tendință generală în variația reciprocă a celor două caracteristici și, în consecință, să se procedeze sau să se renunțe la cercetarea în continuare a legăturii corelative. Important în fundamentarea modului de corelație este stabilirea pe seama alurei curbei de regresie a caracterului liniar sau curbiliniu al dependenței, eventual separarea unor domenii în ansamblul dependenței, care trebuie tratate individual. Ultimul caz a fost întîlnit, de exemplu, în cercetarea corelației Al_2O_3 — SiO_2 din bauxite (G. B a r d o s s y, 1957). În ceea ce privește corelația SiO_2— MnO din minereul manganifer de la Dadu, reprezentarea grafică a pus în evidență prezența dependenței, avînd un caracter liniar (fig. 1).

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Studiul corelației liniare (tehnica „directă") dintre SiO_2 și MnO din minereul manganifer de la Dadu (Carpații Orientali)

Componenți	n	$\sum x_i$	$\overline{x}$	$(\overline{x})^2$	$\sum x_i^2$	$\overline{x}_i^2$	$(Sx)^2$	Sx	$Sx \cdot Sy$	$\sum xy$	$\overline{xy} = \frac{\sum xy}{n}$	$\overline{x} \cdot \overline{y}$	$\overline{xy} - \overline{x} \cdot \overline{y}$	r
SiO_2	192	5 305,62	27,63	763,42	174.135,42	906,95	143,53	11,98	164,84	169.530,06	882,97	1007,11	−124,14	− 0,75
MnO		6 997,65	36,45	1 328,60	291.470,95	1518,08	189,48	13,76						

Componenți	r^2	$1 - r^2$	$\sqrt{1 - r^2}$	$\sqrt{n - 2}$	$t_{xy} = \frac{\lvert r \rvert}{\sqrt{1 - r^2}} \sqrt{n - 2}$	$t_{xy} > tq$	$\frac{Sy}{Sx}$	$r \frac{Sy}{Sx}$
SiO_2 MnO	0,56	0,44	0,66	13,79	15,72	1,96	1,15	−0,86

$$y - \overline{y} = r \frac{S_y}{S_x} (x - \overline{x})$$

$x = SiO_2\%$

$y = MnO\%$

$y - 36,45 = - 0,86 (x - 27,63)$

$y = - 0,86\, x + 60,21$

Institutul Geologic al României

În sfîrşit, potrivit proprietăţilor coeficientului de corelaţie, indicaţiile acestuia sînt juste dacă atît distribuţia bidimensională, cît şi distribuţiile parţiale ale elementelor Y, X sînt normale. În consecinţă, este posibilă determinarea precisă a legăturilor corelative numai pentru asemenea cazuri.

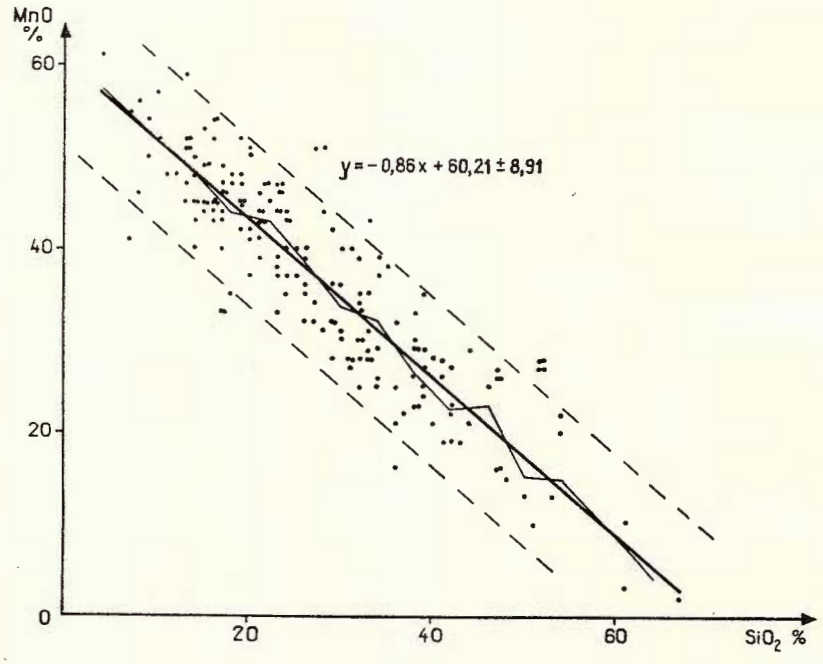


Fig. 1. — Graficul de corelaţie a SiO_2—MnO în minereul manganifer de la Dadu (Carpaţii Orientali)
Graphique de corrélation du SiO_2—MnO dans le minerais manganésifère de Dadu (Carpates Orientales).

Privitor la aceasta, distribuţia SiO_2 şi MnO din minereul manganifer studiat, atît F (SiO_2) şi F(MnO), cît şi F (MnO, SiO_2) s-au dovedit normale prin utilizarea criteriului χ^2 (V. I a n o v i c i, A l. D i m i t r i u şi C. I o n e s c u, 1966). Pentru verificarea normalităţii distribuţiei bidimensionale F (MnO, SiO_2) s-a folosit mărimea

$$\chi^2 = \frac{1}{1-r^2}\left[\left(\frac{x-m_1}{S_x}\right)^2 + \left(\frac{y-m_2}{S_y}\right)^2 - 2r\,\frac{x-m_1}{S_x}\cdot\frac{y-m_2}{S_y}\right]$$

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Studiul corelației liniare (tehnica bazată pe utilizarea tabelului de corelație) dintre SiO_2 și MnO din minereul manganifer de la Dadu (Carpații Orientali)

SiO_2 % \ MnO % ; x' \ y'	0	4	8	12	16	20	24	28	32	36	40	44	48	52	56	n_x	$x' n_x$	x'^2	$x'^2 n_x$	$\sum_y n_{xy} y'$	$x \sum_y n_{xy} y'$	$(\sum_y n_{xy} y')^2$	$\frac{(\sum n_{xy} y')^2}{n_x}$
	y'	−11	−10	−9	−8	−7	−6	−5	−4	−3	−2	−1	0	1	2	3								
4	−3											1			1	1	3	−9	9	27	4	− 12	16	5,33
8	−2												1	3	1	2	7	−14	4	28	11	− 22	121	17,28
12	−1											2	9	7	4	1	23	−23	1	23	16	− 16	256	11,13
16	0							1		4	1	7	13	3	1		30	0	0	0	− 21	0	441	14,70
20	1									1	5	11	10	1			28	21	1	28	− 23	− 23	529	18,89
24	2								1	5	3	5		1			15	30	4	60	− 29	− 58	841	56,07
28	3							2	7	4	3	1					17	51	9	153	− 57	− 171	3 249	191,10
32	4				1		1	3	10	4	3	1					23	92	16	368	− 88	− 352	7 744	336,60
36	5						3	5	5	2							15	75	25	375	− 69	− 345	4 761	317,40
40	6				1	3	3	4	1								12	72	36	432	− 71	− 426	5 041	420,08
44	7				1	1	1	4	1								8	56	49	392	− 45	− 315	2 025	253,12
48	8			1	2			1									4	32	64	256	− 30	− 240	900	225,00
52	9				1		2	1									4	36	81	324	− 25	− 225	625	131,25
56	10																		100					
60	11	1															1	11	121	121	− 11	− 121	121	121,00
64	12	1															1	12	144	144	− 11	− 132	121	121,00
68	13																		169					
72	14																		196					
76	15	1															1	15	225	225	− 11	− 165	121	121,00
80	16																		256					
n_y		3		1	6	4	10	21	25	20	15	28	33	15	7	4	192	457		2 956		− 2 623	26 912	2 360,95
$y' n_y$		−33		−9	−48	−28	−60	−105	−100	−60	−30	−28	0	15	14	12	−460							
y'^2		121	100	81	64	49	36	25	16	9	4	1	0	1	4	9								
$y'^2 n_y$		363		81	384	196	360	525	400	180	60	28	0	15	28	36	2 656							
$\sum_x n_{xy} x'$		38		8	42	25	62	112	101	49	32	23	−1	−10	− 9	−8								
$y' \sum_x n_{xy} x'$		−418		−72	−336	−175	−372	−560	−404	−147	−64	−23	0	−10	−18	−24	−2 623							
$(\sum n_{xy} x')^2$		1 444		64	1 764	625	3 844	12 544	10 201	2 401	1 024	529	1	100	81	64	34 686							
$\frac{(\sum n_{xy} x')^2}{n_y}$		481,2		64	294	131,25	384,4	597,3	408,004	120,05	68,26	18,89	0,03	6,66	11,57	16	2601,61							

$$r = \frac{n \sum_x \sum_y n_{xy} x' y' - \left(\sum_x x' n_x\right)\left(\sum_y y' n_y\right)}{\sqrt{\left[n \sum_x x'^2 n_x - \left(\sum_x x' n_x\right)^2\right]\left[n \sum_y y'^2 n_y - \left(\sum_y y' n_y\right)^2\right]}}$$

$$r = \frac{192 \cdot (-2.623) - 457\,(-460)}{\sqrt{(192 \times 2\,956 - 34.686)\,(192 \times 2656 - 26.912)}} =$$

$$= \frac{-293.396}{507.341,6} = -0,58$$

$$t = \frac{|r|}{\sqrt{1 - r^2}} \sqrt{n - 2} = 11,96 \qquad t_{0,05} = 1,96 \qquad |t| > t_{0,05}$$

Institutul Geologic al României

a cărei distribuție are două grade de libertate (N. Rancu și L. Tövissi, 1963). Aprecierea normalității se face grafic prin proiectarea valorilor χ^2 în relație cu mărimea $\frac{n - i + \frac{1}{2}}{n}$ reprezentată la scară logaritmică (i = = numărul curent al perechilor de valori x_i, y_i); cu cît punctele apar mai grupate în jurul dreptei lg $(1 - F(\chi^2) = -2{,}17\ \chi^2$, cu atît sîntem mai

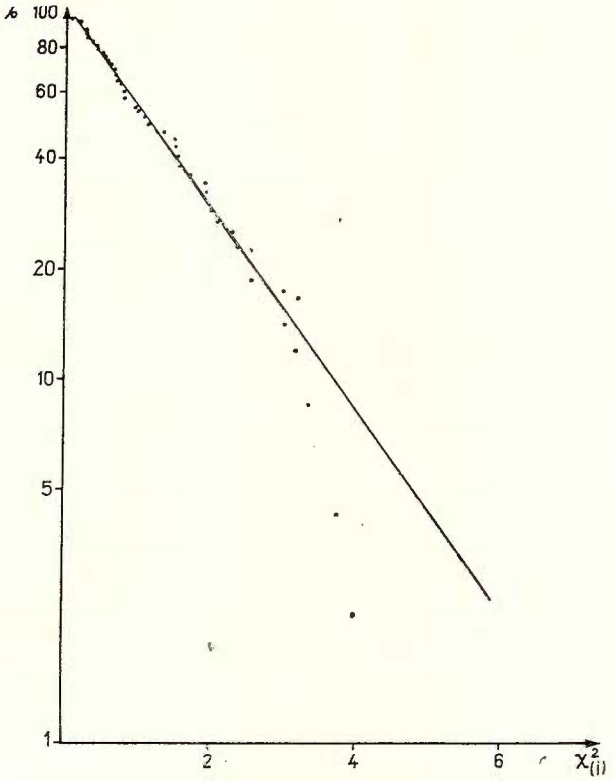


Fig. 2. — Verificarea normalității distribuției bidimensionale F(SiO², MnO) în minereul de mangan de la Dadu (Carpații Orientali).

Vérification de la normalité de la distribution bidimensionnelle F(SiO_2, MnO) dans le minerais de manganèse de Dadu (Carpates Orientales).

siguri că distribuția bidimensională este normală. Referitor la distribuția F (MnO, SiO_2) (fig. 2) se observă că poate fi acceptată ca normală. Menționăm că astfel de verificări comportă numeroase calcule.

Institutul Geologic al României

Toate aceste condiții trebuie puse în legătură doar cu adoptarea unei modalități corecte în determinarea coeficientului de corelație r. Ele nu argumentează încă asupra veridicității valorii r, ci numai asigură folosirea justă a criteriilor de semnificație pentru testarea ipotezei nule $H_0 : r \approx \rho$. În acest scop o largă utilizare este dată criteriului t :

$$t = \frac{|r|}{\sqrt{1 - r^2}} \cdot \sqrt{n - 2}$$

cu n grade de libertate. Indicația dată de valoarea lui r se acceptă ca reală pentru $t > t_{0,05}$.

În tabelul 3 sînt figurate rezultatele cercetării legăturilor corelative SiO_2 — MnO, SiO_2 — FeO și FeO — MnO în cazul minereului manganifer de la zăcămintele Coșna și Dadu. Aceste rezultate concretizează următoarele concluzii : *a*) există corelație între componenții SiO_2, MnO și FeO, MnO, iar între SiO_2, FeO, corelația este neesențială ; *b*) corelație directă manifestă FeO — MnO (zăcămîntul Coșna) și corelație inversă, SiO_2 — MnO (zăcămintele Dadu și Coșna) și FeO — MnO (Dadu) ; *c*) intensitatea cea mai puternică a corelației caracterizează cuplul FeO — MnO (Coșna) ($|r| = 0,96$), este destul de puternică în cazul SiO_2— MnO (Dadu) ($|r| = 0,75$) și are o valoare scăzută pentru SiO_2 — MnO (Coșna) ($|r| = 0,64$) și FeO — MnO (Dadu) ($|r| = 0,52$).

În tabel este dată, de asemenea, forma legăturii corelative pentru fiecare pereche de elemente în parte, descrise prin ecuația dreptei de regresie :

$$y - \bar{y} = r \frac{S_y}{S_x} (x - \bar{x}).$$

Pentru SiO_2—MnO (zăcămîntul Dadu) s-a reprezentat în fig. 3 ecuația de regresie și zonele de regresie la un nivel de semnificație $q = 0,05$.

În ceea ce privește rezultatul figurat în partea de jos a tabelului t_{SiO_2-MnO} , el exprimă testarea justeții asemănării gradului de dependență dintre SiO_2 și MnO în zăcămintele studiate, Dadu și Coșna ($\rho_1 = \rho_2$). În acest scop s-a folosit criteriul t_{xy} :

$$t_{xy} = \frac{1{,}1513 \lg \frac{1 + r_1}{1 - r_1} - \lg \frac{1 + r_2}{1 - r_2}}{\sqrt{\frac{1}{n_1 - 3} + \frac{1}{n_2 - 3}}}$$

folosit de V. N. B o n d a r e n k o (1964).

Institutul Geologic al României

TABELUL 3

Legăturile corelative dintre componenţii chimici din minereul manganifer de la Coşna şi Dadu (Carpaţii Orientali) (V. Ianovici, Al. Dimitriu, C. Ionescu, 1966).

Zăcămîntul	Componenţii chimici $x - y$	r_{xy}	t_{xy}	$t_{5\%}$	$y = f(x)$
Coşna	$SiO_2 - MnO$	−0,64	5,57	1,96	$y = -0,41x + 41,38$
	$SiO_2 - FeO$	0,003	—	—	—
	$FeO - MnO$	0,96	12,56	1,96	$y = 3,21x - 12,66$
Dadu	$SiO_2 - MnO$	−0,75	15,72	1,96	$y = -0,86x + 60,21$
	$SiO_2 - FeO$	0,04	0,055	1,96	—
	$FeO - MnO$	−0,52	8,41	1,96	$y = -1,96x + 63,24$

Compararea corelaţiei între zăcăminte

$$t_{SiO_2, MnO} = 1,28 \qquad t_{0,05} = 1,96$$

Rezultatele au dovedit o valoare interpretativă deosebită în elucidarea geochimiei celor două zăcăminte manganifere (V. Ianovici, Al. Dimitriu şi C. Ionescu, 1966).

Identitatea chimismului a două roci. Egalitatea conţinutului de elemente chimice sau minerale în roci comparabile constituie o altă ipoteză frecvent pusă în cercetările geologice. De regulă, testarea acestei ipoteze se face prin compararea vizuală a conţinuturilor medii, obţinute pe baza unui număr oarecare de date analitice. Însă, valoarea medie caracterizează colectivitatea respectivă în mod nereprezentativ. Fie de exemplu trei roci, la care conţinutul unui element ia valori în domeniul de la 3 la 5, 2 la 6 şi 0 la 8%. În toate cele trei roci, conţinutul mediu poate fi 4%, însă deosebirile în compoziţia chimică sînt esenţiale de la o rocă la alta. Astfel, pe cînd în prima rocă sînt practic imposibile conţinuturi mai mari de 5%, în cazul celorlalte roci ele constituie un fapt firesc, legic.

Să presupunem că aprecierile noastre se referă, în afară de conţinutul mediu, şi la domeniul de variaţie. Dar aceşti indicatori nu reuşesc să dea răspuns la o serie de probleme : cît de des se poate întîlni în roca dată un

Institutul Geologic al României

anumit conținut?; cît de neuniform este răspîndit elementul în rocă?; care este conținutul cel mai frecvent?; cu ce probabilitate se poate găsi un eșantion cu un conținut situat între anumite valori?.

Afirmația că o mărime aleatoare, în cazul nostru conținutul unui element chimic, are aceeași comportare în diferite obiecte, (roci) implică identitatea fiecăreia dintre aceste aspecte în toate obiectele studiate. Cea mai completă informație este dată de funcția de distribuție. Verificarea egalității dintre funcțiile de distribuție constituie singurul test care fundamentează justețea concluziei asupra identității compoziției chimice în diferite roci.

Considerăm funcțiile de distribuție a conținutului unui element X în două roci : $F_1(x)$ și $F_2(x)$. Egalitatea lor, $F_1(x) = F_2(x)$ este posibilă numai în cazul că parametrii distribuțiilor[4] sînt egali, adică

$$\mu_1 = \mu_2$$
$$\sigma_1^2 = \sigma_2^2$$

Semnificația ultimelor două egalități este cît se poate de utilă în aprofundarea modului în care statistica tratează problema identității chimismului dintre două roci, în a se preciza valoarea interpretativă ce trebuie acordată verificărilor statistice.

Fie $x_{11}, x_{12}, \ldots\ldots, x_{1n}$ valorile de analiză în cazul uneia dintre roci și $x_{21}, x_{22}, \ldots\ldots\ldots, x_{2m}$ valorile de analiză pentru cealaltă rocă.

Fiecare dintre aceste două seturi, colectivități de valori, are un anumit centru de repartiție (μ_1, respectiv μ_2) și grad de împrăștiere (σ_1^2, respectiv σ_2^2). A afirma că, în ambele roci, conținutul elementului X are o aceeași comportare în variație, înseamnă a atribui fiecăreia dintre cele două colectivități aceeași valoare μ și σ^2; adică cele două colectivități sînt apreciate că fac parte dintr-o aceeași colectivitate generală.

În ceea ce privește aspectele de ordin tehnic ale verificării egalităților $\sigma_1^2 = \sigma_2^2$ și $\mu_1 = \mu_2$, aceste valori fiind necunoscute se operează cu estimațiile lor statistice corespunzătoare ($\bar{x}_1, \bar{x}_2$ și S_1^2, S_2^2), ceea ce obligă, la fel ca în oricare dintre cazurile discutate, să fie folosite unele criterii de semnificație.

Compararea dispersiilor se realizează cu ajutorul criteriului Fisher, $F = \frac{\text{dispersia cea mai mare}}{\text{dispersia cea mai mică}}$ cu $f_1 = n_1 - 1$ și $f_2 = n_2 - 1$ grade de libertate. Se acceptă ca reală egalitatea dispersiilor ($\sigma_1^2 = \sigma_2^2$) pentru $F < F_{0.05(0.01)}$.

[4]) Pentru o mai bună discriminare a parametrilor reali de estimațiile lor empirice s-a adoptat notația cu caractere grecești în cazul primelor și cu caractere latine pentru ultimele.

Institutul Geologic al României

Pentru verificarea justeţii egalităţii centrelor de repartiţie ($\mu_1 = \mu_2$), de obicei, se foloseşte criteriul Student,

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{S_{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}}$$

unde $\bar{x}_1$ şi $\bar{x}_2$ — mediile aritmetice de comparat,

$$S_{\bar{x}_1 - \bar{x}_2} = \sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}$$

— abaterea standard a diferenţei $(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)$.

De remarcat că determinarea mărimii t impune ca ambele colectivităţi să aibă aceeaşi repartiţie, normală sau lognormală. În cazul colectivităţilor lognormale, calculele se fac cu ajutorul formulei

$$t = \frac{\overline{\lg x_1} - \overline{\lg x_2} + 1{,}153\,(S_1^2 - S_2^2)}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2} + 2{,}650\left(\frac{S_1^4}{n_1 - 1} + \frac{S_2^4}{n_2 - 1}\right)}}$$

unde :

$\overline{\lg x_1}$ şi $\overline{\lg x_2}$ — mediile aritmetice ale logaritmilor zecimali ai conţinuturilor,
S_1^2 şi S_2^2 — dispersiile logaritmilor zecimali ai conţinuturilor,
n_1 şi n_2 — numărul datelor de analiză.

Se consideră fundamentate concluziile asupra identităţii chimismului în două roci numai pe baza verificării ambelor ipoteze : $\sigma_1^2 = \sigma_2^2$ şi $\mu_1 = \mu_2$

O imagine convingătoare asupra discrepanţei posibile dintre afirmaţiile făcute prin simpla comparaţie vizuală a mediilor aritmetice şi testarea cu ajutorul criteriilor de semnificaţie F şi t oferă următorul caz luat din literatură (D. A. R o d i o n o v, 1964).

Din Aldanul Central au fost probate două varietăţi de roci alcaline (sienite alcaline şi malinite) şi s-a determinat conţinutul lor în magnetită (tabelul 4). Mediile aritmetice apar mult deosebite între ele ($\bar{x}_{\text{malinite}} \approx \approx 2{,}5 \cdot \bar{x}_{\text{sienite alcaline}}$), încît prin comparare vizuală se trage în mod inevitabil concluzia că malinitele au un conţinut mai ridicat în magnetită faţă de sienitele alcaline. Aplicîndu-se însă criteriile F şi t în condiţiile lognormalităţii distribuţiei magnetitului, dovedită într-o cercetare prealabilă, se respinge diferenţa dintre mediile aritmetice ca neesenţială ; conţinutul de magnetită în sienitele alcaline şi malinite se caracterizează prin ace eaşi valoare medie şi grad de uniformitate.

Institutul Geologic al României

Asemenea aprecieri false, făcute prin simpla comparare a mediilor aritmetice, pot avea consecinţe importante în prospecţiunile de zăcăminte de substanţe minerale utile, în separarea tipurilor de roci cu perspectivă, de valorificare a uneia dintre ele. De exemplu, într-un caz similar celui exa-

TABELUL 4

Verificarea identităţii chimismului în două varietăţi de roci alcaline din Aldanul Central (D. A. Rodionov, 1964)

Sienite alcaline	malinite
magnetit g/t	magnetit g/t
28,88	24,13
147.08	3 480,00
250,46	39.330,84
3.712,30	40.009,93
5.926,26	52.450,79
31.515,20	
41.381,06	
$\overline{x}$ 11.866	27.099
$\overline{\lg x}$ 2,641	3.769
$S^2_{\overline{\lg x}}$ 1,862	2,026
n 7	5
$F = 1,09$	$F_{0,05} = 4,53$
$t = 1,20$	$t_{0,05} = 2,23$

minat (considerăm că în locul magnetitei ar fi fost un alt mineral de interes economic), recomandarea pentru prospectare doar a uneia dintre cele două roci comparabile este eronată. În mod corect, trebuie deopotrivă să se acorde interes ambelor roci sau să fie apreciate ca lipsite de perspectivă.

Acest mod de tratare ne-a servit în fundamentarea concluziilor cu privire la identitatea chimismului Zn şi Pb din andezitele şi dacitele din munţii Călimani, studiate de M. Savul şi colab. (1956) şi a Co şi Ni din pirită în cuprinsul zăcămîntului Ţibleş (Victoria Stiopol, 1962). Rezultatele obţinute sînt figurate în tabelele 5 şi 6.

În toate calculele s-a operat cu logaritmii zecimali ai conţinuturilor, ţinînd seama de observaţiile autorilor asupra lognormalităţii distribuţiilor respective şi de aprecierea, cu caracter general, că distribuţia elementelor

Institutul Geologic al României

TABELUL 5

Verificarea identităţii chimismului Zn şi Pb în rocile eruptive din munţii Călimani

Dacite \ Andezite	Zn ppm	Pb ppm
	$\bar{x} = 58$ $\overline{\lg x} = 1{,}737$ $S^2_{\bar{x}} = 457$ $S^2_{\lg x} = 1{,}988$ $n = 11$	$\bar{x} = 29$ $\overline{\lg x} = 1{,}281$ $S^2_{\bar{x}} = 460$ $S^2_{\lg x} = 2{,}998$ $n = 11$
Zn ppm $\bar{x} = 72$ $\overline{\lg x} = 1{,}852$ $S^2_{\bar{x}} = 238$ $S^2_{\lg x} = 1.180$ $n = 7$	$\Delta \bar{x} = 14$ ppm $F = 1{,}68$ $F_{0.975} = 406$ $t = 0{,}56$ $t_{0.975} = 1{,}75$	
Pb ppm $\bar{x} = 29$ $\overline{\lg x} = 1{,}448$ $S^2_{\bar{x}} = 54$ $S^2_{\lg x} = 1{,}820$ $n = 7$		$\Delta \bar{x} = 0$ ppm $F = 1{,}65$ $F_{0.975} = 4{,}06$ $t = 0{,}57$ $t_{0.975} = 1{,}75$

minore în rocile eruptive se acordă bine cu legea lognormală (L. H. A h r e n s, 1954).

Rezultatele fundamentează următoarele concluzii : dacitele şi andezitele din munţii Călimani prezintă acelaşi conţinut în Zn şi Pb, deşi „analizele au arătat valori mai ridicate în dacite decît pentru andezite (şi) situaţia apare ca şi cum între chimismul celor două roci n-ar fi o înrudire imediată" (M. S a v u l şi colab. 1956, pag. 13), iar în ceea ce priveşte pirita din zăcămîntul Ţibleş, conţinutul în Co se dovedeşte fără variaţii semnificative în întreg zăcămîntul, pe cînd conţinutul de Ni este acelaşi numai în cadrul fiecărui filon în parte şi pentru filcanele Tomnatec şi Preluci, prezentînd o comportare deosebită în cazul filoanelor Izvorul Băilor faţă de celelalte filoane. Ultimele concluzii, referitoare la zăcămîntul Tibleş, au carecare incertitudine pe seama acceptării lognormalităţii distribuţiilor fără a fi testate în prealabil. Faptul că aceste concluzii sînt doar parţial în acord cu

Institutul Geologic al României

TABELUL 6

Verificarea indentității chimismului Co și Ni în zăcămîntul Tibleș

Filonul Preluci

Zona	superioară *Co* ppm	inferioară Ni ppm
	$\overline{x} = 165$ $\quad \overline{\lg x} = 2{,}166$ $S^2_{\overline{x}} = 2491$ $\quad S^2_{\overline{\lg x}} = 3{,}759$ n = 12	$\overline{x} = 43$ $\quad \overline{\lg x} = 1{,}712$ $S^2_{\overline{x}} = 337$ $\quad S^2_{\overline{\lg x}} = 2{,}006$ $n = 12$
inferioară C_o ppm $\overline{x} = 167$ $\quad \overline{\lg x} = 2{,}214$ $S^2_{\overline{x}} = 939$ $\quad S^2_{\overline{\lg x}} = 3{,}062$ $n = 12$	$\Delta \overline{x} = 2$ $F = 1{,}23$ $\quad F_{0{,}975} = 2{,}82$ $t = 0{,}22$ $\quad t_{0{,}975} = 1{,}71$	
superioară Ni ppm $\overline{x} = 34$ $\quad \overline{\lg x} = 1{,}621$ $S^2_{\overline{x}} = 107$ $\quad S^2_{\overline{\lg x}} = 0{,}902$ $n = 12$		$\Delta \overline{x} = 9$ $F = 2{,}22$ $\quad F_{0{,}975} = 2{,}82$ $t = 1{,}15$ $\quad t_{0{,}975} = 1{,}71$

Filonul Izvorul Băilor

Zona	superioară Co ppm	inferioară Ni ppm
	$\overline{x} = 86$ $\quad \overline{\lg z} = 1{,}930$ $S^2_{\overline{x}} = 124$ $\quad S^2_{\overline{\lg x}} = 1{,}362$ n = 12	$\overline{x} = 93$ $\quad \overline{\lg x} = 1{,}965$ $S^2_{\overline{x}} = 121$ $\quad S^2_{\overline{\lg x}} = 1{,}701$ $n = 12$

Institutul Geologic al României

Filonul Izvorul Băilor

inferioară Co ppm $\bar{x} = 87$ $\overline{\lg x} = 1{,}935$ $S^2_{\bar{x}} = 153$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 2{,}437$ $n = 12$	$\Delta\bar{x} = 1$ ppm $F = 1{,}79$ $F_{0{,}975} = 2{,}82$ $t = 0{,}84$ $t_{0{,}975} = 1{,}71$	
superioară Ni ppm $\bar{x} = 120$ $\overline{\lg x} = 2{,}208$ $S^2_{\bar{x}} = 1{,}821$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 0{,}802$ $n = 12$		$\Delta\bar{x} = 27$ ppm $F = 2{,}12$ $F_{0{,}975} = 2{,}82$ $t = 0{,}77$ $t_{0{,}975} = 1{,}71$

Filonul Tomnatec (Chimismul Ni)

Zona	Superioară $\bar{x} = 65$ $\overline{\lg x} = 1{,}795$ $S^2_{\bar{x}} = 484$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 2{,}150$ $n = 8$	Intermediară $\bar{x} = 79$ $\overline{\lg x} = 1{,}886$ $S^2_{\bar{x}} = 209$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 3{,}306$ $n = 8$	Inferioară $\bar{x} = 113$ $\overline{\lg x} = 2{,}018$ $S^2_{\bar{x}} = 2{,}723$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 1{,}106$ $n = 7$
Inferioară $\bar{x} = 113$ $\overline{\lg x} = 2{,}018$ $S^2_{\bar{x}} = 2{,}723$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 1{,}106$ $n = 8$	$\Delta\bar{x} = 48$ $F = 1{,}94$ $F_{0{,}975} = 3{,}87$ $t = 0{,}59$ $t_{0{,}975} = 1{,}77$		
Intermediară $\bar{x} = 79$ $\overline{\lg x} = 1{,}886$ $S^2_{\bar{x}} = 209$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 3{,}306$ n = 8			$\Delta\bar{x} = 34$ $F = 2{,}99$ $F_{0{,}975} = 3{,}87$ $t = 0{,}11$ $t_{0{,}975} = 1{,}77$

Institutul Geologic al României

Filonul Tomnatec (Chimismul Ni)

Superioară $\overline{x} = 65$ $\overline{\lg x} = 1,795$ $S^2_{\overline{x}} = 484$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 2,150$ $n = 7$		$\Delta\overline{x} = 14$ $F = 1,54$ $F_{0,975} = 3,79$ $t = 0,56$ $t_{0,975} = 1,76$	

Filonul Tomnatec (Chimismul Co)

Zona	Superioară	Intermediară	Inferioară
	$\overline{x} = 129$ $\overline{\lg x} = 2,087$ $S^2_{\overline{x}} = 2.400$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 1,447$ $n = 8$	$\overline{x} = 103$ $\overline{\lg x} = 2,012$ $S^2_{\dot{x}} = 99$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 1,640$ $n = 8$	$\overline{x} = 80$ $\overline{\lg x} = 1,878$ $S^2_{\overline{x}} = 720$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 2,740$ $n = 7$
Inferioară $\overline{x} = 80$ $\overline{\lg x} = 1,878$ $S^2_{\overline{x}} = 720$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 2,740$ $n = 7$	$\Delta\overline{x} = 49$ $F = 1,89$ $F_{0,975} = 3,87$ $t = 0,59$ $t_{0,975} = 1,77$		
Intermediară $\overline{x} = 103$ $\overline{\lg x} = 2,012$ $S^2_{\overline{x}} = 99$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 1,640$ $n = 8$			$\Delta\overline{x} = 23$ $F = 1,67$ $F_{0,975} = 3,87$ $t = 0,51$ $t_{0,975} = 1,77$
Superioară $\overline{x} = 129$ $\overline{\lg x} = 2,087$ $S^2_{\overline{x}} = 2,400$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 1,447$ $n = 8$		$\Delta\overline{x} = 26$ $F = 1,13$ $F_{0,975} = 3,79$ $t = 0,10$ $t_{0,975} = 1,76$	

Institutul Geologic al României

Filoanele Preluci, Tomnatec și Izvorul Băilor (chimismul Co)

Filon	Preluci	Tomnatec	Izvorul Băilor
	$\overline{x} = 166$ $\overline{\lg x} = 2{,}190$ $S^2_{\overline{x}} = 3.065$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 3{,}462$	$\overline{x} = 105$ $\overline{\lg x} = 1{,}997$ $S^2_{\overline{x}} = 2{,}185$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 2{,}286$	$\overline{x} = 86$ $\overline{\lg x} = 1{,}932$ $S^2_{\overline{x}} = 133$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 1{,}984$
Izvorul Băilor $\overline{x} = 86$ $\overline{\lg x} = 1{,}932$ $S^2_{\overline{x}} = 133$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 1{,}984$	$\Delta\overline{x} = 80$ $F = 1{,}74$ $F_{0{,}975} = 2{,}00$ $t = 1{,}21$ $t_{0{,}975} = 1{,}68$		
Tomnatec $\overline{x} = 105$ $\overline{\lg x} = 1{,}997$ $S^2_{\overline{x}} = 2{,}185$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 2{,}286$			$\Delta\overline{x} = 19$ $F = 1{,}15$ $F_{0{,}975} = 2{,}02$ $t = 0{,}37$ $t_{0{,}975} = 1{,}68$
Preluci $\overline{x} = 166$ $\overline{\lg x} = 2{,}190$ $S^2_{\overline{x}} = 3.067$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 3{,}426$		$\Delta\overline{x} = 61$ $F = 1{,}51$ $F_{0{,}975} = 2{,}02$ $t = 1{,}03$ $t_{0{,}975} = 1{,}68$	

Filoanele Preluci, Tomnatec și Izvorul Băilor (chimismul Ni)

Filon	Preluci	Tomnatec	Izv. Băilor
	$\overline{x} = 39$ $\overline{\lg x} = 1{,}566$ $S^2_{\overline{x}} = 233$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 1{,}702$	$\overline{x} = 84$ $\overline{\lg x} = 1{,}895$ $S^2_{\overline{x}} = 1902$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 1{,}861$	$\overline{x} = 106$ $\overline{\lg x} = 2{,}086$ $S^2_{\overline{x}} = 1126$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 0{,}606$
Izvorul Băilor $\overline{x} = 106$ $\overline{\lg x} = 2{,}086$ $S^2_{\overline{x}} = 1126$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 0{,}606$	$\Delta\overline{x} = 67$ $F = 2{,}81$ $F_{0{,}975} = 2{,}00$		

Institutul Geologic al României

Filoanele Preluci, Tomnatec şi Izvorul Băilor (Chimismul Ni)

Tomnatec $\bar{x} = 84$ $\overline{\lg x} = 1,895$ $S^2_{\bar{x}} = 1902$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 1,861$			$\Delta\bar{x} = 22$ $F = 3,07$ $F_{0,975} = 2,02$
Preluci $\bar{x} = 39$ $\overline{\lg x} = 1,566$ $S^2_{\bar{x}} = 233$ $S^2_{\overline{\lg x}} = 1,702$		$\Delta\bar{x} = 45$ $F = 1,09$ $F_{0,975} = 2,03$ $t = 0,54$ $t_{0,975} = 1,68$	

acelea evidenţiate de caracterul bimodal al distribuţiilor pentru întreg zăcămîntul (v. cap. 3, pct. 1.) adînceşte incertitudinea. Dintre aplicaţiile date în literatură criteriilor statistice F şi t, deosebit interes poartă elucidarea pe această bază a originii extraterestre a tectitelor (P. D. Lowman, 1962). Avem în vedere valoarea metodologică a acestui studiu, modul argumentat şi elegant în care autorul a apreciat că testarea poate fi făcută corect. În afară de criteriile Fisher şi Student pot fi utilizate pentru verificarea concordanţei a două distribuţii şi alte criterii statistice (Derek Flinn, 1959; R. L. Miller şi J. S. Kahn, 1962; W. C. Krumbein şi F. A. Graybill, 1965). De exemplu, un criteriu care comportă puţine calcule, aplicabil însă numai pentru selecţii mai mici de 10, este criteriul τ:

$$\tau = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{w_1 + w_2},$$

unde $w = x_{max} - x_{min}$.

Erorile de probare şi analiză chimică

Oricare dintre concluziile fundamentate statistic, acceptată cu o siguranţă maximă, poate fi subminată de erorile survenite în probare şi în analiza chimică. Putem să ne însuşim concluziile, să le punem în practică numai în măsura în care avem cunoştinţă că aceste erori sînt neglijabile.

Dar ce înseamnă a lua cunoştinţă de erorile probării şi analizei chimice?. În cazul probării, aceasta rezidă în a evalua măsura în care s-a realizat reprezentarea rocii, în care scop statistica pune la dispoziţie criterii de reprezentativitate. În ceea ce priveşte analiza chimică, determinarea erorilor produse atît de către metode, cît şi de operator se obţin apelînd, de asemenea,

Institutul Geologic al României

la testele statistice. Afirmaţia că erorile probării sau analizei chimice sînt neesenţiale trebuie să aibă atributele unei concluzii fundamentate statistic.

Cercetarea ambelor erori beneficiază de aportul statisticii matematice, însă pentru probarea rocilor, metodologia statistică elaborată este încă nesatisfăcătoare, de altfel ca în cazul probării oricărui alt mediu continuu. Cele două aspecte ale problemei : mărimea eşantionului şi numărul de eşantioane, care de obicei sînt „rezolvate" mintal, s-au dovedit complicate, dificil de tratat matematic. Soluţiile obţinute, în mare parte verificate experimental, marchează totuşi un progres deosebit nu numai în micşorarea erorilor şi controlul lor, ci şi în privinţa organizării mai eficiente a lucrărilor de probare.

O bază statistică cu totul cuprinzătoare a obţinut analiza chimică. Există un aparat statistico-matematic bine pus la punct, capabil să dea răspuns asupra nivelului calităţii variatelor situaţii de lucru. Numeroasele utilizări date au dovedit cît de false pot fi aprecierile vizuale, au spulberat părerile bune, încetăţenite pentru o serie de metode (L. H. A h r e n s, 1957). Calificativul de „metodă bună pentru producţie," „rezultate de analize precise" trebuie să fie un rezultat al verificării statistice.

Prezentarea statistică a compoziţiei chimice a rocilor

Deoarece conţinutul elementelor chimice într-o rocă constituie o mărime aleatoare, valoarea pe care o prezintă în cazul unei probe nu reuşeşte să dea decît o indicaţie cu totul aproximativă asupra compoziţiei chimice a rocii cercetate. Făcîndu-se altor probe analiza chimică, se obţin alte conţinuturi, compoziţia chimică a rocii apare schimbată de la o probă la alta.

Buletinele de analiză dau răspuns la întrebarea : care-i compoziţia chimică a probelor analizate ?. Dar, în relaţii cu problematica geologică, întrebarea care interesează în deosebi este alta : care-i compoziţia chimică a rocii ?. În acest scop trebuie procedat la redactarea buletinului de analiză chimică a rocii, a „cărţii de vizită asupra chimismului rocii". Probele analizate constituie doar modalitatea de a se obţine informaţii asupra caracterelor chimice reprezentative ale rocii. Limitarea cercetării la concretul datelor analitice primare nu poate să conducă la găsirea esenţialului, la individualizarea chimismului rocii luată în studiu. O asemenea cercetare seamănă mai mult cu încheierea unui proces verbal prin care se constată că probele au fost analizate.

Institutul Geologic al României

Termenii reprezentativi în care poate fi descrisă oricare colectivitate de valori a unei mărimi aleatoare, în cazul nostru — conținutul unei roci în privința unui element chimic, constau propriu-zis în următorii doi indicatori statistici :

a) Centrul de grupare a valorilor = conținutul mediu,

$$\bar{x} = \frac{\Sigma x_i}{n} \text{ și}$$

b) Gradul de împrăștiere a valorilor în jurul conținutului mediu = = dispersia,

$$S^2_{\bar{x}} = \frac{\Sigma (x_i - \bar{x})^2}{n}.$$

Se observă că acești indicatori sînt calculați pe baza valorilor individuale x_i pe care conținutul elementului chimic X îl ia în cele n probe analizate, adică x_1, x_2, ..., x_n.

Atribuim indicatorilor o capacitate de sintetizare, de condensare a setului de date analitice, care se concretizează în a evidenția structura, aspectele intime, de bază ale construcției ansamblului de date. În adevăr, acestea permit să informeze asupra caracteristicilor reale ale variației conținutului elementelor chimice, adică centrul de grupare μ și dispresia σ^2, conducînd la precizarea cu o probabilitate de 95 sau 99 %, aproape cu certitudine, intervalul în care se găsește fiecare parametru în parte („intervalul de încredere").

In tabelul 7 sînt date formulele care servesc la calculul intervalului de încredere pentru μ și σ^2. Valorile lui t se găsesc întabelate în funcție de probabilitate și volumul de selecție (N. R a n c u și L. T ö v i s s i, 1963).

Pentru a se obține o imagine mai cuprinzătoare asupra compoziției chimice este deosebit de util a se determina cît de mare este împrăștierea valorilor față de estimația conținutului mediu. În acest scop servește coeficientul de variație, $v = \frac{S}{\bar{x}} 100$, care permite să se facă aprecieri comparative între diferite elemente chimice privitor la gradul lor de omogenitate în rocă.

O examinare a tuturor acestor mărimi ne arată însă că ele nu dau informații, cel puțin direct, asupra modului în care se împrăștie valorile de o parte și de alta a conținutului mediu, uniformității de repartiție a conținu-

Institutul Geologic al României

TABELUL 7

Caracteristicile statistice ale chimismului unei roci („cartea de viteză a chimismului")

$$\bar{X} = \text{conţinutul mediu} = \frac{\sum_1^n x_i}{n}$$

$$\bar{X} - t_q \frac{S}{\sqrt{n}} \leqslant \mu \leqslant \bar{X} + t_q \frac{S}{\sqrt{n}} \qquad (f = n-1)$$

$$S^2 = \text{dispersia} = \frac{\sum_1^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1} = \frac{\sum_1^n x_i^2 - \frac{\left(\sum_1^n x_i\right)^2}{n}}{n-1}$$

$$\frac{(n-1)\,S^2}{\chi_q^2} \leqslant \tau^2 \leqslant \frac{(n-1)\,S^2}{\chi^2(1-q)} \qquad (f = n-1)$$

$$V = \text{coeficientul de variaţie} = \frac{S}{\bar{x}}\,100$$

$$\rho r = \text{gradul de neuniformitate} = \frac{\bar{\bar{X}}_N}{\bar{\bar{x}}_n} \qquad n \leqslant N \text{ pentru } x_i > \bar{\bar{x}}_N$$

tului elementelor chimice. Pentru aceasta se calculează coeficientul de uniformitate, ρ_r care se obţine prin împărţirea conţinutului mediu al întregii colectivităţi $\bar{\bar{x}}_N$ la conţinutul mediu $\bar{\bar{x}}_n$ al probelor „bogate" ($x_i > \bar{\bar{x}}_N$) (V. V. M o g a r o v s k i i, 1962).

Valoarea lui ρ_r variază de la zero, cazul repartiţiilor foarte neuniforme, la 1, repartiţiile foarte uniforme. Cu cît ρ_r este mai apropiat de 1, cu atît repartiţia este mai uniformă, poate fi considerată drept normală. Valoarea lui ρ_r dă indicaţii asupra naturii distribuţiei, şi aceasta îi conferă deosebită valoare. Remarcăm, că în cazul SiO_2, MnO şi FeO din minereul manganifer de la Dadu, pentru care distribuţia s-a dovedit normală prin verificare cu ajutorul criteriului χ^2 (V. I a n o v i c i, Al. D i m i t r i u şi C. I o n e s c u, 1966), coeficientul ρ_r are valori ridicate, sugerînd normalitatea distribuţiilor (tabelul 8). Astfel de aprecieri prin comparaţie cu alte concluzii testate statistic pot fi făcute şi pentru celelalte mărimi a căror valoare este figurată în tabel, evidenţiindu-se importanţa lor în interpretare.

Institutul Geologic al României

TABELUL 8

Caracteristicile statistice ale chimismului minereului de mangan de la Coşna

Caracteristica statistică	Nivelul I			Nivelul II		
	MnO %	FeO %	SiO_2 %	MnO %	FeO %	SiO_2 %
μ	6,5—15,5	22,7—24,5	39,5—49,8	7,4—16,3	22,6—23,1	37,0—51,8
σ^2	60,5—193,6	1,3— 3,9	70,4—216,3	88,3—209,1	8,5—20,3	243,0—575
V	30,4	18,6	24,3	51,4	31,0	43,8
ρ_r	0,75	0,84	0,86	0,68	0,80	0,71

nivelul I = 17 analize nivelul II = 28 analize

$$P = (1 - \frac{q}{2}) = 0{,}975$$

Concluzii

Variatele utilizări date statisticii matematice în cercetarea geochimică, dintre care în lucrare s-a prezentat doar cîteva mai importante, evidenţiază următoarele concluzii :

a) aportul statisticii matematice nu constă în a rezuma, cu ajutorul unor indicatori, un volum mare de măsurători, ci, invers, în generalizarea informaţiei obţinută pe baza unui număr redus de măsurători, şi aceasta în condiţiile evitării la maximum a erorilor în interpretare ;

b) acceptarea ca justă a unor afirmaţii trebuie să fie argumentată şi cu rezultatele obţinute prin aplicarea criteriilor statistice ;

c) colectarea probelor şi obţinerea rezultatelor de analiză, ale căror erori au o însemnătate deosebită, afectînd exactitatea oricărei concluzii , este necesar să fie fundamentate pe baze statistice ;

d) determinarea compoziţiei chimice a unei roci constituie o problemă de calcul statistic, spre deosebire de determinarea compoziţiei chimice a unei probe care înseamnă o problemă de analiză.

Toate acestea demonstrează necesitatea unei utilizări mai ample a metodelor statistico-matematice în scopul optimizării interpretării, a sporirii eficienţei cercetărilor geologice.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Ahrens L. H. (1954) The lognormal distributions of the elements. *Geoch. et Cosmoch. Acta* vol. 5, pag. 49—53, vol. 6, pag. 121—131 ; (1957) vol. 11, pag. 205—212.

Ahrens L. H. (1957) A survey of the qualitiy of some of the principal abundance data of geochemistry. *Physics and chemistry of the earth.* vol. 2, pag. 30—47. Pergamon Press. New-York.

Aubrey K. V. (1956) Frequency — distributions of elements in igneous rocks. *Geoch. et Cosmoch. Acta* vol. 9, pag. 83—89.

Bárdossy G. (1957) Statisztikai nódszerek alkalmazása a Földtanban. *Földlani Közlöny* vol. 87, nr. 3, pag. 325—342.

Chayes F. (1954) The lognormal distributions of the elements : a discution. *Geoch. et Cosmoch. Acta* vol. 6, pag. 119—120.

Finn Derek (1959) An application of statistical analysis to petrochemical data. *Geoch. et Cosmoch. Acta* vol. 17 pag. 161—175.

Griffits J. C. (1960) Aspects of measurement in the geosciences. *Mineral Ind.* vol. 29, nr. 4, pag. 1.

