

I.G

INSTITUTUL GEOLOGIC

95523

ANUARUL
INSTITUTULUI GEOLOGIC

VOL. XL

95523

BUCUREŞTI

1973



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL
INSTITUTULUI GEOLOGIC

VOL. XL



BUCUREŞTI
1973



Institutul Geologic al României

CONTENU

	<u>Page</u>
Jude R., Borcea-Tabacu Maria, Ionescu Olga. Étude géologique et pétrographique des roches éruptives de la zone du volcan de Caraciу (Monts Métallifères)	65
Năstăseanu S., Stănoiu I., Bițoianu Cornelia. Corrélation des formations de la molasse hercynienne (Westphalien-Permien) de la partie occidentale des Carpates Méridionales	103
Nicorici E., Sagatovici Alexandra. Étude de la faune du Badénien supérieur de Minișul de Sus (bassin de Zarand)	187
Pavelescu Maria. Étude géologique et pétrographique dans la partie de NE des Monts Retezat, entre Petrila et Bănița	223
Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. Facies of Granitoids from the Cărpiniș-Novaci Late Orogenic Pluton (Paring Mountains), their Petrology and Geochemistry	299



C U P R I N S U L

	<u>Pag.</u>
Jude R., Borcea - Tabacu Maria, Ionescu Olga. Studiul geologic și petrografic al rocilor eruptive din zona vulcanului Caraciу (Munții Metaliferi)	7
Năstăseanu S., Stănoiu I., Bițoianu Cornelia. Corelarea formațiunilor molasei hercinice (Westfalian-Permian) din partea vestică a Carpaților Meridionali	71
Nicorici E., Sagatovici Alexandra. Studiul faunei badenian-superioară de la Minișul de Sus (bazinul Zarand)	111
Pavelescu Maria. Studii geologice și petrografice în partea de NE a Munților Retezat, între Petrila și Bănița	195
Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. Faciesurile granitoidelor din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci (Munții Parâng), petrologia și geo chimia lor	225





Institutul Geologic al României

STUDIUL GEOLOGIC ȘI PETROGRAFIC AL ROCILOR ERUPTIVE DIN ZONA VULCANULUI CARACIU (MUNTII METALIFERI)¹

de

RADU JUDE², MARIA TABACU-BORCEA³, OLGA IONESCU⁴

Abstract

Geological and Petrographical Study of Eruptive Rocks from the Caraciu Volcano Zone (Metaliferi Mountains). The eruptive rocks from the Caraciu Zone mark three development stages of the magmatism within the Alpine area of the Metaliferi Mountains. A complex of rocks consisting of basalt flows and basaltic pyroclastics, dolerites and some gabbro occurrences are referable to the initial magmatic phase. Towards the upper part of the eruptive series there occur more differentiated rocks, namely andesites, dacites, and subsidiarily oligophyres. The chemical composition of basalts and dolerites evidences their provenance from gabbrodioritic and dioritic magmas. The subsequent banatitic magmatism has determined the occurrence of a body of quartziferous diorites, microdiorites and granodiorites, localized within a zone displaying Laramian fractures, and which is accompanied by numerous apophyse, microdiorite and andesite dykes, as well as by some aplitic veins. The chief intrusive body is characterized by a compound structure determined by successive eruptions of magma. Mineralogically and chemically, the quartziferous diorite presents slight affinities with alkaline rocks. As regards the Neogene volcanic rocks, they are referable to the subsequent late magmatism, and namely to the second phase of the second cycle from the Metaliferi Mountains. They represent products of eruptive manifestations of the Caraciu volcano, an interesting stratovolcano with a compound structure. These rocks may be grouped into three chief petrographic types: andesites bearing pyroxene, andesites with amphiboles and quartziferous andesites. At amphibolic andesites the effects of different stages of magmatic reaction of hornblende, connected with effects of an oxydation process of magma, have been observed.

¹ Comunicare în ședință din 5 martie 1971.

² Institutul de Petrol, Gaze și Geologie, Str. Tr. Vuia nr. 6, București.

³ Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, București.

⁴ Întreprinderea Geologică de Prospecții, Cal. Griviței nr. 64, București.