Harris S. A. (1958) Probability curves and the recognition of adjustment to depositional environment. *J. Sediment. Petrol.* vol. 28, pag. 151—163.

Ianovici V., Dimitriu Al. (1965) Legi de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice în roci carbonatice. *St. şi Cercet. Geologie.* vol. 10, nr. 1, pag. 129—159.

Ianovici V., Dimitriu Al., Ioncscu C. (1966) Studiul geologic şi geochimic al zăcămintelor de mangan Dadu şi Coşna (Carpaţii Orientali). *St. şi Cercet. Geologie.* vol. 11, nr. 1 (sub tipar).

Krumbein W. C., Graybill F. A. (1965) An introduction to statistical models in geology. *McGraw-Hill Book Company,* New York.

Laurent A. (1964) La statistique dans l'industrie. L. P.U. Paris.

Lowman P. D. Jr. (1962) Tektites vs. terrestrial rocks : a comparison of variance in compositions. *Geoch. et Cosmoch. Acta.* vol. 26, pag. 561—580.

Miller R. L., Goldberg E. D. (1955) The normal distribution in geochemistry. *Geoch. et Cosmoch. Acta.* vol. 8, nr. 1—2, pag. 53—62.

Miller R. L., Kahn J. S. (1962) Statistical analysis in the geological sciences. *John Wiley and Sons, Inc.,* New York.

Mogarovskii V. V. (1962) Despre caracteristica cantitativă a gradului de uniformitate a elementelor chimice în obiectele naturale. *Geochimia nr. 2,* pag. 181—184.

Rancu N., Tövissi L. (1963) Statistica matematică cu aplicaţii în producţie. Ed. Academici R.P.R. Bucureşti.

Richardson W. A., Sneesby G. (1922) The frequency distributions of igneous rocks. *Min. Mag. 19,* pag. 303—313.

Rodionov D. A. (1964) Funkţii raspredelenia soderjanii elementov i mineralov v izverjennix gornix parod (teziz) Nauka, Moskva.

Rogers J. J. W. (1960) Geologic interpretation of frequency distributions. *Report of the XXI session Norden Intern. Geol. Cong. Parl. XXI,* pag. 275—281.

Institutul Geologic al României

Savul M., Ababi V., Nichita O. (1956) Zincul, plumbul şi cuprul ca elemente minore în rocile vulcanice din munţii Călimani. *St. şi cercet. St. Chimie — Filiala Iaşi*, VII, fasc. 2, pag. 89—116.

Ştiopol Victoria (1962) Studiu mineralogic şi geochimic al complexului filonian din munţii Ţibleşului (teză). Ed. Acad. Bucureşti.

Şarapov I. P. (1965) Primenenie matematiceskoi statstiki v gheologhii. *Izdatelstvo Nedra*, Moskva.

Tanner W. F. (1958) The zig-zag nature of type I and type II curves. *J. Sediment Petrol.* vol. 28, pag. 372—375.

Vistelius A. B. (1960) The skew frequency distributions and the fundamental law of the geochemical processes. *The journal of geology.* vol. 68, nr. 1, pag. 1—23.

CONTRIBUTION DE LA STATISTIQUE MATHÉMATIQUE POUR OBTENIR DES CONCLUSIONS FERMES DANS LES RECHERCHES GÉOCHIMIQUES

PAR

V. IANOVICI, AL. DIMITRIU

(Résumé)

On y indique que l'adaptation de n'importe quelle conclusion est due à l'appréciation de son exactitude. Dans ce but, la probabilité associée à la conclusion s'impose comme le plus important critérium afin d'estimer l'exactitude. Dans ces conditions, on accepte comme conclusion ferme, la conclusion dont la probabilité qu'elle soit erronée est tellement insignifiante que son information est pratiquement impossible.

Pour confirmer la justesse d'une hypothèse on doit examiner deux aspects : 1) hypothèse nulle, H_0, =l'affirmation est juste, on l'accepte comme réelle ; 2) hypothèse alternative H_1 ou Ha = l'affirmation est injuste, on la repouse comme fausse. La prononciation en faveur d'une de ces hypothèses s'obtient par comparaison rigureuse des valeurs de certaines grandeurs ξ calculées, abstraites des données empiriques, par rapport à la même valeur indiquée dans les tableaux ξ_P, conformément à la probabilité p choisie, ou au risque $q = 1 - p$ et au nombre des mesurages employés dans le calcul. En

Institutul Geologic al României

général, on accepte comme vérifiée l'hypothèse nulle H_0 et par concequence on considère comme ferme la conclusion pour

$$| \xi | < \xi_p |$$

Pour le choix de la probabilité p il faut tenir compte que deux sources d'erreurs sont possibles :

a) repousser l'hypothèse lorsqu'elle est juste ; erreur ou risque du genre I, q_I et

b) accepter l'hypothèse lorsqu'elle est injuste ; erreur ou risque du genre II, q_{II}.

L'étude des propriétés de ces probabilités indique qu'en même temps que la croissance du p, q_I diminue, q_{II} prend des valeurs qui augmentent de plus en plus, ce qui détermine que la verification soit faite pour une probabilité $p \leqslant 0{,}50$ (A. V i s t e l i u s, 1960). Quant à la diminution du risque q_{II}, on recommende que le volume de la sélection soit le plus grand possible, et que la méthode adoptée ait la fonction de puissance supérieure aux autres.

On présente une série de résultats concernant la manière dont on vérifie la justesse de certaines hypothèses de travaux les plus fréquemment rencontrées dans les investigations géochimiques : *a*) nature de la distribution de la concentration des éléments chimiques, *b*) dépendance statistique entre les éléments chimiques et c) identité du chimisme de deux roches.

Quant aux conclusions fermes sur la nature de la distribution des éléments chimiques on insiste sur l'incertitude des appréciations fondées uniquement sur l'examen de l'allure des hystogrammes de fréquence et des courbes de fréquence cumulées (pl. I), en indiquant que les seuls criteriums qui confèrent une base statistique sont ceux quantitatifs (x^2, asymétrie et excès, K o l m a g o r o v). L'utilisation des hystogrammes ne doit être reconnue qu'au niveau d'une meilleure énonciation des hypothèses et éventuellementà dépister l'hétréogénéité des collectivités statistiques, fait dont les auteurs se sont servis pour mettre en évidence la zonalité du gisement de Tibleș (pl. II).

En ce qui concerne l'étude de la dépendance statistique entre les éléments chimiques, on en considère la dépendance la plus simple qui se manifeste entre deux éléments X et Y en négligeant la présence des autres n-2 éléments (corrélation simple). On donne suffisamment de détails lorsqu'il s'agit de présenter la manière dont on construit et examine le graphique de corrélation (fig. 1), le calcul du coefficient de corrélation r_{xy} (technique

Institutul Geologic al României

„directe" — tableau 1 et technique fondée sur l'utilisation du tableau de corrélation-tableau 2), l'établissement de l'équation de régression, la verification de la véridicité du coefficient de corrélation ($r_{xy} = \rho_{xy}$) et la ressemblance de la corrélation de deux types géologiques différents (tableau 3).

Cet ouvrage s'occupe, pour la plupart, de vérifier l'identité du chimisme de deux roches. Les auteurs s'appuient sur une série de résultats (tableaux 5 et 6) pour indiquer la manière dont on utilise les critériums Fisher (comparaisons des dispersées) et Student (comparaisons des moyennes arithmétiques).

Dans le dernier chapître de cet ouvrage on souligne la nécessité de présenter d'une manière statistique la composition chimique des roches, en démontrant que la détermination de la composition chimique d'une roche constitue un problème de calcul statistique, contrairement à la détermination de la composante chimique d'un échantillon qui este un problème d'analyse chimique. Dans ce but on propose d'employer l'intervalle de probabilité de la teneur moyenne et de l'écart type, ainsi que du coefficient de la variation et du degré de non-uniformité (tableaux 7 et 8).

Dans l'ensemble les resultats différents présentés plaident pour l'importance de, l'utilisation des méthodes statistiques afin de généraliser les informations obtenues d'un nombre réduit d'obsérvations et tout ceci dans des conditions ou l'onévite au maximum les erreurs d'interprétations. L'ouvrage constitue une démonstration des plus compréhensives concernant l'importance des méthodes statistiques dans les recherches géologiques.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

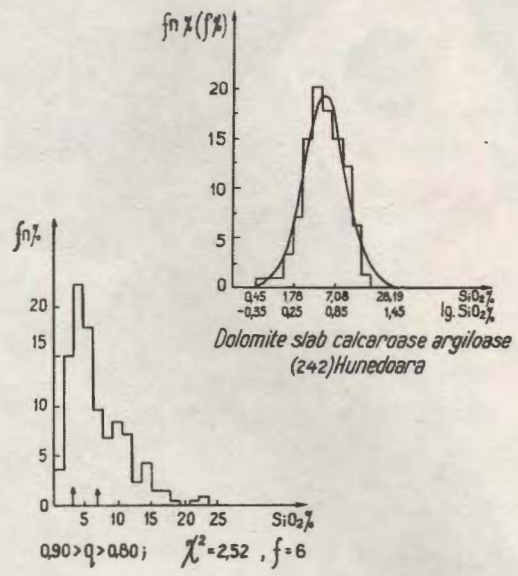
Distributions lognormales et „intermédiaires" dont les histogrammes de fréquence présentent, entre eux, des différences n'étant pas, apparemment essentielles.

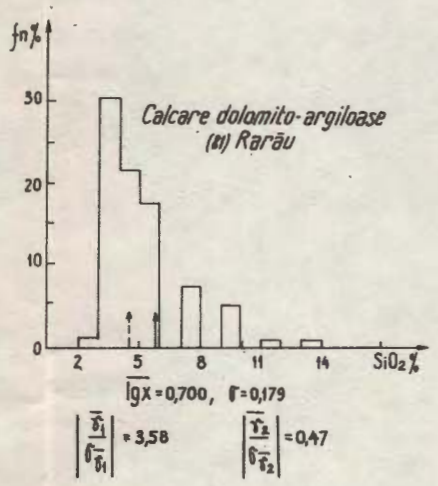
Planche II

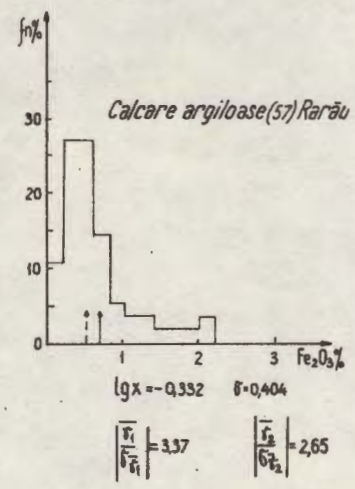
Distributions Co et Ni en pyrite dans tout le gisement Ţibleş (histogrames I) et dans chaque zone de minéralisation prise à part, A et B (histogrammes II).

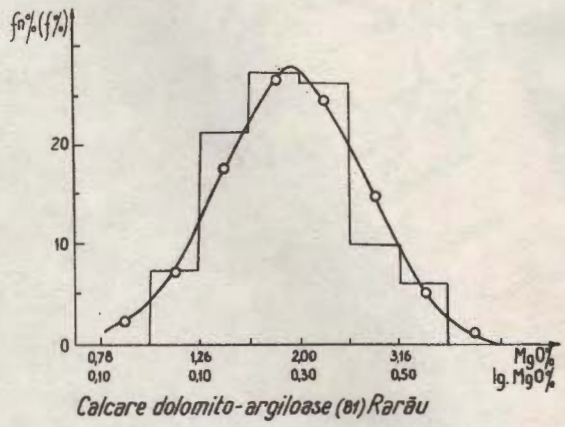
Institutul Geologic al României

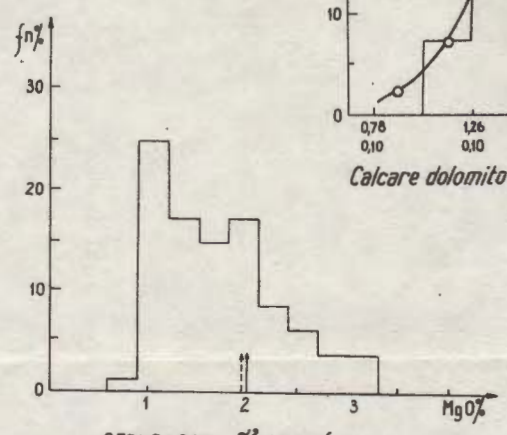
DISTRIBUȚII LOGNORMALE ȘI „INTERMEDIARE" A CĂROR HISTOGRAME DE FRECVENȚĂ PREZINTĂ ÎNTRE ELE DEOSEBIRI APARENT NEESENȚIALE

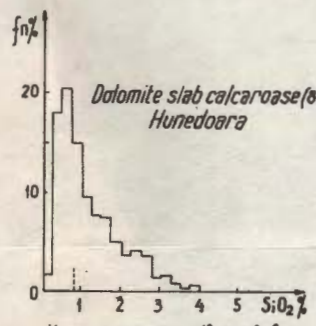


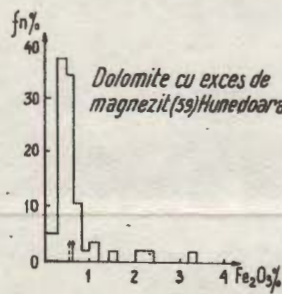


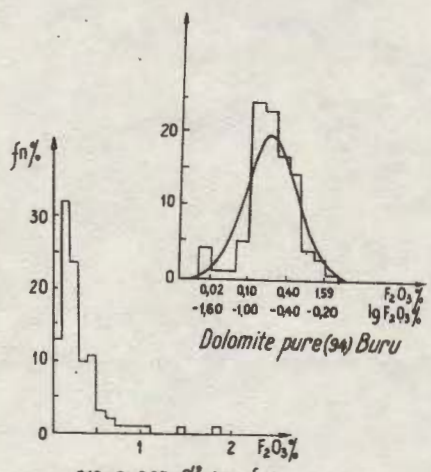


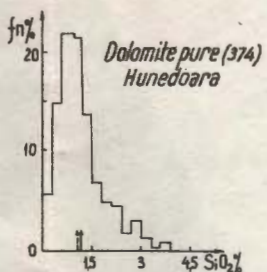


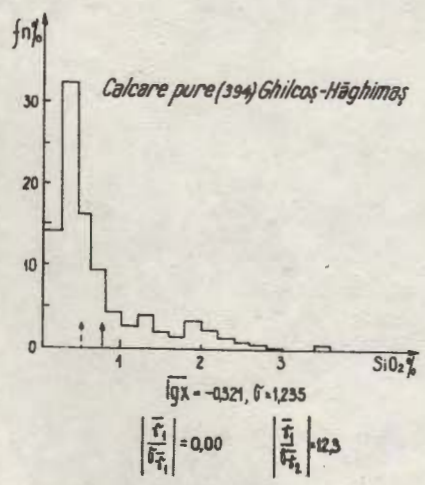




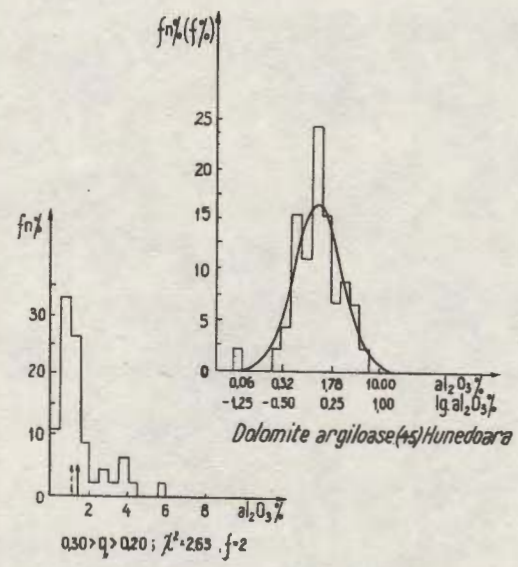








DISTRIBUȚII „INTERMEDIARE"



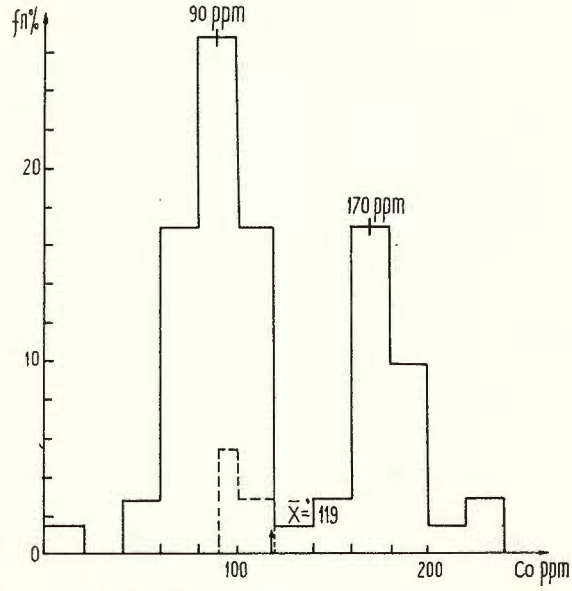
DISTRIBUȚII LOGNORMALE

Institutul Geologic al României

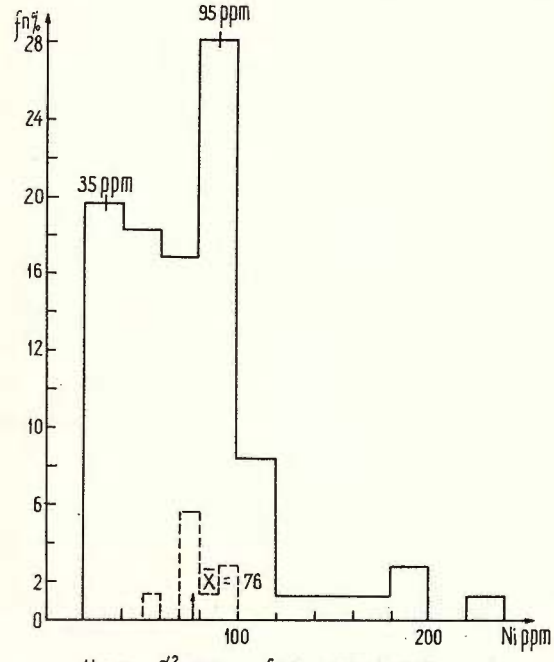
Imprim. Atel. Inst. Geol.

DISTRIBUȚIA Co ȘI Ni ÎN PIRITĂ DIN ÎNTREG ZĂCĂMÎNTUL ȚIBLEȘ (HISTOGRAMELE I) ȘI DIN FIECARE ZONĂ DE MINERALIZAȚIE ÎN PARTE, A ȘI B (HISTOGRAMELE II).

I

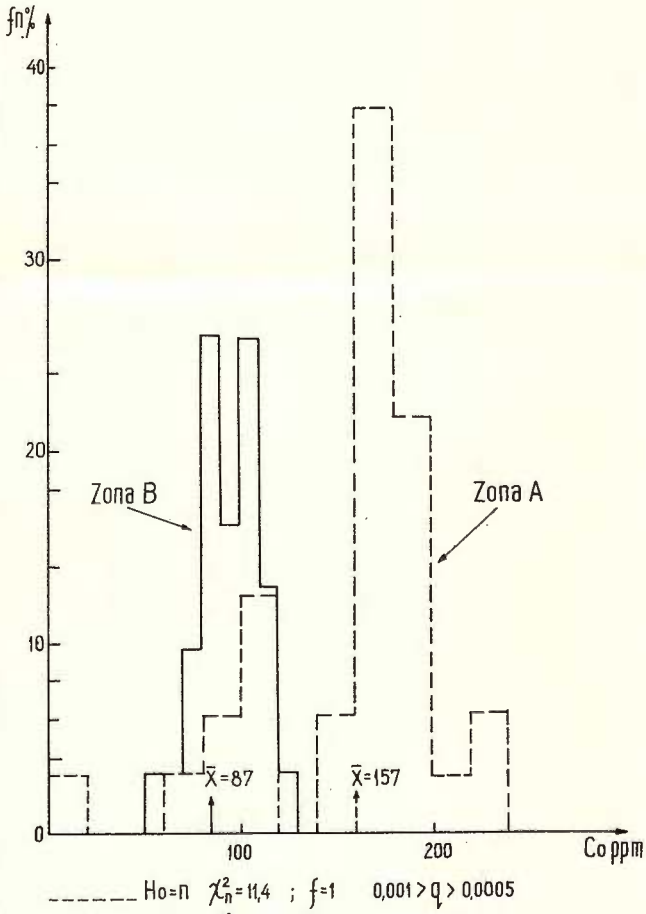


Ho=n χ^2=15,6 ; f=2 q<0,0005
Ho=lg-n χ^2=14,0 ; f=1 q<0,0005
_____ zonă intermediară

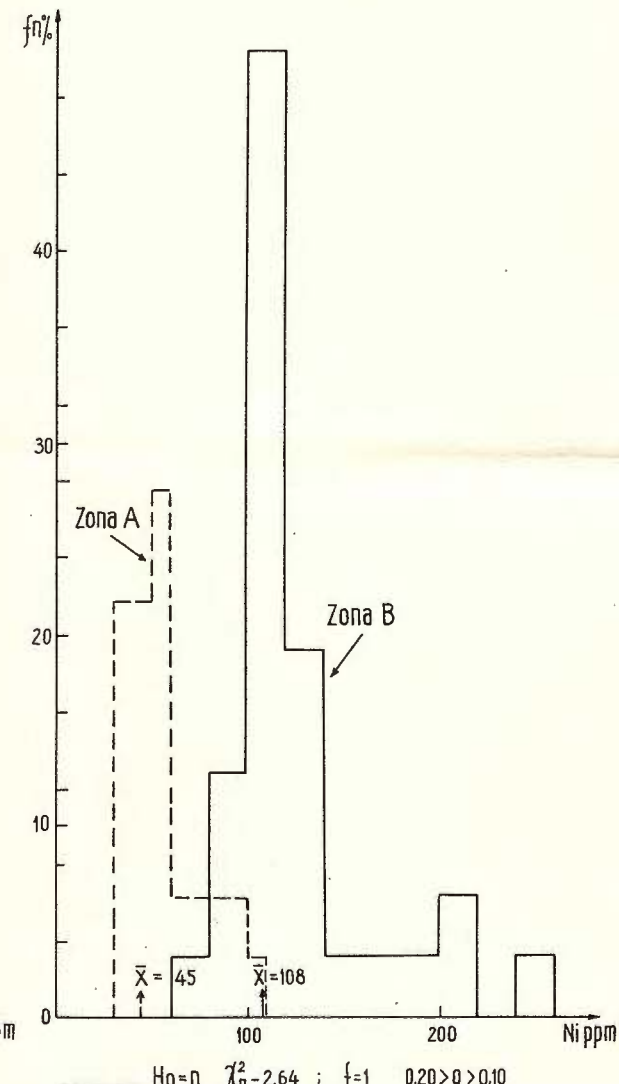


Ho=n χ^2_n=7,37 ; f=3 0,10>q>0,05
Ho=lg-n χ^2_n=23,0 ; f=3 q≪0,0005
_____ zonă intermediară

II



_____ Ho=n χ^2_n=11,4 ; f=1 0,001>q>0,0005
_____ Ho=n χ^2_n=1,88 ; f=1 0,20>q>0,10



_____ Ho=n χ^2_n=2,64 ; f=1 0,20>q>0,10
_____ Ho=n χ^2_n=16,88 ; f=1 q≪0,0005
Ho=lg-n χ^2_n=5,94 ; f=1 0,025>q>0,01

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

CHIMIE

MICRODOZAREA POLAROGRAFICĂ A SELENIULUI CA 3,4 BENZO — 1,2,5 SELENDIAZOL [1]

DE

V. IOSOF, ELENA COLIOS[2])

Abstract

Polarographical Microdetermination of Selenium, as the 3.4. Benzo — 1. 2. 5 Selendiazol The authors present a polarographical method for determining very small amounts of selenium. The method is based on the property of the 3.4 benzo — 1.2.5 selendiazol complex in being reduced to the dropping mercury electrode. The reducing wave has a potential of half a wave situated at the — 0.25 and — 0.80 V values with respect to a mercury anode. These values of the potentials are variables dependent on the pH of the solution. This paper specifies the influence of the Pb, Zn, Cd, In, Ni, Co, As, Sb, Bi, Cu, Au, Ag, Te, Tl, Fe ions on the polarographical selenium wave.

Seleniul element foarte puţin răspîndit în scoarţa terestră — clarkul fiind 0,6 ppm — se găseşte în unele roci şi minerale, acumulîndu-se preferenţial în sulfuri (pirite, calcopirite, blende şi galene).

Datorită conţinutului extrem de scăzut, determinarea lui este dificilă, necesitînd în majoritatea cazurilor o separare prealabilă de elemente interferente şi o concentrare, în acelaşi timp.

Metodele de dozare utilizate în prezent sînt metode colorimetrice şi în special spectrofotometrice.

Pentru a lărgi posibilităţile de determinare, în lucrarea de faţă s-a urmărit stabilirea unei metode polarografice pentru microdozarea seleniului, utilizînd proprietatea ortofenilendiaminei de a reacţiona cu sele-

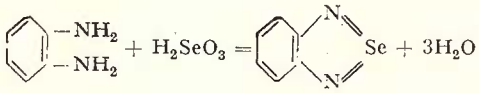
[1]) Comunicare în şedinţa din 7 mai 1966.

[2]) Institutul Geologic. Şos. Kiseleff nr. 55. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

niul în condiţii determinate de pH şi mediu, pentru a forma complexul incolor 3,4 benzo — 1, 2, 5 selendiazolul, care se reduce la electrodul de mercur picător.

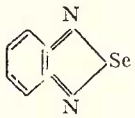
Reacţia seleniului cu ortofenilendiamină a fost sesizată de H i n s b e r g (1889) care arată că în anumite condiţii de mediu se formează un piazselenol, conform reacţiei :



Complexul a fost separat şi recristalizat din soluţii alcoolice sub formă de ace incolore cu punct de topire 76°C. Ulterior acest punct de topire a fost corectat de C. A. P a r k e r (1962) la 75°C.

L u z z a t i (1951) stabileşte, cu ajutorul razelor X, structura cristalină a complexului demonstrînd şi forma de legătură a seleniului.

Formula reală dată este următoarea :



Din această formulă rezultă că seleniul este legat în complex sub formă bivalentă. H i a s e A r i y o s h i şi colab. (1962) introduc ortofenilendiamina ca reactiv specific pentru determinarea spectrofotometrică în ultraviolet a seleniului, complexul prezentînd un maxim de absorbţie la 335 mμ.

Luînd ca bază lucrările japoneze s-a studiat modul în care acest complex se comportă polarografic şi condiţiile în care poate fi utilizat pentru determinări cantitative. Încercările preliminare au demonstrat că seleniul din complex se reduce la electrodul de mercur picător formînd două trepte distincte.

Pentru a stabili în detaliu influenţa modificării mediului asupra comportării polarografice a seleniului s-au studiat : influenţa variaţiei pH-ului ; influenţa concentraţiei în acid formic ; influenţa cantităţii de ortofenilendiamină necesară formării cantitative a complexului ; influenţa unor ioni care însoţesc seleniul în roci şi minerale şi proporţionalitatea dintre curentul de difuziune şi concentraţia în seleniu.

Institutul Geologic al României

Ca punct de plecare pentru cercetările întreprinse s-au folosit condiţiile de lucru stabilite de cercetătorii japonezi; metoda de lucru fiind următoarea :

Reactivi

1. Ortofenilendiamină soluţie apoasă 0,2% proaspăt preparată.
2. Seleniu — soluţie etalon : 1,4053 g SeO_2 se dizolvă în 1000 ml apă bidistilată : 1 ml soluţie conţine 1,001 mg seleniu. Prin diluţie se obţin soluţiile necesare pentru determinări.
3. Acid formic 98%.
4. Amoniac concentrat.

Modul de lucru

O cotă parte din soluţie ce conţine pînă la 500μg Se, se trece într-un balon cotat de 50 ml se diluează cu apă pînă la 25 ml, se adaugă 5 ml acid formic 98% şi apoi hidroxid de amoniu conc. pînă la realizarea pH-ului de 1,5—2,5, se adaugă în continuare 2 ml soluţie de ortofenilendiamină completează cu apă bidistilată la semn.

Soluţia rezultată se lasă 2 ore la temperatura camerei pentru formarea complexului şi apoi o parte se trece într-o celulă polarografică tip Novak. Se îndepărtează oxigenul din soluţie prin trecerea unui curent de azot pur, liber de oxigen şi se înregistrează treptele seleniului între 1 — 1,4 V.

Încercările efectuate pe soluţii sintetice în condiţiile de lucru descrise în literatură, demonstrează că seleniul formează două trepte de reducere (fig. 1). Potenţialul de reducere pentru prima treaptă este situat în jurul valorii de — 0,25 V iar pentru a doua în jurul valorii — 0,80 V, cînd se utilizează ca anod un strat de mercur.

Pentru scopuri analitice este indicat să se folosească prima treaptă, deoarece posibilităţile de interferenţă cu alţi ioni sînt minime datorită potenţialului de reducere mai electropozitiv al complexului iar pe de altă parte datorită faptului că înălţimea primei trepte este dublă în raport cu înălţimea celei de a doua.

Institutul Geologic al României

Din curba 2 (fig. 1) se observă că treptele seleniului sînt foarte bine conturate și deci apte pentru determinări polarografice.

Curba 1 reprezintă înregistrarea soluției de bază care — așa cum reiese din diagramă — nu se manifestă polarografic în domeniul electroreducerii seleniului.

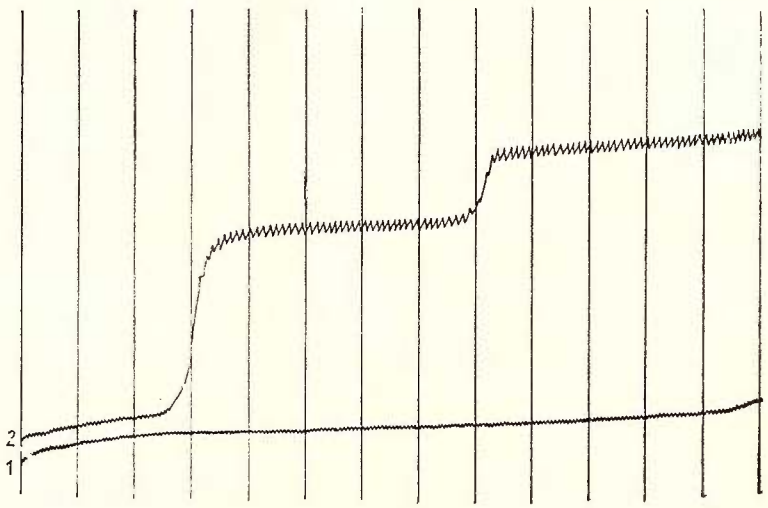


Fig. 1. — Curba 1 — soluția de bază. Curba 2 — treptele seleniului.
Courbe 1 — solution de base. Courbe 2 — vagues du sélénium.

Influența pH-ului asupra formării și comportării polarografice a piazselenolului

Din lucrările lui H i a s e A r i y o s c h i (1960) rezultă că pH-ul optim pentru formarea piazselenolului este cuprins în limitele 1,5—2,5. La valori de pH peste 2,6 pentru acidul selenios va predomina forma nedisociată iar pentru ortofenilendiamină va predomina forma mono-protonică.

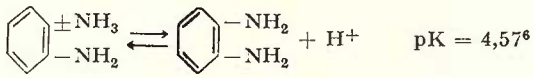
La valori de pH sub 1,3 ortofenilendiamina se găsește predominant sub forma dubluprotonică.

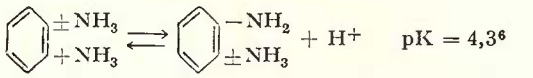
Deoarece s-a constatat că reactivitatea maximă este cuprinsă între limitele de pH 1,5—2,5 au fost considerate ca specii reactive forma nedisociată pentru acidul selenios și forma monoprotonică pentru ortofenilendiamină.

Institutul Geologic al României

Formele reactive cu constantele lor de disociere sînt redate în ecuaţiile de mai jos :

$$H_2SeO_3 \rightleftarrows H^+ + HSeO_3 \quad pK = 2{,}6$$





Avînd în vedere aceste observaţii s-au respectat pentru formarea piazselenolului condiţiile de pH indicate în metodica utilizată pentru determinările spectrofotometrice adică pH cuprins în limitele 1,5—2,5.

Pentru verificarea însă a influenţei pH-ului asupra comportării polarografice a seleniului, după formarea complexului s-a adăugat în continuare, la soluţii cu conţinut constant de seleniu cantităţi crescînde de hidroxid de amoniu conc. în cote de 2 ml, pînă la un exces de 20 ml (înţelegînd prin exces de hidroxid de amoniu cantitatea adăugată în plus faţă de cantitatea necesară realizării pH-ului optim de formare a complexului pH 1,5—2,5).

În fig. 2 sînt prezentate trei din polarogramele obţinute după adăugarea de hidroxid de amoniu. Se constată o deplasare a potenţialelor jumătăţii de treaptă spre valori mai negative în special pentru prima treaptă. Treapta a doua prezintă o tendinţă de micşorare pînă la dispariţie, la concentraţii mari de hidroxid de amoniu.

Forma treptelor se înrăutăţeşte de asemenea prin creşterea concentraţiei în hidroxid de amoniu, manifestîndu-se prin alungirea palierului superior, prezentînd caracterul unei reduceri ireversibile.

În tabelul 1 sînt prezentate valorile aproximative ale potenţialului jumătăţii de treaptă ($\pi 1/2$), pentru seleniu, în funcţie de excesul de hidroxid de amoniu concentrat, adăugat.

Valorile potenţialului jumătăţii de treaptă sînt raportate faţă de un anod de mercur.

Tabelul 1 ilustrează în mod sugestiv deplasarea potenţialului jumătăţii de treaptă a primei trepte de reducere a seleniului spre valori negative, concomitent cu creşterea excesului de hidroxid de amoniu. Treapta a II-a îşi menţine potenţialul aproximativ constant însă, aşa cum s-a

Institutul Geologic al României

arătat în fig. 2, prezintă o asimetrie a palierelor şi o uşoară reducere a intensităţii curentului de difuziune. Deplasarea potenţialului primei trepte spre valori negative, se poate explica prin mărirea stabilităţii complexului ortofenilendiaminei cu seleniu, în mediu alcalin.

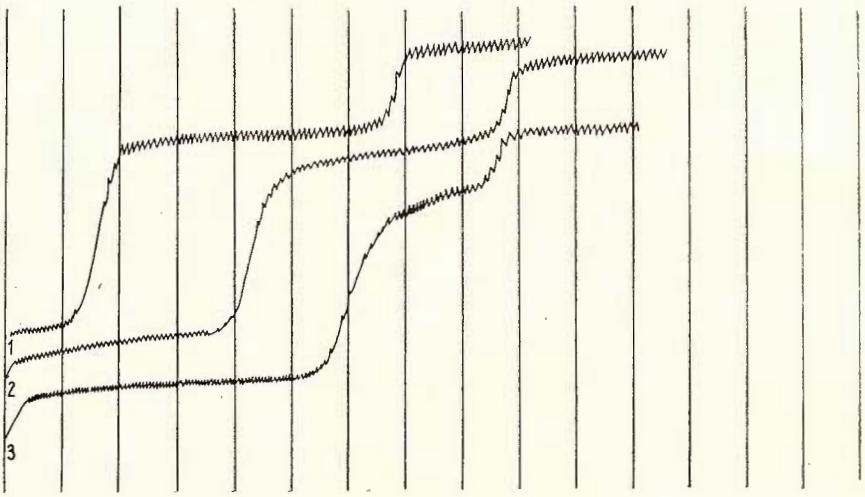


Fig. 2. — Polarogramele pentru 10μg Se/ml la diferite concentraţii de hidroxid de amoniu. Treapta 1. — fără exces de NH_4OH; 2. — 8 ml NH_4OH exces; 3. — 16 ml NH_4OH exces.
Polarogrammes pour 10μg Se/ml des différentes concentrations d'hydroxyde d'ammonium. Vague 1. — sans excès de NH_4OH; 2. — 8 ml NH_4OH excès; 3. — 16 ml NH_4OH excès.

TABELUL 1

Variaţia π 1/2 în funcţie de excesul de hidroxid de amoniu concentrat

Conc. Se μg/50 ml	NH_4OH în exces ml	Potenţialele jumătăţii de treaptă ale seleniului	
		Treapta I	Treapta II
500	—	— 0,24	0,78
500	2	— 0,29	0,82
500	4	— 0,31	0,82
500	6	— 0,36	0,86
500	8	— 0,38	0,87
500	10	— 0,39	0,87
500	12	—0,43	0,87
500	14	— 0,60	0,87
500	16	— 0,61	0,87

Institutul Geologic al României

Influenţa cantităţii de acid formic

Pentru stabilirea conţinutului optim de acid formic necesar formării complexului, şi a influenţei lui asupra înălţimii treptei, s-au înregistrat soluţii în care complexul a fost format la diferite concentraţii ale acidului formic. Cantitatea de acid a variat între 1—5 ml.

S-a constatat că : între aceste limite înălţimea treptei rămîne constantă pentru un conţinut constant de seleniu ; pentru formarea piazseleniului, în vederea determinării lui, este suficientă o cantitate de 1 ml acid formic 98%, la 50 ml soluţie.

Influenţa concentraţiei ortofenilendiaminei

Pentru stabilirea cantităţii strict necesare de ortofenilendiamină, au fost pregătite soluţii în care cantitatea de ortofenilendiamină (soluţie 0,2%) adăugată, a variat între limitele 1—5 ml, iar conţinutul de Se s-a menţinut constant 500μg/50 ml.

Concentraţia în acid formic 98% s-a limitat la 1 ml conform concluziilor rezultate din încercările precedente.

Din polarogramele obţinute reiese că înălţimea treptei rămîne de asemenea constantă în limitele de variaţie cercetate ceea ce demonstrează că 1 ml soluţie ortofenilendiamină 0,2% este suficientă pentru legarea cantitativă a Se în complex.

Ţinînd seama de aceste constatări s-a stabilit următoarea metodă pentru determinarea polarografică cantitativă a seleniului.

Într-un balon cotat de 50 ml se trece o cotă parte de soluţie care conţine pînă la 500 μg Se, se diluează cu apă la aprox. 20 ml, se adaugă 5 ml acid formic 20%, 3 ml hidroxid de amoniu 2 M şi 1ml soluţie ortofenilendiamină 0,2%.

După 2 ore , cînd formarea complexului este cantitativă, se adaugă un exces de 2 ml hidroxid de amoniu 2 M şi apoi se completează la semn cu apă bidistilată.

Se înregistrează treapta seleniului între 0,1—0,6 V, după îndepărtarea oxigenului din soluţie (prin trecerea unui curent de azot pur).

Se menţionează că, în aceste condiţii acidul formic constituie şi electrolitul suport necesar pentru eliminarea influenţei curentului de migrare.

După stabilirea metodei s-a trecut la verificarea proporţionalităţii dintre concentraţia seleniului şi înălţimea treptei şi a influenţei ionilor străini asupra treptei polarografice a seleniului.

Institutul Geologic al României

Proporţionalitatea dintre concentraţia în seleniu şi înălţimea treptei s-a urmărit în limitele 1—10μgSe/ml. Rezultatele experimentale obţinute sînt înscrise în tabelul 2.

Tabelul 2

Variaţia înălţimii treptei seleniului în funcţie de concentraţia în seleniu

Concentraţia seleniului μg/ml	Înălţimea treptei seleniului mm	Raportul între înălţime şi concentraţie
1	9	9,00
1,5	13,5	9,00
2	17,8	8,90
2,5	22,5	9,00
3	26,8	8,93
4	35,5	8,87
5	44,3	8,86
6	52,6	8,76
8	68,8	8,80
10	87	8,70

Tabelul 2 evidenţiază proporţionalitatea perfectă între intensitatea curentului de difuziune (înălţimea treptei) şi concentraţia în seleniu. În limitele de lucru cercetate această proporţionalitate permite utilizarea metodei în microdeterminări cantitative. Erorile de determinare situîndu-se între ±2%.

Influenţa ionilor străini asupra treptei seleniului

S-a urmărit influenţa ionilor de Pb, Zn, Cd, In, Ni, Co, As, Sb, Bi, Cu, Au, Ag, Te, Tl şi Fe în condiţiile de lucru stabilite deoarece aceste elemente însoţesc în general, seleniul în sulfurile naturale. Pentru această verificare au fost efectuate două grupuri de încercări. În primul grup de înregistrări raportul Se/element a fost menţinut 1 :1 iar în al doilea grup de înregistrări raportul Se/element a fost 1 :10.

Polarogramele obţinute au arătat că ionii de Pb, Zn, Cd, In, Ni, Co, As, Au, Tl nu formează trepte în domeniul de reducere al seleniului, nu reacţionează cu ortofenilendiamină şi nu influenţează înălţimea treptei în concentraţiile utilizate.

Institutul Geologic al României

Cuprul formează o treaptă (deşi nu formează complex cu ortofenilendiamină) la un potenţial mai electropozitiv decît seleniul şi deci la concentraţii mari stînjeneşte determinarea.

Bismutul, stibiul, telurul şi fierul denaturează forma treptelor şi modifică înălţimile acestora. Argintul, în prezenţa ortofenilendiaminei şi a acidului formic, se reduce la metal şi conduce la blocarea reacţiei de formare a complexului. În prezenţa lui, treapta seleniului se anulează.

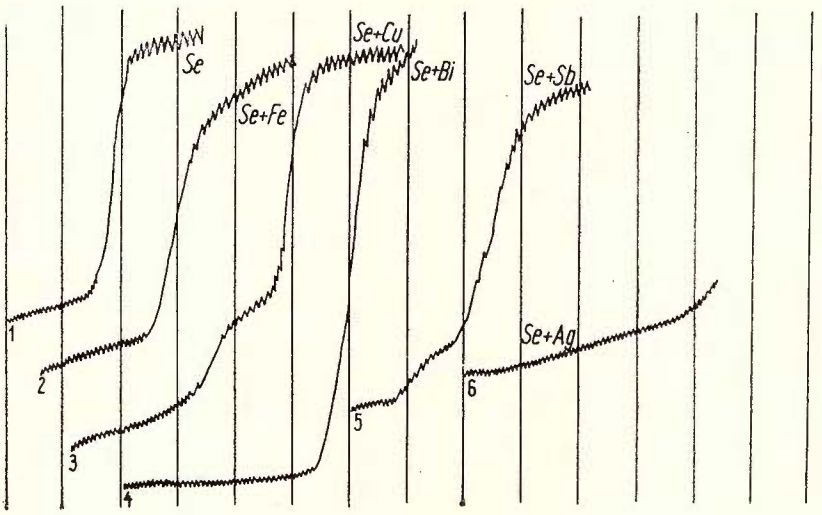


Fig. 3. — Treptele seleniului în prezenţa Fe, Cu, Bi, Sb şi Ag. Treapta 1. Se sensibilitate 1/20; 2. Se + Fe sensibilitate 1/20; 3. Se + Cu sensibilitate 1/20; 4. Se + Bi sensibilitate 1/50; 5. Se + Sb sensibilitate 1/70; 6. Se + Ag sensibilitate 1/20.

Vagues du sélénium en présence des Fe, Cu, Bi, Sb et Ag. Vague 1. Se sensibilité 1/20; 2. Se + Fe sensibilité 1/20; 3. Se + Cu sensibilité 1/20; 4. Se + Bi sensibilité 1/50; 5. Se + Sb sensibilité 1/70; 6. Se + Ag sensibilité 1/20.

Pentru exemplificarea acestor influenţe se ilustrează în fig. 3 treptele seleniului în prezenţa Fe, Cu, Bi, Sb şi Ag.

Aşa cum reiese din figură Bi şi Sb măresc foarte mult înălţimea treptei în timp ce Ag o anulează. Cuprul precede treapta seleniului, iar fierul modifică alura ei.

Cercetările întreprinse conduc la concluzia că pentru determinări cantitative ale seleniului se impune înlăturarea acestor elemente.

Institutul Geologic al României

Studiul întreprins a condus la următoarele concluzii :

a) Seleniul poate fi determinat polarografic prin intermediul complexului 3,4 benzo—1, 2, 5 selendiazol deoarece formează trepte foarte bine conturate ;

b) Raportul între concentrația în seleniu și înălțimea treptei este constant între 1—10μ gSe/ml (domeniul cercetat) și deci permite o determinare exactă a cantităților de acest ordin ;

c) Excesul de acid formic și ortofenilendiamină nu influențează formarea complexului și nu modifică curentul de difuziune ;

d) Ionii de Pb, Cd, In, Ni, Co, Tl, și As nu influențează determinarea polarografică a seleniului în timp ce Sb, Bi, Fe, Te, Ag și Cu interferă și pentru determinări exacte trebuie înlăturați.

BIBLIOGRAFIE

Hiase Ariyoshi, Michio Kiniwa and Kyoji Toci (1960). U. V. Spectrophotometric determination of trace amounts of selenium with o phenilendiamine. Talanta 5, 112—118.

C. A. Parker and L. G. Harvey (1962). A New Fluorimetric reagent for selenium. Analyst 87, 558—566.

LE MICRODOSAGE POLAROGRAPHIQUE DU SÉLÉNIUM À 3,4 BENZO — 1,2,5 SÉLENDIAZOL

PAR

V. IOSOF, ELENA COLIOS

(Résumé)

Dans l'ouvrage présent on poursuit à établir une méthode polarographique pour le microdosage du sélénium.

A la base de cette méthode se trouve la propriété du sélénium de réagir en présence de l'ortofénildiamine en formant le complexe incolor 3,4 benzo — 1, 2, 5 sélendiazol, dans un milieu tampon d'acide formique-hydroxyde d'ammonium, avec pH compris entre 1,5—2,5. Ce complexe se réduit à l'électrode à goutte et présente deux vagues distinctes avec les potentiels d'un demi-palier d'environ — 0,25 V et — 0,80 V.

Institutul Geologic al României

Le but des essais entrerpis a été d'établir les meilleures conditions de détermination, en étudiant : l'influence du pH, l'influence de la concentration en acide formique, l'nflueuce de la quantitié d'ortofenilendiamine, l'influence des ions de Pb, Zn, Cd, In, Ni, Co, As, Sb, Bi, Cu, Au, Ag, Te, Tl et Fe qui accompagnent le sélénium dans les roches ainsi que la proportionnalité entre le courent de diffusion et la concentration en sélénium.

Ces études nous conduisent aux conclusions suivantes :

L'excès d'hydroxydes d'ammonium ajouté après la formation du complexe, déplace les potentiels de demi-palier vers des valeurs électronégatives ;

L'excès d'acide formique et d'ortofenilendiamine n'exerce aucune influence sur la hauteur des vagues ;

Le courent de diffusion est directement proportionnel avec la concentration en sélénium, pour le domaine étudié (1—10 μg Se/ml).

Les ions de Pb, Zn, Cd, In, Co, As, Au, Tl n'excercent aucune influence sur la vague de sélénium. Les ions de cuivre forment une vague qui précède la vague du sélénium et interfèrent dans les grandes concentrations. Les Bi, Sb, Fe et Te changent la forme des vagues en modifiant leurs hauteurs.

L'argent bloque la réaction de la formation du complexe et annule la vague du sélénium.

Les conclusions qui s'en détachent nous indiquent à utiliser la méthode suivante :

On passe la solution, ayant une teneur qui va jusqu'à 500 μg Se, dans un ballon jaugé de 50 ml, on la dilue avec de l'eau à environ 20 ml et on y ajoute 5 ml d'acide formique 20 %, 3 ml d'hydroxyde d'ammonium 2M et 1 ml de solution ortofenilendiamine 0,2 %.

Deux heures après, lorsque la formation du complexe est quantitative, on ajoute un excès de 2 ml d'hydroxyde d'ammonium 2M et ensuite on le remplit jusqu'à la marque.

On enregistre la vague du sélénium entre 0,1—0,6 V, après l'élimination de l'oxygène de la solution, à l'aide d'un gaz inert.

Il est à manetionner que dans ces conditions la solution tampon de l'acide formique-ammoniaque constitue en même temps l'électrolyte support.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

RADIOMETRIE

CONTRIBUŢII PRIVIND DATAREA UNOR GALENE DIN REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA PE BAZA DETERMINĂRII COMPOZIŢIEI LOR IZOTOPICE [1])

DE

ELEONORA VÂJDEA[2])

Abstract

Contributions concerning the Dating of some Galenas in Romania by Means of their Isotopic Composition. The author presents the determinations of isotopical abundance for galenas in four different areas of the Carpathian territory. The analytical techniques the mass spectrometer M I 1305 is described. For age determinations, bearing an experimental character, the Holmes-Houtermans and Russell-Farquar models were applied.

Introducere. Determinarea compoziţiei izotopice a plumbului din galene, prin spectrometrie de masă poate servi la datarea lor prin metoda plumbului comun. Deşi această metodă prezintă erori datorită includerii în formulele de calcul a anumitor factori — vîrsta pămîntului, compoziţia izotopică a plumbului primitiv şi a plumbului actual—variaţiile abundenţelor izotopice relative ale plumbului comun de la linia de evoluţie normală în timp pot constitui totodată indicaţii interesante atît asupra modului de formare al formaţiunilor respective cît şi asupra trecutului lor geologic.

În lucrare se analizează compoziţiile izotopice ale unor probe de galenă de la Leşul Ursului (regiunea Suceava), Borod-Cornițel (regiunea Oradea), Ilba şi Baia Sprie (regiunea Baia Mare), Muncelul Mic (regiunea

[1]) Comunicare în şedinţa din 7 mai 1966.

[2]) Institutul Geologic .Str. Toamnei nr. 103, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Hunedoara), cu aplicaţie directă la determinarea vîrstei absolute. Întrucît acest gen de lucrări sînt încă noi în ţara noastră, se prezintă totodată şi metodica de determinare a compoziţiei izotopice a plumbului prin spectrometrie de masă.

Metodica de lucru

Măsurătorile izotopice s-au efectuat cu spectrometrul de masă MI—1305. S-a folosit sursa de ioni pentru substanţe solide, utilizînd ca metodă de ionizare bombardarea cu flux de electroni. Aceasta constituie una din cele mai sigure metode de obţinere a ionilor pozitivi, dar prezintă dezavantajul că ionizează şi moleculele fondului rezidual. În domeniul maselor grele 204—208 în care se situează izotopii plumbului, fondul rezidual este curat nepunîndu-se în evidenţă decît izotopii mercurului de la pompele de difuzie între masele 198—204. Pe compoziţia izotopică cunoscută a mercurului s-a făcut etalonarea şi alegerea parametrilor de lucru (curentul de emisie al catodului, tensiunea de ionizare, focalizarea fascicolului ionic, deschiderea fantelor de intrare a colectorului de ioni) pentru ca măsurătorile să se facă în condiţii optime. Reglajul s-a făcut înaintea fiecărui ciclu de măsurători. S-a folosit metoda de măsurare biradială, de compensare a raportului a două raze monoizotopice pe galvanometru. Rezoluţia aparatului s-a menţinut în general în jur de 300. Probele pentru analiză au fost preparate sub formă de clorură sau iodură de plumb.

Creuzetul cu proba s-a încălzit în vid pînă la aproximativ 600°C cu ajutorul unui curent de 3—4,5 A.

S-a urmărit pe înregistratorul E.P.P. — 9 spectrul plumbului şi micşorarea izotopilor mercurului pînă la stabilirea unui regim constant. Întrucît masa 204 a plumbului se suprapune peste masa 204 a mercurului, pentru determinarea precisă a izotopului 204 Pb care este în abundenţă redusă ($\simeq$1,4 %), alegerea regimului de lucru trebuie făcută cu deosebită atenţie deoarece s-a constatat că o abundenţă mărită de Hg poate afecta măsurătorile. S-au considerat optime condiţiile de lucru în care pe scara de înregistrare a izotopilor plumbului, mercurul dispare complet (fig. 1).

Fiecare ciclu de măsurători a început prin determinarea raportului ^{202}Hg/^{200}Hg (valoarea tabelată 1,288) pe care se face şi reglajul, măsurînd succesiv rapoartele izotopice ale plumbului la două numere de masă diferenţiată şi monoradial ^{207}Pb şi ^{208}Pb pentru determinarea abunden-

Institutul Geologic al României

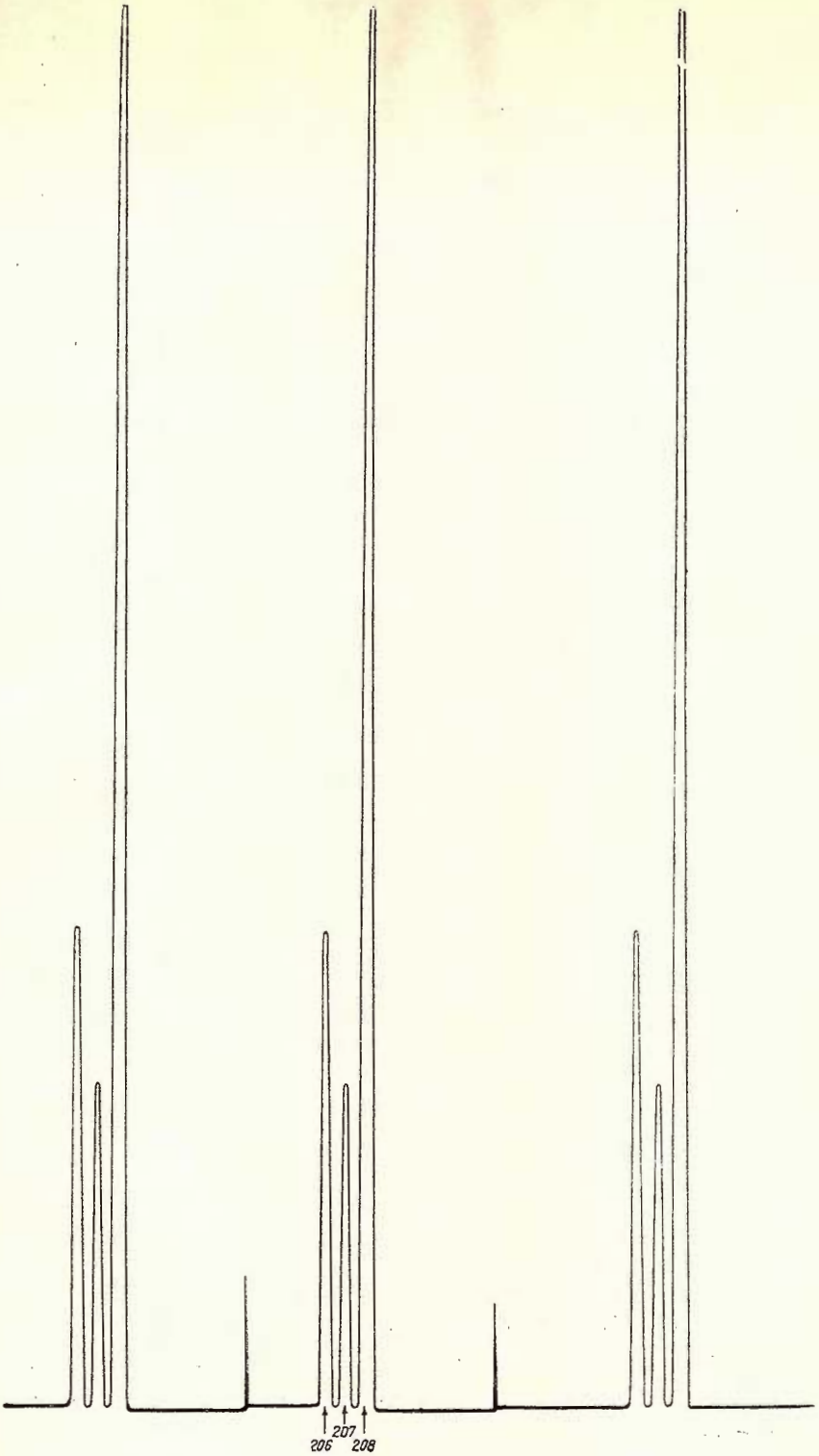


Fig. 1. — Spectrul plumbului pe o probă de galenă (abscisa — număr de masă ; ordonata — intensitatea curentului de ioni).

Spectre du plomb sur un échantillon de galène (abscisse — numéro de masse ; ordonnée — intensité du courant d'ions).

Institutul Geologic al României

ţei izotopului ^{207}Pb. Rapoartele izotopice sînt date direct de valorile rezistenţelor de compensare.

Abaterea standard s-a menţinut în limitele erorilor date de aparatură $\pm$ 0,5 % prin metoda biradială.

Datele de măsură sînt prezentate în tabelul 1 ca abundenţe izotopice relative : *a*) 204 + 206 + 207 + 208 = 100 ; *b*) 206, 207, 208 relativ la 204 ; *c*) 206+207 + 208 = 100.

TABELUL 1

Nr. crt.	P r o b a		^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
1	Leşul ursului	a	1,330±0,003	24,99±0,1	21,44±0,01	52,22±0,06
		b	1	18,78	16,12	39,26
		c	—	25,32	21,72	52,92
2	Borod-Cornitel	a	1,332±0,007	25,05±0,1	21,22±0,1	52,39±0,1
		b	1	18,73	15,93	39,33
		c	—	25,38	21,50	53,20
3	Ilba	a	1,333±0,002	25,07±0,06	20,97±0,03	52,59±0,06
		b	1	18,73	15,73	39,54
		c	—	25,40	21,25	53,29
4	Muncelul Mic	a	1,345±0,007	24,49±0,04	21,52±0,01	52,63±0,06
		b	1	18,21	16,00	39,13
		c	—	24,82	21,81	53,34
5	Baia Sprie	a	1,33±0,006	25,05±0,05	21,07±0,01	52,50±0,06
		b	1	18,83	15,84	39,47
		c	—	25,38	21,35	53,20

Determinări de vîrstă

Pe cele cinci probe de galenă analizate, s-au făcut încercări de determinare a vîrstei absolute prin metoda plumbului comun. Metoda se bazează pe măsurarea compoziţiei izotopice a plumbului în minerealul sau

Institutul Geologic al României

roca respectivă în care se presupune că nu există elemente generatoare de U şi Th. Se fac în general următoarele ipoteze :

La timpul *to* de solidificare a scoarţei, întreg plumbul terestru denumit plumb primitiv avea aceleaşi rapoarte izotopice *ao*, *bo*, *co*.

Singurul proces care schimbă aceste rapoarte este adăugarea izotopilor plumbului radiogenic 206, 207, 208 proveniţi din dezintegrarea U şi Th.

Cantitatea de ^{204}Pb a rămas constantă în scoarţă.

Izotopii plumbului sînt chimici identici.

De la cazul general au derivat mai multe variante în care vîrstele calculate depind întotdeauna de ipoteza unui anumit model pentru geneza minereurilor de plumb. Un studiu pe probe caracteristice din regiune cu o descriere a naturii depozitelor, pot constitui informaţii preţioase pentru alegerea unui anumit model de calcul (R.D. Russell, 1960). Astfel calculul vîrstei unui minereu de plumb, în speţă de galenă, necesită imaginarea unui anumit model matematic care explică compoziţia izotopică a plumbului din proba respectivă ca o funcţie de vîrstă. Probele care nu se potrivesc modelului au fost denumite „anomale" (R.D. Russell, R.M. Farquhar, 1960) şi pentru explicarea compoziţiei lor izotopice sînt necesare modele mai complicate, care să satisfacă geneza acestor minereuri.

Tabelul 2

Nr. crt.	Proba	Model H-H $to = 4,51 \cdot 10^9$ ani	Model R-F $tc = 4,56 \cdot 10^9$ ani		× 10^6 ani	
			R-F-S	R-F-C	a	b
1.	Leşul Ursului	500.10^6	300.10^6		380	600
2.	Borod—Corniţel	330.10^6	100.10^6	59.10^6	250	380
3.	Ilba	$\sim 10.10^6$	41.10^6	59.10^6		
4.	Muncelul Mic	750.10^6	596.10^6	345.10^6	406	800
5.	Baia Sprie	50.10^6	—	0	—	—

Vîrstele galenelor analizate s-au calculat după modelele clasice Holmes-Houtermans, Russell, Farquhar, Cumming şi Russell-Farquhar-Stanton. Rezultatele sînt prezentate în tabelul 2.

Institutul Geologic al României

Discutarea rezultatelor

Rapoartele izotopice ale galenelor analizate se încadrează în valorile de vîrstă tabelate după modelul Holmes-Houtermans. Acest model separă durata de viaţă a unui mineral în două mari intervale.

În prima parte plumbul a existat în stare dispersă în anumite roci pînă la depunerea lui, de unde începe al doilea interval în care a existat ca un mineral de plumb macroscopic, fără urme însemnate de elemente radioactive ca U şi Th. În fiecare din aceste faze se presupune că plumbul a existat într-un sistem închis referitor la pierderile şi adaosurile de U, Th, Pb şi la un moment *to* în trecutul pămîntului întreg plumbul terestru a avut o compoziţie izotopică identică (plumb primitiv).

Conform acestei ipoteze plumbul comun este rezultatul plumbului primitiv şi al plumbului radiogenic acumulat în intervalul de la *to* la *t*.

$$z = a_0 + 137{,}8\ V\ [\exp.\ (\lambda_{238}\ to) - \exp.\ (\lambda_{238}\ t] \qquad (1)$$

$$y = b_0 + V\ [\exp.\ (\lambda_{235}\ to) - \exp.\ (\lambda_{235}\ t)] \qquad (2)$$

în care x şi y sînt rapoartele izotopice ale plumbului comun $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ măsurate în proba respectivă.

$V = {}^{235}U/{}^{204}Pb$

$137{,}8 = {}^{238}U/{}^{235}U$

$a_0 = (^{206}Pb/^{204}Pb)_{to} = 9{,}50$

$b_0 = (^{207}Pb/^{204}Pb)_{to} = 10{,}36$

} media rezultatelor lui C.C. Patterson

pentru meteoritul feros „Canyon Diablo" şi plumbul triolitului „Henbury" (Australia), luat ca plumb primitiv.

t = vîrsta mineralului
to = vîrsta pămîntului

Din ecuaţia (1) şi (2) se obţine formula de calcul (3) care reprezintă ecuaţia unei drepte :

$$\frac{y - b_o}{x - a_o} = \frac{1}{137{,}8} \frac{[\exp.\ (\lambda_{235}\ to) - \exp.\ (\lambda_{235}\ t)]}{[\exp.\ (\lambda_{238}\ to) - \exp.\ (\lambda_{238}\ t)]} \qquad (3)$$

Conform ecuaţiei (3) probe de plumb de aceeaşi vîrstă cu diferite rapoarte izotopice se situează într-un grafic de coordonate $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$, de-a lungul unei drepte denumită izocronă.

Institutul Geologic al României

Astfel, în modelul de calcul Holmes-Houtermans orice plumb ale cărui rapoarte izotopice se integrează între izocrona de 0 şi 4.5. 10^9 ani, se situează pe o izocronă carecare şi se poate data prin această metodă.

Pe graficul $H-H$ (fig. 2) galenele se situează între izocrona de 0 şi 10^9 ani la valorile corespunzătoare din tabelul 2.

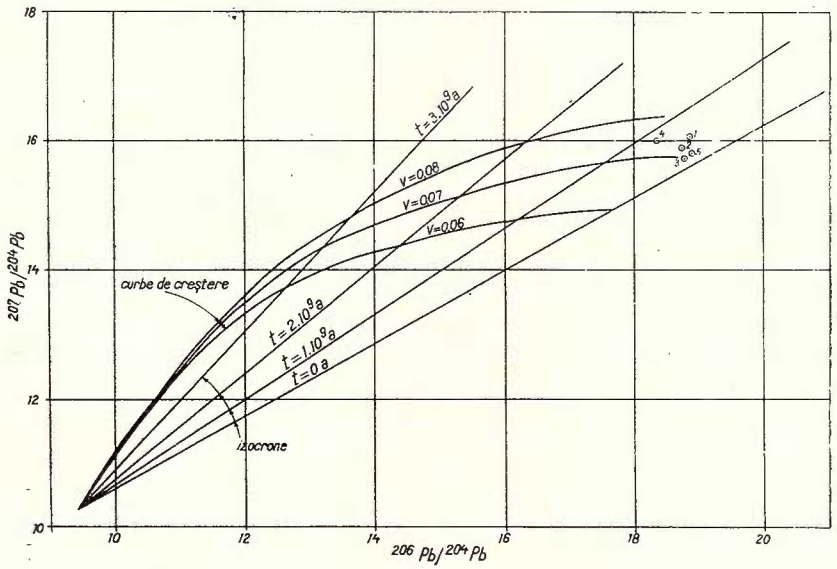


Fig. 2. — Grafic Holmes — Houtermans.
Graphique Holmes — Houtermans.

Pe grafic sînt trasate familiile de curbe pentru diferite valori ale lui V care reprezintă creşterea abundenţei plumbului în diferite depozite de uraniu.

Probele 1 şi 4 (Leşul Ursului şi Muncelul Mic) se situează aproximativ pe aceeaşi curbă de creştere de 0,074. Proba 5 (Baia Sprie) se amplasează în jurul curbei de 0,07, Ilba în jur de 0,069 iar Borod-Cornițel pe curba de 0,072.

Conform acestei reprezentări roca sursă din care s-au desprins aceste minereuri a avut un sistem U/Pb asemănător pentru Muncelul Mic şi Leşul Ursului, mai bogat în uraniu. Un sistem comun U/Pb apare şi pentru probele Ilba şi Baia Sprie.

Institutul Geologic al României

Mărimea *to* luată pentru vîrsta pămîntului, influențează vîrsta obținută. Valoarea $to = 4{,}51.10^9$ ani a fost folosită de R. D. Russell și R. M. Farquhar pentru vîrste de galene recente care se corelează cu curbele Houtermans. Valoarea $to = 4{,}50.10^9$ ani este acceptată de unii cercetători europeni (Moorbath 1962) pe baza concordanței între vîrstele model ale zăcămintelor de plumb și intruziunile magmatice bine datate. Valoarea lui Patterson (1956) de $4{,}55.10^9$ ani preferată de cercetătorii americani reduce vîrstele obținute prin modelul H—H apropiindu-le de cele calculate după modelul R—F (I. R. Richards, 1963).

Determinările de vîrstă avînd mai mult un caracter aplicativ pe măsurătorile de abundențe izotopice relative efectuate, s-au folosit valorile tabelate de R. D. Russell și R. M. Farquhar pentru $to = 4{,}51.10^9$ ani.

Modelul *H—H* acceptat de mulți cercetători dă bune rezultate în special pentru probele paleozoice și chiar mai vechi și prezintă avantajul că nu este prea sensibil la determinarea abundenței izotopului ^{204}Pb. Modelul dă în general valori de vîrstă mai mari în special pentru probele tinere unde existența unei arii de împrăștiere a mărimilor măsurate provocată de condiții de rezoluție nesatisfăcătoare a aparatului, dau naștere la așa-zisele anomalii de tip B (vîrsta obținută este mai mare ca a rocilor înconjurătoare). Asemenea cazuri semnalate de R. D. Russell (1960) se pot întîmpla frecvent indiferent de condiții experimentale la unele galene filoniene de tip hidrotermal și teletermal. În acest caz se recomandă recalcularea vîrstei cu o anumită modificare a parametrilor de lucru.

Valorile de vîrstă obținute cu acest model pe baza abundențelor izotopice determinate, arată în general o bună concordanță cu datele geologice. Astfel H. Krăutner ținînd seama de incertitudinile metodologiei discută vîrsta galenelor de la Leșul Ursului și Muncelul Mic socotite astăzi proterozoice tîrzii, luînd în considerare aceste valori pentru a fixa mai bine în timp epoca metalogeniei legată de erupțiile acide din cristalinul epimetamorfic din Carpații Orientali și munții Poiana Ruscă.

În ceea ce privește vîrstele obținute pentru mineralizațiile practic sincrone de la Ilba și Baia Sprie (Pannonian inferior) de 10 respectiv 50 mil. ani , prima corespunde îndeaproape vîrstei geologice, cea de a doua este mai mare, dar în limitele dispersiei observate pentru vîrstele foarte tinere cu modelul folosit.

Institutul Geologic al României

O discrepanţă apreciabilă se constată în cazul galenei de la Borod-Corniţel. Acestea sînt mineralizaţii hidrotermale şi şisturi cristaline şi calcare triasice fiind considerate de vîrstă laramică (cca 60 mil. ani).

Deoarece vîrsta calculată este mult mai mare, concluzia privind interpretarea datelor obţinute ar putea sugera că ipoteza geologică trebuie revizuită. Astfel s-ar putea pune sub semnul întrebării vîrsta laramică a acestor galene localizate în formaţiuni cristaline şi triasice, sau s-ar putea imagina că aceste sulfuri rezultă prin remanierea unor depozite de galenă mai vechi, prin intermediul unor soluţii hidrotermale de afiliaţie banatitică.

O altă rezolvare a acestei probleme ar putea fi întrezărită prin insuficienţa modelului.

Pentru cazul probelor prezentînd anomalii de tip *B* ar fi poate de preferat vîrsta obţinută cu modelul Russell-Farquhar-Cumming după raportul $^{206}Pb/^{204}Pb$, sau cu modelul Russell-Farquhar-Stanton ($^{206}Pb/^{207}Pb$), valabil pentru galenele conforme care elimină anomaliile de tip *B*.

În fig. 3 este prezentată curba de creştere Alpher-Herman după modelul Russell-Farquhar-Cumming care presupune existenţa în prima

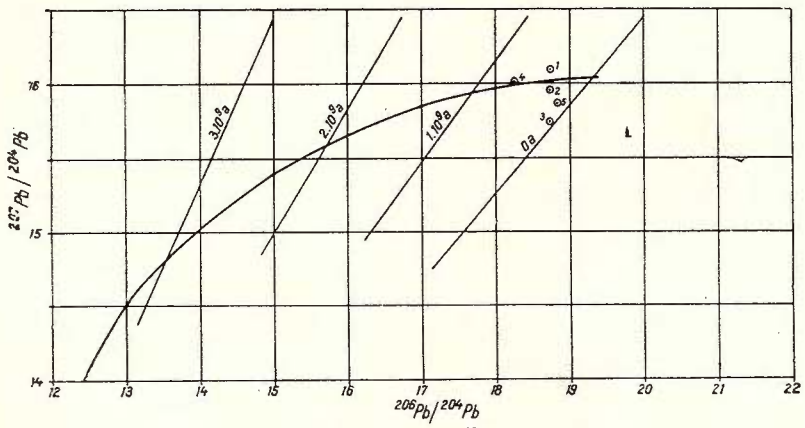


Fig. 3. — Curba de creştere Alpher — Herman.
Courbe de croissance. Alpher — Herman.

fază a formării unui mineral a unei singure surse în care sistemul U-Th-Pb este constant. În această ipoteză plumbul din toate probele ar trebui să aibă rapoarte izotopice care să se situeze de-a lungul acestei unice curbe de creştere.

Institutul Geologic al României

Ipoteza existenței unei singure surse pentru minereurile de plumb conduce la modelul că abundența izotopică a plumbului în momentul formării mineralului (t) este egală cu diferența între abundența izotopică a plumbului actual și abundența izotopică a plumbului radiogenic format din momentul t al separării mineralului pînă în prezent.

$$x = a - 137{,}8\ V\ [\exp.\ (\lambda_{238} t) - 1] \tag{4}$$

$$y = b - V\ [\exp.\ (\lambda_{235}\ t) - 1] \tag{5}$$

$$z = c - W\ [\exp.\ (\lambda_{232}\ t) - 1] \tag{6}$$

în care x, y, z, = compoziția izotopică măsurată a plumbului, caracteristică mineralului pentru momentul t; a, b, c = compoziția izotopică a plumbului actual luată după depozitele de fund din Oceanul Pacific.

$v = {}^{235}U/{}^{204}Pb$

$w = {}^{232}Th/{}^{204}Pb$

R. D. Russell, R. M. Farquhar, Cumming (1960) au determinat parametrii v și w, rezolvînd ecuațiile (4, 5, 6) în funcție de t.

$$t_{206} = 6{,}51.10^9 \ln\left(\frac{29{,}85 - x}{11{,}02}\right) \tag{7}$$

$$t_{208} = 20.0\ 10^9 \ln\left(\frac{(79{,}90 - z}{40{,}80}\right) \tag{8}$$

În tabelul 2 sînt trecute valorile calculate cu acest model după raportul $^{203}Pb/^{204}Pb$.

Modelul este în general neadecvat pentru probele studiate, punctele fiind dispersate față de curbă, ceea ce indică diferențe în raporturile U/Pb și Th/Pb caracteristice pentru rocile în care minereurile de plumb au petrecut prima fază a existenței lor. Chiar în cazul admiterii ipotezei acestei surse uniforme din care s-au desprins minereurile de plumb, întrucît majoritatea analizelor executate (R.D. Russell 1960) au prezentat abateri de numai 3—4% de la medie a raportului U/Pb, modelul nu satisface galenele filoniene care se abat de la curba de creștere.

O explicare a abundențelor izotopice anomale ale galenelor, filoniene a fost dată de R. D. Russell și R. M. Farquhar conform teoriei lui Stanton de formare a depozitelor conformate de Pb-Zn-Cu, care considera că sursa pentru minereurile de plumb a fost unică și plumbul adus la suprafață prin vulcanism. În timpul migrării prin rocile de la suprafață, plumbul se îmbogățește cu izotopi radiogenici și astfel plum-

Institutul Geologic al României

bul din depozitele filoniene se abate de la curba de creștere devenind plumb anomal. Toate galenele de tip conform ar trebui să aibă rapoarte izotopice situate pe o singură curbă de creștere care pleacă din punctul de coordonate (a_0, b_0), trece prin punctul corespunzător compoziției izotopice a galenelor de vîrstă relativ recentă de la Bathurst-New Breenswick și se termină în punctul de coordonate a, b (rapoartele izotopice ale plumbului actual), situat pe izocrona de zero a lui Patterson (1956).

În acest caz formula finală de calcul după raportul $^{206}Pb/^{207}Pb$, derivată din ecuațiile de acumulare și făcînd înlocuirile respective este următoarea:

$$\frac{x}{y} = 137{,}8 \left[\frac{3{,}063 - \exp.(\lambda_{238} t)}{241{,}2 - \exp.(\lambda_{235} t)} \right] \qquad (9)$$

în care x/y = raportul izotopic $^{206}Pb/^{207}Pb$ caracteristic mineralului pentru momentul formării lui.

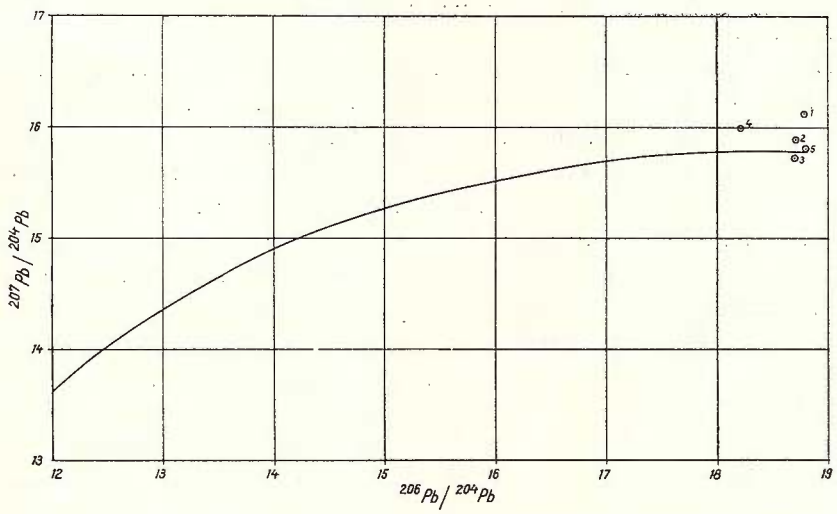


Fig. 4. — Curba de creștere construită cu parametrii lui Russell-Farquhar-Stanton pentru galene conforme.
Courbe de croissance construite avec les paramètres de Russell-Farquhar-Stanton pour des galènes conformes.

După acest model probele analizate se abat de la curba de creștere, reprezentînd galene filoniene care s-au îmbogățit cu izotopi de plumb radiogenic din rocile de la suprafață (fig. 4).

Institutul Geologic al României

Valorile de vîrstă trecute în tabel au fost interpolate din curba de creştere (fig. 4) ţinînd seama că raportul izotopic 207/206 al plumbului radiogenic nu poate fi mai mic ca raportul actual al coeficientului de generare al acestor izotopi din izotopii uraniului $\frac{\lambda_{235}\ U^{235}}{\lambda_{238}\ U^{238}} = 0{,}0459$; iar limita superioară a raportului 207/206 în orice adaos de plumb radiogenic anomal posibil este de :

$$\frac{\lambda_{235}U^{235}}{\lambda_{238}U^{238}} \cdot \exp\ [3{,}5.10^9\ (\lambda_{235} - \lambda_{238})] = 0{,}804$$

($3{,}5.10^9$ ani fiind vîrsta maximă a celor mai vechi roci din scoarţă).

Spre deosebire de modelul H—H care consideră că dispersia punctelor în jurul curbei de creştere indică diferite rapoarte U/Pb şi Th/Pb în rocile sursă, modelul R—F atribue această împrăştiere unui adaos considerabil de plumb radiogenic în diferite proporţii din rocile prin care plumbul a migrat pînă la depunerea lui, el provenind iniţial dintr-o sursă uniformă de la adîncimi mari.

După acest model, probele analizate reprezentînd galene anomale, s-a calculat după raportul $^{206}Pb/^{207}Pb$ radiogenic, limita superioară pentru timpul de depunere finală a adaosului anomal şi vîrsta maximă pentru orice rocă care a conţinut elemente generatoare de U şi Th ce au produs adaosul de plumb radiogenic (coloanele *a* şi *b* din tabelul 2).

Analizînd valorile de vîrste absolute, calculate prin cele trei modele putem spune că deşi datele obţinute cu modelul Russell-Farquhar în varianta Cumming şi Stanton pentru proba de la Borod-Cornitel de 59 şi 100 mil. ani, sînt mai aproape de concepţia geologică admisă astăzi, faptul că celelalte vîrste pentru galene mai vechi şi mai noi în cuprinsul unui teritoriu restrîns, deci cu o evoluţie geologică asemănătoare, dau valori mult prea deosebite de datele geologice, ne face să considerăm adecvată adoptarea modelului Holmes-Houtermans pentru galenele studiate de noi. Considerăm deci că acest model duce la valorile cele mai acceptabile pentru galenele analizate şi corespunde cel mai bine cu abundenţa izotopilor plumbului provenind din teritoriul carpatic.

În concluzie, cu toate lipsurile şi incertitudinile metodei plumbului comun, aceasta dă valori de vîrste care pot fi corelate satisfăcător cu datele geologice. Se propune ca atare continuarea acestor cercetări pentru a furniza date privind vîrste ce nu pot fi obţinute deocamdată pe altă cale sau pentru a depista anomalii ce pot sugera noi cercetări geologice.

Institutul Geologic al României

Desigur datarea galenelor cu asemenea modele simple se referă la timpul la care acestea au fost separate dintr-o sursă uniformă în care izotopii plumbului au crescut de la un timp *to* la *t*. Un istoric mai complicat al formării minereurilor de plumb nu mai este satisfăcut de aceste modele şi pentru un calcul de vîrstă mai exact trebuie folosite modele adecvate genezei lor.

BIBLIOGRAFIE

Burger A. J., Nocolaysen L. O., Villiers I. W. (1962) Lead isotopic composition of galenas from the Witwaterstrand and Orange Free State. *Geochim. et Cosmochim.* Acta 26. 25–61.

Farquhar R. M. Russell R. D. (1963) A nomograph for the interpretation of anaomalous lead isotope abundances. *Geochim. et Cosmochim.* Acta 27. 11. 1143–1149.

Richards J.R. (1963) Isotopic composition of Australian leads III. Northwerten Queensland and the Northern Territory. A reconnaissance. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 27.3. 217–241.

Russell R. D., Farquhar R. M. (1960) Lead isotopes in geology. Interscience, London.

CONTRIBUTIONS À LA DATATION DE QUELQUES GALÈNES DE ROUMANIE À PARTIR DE LA DÉTERMINATION DE LEUR COMPOSITION ISOTOPIQUE

PAR

ELEONORA VÂJDEA

(Résumé)

Nous avons entrepris l'analyse des compositions isotopiques de quelques échantillons de galène prélevés à Leşul Ursului (région Suceava), Borod Cornițel (région Oradea), Ilba et Baia Sprie (région Baia Mare), Muncelul Mic (région Hunedoara).

Nous avons utilisé à cet effet le spectromètre de masse MI–1305 à source d'ions pour substances solides.

Institutul Geologic al României

L'écart standard pour les mesures isotopiques exécutées en utilisant la méthode biradiale s'est maintenu entre les limites des erreurs instrumentales de $\pm 0{,}5\,\%$.

Nous avons essayé de réaliser des datations par la méthode du plomb commun selon le modèle Holmes-Houtermans et Russell-Farquhar en variante Cumming et Stanton.

À part la galène de Borod Cornițel, dont le cas est sujet à des discussions, les valeurs d'âge obtenues au moyen du modèle Holmes-Houtermans concordent généralement avec les données géologiques connues.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

GEOFIZICA

MĂSURĂTORI GRAVIMETRICE MAGNETOMETRICE ÎN DELTA DUNĂRII PENTRU HĂRŢILE GEOFIZICE ALE ROMÂNIEI [1]

DE
ŞT. AIRINEI [2]

Abstract

Gravimetric-Magnetometric Measurements in the Danube Delta for the Geophysical Maps of Romania. Gravimetric and magnetometric images, obtained consequently to measurements made in the Danube Delta in the years 1962—1965, are presented. The geophysical elements, included in the maps drawn up, allowed to build a structural diagram of the basement, which represents, besides the structural table of North Dobrogea, the final stage of the structural genesis of the old Hercynian — Cimmerian geosynclinal. According to this table, it seems that in the western part of the Delta the basement is disposed in steps from south to north towards the pre-Dobrogean Depression while in the eastern part, the same basement forms successive horsts and grabens of a W—E orientation. Dense blocks rise gradually towards the coast line of the Black Sea. It may be observed that these blocks form a common body on the continental shelf, where, in the past they acted as paleo sea shores in front of the Danube mouths.

Introducere. Măsurătorile gravimetrice-magnetometrice din Delta Dunării şi din zona de aluvionare fluviatilă la sud de braţul Sf. Gheorghe, realizate în cadrul Institutului Geologic al Comitetului Geologic, au urmărit să acopere cu o reţea cît mai uniformă „pata albă", de circa 3300 km², existentă în Harta gravimetrică (Anomalia Bouguer) a R.P.R., scara 1 :500.000, redactată în anul 1962, (Şt. Airinei, Sc. Stoenescu, 1966) şi în hărţile magnetice de sinteză ale Dobrogei (Şt. Airinei 1955 , 1958).

[1] Comunicare în şedinţa din 7 mai 1967.

[2] Institutul de Geofizică Aplicată, Şos. Kiseleff nr. 55. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Lucrările de teren s-au desfășurat progresiv între anii 1962 și 1965, pe măsura redactării machetelor de hartă la scara 1 : 200.000, a foilor Tulcea, Chilia și Sulina. Stațiile măsurate sînt dispuse la un interval mediu de 1 km, pe profile situate de-a lungul brațelor Dunării și pe litoralul mării, pe căile de acces de pe grindurile interioare (Stipoc, Chilia, Letea, Caraorman, Sărăturile, Dranov etc) și pe canalurile din sistemul de hidroameliorație în curs de desăvîrșire pe aproape întreaga arie a teritoriului cercetat. Cele 1059 stații măsurate asigură rețelei o desime medie de 1 stație/3 km².

Ca mijloace specifice de recunoaștere și transport, s-au folosit — în afară de autovehicole — șalupe și elicopter. Particularitățile terenului și accesul condiționat pe traseele operate topografic și geofizic, au impus adaptarea metodei standard de lucru (folosită în țara noastră, în mod curent, în lucrările obișnuite).

Desfășurarea măsurătorilor geofizice

Rețeaua de puncte măsurate gravimetric și magnetometric are ca punct de plecare stațiile rețelelor naționale gravimetrică și magnetică de ordinul I de pe aeroportul Tulcea și este sprijinită pe un sistem de stații care fac parte din rețelele corespunzătoare de ord. II (Chilia, Sulina, Sf. Gheorghe, Dunavățul de Jos, Jurilovca și Gura Portița) și ord. III (Stipoc, Sfîștovca, Caraorman, Dranov). Determinarea intervalelor Δg și ΔZ pentru laturile rețelelor de ord. II, legarea lor de rețeaua de ord. I (stațiile Tulcea și Constanța), precum și efectuarea măsurătorilor pentru rețelele de ord. III, au fost realizate între anii 1963 și 1965, concomitent cu rețeaua de hartă[3]). Canevasul rețelelor de ord. I, II și III a putut fi îndeplinit numai grație utilizării elicopterului ca mijloc de bază și transport de la punct la punct. Elicopterul a servit cu ponderea cea mai mare ca mijloc de recunoaștere și transport, la însăși efectuarea rețelei de hartă.

Profilele rețelei de hartă au în general o dispoziție uniformă în suprafață, cu excepția a trei zone cu lacuri și plaur, situate una la nord de brațul Sulina (dominată de apele ghiolurilor Roșca, Merhei, Matița, Babina, Trei Ezere, Bogdaproste) și două la sud, de o parte și de alta a grin-

[3]) Șt. Airinei. Lucrări de teren executate pentru realizarea „Hărților geofizice ale R.P.R., scara 1 :200.000", Rapoarte anuale, 1962—1965, Institutul Geologic al Comitetului Geologic. București.

Institutul Geologic al României

dului Caraorman (zona din est cu ghiolurile Gorgova, Isacova, Uzlina; zona din vest cu ghiolurile Vataful, Lumina, Puiu, Puiuleţ, Roşu, Roşuleţ). Majoritatea profilelor sînt dispuse de-a lungul canalurilor naturale şi artificiale din cuprinsul deltei şi teritoriului cu aluviuni fluviatile la sud de braţul Sf. Gheorghe. În general, însăşi canalurile naturale au fost rectificate şi amenajate pentru transportul stufului etc. De-a lungul acestor canaluri sînt construite rampe la distanţe de 1—1,5 km , pentru depozitarea stufului în perioada de recoltare. Aproape toate staţiile reţelei de hartă de-a lungul canalurilor din zonele cu lacuri şi plaur au fost amplasate pe aceste rampe. În felul acesta au putut fi executate măsurători geofizice chiar în zonele în care numai cu 2—3 ani în urmă nu existau posibilităţi de pătrundere şi staţionare vremelnică. Este de menţionat că aceste rampe sînt constituite din materialul dragat în timpul săpării canalurilor şi uneori cu adaos de material adus din alte părţi. În zonele de plaur deşi stabilitatea lor nu este perfectă, măsurătorile au putut fi executate cu precizie mulţumitoare. Transportul pe aceste canaluri a fost asigurat integral de şalupe.

Pe grinduri (Stipoc, Chilia, Letea, Caraorman, Sărăturile etc), de-a lungul braţelor Dunării şi pe litoral, măsurătorile topografice şi geofizice au fost realizate după procedeul standard. Condiţiile specifice ale canalurilor au impus adecvarea procedeului standard. Pentru pichetaj au fost utilizate hărţi topografice detaliate obţinute de la T.V.A.S.-Tulcea. Staţiile au fost fixate pe profile după detaliile de teren. Cotele au fost măsurate în raport cu nivelul apei canalului din dreptul fiecărei staţii. Erorile introduse prin folosirea acestui sistem, singurul posibil, sînt proporţionale cu variaţia valorilor pantei apei de la vîrful deltei la litoralul marin. Pantele pe canaluri variază între $0{,}007^0/_{00}$ pentru ape mici şi $0{,}043^0/_{00}$ pentru ape mari (A. A. Almazov et al. 1963) [4]). Cum lucrările noastre s-au desfăşurat numai toamna, în regim de ape mici, erorile introduse la determinarea cotelor staţiilor (micşorare progresivă, de la vest spre est, egală cu valoarea pantei) nu depăşesc limita superioară a erorii admise pentru nivelmentul geometric. Pentru determinarea reducerii de relief topografic au fost luate în considerare dimensiunile canalurilor, braţelor Dunării şi harta batimetrică a platformei continentale, pentru sectoare pînă la distanţa de 30 km.

[4]) p. 125.

Institutul Geologic al României

Măsurătorile geofizice, limitate în timp de „driftul" aparatelor, au fost executate simultan cu două gravimetre şi două variometre, în felul următor : măsurători în baza de plecare, măsurători în staţiile profilului şi staţiile de legătură, măsurători de închidere în baza de plecare. Baza de plecare era, după caz, staţia de ord. I Tulcea, staţii de ord. II (Chilia, Sulina, Sf. Gheorghe, Dunavăţul de Jos, Gura Portiţa) sau staţii de ord. III (Stipoc, Dranov). Deplasarea personalului de la staţia de bază la prima staţie pe profil, cu elicopterul. Durata cîteva minute. De-a lungul profilului deplasarea din staţie în staţie cu şalupa. Durata între 4—6 ore. De la staţia de legătură la baza de plecare, deplasarea cu elicopterul. Durata, cîteva minute.

Sistemul de transport a asigurat o bună calitate a măsurătorilor, valoarea calităţii depinzînd, în acest sistem, în primul rînd, de gradul de precizie al aparatelor geofizice utilizate. În cazul de faţă s-au folosit pentru măsurătorile gravimetrice două tipuri de aparate : Nörgaard TNK 1452, cu precizie de ± 0.20 mgal şi Sharpe C 177, cu precizie de $\pm 0{,}01$ mgal : iar pentru măsurătorile magnetometrice două variometre verticale de acelaşi tip (Fanselau, seriile 60/284 şi 63/177) cu precizie medie de $\pm 2\gamma$.

În puţinele împrejurări în care transportul cu elicopterul nu a putut fi asigurat, deplasarea de la staţia de bază la profil făcîndu-se numai cu şalupa, măsurătorile realizate şi-au pierdut simţitor din calitate. Se poate da un exemplu, în care, valorile Δg măsurate au fost abandonate : este vorba de profilul de-a lungul canalului Mustaca, pentru care numai transportul cu şalupa de la baza de plecare la profil şi înapoi la bază, a durat cca 8 ore (cu elicopterul, acest timp s-ar fi redus la $15' - 20'$.

Rezultate geofizice

Rezultatele geofizice sînt ilustrate de patru imagini cartografice, două gravimetrice şi două magnetice, corespunzătoare hărţilor geofizice generale care se întocmesc în prezent la Institutul Geologic : harta anomaliei Bouguer pentru densităţile unice 2,20 şi 2,67 g/cm^3, harta componentei magnetice verticale (ΔZ) şi harta anomaliei componentei magnetice verticale (ΔZ_a). Vom reda pe scurt rezultatele obţinute. Ca informare generală precizăm că prin sistemul de calcul, valoarea anomaliei Bouguer şi valoarea anomaliei magnetice ΔZ_a, au caracter absolut.

Institutul Geologic al României

Hărţi gravimetrice. *Harta anomaliei Bouguer pentru 2,20 g/cm³.* Această imagine gravimetrică evidenţiază un cîmp regional intens, pe care sînt instalate anomalii locale de maxim şi de minim, situate între cordoane de gradient orizontal activ şi care constituie, în ansamblu, prelungirea spre est a elementelor morfologice ale cîmpului gravităţii în Dobrogea de Nord.

Anomalia regională prezintă un sistem de ondulaţii cu desfăşurare între valorile limită —2.0 mgal şi + 41.0 mgal. Ondulaţiile regionale au următoarele variaţii şi tendinţe : în partea estică a deltei o scădere de la sud spre nord de peste 20 mgal ; o creştere ce depăşeşte 30 mgal de-a lungul unei axe vest-est, între localităţile Pardina şi Sfiştovca ; din nou o scădere de aproape 30 mgal, spre nord, la est de grindul Chilia ; o tendinţă de minimum în jur de 5 mgal de-a lungul braţului Sulina ; o creştere urmată de o descreştere simetrică de peste 20 mgal faţă de o axă cuprinsă între localităţile Sf. Gheorghe -Mahmudia ; o scădere şi o creştere simetrică în jur de 15 mgal faţă de axa Lacul Dranov-Insula Popina, şi, în sfîrşit, o creştere de peste 20 mgal, de-a lungul litoralului, între Perişor şi Gura Portiţa. De reţinut este faptul că cele două ondulaţii pozitive situate, prima, între braţele Chilia şi Sulina, secunda, de-a lungul braţului Sf. Gheorghe, au tendinţa de a face corp comun în dreptul litoralului, sugerînd ideia unui volum perturbant unic, cu centrul de greutate pe platforma continentală, în faţa deltei, din care se desprind apofize spre vest, corespunzătoare zonelor de maxim gravimetric cartate.

Interesant de semnalat sînt cordoanele de gradient major înregistrate de hartă. De la nord la sud, ele au următoarele aliniamente (a se vedea planşa) : G_1, la est şi la vest de grindul Chilia, format din două ramuri (la est între localităţile Chilia şi Periprava, la vest între Chilia-Tatanir-Lascăr Catargiu); G_2, între localităţile Ciatalchioi-Stipcc-Sulina; G_3, marcat de localităţile Tudor Vladimirescu şi Maliuc, apoi de-a lungul canalului Litcov ; G_4, între Dunavăţ şi Sf. Gheorghe ; G_5 şi G_6, pe grindul Petrişor, G_5 fiind prelungirea spre SE a cordonului de gradient cartat pe limita de nord a bazinului Babadagului (R. Botezatu, T. Băcioiu, J. Andrei, 1961).

Anomaliile locale apar fie sub formă de contururi de maximă intensitate pozitivă sau negativă a ondulaţiilor cîmpului regional, fie independent de aceste ondulaţii.

Institutul Geologic al României

Anomalii locale de maxim pe ondulaţiile pozitive ale cîmpului, regional: Letea-Sfîştovca şi Murighiol-Grindul Sărăturile. Anomalii locale de minim pe ondulaţii negative: Chilia-Periprava şi Lacul Dranov-Insula Popina (ca prelungire spre SE a minimului corespunzător zonei triasice din Dobrogea de Nord (R. Botezatu, T. Băcioiu J. Andrei, 1961).

Mai sînt de menţionat trei anomalii locale de maxim: la NE de satul Crişan, la nord de braţul Sulina; pe litoral, la SE de Lacu Roşu, la jumătatea distanţei dintre Sulina şi Sf. Gheorghe; conturul axat pe ramificaţia de SE a Canalului Crasnicol, între braţul Sf. Gheorghe şi Lacul Razelm. Anomalia la SE de Lacu Roşu rămîne larg deschisă spre Marea Neagră.

Harta anomaliei Bouguer pentru 2,67g/cm³. Denivelările neînsemnate din regiunea cercetată, fac ca imaginea gravimetrică obţinută pentru densitatea unică 2,67 g/cm³ să prezinte deosebiri neînsemnate faţă de harta calculată pentru 2,20 g/cm³.