Zona vulcanului Caraciu și părțile sale limitrofe se caracterizează printr-o mare varietate a produselor eruptive. Într-un teritoriu care cuprinde mai puțin de 100 km² apar atât formațiuni din complexul ofiolitic mezozoic cât și roci aparținând provinciei banatitice, respectiv provinciei vulcanismului neogen.

Dacă rocile ofiolitice și cele banatitice din zonele imediat învecinate sunt bine cunoscute, mai ales din studiile întreprinse de Cioflieca (1962), iar structura vulcanilor terțiari de la Brad pare astăzi suficient elucidată grație cercetărilor întreprinse și coordonate de Ghîulescu (1941), în schimb, eruptivul din zona Caraciu a rămas mai puțin cunoscut. Lucrările publicate se referă mai ales la unele aspecte ale vulcanitelor neogene.

Prezenta lucrare aduce în discuție o serie de date noi geologice, petrografice și asupra chimismului rocilor eruptive. Coroborate cu cele ale cercetătorilor anteriori, aceste date vor contribui la adâncirea cunoașterii regiunii Caraciu atât sub aspect geologic cât și din punct de vedere petrografic. Elementele discutate în textul lucrării și harta geologică anexată au la bază cercetările autorilor întreprinse cu cîțiva ani în urmă în zona vulcanului Caraciu. Este de menționat că parte din aceste date și unele analize chimice au fost deja comentate în recenta lucrare asupra Munților Metaliferi elaborată de Iancovici et al. (1969).

Regiunea care face obiectul lucrării este situată în partea vestică a Munților Metaliferi s.s., la limita acestora cu Munții Drocei și anume, de la Baia de Criș spre sud, pînă aproape de satul Visca și de la Brad către vest, pînă la Tătărăștii de Criș și vîrful Urzica. Cu alte cuvinte, zona cu mineralizații aurifere de la Caraciu constituie tocmai colțul vestic al patrulaterului aurifer.

Formele de relief cele mai ridicate se situează în partea sudică a regiunii. Culmea care unește vîrful Urzică cu vîrful Malului (897 m) și vîrful Borii, prelungindu-se în dealul Cărpinișului, reprezintă de altfel cumpăna dintre afluenții Crișului și cei ai Mureșului. De aici, către nord, relieful scade treptat pînă în lunca Crișului Alb, unde altitudinea coboară sub 300 m. Partea centrală a regiunii este dominată de vîrful Caraciu cu altitudinea de 830 m, înconjurat de cîteva creste împreună cu care constituie morfostructura unui imposant aparat vulcanic. Principalele cursuri de apă care brăzdează regiunea sunt valea Birtinului, valea Luncii (Unguroiului), valea Șteampurilor, afluenți ai Crișului Alb, apoi valea Fărăeștilor și Valea Lungă care sunt tributare văii Luncoiului, la rîndul ei affluent al Crișului.



ISTORICUL CERCETĂRIILOR GEOLOGICE

Primele preocupări asupra geologiei regiunii se confundă, cum era și firesc, cu interesul pentru mineralizațiile aurifere, cercetate și exploataate aici, după unele indicații, încă din timpul stăpîririi romane. Din scările geologice mai vechi referitoare la zona cu mineralizații de la Caraci-Țebia este de menționat lucrarea lui P a p p (1906) însoțită de o hartă geologică la sc. 1 :50.000. Deși autorul insistă mai mult asupra mineralizației și perspectivelor miniere ale acestei zone, în lucrare apar cîteva referiri interesante asupra rocilor mezozoice și terțiare și cu privire la natura stocului aurifer din Măgura Țebii.

Mai tîrziu G hi ț u l e s c u și S o c o l e s c u (1941), în lucrarea monografică asupra Munților Metaliferi, încadrează eruptiile vulcanului Caraciu la faza a III-a eruptivă din Munții Metaliferi.

Rocile ofiolitice mezozoice din Munții Drocei au constituit în ultimele două decenii obiectul importantelor studii întreprinse de P a p i u (1954, 1959), G i u ș c ă (1956, 1957, 1963), C i o f l i c a (1960, 1961, 1962) și S a v u (1962, 1966, 1967). În ceea ce privește ofiolitele din partea vestică a Munților Metaliferi, I a c o b (1953) și C i o f l i c a (1961) au adus o serie de contribuții petrografice și de precizări stratigrafice. Sunt de menționat de asemenea observațiile făcute de O l i v i a R o m a n e s c u în zona de la vest de Caraciu⁵ și datele publicate de T r i f u l e s c u (1963) pentru regiunea Luncoiul.