Hărţi magnetice. *Harta componentei verticale* (ΔZ). Intervalul măsurat între limitele de sud şi de nord ale lucrării este de cca 450 γ, ceea ce corespunde la un gradient mediu de latitudine de 5,3 γ/km. Distribuţia normală a cîmpului geomagnetic este puternic distorsionată de prezenţa a două anomalii de maxim cartată în partea de nord şi de sud a lucrării. Între aceste două anomalii, de-a lungul braţului Sulina, cîmpul geomagnetic are o distribuţie relativ calmă.

Deşi conturul anomaliilor de maxim este incomplet cartat, deoarece ies din teritoriul românesc al deltei sau rămîn deschise pe litoralul mării, forma lor este evident eliptică. Axele mari ale elipselor au orientări aproximativ W-E.

Anomalia din nord este situată la sud de braţul Chilia. Flancul nordic depăşeşte braţul Chilia, iar închiderea estică trece în delta nouă a Chiliei şi probabil se continuă în Marea Neagră, spre Insula Şerpilor asemănător maximului gravimetric. Zona de apex a anomaliei — de formă cvasi-eliptică, cu axa mare de aproximativ 20 km şi cu intensităţi măsurate de peste 300γ — este situată pe teritoriul deltei, între localităţile Chilia şi Periprava.

Institutul Geologic al României

Anomalia din sud, mai puţin intensă, prezintă o zonă de apex eliptică centrată pe braţul Sf. Gheorghe. Intensitatea măsurată este în jur de 75 γ. Ea rămîne deschisă spre est, pe litoralul mării.

Harta anomaliei componentei verticale (ΔZ_a). Este obţinută prin îndepărtarea cîmpului geomagnetic normal, după metoda utilizată într-o lucrare anterioară (Şt. Airinei, 1958). Valorile ΔZ_a conturează mai pregnant anomaliile de maxim, delimitînd între ele un sector cu anomalii de minim centrat pe braţul Sulina. Ambele anomalii de maxim erau cunoscute din măsurători sporadice anterioare (Şt. Airinei, 1958).

Anomalia de maxim din nord nu a suferit modificări esenţiale în urma măsurătorilor de completare din 1965, faţă de imaginea sa comunicată recent (Şt. Airinei, A. Pricăjan, 1965). Lungimea axei mari a anomaliei depăşeşte, pe teritoriul românesc al deltei, 35 km.

Anomalia de maxim din sud suferă modificări esenţiale faţă de anomalia măsurată. Aria creşte considerabil; lungimea axei mari este de peste 50 km şi rămîne deschisă spre Marea Neagră pe un segment de litoral de aproximativ 30 km. Apexul anomaliei se deplasează spre SE; zona cu valori mari se situează la sud de braţul Sf. Gheorghe, pe Insula Sacalin. Intensitatea anomaliei sporeşte la peste 100 γ.

Sectorul minimal centrat pe braţul Sulina, prezintă cîteva conture cu intensităţi între −20 şi −50 γ: la sud de Tatanir, între Crişan şi Sulina, între Letea şi Cardon şi la NE de Lacul Roşu. Sectorul se suprapune în bună parte pe ondulaţia centrală de minim gravimetric regional.

Semnificaţia geologică a rezultatelor geofizice

Elementele geofizice pe care le reţinem pentru întocmirea schemei structurii geologice a fundamentului regiunii studiate sînt: anomaliile gravimetrice şi magnetice de maxim şi de minim, cordoanele de gradient orizontal activ şi caracteristicile fizico-morfologice ale anomaliei magnetice regionale.

În concepţia lui I. Atanasiu (1940) regiunea de care ne ocupăm aparţine la trei zone geologice distincte: zona triasică, zona colinelor Mahmudiei şi zona Deltei Dunării. Fundamentul acestor zone a făcut obiectul unor ample discuţii în lucrări geologice (V. Ianovici, D. Giuşcă, V. Mutihac, O. Mirăuţă, M. Chiriac, 1961),

Institutul Geologic al României

(E. Liteanu, A. Pricăjan, 1962), (O. Mirăuță, 1963), (O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1965), (O. Mirăuță, 1966[5]), (G. M. Murgoci, 1957) și geofizice (Șt. Airinei, A. Pricăjan, 1965; R. Botezatu, T. Băcioiu, J. Andrei, 1961; I. Gavăt, Șt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, Sc. Stoenescu, I. Vencov, 1963). În legătură cu aceasta rezultatele măsurătorilor noastre sînt în măsură să completeze aceste cunoștințe pentru zona triasică și zona colinelor Mahmudiei și să aducă informații inedite asupra naturii și structurii fundamentului Deltei Dunării.

Vom prezenta pe scurt aspectele geologice pe care le sugerează elementele geofizice enunțate a fi luate în considerare, după care vom schița prin comparație cu ceea ce se cunoaște anterior, laturile noi pe care le oferă în stadiul actual, prezenta investigare gravimetrică și magnetometrică.

Raportarea elementelor geofizice la geologia regiunii. Valoarea medie și morfologia anomaliei magnetice regionale din regiunea studiată conduce la concluzia că fundamentul său este o prelungire unitară spre E și NE a fundamentului zonei triasice.

Structura de ansamblu a fundamentului zonei triasice este reflectată de anomalia regională a gravității, iar cordoanele de gradient major separate din harta anomaliei Bouguer, marchează aliniamentele crustale și sensul în care a avut loc mișcarea blocurilor de fundament.

Valorile pozitive ale anomaliei gravimetrice regionale — cu excepția colțului de NW al deltei, în care apar și valori negative, ca un ecou apropiat al depresiunii predobrogene — privite în ansamblu valorilor de pe întreg teritoriul țării (Șt. Airinei, Sc. Stoenescu, 1966), caracterizează stadiul de platformă al substratului ariei cercetate. Mai mult, ordinul de mărime al intensității maximelor din deltă, comparabil cu acela al intensității anomaliei gravității din Dobrogea centrală, face să ne gîndim nu numai la posibilitatea aceleiași apartenențe, ci la gradul de antrenare din timpul mișcărilor hercinice și chimerice vechi. Cu alte cuvinte, s-ar putea spune că masa geologică densă din fundamentul deltei Dunării ar fi de aceeași natură cu fundamentul șisturilor verzi și că ambele zone apar la finele structogenului hercinic-chimeric în poziții

[5]) p. 119—134.

Institutul Geologic al României

structurale comparabile. Observaţii geologice recente fac precizarea că fundamentul dens al deltei, respectiv partea sa situată la sud de braţul Sf. Gheorghe, se află într-o poziţie ridicată în timpul cutărilor chimerice. Această situaţie este argumentată de schimbarea de direcţie a cutelor triasice care în dreptul meridianelor Cataloi şi Tulcea trec de la orientări NW-SE la orientări aproape N-S (O. Mirăuţă, Elena Mirăuţă, 1965; O. Mirăuţă, 1966, V. Mutihac, 1964) în timp ce pentru acelaşi sector (corespunzător zonei axiale a maximului gravimetric la sud de braţul Sf. Gheorghe) structurile hercinice au direcţii sensibil W-E (O. Mirăuţă, 1966).

Cordoanele de gradient major au o vădită tendinţă de convergenţă spre W. Într-adevăr, ţinînd seama de harta anomaliei Bouguer din Dobrogea de Nord (R. Botezatu, T. Băcioiu, J. Andrei, 1961), se poate afirma că liniile G_1-G_4 se strîng nemijlocit în zona cuprinsă între Galaţi şi Prut. Linia G_5, deşi prezintă un aliniament frînt, se alătură lui G_4 la sud de Isaccea. Sensul de cădere indicat de aceste linii, arată următoarea dispoziţie a blocurilor de fundament: în trepte cu căderi de la sud spre nord în domeniul ramurilor vestice ale liniilor G_1-G_3; în succesiune de horst-graben în partea estică a sistemului G_1-G_5. În legătură cu această ultimă dispoziţie trebuie scos în evidenţă inversarea liniei G_2, de la treaptă spre nord în jumătatea vestică, la treaptă spre sud în jumătatea estică. De la nord la sud se succed: horstul Sfiştovca-Letea-Pardina dintre G_1 şi G_2, care se atenuiază progresiv spre vest, ştergîndu-se pe treapta din vestul deltei cuprinsă între aceleaşi linii; grabenul dintre G_2 şi G_3, de-a lungul braţului Sulina, între Gorgova şi litoralul mării; horstul Grindul Sărăturile-Murighiol între G_3-G_4, care se prelungeşte mult spre vest, pînă în dreptul localităţii Somova (R. Botezatu, T. Băcioiu, J. Andrei, 1961); grabenul Perişor-Sarichioi, între G_4-G_5, de asemenea mult extins în vest, spre Nalbant-Meidanchioi (R. Botezatu, T. Băcioiu, J. Andrei, 1961); în fine, două trepte de ridicare de la NE spre SW, marcate de liniile G_5 şi G_6.

Anomaliile de maxim gravimetric reflectă tocmai horsturile descrise, în timp ce anomaliile de minim, grabenele. Dacă pentru horstul Sfiştovca-Letea-Pardina (dintre G_1 şi G_2) nu se cunosc indicaţii geologice mai jos de Jurasic — ale cărui depozite apar, din datele de foraj, sub forma unei ridicări în zona Maliuc-Crişan-Vîlcov (E. Liteanu,

Institutul Geologic al României

A. Pricăjan, 1962) — pentru horstul Grindul Sărăturile-Murighiol-Somova, indicațiile geologice merg pînă la formațiuni paleozoice inferioare, reprezentate prin șisturi epimetamorfice și metamorfice de contact (O. Mirăuță, 1966).

Anomaliile de minim gravimetric corespund zonelor de scufundare ale fundamentului, respectiv grabenelor cuprinse între G_2-G_3 și G_4-G_5. Grabenul aliniat de-a lungul brațului Sulina are o dezvoltare relativ mică, cu ambele capete șterse : capătul din vest devine treaptă de fundament, capătul din est se ridică la suprafață datorită apropierii maselor dense din nord și din sud. Grabenul din sud corespunde unei scufundări importante a fundamentului zonei triasice. Fundamentul acestui graben prezintă o ușoară ridicare spre litoral.

Deosebit de interesantă apare poziția anomaliilor magnetice de maxim. Ambele sînt strîns alăturate de liniile de dislocație G_1 și G_4. Masele perturbante ocupă loc pe treptele scufundate din față. Natura lor este intrusivă (Șt. Airinei, 1958, Șt. Airinei, A. Pricăjan, 1965).

Încadrarea elementelor geofizice în schema structurală a fundamentului. După această prezentare sumară a datelor geofizice raportate la geologia zonelor triasică și colinelor Mahmudiei, se va încerca o discuție în termeni generali, în vederea încadrării acestor elemente noi în schemele structurale ale Dobrogei de NE schițate cu date geologice (I. Dumitrescu, M. Săndulescu, V. Lăzărescu, O. Mirăuță, S. Pauliuc, C. Georgescu, 1962; V. Mutihac, 1964) și geofizice (I. Gavăt, Șt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, Sc. Stoenescu, I. Vencov, 1963).

Structura actuală a fundamentului metamorfozat, respectiv structura cuverturii sedimentare a zonei triasice și colinelor Mahmudiei sînt strîns legate de evoluția fosei geosinclinale a Dobrogei de Nord. Această fosă, ca arie restrînsă în evoluția geosinclinalelor anterioare care au evoluat migrînd de la SW spre NE (I. Gavăt, Șt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, Sc. Stoenescu, I. Vencov, 1963), s-a dezvoltat în două etape distincte, reflectate în prezent de structogeneza hercinică și de structogeneza chimerică veche. Depozitele paleozoice și triasice inferioare, aflate la limita de trecere de la o structogeneză la alta, sînt în raporturi de discordanță netă (O. Mirău-

Institutul Geologic al României

ţă, Elena Mirăuţă, 1965). Rezultatele geofizice prezentate de noi sau cele imediat la vest la care ne-am referit (R. Botezatu, T. Băcioiu, J. Andrei, 1961), nu reflectă la scara acestor cercetări elemente geofizice distincte între aceste două structogeneze. Considerăm, în acord cu lucrări anterioare (Şt. Airinei, 1958, I. Gavăt, Şt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, Sc. Stoenescu, I. Vencov, 1963) că elementele geofizice reţinute pentru întocmirea schemei structurii fundamentului, ţin de formaţiuni dense şi foarte dense, cel puţin antechimerice.

Primele lucrări geofizice din Dobrogea de Nord (Şt. Airinei, 1955, 1958, R. Botezatu, T. Băcioiu, J. Andrei, 1961) şi lucrările geologice recente (O. Mirăuţă, 1966, V. Mutihac, 1964) demonstrează că fundamentul acestui teritoriu este compartimentat în blocuri care s-au mişcat unele în raport cu altele, schimbînd succesiv de sens de-a lungul celor 3—4 structogeneze la care au participat (I. Gavăt, Şt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, Sc. Stoenescu, I. Vencov, 1963, O. Mirăuţă, 1966, V. Mutihac 1964).

Ridicarea zonei Măcinului la finele Paleozoicului, a impus migrarea spre est a ariei de sedimentare, respectiv a imprimat tendinţe noi de mişcare a blocurilor de fundament din vorlandul geosinclinalului hercinic, mişcări care s-au desăvîrşit pînă la epuizarea ciclului chimeric vechi. Contribuţia lucrăriii noastre apare în legătură cu aceste mişcări.

Tabloul structurilor triasice datează poziţia ridicată a blocului din roci dense din partea estică a deltei. Într-adevăr, modificarea direcţiilor acestor structuri de la orientări NW-SE la orientări aproape N-S, între meridianele Cataloi şi Tulcea, nu este justificată decît prin poziţia ridicată a blocului corespunzător anomaliei de maxim gravimetric Somova-Mahmudia-Grindul Sărăturile. Această schimbare de direcţie se raportează în special la depozitele triasice groase din grabenul imediat la sud, corespunzător, foarte probabil, zonei de maximă adîncime a geosinclinalului chimerian. Cutele depozitelor triasice situate la sud de braţul Sf. Gheorghe, care îmbracă masa densă, reiau tendinţe NW-SE. De altfel, observaţii geologice recente (O. Mirăuţă, 1966), remarcă faptul că în zona triasică, cutele chimerice au direcţii oblice sau transversale în raport cu orientările W-E ale cutelor hercinice.

Institutul Geologic al României

Orogenul chimeric ia sfîrşit în Liasic. Structogeneza hercinică-chimerică veche se înfăţişează sub aspectul unui lanţ muntos şi a unei depresiuni premontane, depresiunea predobrogeană (I. Dumitrescu, M. Săndulescu, V. Lăzărescu, O. Mirăuţă, S. Pauliuc, C. Georgescu 1962). La sfîrşitul Jurasicului superior sedimentarea din avanfosă încetează, întregul geosinclinal intrînd în regim cratonic. Acestor ultime mişcări aparţin deplasările verticale ale blocurilor de fundament, în trepte spre depresiunea predobrogeană, delimitate de ramurile vestice ale liniilor crustale G_1, G_2 şi G_3.

Masele dense din fundamentul deltei şi nisipurile marine. Legătura posibilă între fundamentul deltei şi mineralele grele din nisipurile marine au făcut obiectul unor discuţii anterioare (St. Airinei, A. Pricăjan, 1965). Hărţile geofizice pentru întreaga deltă, la care se adaugă zona de aluvionare fluviatilă la sud de braţul Sf. Gheorghe, aduc informaţii noi în legătură cu existenţa unui paleoţărm constituit din roci proterozoice şi cu mineralele grele din nisipurile marine prospectate pe litoralul Mării Negre. Informaţia cea mai importantă constă în aceea că anomaliile gravimetrice de maxim prin apropierea şi unirea lor în vecinătatea litoralului, sugerează că în ansamblul lor, reflectă partea vestică a unei mase geologice dense şi unitare, cu o morfologie complicată, extinsă spre est, pe platforma continentală din faţa deltei. A doua categorie de informaţii decurge din localizarea de-a lungul litoralului a zonelor ridicate ale reliefului masei dense. Ridicările sînt reflectate prin conture de izanomale care grupează valori intense ale anomaliei gravităţii. Conturele de maxim rămîn deschise spre Marea Neagră şi coincid cu zonele în care se găsesc cele mai bogate concentraţii de minerale grele.

Pornind de la braţul Sulina spre sud, conturele de maxim gravimetric, respectiv zonele de ridicare ale fundamentului, sînt localizate astfel : aproximativ la jumătatea distanţei dintre braţul Sulina şi gîrla Impuţita ; la SE de Lacul Roşu ; pe Grindul Sărăturile ; la nord de localitatea Sf. Gheorghe şi pe Grindul Perişor (ramificaţia de SE a canalului Crasnicol). Dintre aceste anomalii locale, cea mai intensă este anomalia de pe Grindul Sărăturile. Pe aria acestui maxim au fost măsurate valorile Δg cele mai intense din cuprinsul deltei. Totuşi, calculele de

Institutul Geologic al României

adîncime[6] arată că valorile la suprafaţa superioară sau la centrul de greutate ale masei sale perturbante sînt mult mai mari decît pentru masa perturbantă corespunzătoare maximului Letea-Sfîştovca (Şt. Airinei, A. Pricăjan, 1965). În lipsa altor informaţii geologice, orice explicaţie asupra acestui fapt poate fi hazardată. Ceea ce apare deosebit de clar este faptul că valorile Δg ale anomaliei gravimetrice regionale, inclusiv ale anomaliilor locale cresc rapid spre platforma continentală, indicînd calitativ că masa densă se apropie în acelaşi ritm de suprafaţă. Delimitarea zonelor de maximă ridicare se va putea face prin măsurători geofizice marine, care, datorită complexităţii problemelor ridicate de rezultatele prezentate, se impun şi sînt justificate.

De-a lungul litoralului sînt în curs lucrări de prospecţiuni şi explorări pentru minerale grele, executate de Intreprinderea Geologică de Prospecţiuni şi I.G.E.X., ambele unităţi operative ale Comitetului de Stat al Geologiei. Minerale grele se găsesc şi în nisipurile grindului Letea-Sfîştovca-Cardon, corespunzător ariei anomaliei gravimetrice de maxim, situată la nord de braţul Sulina[7].

Concluzii

Măsurătorile gravimetrice şi magnetometrice aduc, în afară de materialul necesar intregirii hărţilor geofizice într-o zonă în care nu exista aproape nimic anterior, informaţii deosebite la cunoaşterea structurii şi repartiţiei maselor de fundament din acest colţ al ţării.

Aceste informaţii sînt reflectate de valoarea medie şi morfologia anomaliei magnetice regionale, de repartiţia şi ondulaţiile majore ale anomaliei regionale a gravităţii, de cordoanele de gradient orizontal activ, de anomaliile de maxim şi de minim gravimetrice şi magnetice.

---

[6]) Calculele executate pentru estimarea adîncimilor masei geologice dense corespunzătoare anomaliei gravimetrice de maxim de pe Grindul Sărăturile, asimilată cu un cilindru orizontal infinit, dau următoarele cifre orientative: adîncimea la limita superioară a masei perturbante, pentru contrastele de densitate 0,1—0,6 g/cm^3, variază între limitele 600 şi 1500 m; centrul de greutate al cilindrului se situează la cca 2200 m.

[7]) În septembrie 1965 au fost colectate patru probe de nisipuri, din patru puncte condiţionate de posibilităţile de aterizare ale elicopterului, de pe aria anomaliei gravimetrice de maximum Letea-Sfîştovca-Cardon, care au fost transportate la staţia-pilot I.G.E.X. de pe Grindul Sărăturile, unde s-a determinat conţinutul lor în minerale grele. Rezultatele sînt sintetizate în tabelul alăturat.

Institutul Geologic al României

Nr. crt.	Locul probei	Greutatea probei în kg	Minerale grele: % la 100 kg nisip	
			C_1 zircon, ilmenit, rutil, magnetit	C_2 granaţi
1	W Letea	92	1,74	1,90
2	W Sfiştovca	79	1,58	4,05
3	E Sfiştovca	75	0,93	3,93
4	NW Cardon	73	1,54	7,40

Aceste concentraţii dau dreptul să se spere la existenţa unor zone mai bogate în minerale grele, eventual în condiţii de exploatare.

Schema structurală se desprinde din modalitatea de repartiţie a acestor elemente geofizice. Aceleaşi elemente geofizice se regăsesc în prelungire în Dobrogea de Nord, constituind împreună tabloul final al poziţiilor blocurilor de fundament şi maselor intrusive, ca urmare a structogenezei hercinice-chimerice vechi.

BIBLIOGRAFIE

Airinei Şt. (1955) Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de Sud şi estul Cîmpiei Române (Geologia regiunii în lumina magnetismului terestru), Acad. R.P.R., *Bul. Ştiinţ,. Secţ. biol., agron., geol., geograf.*, VII/1, p. 155 – 175, Bucureşti.

Airinei Şt. (1958) Harta anomaliei magnetice ΔZ din Dobrogea, Moldova de Sud şi estul Cîmpiei Române, Acad. R.P.R., *Stud. cerc. geol.*, III/1–2, p. 79–109, Bucureşti.

Airinei Şt., Stoenescu Sc. (1966) Redactarea şi imprimarea hărţii gravimetrice a R.P.R. (Anomalia Bouguer), scara 1 :1 000.000. Com. Geol., *Stud. tehn. econom., Seria D*, Prospecţiuni Geofizice, V, p. 47–50, Bucureşti.

Airinei Şt., Pricăjan A. (1965) Informaţii geofizice privind structura geologică a fundamentului părţii de nord a Deltei Dunării şi originea mineralelor grele din nisipurile marine de pe litoralul Mării Negre. *D.S. Com. Geol.*, LI/1 (1963–1964), p. 103–117, Bucureşti.

Almazov A. A. et al. (1963) Zona de vărsare a Dunării. Monografia hidrologică. Ed. Tehnică, Bucureşti.

Atanasiu I. (1940) Privire generală asupra Dobrogei. Iaşi.

Botezatu R., Băcioiu T., Andrei J. (1961) Relaţiile dintre anomalia gravităţii şi structura geologică a Dobrogei de Nord şi a regiunilor limitrofe din Moldova de Sud şi Muntenia de Est, Acad. R.P.R., *Stud. cerc. geol.*, VI/1, p. 185–211, Bucureşti.

Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuţă O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte Tectonique de la Roumanie. *Ann. Com. Géol. Roum.*, XXXII, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Gavăt I., Airinei Şt., Botezatu R., Socolescu M., Stoeneseu Sc. Vencov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice şi magnetice), Acad. R.P.R., *Stud. cerc. geofiz.* I/1, p. 7—34, Bucureşti.

Ianovici V., Giuşcă D., Mutihae V., Mirăuţă O., Chiriac M. (1961) Privire generală asupra Dobrogei. *Ghidul excursiilor celui de al V-lea Congres al Asoc. Carpato-Balcanice*, Bucureşti.

Liteanu E., Pricăjan A. (1962) Alcătuirea geologică a Deltei Dunării. Acad. R.P.R., *Hidrobiologia*, IV, p. 57—82, Bucureşti.

Mirăuţă O. (1963) Aspects de l'évolution du géosynclinal de la Dobrogea de Nord. *Ass. Géol. Carp.-Balk.*, VI-ème Congr., Résumés des communications, Varsovie.

Mirăuţă O., Mirăuţă Elena (1965) Le Paléozoïque de la zone de Tulcea (Dobrogea Septentrionale). *Asoc. Carpatho-Balkanique, Congr. VII*, Sofia 1965, Raports, Part II, Vol. I, p. 21—25, Sofia.

Mirăuţă O. (1966) Paleozoicul de la Cataloi şi cuvertura lui triasică *D.S. Com. Geol.* LII/1 (1964—1965), Bucureşti.

Murgoci M. G. (1957) Opere alese. Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Mutihac V. (1964) Zona Tulcea şi poziţia acesteia în cadrul structural al Dobrogei. *An. Com. Geol.*, XXXIV/1, p. 215—263, Bucureşti.

MESURAGES GRAVIMÉTRIQUES — MAGNÉTOMÉTRIQUES DANS LE DELTA DU DANUBE POUR LES CARTES GÉOPHYSIQUES DE ROUMANIE

PAR

ŞT. AIRINEI

(Résumé)

On y présente les résultats géophysiques d'ensemble issus des recherches effectuées dans le cadre de l'Institut Géologique du Comité d'État pour la Géologie, dans le delta du Danube et la région d'alluvions fluviatiles située au S du bras de Sf. Gheorghe grâce aux mesurages effectués entre 1962 — 1965. Le but de ces mesurages a été de compléter les réseaux de carte dans un périmètre d'environ 3300 km², non encore exploré au point de vue géophysique.

Les cartes géophysique rédigées — l'anomalie Bouguer pour 2,20 et 2,67 g/cm³, la carte de la composante magnétique verticale (ΔZ) et la carte de l'anomalie magnétiques (ΔZ_a) — ont permis de séparer cer-

Institutul Geologic al României

tains éléments géophysiques significatifs. Leur interprétation offre un tableau structural pour le soubassement, qui complète l'image structurale du substratum de la Dobrogea du N et donne les premières indications concernant cette unité géologique, lorsqu'il s'agit de la manière dont elle se prolonge vers l'E, sur la plate-forme continentale et au N, vers la dépression prédobrogéenne.

Les élémentes géophysiques significatifs qui se trouvent à la base du schéma structural sont : les anomalies gravimétriques et magnétiques de maximum et de minimum, les cordons de gradient horizontal actif (se trouvant sur les cartes de l'anomalie Bouguer) et l'ensemble des caractéristiques physico-morphologiques des anomalies régionales gravimétriques et magnétiques.

La morphologie et l'anomalie gravimétrique régionale dénotent que le soubassement du delta s'élève progressivement vers l'E, que les ondulation de maximum localisées entre les bras du Danube font corps commun à proximité du littoral et s'étendent sur la plate-forme continentale. Ce soubassement dense plus élevé que le soubassement de la zone triasique du S, est disposé en gradins qui vont du S au N dans la partie occidentale du delta et en un arrangement de horsts-grabens à l'E, disposés transversalement par rapport au littoral de la Mer Noire. Le fascicule de lignes crustales (G_1 — G_5) correspondant aux cordons de gradient actif, a un alignement convergent vers WNW, longeant le Danube vers Galaţi. Etroitement liées à deux de ces lignes crustales (G_1 et G_4) apparaissent les masses pérturbatrices — corps géologiques magnétisés, de nature éruptive qui se reflètent à la surface par les deux anomalies magnétique de maximum, situées, l'une au S du bras de Sf. Gheorghe et l'autre au S du bras de Chilia.

Le tableau structural figuré sur la planche qui accompagne le texte, en même temps que le tableau structural de la Dobrogea du N rédigé lui aussi sur des données géophysiques, reflètent le stade final de la structogenèse hercynienne-cimmérienne ancienne comprise entre l'épiplate-forme baïkalienne du N de la dépression prédobrogéenne et le segment de la plate-forme des schistes verts du S.

L'existence de certaines masses denses dans le soubassement recouvertes directement par les dépôts quaternaires du delta et leur extention visible sur la plate-forme continentale, avec tendance évidente de surélévation, pose le probléme de leur fonctionnement, jusqu'aux temps récents,

Institutul Geologic al României

comme paléolittoraux marins, constituant la source primaire du processus de la formation des sables d'origine marine, présents sur les „grinds" intérieurs (Letea, Caraorman etc.), sur le littoral actuel de la Mer Noire et sur la plate-forme continentale qui est en face du territoire exploré. La composition minéralogique des sables marins, localement à concentrations élevées en minéraux lourds (grenat, zircon, rutil, ilménite, magnétite, etc.) est un indice de premier ordre en ce qui concerne l'âge relatif et la nature pétrographique du paléolittoral. La comparaison entre la composition minéralogique des différents types de roches cristallines de la Dobrogea, suggère que le paléolittoral a été constitué par des roches mésozonales très minéralisées, ayant la même constitution, respectivement le même âge que le soubassement de la Dobrogea Centrale,

La concentration zonée en minéraux lourds des sables marins tout le long du littoral de la Mer Noire, coïncide aux aires de maximum gravimétrique local que reflètent les sommets du relief orientés de W à E du soubassement mésozonal. Evidemment, ces informations seront complétées par les travaux futures de prospection et d'exploration, pour lesquels, la carte gravimétrique offre les premiers indices d'orientation à échelle régionale.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Schéma structural du soubassement du delta du Danube, basé sur des éléments gravimétriques et magnétiques.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

DELTA DUNĂRII

SCHEMA STRUCTURALĂ A FUNDAMENTULUI DUPĂ DATE GRAVIMETRICE ȘI MAGNETICE

0 5 10 15 20 Km

Tatanir
Lastar Tatargiu
Pardina
Can. Pardina
Ceatalchioi
Stipoc
Mila 23
L. Fortuna
Ilganii
Gorgova
Partizanul
Matiuc
TULCEA
Can. Litcov
Ada Marinescu (Nufărul)
Int. Gorgova
L. Isacova
L. Uzlina
Bestepe
Mahmudia
Murighiol
Agighiol
Sarinasuf
Dunavățul de Sus
Ins. Popina
Sarichioi
L. Babadag
BABADAG
L. RAZELM
L. RAZELMUL MIC
Jurilovca
Gura Portița
Can. Dunavăț
L. Branov
Can. Dranov
Can. Dranov Sf.
Sf. Gheorghe
Ins. Sacalin
CHILIA VECHE
Periprava
L. Merhei
L. Bubina
L. Matita
Sfistofca
C.A. Roseti
Letea
Cardon
Crisan
SULINA
Caraormanu
L. Puiu
L. Rusu
G1
G2
G3
G4
G5
G6
G7

Ondulațiile anomaliei gravimetrice regionale

Anomalia magnetică de maximum

Linii structurale (fracturi crustale de ord. I și regionale)

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

GEOFIZICA

CERCETĂRI GEOELECTRICE PE MODELE REDUSE CU AJUTORUL METODELOR POLARIZAŢIEI PROVOCATE ŞI REZISTIVITĂŢILOR [1]

DE

V. VÂJDEA[2])

Abstract

Geoelectrical Research on Models by Means of Induced Polarization and Resistivity Methods are Presented. Laboratory experiments were carried out by the author using induced polarization and resistivity methods, in order to study the influence exercised on the results of field measurements by the orientation of emission and reception electrodes. The research work undertaken led to the folowing conclusion: maximum effects in practice of prospecting for massive ore deposits are obtained when the electrodes are situated on a line parallel to the main strike of these deposits.

Introducere. Practica prospecţiunii geofizice ridică în faţa cercetării ştiinţifice numeroase probleme, legate, pe de o parte, de interpretarea materialului rezultat din măsurătorile de teren, pe de altă parte, de utilizarea cît mai adecvată a diferitelor metode de investigaţie geofizică. De soluţionarea lor depinde în general cunoaşterea posibilităţilor şi a limitărilor care condiţionează domeniul de aplicare al fiecărei metode în parte.

Pentru elucidarea acestor probleme, un procedeu de cercetare deosebit de important, de eficace şi din ce în ce mai des folosit îl constituie metoda modelării. Metoda se bazează pe crearea unui model care, într-o formă simplificată (schematizată), să reflecte fenomenul sau obiectul

[1]) Comunicare în şedinţa din 7 mai 1966.

[2]) Institutul de Geofizică Aplicată. Şos. Kiseleff nr. 55. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

din realitatea obiectivă sub aspectul laturilor, a însuşirilor sale esenţiale, cele mai caracteristice din punctul de vedere al temei de studiu abordate. Cercetările întreprinse asupra acestui model permit obţinerea unor informaţii cu caracter de valabilitate şi pentru realitatea obiectivă care a stat la baza construirii sale.

Modelele pot fi clasificate, după V. S ă h l e a n u (1963)[3], în modele ideale (construcţii logice şi matematice) şi materiale (modele substanţiale — concrete), ultimele fiind împărţite, la rîndul lor, în modele similare, analogice şi simulatoare.

Fără a analiza fiecare tip de model, ţinem să relevăm faptul că cercetările geoelectrice experimentale executate pe modele reduse prin metodele polarizaţiei provocate şi rezistivităţilor, care formează subiectul prezentei lucrări, se încadrează în modelările materiale similare. Ele constau în studierea în laborator a modului de comportare rezistivimetrică şi de polarizare a unui obiect situat în subsol, concretizat sub forma unei machete (de dimensiuni mult mai mici în raport cu obiectul modelat, dar care reflectă în general structura internă şi forma acestuia), la trecerea unui curent electric continuu.

Utilizarea pe scară largă a modelelor reduse în geofizică s-a impus datorită avantajelor pe care acestea le prezintă în comparaţie cu modelele ideale :

Permit obţinerea unor informaţii utile în cazul situaţiilor geologice complicate, a căror modelare matematică este fie extrem de dificilă, fie imposibil de realizat ;

Rapiditatea executării lor le conferă de asemenea o anumită prioritate faţă de celelalte modele. Se pot întocmi astfel, într-un timp relativ scurt, albume de curbe pentru diverşi parametri fizici, care să corespundă la diferite configuraţii geologice din natură. Aceste curbe, cu toate că nu soluţionează complet sub aspect cantitativ problema, permit prospectorului să-şi formeze, prin analogie cu curbele practice obţinute din măsurătorile de teren, o imagine calitativă asupra cauzelor care au generat anomaliile respective.

Ca deficienţe ale modelelor reduse menţionăm că au un grad de generalizare mai mic decît cele matematice. Executarea lor necesită în plus construirea unor instalaţii speciale şi dotarea cu o aparatură suficient de sensibilă pentru a pune în evidenţă fenomenul studiat.

---

[3]) V. S ă h l e a n u. Metoda modelării, pag. 362—375.

Institutul Geologic al României

Consideraţii generale asupra metodelor polarizaţiei provocate şi rezistivităţilor

Ideea folosirii metodei polarizaţiei provocate la prospectarea zăcămintelor de minereuri datează din anul 1920. Meritul revine prof. C. Schlumberger care pune în evidenţă pentru prima oară acest fenomen. Aplicarea ei pe scară largă are loc însă mult mai tîrziu.

Utilizarea metodei este justificată de determinările de laborator şi calculele teoretice executate de diverşi cercetători, printre care citäm pe D. Bleil (1953), R. H. Frische şi H. A. von Buttlar (1957), V. N. Dahnov şi colab. (1952), V. A. Komarov (1961), H. O. Seigel (1959), V. Vacquier şi colab. (1957), Iu. P. Bulaşcievici (1955), D. J. Marshall şi T. R. Madden (1959), care indică o creştere apreciabilă a polarizării rocilor în constituţia cărora intră minerale cu conductibilitate electronică. Apariţia fenomenului de polarizaţie provocată este legată în acest caz de procesele fizico-chimice (electrochimice, analoage proceselor care se petrec într-un acumulator) care au loc la limita de separaţie a conductorului electronic cu electrolitul, sub acţiunea curentului electric. Se constată, în general, că odată cu creşterea suprafeţei active a conductorului electronic, polarizaţia provocată prezintă o valoare mult mai ridicată, confirmînd astfel utilitatea folosirii metodei la detectarea zăcămintelor de minereuri cu un grad de impregnaţie (diseminare) mai mult sau mai puţin accentuat. Polarizaţia provocată poate avea loc şi în absenţa conductorilor electronici, în medii cu conductibilitate numai de natură ionică, în care caz, fenomenul trebuie atribuit proceselor electrocinetice.

Fenomenul de polarizaţie provocată reprezintă efectul cumulat al unui volum de roci, fiind exprimat pentru mediile neomogene (cazul condiţiilor de teren), printr-un parametru denumit" polarizaţie specifică aparentă" (η_a), a cărui valoare, în procente, este dată de diferenţa de potenţial de polarizaţie, măsurată între electrozii de recepţie (MN) la un anumit moment după întreruperea curentului din dispozitivul de emisie (AB), raportată la diferenţa de potenţial de excitaţie, înregistrată între aceiaşi electrozi de măsură în timpul trecerii curentului :

$$\Delta = \frac{\Delta Vpp}{\eta_a Ve} \quad \%$$

Institutul Geologic al României

Cercetările experimentale întreprinse în laborator au arătat că acest fenomen se supune unor anumite legi, pe baza cărora poate fi fundamentat fizico-matematic. Astfel :

a) Polarizația provocată este o funcție crescătoare în raport cu timpul de încărcare (excitație — *te*), tinzînd asimptotic spre o valoare limită, așa cum se poate vedea din fig. 1. Creșterea este la început rapidă, apoi

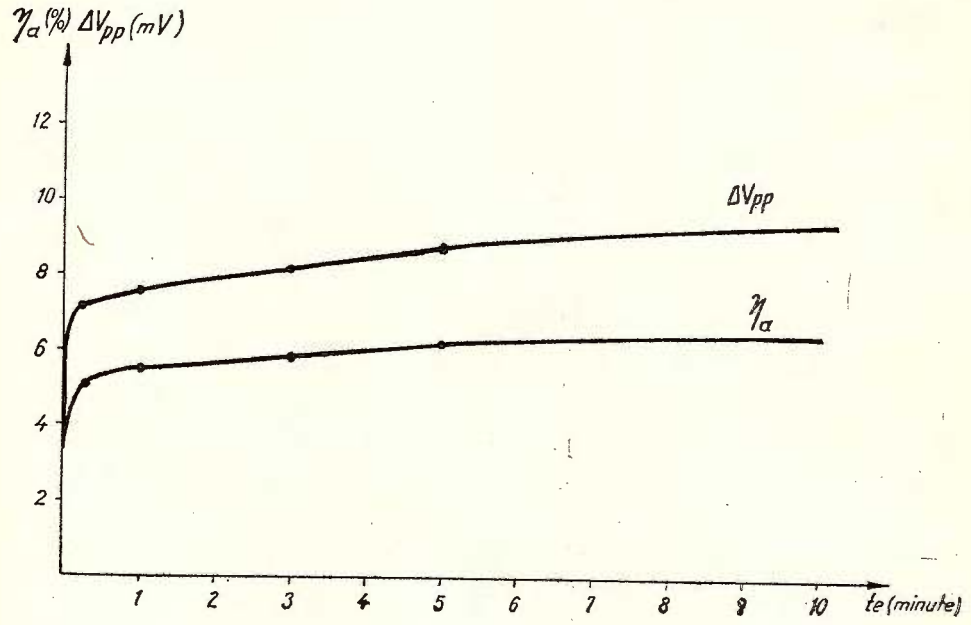


Fig. 1. — Variația lui η_a și ΔVpp în funcție de timpul de injectare a curentului electric.
Variation de η_a et de ΔVpp par rapport à la durée d'injection du courant électrique.

din ce în ce mai lentă, pînă la valoarea critică. Acest lucru ar sugera, după J. R o u s s e l (1962), ideea că ne aflăm în fața a două procese deosebite de polarizare, corespunzătoare celor două faze de încărcare. Un argument în favoarea acestei ipoteze îl constitue faptul că trecerea de scurtă durată (cîteva secunde) a unui curent electric continuu, de sens contrar, printr-un mediu, nu anulează polarizația lentă stabilită anterior (cu un timp de încărcare de ordinul minutelor), dar îi suprapune o polarizație diferită, care dispare rapid cu timpul. Exemplificarea celor expuse este dată de variația curbelor diferențelor de potențial de polarizație (pl. I, fig. a,

Institutul Geologic al României

b şi c), înregistrate pentru un timp de încărcare primar constant, de 3 minute, timpul secundar de injectare în sens invers a curentului fiind de 2,5 şi 10 secunde. Din analiza curbelor rezultă că aspectul părţii finale a acestora (descărcarea lentă) este dictat de curentul primar de excitaţie, curentul secundar influenţînd numai aupra porţiunii iniţiale a lor (descărcarea rapidă). Fenomenul este mai puţin evident pentru timpul de încărcare de 2 secunde (prea scurt pentru desfăşurarea proceselor respective), dar suficient de pregnant pentru 5 şi 10 secunde. Prin creşterea acestui timp, efectul dat de curentul primar se anulează, curba ΔV_{pp} revenind la forma ei clasică.

b) Între intensitatea curentului de excitaţie (sau ΔV_e) şi ΔV_{pp} există o directă proporţionalitate, evidentă în special pentru intervale mici de timp (fig. 2). Rezultă prin urmare că valoarea critică (limită) a lui ΔV_{pp} depinde de intensitatea curentului respectiv.

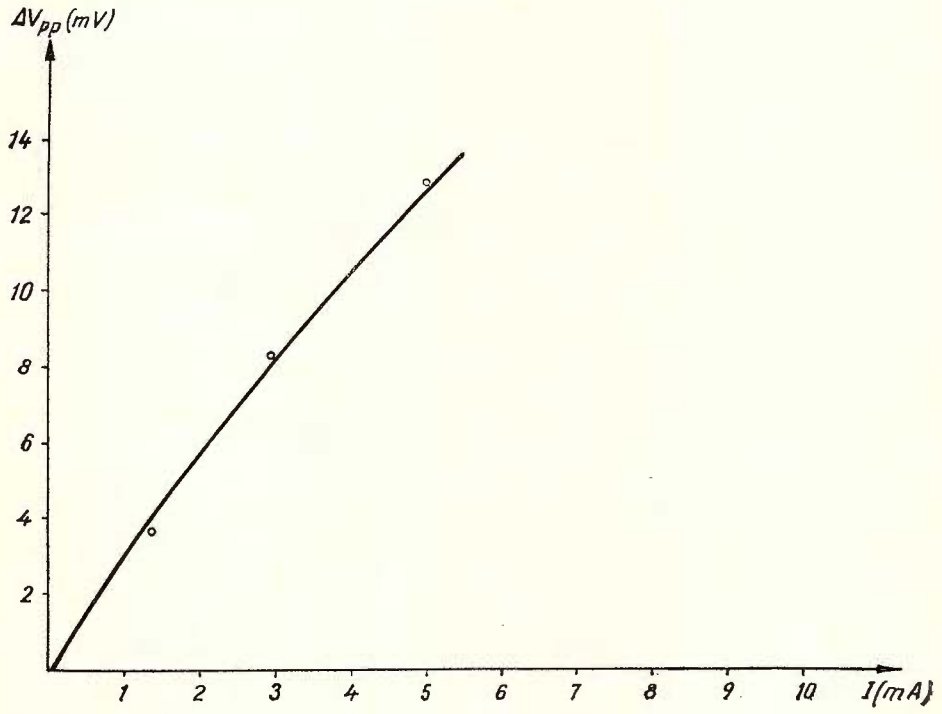


Fig. 2. — Variaţia lui ΔVpp în funcţie de intensitatea curentului de injecţie (timpul de încărcare = 15").

Variation de ΔVpp par rapport à l'intensité du courant d'injection (durée de chargement = 15").

Institutul Geologic al României

c) Dispariția fenomenului de polarizație provocată are loc după o lege asemănătoare cu cea exponențială, care, într-o primă aproximație, poate fi prezentată, după J. R o u s s e l (1962), sub forma:

$$\Delta V_{pp} = A_1 e^{-t/\tau_1} + A_2 e^{-t/\tau_2}$$

Constantele de timp τ_1 și τ_2 reprezentînd proprietăți caracteristice fiecărui tip de roci polarizabile, corespund probabil, după acest autor, celor două grupe distincte de procese privind polarizarea, din care prima legată principial de fenomenele de polarizație de suprafață (descărcarea stratelor electrice duble). Această constantă ar putea furniza unele indicații asupra naturii și gradului de impregnație a unui zăcămînt. Constanta τ_2 depinde de durata trecerii prin rocă a curentului de excitație. Ea este atribuită proceselor mai lente, de restabilire a echilibrului concentrației electrolitului perturbat în prealabil de fenomenele de difuzie.

d) Mărimea diferenței de potențial de polarizație și caracterul scăderii ei depinde de natura rocilor supuse polarizării. Se constată că η_a crește în general cu rezistivitatea. În fig. 3 este prezentată variația lui

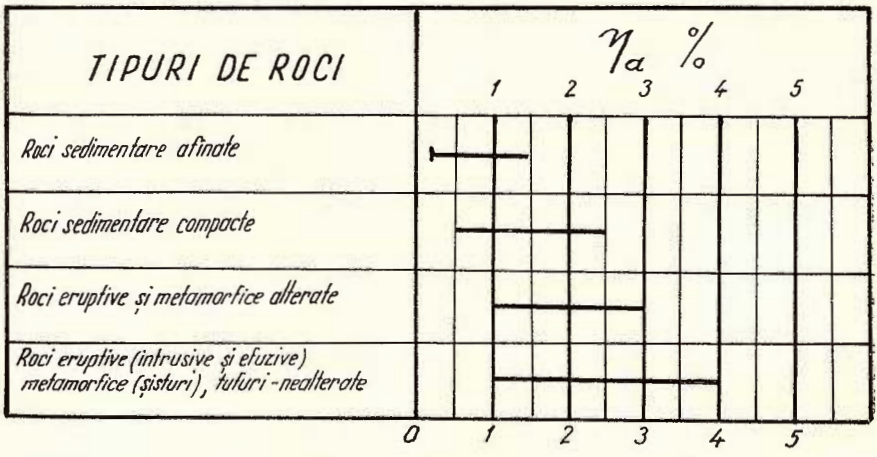


Fig. 3. — Variația lui η_a în funcție de natura rocilor.
Variation de η_a par rapport à nature des roches.

η_a în raport cu diferitele tipuri de roci întîlnite în cursul măsurătorilor excutate pe teren.

Institutul Geologic al României

Pentru fundamentarea fizico-matematică a fenomenului, H. O. Seigel (1959) admite că în fiecare punct al mediului în care s-a injectat un curent electric, ia naştere un curent de polarizare, a cărui densitate este proporţională cu densitatea curentului de excitaţie sau, ceea ce este acelaşi lucru, cu tensiunea cîmpului polarizant. S-a arătat însă anterior că fenomenul de polarizaţie provocată reprezintă efectul cumulat al unui volum de roci. În acest caz se poate considera formal mediul polarizat ca totalitatea dipolilor electrici care umplu acest volum. Densitatea curentului pentru un volum mic, diferenţial dv, din acest mediu poate fi scrisă sub forma :

$$j = \sigma (E - \eta E) = \sigma (1 - \eta) E$$

unde η — reprezintă „susceptibilitatea de polarizare" a mediului. Semnul minus din paranteză indică acţiunea inversă a cîmpului polarizat.

Înlocuind în formula de mai sus $\sigma(1-\eta)$ cu σ^* se obţine expresia valorică a densităţii de curent pentru un mediu nepolarizat cu conductibilitatea specifică σ^* ;

$$j = \sigma^* E$$

Scrierea sub această formă permite extinderea legilor privind distribuţia cîmpului electric pentu cazul mediului nepolarizat, asupra mediului polarizat. Ca exemplu, A. I. Zaborovski (1963) calculează cîmpul electric dat de un electrod punctual situat pe suprafaţa unui mediu omogen, avînd conductibilitatea specifică $\sigma^* = \sigma(1 - \eta)$. Valoarea acestui cîmp este dată de formula :

$$E = \frac{I}{2\pi\sigma (1 - \eta) r^2}$$

Expresia cîmpului la un anumit moment după întreruperea curentului de excitaţie va fi :

$$E_n = E - E_o = \frac{I}{2\pi\sigma (1 - \eta) r^2} - \frac{I}{2\pi\sigma r^2} = \frac{I\eta}{2\pi\sigma (1 - \eta) r^2}$$

unde E_o — reprezintă cîmpul iniţial, în absenţa polarizării.

Considerînd raportul E_n/E şi făcînd simplificările necesare, se obţine în final :

$$\frac{E_n}{E} = \eta = \frac{\Delta U_{pp}}{\Delta U_e}$$

Acest mod de abordare a problemei permite în continuare, prin utilizarea condiţiilor la limită, calcularea curbelor teoretice pentru diverse corpuri cu forme geometrice regulate.