În 1956, M a c a r o v i c i cercetează fauna fosilă din bazinul Brad-Baia de Criș aducînd argumente cu privire la vîrstă sarmătiană a formațiunii cu cărbuni de la Țebia.

Caracterizarea petrologică și chimică a provinciei banatitice, inclusiv a intruziunilor banatitice din Munții Drocei se datorează de asemenea cercetătorilor : G i u ș c ă , C i o f l i c a și S a v u (1965, 1966). Studiind fenomenele de contact de la Măgureaua Vaței, C i o f l i c a (1960), face caracterizarea petrografică a porțiunii vestice a corpului eruptiv de la Birtin.

Un studiu petrografic al vulcanitelor neogene de la Caraciu a fost publicat de R a f a l e t (1962), iar andezitele din Măgura Țebii au format obiectul unei alte lucrări, elaborată de T r e i b e r (1963). R o m a n e s c u (1963) semnalează unele cazuri particulare de comportare

⁵ G . C i o f l i c a , M . T r i f u l e s c u , O . R o m a n e s c u . Raport asupra cercetărilor din partea de vest a Munților Metaliferi (Visca-Furcșoara-Luncoi-Vața). 1957. Arh. I.G.P. București.



magnetometrică a rocilor eruptive neogene din Munții Metaliferi între care și ale celor generate de vulcanul Caraciu.

Într-o notă de curind publicată, referindu-se de fapt la pirolastitele neogene de la nord de Crișul Alb, Antonescu și Mantea (1966) aduc în discuție problema vîrstei erupțiunilor Caraciului. Sunt de menționat în sfîrșit, cercetările stratigrafice efectuate de Mantea, Antonescu (1963)⁶, în terenurile sedimentare și cercetările gravimetrice și magnetometrice conduse de Andrei (1962)⁷ și Popescu et al. (1963)⁸ în aceeași zonă.

Cele mai multe dintre rezultatele studiilor menționate sunt reconsidere și interpretate într-o formă nouă, din punctul de vedere al înțăririi cauzale a fenomenelor geologice, în lucrarea monografică asupra Munților Metaliferi elaborată recent de Ianovici, Giuşcă, Hîtulescu, Borcoș, Lupu, Bleahu și Savu (1969).

GEOLOGIA REGIUNII

Din punct de vedere geologic regiunea Caraciu se integrează unității alpine a Munților Metaliferi.

Structura acestei regiuni este alcătuită dintr-un complex de roci eruptive aparținând seriei ofiolitice mezozoice a Munților Metaliferi peste care se dispun formațiuni sedimentare de vîrstă jurasic-superioară, cretacic-inferioară și respectiv cretacic-superioară. Acestea le urmează o sută de roci intrusive banatitice, depozite miocene și vulcanite neogene.

Rocile complexului ofiolitic din regiunea Caraciu reprezintă produsele același magmatism inițial care a generat imponanta masă de vulcanite din zona geosinclinală a Munților Mureșului (Munții Metaliferi s.l.). Ele constituie primul termen stratigrafic care aflorează în această regiune, jucând rol de roci de fundament în evoluția ei ulterioară. Sunt reprezentate prin curgeri de bazalte și bazaalte alveolare, asociate cu piro-

⁶ G. Mantea, Em. Antonescu. Prospecțiuni geologice pentru minereuri auro-argentifere în zona Caraciu-Ribița-Brad (Munții Metaliferi). Faciesuri sedimentare. 1963. Arh. I.G.P. București.

⁷ J. Andrei. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice-magnetometrice din sectoarele N și W ale Munților Metaliferi pentru localizarea aparatelor vulcanice. 1962. Arh. I.G.P. București.

⁸ M. Popescu, Lucia Popescu. Raport asupra prospecțiunilor magnetometrice din Munții Metaliferi pentru aur și sulfuri complexe—perimetru Brad-Caraci. 1963. Arh. I.G.P. București.



clastite, cu o serie de filoane de dolerite și cu două corpuri mici de gabrouri. Spre partea terminală a complexului intervin unele diferențiate andezitice și dacitice și subordonat acestora, oligofire. Asociația de roci corespunde – în acord cu clasificarea introdusă de Giuşcă, Cioflică și Savu (1963) – primei și celei de a doua etapă de manifestare a magmatismului inițial din Munții Drocei. Cu o distribuție inegală, aceste roci aflorează pe teritoriul satelor Birtin și Tătărăștii de Criș și mai departe, spre sud, la Visca și în bazinul hidrografic al Văii Lungi. De aici se desprinde către nord o altă fișie, ca o creastă, care trece prin valea Șteampurilor și ajunge pînă în satul Lunca Moților.

Curgerile de bazalte și de bazalte alveolare au o dezvoltare mai largă în sud-estul regiunii, pe Valea Lungă. Dar și aici ele sănt în strînsă asociere cu tufuri și cu cîteva corpuri reduse de dolerite și alcătuiesc un edificiu stratovulcanic care este acoperit în parte de formațiuni mai noi.

Caracteristică regiunii Caraciu, ca de altfel și zonei Valea Bradului-Mihăileni de la nord de Crișul Alb, este dezvoltarea excepțională a piroclastitelor bazaltice : brecii, aglomerate și cinerite, care formează stive de mai multe zeci de metri.

Fenomenele vulcanice, dominant explozive, s-au desfășurat în mare parte în condițiile erupțiilor submarine, dovada constituind-o frecvențele

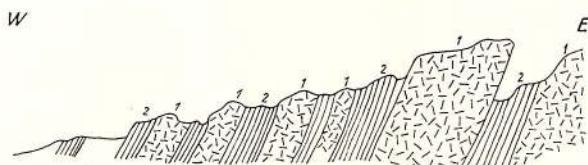


Fig. 1. – Bancuri de aglomerate bazaltice (1) în alternanță cu tufite și silicolite (2). Valea Șteampurilor.

Bancs d'agglomérats basaltiques (1) en alternance avec des tuffites et des silicolites (2). Vallée des Șteampuri.

intercalații de tufite, argilite și de „silicolite” atât în stivele de roci piroclastice cît și între curgerile de lavă.

Structuri de „pilow-lava” proprii efuziunilor submarine nu apar, însă, decît în vestul regiunii, la Prihodiște, dar și aici ele sănt slab reprezentate. Succesiunea depozitelor piroclastice, care păstrează uneori o notă de ritmicitate în raport cu efuziunile de lavă și cu sedimentele argilitice și tufitice (valea Șteampurilor, valea Birtinului, valea Arsurii, etc.) (fig. 1) trădează caracterul recurrent al acestei activități vulcanice submarine.

Cele două corpuri de gabouri aflorează la sud de vîrful Malului, fiind intruse în complexul de lave și tufuri bazaltice. Unul dintre ele a fost menționat și de Ghîțulescu și Socolescu (1941). Îmbrăcind mai ales forma filoniană, doleritele apar localizate pe fracturi NE—SW atât în stivele de piroclastite de pe văile Birtinului, Pietrelor, Runcului și Blidarului, cît și în curgerile de bazalte de pe valea Șteampurilor (la sud de Cărăcel) și de pe pîrul Serț în bazinul Văii Lungi. Judecind după faptul că, la sud de Tebea, peste aceste formațiuni repauzează o serie de petice de calcare kimmeridgiene, vîrsta eruptiunilor care au generat masa principală a rocilor bazaltice din regiune trebuie considerată jurasic-superioară.

Rocile andezitice (porfiritele), dacitele (porfirele) și oligofirele aparțin celei de a doua etape a magmatismului ofiolitic din Munții Drobei, legată de mișcările kimmeridgiene noi (Savu, 1957). Cioclica (1961) situează eruptiunile acestor roci la partea inferioară a Neocomianului.

Din grupa andezitelor, cea mai mare dezvoltare o prezintă andezitul cu augit. El formează curgeri de lavă și piroclastite în dealul Steanului și vîrful Malului, dispuse fie direct peste complexul bazaltic mai vechi, fie peste un pachet de șisturi argiloase. Acest andezit se continuă și mai la sud, la Visca, după cum rezultă din datele publicate de Cioclica.