Institutul Geologic al României

Paralel cu cercetările prin metoda polarizației provocate au fost executate și măsurători prin metoda rezistivităților, în varianta cunoscută sub denumirea de metoda gradientului mediu. Folosirea acestei metode prezintă următoarele avantaje :

Productivitate și deci rentabilitate mărită, pentru o întindere a liniei de emisie putînd fi măsurate mai multe profile ;

Simplificarea interpretării, cîmpul normal în partea centrală a dispozitivului de emisie ($AB/3$) fiind asemănător cu cel uniform ;

Obținerea, așa cum arată A. S. S e m e n o v și colaboratori (1961), de informații concomitente privind variația pe orizontală și verticală a rezistivității, datorită faptului că observațiile în diverse puncte se realizează prin modificarea distanțelor între punctele de emisie și cele de recepție.

Metoda gradientului mediu fiind folosită curent în cercetările de teren, nu vom insista asupra ei. Ne vom mărgini doar la prezentarea modului de calcul al coeficienților K utilizați în determinarea valorică a rezistivității. Calculul acestor coeficienți se face după formula :

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}}$$

Introducînd în formula de mai sus sistemul de coordonate xy cu originea în centrul dispozitivului de emisie AB (fig. 4) și notînd $AB = 21$; $MN = 2a$, obținem expresiile analitice ale distanțelor care intervin în calcul :

$$AM = (L + x - a)^2 + y^2 ; \; AN = (L + x + a)^2 + y^2$$
$$BM = (L - x + a)^2 + y^2 ; \; BN = (L - x - a)^2 + y^2$$

Rezultatele calculelor efectuate sînt prezentate atît grafic în planșa II, cît și numeric, sub formă de tabel. Coeficienții, dată fiind simetria cîmpului, au fost calculați numai pentru zona hașurată (fig. 4) a panoului de măsură situat în centrul dispozitivului de emisie.

III. Instalația și dispozitivele de măsură utilizate în laborator

Măsurătorile prin metoda polarizației provocate și rezistivităților au fost executate într-un bac de lemn de formă paralelipipedică, cu baza

Institutul Geologic al României

de 190/80 cm şi înălţimea de 80 cm. Mediul polarizabil era format dintr-un amestec de argilă cu nisip, cu $\rho_a \simeq 170\ \Omega_m$ şi $\eta_a \simeq 0{,}4\%$ (fondul normal).

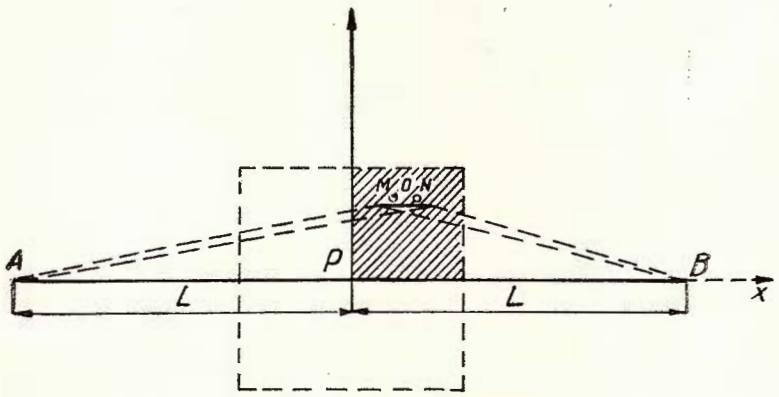


Fig. 4. — Schema amplasării liniilor de emisie şi recepţie în metoda gradientului mediu. AB-electrozi de emisie; MN-electrozi de recepţie; P-perimetrul de lucru.

Schéma de l'emplacement des lignes d'émission et de réception pour la méthode du gradient moyen; AB — électrodes d'émission; MN — électrodes de reception; P -périmètre d'observation.

Tehnica şi metodica de lucru în laborator este asemănătoare cu cea utilizată în prospecţiunile de teren prin metoda gradientului mediu, cu singura deosebire că se lucrează la o scară mult mai mică.

Instalaţia de măsură este ilustrată în fig. 5.

Electrozii de emisie sînt constituiţi din plăcuţe dreptunghiulare de cupru electrolitic. Pentru recepţie s-au întrebuinţat electrozi impolarizabili (bare subţiri de cupru electrolitic introduse într-o soluţie de $CuSO_4$).

Ca aparatură de măsură s-a folosit o staţie de înregistrare tip V.P. — 59, de provenienţă sovietică. Aparatura permite înregistrarea diferenţelor de potenţial de polarizaţie la 0,5 s după întreruperea curentului din dispozitivul de emisie.

Institutul Geologic al României

Curentul de excitație a fost furnizat de o baterie de acumulatori de 12 V, intensitatea lui putînd fi reglată prin intermediul unui reostat.

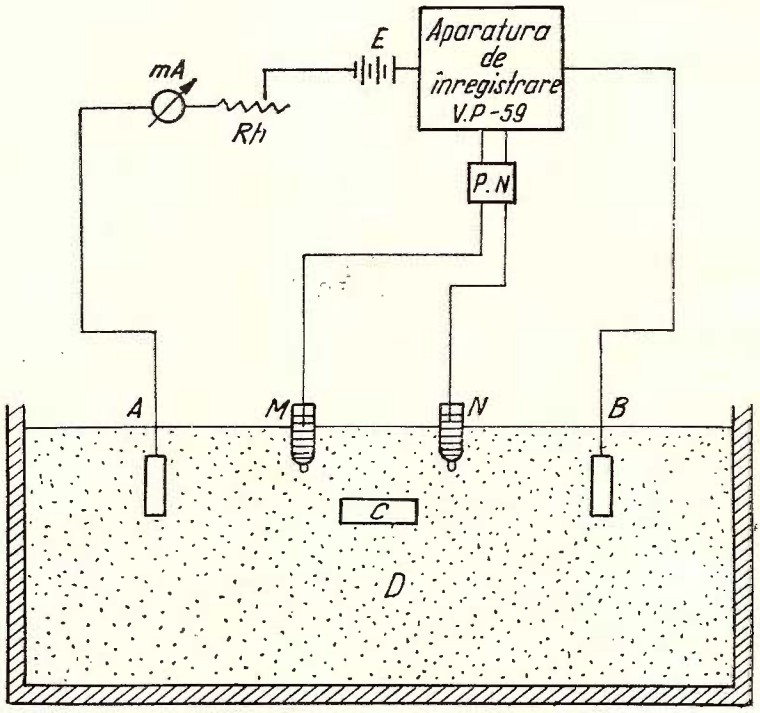


Fig. 5. — Schema instalației de modelare. *AB*- electrozi de emisie; *MN*-electrozi de recepție (impolarizabili); *C*-corpul perturbant; *D*-bac de modelare. Aparatura de înregistrare VP—59.

Schéma de l'instalation des modèlage. *AB*-électrodes d'émission; *MN*-électrodes de réception (impolarisables); *C*-corps perturbant; *D*-cuve pour les modèlds. Apareeils enrégisturs VP 59.

Reperarea cu exactitate a punctelor de măsură s-a realizat cu ajutorul unei foi de celuloid. Profilele, cu punctele respective de observație (stațiile), sînt materializate pe această foaie prin găuri în care se amplasează electrozii de recepție.

Institutul Geologic al României

Cercetările geoelectrice de laborator au fost întreprinse pe corpuri de probă din fier sau pirită, în formă de cilindri, cu raze şi generatoare variabile.

TABEL

Coeficienţi k

AB = 120 cm; MN = 4 cm

X	Y=0 cm	Y=2 cm	Y=4 cm	Y=6 cm	Y=8 cm	Y=10 cm	Y=12 cm	Y=14 cm	Y=20 cm	Y=30 cm	Y=40 cm
0	28,243	28,3	28,4	28,6	28,9	29,431	29,9	30,5	33,092	39,497	49,047
2	28,149	28,2	28,3	28,5	28,8	29,388	29,8	30,4	33,016	39,445	49,061
4	27,868	27,9	28,0	28,2	28,5	29,076	29,5	30,2	32,793	39,288	48,973
6	27,405	27,5	27,6	27,9	28,2	28,639	29,1	29,8	32,428	39,031	48,845
8	26,768	26,8	27,0	27,3	27,6	28,037	28,5	29,2	31,924	38,676	48,677
10	25,968	26,0	26,2	27,5	26,8	27,279	27,8	28,4	31,292	38,231	48,474
12	25,019	25,1	25,3	25,6	26,0	26,381	26,9	27,5	30,540	37,709	48,236
14	23,937	24,0	24,2	24,5	24,8	25,356	25,9	26,5	29,680	37,117	47,976
16	22,737	22,8	23,0	23,3	23,7	24,214	24,7	25,5	28,729	36,462	47,710
18	21,440	21,5	21,7	21,95	22,3	22,986	23,6	24,4	27,698	35,763	47,451
20	20,063	20,2	20,4	20,7	21,2	21,679	22,3	23,1	26,605	35,035	47,210

Rezultatele măsurătorilor de laborator şi interpretarea lor

Obiectivul principal al cercetărilor geoelectrice realizate în anul 1965 l-a constituit studierea influenţei orientării dispozitivelor de emisie în raport cu corpul prospectat. Abordarea acestei teme de studiu s-a făcut pornind de la premiza obţinerii unor efecte maxime în prospecţiunile geoelectrice de teren a căror dispozitive de emisie sînt situate paralel cu direcţia principală de alungire a zăcămintelor masive de minereuri.

Rezultatele cercetărilor de laborator (planşele III, IV, V şi VI), executate pe modele reduse prin cele două metode — polarizaţiei provocate şi rezistivităţilor — confirmă ipoteza de lucru stabilită, constituind o contribuţie preţioasă în alegerea adecvată a tehnicii şi metodicii de lucru pe teren.

În planşa III sînt figurate curbele de polarizaţie aparentă (η_a) construite pentru cazurile în care dispozitivul de emisie este orientat paralel şi perpendicular pe corpul perturbant. Corpul este reprezentat

Institutul Geologic al României

printr-un cilindru orizontal de fier, cu raza de 1 cm şi generatoarea de 10 cm, îngropat la o adîncime de 4 cm în masa de argilă cu nisip. Din analiza curbelor rezultă o intensitate maximă a polarizaţiei aparente pe profilele a căror linie de emisie este dispusă paralel cu corpul. Valoarea cea mai mare este înregistrată deasupra corpului. Pe măsură ce ne îndepărtăm de aceasta, η_a devine din ce în ce mai mic. Orientarea perpendiculară pe corp a dispozitivului de emisie duce la o scădere a fenomenului de polarizaţie provocată.

Constatările referitoare la metoda polarizaţiei provocate pot fi extinse şi asupra metodei rezistivităţilor (planşa IV). Excepţie fac curbele de rezistivitate (ρ_a) măsurate pentru cazul în care dispozitivul de emisie este situat perpendicular pe corp. Pe aceste curbe, corpul de probă nu se evidenţiază. Decalajul care se observă pe profilele IV şi X, între curbele ρ_a ridicate în prezenţa şi în absenţa corpului perturbant se explică prin gradul diferit de umezire a argilei, măsurătorile fiind făcute la un interval de timp destul de mare (cîteva zile).

Curbele diferenţelor de potenţial de excitaţie (ΔV_e) şi de polarizaţie provocată (ΔV_{pp}) sînt prezentate în planşele V şi VI. Aceste curbe, reflectînd perfect alura curbelor de rezistivitate şi polarizaţie aparentă, nu aduc nici un element nou.

Măsurătorile care au stat la baza construirii curbelor reprezentate în cele patru planşe au fost realizate după schema gradientului mediu, cu un dispozitiv de emisie AB = 120 cm, de recepţie MN = 4 cm şi intensitatea curentului de excitaţie I = 20 mA.

Concluzii

Cercetările geoelectrice întreprinse în laborator pe modele reduse au scos în evidenţă importanţa utilizării acestora în soluţionarea problemelor ridicate de practică. S-a putut demonstra astfel influenţa considerabilă pe care o exercită în lucrările de teren orientarea judicioasă a dispozitivelor de emisie asupra valorii parametrilor fizici măsuraţi. Rezultate optime au fost obţinute în cazul situării dispozitivului de emisie paralel cu direcţia de alungire a corpului perturbant. Fenomenul îşi găseşte justificarea în tendinţa pe care o manifestă corpul conductor de a capta cît mai multe linii de curent.

Măsurătorile executate au furnizat de asemenea informaţii în legătură cu gradul de eficacitate a metodelor folosite. Pe baza lor se poate afirma

Institutul Geologic al României

că metoda polarizaţiei provocate este mai sensibilă în comparaţie cu metoda rezistivităţilor. Un argument concludent în acest sens îl constituie curbele η_a şi ρ_e construite pentru profilele amplasate transversal pe corp (planşele III şi IV, profilele 0—IV). Dacă curbele η_a delimitează cu suficientă precizie şi în acest caz poziţia corpului respectiv, prezenţa acestuia nu se manifestă în schimb pe curbele ρ_a. Valoarea mică înregistrată de polarizaţia aparentă este cauzată nu numai de orientarea perpendiculară pe corp a dispozitivului de emisie, ci şi de lungimea relativ mare a liniei de recepţie în raport cu grosimea corpului.

BIBLIOGRAFIE

Bleil D. (1953) Induced polarization. A Method of geophysical Prospecting. *Geophysics* vol. XVIII nr. 3

Bulaşcievici Iu. P. (1955) Rasciet polea vizvannih potenţialov dlea rudnih tel sfericieskoi formi. *Izv. A. N. S.S.S.R., Ser. geofiz.* No. 5.

Dahnov V. N., Latişova M. G., Riapolova V. A. (1952) Issledovania skvajin metodom iskusstvenno vizvannih potenţialov (elektroliticeskii carottaj). Sb. „Promîslovaia gheofizica", *Gostoptehizdat.*

Gulian C. I., Bădărău D., Uroş T. şi colaboratori (1963) Dialectica materialistă (Metodologia generală a ştiinţelor particulare). Edit. Acad. R.P.R. Bucureşti (pag. 362—375).

Iakubovski I. B., Liahov L. L. (1956) Electrorazvedka. *Gosgheoltehizdat*, Moskva.

Komarov V. A. (1957) O prirode electricieskih polei vizvannoi polcarizaţii i vosmojnosteah ih ispolizovanica pri poiskah rudnih mestorojdenii. *Vestnik L. G. U . Seria geol. i geogr.*, No. 6.

Komarov V. A., Ioffe L. M., Semenov M. V. (1959) Metod vizvannoi polcarizaţii (metodiceskie ucazania). *Ser. „Obmen opitov"*, vip. 20. Izd. VITR.

Kuzmina E. N. (1964) K voprosu o znake potentiala vizvannoi polearizaţii ionoprovodeaşcih porod. *Geofiziceskie issledovaniea, Moscovskovo Universiteta* (pag. 29—40).

Neceaeva G. P. (1964) O necotorih rezultatah izmerenii polearizuemosti obrazţov gornih porod. *Geofiziceskie issledovaniea, Moscovskovo Universiteta* (pag. 52—58).

Riss Iu. S., Fokin A. F., Satrov B. B. (1961) Vozmojnosti electrorazvedki postoiannîm i nizkociastotnîm tokom. *Razv. i ohr. nedr.* nr. 1.

Rokitianskii I. I. (1957) Laboratornoe izucenie vizvannoi polearizaţii osadocinih porod. *Izv. A.N.S.S.S.R., Ser. geofiz.*, No. 2.

Roussel J. (1962) Studiul fenomenelor de polarizaţie provocată pe modele reduse. *Annales de géophysique.* Tome 18, No. 4.

Seigel O. H. (1959) Mathematical formulation and type curves for induced polarization. *Geophysics.* V. 24.

Institutul Geologic al României

Semenov A. S., Turceaninov L. V., Borhatov D. R. (1961) Metod sredinnogo gradienta pri krupnomasstabnom geologiceskom kartirovanii. *Voprosi rudnoi geofiziki, Gosgeoltehizdat,* Moskva (pag. 15—35).

Zaborovski A. I. (1963) Metod vizvannoi polarizații, *Electrorazvedka, Gostoptehizdat,* Moskva (pag. 276—281).

RECHERCHES GÉOÉLECTRIQUES EFFECTUÉES SUR DES MODÈLES RÉDUITS À L'AIDE DES MÉTHODES DE LA POLARISATION PROVOQUÉE ET DES RESISTIVITÉS

PAR

V. VÂJDEA

(Résumé)

Après une briève description des méthodes de la polarisation provoquée et des resistivités l'auteur présente les résultats les plus importants obtenus par des investigations effectuées au laboratoire à l'aide de ces méthodes, afin d'étudier l'influence de l'orientation des dispositifs d'émission et de réception par rapport aux corps prospectés, sur la valeur des paramètres physique mesurés.

On a effectué les mesurés dans une cuve de bois en forme de parallélipipède, ayant la base de 190/80 cm et l' hauter de 80 cm, en utilisant des modèles constitués par de petits cylindres de fer ou de pyrite, avec rayon et génératrice variables (fig. 5). Le milieu ambiant est constitué par une mixture de sables et d'argiles avec $\rho_a \simeq 17025$ m et $\eta_{la} \simeq$ $\simeq 0{,}40\%$. On a utilisé un dispositif de mesure de type gradient avec AB (fixe) = 120 cm, MN = 4 cm et I = 20 mA.

Les résultats des recherches de laboratoire se trouvent consignés dans les planches III, IV, V, et VI. Les planches III et IV comprennent les courbes de polarisation $\left(\eta_{la} = \frac{\Delta V_{ID}}{\Delta V_e}\,\%\right)$ et des résistivités $\left(\rho_a = \right.$ $\left. = K\frac{\Delta V_e}{I}\right)$ apparentes, construites pour les cas où les dispositifs d'émission et de réception sont orientés parallèlement et perpendiculairement au corps perturbant. Lorsque celui-ci est situé parallèlement au dispositif, les courbes indiquent des anomalies d'intensité maximum.

Institutul Geologic al României

Ce phénomène s'explique par le tendance que le corps conducteur manifeste à capter le plus possible de lignes de courant. La remarque est particulièrement importante et cette propriété est utilisé immédiatement dans la prospection géoélectrique des gisements massifs de minerai. Quant au problème des gisements d'imprégnation la voie réste ouverte aux discussions.

Les planches V et VI présentent les courbes des différences de potentiel de polarisation (ΔV_{pp}) et d'excitation (ΔV_e) qui peuvent constituer le sujet des mêmes considération que celles exposées antérieurement.

Les expériences effectuées au laboratoire nous conduisent aussi à la conclusion que la méthode de la polarisation provoquée est plus sensible et plus efficace que la méthode des résistivités.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Courbes ΔVpp et ΔVe pour différentes durées d'injection du courant électrique.

Planche II

Graphique des coefficients K. $AB = 120$ cm; $MN = 4$ cm; x, y = coordonnées des points d'observations.

Planche III

Courbes η_a en présence du corps perturbant. Courbes η_a en absence du corps perturbant. Corps perturbant.

Planche IV

Courbes ρ_a en présence du corps perturbant. Courbes ρ_a en absence du corps perturbant. Corps perturbant.

Planche V

Courbes ΔVpp en présence du corps perturbant. Courbes ΔVpp en absence du corps perturbant. Corps perturbant.

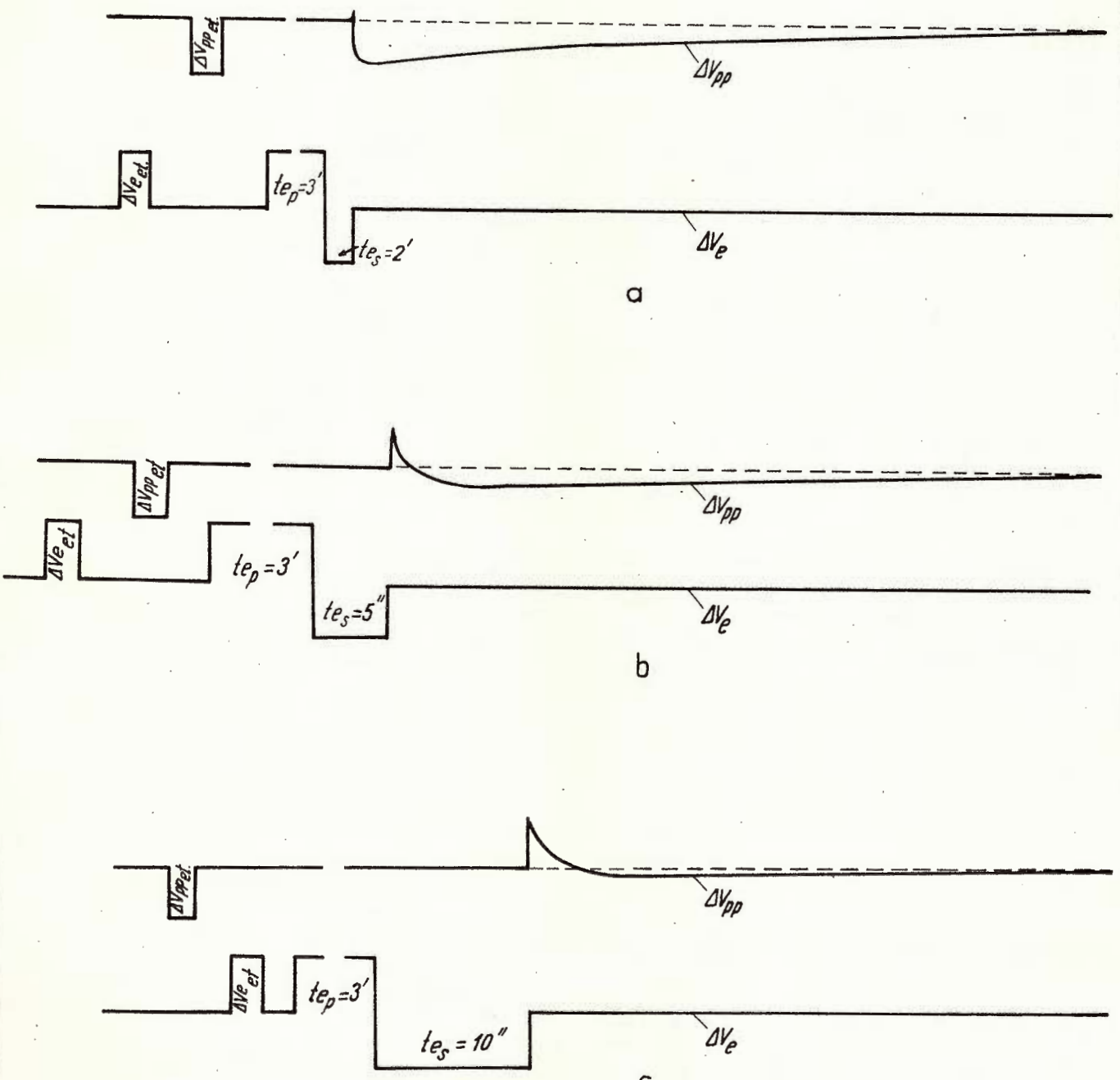
Planche VI

Courbes ΔVe en présence du corps perturbant. Courbes ΔVe en absence du corps perturbant. Corps perturbant.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

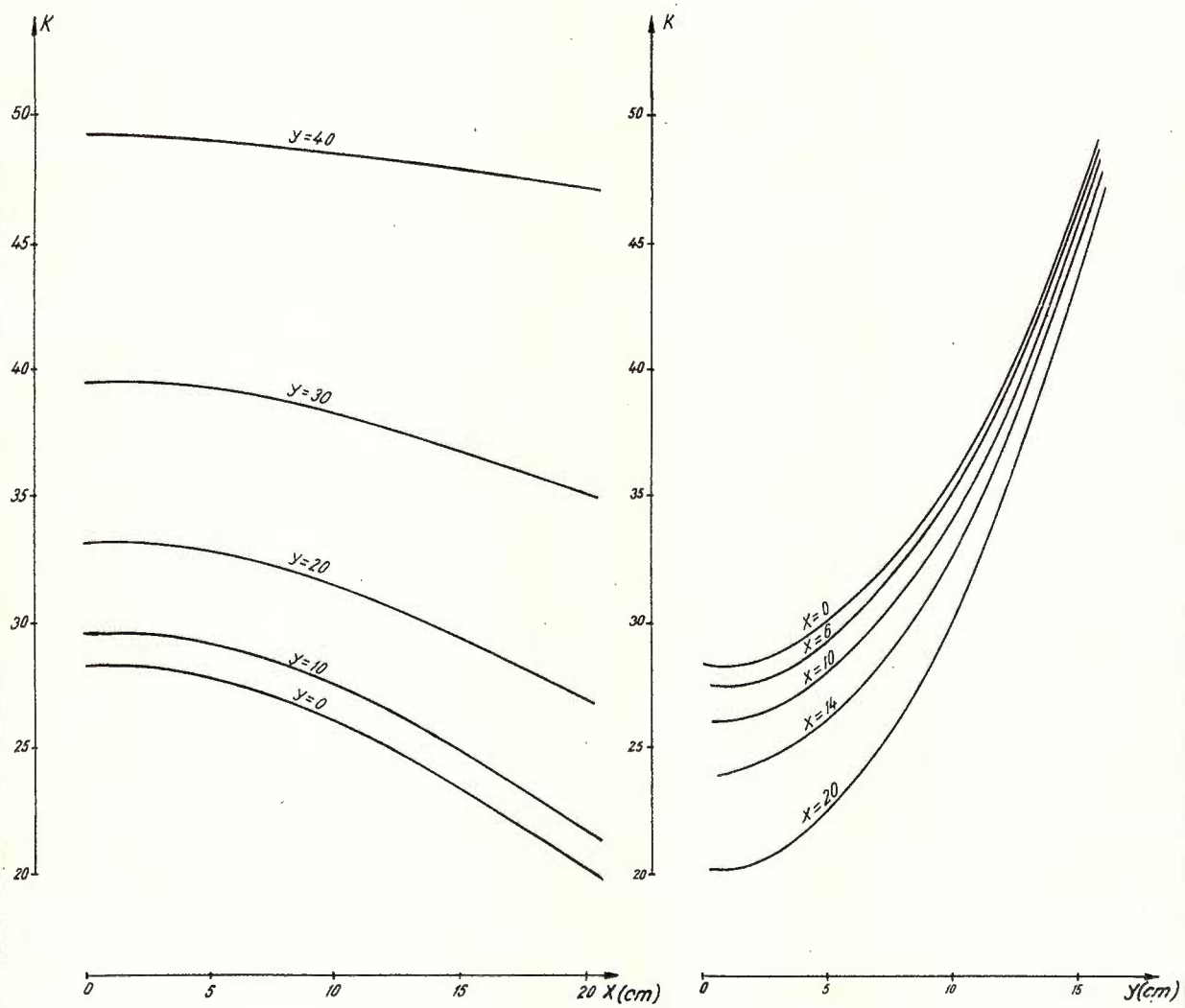
CURBE ΔV_{pp} și ΔVe PENTRU DIFERIȚI TIMPI DE INJECTARE A CURENTULUI ELECTRIC



Institutul Geologic al României
Imprim. Atel Instit.Geol.

GRAFICELE COEFICIENȚILOR K

AB = 120 cm
MN = 4 cm
XY = coordonatele punctelor de observație

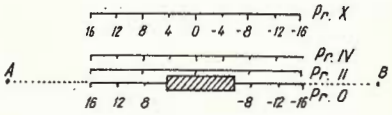


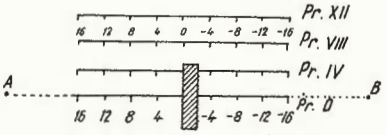
Institutul Geologic al României

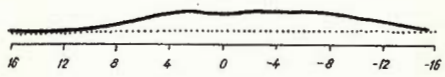
DISPOZITIV GRADIENT

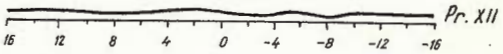
AB = 120 cm
MN = 4 cm
I = 20 mA

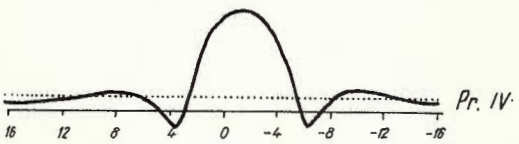
$$\eta_a = \frac{\Delta V_{pp}}{\Delta V_e} \%$$

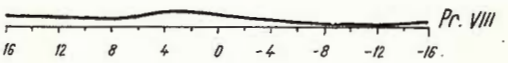


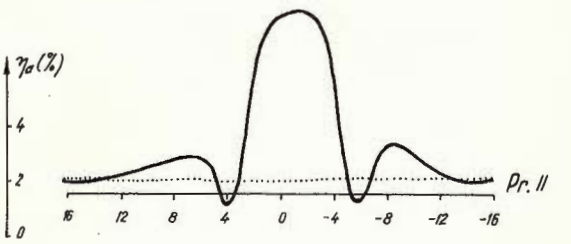


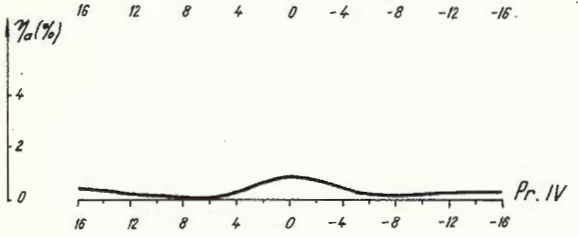


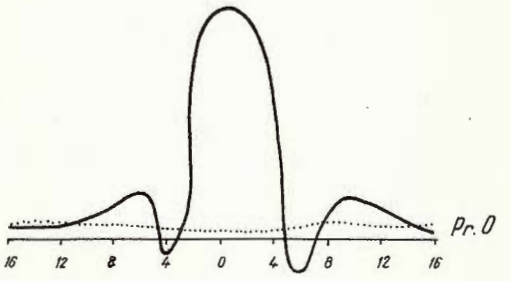


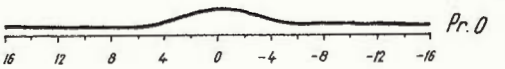


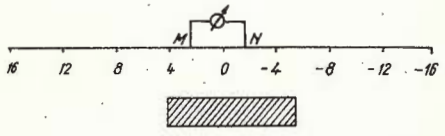


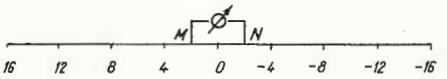














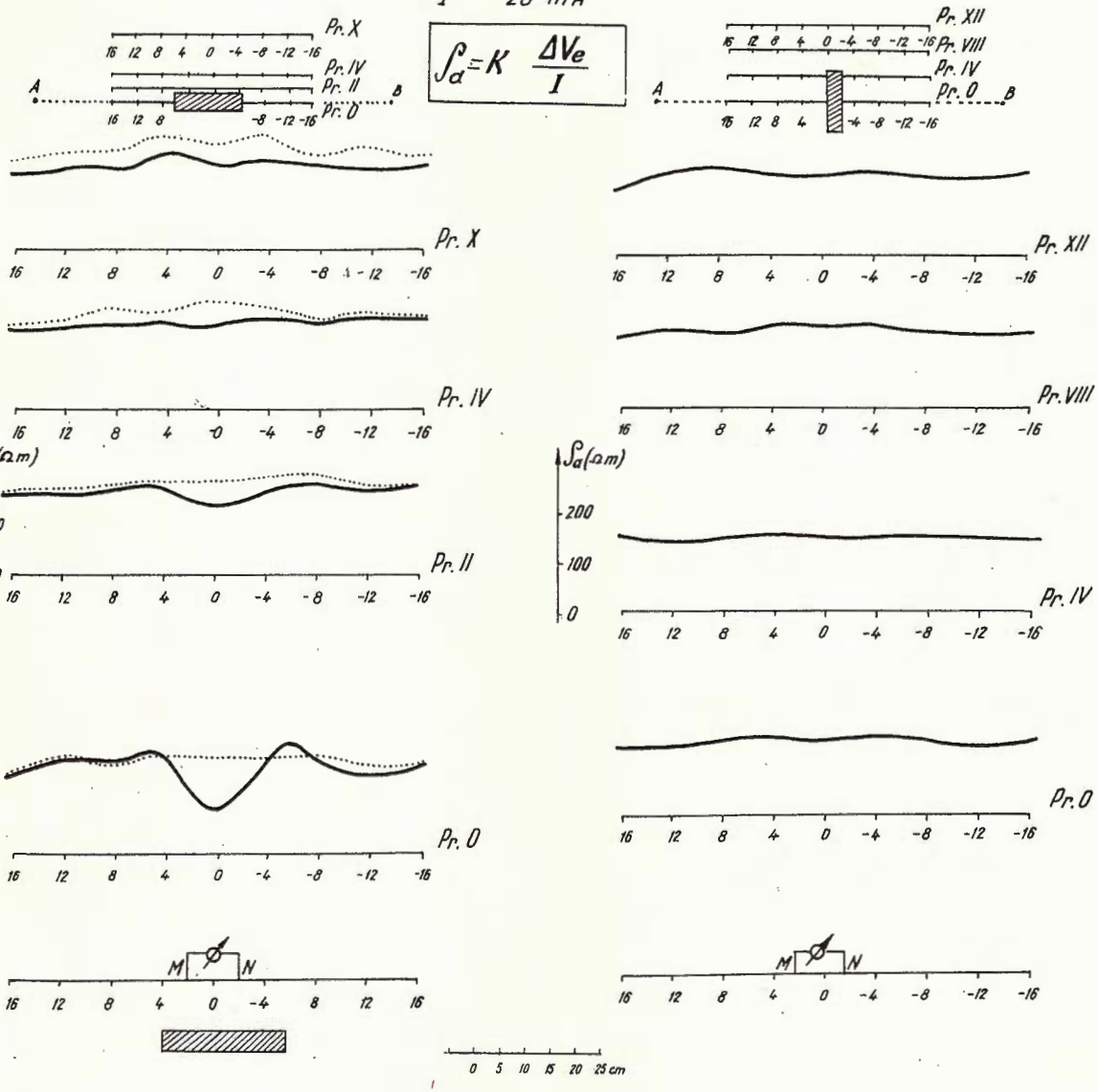
Curbe η_a în prezența corpului perturbant
Curbe η_a în absența corpului (câmp normal)
Corp perturbant

Institutul Geologic al României
Impr. Atel. Inst. Geol.

DISPOZITIV GRADIENT

AB = 120 cm
MN 4 cm
I 20 mA

$$\rho_a = K \frac{\Delta V_e}{I}$$



Curbe ρ_a în prezența corpului perturbant

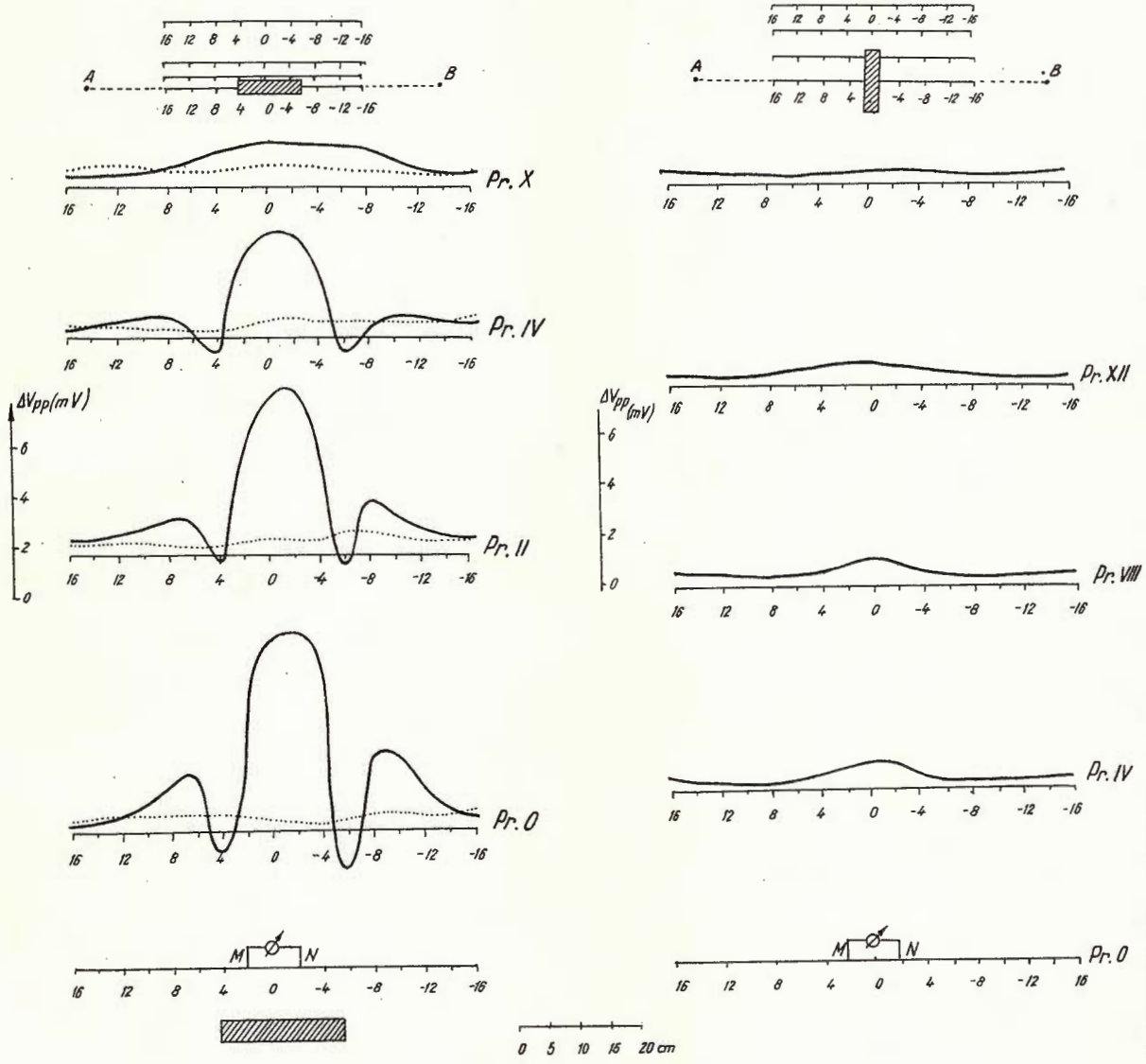
Curbe ρ_a în absența corpului (cîmp normal)

Corp perturbant

Institutul Geologic al României

DISPOZITIV GRADIENT

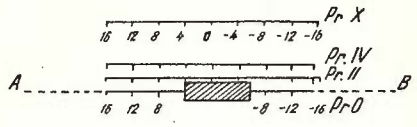
AB = 120 cm
MN = 4 cm
I = 20 mA

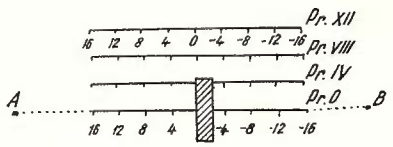


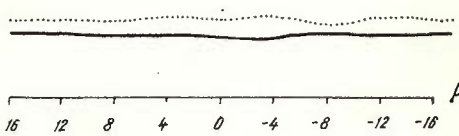
Institutul Geologic al României

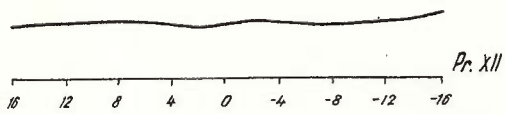
DISPOZITIV GRADIENT

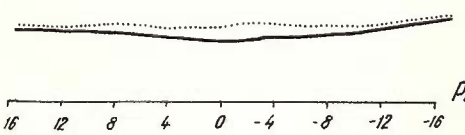
AB = 120 cm
MN = 4 cm
I = 20 mA

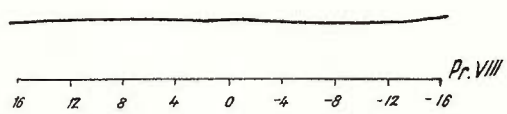


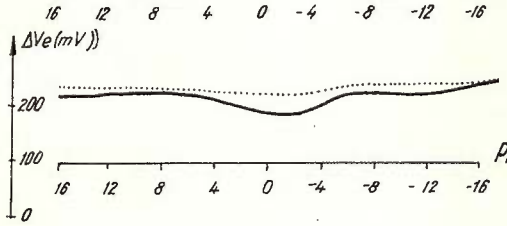


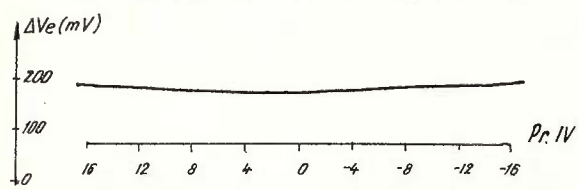


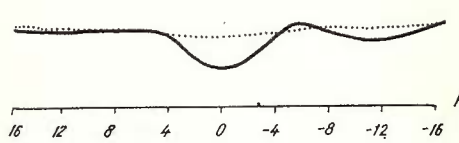


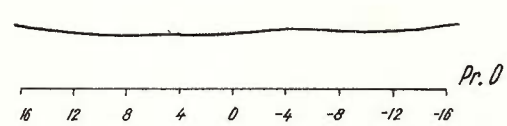


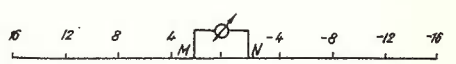


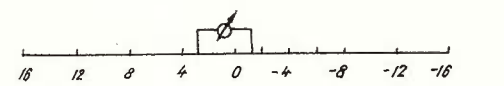




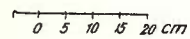












Curbe ΔVe în prezența corpului perturbant
Curbe ΔVe în absența corpului perturbant
Corp perturbant

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

PREPARAREA SUBSTANŢELOR MINERALE UTILE

CERCETĂRI PRIVIND PREPARAREA UNOR ROCI CU GRAFIT DE LA POLOVRAGI[1]

DE

I. HUBER PANU, B. GEORGESCU, ANGELA OPRESCU[2]

Abstract

Researches on the Preparation of Some Graphite-Bearing Rocks of the Polovragi Region. The authors present the results of the researches connected with the preparation of graphite bearing rock samples of the Polovragi region, whose content is 8.8%C and 34.7%C. Although the content in carbon of the samples studied presented a wide variation, the researches proved that concentrates with 70—80% C may be obtained by applying flow-sheets including flotation and re-flotation, preceded by er-grinding. The concentrates obtained are suitable for industrial utilization even when using poor samples with a content of about 9%C.

Generalităţi. Grafitul este unul din produsele miniere care prezintă un deosebit interes pentru ţara noastră, date fiind multiplele utilizări ale sale în industria materialelor refractare, ca material de ungere, în electrotehnică, pentru fabricarea creioanelor şi a vopselelor, pentru materiale de polizat, perii pentru dinamo, substanţe pentru polizarea materialelor foarte explozibile, ca material de umplutură sau ca pigment în diverse fabricate etc. De asemenea, grafitul are o largă utilizare în tehnica modernă ca moderator în reactoarele nucleare.

Prezenţa grafitului în ţara noastră, în apropierea localităţii Baia de Fier, este cunoscută mai de mult, fiind semnalată de multe cercetări

[1]) Comunicare prezentată în şedinţa din 6 mai 1966.

[2]) Institutul Geologic. Şos. Kiseleff nr. 2 — Bucureşti.

Institutul Geologic al României

geologice efectuate începînd cu 80 ani în urmă. În 1883 Gr. Ştefănescu a semnalat prezenţa grafitului între munţii Urdele şi Muntinul. Ulterior, M. Drăghiceanu, L. Mrazec, Gh. Murgoci, în diferite studii privind Carpaţii sudici pe care le fac între 1885 şi primul război mondial, atrag atenţia asupra existenţei grafitului în formaţiunile geologice dintre Olteţ şi Jiu, dar studiile lor — cu caracter general — nu au declanşat cercetări amănunţite pentru grafit (G. Damaschin, 1964).

Cercetări de prospectare, avînd ca obiectiv grafitul au fost făcute în 1917 de H. Stuchlick, care arată existenţa unor zăcăminte cu valoare economică pe valea Oltetului şi Galbenul, iviri la Rîbari, în masivul muntos înconjurat de văile Oltecior şi Beleoaia, etc., fără însă să se ajungă la exploatare sau cel puţin la explorare sistematică. Abia după 1939, s-au început lucrări mai sistematice de prospectare şi explorare, ca şi diverse cercetări tehnologice, iniţiate şi susţinute în mare măsură de G. Damaschin. Acestea, stabilind concludent existenţa unor complexe grafitoase exploatabile între Olteţ şi Galbenul, au determinat punerea în exploatare a complexului de sud-vest în 1945. După naţionalizare, exploatarea a fost organizată sistematic, iar în 1950 s-a construit şi o instalaţie de flotaţie în apropierea imediată a localităţii Baia de Fier.

Rezervele mici — astăzi în curs de epuizare — au limitat însă nivelul producţiei la 20.000 — 30.000 t/an.

Prospecţiunile executate în ultimii ani de către Comitetul Geologic, pentru găsirea de noi rezerve de roci grafitoase în bazinul Oltetului, avînd rezultate foarte promiţătoare (rezerve în perspectivă de cîteva milioane de tone)[3] s-au început în 1964, în regiunea prospectată, lucrări de explorare relativ intense, pentru precizarea perspectivelor economice privind un volum mare de roci cu grafit şi calitatea lor.

În legătură cu aceste lucrări de explorare, Secţia de cercetări pentru prepararea şi valorificarea substanţelor minerale utile de la Institutul Geologic, a studiat în 1965 o serie de probe colectate de ISEM din zonele Cujba-Beleoaia şi Sîvu.

În aceste zone, au fost urmărite cu lucrări miniere două fîşii de roci grafitoase orientate NE—SW cu dezvoltare pe cîteva sute de metri lungime şi cu grosimi care ajung la 5—10 m, mineralizaţiile fiind cantonate

[3] C. Micu. M. Trifulescu. Rapoarte privind prospecţiunile geologice din regiunea Polovragi, 1960 şi 1961. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

în masa rocilor metamorfice ce fac parte din fundamentul cristalinului Carpaţilor Meridionali.

Cercetările de preparare au avut ca scop obţinerea unor informaţii preliminare privind posibilităţile de concentrare, în vederea aprecierii valorii economice a rocilor grafitoase puse în evidenţă şi implicit a oportunităţii intensificării şi extinderii lucrărilor de explorare.

Caracteristicile chimice şi mineralogice ale probelor

Probele care au făcut obiectul cercetărilor experimentale au fost colectate în zona Cujba-Beleoaia din galeria III, galeria IV, descoperta I şi şanţul nr. 21, iar în zona Sîvu din galeria II din lateralele 50, 100, 150 şi 200 dreapta.

Compoziţia chimică a probelor a fost următoarea[4]) :

TABELUL 1

Compoziţia chimică a probelor

Elemente	Proba Cujba-Beleoaia %	Proba din zona Sîvu-fişia 1 %
C	34,75—34,79	8,78— 8,94
P.C.	37,60—37,81	11,45—11,48
Cenuşe	62,19—62,40	88,52—88,55
S	2,32— 2,41	2,17— 2,21
P_2O_5	0,16	0,15
CaO	1,51	7,09
SiO_2	34,63	47,42
Fe	5,50	4,48

Proba din zona Cujba-Beleoaia avînd 35 % C este sensibil mai bogată în grafit decît proba din zona Sîvu, al cărei conţinut de carbon este de

[4]) Analizele chimice generale au fost executate de chimiştii I. Iancu şi Elena Retezeanu de la Intreprinderea Prospecţiuni şi Laboratoare.

Institutul Geologic al României

numai 9%, sub limita conţinuturilor considerate în general exploatabile pentru rocile cu grafit criptocristalin.

Studiile mineralogice făcute pe mai multe eşantioane[5]) au arătat că probele sînt constituite dintr-un complex de roci metamorfice, grafitul fiind legat în special de paragnaise, micaşisturi şi şisturi sericito-cuarţoase ai căror componenţi principali, cu caractere asemănătoare dar în proporţii diferite de la o rocă la alta, sînt : grafit, muscovit, sericit, cuarţ, feldspat, plagioclaz, amfiboli, actinolit, zoizit, epidot etc.