Andezitul cu hornblendă apare sub formă de filoane a căror grosime numai rareori depășește 2–3 m; asemenea filoane, injectate pe fracturi N–S și E–W în roci bazaltice, apar pe văile Birtinului, Caraciului și Șteampurilor. Cu aceeași formă de zăcămînt apare și andezitul cu biotit și hornblendă în cursul inferior al văii Caraciului și pe valea Șteampurilor. Andezitul cu biotit și oligofirele formează unele corpuri minore pe valea Șteampurilor, aval de „Tăul Caraciului” și mai spre sud. Aflorimentele de dacite se grupează în zona de izvoare a Văii Lungi și pe creasta Cărpinișului constituind mai multe dike-uri cu lungimi moderate și un corp mai dezvoltat flancat de brecii vulcanice. Acestea din urmă reprezintă o cupolă extrusivă intens erodată.

Prezența „porfirelor” și a „porfiritelor” ca elemente remaniate în conglomeratele aptiene de la Pribodiște și de pe valea Rahovei indică în mod cert, vîrsta mai veche decît Apțianul așa cător derivate andezitice și dacitice.

Rocile sedimentare asociate ofiolitelor: șisturi argiloase, silicolite cu radiolari și tufite apar la diferite nivele în seria de roci eruptive, dar mai ales către partea superioară a stivelor de piroclastite și lave bazaltice.



Așa se remarcă în văile Birtinului, Luncii (Unguroiului), în valea Șteampurilor și la sud de vîrful Malului. Stratele de argilite și de japsuri roșcate sau verzui, dispuse într-o alternanță ritmică cu tufuri psamitice și cu tufite, alcătuiesc pe valea Arsuri, la Birtin, pachete cu grosimi de zeci de metri. Cutate împreună, ele creează impresia unei veritabile formațiuni vulcanogen-sedimentare. Depunerea unei atari formațiuni în etapele de acalmie vulcanică, pe fundul mării jurasice, presupune un interval de timp considerabil, situație care s-a menținut foarte probabil pînă în timpul Neocomianului.

Depozitele jurasice superioare, reprezentate prin calcare organogene, formează un șir de lambouri pe creasta Pleșului de la sud de Tebea și mai departe către Luncoi. Aceste petice de calcare repauzează pe lave bazaltice și tufuri. Alte cîteva iviri de calcare se remarcă în valea Șteampurilor, aval de „Tăul Caraciului”, unde sunt acoperite de depozite miocene și de roci piroclastice neogene.

Aceste calcare organogene reprezintă resturi ale construcțiilor coralligene instalate pe vulcanii bazaltici în zonele de mică adîncime ale mării jurasice superioare. Mantea (1963)⁹ semnalează în dealul Pleșului cîteva specii de brahiopode, similară unora din formele descrise de Papp în calcarele de la Luncoiul de Jos și atribuite Kimmeridgianului.

Cretacicul inferior apare la Tătărăști de Criș, la Cărăstău și, cu o dezvoltare ceva mai mare, pe rama bazinei neogen Brad-Baia de Criș.

Depozitele cretacice inferioare de la Tătărăști aparțin bazinei de sedimentare Prihodiște, instalat într-un golf al mării cretacice și caracterizat printr-un conținut stratigrafic redus (Ilie, 1957). La Tătărăști și pe valea Prihodiștei succesiunea depozitelor începe cu șisturi argiloase-marnoase brune roșcate cu pete verzi care repauzează discordant peste complexul de roci ofiolitice (fig. 2). Acest nivel din bază a fost atribuit de Gițulescu și Socolescu (1941) stratelor de Curechi, neocomiene. Deasupra lui se dispun gresii cuarțoase în bancuri decimetrice și conglomerate poligene în alternanță cu marne și marne grezoase și stoase și cu calcare și gresii calcaroase. Orizontul are caracter flișoid și a fost considerat de Gițulescu și Socolescu (1941) și apoi de Mantea et al. (1963)¹⁰ de vîrstă aptiană, iar de Ilie (1957), barremian-apțiană datorită conținutului bogat în orbitoline al calcarelor.

La Cărăstău, formațiunea de fliș cretacică inferioară apare formată din șisturi marnoase, argiloase cenușii închis în alternanță cu gresii cuar-

⁹ Op. cit. pct. 6.

¹⁰ Op. cit. pct. 6.



țoase. Ea a fost atribuită de Mantea (1963), stratelor de Căbești, reprezentând Barremianul.

Tot un caracter flișoid acuză Cretacicul inferior și pe rama bazinului neogen, în dealul Pleșului și pe văile Fărăeștilor și Rahovei, dispus transgresiv pe lave și tufuri bazaltice și pe calcare jurasice superioare. Aici formațiunea flișoidă este compusă din conglomerate micacee în bancuri

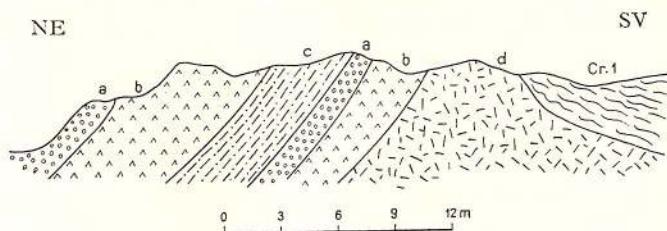


Fig. 2. — Șisturi marnoase-argiloase cretacic-inferioare (Cr. 1), discordante peste rocile seriei ofiolitice.
aglomerate (a), lave bazaltice (b), tufite și argilite (c), brecii bazaltice (d). Valea Hunseștilor, Prahodiște.

Schistes marneux-argileux du Crétacé inférieur (Cr. 1), discordants sur les roches de la série ophiolitique.
agglomérats (a), laves basaltiques (b), tuffites et argillites (c), brèches basaltiques (d). Vallée Hunsești, Prahodiște.

pînă la 3 m alternînd cu șisturi argiloase cenușii verzui și cu marne, iar spre partea superioară apar calcare marnoase în plăci. Reține atenția participarea fragmentelor de „porfirite” și „porfire” în aceste conglomerate, atât aici cât și la Prahodiște. În apropierea masivelor de calcare jurasice conglomeratele iau înfățișarea unor veritabile brecii în care blocurile de calcar pot depăși 50 cm, dar cimentul devine și el mai carbonatic. Această formațiune predominant detritică grosieră a fost atribuită de Ghîțulescu și Socolescu (1941) „stratelor de Valea Dosului”, reprezentând Aptianul.

Orogeniza austrică se face simțită în regiune atât prin efecte de cutare a stratelor barremian-aptiene și a pachetelor de tufite și argilite mai vechi, asociate seriei ofiolitice căt, și mai ales, prin puternica exondare a teritoriului care a durat tot timpul Cretacicului mediu. Ingresiunea neocretacică (Ilie, 1957) survenită după această exondare a favorizat instalarea unui nou bazin de sedimentare marină, aflat probabil în legătură nemijlocită cu bazinul Hălmagel-Muntele Găina.

Depozitele Cretacicului superior reprezentând Senonianul (Ghițulescu, Socolescu, 1941; Ilie, 1957), se dispun, prin urmare, discordant fie peste formațiunile Cretacicului inferior, fie direct pe „funda-

mentul" de roci ofiolitice. În dealul Urzica, unde se păstrează o succesiune mai completă a depozitelor, Senonianul apare constituit din marne și argile șistoase cenușii cu intercalății de gresii, și din marne grezoase micacee, brune roșcate. Spre partea superioară apar gresii șistoase și gresii grosiere micacee, uneori tufitice, asociate cu bancuri de conglomerate poligene. Alte apariții ale depozitelor senoniene sunt cele de la Cărăstău, acoperite în bună parte de curgerile de andezite de Caraciu, și cele de pe rama bazinului terțiar, pe valea Fărăeștilor și valea Rahovei, toate caracterizate prin asocierea gresiilor micacee cu marne argiloase, șistoase.