Neregulat răspîndite printre agregatele cuarţo-sericitoase sau chiar asociate cu grafitul, apar granule de turmalină, pirită, iar ca minerale accesorii titanitul şi zirconul.

La microscop, grafitul apare în general, foarte mărunt cristalizat sub formă de agregate criptocristaline compacte (dimensiunile agregatelor fiind cuprinse între 0,07/0,03 şi 1,75/0,12 mm), sub formă de agregate disperse (cu dimensiuni de 0,01/0,01 — 0,075/0,05 mm) cît şi ca pulbere fină negricioasă sub formă de impregnaţii mai ales în zonele sericito-muscovitice.

În toate tipurile de roci şi în ambele probe predomină grafitul cu structură criptocristalină faţă de cel micrograunţos din agregatele disperse.

Grafitul formează asociaţii intime cu celelalte minerale şi în special cu mineralele micacee. Gradul de asociere intim nu este atît rezultatul dimensiunilor relativ mici ale cristalelor de grafit sau agregatelor de cristale cît al impurificării acestora cu intercalaţii şi incluziuni de minerale străine ajungînd pînă la cîţiva microni.

Prepararea rocilor cu conţinut de grafit

Pentru prepararea rocilor cu conţinut de grafit au fost încercate cele mai variate metode de concentrare (pneumatice, hidrogravitice, măcinare selectivă, flotaţia), însă niciuna dintre ele, nu a dat rezultate excepţionale în ceea ce priveşte puritatea produsului. Sorturile de calitate superioară pot fi purificate pe cale chimică.

Important este ca la prepararea grafitului, structura sa solzoasă să nu fie distrusă, să nu se reducă excesiv dimensiunile foiţelor.

---

[5]) Olga Drăghici. Rapoarte privind studiile mineralogice ale probelor tehnologice din sectoarele Cujba-Beleoaia şi Sîvu, şantierul Polovragi, 1955.

Institutul Geologic al României

Rocile cu conţinut de grafit cristalin solzos se prepară astăzi în general prin flotaţie, datorită proprietăţilor naturale de flotabilitate ale acestui tip de mineral.

În cazul rocilor cu grafit criptocristalin se aplică scheme tehnologice care constau în alegere manuală, măcinare selectivă, mese de concentrare. În ultimii ani, se introduce din ce în ce mai sistematic şi flotaţia grafitului criptocristalin (M. A. Eigheles, 1952, F. Saueressig, 1953).

În general, grafitul constituie unul dintre mineralele care floteazăă foarte uşor, dar este foarte greu de a obţine concentrate curate şi recuperări ridicate (M. A. Eigheles, 1952, F. A. Taggart, 1960). Astfel, deşi flotaţia constituie cea mai simplă metodă în faza flotaţiei primare, totuşi flotaţia de recurăţire nu este eficace, fără o sfărîmare intermediară necesară pentru eliminarea sterilului. Dificultatea constă în faptul că granulele libere de steril, acoperite cu particule foarte fine de grafit, devin active la flotaţie, separarea lor ulterioară fiind extrem de dificilă.

Comportarea grafitului la flotare depinde în orice caz, în mare măsură, de structura lui. Grafitul criptocristalin are flotabilitate mai redusă obţinîndu-se în general rezultate mai slabe. De asemenea, se observă dificultăţi cînd se floteazăă grafit foios foarte mărunt şi însoţit de părţi argiloase.

Grafitul floteazăă uşor cu mici cantităţi de reactiv colector, de obicei petrol sau motorină şi cantităţi reduse de spumanţi, în special ulei de pin, flotanol şi acizi crezolici.

În cazul cînd grafitul se găseşte asociat cu unele minerale supărătoare (de exemplu pirita sau mice), se adaugă cianura de sodiu pentru a depresa pirita, sau silicaţi solubili pentru separarea micei. Materialele argiloase sînt depresate cu var sau sodă, iar ganga se depresează prin dispersie cu silicat de sodiu.

În funcţie de particularităţile minereului brut şi de calitatea cerută concentratului, printr-o flotaţie primară urmată de mai multe reflotări (pînă la 9) şi cîteva (3—4) măcinări intermediare, se poate obţine o ridicare esenţială a calităţii concentratelor. Astfel, pornînd de la roci cu grafit cristalin solzos foarte sărace (3—6 % C), se obţin concentrate cu conţinut de cca 80—90 % C şi cu extracţii în carbon de cca 85—90 %.

De asemenea, în cazul rocilor cu grafit criptocristalin, prin reflotări multiple şi cu măcinări intermediare, s-a reuşit să se obţină concentrate

Institutul Geologic al României

cu cca 65—80 % C, pornindu-se însă de la un material de alimentare mult mai bogat, cu cel puțin 35 % C.

Cercetări de preparare

Față de caracteristicile chimico-mineralogice ale probelor studiate, ca și tendința actuală în practica mondială de a se introduce tot mai sistematic flotația și în cazul preparării grafitului criptocristalin, am considerat că metoda de concentrare cea mai indicată este flotația, astfel că în general cercetările noastre au fost conduse în această direcție.

Datorită faptului că în probe, grafitul cu structură criptocristalină predomină față de cel microgrăunțos, că acesta însuși prin structura sa are o flotabilitate mai redusă obținîndu-se rezultate mai slabe și că în general se recunoaște că grafitul e ușor flotabil dar foarte greu de obținut în concentrate de puritate mare, cercetările experimentale efectuate s-au desfășurat în 2 etape și au urmărit :

Într-o primă etapă, obținerea printr-o flotație primară a unor concentrate brute și a unor sterile cît mai sărace în grafit ;

În etapa doua, reflotarea concentratului brut în vederea obținerii unui concentrat final cît mai curat, cu recuperări acceptabile.

Cercetări experimentale de flotație cu proba din zona Cujba—Beleoaia

Determinarea condițiilor pentru flotația primară. Urmărind determinarea condițiilor de obținere a unor concentrate curate și cu recuperări cît mai mari de grafit, s-au efectuat încercări experimentale la care s-au variat anumiți parametri ca : cantitatea de colector și spumant, depresanți pentru pirită și mineralele de gangă, măcinare, aerația tulburelii.

Reactivii principali utilizați au fost : petrol și flotanol, singuri sau în amestec, silicat și amidon caustificat pentru depresarea mineralelor de gangă și cianura de potasiu pentru depresarea piritei.

Observațiile făcute asupra procesului flotației și rezultatele obținute, au permis următoarele constatări :

Grafitul flotează în general pelicular, cu cantități foarte reduse de reactivi, dar pentru a obține o extragere cît mai completă a grafitului sînt necesare durate de flotație — de cca 70—80 minute — mult mai mari decît în cazuri obișnuite în flotație.

Institutul Geologic al României

Cercetări mai vechi executate de un colectiv condus de I. Huber Panu (1961, 1963), indicînd că aeraţia are influenţă apreciabilă asupra vitezei de flotaţie, s-au efectuat unele încercări la care s-a acţionat asupra principalilor parametri ai aeraţiei (debitul de aer şi turaţia rotorului).

Rezultatele favorabile ale aeraţiei sînt ilustrate prin rezultatele unor încercări redate comparativ în tabelul 2 şi graficele din fig. 1, unde sînt

TABELUL 2

Influenţa aeraţiei asupra timpului de flotare

Timp de flotare min. Debit de aer, l/h Turaţia rotor, rot/min.	Produse		Extracţia de concentrat γ %	Conţinut de pierderi la calcinare, PC		Extracţia de PC, m %	
				c %	c_{mediu} %		
76	Conc. de grafit	C_1	7,5	72,9	72,9	14,2	91
200		C_2	21,0	73,9	73,6	40,4	
		C_3	8,6	71,1	73,0	15,9	
1.450		C_4	15,2	51,7	66,8	20,5	
	Steril —	B	47,7	7,2	38,4	9,0	
	Alimentare	A	100,0	38,4		100,0	
	Conc. de grafit	C_1	8,4	74,2	74,2	15,9	87,7
46		C_2	9,4	74,8	74,5	17,9	
400		C_3	10,0	73,2	74,1	18,7	
		C_4	10,3	69,9	72,9	18,3	
1.900		C_5	11,2	59,2	69,8	16,9	
	Steril — B		50,7	9,6	39,3	12,3	
	Aliment. —	A	100,0	39,3		100,0	

Condiţii de lucru

Măcinare uscată : —0,25 mm
Diluţie S/L : 1/3,5
pH : 5,5

Reactivi

Amestec : 32 gr/t petrol + 90 gr/t flotanol
Silicat de sodiu : 1500 gr/t
Timp de condiţionare : 5′

prezentate curbele cinetice ale flotaţiei grafitului în funcţie de aeraţie. Se constată că practic pentru aceiaşi indici tehnologici realizaţi (extracţie de cca 71 % şi conţinut 73 % PC), durata de flotaţie se scurtează cu cca 40—45 % în cazul măririi debitului de aer şi turaţiei rotorului (400 l/h şi 1900 rot./min.).

Institutul Geologic al României

În privința reactivilor, încercările au arătat că grafitul flotează bine cu mici cantități de amestec de petrol și flotanol dispersat în alcool etilic. Diferitele cantități de amestec de colector și spumant încercate, nu conduc la diferențieri sensibile în ceea ce privește calitatea concentratului (cca

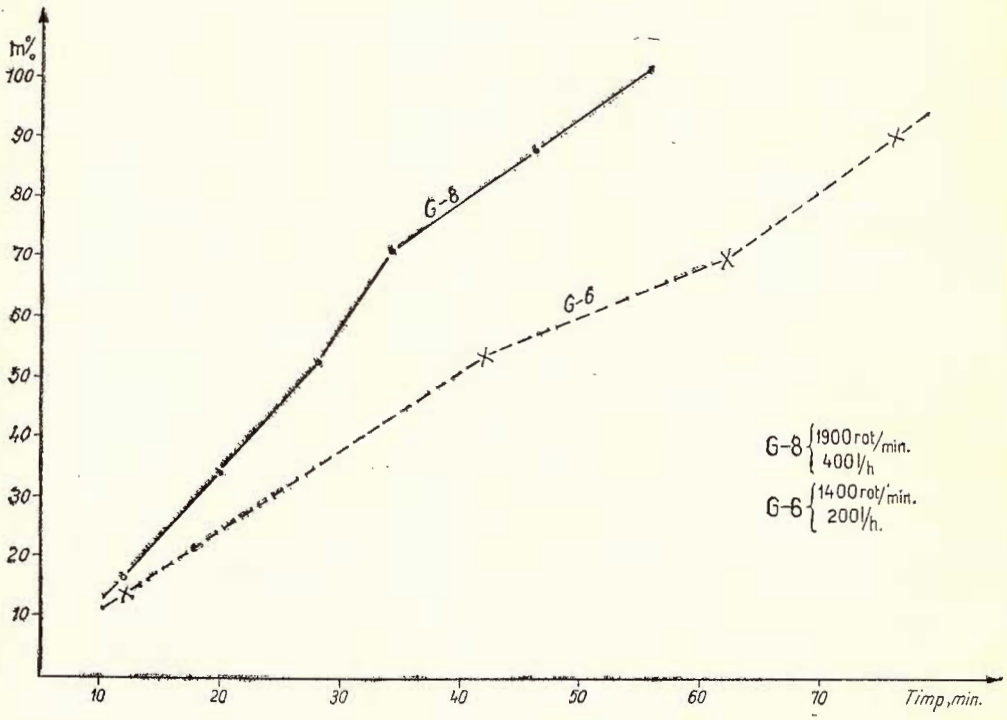


Fig. 1. — Curbele cinetice ale flotației grafitului funcție de aerație.
Courbes cinétiques de la flotation du graphite fonction d'aérage.

66—69 % PC) sau extracția în pierderi la calcinare (92—90 %) după cum se poate vedea din tabelul 3 în care sînt date pentru comparație rezultatele acestor încercări.

De asemenea conținutul celei mai curate fracțiuni de grafit obținute nu a depășit 75 % C.

Rezultatele unei încercări la care s-a folosit 66 gr/t petrol + 60 gr/t flotanol, exprimate în C și pentru care s-au analizat și conținuturile de sulf, sînt date în tabelul 4.

Institutul Geologic al României

TABELUL 3

Rezultatele încercărilor cu variaţia consumului de amestec de reactivi: petrol + flotanol

Cantitatea de: petrol, gr/t flotanol, gr/t	Produse		Extracţia de concentrat v %	Conţinut de pierderi la calcinare PC		Extracţia de PC m %	
				c %	c_{mediu} %		
		C_1	25,0	75,9	75,9	49,8	
42	Conc.	C_2	16,5	68,8	73,1	29,8	92,4
42	grafit	C_3	11,3	41,6	66,4	12,3	
		C_4	7,6	11,2	59,4	2,3	
	Steril	B	39,6	5,6	38,1	5,8	
	Aliment.	A	100,0	38,1		100,0	
		C_1	22,1	76,4	76,4	43,7	
	Conc.	C_2	11,9	73,2	75,3	22,5	
66	grafit	C_3	8,8	64,6	73,1	14,7	90,2
60		C_4	7,5	47,7	69,3	9,3	
	Steril	B	49,7	7,6	38,6	9,8	
	Aliment.	A	100,0	38,6		100,0	
	Conc.	C_1	43,2	71,4	71,4	80,8	
104	grafit	C_2	9,4	44,1	66,5	10,9	92,4
96		C_3	1,5	17,7	65,1	0,7	
	Steril	B	45,9	6,3	38,1	7,6	
	Aliment.	A	100,0	38,1		100,0	

Condiţii de lucru

Măcinare uscată: — 0,25 mm
Diluţia S/L : 1/3,5
Debit de aer : 400 l/h
Turaţie rotor : 1900 tur/min.
pH : 5,5

Reactivi

Silicat de sodiu : 1500gr/t
Timp condiţionare: 5'
Timp flotare : 46'

În privinţa influenţei reactivilor depresanţi pentru mineralele de gangă care impurifică concentratul de grafit, din rezultatele încercărilor cu silicat de sodiu (0 — 3.000 gr/t) şi amidon caustificat (0 — 200 gr/t) prezentate în tabelul 5, se constată că silicatul de sodiu nu are influenţă nici negativă nici pozitivă asupra purităţii concentratului de grafit iar amidonul caustificat are acţiune defavorabilă, calitatea concentratului scăzînd de la 68% PC la cca 60% PC.

Institutul Geologic al României

TABELUL 4

Rezultatele flotației primare — proba Cujba -Beleoaia

Produse		Extracția de concentrat γ %	Carbon				Conținut de sulf c_{sulf} %	
			Conținut		Extracție m %			
			c %	c_d %				
Conc. grafit	C_1	22,1	74,9	74,9	47,5		0,91	
	C_2	11,9	71,3	73,6	24,3		0,99	
	C_3	8,8	63,4	72,2	16,0	96,3	1,30	1,13
	C_4	7,5	39,3	66,7	8,5		1,79	
Steril —	B	49,7	2,6	34,8	3,7		3,50	
Alimentare	A	100,0	34,8		100,0		2,30	

Unele încercări de depresare a piritei cu cianură de potasiu au dus la concluzia că aceasta nu acționează în sensul dorit. Conținutul de sulf al concentratului de grafit este 1,1 % S, la fel ca și în cazul încercărilor fără cianură.

Cea mai mare parte a încercărilor de flotație primară au fost executate cu materialul sfărîmat uscat la —0,25 mm. Pentru evitarea reducerii excesive a dimensiunilor foițelor de grafit și a producerii unei proporții de particule foarte fine în timpul sfărîmării s-au executat și încercări de flotație cu materialul sfărîmat mai grob la —0,5 mm.

Din examinarea comparativă a rezultatelor (tabelul 6) și graficele din fig. 2, obținute pentru cele două sfărîmări, se constată că sfărîmarea mai avansată sub 0,25 mm are influență favorabilă asupra recuperării de grafit în concentrat, aceasta crescînd de la 78 % la cca 90 %, în timp ce calitatea concentratului se menține aceeași (68—69 % PC).

La flotația primară, prin varierea factorilor menționați, s-a determinat posibilitatea obținerii unor concentrate primare de grafit cu conținut de 66 %C și 1,16 % S, corespunzînd unor extracții de carbon de 96 % și extracții de concentrat de 50 % și sterile cu 2,6 % C care reprezintă cca 4 % pierderi din carbonul total conținut în materialul original, sau concentrate mai curate cu cca 72 % C și extracții de 87 %. Condițiile în care s-a făcut flotația primară a grafitului pentru cele mai bune rezultate sînt :

— Măcinare uscată : —0,25 mm
— Diluție S/L : 1/3,5
— Debit de aer : cca 400 l/h

Institutul Geologic al României

TABELUL 5

Influenţa reactivilor depresanţi-silicat de sodiu şi amidon caustificat -asupra flotaţiei grafitului

Cantitatea d depresant gr/t	Produse		Extracţia de concentrat v%	Conţinut de pierderi la calcinare PC		Extracţia de PC m %	
				c %	e mediu %		
—	Conc. grafit	C_1	35,9	73,2	73,2	68,6	90,6
		C_2	8,1	63,4	71,3	13,4	
		C_3	7,2	45,4	67,6	8,6	
	Steril —	B	48,8	7,4	38,3	9,4	
	Alimentare —	A	100,0	38,3		100,0	
Silicat Na : 1.500	Conc. grafit	C_1	22,1	76,4	76,4	43,7	90,2
		C_2	11,9	73,3	75,3	22,5	
		C_3	8,8	64,6	73,1	14,7	
		C_4	7,5	47,7	69,3	9,3	
	Steril —	B	49,7	7,6	38,6	9,8	
	Alimentare —	A	100, 0	38,6		100,0	
Silicat Na : 3.000	Conc. grafit	C_1	38,7	73,7	73,7	74,4	89,5
		C_2	6,3	60,4	71,9	9,9	
		C_3	4,5	44,2	69,3	5,2	
	Steril —	B	50,5	7,9	38,3	10,5	
	Alimentare —	A	100,0	38,3		100,0	
Amidon : 20 Hidroxid Na :20	Conc. grafit	C_1	16,9	76,2	76,2	33,3	93,3
		C_2	13,3	74,1	75,3	25,5	
		C_3	20,4	59,2	68,8	31,2	
		C_4	7,3	17,3	62,3	3,3	
	Steril —	B	42,1	6,1	38,6	6,7	
	Alimentare —	A	100,0	38,6		100,0	
Amidon : 100	Conc. grafit	C_1	46,5	70,9	70,9	85,9	93,0
		C_2	12,4	21,9	60,6	7,1	
Hidroxid Na :100	Steril —	B	41,1	6,5	38,3	7,0	
	Alimentare —	A	100,0	38,3		100,0	

Condiţii de lucru

Măcinare uscată : —0,25 mm
Diluţia S/L : 1/3,5
Debit aer : 400 l/h
Turaţie rotor : 1900 rot./min.
pH : 5,5

Reactivi

Amestec : 66 gr/t petrol + 60 gr/t flotanol
Timp condiţionare : 5′
Timp flotare : 46′

Institutul Geologic al României

TABELUL 6

Rezultatele încercărilor de flotație cu diferite finețe de măcinare

Măcinare uscată mm	Produse		Extracția de concentrat *v* %	Conținut de pierderi la calcinare, PC		Extracția de PC *m* %	
				c %	*c* mediu %		
	Conc. grafit	C_1	29,1	73,0	73,0	56,2	
		C_2	6,6	63,2	71,2	11,1	83,7
		C_3	7,7	53,6	68,3	10,9	
		C_4	4,8	43,4	65,6	5,5	
−0,5	Steril	B	51,8	11,9	37,8	16,3	
	Alimentare	A	100,0	37,8		100,0	
	Conc. grafit	C_1	22,1	76,4	76,4	43,7	
		C_2	11,9	73,3	75,3	22,5	90,2
		C_3	8,8	64,6	73,1	14,7	
−0,25		C_4	7,5	47,7	69,3	9,3	
	Steril	B	49,7	7,6	38,6	9,8	
	Alimentare	A	100,0	38,6		100,0	

Condiții de lucru

Diluția S/L : 1/3,5
Debit aer : 400 1/h
Turație rotor : 1 900 rot :/min.
pH : 5,5

Reactivi

Amestec : 66 gr/t petrol + 60 gr/t flotanol
Silicat Na : 1 500 gr/t
Timp condiționare : 5'
Timp flotare : 46'

Turația rotorului : cca 1.900 rot./min.
pH : 5,5

Reactivi în celula de flotație :

Amestec petrol + flotanol : 66 gr/t petrol + 60 gr/t flotanol
Silicat de sodiu : 1500 gr/t
Timp de condiționare : 5'
Timp total de flotare : 46'

Reflotarea concentratului primar de grafit. Pentru îmbunătățirea calității concentratului de grafit s-au executat încercări cu diferite sisteme de reflotare a concentratelor primare conform schemelor prezentate în fig. 3 și 4.

Institutul Geologic al României

În general, la aceste încercări nu s-au folosit în plus reactivi pentru reflotare, iar schemele prevăd operaţii de resfărîmare înaintea reflotării, întrucît flotaţia de recurăţire nu este eficace fără o sfărîmare intermediară necesară pentru eliminarea sterilului (M. A. E i g h e l e s, 1952).

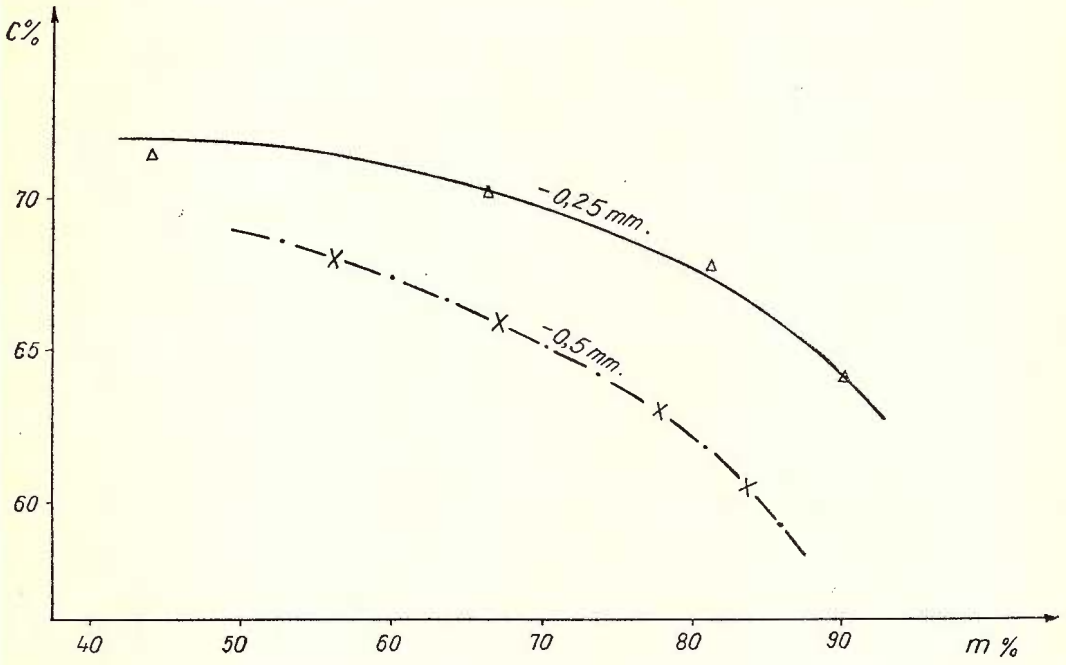


Fig. 2. — Influenţa măcinării asupra flotaţiei grafitului din zona Cujba-Beleoaia.
Influence du broyage sur la flotation du graphite de la zone Cujba-Beleoaia.

Rezultatele mai semnificative obţinute în urma aplicării schemelor de mai sus sînt prezentate în tabelul 7.

Aplicînd schema din fig. 3 cu flotaţia primară a materialului sfărîmat la —0,25 mm şi sfărîmarea intermediară a concentratelor la — 0,10 mm s-a reuşit să se ridice calitatea concentratului de grafit, obţinîndu-se următoarele fracţiuni :

— fracţiuni cu cca 91 % PC corespunzînd unor extracţii în PC de cca 9.,5 %

— fracţiuni cu cca 86 % PC corespunzînd unor extracţii în PC de cca 45,0 %

Institutul Geologic al României

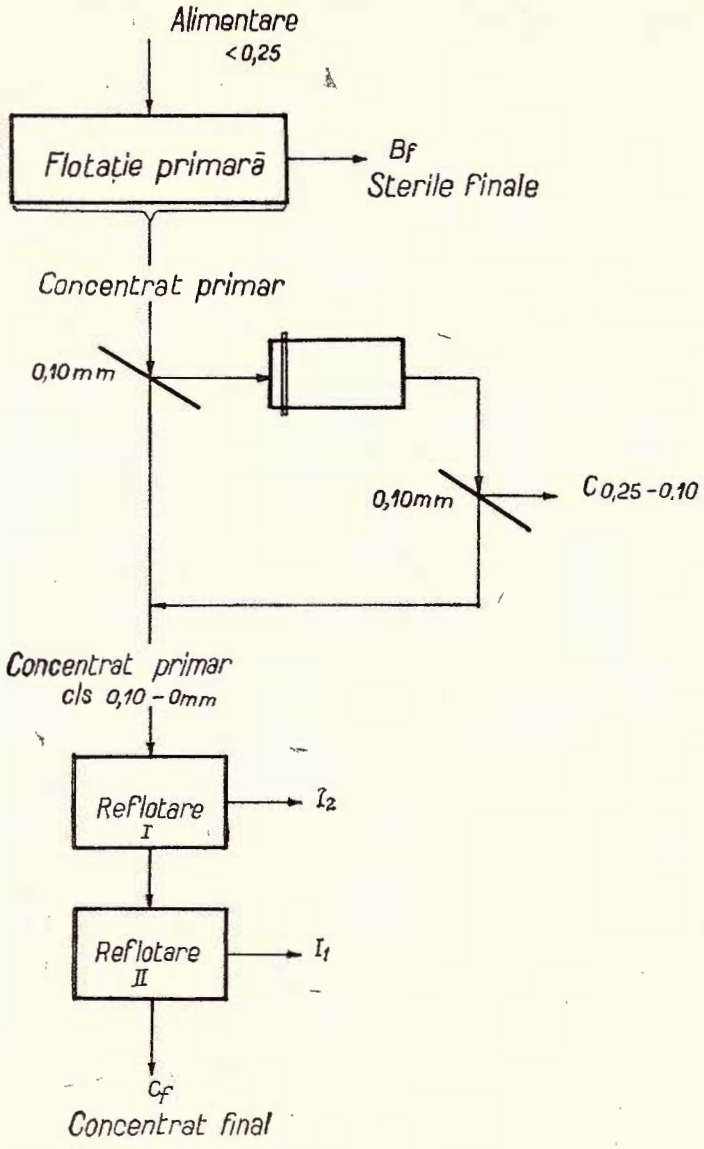


Fig. 3. — Schema reflotării concentratelor primare (Cujba-Beleoaia).

Schéma de la reflotation des concentrés primaires (Cujba-Beleoaia).

Institutul Geologic al României

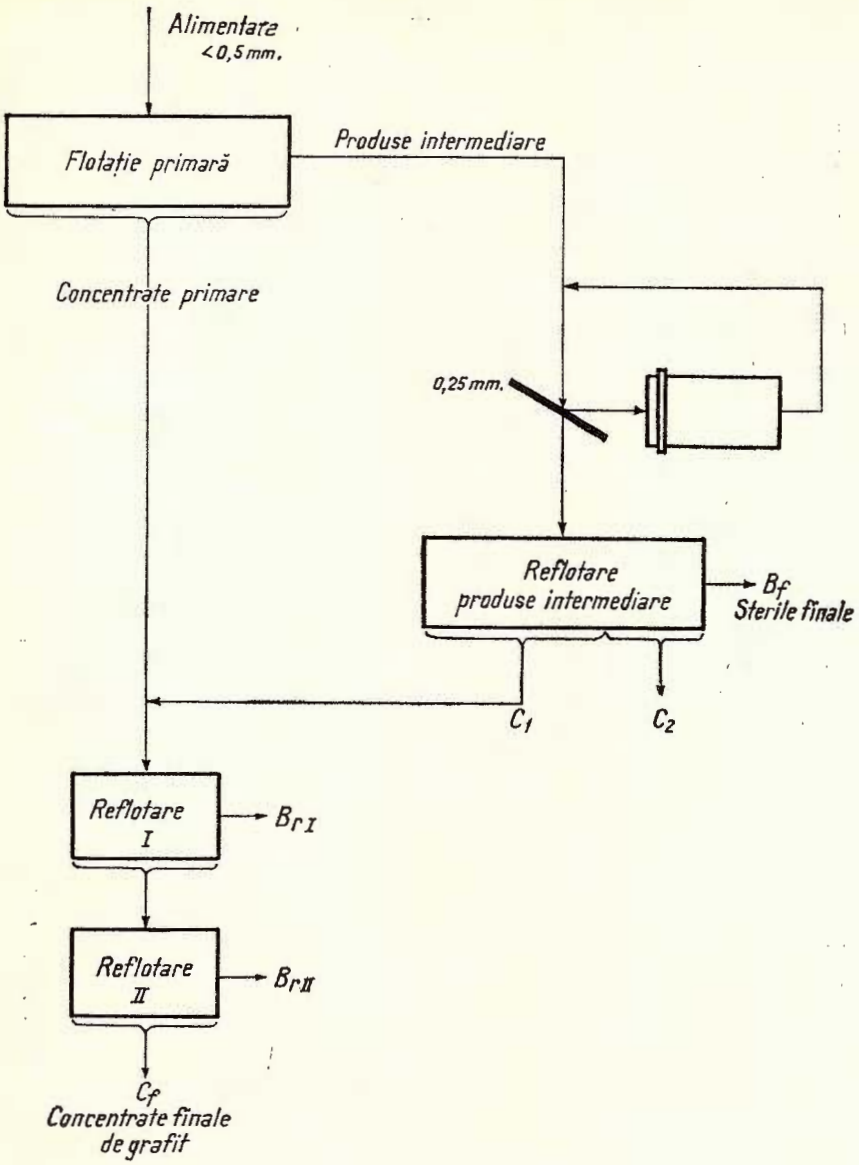


Fig. 4. — Schema de reflotare a concentratelor şi produselor intermediare (proba Cujba-Beleoaia).

Schéma de reflotation des concentrés et des produits intermédiaires (échantillon Cujba-Beleoaia).

Institutul Geologic al României

TABELUL 7

Rezultatele încercărilor de reflotare-proba Cujba-Beleoaia

Schema de lucru	Produse	Extracţia de concentrat ν %	Pierderi la calcinare, PC				Carbon			Extracţie m %
			Conţinut c %	Conţinut mediu c_{med} %	Extracţie m %		Conţinut c %	Conţinut mediu c_{med} %		
Fig. 3	Conc. finale C_f (0,25—0,1 mm)	4,0	91,4	91,4	9,5	62,8				
	Conc. finale C_f (0—0,1 mm)	20,1	86,3	87,2	44,9					
	Conc. finale I_1	5,4	60,3	82,2	8,4					
	Pr. interm. I_2	25,0	45,3	65,3	29,3					
	Sterile fin. B_f	45,5	6,7	38,6	7,9					
	Alimentare A	100,0	38,6		100,0					
Fig. 4	Conc. finale C_f	21,6	84,2	84,2	48,1	56,8	81,4	81,4	50,8	59,9
	Conc. finale I_1	5,1	64,4	80,4	8,7		62,0	77,7	9,1	
	Pr. interm. I_2	24,2	53,2	67,4	34,0		50,9	64,9	35,6	
	Pr. interm. C_2	5,5	17,2	62,7	2,5		13,9	60,0	2,2	
	Sterile fin. B_f	43,6	5,8	37,8	6,7		1,8	34,6	2,3	
	Alimentare A	100,0	37,8		100,0		34,6		100,0	

fracţiuni cu cca 60 % PC corespunzînd unor extracţii cu PC de cca 8,3 %

suma : 82,2 % PC corespunzînd unor extracţii în PC de cca 62,8 %

Fracţiunea cea mai curată cu conţinut de 91 % PC, constituită din grafit ce se prezintă sub formă de paiete, s-a obţinut printr-un fel de sfărîmare selectivă care se realizează la cernerea şi sfărîmarea intermediară a concentratelor primare.

Aplicarea schemei din fig. 4 cu (sfărîmări mai grobe) flotaţie primară la —0,5 mm şi sfărîmarea intermediară a sterilelor la —0,25 mm urmată de 2 reflotări, a condus de asemenea la îmbunătăţirea calităţii concentratului de grafit, obţinîndu-se :

Institutul Geologic al României

	Pierderi calcinare		Carbon	
	conţinut %	extracţii %	conţinut %	extracţii %
fracţiuni	84	48,1	81,4	50,8
fracţiuni	64	8,7	62	9,1
suma	80,4	56,8	77,7	59,9

sau concentrate cu conţinut mediu de 78 %—80% C şi recuperări în carbon de cca 60 %. Ţinînd seama de faptul că în cazul unei flotaţii continui toate produsele intermediare se reintroduc în circuit şi că din fracţiunea cu 51 % C se mai poate recupera o parte din carbon, într-un produs de calitate, se poate afirma că este posibil ca recuperarea totală să crească la cel puţin 70—75 %.

Rezultă că prin aplicarea diferitelor sisteme de reflotare se reuşeşte să se ridice calitatea concentratului de grafit, fracţiunea cea mai curată avînd conţinuturi de 81—85 % C. Calitatea unui asemenea concentrat poate fi apreciată pe baza următoarei analize:

Conţinuturi %					
C	S	Fe	P_2O_5	CaO	SiO_2
85%	0,72%	1,83	0,06	0,81	5,13

Concluzii privind flotaţia grafitului din zona Cujba-Beleoaia. Cercetările informative de preparare asupra probei cu roci grafitoase din zona Cujba-Beleoaia au avut ca scop obţinerea unor date privind posibilitatea concentrării prin preparare a grafitului din această zonă, precum şi a comportării rocilor grafitoase în procesul tehnologic.

Din punct de vedere mineralogic, grafitul este legat de micaşisturi, paragnaise şi şisturi sericito-cuarţoase, apare mărunt cristalizat şi se prezintă sub formă de agregate compacte cu structura predominant criptocristalină, agregate disperse cu structura microgrăunţoasă şi ca impregnaţii sub formă de pulbere foarte fină.

Cercetările experimentale asupra unei probe cu conţinut de 34,7 %C, arată că tehnologic, valorificarea rocilor cu grafit din zona Cujba-Beleoaia este posibilă în bune condiţiuni, prin flotaţie obţinîndu-se concen-

Institutul Geologic al României

trate de bună calitate, care satisfac condiţiile tehnice impuse pentru diferite utilizări.

Astfel, prin flotaţie primară se poate obţine un concentrat de grafit cu cca 66 % C, corespunzînd unei extracţii de carbon de cca 96 % şi extracţie în greutate de 50 % şi sterile cu un conţinut de 2,6 % C, care reprezintă cca 4% pierderi din carbonul total conţinut în materialul original.

Prin diferite sisteme de reflotare a concentratelor primare, s-a reuşit să se ridice calitatea concentratului de grafit, obţinîndu-se fracţiuni cu peste 81—85 % C.

În ceea ce priveşte comportarea rocilor cu grafit în procesul tehnologic, ar fi de făcut poate următoarele observaţii :

Diferitele regimuri de reactivi folosite au condus la rezultate destul de apropiate.

Depresarea mineralelor însoţitoare dăunătoare în procesul tehnologic (minerale micacee, cuarţ, feldspat) cu silicat de sodiu, amidon caustificat, var şi cianura de potasiu nu este eficace, deoarece nu se îmbunătăţeşte cu nimic calitatea produselor în privinţa conţinutului în carbon sau sulf.

Factorii care au influenţa cea mai mare în flotaţia grafitului în general, sînt condiţiile în care este condusă flotaţia : fineţea şi felul măcinării, treptele de măcinare, etc.

Încercările au arătat că, la flotaţia primară nu se pot obţine fracţiuni mai curate de grafit cu conţinut mai ridicat de 75 % C, în cazul sfărîmării mai grobe datorită concrescenţei înaintate (asociaţiei fine) a grafitului cu mineralele însoţitore, iar în cazul sfărîmării mai avansate din cauza pulberii de grafit ce rezultă în procesul de măcinare, care probabil învelește superficial granulele de steril, făcîndu-le active la flotaţie.

Ridicarea calităţii concentratului primar se poate realiza prin una sau mai multe reflotări, precedate de sfărîmări intermediare. Pe această cale se realizează o sfărîmare selectivă, care pune în evidenţă o fracţiune de grafit de calitate foarte bună, cu conţinut de aproximativ 91 % PC, constituită din grafit sub formă de solzi (paiete), ale căror dimensiuni însă sînt reduse (0,25—0,10 mm) şi cantitativ nu prezintă decît 4 % din materialul brut. Această constatare, conduce la concluzia că proporţia de grafit sub formă de solzi de dimensiunile menţionate, în proba cercetată din zona Cujba-Beleoaia, este foarte scăzută, restul grafitului

Institutul Geologic al României

prezentîndu-se sub formă de foiţe foarte mărunte, ca grafit criptocristalin sau pulbere.

Cercetări experimentale de flotaţie cu proba din zona Sîvu. Pe baza caracterelor chimico-mineralogice, din care rezultă că cele două probe de grafit colectate din zona Cujba şi zona Sîvu sînt asemănătoare, cît şi pe baza rezultatelor şi a observaţiilor făcute anterior la studierea sub aspectul tehnologiei preparării rocilor cu grafit din zona Cujba şi în cazul probei din zona Sîvu, s-a aplicat ca metodă de concentrare flotaţia.

Cercetările cu această probă au insistat în special asupra sfărîmării şi reflotării concentratelor primare, dat fiind conţinutul de carbon foarte scăzut —8,8 % — al probei din zona Sîvu.

Determinarea condiţiilor pentru flotaţia primară. Încercările au urmărit în special determinarea cantităţilor de colector şi spumant şi a dimensiunii de sfărîmare pentru care se vor putea obţine cele mai bune rezultate la flotaţia primară.

Pentru stabilirea regimului de reactivi, încercările experimentale s-au executat cu materialul sfărîmat la —0,5 mm, în mai multe trepte, pentru evitarea unei eventuale distrugeri a foiţelor de grafit.

Ca reactivi s-a folosit amestec de petrol şi flotanol de fabricaţie germană dispersat în alcool etilic.

Rezultatele experimentărilor efectuate cu diferite cantităţi de amestec şi diferite proporţii de petrol în amestec (tabelul 8), au arătat că prin folosirea de cantităţi reduse de amestec (33 gr/t petrol + 21 gr/t flotanol), se obţin recuperări de carbon mai bune (38 %) pentru aceeaşi calitate a concentratului de 50—51 % C. Creşterea cantităţii de petrol influenţează sensibil conţinutul celei mai curate fracţiuni de concentrat, acesta scăzînd de la 60 % PC la 41 % PC.

Rezultatele unor încercări de depresare a mineralelor de gangă cu silicat de sodiu singur sau în combinaţie cu carbonatul de Na, confirmă observaţia făcută în cazul probei Cujba-Beleoaia, referitoare la faptul că aceşti reactivi nu au o acţiune favorabilă în acest sens, în faza flotaţiei primare.

Cu scopul de a vedea care este influenţa fineţei de măcinare asupra indicilor tehnologici la flotaţia grafitului din zona Sîvu, s-au executat şi încercări comparative de măcinare cu fineţea de 0,75 mm; 0,25 mm şi 0,16 mm.

Institutul Geologic al României

TABELUL 8

Rezultatele încercărilor cu variația cantității de amestec petrol + flotanol și a proporției de petrol în amestec

Cantitatea de: petrol, gr/t, flotanol gr/t	Produse		Extracția de concentrat v %	Conținut de pierderi la calcinare, PC		Extracția de PC m %
				c %	c mediu %	
66 84	Conc. grafit	C_1	6,3	51,2	51,2	26,5
		C_2	4,4	36,7	45,2	13,3
		C_3	10,9	17,1	31,0	15,3
		C_4	17,5	10,7	21,9	15,4
		C_5	6,7	9,0	20,0	5,0
		C_6	5,1	7,6	18,8	3,2
	Sterile	B	49,1	5,2	12,1	21,2
	Alimentare	A	100,0	12,1		100,0
72 46	Conc. grafit	C_1	7,0	51,4	51,4	29,5
		C_2	4,0	34,8	45,3	11,4
		C_3	20,2	14,6	25,4	24,2
		C_4	17,5	9,1	19,5	13,0
	Sterile	B	51,3	5,2	12,2	21,9
	Alimenrare	A	100,0	12,2		100,0
33 21	Conc. grafit	C_1	3,0	59,7	59,7	14,6
		C_2	1,7	55,2	58,0	7,7
		C_3	1,4	47,7	55,7	5,5
		C_4	1,5	45,3	53,6	5,5
		C_5	1,8	34,2	49,9	5,0
		C_6	9,1	19,9	35,2	14,8
	Sterile	B	81,5	7,0	12,2	46,9
	Alimentare	A	100,0	12,2		100,0
83 21	Conc. grafit	C_1	7,1	51,5	51,5	29,9
		C_2	1,9	41,5	49,4	6,5
		C_3	5,1	26,2	41,0	10,9
		C_4	16,4	13,8	26,4	18,6
	Sterile	B	69,5	6,0	12,2	34,1
	Alimentare	A	100,0	12,2		100,0
110 21	Conc. grafit	C_1	8,3	47,5	47,5	32,3
		C_2	1,5	39,6	46,3	4,8
		C_3	6,7	21,8	36,4	12,0
		C_4	16,5	13,0	24,7	17,6
	Sterile	B	67,0	6,1	12,2	33,3
	Alimentare	A	100,0	12,2		100,0

Institutul Geologic al României

TABELUL 8 *(continuare)*

Cantitatea de: petrol, gr/t flotanol, gr/t	Produse		Extracţia de concentrat v %	Conţinut de pierderi la calcinare, PC		Extracţia de PC m %
				c %	c mediu %	
153 21	Conc. grafit	C_1	7,3	50,7	50,7	30,6
		C_2	2,2	38,1	47,8	6,9
		C_3	7,7	20,7	35,7	13,2
		C_4	20,7	11,8	22,6	20,2
	Sterile	B	62,1	5,7	12,1	29,1
	Alimentare	A	100,0	12,1		100,0
250 21	Conc. grafit	C_1	13,1	41,0	41,0	42,6
		C_2	4,8	20,7	35,5	7,8
		C_3	20,3	12,7	23,4	20,4
		C_4	12,5	8,6	19,7	8,6
	Sterile	B	49,3	5,3	12,6	20,6
	Alimentare	A	100,0	12,6		100,0

Condiţii de lucru

Măcinare uscată	:	−0,5 mm
Diluţie S/L	:	1/3,5
Debit aer	:	400 l/h
Turaţie rotor	:	1 900 rot/min.
pH	:	cca 6
Timp condiţionare	:	5′
Timp flotare	:	46′

Pentru ilustrarea rezultatelor (tabelul 9) s-au trasat graficele din fig. 5. Se vede că în cazul sfărîmării mai grobe −0,75 mm se obţin rezultatele cele mai puţin favorabile. Sfărîmările mai avansate −0,25 mm şi −0,16 mm faţă de sfărîmarea la −0,5 mm nu conduc la o îmbunătăţire a calităţii concentratului, dar au o influenţă pozitivă asupra recuperării de pierderi la calcinare sau carbon. Examinînd curbele pentru sfărîmările −0,25 mm şi −0,16 mm, se observă că după 30 minute de flotare corespunzător unor extracţii de peste 50 %, rezultatele flotaţiei sînt practic aceleaşi, atît în ceea ce priveşte conţinutul concentratelor cît şi recuperarea. De aceea s-a considerat mai indicată sfărîmarea de −0,25 mm, rezultatele obţinute în acest caz, fiind prezentate în tabelul 10.

Institutul Geologic al României

TABELUL 9

Rezultatele încercărilor cu diferite finețe de măcinare

Măcinare uscată mm	Produse		Extracția de concentrat v %	Conținut de pierderi la calcinare, PC		Extracția de PC m %	
				c %	c mediu %		
−0,75	Conc. grafit	C_1	7,6	28,8	28,8	19,4	33,7
		C_2	3,1	52,1	35,5	14,3	
	Sterile	B	89,3	8,4	11,3	66,3	
	Alimentare	A	100,0	11,3		100,0	
−0,5	Conc. grafit	C_1	3,0	59,7	59,7	14,6	38,3
		C_2	1,7	55,2	58,0	7,7	
		C_3	1,4	47,7	55,7	5,5	
		C_4	1,5	45,3	53,6	5,5	
		C_5	1,8	34,2	49,9	5,0	
	Prod. interm.	C_6	9,1	19,9	35,2	14,8	
	Sterile	B	81,5	7,0	12,2	46,9	
	Alimentare	A	100,0	12,2		100,0	
−0,25	Conc. grafit	C_1	3,8	57,2	57,2	17,0	58,5
		C_2	2,5	51,2	54,8	10,6	
		C_3	6,6	40,6	49,0	22,4	
		C_4	4,8	22,6	41,7	8,5	
	Prod. interm.	C_5	11,7	12,7	30,2	11,6	
	Sterile	B	70,6	5,4	12,7	29,9	
	Alimentare	A	100,0	12,7		100,0	
−0,16	Conc. grafit	C_1	7,7	53,5	53,5	32,7	59,9
		C_2	4,3	40,0	48,7	13,6	
		C_3	1,4	33,0	47,0	3,7	
		C_4	4,7	26,7	41,8	9,9	
	Sterile	B	81,9	6,2	12,6	40,1	
	Alimentare	A	100,0	12,6		100,0	

Condiții de lucru

Diluție S/L : 1/3,5

Debit aer : 400 l/h

Turație rotor : 1 900 rot/min.

pH : 6

Reactivi

Amestec : 3— gr/t petrol + 21 gr/t flotanol

Timp condiționare : 5′

Timp flotare : 46′

Institutul Geologic al României

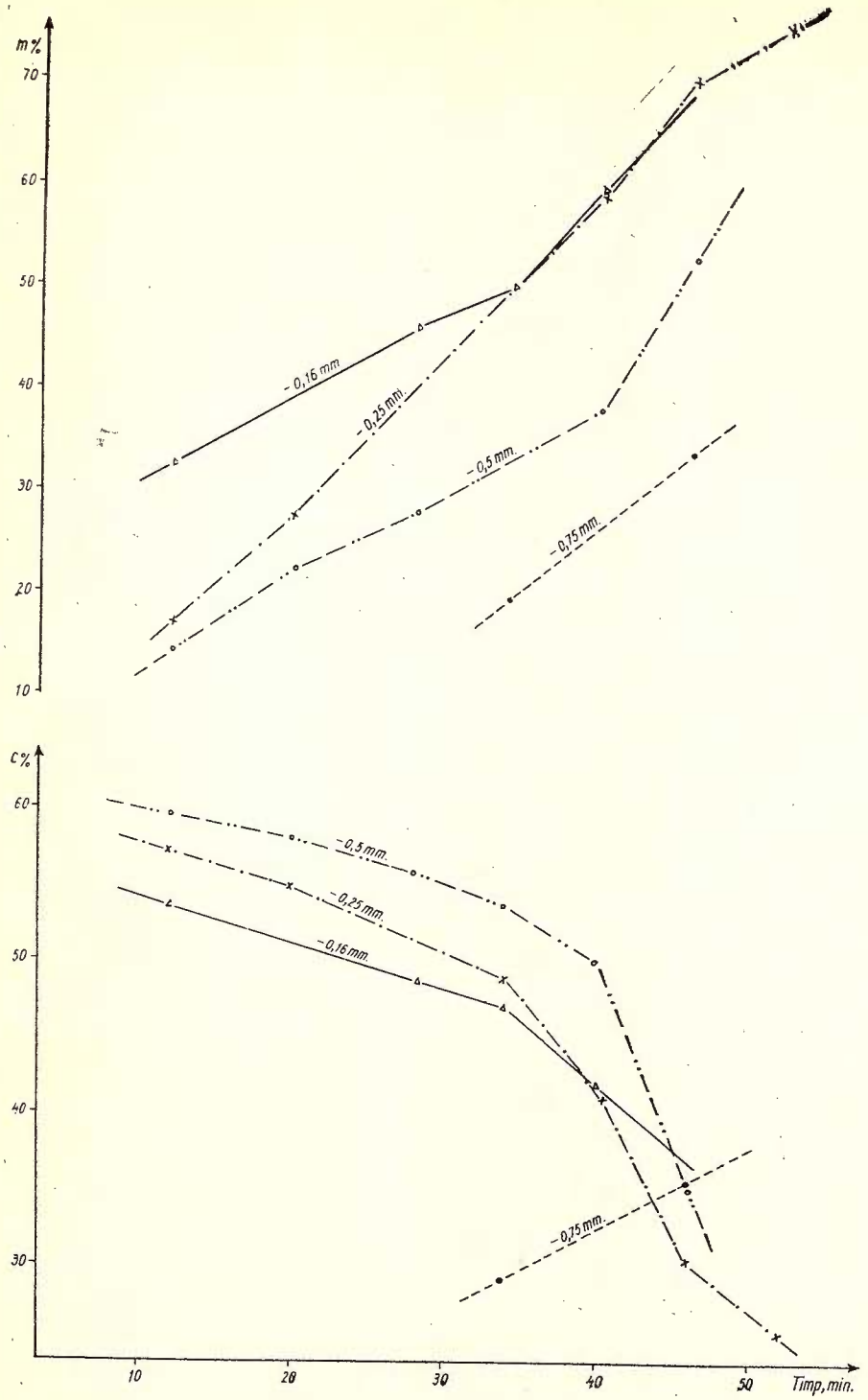


Fig. 5. — Influența măcinării asupra flotației grafitului din zona Sivu.
Influence du broyage sur la flotation du graphite de la zone Sivu.

Institutul Geologic al României

TABELUL 10

Rezultatele flotației primare — proba Sîvu

Produse		Extracții în greutate		Conținut carbon		Extracție carbon	
		v %		*c* %		*m* %	
Conc. grafit	C_1	3,8	12,9	55,39	45,27	22,9	63,6
	C_2	2,5		49,14		13,4	
	C_3	6,6		37,98		27,3	
Prod. interm.	*I*	16,5		12,30		21,8	
Sterile	*B*	70,6		1,80		14,6	
Alimentare	*A*	100,0		9,19		100,0	

Din analiza datelor obținute la experimentările de flotație primară cu proba din zona Sîvu, s-a constatat că rezultatele cele mai bune pot fi realizate prin aplicarea următoarelor condiții de lucru :

Măcinarea uscată: −0,25 mm
Diluție S/L : 1/3,5
Debit de aer : cca 400 l/h
Turația rotorului : cca 1900 rot./min.
pH tulburelii : aprox. 6

Reactivi:

Amestec colector + spumant { Petrol : 33 gr/t; Flotanol Hoechst : 21 gr/t }

Timp de condiționare: 5′
Timp de flotare : 46′

În aceste condiții s-a determinat posibilitatea obținerii unor concentrate primare de grafit cu conținut de cca 45 % C, corespunzătoare unor extracții de carbon de cca 63—64 %, și extracții în greutate de 13%, produse intermediare cu 12 % C și extracții de carbon de cca 22 % și sterile finale cu conținut de 1,8 % C care reprezintă pierderi de cca 15 % din carbonul total conținut în materialul original.

Reflotarea concentratelor primare. Întrucît concentratele primare au numai 45—48 % C, s-au executat o serie de încercări de reflotare cu scopul obținerii unor concentrate finale cu conținut mai ridicat de carbon.

Institutul Geologic al României

Reactivii folosiţi la reflotare au fost : silicatul de sodiu pentru depresarea mineralelor de gangă şi cantităţi extrem de mici de petrol + flotanol Hoechst (de ordinul a cîteva grame pe tona de minereu brut).

TABELUL 11

Rezultatele încercărilor de reflotare — proba Sivu

Schema de lucru	Produse	Extracţia de concentrat		Conţinutul de pierderi la calcinare		Extracţia de la calcinare	
		v %	*v* %	*c* %	*c* %	*m* %	*m* %
Fig. 6	C_{r1}	3,4	3,4	63,7	63,7	17,5	17,5
	C_{r2}	10,3	13,7	42,0	47,4	34,9	52,4
	B_{r1}	4,5	18,2	14,4	39,3	5,2	57,6
	C_{r3}	10,1	28,3	13,4	30,0	10,9	68,5
	B_{r2}	5,3	33,6	8,4	26,6	3,6	72,1
	B	66,4	100,0	5,2	12,4	27,9	100,0
	A	100,0		12,4		100,0	

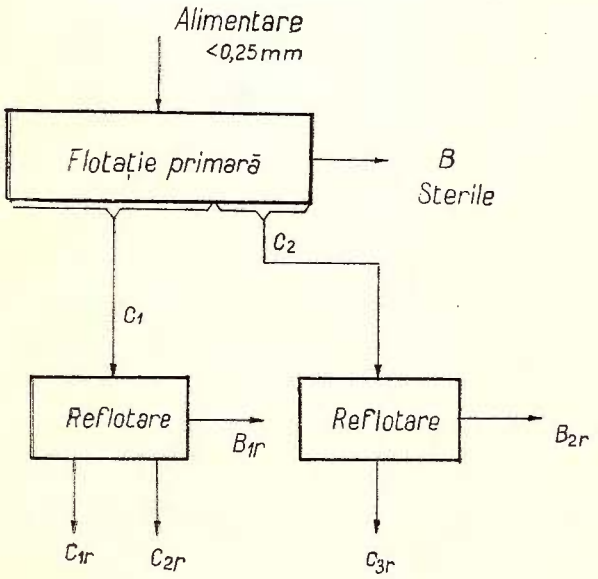


Fig 6. — Scheme de reflotare a produselor rezultate la flotaţia primară a grafitului din zona Sivu.

Schémes de reflotation des produits résultés par suite de la flotation primaire du graphite de la zone Sivu.

Institutul Geologic al României

Schemele după care au fost executate încercările cu reflotări sînt arătate în fig. 6, 7, 8, 9, 10 și 11.

Diferitele sisteme de reflotare prevăd fie reflotarea directă a concentratelor, fie 1—2 reflotări separate a concentratelor și produselor intermediare, fiecare reflotare fiind precedată de cîte o treaptă de măci-

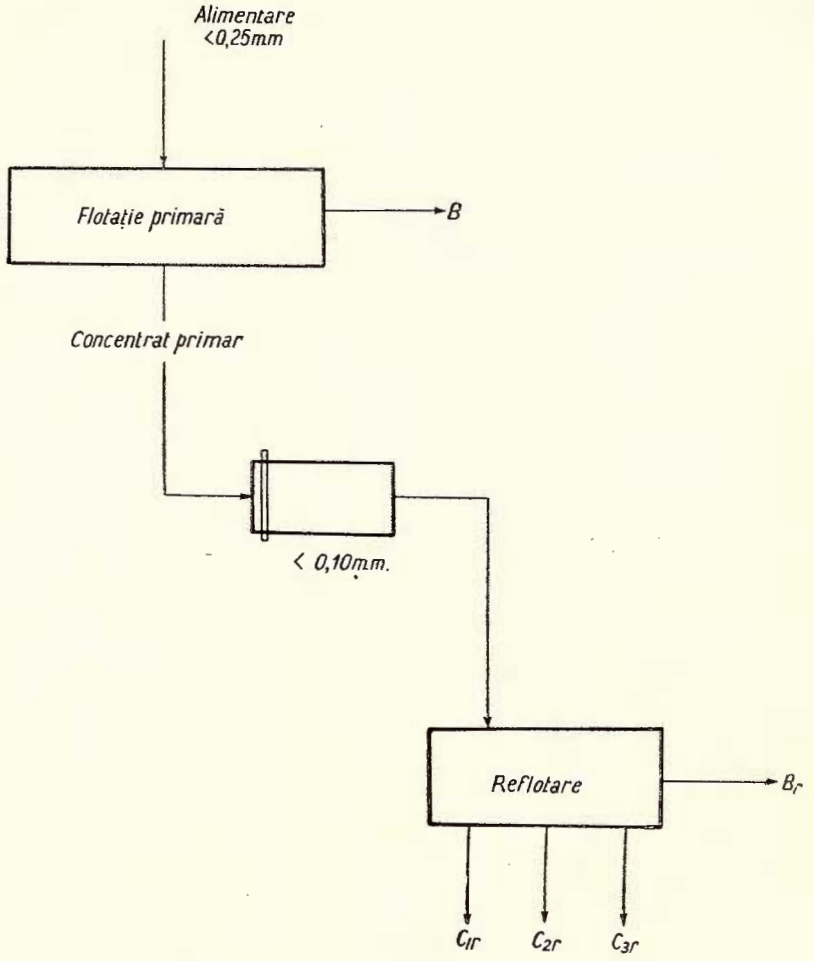


Fig. 7

nare intermediară sau flotația primară a materialului mai grob urmată de 1—3 reflotări și sfărîmări intermediare a tuturor produselor obținute la flotația primară (concentrate, produse intermediare și sterile).

Institutul Geologic al României

Rezultatele obţinute în urma aplicării schemelor de mai sus şi condiţiile în care s-a lucrat sînt date în tabelele nr. 11, 12, 13, 14, 15 şi 16.

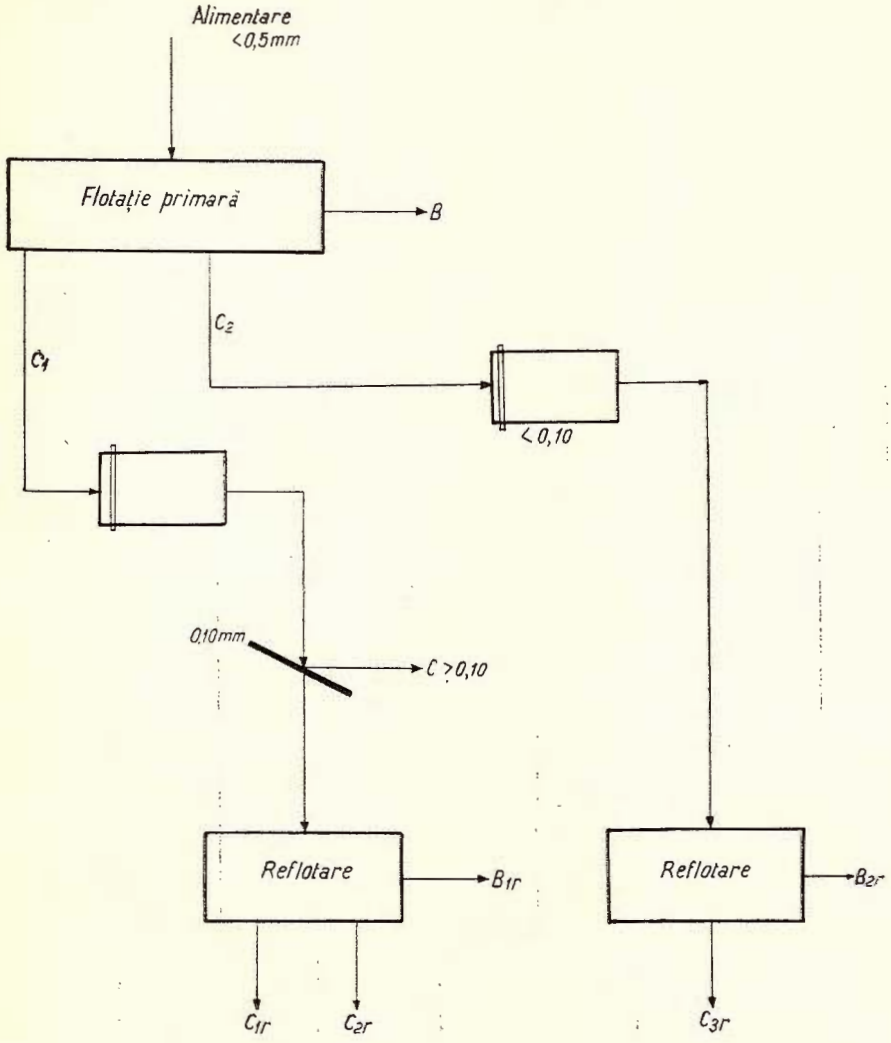


Fig. 8

Se vede că rezultate semnificativ mai bune se obţin la aplicarea schemei cu 2 reflotări din fig. 10 (tabelul 15). Prin acest sistem se reu-

Institutul Geologic al României

şeşte să se ridice calitatea concentratului de grafit, obţinîndu-se următoarele fracţiuni :

	Pierderi de calcinare		Carbon	
	Conţinut %	Extracţii %	Conţinut %	Extracţii %
fracţiuni cu	86	6,2	85,2	8,2
fracţiuni cu	77,3	34,0	75,4	44,4
fracţiuni cu	60,2	8,2	59,7	10,9
S u m a	74,1	48,4	73,3	63,5

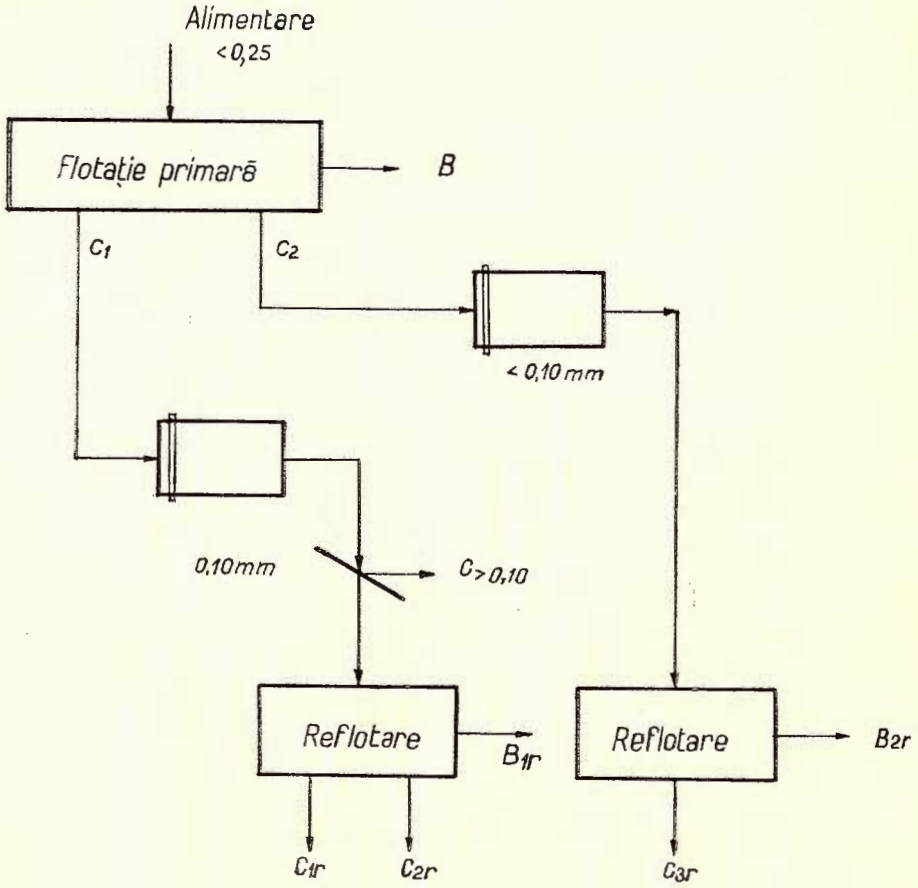


Fig. 9

Institutul Geologic al României

Rezultate apropiate (conţinut 70 % C şi extracţie 60 %) se obţin şi pentru schema din fig. 9 (tabelul 14) care are avantajul de a fi mai simplă cuprinzînd o singură treaptă de măcinare intermediară şi o reflotare.

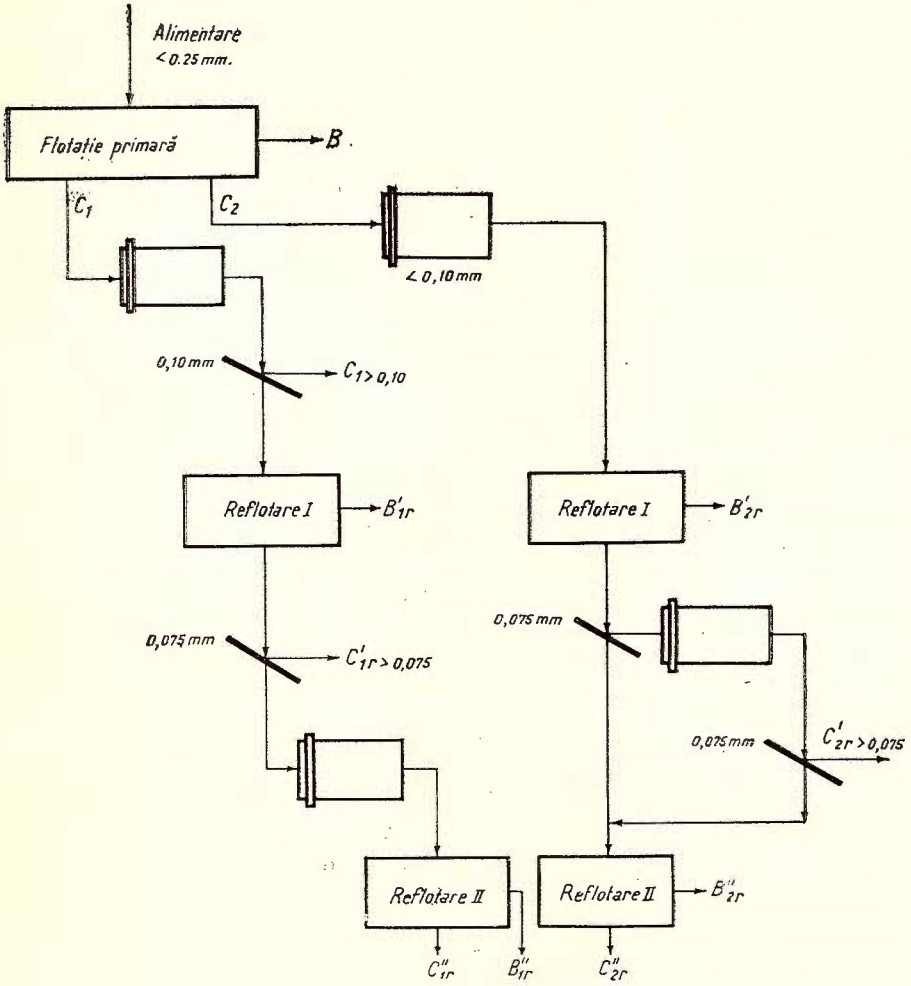


Fig. 10

În concluzie putem arăta că prin reflotare se reuşeşte să se îmbunătăţească calitatea concentratului de grafit, obţinîndu-se un concentrat final cu conţinut mediu de 70—73 % C şi extracţii în carbon de 60—63,5 %.

Institutul Geologic al României

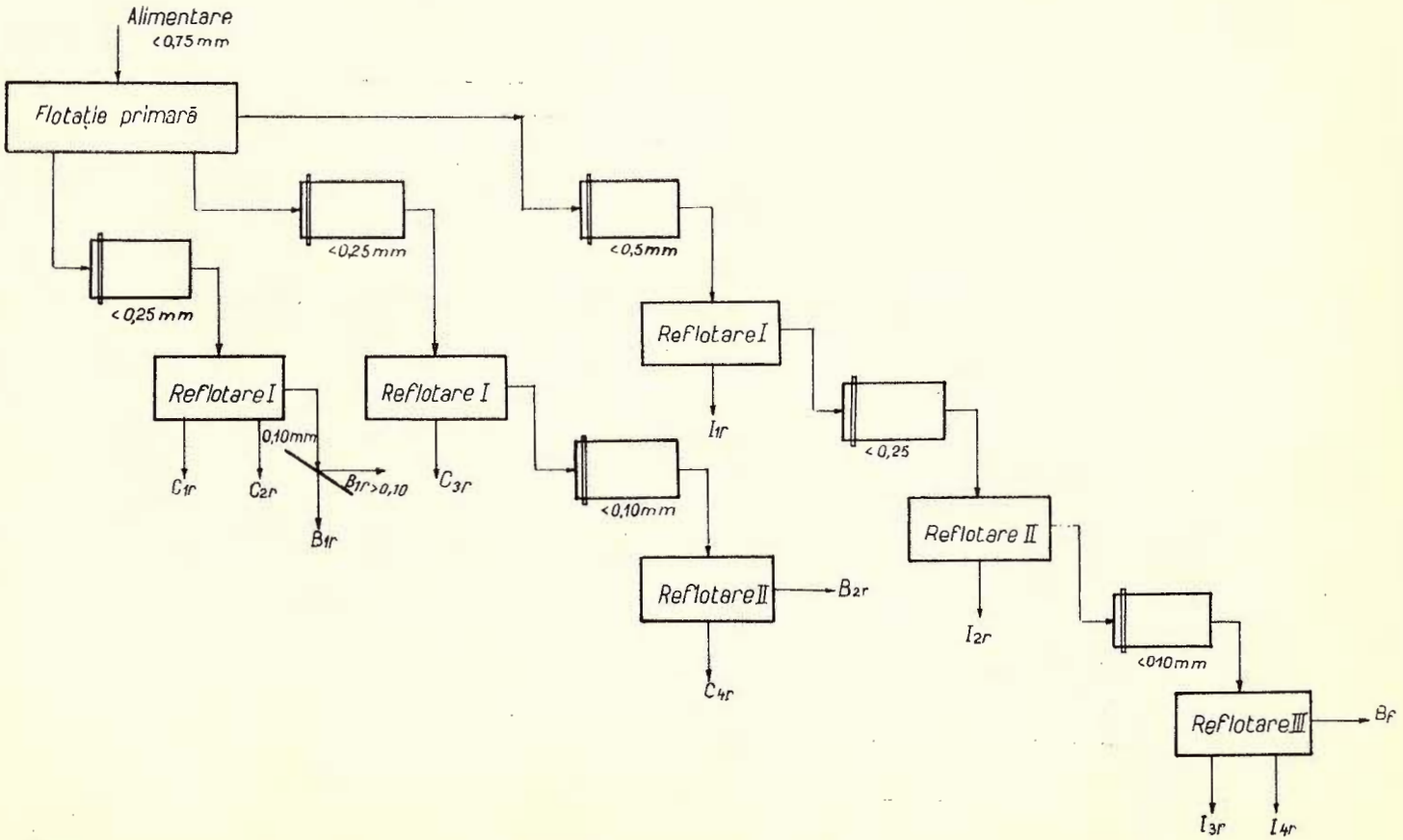


Fig. 11

Institutul Geologic al României

TABELUL 12

Rezultatele încercărilor de reflotare — proba Sivu

Schema de lucru	Produse	Extracţia de concentrat		Conţinut de pierderi la calcinare		Extracţia de pierderi la calcinare	
		v %	v_{cum} %	c %	c_{med} %	m %	m_{cum} %
Fig. 7	C_{1r}	4,9	4,9	64,0	64,0	25,4	25,4
	C_{2r}	3,4	8,3	61,8	63,1	17,0	42,4
	C_{3r}	4,1	12,4	50,5	58,9	16,8	59,2
	B_r	17,5	29,9	6,8	28,5	9,7	68,9
	B	70,1	100,0	5,5	12,4	31,1	100,0
	A	100,0		12,4		100,0	

TABELUL 13

Rezultatele încercărilor de reflotare — proba Sivu

Schema de lucru	Produse	Extracţia de concentrat		Conţinutul de pierderi la calcinare		Extracţia de pierderi la calcinare	
		v %	v_{cum} %	c %	c_{med} %	m %	m_{cum} %
Fig. 8	$C>0{,}10$ mm	1,2	1,2	77,9	77,9	7,6	7,6
	C_{1r}	0,8	2,0	72,2	75,6	4,7	12,3
	C_{2r}	2,5	4,5	75,1	75,4	15,3	27,6
	C_{3r}	1,7	6,2	55,7	70,0	7,7	35,3
	B_{1r}	4,8	11,0	25,3	50,5	9,9	45,2
	B_{2r}	5,1	16,1	9,3	37,4	3,9	49,1
	B	83,9	100,0	7,4	12,3	50,9	100,0
	A	100,0		12,3		100,0	

Institutul Geologic al României

TABELUL 14

Rezultatele incercărilor de reflotare-proba Sivu

Schema de lucru	Produse	Extracţia de concentrat *a* %	Pierderi la calcinare PC		Carbon		Sulf
			Conţinut *c* %	Extracţie *m* %	Conţinut *c* %	Extracţie *m* %	Conţinut %
Fig. 9	Conc. finale $C_1 > 0,1$ mm	1,3	81,8	8,6	79,3	11,5	0,22
	C_{1r}	2,2	70,3	12,5	69,4	17,0	0,46
	C_{2r}	4,2	67,9	23,2	66,5	31,0	0,45
			70,9	44,3	69,5	59,5	0,41
	C_{3r}	2,8	47,2	10,7	44,7	13,9	0,71
	B_{2r}	9,6	11,0	8,6	7,9	8,5	1,51
	B_{1r}	5,1	6,8	2,8	3,8	2,1	1,15
	B	74,8	5,5	33,6	1,9	16,0	2,41
	A	100,0	12,3	100,0	9,0	100,0	2,04

TABELUL 15

Rezultatele incercărilor de reflotare-proba Sivu

Schema de lucru	Produse	Extracţia de concentrate *v* %	Pierderi la calcinare PC		Carbon	
			Conţinut *c* %	Extracţie *m* %	Conţinut *c* %	Extracţie *m* %
Fig. 10	Conc. finale $C'_1r > 0,075$mm	0,9	86,1	6,2	85,2	8,2
	$C_1 > 0,10$ mm	1,2	78,2	7,5	78,9	10,1
	C''_{1r}	4,3	77,1	26,5	74,5	34,3
			74,1	48,4	73,3	63,5
	C''_{2r}	1,5	60,3	7,2	60,2	9,7
	$C'_{2r} > 0,075$ mm	0,2	59,2	1,0	56,3	1,2
	B''_{1r}	1,8	34,7	5,0	32,4	6,2
	B''_{2r}	3,5	22,3	6,2	19,5	7,3
	B'_{1r}	4,8	6,9	2,7	3,4	1,8
	B	71,0	5,8	32,9	2,5	19,1
	B'_{1r}	10,8	5,6	4,8	1,8	2,1
	A	100,0	12,5	100,0	9,3	100,0

Institutul Geologic al României

TABELUL 16

Rezultatele încercărilor de reflotare-proba Sîvu

Schema de lucru	Produse	Extracţia de concentrat		Conţinut de pierderi la calcinare		Extracţia de pierderi la calcinare	
		v %	v cum. %	c %	c med. %	m %	m cum. %
Fig. 10	C_{2r}	2,8	2,8	72,2	72,2	16,5	16,5
	$B'r > 0,10$	0,5	3,3	68,3	71,6	2,8	19,3
	C_{1r}	1,6	4,9	66,9	70,1	8,7	28,0
	C_{3r}	1,8	6,7	45,3	64,0	7,0	35,0
	C_{4r}	0,5	7,2	38,8	62,3	1,6	36,6
	I_{1r}	3,9	11,1	28,7	50,5	9,1	45,7
	I_{2r}	6,4	17,5	25,6	41,4	13,3	59,0
	I_{3r}	2,6	20,1	24,2	39,1	5,1	64,1
	B_{1r}	3,5	22,6	18,4	36,9	3,7	67,8
	I_{4r}	2,2	24,8	10,5	34,5	1,9	69,7
	B_{2r}	1,8	26,6	6,8	32,6	1,0	70,7
	B_f	73,4	100,0	4,9	12,3	29,3	100,0
	A	100,0		12,3		100,0	

Considerînd că în flux continuu, prin reîntoarcerea în circuit a produselor intermediare, se mai poate recupera o parte din carbon, este posibil ca recuperarea totală să ajungă la cca 70 %. Concentratele de grafit de calitatea arătată mai conţin următoarele elemente :

Conţinuturi %					
C	S	Fe	P_2O_5	CaO	SiO_2
69,5	0,35	3,45	urme	1,63	16,92

Concluzii privind flotaţia grafitului din zona Sîvu. Cercetările informative de preparare s-au executat pe o probă de grafit colectată din zona Sîvu — fîşia I, cu conţinut de carbon de 8,8 % C.

Proba din zona Sîvu este asemănătoare din punct de vedere chimico-mineralogic cu proba din zona Cujba, cercetată anterior. Ele diferă în special prin conţinutul de carbon.

Încercările experimentale au arătat că prin flotaţie primară, se poate obţine un concentrat brut cu maximum 45 %C corespunzînd unor

Institutul Geologic al României

extracţii de carbon de 63% şi extracţii în greutate de cca 13%, produse intermediare cu cca 12% C şi sterile finale care mai conţin 1,8%C.

Prin diferite sisteme de reflotare s-a reuşit să se ridice calitatea concentratelor primare, obţinîndu-se concentrate finale cu conţinut mediu de 70—73% C, cu extracţii de carbon de cca 70%, fracţiunile cele mai curate avînd conţinut de 79—85%C.

Calitatea acestor concentrate din punct de vedere al conţinuturilor de carbon şi elemente nocive, corespunde cerinţelor impuse de diverşi consumatori.

Faţă de caracteristicile chimico-mineralogice ale probei cercetate şi de rezultatele cercetărilor experimentale, se poate spune că valorificarea tehnologică a rocilor cu grafit din zona Sîvu este posibilă în bune condiţiuni.

Trebuie menţionat faptul că rocile cu grafit din zona Sîvu prezintă dificultăţi la flotaţie, în special în faza flotaţiei primare, cînd se obţin rezultatele mult mai slabe decît în cazul rocilor din zona Cujba-Beleoaia. Aceste rezultate mai slabe, sînt probabil datorate, în mare măsură, conţinutului mult mai scăzut de carbon —8,8%— al rocilor din zona Sîvu.

Observaţiile referitoare la comportarea rocilor cu grafit din proba Cujba în faza de reflotare, se verifică şi în cazul rocilor cu grafit din zona Sîvu. Sfărîmarea intermediară anterioară reflotării, pune în evidenţă o fracţiune de grafit sub formă de solzi de foarte bună calitate (80—85% C), dar care reprezintă numai 1 — 1,5% din materialul original.

Concluzii generale

Cercetările informative de preparare au urmărit stabilirea posibilităţilor de valorificare a grafitului din regiunea Polovragi şi a comportării rocilor cu grafit în procesul tehnologic, atît în vederea orientării lucrărilor geologice în curs, cît şi în vederea executării unor cercetări viitoare pe probe colectate sistematic, din diferite sorturi şi zone ale zăcămîntului.

Probele care fac obiectul prezentei comunicări au fost colectate din zona Cujba-Beleoaia şi zona Sîvu.

Din punct de vedere chimico-mineralogic probele cercetate sînt asemănătoare, mineralizaţia de grafit fiind localizată în următoarele roci de bază : paragnaise cu grafit, micaşisturi cu grafit şi şisturi grafitoase sericito-cuarţoase.

Institutul Geologic al României

Grafitul se prezintă sub formă de agregate compacte cu structură predominant criptocristalină, agregate disperse cu structură microcristalină şi ca impregnaţii fine sub formă de pulbere.

Conţinuturile de carbon au fost mult diferite şi anume : 34,7 %C pentru proba din zona Cujba-Beleoaia şi 8,8 % C pentru proba din zona Sîvu.

Cercetările experimentale pe linie de flotaţie, au arătat că prin flotaţie primară se pot obţine :

A) în cazul probei din zona Cujba-Beleoaia :

concentrate cu cca 66 % C, extracţii de carbon de cca 96 % şi extracţii de concentrat de cca 50 % ;

sterile finale cu conţinut de cca 2,6 % C care reprezintă cca 4 % pierderi din carbonul total conţinut în materialul original ;

sau concentrate mai curate cu cca 72 % C şi extracţii de carbon de 87 % ;

B) în cazul probei din zona Sîvu :

concentrate cu cca 45 % C, extracţii de carbon de cca 63 % şi extracţii de concentrat de 13 % ;

produse intermediare cu 12 % C, extracţii de carbon de cca 22 % şi

sterile finale cu conţinut de cca 1,8 % C care reprezintă pierderi de cca 15 % din carbonul total conţinut în materialul original.

Prin diferite sisteme de reflotare a concentratelor primare, precedate de măcinare intermediară, s-a reuşit să se ridice calitatea concentratelor de grafit obţinîndu-se :

proba Cujba-Beleoaia : concentrate finale cu conţinut de 78 — 80 % C şi extracţii de carbon de cca 70—75 % ;

din proba Sîvu : concentrate finale cu 70—73 % C şi extracţii de carbon de cca 70 % ;

fracţiunile cele mai bogate atingînd 85—89 %C.

Indicii tehnologici obţinuţi în cazul probei din zona Cujba-Beleoaia sînt în orice caz mai buni, comparativ cu cei realizaţi în 1965 la instalaţia de flotaţie Baia de Fier, care prelucrează roci grafitoase cu conţinut apropiat — 31 %C.

Concentratele finale de grafit obţinute sînt de bună calitate, atît din punct de vedere al conţinutului de carbon cît şi al conţinutului de

Institutul Geologic al României

elemente nocive, ele satisfac condițiile tehnice impuse pentru diverse utilizări.

Comportarea rocilor cu grafit din cele două zone prospectate, este destul de asemănătoare, rezultatele mai slabe obținute în special la flotația primară în cazul rocilor din zona Sîvu se datoresc în mare măsură conținutului de carbon mult mai scăzut al probei din această zonă.

Concluziile finale ce se pot trage cu privire la posibilitățile de valorificare a rocilor cu conținut de grafit din zonele studiate sînt favorabile, aceste roci putînd fi valorificate tehnologic în bune condiții prin flotație.

BIBLIOGRAFIE

Damaschin Gh. (1964) Grafitul din regiunea Baia de Fier și acțiunile din ultima sută de ani, pentru descoperirea, studierea și valorificarea zăcămintelor exploatabile de grafit. *Revista Minelor* nr. 2, 1964, p. 98—104.

Eigheles M. A. (1952) Mehanicescoe obogașcenie nemetaliceskih rud. Moskva, *Promostroizdat*, p. 564—587.

Fișman M. A. (1953) Tehnologia substanțelor minerale utile. Traducerea din L. Rusă, Ed. Tehnică, p. 444—452.

Huber Panu I. (1961, 1963) Studii și cercetări de metalurgie, VI. 1, 67—83 (1961) și VIII, 3, 298—330 (1963).

Saueressig F. (1953) Graphit. Bergbautechnik, Heft 5 (Mai), p. 220—228.

Schanz J. J. and Werner, A. T. (1962) Sumary of the natural graphite industry with notes on recent trends. *Transactions Society of Mining Engineers*, December, 1962, vol. 223, p. 370—395.

Taggart A. F. (1960) Handbook of Mineral Dressing ores and industrial minerals. New-York — London, 1960, p. 38—40/3.

SUR LA PRÉPARATION DE CERTAINES ROCHES À GRAPHITE DE POLOVRAGI

PAR

I. HUBER PANU, B. GEORGESCU, ANGELA OPRESCU

(Résumé)

Les recherches de préparation ont poursuivi l'établissement des possibilités de la mise en valeur de certaines roches à graphite identifiées par les travaux d'exploration de la région de Polovragi.

Institutul Geologic al României

Cet ouvrage présente les recherches expérimentales effectuées sur des échantillons prélevés des zones de Cujba-Beleoaia et de Sîvu.

En ce qui concerne les caractéristiques chimiques et minéralogiques, les échantillons des deux zones sont semblables, la minéralisation de graphite étant localisée dans les roches suivantes : paragneiss à graphite, micaschistes à graphite et schistes graphiteux séricito-quartzeux.

Le graphite se présente sous forme d'agrégats cryptocristallins compacts, d'agrégats dispersés et comme poudre fine sous forme d'imprégnations.

Les teneurs en charbon ont été très différentes : 34,7 % C pour l'échantillon de la zone de Cujba-Beleoaia et 8,8 % C pour l'échantillon de la zone de Sîvu.

Les résultats des recherches expérimentales ont montré que par flotation primaire il est possible d'obtenir :

— de l'échantillon de la zone de Cujba-Beleoaia : des concentrés à 66 % C correspondant à des récupérations de charbon de 96 % et des sterils finals à 72 % C, la récupération de charbon étant de 87—88 % ;

— de l'échantillon de la zone de Sîvu : des concentrés à 45 % C avec une récupération de charbon de 63 %, des produits intermédiaires à 12 %C, correspondant à des récupérations de charbon de 22 % et des stérils finals à 1,8 %C.

Par différents systèmes de reflotation des concentrés primaires, précédés de broyages intermédiaires, on a réussi à élever la qualité des concentrés de graphite, en obtenant des concentrés finals à 70—80 % C, avec une récupération de charbon de 70—75 %, les fractions les plus riches ayant la teneur de 85—89 %C.

Les concentrés finals de graphite obtenus sont de bonne qualité autant en ce qui concerne la teneur en charbon que celle en éléments nocifs ; ils correspondent aux conditions demandées par les différentes utilisations industrielles.

Le comportement des roches à graphite des deux zones prospectées est pareil, les résultats plus faibles obtenus, spécialement en ce qui concerne la flotation primaire au cas des roches de la zone de Sîvu, étant dus surtout à la teneur réduite en charbon de l'échantillon prélevé dans cette zone.

Les conclusions finales qui s'en suivent en ce qui concerne les possibilités de la mise en valeur des roches à graphite des zones envisagées sont favorables ; ces roches peuvent être mises en valeur au point de vue technologique en bonnes conditions par flotation.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/3 (1965 — 1966)

PREPARAREA SUBSTANŢELOR MINERALE UTILE

CONTRIBUŢII LA STUDIUL PREPARĂRII MINEREULUI DE MOLIBDEN DE LA SĂVÎRŞIN[1]

DE

I. HUBER PANU, C. PANDELESCU, CR. MUŞĂŢEANU[2]

Abstract

Contributions to the Study of the Preparation of the Săvîrşin Molybdenum Ore. The authors present the research work by means of which the conditions and technological scheme for the preparation of the Săvîrşin molybdenum ore have been determined. Thus by apllying a technological scheme comprising primary flotation and a six-fold reflotation, after previous regrinding of both the rough concentrate and the intermediate products proceeding from the reflotation of the rough concentrate, starting from ore containing 0.10—0.12% Mo and about 28% pyrite, molybdenum concentrate containing about 50% Mo and pyrite concentrate containing about 42% S were obtained with a recuperation of about 84% for Mo and about 86% for S.

Mineralizaţia din regiunea Săvîrşin este localizată în granodiorite fiind de natură filoniană. Din lucrările de explorare executate rezultă că în corpul granodioritic se găseşte un sistem de filoane de cuarţ cu molibdenit şi pirită cu direcţia NS şi EW.

Studiul mineralogic [3] a arătat că mineralizaţia este reprezentată, în ordinea frecvenţei, prin următoarele minerale metalice : pirită, calcopirită, molibdenit, galenă. Aceste minerale metalice sînt asociate cu cuarţ foarte larg cristalizat, de culoare cenuşie-albicioasă sau cenuşie-albăstruie.

[1]) Comunicare prezentată în şedinţa din 6 mai 1966.

[2]) Institutul Geologic — Bucureşti. Şos. Kiseleff nr. 55.

[3]) G. Hristescu, M. Iacobescu . Consideraţiuni asupra probei tehnologice de la şantierul ISEM-Săvîrşin. 1965. Arh. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Pirita apare în general sub formă de cuiburi, alcătuite din cristale de dimensiuni variabile (cuprinse între 0,22/0,3 — 0,6/0,75 mm). Alături de pirită mai apare cu totul sporadic calcopirită, de regulă în plaje.

Molibdenitul se prezintă de regulă sub formă de agregate lamelare sau solzoase ale căror dimensiuni maxime ating 0,22/0,52 mm. În genere apare asociat cu pirita, pătrunzînd în crăpăturile acesteia sub formă de pinteni, pentru ca alteori să fie situat la periferia piritei, pe care o mulează.

Galena are un caracter cu totul sporadic, prezentîndu-se în cristale allotriomorfe cu diametrul maxim de 0,3/0,9 mm.

Mineralele nemetalice sînt reprezentate prin cuarţ şi cu totul subordonat prin carbonaţi. Cuarţul formează granule mari cu conture neregulate, cu dimensiuni între care predomină cele de 1,2/1,5—1,15/3,00 mm. Carbonatul se găseşte în cantităţi reduse, fie dispus pe fisuri, fie sub forma unor cuiburi fin granulare (dimensiunea maximă de 0,10/0,13 mm) asociate de regulă cu molibdenit, mai rar cu pirită.

Asupra posibilităţilor de preparare a minereului cu conţinut de molibden de la Săvîrşin au mai fost efectuate studii, în ultimii 10—15 ani, de către Institutul de cercetări miniere şi Sectorul de cercetări al Trustului minier — Baia Mare.

Astfel, în anul 1953, s-a executat în cadrul ICEMIN-ului un studiu preliminar de preparare asupra unei probe de minereu cu conţinut de molibden colectată din lucrările miniere efectuate la valea Ciumanilor — Săvîrşin.[4]

Proba a prezentat în principal următoarele conţinuturi: 0,093 — 0,094 % Mo; 79,5 %SiO_2; 0,03 % Cu; 4,40 %Fe; 3,91 %S.

Aplicîndu-se o schemă tehnologică ce a constat din flotaţia primară a minereului brut măcinat integral la 0,16 mm, cu obţinerea unui steril final şi a unui prim concentrat, care după ce s-a reflotat o singură dată a fost remăcinat la 0,06 mm, după care a fost supus unui număr de 5 reflotări, s-a obţinut în final un concentrat cu 32,5 %Mo, la o extracţie de Mo de ordinul a 68—69%

În anul 1959 Sectorul de cercetări al Trustului minier — Baia Mare a studiat posibilităţile de preparare a minereului de molibden de la Săvîrşin, atît în faza de laborator cît şi în faza pilot. Proba cu care s-au efectuat

[4]) I. Huber Panu, C. Pandelescu, V. Pitner. Studiu preliminar al compoziţiei chimico-mineralogice şi al preparabilităţii unei probe de minereu de molibden din zăcămîntul Săvîrşin. 1963. ICEMIN, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

cercetările a fost colectată din haldele formate din minereul produs prin lucrările miniere de deschidere executate în sectorul valea Ciumanilor — Săvîrşin. Se menţionează că minereul din aceste halde era constituit numai din material filonian curat, fără roca înconjurătoare, care după escavare a fost îndepărtată prin claubaj. Proba a avut următoarele conţinuturi : 0,123 % Mo ; 0,021 % Cu ; 2,22 %S. Avînd la bază rezultatele studiului de laborator, s-a trecut la executarea fazei pilot[5], care a arătat că prin aplicarea unei scheme tehnologice constînd din flotaţia primară a minereului măcinat grob (30—35 %—0,075 mm,) cu eliminarea unui steril final şi obţinerea unui concentrat brut, ce se supune apoi unor operaţii succesive de remăcinare (în număr de patru) şi reflotare (în număr de şase) se obţine în final un concentrat cu 48,4 % Mo, la o extracţie de Mo de 74 %.

Scopul prezentei lucrări a fost de a da o justificare tehnologică executării unor lucrări geologice de explorare, în vederea delimitării rezervelor şi conţinutului mediu de molibden al zăcămîntului de la Săvîrşin şi ca urmare a stabilirii oportunităţii exploatării şi valorificării acestui zăcămînt.

Proba cu care s-au făcut cercetările experimentale a fost colectată de I.S.E.M. în cursul anului 1959 din şantierul Săvîrşin — sectorul valea Belorei.

Analiza chimică elementară a probei cercetate a indicat următoarele conţinuturi :

%		%	
SiO_2	67,55	Ce + Th	lipsă
(Fe)	14,60	V	urme
Fe_2O_3	20,87	Cr	0,025
Mn	1,90	Ni	urme
CaO	2,83	Co	urme
MgO	0,97	Bi	lipsă
TiO_2	lipsă	As	0,019
Al_2O_3	lipsă	Na_2O	0,135
Cu	0,02	K_2O	0,36
Pb	urme	Ge	lipsă
Zn	lipsă	Sb	lipsă
S	13,7%	Mo	0,10—0,12
Hg	lipsă	Zr	lipsă
		P.C.	9,52

[5]) Trustul minier Baia Mare. Sectorul de cercetări. Studiul preparabilităţii minereului de molibden de la Săvîrşin (faza pilot). 1959.

Institutul Geologic al României

Se observă că această probă a avut un conţinut de 28—29 % pirită, faţă de conţinutul de 5—8 % pirită cît au avut probele ce au stat la baza studiilor anterioare.

Cercetări experimentale de preparare

Analiza chimică şi studiul mineralogic arată că minereul supus cercetării conţine ca minerale valorificabile molibdenitul (0,17—0,20 %) şi pirita (28—29 %), singura metodă de concentrare posibilă de aplicat fiind flotaţia.

Dat fiind conţinutul scăzut de molibden din minereu, prin cercetările experimentale efectuate s-a urmărit în prima etapă obţinerea unui concentrat brut de molibdenit şi a unui steril cît mai sărac în molibden, care să fie prelucrat în continuare pentru recuperarea piritei.

Într-o a doua etapă s-a urmărit stabilirea condiţiilor de prelucrare a concentratului brut de molibdenit, în vederea obţinerii unui concentrat final cît mai bogat în molibden, cu o recuperare corespunzătoare.

Determinarea condiţiilor optime la flotaţia primară. Pe baza unor încercări preliminare s-a stabilit ca la experimentările de flotaţie primară să se aplice schema din fig. 1, conform căreia se realizează o flotaţie de molibdenit în patru trepte, cu obţinerea unui steril sărac în Mo (care urmează să fie prelucrat în continuare pentru recuperarea piritei) şi a unui concentrat care se reflotează o singură dată, pentru a se obţine un concentrat brut de Mo şi un produs intermediar (acesta din urmă, în condiţiile unei flotaţii continui, se va reintroduce în circuit la prima treaptă de flotaţie).

Experimentările efectuate, la care s-au variat o serie de parametrii : ca gradul de măcinare, cantitatea de colector, tipul şi cantitatea de spumant, tipul şi cantitatea de reactiv alcalinizator, cantitatea de silicat de sodiu, au permis următoarele constatări :

Încercările de flotaţie cu diferite fineţi ale materialului de alimentare, şi anume măcinări la —0,25 mm; —0,16 mm şi —0,10 mm, au arătat, conform rezultatelor prezentate în tabelul 1, că pierderile de molibden în steril scad cu fineţea măcinării, de la 8,9 % cît au fost în cazul măcinării la 0,25 mm, la 4,9 %, în cazul măcinării la 0,10 mm, această măcinare apă-

Institutul Geologic al României

rînd deci ca optimă; s-a considerat totuşi ca fiind indicată măcinarea la 0,16 mm, deoarece, după cum se poate vedea din tabelul 1, pierderile de molibden în steril sînt de valori apropiate în cazul măcinării la 0,16 mm (6,4%), faţă de măcinarea la 0,10 mm (4,9%);

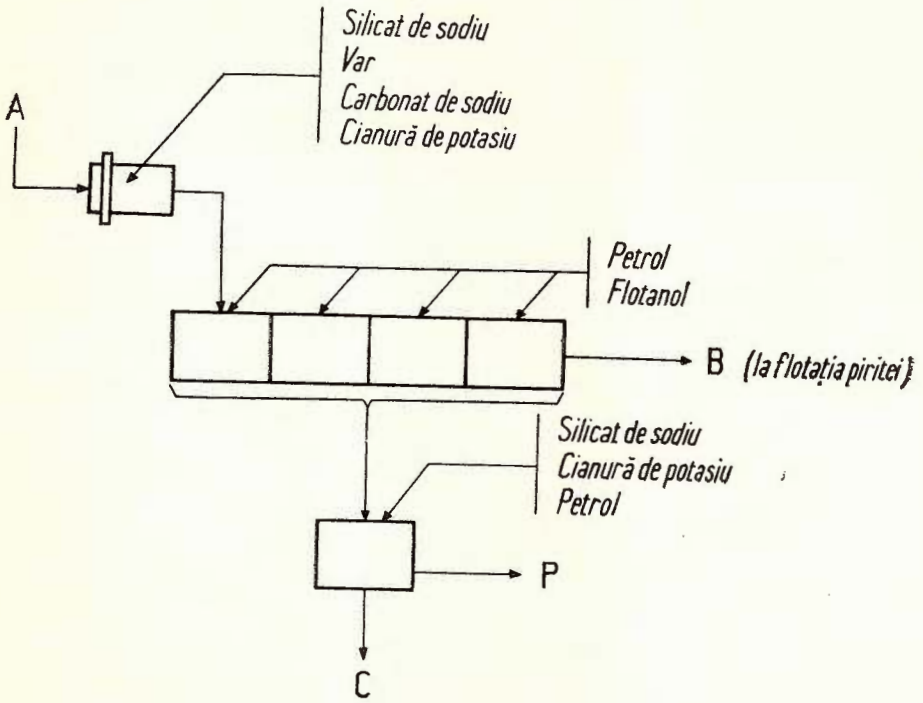


Fig. 1. — Schema flotaţiei primare.
Schéma de la flottation primaire.

În cadrul experimentărilor de flotaţie executate s-a folosit ca reactiv colector pentru molibdenit, petrolul lampant.

Rezultatele obţinute la încercările efectuate cu cantităţi de petrol care au variat între 0—488 g/t, prezentate în tabelul 2, arată că extracţia de molibden în concentrat creşte sensibil cu creşterea cantităţii de petrol folosite, pînă la un consum de 350 g/t petrol, după care ea rămîne practic constantă;

Institutul Geologic al României

Tabelul 1

Rezultatele flotaţiei funcţie de gradul de măcinare al minereului

Fineţea măcinării	Produse	Extracţia de concentrat *v* %	Conţinut de Mo *c* %	Extracţia de Mo *m* %
	C — Conc.	0,74	10,7	83,5
	P — Pr. interm.	3,09	0,24	7,6
— 0,25 mm	C + P	3,83	2,26	91,1
	B — Steril	96,17	0,009	8,9
	A — Aliment.	100,00	0,096	100,0
	C — Conc.	0,98	9,10	88,7
	P — Pr. interm.	4,0	0,14	5,6
— 0,16 mm	C + P	4,98	1,91	94,3
	B — Steril	95,02	0,0067	6,4
	A — Aliment.	100,00	0,10	100,0
	C — Conc.	1,33	6,7	89,1
	P — Pr. interm.	4,92	0,12	6,0
— 0,10 mm	C + P	6,25	1,52	95,1
	B — Steril	98,67	0,005	4,9
	A — Aliment.	100,00	0,10	100,0

Condiţii de lucru

a) la prima flotare
- măcinare...
- diluţia 1 :2,5 (S :L)
- reactivi

în moară :
silicat de sodiu : 1500 g/t
var : 1500 g/t
cianură de potasiu : 250 g/t
în celula de flotaţie :
petrol : 350 g/t
flotanol : 72 g/t
- pH : 8,5
- timp condiţionare : 20′
- timp flotare : 22′

b) la reflotarea primului concentrat
- reactivi

silicat de sodiu : 200 g/t
cianură de potasiu : 20 g/t
petrol : 25 g/t
- timp condiţionare : 6′
- timp flotare : 10′

S-au efectuat experimentări de flotaţie la care s-au folosit ca spumanţi : uleiul de transformator, phosocrezol B, flotanol (toţi de fabricaţie românească) şi aerofloat 31 (din import). Cantităţile folosite în fiecare caz au fost determinate prin încercări la care s-a ţinut seama de necesitatea

Institutul Geologic al României

obţinerii unei spume suficient de bogate şi persistente. După cum se vede din tabelul 3, rezultatele cele mai bune — respectiv extracţia optimă de molibden în concentrat — s-au obţinut în cazul folosirii ca spumant a flotanolului;

Pentru crearea unui mediu alcalin favorabil flotaţiei molibdenului, s-au executat încercări de flotaţie la care s-au folosit ca reactivi alcalinizatori varul şi carbonatul de sodiu; încercările efectuate cu diferite cantităţi de var (ce au variat între 0—2 kg/t) au arătat că varul nu are o acţiune favorabilă asupra flotaţiei molibdenitului, decît în măsura în care prezenţa varului în tulbureală favorizează producerea unei spume suficient de abundente şi persistente (care nu s-a putut constata în absenţa varului, sau s-a constatat într-o măsură redusă la cantităţi mici de var). Aşa cum reiese din tabelul 4, rezultatele cele mai favorabile s-au obţinut la un consum de 1,5 kg/t var. Creşterea consumului de var peste această cantitate provoacă o scădere bruscă a extracţiei de molibdenit în concentrat; aceasta se poate explica prin aceea că varul avînd o puternică acţiune floculantă, provoacă flocularea particulelor fine de gangă, antrenînd şi particulele mai mici de molibden, care în acest fel se pierd în steril.

Încercările cu diferite cantităţi de carbonat de sodiu (între 0—3 kg/t), ale căror rezultate sînt prezentate în tabelul 5, au arătat că acest reactiv are o acţiune favorabilă asupra flotaţiei molibdenitului, ducînd la o creştere sensibilă a conţinutului de Mo în concentrat; remarcăm însă că extracţia de Mo în concentrat nu se mai menţine la acelaşi nivel ca în cazul varului. Aceasta se datoreşte faptului că în prezenţa carbonatului de sodiu şi în absenţa varului, spuma se prezintă insuficient de abundentă şi persistentă. Contîndu-se pe avantajele obţinute în cazul adăugirii separate a varului şi carbonatului de sodiu, s-au executat încercări la care s-au utilizat ambii reactivi, în diferite cantităţi (0,5—2 kg/t var şi 1—2 kg/t carbonat de sodiu). Se observă (tabelul 6) că prin folosirea combinată a acestor reactivi s-au obţinut rezultate superioare acelora obţinute în cazul utilizării lor separate.

Experimentările de flotaţie cu diferite cantităţi de silicat de sodiu (0,5—2 kg/t) au indicat (tabelul 7) un consum optim de 1500 g/t silicat de sodiu, consumurile mai ridicate influenţînd defavorabil extracţia de molibden în concentrat.

Experimentările efectuate au arătat că în final, prin aplicarea schemei din fig. 1 şi a condiţiilor de lucru menţionate, se poate obţine un con-

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Rezultatele flotaţiei funcţie de cantitatea de petrol folosită

Cantitatea de petrol g/t	Produse	Extracţia de concentrat *v* %	Conţinut de Mo *c* %	Extracţia de Mo *m* %
—	C — Conc.	1,10	5,59	57,0
	P — Pr. interm.	3,78	0,19	6,7
	C + P	4,88	1,41	63,7
	B — Steril	95,12	0,041	36,3
	A — Alimentare	100,00	0,108	100,0
200	C — Conc.	0,82	8,84	76,0
	P — Pr. interm.	3,70	0,24	9,2
	C + P	4,52	1,81	85,2
	B — Steril	95,48	0,015	14,8
	A — Alimentare	100,00	0,096	100,0
350	C — Conc.	1,11	7,83	87,0
	P — Pr. interm.	3,82	0,14	5,3
	C + P	4,93	1,87	92,3
	B — Steril	95,07	0,009	7,7
	A — Alimentare	100,00	0,101	100,0
488	C — Conc.	0,98	8,68	86,0
	P — Pr. interm.	3,60	0,20	7,27
	C + P	4,58	2,02	93,27
	B — Steril	95,42	0,006	6,73
	A — Alimentare	100,00	0,099	100,00

Condiţii de lucru

a) la prima flotare
- măcinare : —0,16 mm
- diluţia : 1 :2,5 (S : L)
- reactivi
  în moară :
  silicat de sodiu : 1500g/t
  var : 1500 g/t
  cianură de potasiu : 250 g/t
  în celula de flotaţie :
  petrol...
  flotanol : 72 g/t
- pH: 8,5
- timp condiţionare : 20′
- timp flotare : 22′

b) la reflotarea primului concentrat
- reactivi :
  silicat de sodiu : 200 g/t
  cianură de potasiu : 20 g/t
  petrol : 25 g/t
- timp condiţionare : 6′
- timp flotare : 10′

Institutul Geologic al României

TABELUL 3

Rezultatele flotației funcție de felul și cantitatea de spumant folosită

Spumantul și cantitatea folosită	Produse	Extracția de concentrat v %	Conținut de Mo c %	Extracția de Mo m %
Aerofloat 31 24 g/t	C — Conc.	0,92	9,23	78,7
	P — Pr. interm.	3,58	0,33	10,9
	C + P	4,50	2,14	89,6
	B — Steril	95,50	0,012	10,4
	A — Alimentare	100,00	0,108	100,0
Ulei de transformator 72 g/t	C — Conc.	0,67	11,63	70,2
	P — Pr. interm.	3,14	0,39	11,0
	C + P	3,81	2,37	81,2
	B — Steril	96,19	0,022	18,8
	A — Alimentare	100,00	0,111	100,0
Phosocresol B 72 g/t	C — Conc.	0,915	8,58	72,0
	P — Pr. interm.	3,25	0,27	8,0
	C + P	4,165	2,10	80,0
	B — Steril	95,835	0,023	20,0
	A — Alimentare	100,00	0,109	100,0
Flotanol 72 g/t	C — Conc.	0,975	9,10	88,7
	P — Pr. interm.	4,0	0,14	5,6
	C + P	4,975	1,89	94,3
	B — Steril	95,025	0,0067	6,4
	A — Alimentare	100,00	0,100	100,0

Condiții de lucru

a) la prima flotare
- măcinare : —0,16 mm
- diluția : 1 :2,5 (S :L)
- reactivi
  în moară :
  silicat de sodiu :1500 g/t
  var : 1500 g/t
  cianură de potasiu : 250 g/t
  în celula de flotație :
  petrol : 350 g/t
  spumant...
- pH : 8,5
- timp condiționare : 20'
- timp flotare : 22'

b) la reflotare a primului concentrat
- reactivi :
  silicat de sodiu : 200 g/t
  cianură de potasiu :20 g/t
  petrol :25 g/t
- timp condiționare : 6'
- timp flotare : 10'

Institutul Geologic al României

TABELUL 4

Rezultatele flotaţiei funcţie de cantitatea de var folosită

Cantitatea de var g/t	Produse	Extracţia de concentrat *v* %	Conţinut de Mo c %	Extracţia de Mo *m* %
—	C — Conc.	0,73	11,50	81,2
	P — Pr. interm.	2,40	0,49	11,2
	C + P	3,13	3,07	92,4
	B — Steril	96,87	0,008	7,6
	A — Alimentare	100,00	0,104	100,0
500	C — Conc.	0,97	7,94	79,2
	P — Pr. interm.	3,22	0,39	12,9
	C + P	4,19	2,14	92,1
	B — Steril	95,81	0,008	7,9
	A — Alimentare	100,00	0,097	100,0
1000	C — Conc.	1,41	6,75	81,7
	P — Pr. interm.	3,11	0,37	10,1
	C + P	4,52	2,36	91,8
	B — Steril	95,45	0,01	8,2
	A — Alimentare	100,00	0,116	100,0
1500	C — Conc.	1,11	7,83	87,0
	P — Pr. interm.	3,82	0,14	5,3
	C + P	4,93	1,87	92,3
	B — Steril	95,07	0,009	7,7
	A — Alimentare	100,00	0,101	100,0
2000	C — Conc.	1,82	3,85	70,0
	P — Pr. interm.	4,12	0,36	14,5
	C + P	5,94	1,44	84,5
	B — Steril	94,06	0,017	15,4
	A — Alimentare	100,00	0,101	100,0

Condiţii de lucru

a) la prima flotare
- măcinare : —0,16 mm
- diluţia 1 :2,5 (S :L)
- reactivi
  în moară
  silicat de sodiu ; 1500 g/t
  var...
  cianură de potasiu 250 g/t
  în celula de flotaţie :
  petrol : —350 g/t
- pH : 8,5
- timp condiţionare : 20′
- timp flotare : 22′

b) la reflotarea primului concentrat
- reactivi :
- silicat de sodiu : 200 g/t
  cianură de potasiu : 20 g/t
  petrol 25 g/t
- timp condiţionare : 6′
- timp flotare : 10′

Institutul Geologic al României

TABELUL 5

Rezultatele flotației în funcție de cantitatea de carbonat de sodiu folosit

Cantitatea de CO_3Na_2 g/t	Produse	Extracția de concentrat *v* %	Conținut de Mo *c* %	Extracția de Mo *m* %
—	C — Conc.	0,73	11,50	81,20
	P — Pr. interm.	2,40	0,49	11,20
	C + P	3,13	3,07	92,40
	B — Steril	96,87	0,008	7,60
	A — Alimentare	100,00	0,104	100,00
1000	C — Conc.	1,07	9,17	82,90
	P — Pr. interm.	3,88	0,28	9,15
	C + P	5,58	1,98	92,05
	B — Steril	95,05	0,01	7,95
	A — Alimentare	100,00	0,119	100,00
2000	C — Conc.	0,40	21,78	74,50
	P — Pr. interm.	1,56	0,92	14,60
	C + P	1,96	5,32	89,10
	B — Steril	99,60	0,013	10,90
	A — Alimentare	100,00	0,117	100,00
3000	C — Conc.	0,484	19,20	80,3
	P — Pr. interm.	1,581	0,63	8,6
	C + P	2,065	4,95	88,90
	B — Steril	97,935	0,013	11,10
	A — Alimentare	100,00	0,115	100,00

Condiții de lucru

a) la prima flotare
- măcinare : —0,16 mm
- diluția 1 : 2,5 (S :L)
- reactivi
  în moară :
  silicat de sodiu : 1500 g/t
  carbonat de sodiu...
  cianură de potasiu : 250 g/t
  în celula de flotație :
  petrol : 350 g/t
  flotanol : 72 g/t
- pH : 8,5
- timp condiționare : 20′
- timp flotare : 22′

b) la reflotarea primului concentrat
- reactivi
  silicat de sodiu : 200 g/t
  cianură de potasiu : 20 g/t
  petrol : 25 g/t
- timp condiționare : 6′
- timp flotare : 10″

Institutul Geologic al României

TABELUL 6

Rezultatele flotaţiei funcţie de cantităţile de reactivi alcalinizatori folosiţi

Cantitatea de reactiv... g/t		Produse	Extracţia de concentrat *v* %	Conţinut de Mo *c* %	Extracţia de Mo *m* %
		C — Conc.	1,44	7,5	88,6
Var :	500	P — Pr. interm.	3,64	0,2	5,95
CO_3Na_2 :	1000	C + P	5,08	1,99	94,55
		B — Steril	94,92	0,007	5,45
		A — Alimentare	100,00	0,122	100,00
		C — Conc.	1,32	8,49	90,00
Var :	1000	P — Pr. interm.	3,34	0,18	5,00
CO_3Na_2 :	1000	C + P	4,66	2,32	95,00
		B — Steril	95,34	0,0065	5,00
		A — Alimentare	100,00	0,124	100,00
		C — Conc.	2,38	4,75	90,50
Var :	1500	P — Pr. interm.	5,06	0,125	5,10
CO_3Na_2 :	1000	C + P	7,44	1,60	95,60
		B — Steril	92,56	0,006	4,40
		A — Alimentare	100,00	0,113	100,00
		C — Conc.	1,10	8,40	81,20
Var :	1500	P — Pr. interm.	5,03	0,275	12,30
CO_3Na_2 :	2000	C + P	6,13	1,74	93,50
		B — Steril	93,87	0,0075	6,50
		A — Alimentare	100,00	0,113	100,00

Condiţii de lucru

a) la prima flotare
- măcinare : —0,16 mm
- diluţia 1 :2,5 (S :L)
- reactivi
  în moară :
  silicat de sodiu : 1500 g/t
  var...
  carbonat de sodiu...
  cianură de potasiu : 250 g/t
  în celula de flotaţie :
  petrol : 350 g/t
  flotanol : 72 g/t
- pH : 8,5
- timp condiţionare : 20′
- timp flotare : 22′

b) la reflotarea primului concentrat
- reactivi
  silicat de sodiu : 200 g/t
  cianură de potasiu : 20 g/t
  petrol : 25 g/t
- timp condiţioanre : 6′
- timp flotare : 10′

Institutul Geologic al României

TABELUL 7

Rezultatele flotației funcție de cantitatea de silicat de sodiu folosită

Cantitatea de SiO_3Na_2 g/t	Produse	Extracția de concentrat *v* %	Conținut de Mo *c* %	Extracția de Mo *m* %
500	C — Conc.	2,20	4,09	73,5
	P — Pr. Interm.	4,30	0,39	15,4
	C + P	6,50	1,65	88,9
	B — Steril	93,50	0,014	11,1
	A — Alimentare	100,00	0,122	100,00
1000	C — Conc.	2,53	4,22	84,3
	P — Pr. interm.	3,76	0,23	6,8
	C + P	6,29	1,70	91,1
	B — Steril	93,71	0,012	8,9
	A — Alimentare	100,00	0,127	100,00
1500	C — Conc.	1,11	7,83	87,00
	P — Pr. interm.	3,82	0,14	5,30
	C + P	4,93	1,87	92,30
	B — Steril	95,07	0,009	7,70
	A — Alimentare	100,00	0,101	100,00
2000	C — Conc.	1,79	5,67	83,50
	P — Pr. interm.	3,69	0,25	7,52
	C + P	5,48	2,04	91,02
	B — Steril	94,52	0,011	8,98
	A — Alimentare	100,00	0,122	100,00

Condiții de lucru

a) la prima flotare
- măcinare: —0,16 mm
- diluția 1 :2,5 (S :L)
- reactivi
  în moară:
  silicat de sodiu...
  var: 1500 g/t
  cianură de potasiu: 250 g/t
  în celula de flotație:
  petrol: 350 g/t
  flotanol: 72 g/t
- pH: 8,5
- timp condiționare: 2'
- timp flotare: 22'

b) la reflotarea primului concentrat
- reactivi
  silicat de sodiu: 200 g/t
  cianură de potasiu: 20 g/t
  petrol: 25 g/t
- timp condiționare: 6'
- timp flotare: 10'

Institutul Geologic al României

centrat brut de molibden cu cca 7—8 % Mo, extracţia de concentrat fiind de cca 1,5 % iar extracţia de molibden în concentrat de cca 90 %.

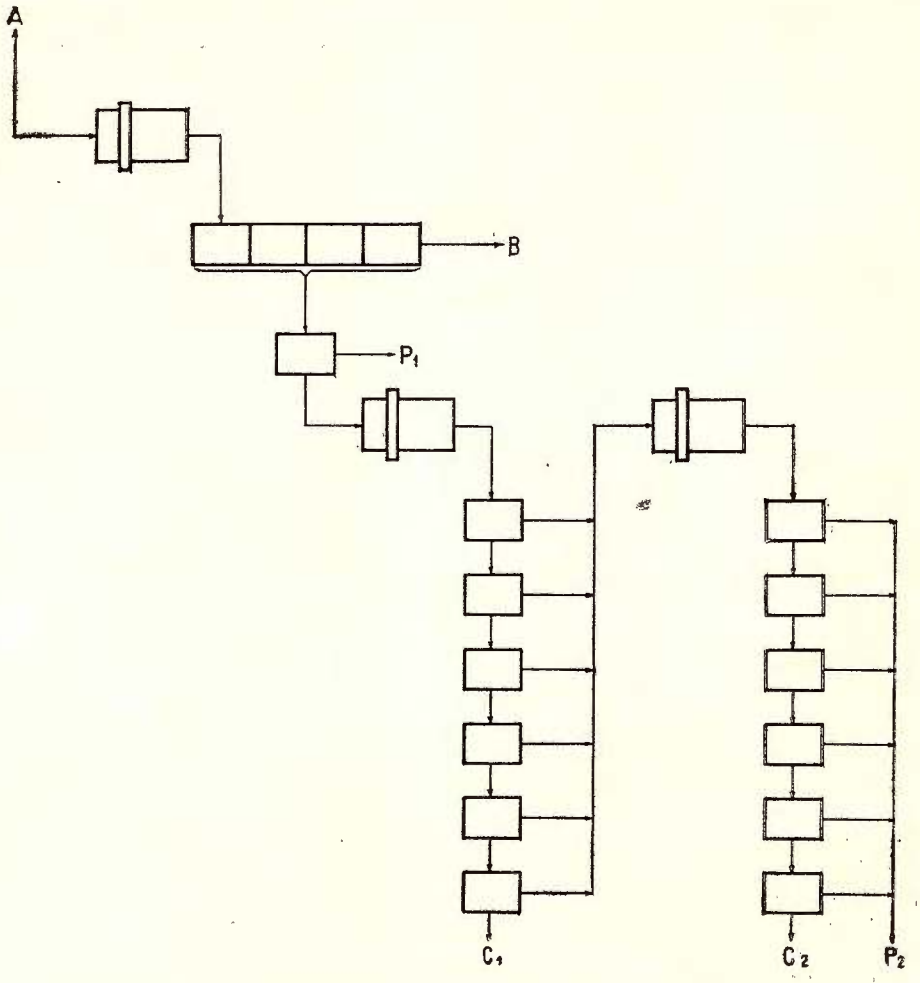


Fig. 2. — Schema de prelucrare a concentratului brut de molibden.
Schéma de la préparation du concentré brut de molybdène.

Încercările efectuate în scopul recuperării piritei din sterilul de la flotaţia primară a molibdenitului au arătat că prin aplicarea unui regim adecvat de flotaţie (3750 g/t acid sulfuric, 75 g/t xantat etil de potasiu, 44 g/t flotanol) se poate recupera un concentrat de pirită cu cel puţin

Institutul Geologic al României

TABELUL 8

Rezultatele flotației primare urmată de remăcinare și 6 reflotări

Produse	Extracția de concentrat *v* %	Conținut de Mo *c* %	Extracția de Mo *m* %
C_1 — Conc. Mo 1	0,136	52,75	65,80
C_2 — Conc. Mo 2	0,030	40,09	11,70
$C_1 + C_2$	0,166	50,70	77,50
P_1 — Pr. interm. 1	4,520	0,12	4,97
P_2 — Pr. interm. 2	1,236	1,84	9,77
B — Steril	94,078	0,009	7,76
A — Alimentare	100,000	0,109	100,00

Condiții de lucru

A) *Flotația primară*

a) prima flotare
- măcinare : —0,16 mm
- diluția : 1 :2,5 (S :L)
- reactivi

în moară :
silicat de sodiu : 1500 g/t
var : 1500 g/t
carbonat de sodiu 1000 g/t
cianură de potasiu : 250 g/t
în celula de flotație :
petrol : 350 g/t
flotanol : 72 g/t

- pH : 8,5
- timp condiționare : 20′
- timp flotare : 22′

b) reflotarea primului concentrat
- reactivi

silicat de sodiu : 200 g/t
cianură de potasiu : 20 g/t
petrol : 25 g/t

- timp condiționare : 6′
- timp flotare :10′

B) *Reflotări*
- reactivi

cianură de potasiu :
6 130 g/t concentrat brut
(86 g/t minereu)
sulfură de sodiu :
9 300 g/t concentrat brut
(130 g/t minereu)
silicat de sodiu:
11 300g/t concentrat brut
(159 g/t minereu)
petrol: 1 430 g/t concentrat brut
(20 g/t minereu)

41 % S la o extracție în sulf de cca 86 % și o extracție de concentrat de cca 25 %.

Determinarea condițiilor optime la reflotarea concentratului brut de molibden. Pentru a obține în final un concentrat cît mai bogat în

Institutul Geologic al României

molibden, s-au efectuat experimentări de reflotare a concentratului brut de molibden, după diferite scheme şi în diferite condiţii de reactivi. Reactivii utilizaţi la aceste experimentări au fost silicatul de sodiu, pentru depresarea mineralelor de gangă, sulfura de sodiu pentru depresarea calcopiritei, cianura de potasiu pentru depresarea calcopiritei şi piritei, petrolul drept colector (S. I. Polkin, 1956; A. Taggart, 1960; R. W. Hernlund, 1961). Experimentările au arătat că pentru a putea obţine un produs final de calitate corespunzătoare, sînt necesare cel puţin 5—6 reflotări ale produsului primar.

Schemele după care au fost executate aceste experimentări au constat din reflotarea, de 6 ori, a concentratului brut, cu sau fără remăcinarea prealabilă a acestuia, obţinîndu-se un concentrat final şi produse intermediare, care la rîndul lor au fost reflotate de 6 ori, cu sau fără aplicarea în prealabil a unei operaţii de remăcinare.

Prin aplicarea schemei din fig. 2, cuprinzînd reflotarea de 6 ori — după remăcinarea prealabilă — atît a concentratului brut cît şi a produselor intermediare de la reflotarea concentratului brut, s-a putut obţine în final (tabelul 8) un concentrat de molibden cu cca 50% Mo, care mai conţine 0,5% Cu, extracţia de concentrat fiind de cca 0,16%, iar extracţia de Mo în concentrat de cca 77%. Considerînd că prin recircuitarea produselor intermediare de la flotaţia primară şi de la reflotare se recuperează cel puţin jumătate din molibdenul conţinut, se poate aprecia extracţia finală de molibden la 83—85%.

Pentru a avea o imagine mai completă asupra calităţii concentratului de Mo obţinut, s-au analizat şi alte elemente, considerate ca nocive într-un asemenea concentrat; rezultatul analizei prezentat în tabelul 9

TABELUL 9

Calitatea concentratelor de molibden produse în unele ţări

Ţara	Conţinuturi %				
	Mo	SiO_2	Cu	P	As
S.U.A	50	8,7	0,28	urme	urme
Canada	48,5	12,6	0,4	0,02	0,20
Australia	58,5	0,96	0,6	0,04	0,30
Suedia	59,0	1,67	0,14	—	0,14
Conc. Mo Săvîrşin	50,6	3,74	0,28	urme	0,07

Institutul Geologic al României

comparativ cu compoziţia unor concentrate de Mo produse în alte ţări, ne permite să observăm că concentratul de Mo obţinut în urma cercetărilor efectuate este de calitate foarte apropiată de aceea a concentratelor de Mo produse în ţări ca U.R.S.S., S.U.A., Canada.

Concluzii

Cercetările de preparare au fost efectuate asupra unei probe colectată în cursul anului 1959 din şantierul Săvîrşin — sectorul valea Belorei, care a conţinut ca minerale valorificabile molibdenit (0,10—0,12% Mo) şi pirită (14,6% Fe; 13,7% S).

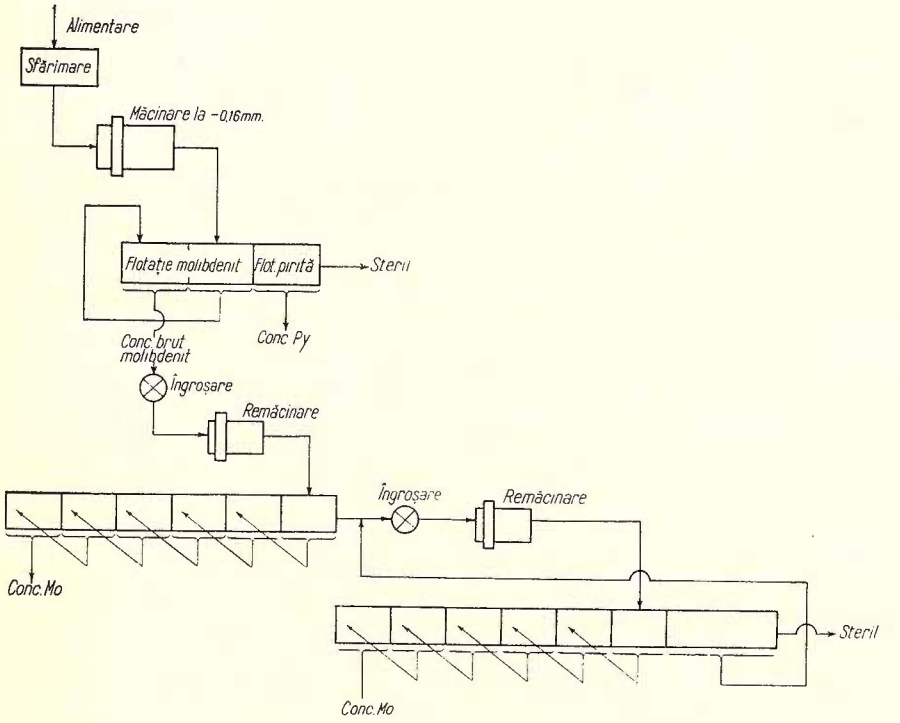


Fig. 3. — Schema principală de prelucrare industrială a minereului.
Schéma de principe de la préparation industrielle du minerai.

Experimentările efectuate au arătat că prin aplicarea unei scheme tehnologice care constă dintr-o flotaţie primară, urmată de remăcinarea şi reflotarea de 6 ori a concentratului brut şi de remăcinarea şi reflotarea

Institutul Geologic al României

de 6 ori a produselor intermediare de la reflotarea concentratului brut, se poate obţine în final un concentrat de molibden de bună calitate, cu cca 50% Mo şi sub 0,5% Cu, extracţia finală de molibden în concentrat fiind de cca 84%, iar extracţia de concentrat de cca 0,16%.

Concentratul de molibden obţinut este de calitate comparabilă cu aceea a concentratelor de molibden produse în ţări ca U.R.S.S., S.U.A., Canada. Cercetările efectuate au arătat de asemenea că din sterilul de la flotaţia primară a molibdenitului se poate recupera prin flotaţie un concentrat de pirită cu cca 41,2% S, cu extracţie în sulf de 86,3%, extracţia de concentrat fiind de 25,1%.

Experimentările de laborator efectuate au permis stabilirea unei scheme principiale de prelucrare industrială a minereului, prezentată în fig. 3.

Concluziile finale ce se pot trage cu privire la posibilităţile de valorificare tehnologică a minereului cu conţinut de molibden de la Săvîrşin sînt favorabile, acest minereu putînd fi valorificat tehnologic, în bune condiţii, prin flotaţie.

BIBLIOGRAFIA

Hernlund R. W. (1961) Extraction of Molibdenite from copper flotation products, Quarterly of the Colorado School of Mines, July, No. 3 — 1 str of 2 Vols.

Polkin S. I. (1956) Prepararea minereurilor. Editura Tehnică, Bucureşti.

Taggart A. F. (1960) Handbook of mineral dressing. John Wiley et Sons, Inc., New-York.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE LA PRÉPARATION DU MINERAI DE MOLYBDÈNE DE SĂVÎRŞIN

PAR

I. HUBERPANU, C. PANDELESCU, CR. MUŞĂŢEANU

(Résumé)

Le but des recherches effectuées a été de justifier au point de vue tecnologique l'execution de certains travaux géologiques d'explorations, afin de délimiter les réserves et la teneur moyenne en molybdène du gise-

Institutul Geologic al României

ment de Săvîrșin et d'établir par la suite l'opportunité de l'exploitation et de la mise en valeur de ce gisement.

La minéralisation de Săvîrșin est cantonnée dans des granodiorites, étant de nature filonienne.

Les études minéralogiques ont montré que la minéralisation est représentée, d'après leur fréquence, par les minéraux métalliques suivants pyrite, chalcopyrite, molybdénite, galène, toutes associées aux quartz.

La pyrite qui de tous les minéraux métalliques est la plus fréquente, apparaît, généralement, sous forme de nids constitués de cristaux de dimensions variables. Auprès de la pyrite apparaissent d'une manière sporadique la chalcopyrite et la galène. La molybdénite est en général associée à la pyrite, soit en pénétrant dans ses fissures sous forme d'éperons, soit en se localisant à sa périphérie en la moulant.

Les minéraux non-métalliques sont représentés par le quartz et d'une manière subordonnée par le carbonate.

L'analyse chimique élémentaire de l'échantillon étudié indique les suivantes teneurs plus importantes : 67,55% SiO_2, 14,60% Fe, 13,7% S, 0,10—0,12% Mo, 0,02% Cu.

Les caractéristiques chimiques et minéralogiuqes du minerai indiquent comme seule méthode de concentration à utiliser la flottation.

Par les recherches expérimentales effectuées on a tâché d'obtenir dans une première étape un concentré brut de molybdénite et un stéril le plus pauvre possible en molybdène. Ce stéril, soumis de nouveau à la flottation permettra la récupération de la pyrite. On a utilisé pour expériences le schéma de la fig. 1, grâce auquel on réalise une flottation de molybdénite en quatre étapes en obtenant un stéril pauvre en molybdène (qui sera soumis à la flottation par la suite, afin de récupérer la pyrite) et un concentré qui par une seule reflottation livre un concentré brut du Mo et un produit intermédiaire (qui dans les conditions d'une flottation continue sera à nouveau introduit dans le cicuit à la première étape de flottation). En utilisant le silicate de sodium, la chaux, le carbonate de sodium et la cyanure de potassium comme reactifs modificateurs, le pétrol comme collecteur et le flotanol comme écumant on a obtenu un concentré brut de molybdène d'environ 7—8% Mo, l'extraction en poids étant d'environ 4,5% et la récupération de molybdene d'environ 90%.

La seconde étape des recherches expérimentales a pour but d'établir les conditions nécessaires à la préparation du concentré brut de molyb-

Institutul Geologic al României

dénite afin d'obtenir un concentré final le plus riche possible en molybdène, à récupération correspondante. On a employé le silicate de sodium, la sulfure de sodium et la cyanure de potassium comme réactifs modificateurs et le pétrol comme collecteur.

En utilisant un schéma (fig. 2) qui a comporté six reflottations — après rebroyage préalable — autant du concentré brut que des produits intermédiaires de la reflottation du concentré brut, on a obtenu finalement un concentré de molybdène d'environ 50% Mo, 0,5% Cu, l'extraction en poids étant d'environ 0,16% et la recupération finale de molybdène de 83—85%.

La qualité du concentré de molybdène ainsi obtenue est comparable à la qualité des mêmes concentrés produits par l'U.R.S.S., l'U.S.A. et le Canada.

Les recherches effectuées ont encore démontré que du stéril de la flottation primaire de la molybdénite on peu récupérer par flotation un concentré de pyrite d'environ 41,2% S à récupérations de S de 86,3%, l'extraction en poids étant de 25,1%.

Les expériences effectuées en laboratoire, ont permis d'établir un schéma de principe pour la préparation industrielle du minerai présenté dans la fig. 3.

Institutul Geologic al României

CUPRINS

Pag.

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

1. Borcoş M., Dimitrescu R., Hanomolo I. Contribuţii la cunoaşterea structurii masivului granitic al Muntelui Mare 5
2. Chivu C. Date noi asupra geologiei şi petrografiei părţii de N a munţilor Sebeş 23
3. Cîmpeanu Şt., Cîmpeanu Nadia. Geologia şi petrografia zonei cristaline cuprinsă între valea Drăganului şi valea Iadului 39
4. Maier O., Caulea V. O nouă metodă optică de determinare a vîrstei relative a granitelor aplicată unor granite din România 57
5. Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teuca I. Scarnele mineralizate din bazinul văii Anieş (munţii Rodnei) 65
6. Savu H. Sienitele cu nefelin de la Mălaia şi poziţia lor în structura Cristalinului Lotrului 85
7. Tudose Elvira, Ciocănelea R. Interpretarea geologică a măsurătorilor magnetice efectuate între Dunăre şi Stînăpari (zona Reşiţa-Moldova Nouă) 119

STRATIGRAFIE

8. Alexandrescu Gr. Contribuţii la cunoaşterea flişului intern şi extern din valea Bistriţei (Carpaţii Orientali) 135
9. Istocescu D., Diaconu M., Istocescu Felicia. Contribuţii la studiul stratigrafic al depozitelor mezozoice de pe marginea sudică a munţilor Rez (Munţii Apuseni) 153
10. Radu Magdalena. Notă asupra prezenţei faunei tortoniene din valea Burzaşului (regiunea Maramureş) 161
11. Tocorjescu Maria, Ghiorghian M., Ghiorghian Mihaela. Contribuţii la cunoaşterea Cretacicului de la Cisnădioara (Sibiu) 165

SEDIMENTOLOGIE

11 a Mihăilescu N. Gh., Contescu L. R. Sisteme de paleocurenţi în flişul curbicortical din bazinul văii Bistriţa; o discuţie despre curenţi longitudinali şi curenţi transversali 173

Institutul Geologic al României

TECTONICĂ Pag.

12. Bleahu M., Dimian M. Şanţul eugeosinclinal al Metaliferilor şi poziţia sa în raport cu Carpaţii şi Dinaridele 195
13 Săndulescu M. Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaş 221

ZĂCĂMINTE

14. Pieptea Vasilica. Consideraţii mineralogice asupra zăcământului de minereu complex de la Moldova Nouă (sectorul de nord) 245
15. Ştefan R., Brana V. Caolinul din împrejurimile Măcinului (Dobrogea de NW) 273

HIDROGEOLOGIE

16. Constantinescu V., Croitoru M. Cercetări hidrogeologice pentru ape termominerale în zona Hîrşova-Vadu Oii 293

GEOLOGIE TEHNICĂ

17. Mamulea A. Asupra terminologiei în geotehnică 313
18. Nedelcu Fl. Studiul proprietăţilor fizico-chimice ale bentonitelor de la Oarda, cu unele indicaţii practice de folosire 323
19. Ţiţeica Gabriela. Rezultate în tixotropia argilelor 341

CHIMIE

20. Ianovici V., Dimitriu Al. Fundamentarea concluziilor în cercetarea geochimică cu ajutorul statisticii matematice 355
21. Iosof V., Colios Elena. Microdozarea polarografică a seleniului ca 3,4 benzo-1, 2, 5, selendiazol 385

RADIOMETRIE

22. Vâjdea Eleonora. Contribuţii privind datarea unor galene din Republica Socialistă România pe baza determinării compoziţiei lor izotopice . . . 397

GEOFIZICA

23. Airinei Şt. Măsurători gravimetrice-magnetometrice în Delta Dunării pentru hărţile geofizice ale României 411
24. Vâjdea V. Cercetări geoelectrice pe modele reduse cu ajutorul metodelor polarizaţiei provocate şi rezistivităţilor 429

PREPARAREA SUBSTANŢELOR MINERALE UTILE

25. Huber Panu I., Georgescu B., Oprescu Angela. Cercetări privind prepararea unor roci cu grafit de la Polovragi 445
26. Huber Panu I., Pandelescu C., Muşăţeanu Cr. Contribuţii la studiul preparării minereului de molibden de la Săvîrşin 483

Institutul Geologic al României

CONTENU

MINÉRALOGIE-PÉTROGRAPHIE

Page

1. Borcoş M., Dimitrescu R., Hanomolo I. Contributions à la connaissance de la structure du massif granitique de Muntele Mare 20
2. Chivu C. Nouvelles données sur la géologie et la pétrographie de la zone septentrionale des Monts de Sebeş 35
3. Cîmpeanu Şt., Cîmpeanu Nadia. Géologie et pétrographie de la zone cristalline comprise entre les vallées Drăganul et Iadul 54
4. Maier O., Caulea V. Une nouvelle méthode optique de détermination de l'âge relatif des granites appliquée à quelques granites de Roumanie . . . 62
5. Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teuca I. Les skarns minéralisés du bassin de la vallée Anieş (Monts de Rodna). 81
6. Savu H. Les syénites à néphéline de Mălaia et leur position dans la structure du Cristallin du Lotru 112
7. Tudose Elvira, Ciocănelea R. Intreprétation géologique des mesures magnétiques effectuées entre le Danube et Stinapari (zone Reşiţa-Moldova Nouă) 133

STRATIGRAPHIE

8. Alexandrescu Gr. Contributions à la connaissance du flysch interne et externe de la vallée de la Bistriţa (Carpates Orienales) 150
9. Istocescu D., Diaconu M., Istocescu Felicia. Contributions á l'étude stratigraphique des dépôts mésozoïques du bord méridional des Monts de Rez (Monts Apuseni) 159
10. Radu Magdalena. Note sur la présence de la faune tortonienne de la vallée Burzaşul (région de Maramureş) 164
11. Tocorjescu Maria, Ghiorghian M., Ghiorghian Mihaela. Contributions à la connaissance du Crétacé de Cisnădioara (Sibiu) 171

SÉDIMENTOLOGIE

11 a. Mihăilescu N. Gh., Contescu L. R. Systémes de paléocourants dans le flysch curbicortical du bassin de la Bistriţa ; une discussion sur les courants longitudinaux et les courants transversaux 192

Institutul Geologic al României

TECTONIQUE

Page

12. Bleahu M., Dimian M. Le sillon eugéosynclinal des Monts Métallifères et sa position par rapport aux Carpates et aux Dinarides 213
13. Săndulescu M. Problèmes tectoniques concernant le synclinal de Hăghimaş . . 239

GISEMENTS

14. Pieptea Vasilica. Considérations minéralogiques sur le gisement de minerai complexe de Moldova Nouă (secteur septentrional) 265
15. Ştefan R., Brana V. Le kaolin des environs de Măcin (Dobrogea de NW) 290

HYDROGÉOLOGIQUE

16. Constantinescu V., Croitoru M. Recherches hydrogéologiques pour eaux thermominérales de la zone Hîrşova-Vadu Oii 310

GÉOLOGIE TECHNIQUE

17. Mamulea A. Concernant la terminologie en géotechnique 321
18. Nedelcu Fl. Étude des propriétés physico-chimiques des bentonites de Oarda, indications pratiques pour leur emploi 339
19. Ţiţeica Gabriela. Résultats des recherches sur la thixotropie des argiles. . 353

CHIMIE

20. Ianovici V., Dimitriu Al. Contribution de la statistique mathématique pour obtenir des conclusions fermes dans les recherches géochimiques . . . 382
21. Iosof V., Colios Elena. Le microdosage polarographique du sélénium à 3,4 benzo-1, 2, 5 sélendiazol 394

RADIOMETRIE

22. Vâjdea Eleonora. Contributions à la datation de quelques galènes de Roumanie à partir de la détermination de leur composition isotopique . . . 409

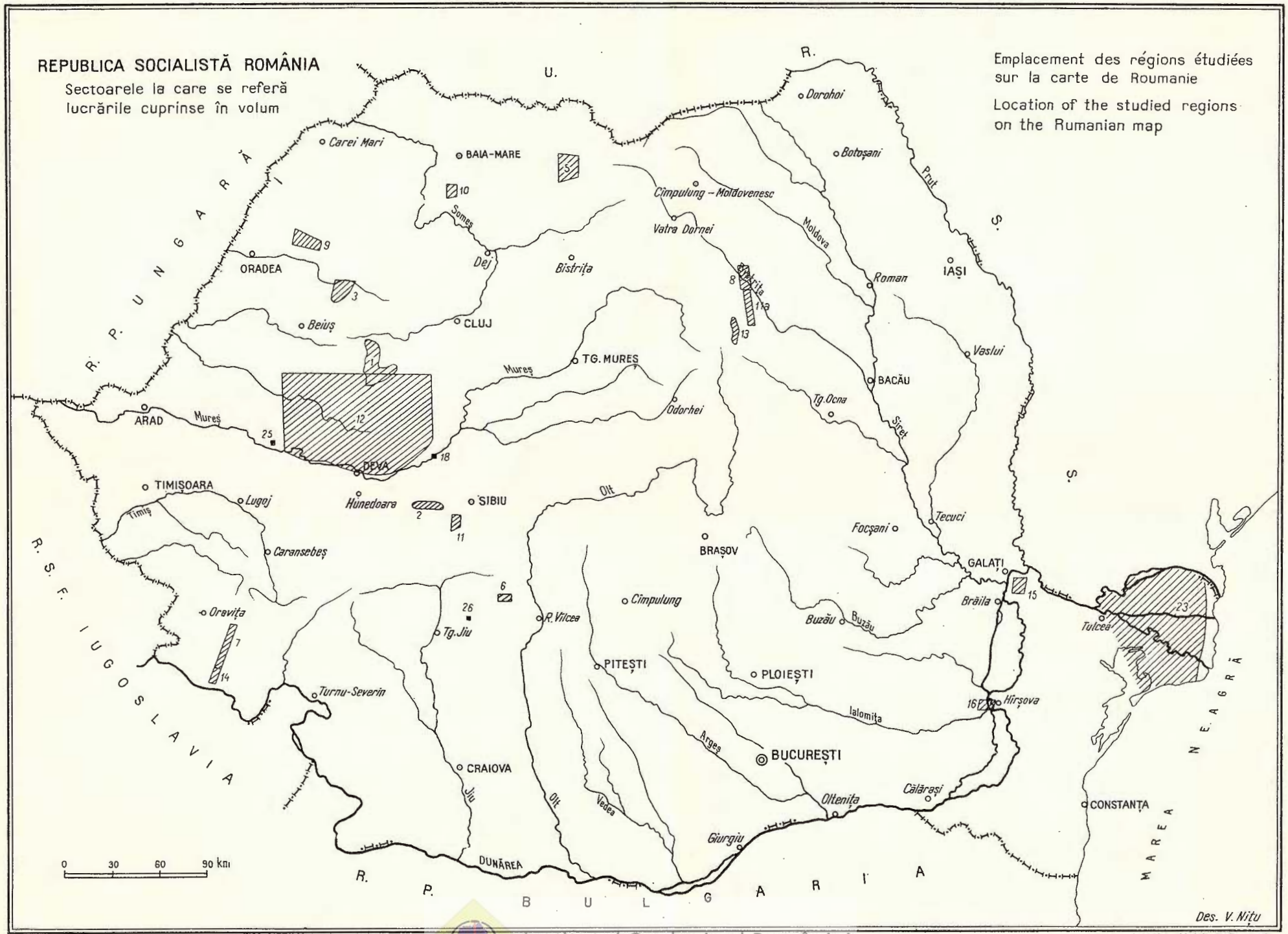
GÉOPHYSIQUE

23. Airinei Şt. Mesurages gravimétriques-magnétométriques dans le delta du Danube pour les cartes géophysiques de Roumanie 425
24. Vâjdea V. Recherches géoélectriques effectuées sur des modèles réduits à l'aide des méthodes de la polarisation provoquée et des resistivités 442

PRÉPARATION DES SUBSTANCES MINÉRALES UTILES

25. Huber Panu I., Georgescu B., Oprescu Angela. Sur la préparation de certaines roches à graphite de Polovragi 480
26. Huber Panu I., Pandelescu C., Muşăţeanu Cr. Contribution à l'étude de la préparation du minerai de molybdène de Săvîrşin 500

Institutul Geologic al României



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI: Dări de seamă Vol. LIII/3

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Redactor de carte : M. PAUCĂ
Tehnoredactor și corector : LIGIA FOTE
Ilustrația : I. NIȚU

Dat la cules: iulie 1967. Bun de tipar : decembrie 1968. Tiraj: 1550 ex. Hîrtie cartografică tip scris I. Format: 70×100/56 g/m². Coli de tipar: 32²/₄. Com. 333. Pentru biblioteci indicele de clasificare: 55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația" str. Brezoianu nr. 23–25. București — România.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE

INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LIII/3

1965-1966

Institutul Geologic al României