Cu încheierea ciclului de sedimentare senonian regiunea a cunoscut o nouă și importantă exondare, cauzată de mișcările de la sfîrșitul Cretacicului. Este diastrofismul laramic care a determinat ridicarea întregului teritoriu al Apusenilor sudici și a creat o serie de dislocații, unele de amploare regională (I a n o v i c i, G i u ș c ă, G h i ț u l e s c u, B o r c o ș, L u p u, B l e a h u, S a v u, 1969). În legătură cu aceleași mișcări laramice s-a dezvoltat și magmatismul subsecvent banatitic, corporile intrusive ordonindu-se pe linii tectonice de aceeași vîrstă sau pe fracturi mai vechi reîntinerite (G i u ș c ă, C i o f l i c a, S a v u, 1966).

În regiunea Caraciu produsele magmatismului banatitic constituie un corp intrusiv cu dezvoltare lineară, consolidat în condiții hipoabisice și o serie de apofize și dike-uri distribuite mai ales în jurul corpului principal. Aceste corpori banatitice apar localizate pe o zonă de fracturi cu direcția SW—NE și W—E. Răspândirea lor către est depășește meridianul vulcanului Caraciu. Ele se situează, de fapt, în prelungirea celui de al doilea aliniament de intruziuni banatitice din Munții Drocei, definit de C i o f l i c a (1960).

Intruziunea principală, măsurînd o lungime totală de aproximativ 9 km pe direcția WSW—ENE, are forma unui dike înclinat către nord. Ea străbate atât rocile complexului ofiolitic cît și depozitele senoniene, terminația sa vestică — la Măgureaua Vaței — situîndu-se în calcare jurasică superioară (C i o f l i c a, 1960). Partea dinspre Birtin a intruziunii (configurată pe harta geologică)¹¹ se caracterizează printr-o constituție petrografică complexă: segmentul cuprins între dealul Urzica și dealul Pietrilor apare format din diorite cuarțifere, iar terminația estică se compune din granodiorite cu o coroană (bordură) discontinuă de diorite și microdiorite. Aceasta creează imaginea unui corp eruptiv cu structura

¹¹ Segmentul vestic al intruziunii, din dealul Urzica pînă la Măgureaua Vaței este cunoscut din studiul publicat de G. C i o f l i c a (1960).

compusă, rezultînd, se pare, din veniri succesive de magmă în curs de diferențiere. Edificatoare în acest sens sunt anclavele de diorite în unele dike-uri de microdiorite de pe pîriul Blidarului, precum și filoanele de andezit care străbat prin granodioritul din zona minei Arsuri. Unor pulsații tardive le corespund acele vinișoare aplitice care apar injectate în microdiorite și în rocile bazaltice (ofiolitice) din pereții intruziunii.

Neomogenitatea mineralologică, semnalată de Cioflica (1960) la Măgureaua Vaței se păstrează și în restul intruziunii, fiind exprimată prin unele acumulări de minerale femice în granodiorite (mina Arsuri) și în microdioritele dinspre limita ei sudică. În zonele de contact spre „cupolă” sunt frecvente anclavele de bazalte și de roci sedimentare cretacice, cornificate.

Copurile minore : apofize și dike-uri apar formate din microdiorite și granodiorite porfirice, din diorite, din andezite, din andezite cuarțifere. Unele dike-uri de pe valea Pietrelor acuză o compozitie monzonitică.

O mențiune apare necesară în legătură cu andezitul cu biotit de pe valea Fărăeștilor, de la SE de Măgura Tebii. Întrucât acest andezit străbate depozitele aptiene producînd la contact un slab efect de metamorfism termic și este acoperit de „Pietrișurile de Almașul Mare” de vîrstă miocenă, el ar putea fi raportat familiei de roci banatitice. Aceeași poziție în raport cu „Pietrișurile de Almașul Mare” atestă și adezitul cuarțifer cu biotit care formează un grup de filoane în raza satului Caraci și pe valea Steampurilor. Compoziția chimică a acestei roci prezintă asemănări cu cea a rocilor banatitice din regiune, în special în ceea ce privește conținutul în CaO , Na_2O și K_2O .

Fenomenele de contact cauzate de intruziunile banatitice afectează atîtrocile complexului ofiolitic cit și depozitele senoniene din apropierea copurilor eruptive. Procesele de metamorfism sunt mai intense la contactele corpului de diorite cuarțifere și granodiorite, acțiunea lor resimțindu-se pînă la o depărtare de 150–200 m, mai ales pe flancul nordic al intruziunii (pe valea Birtinului și în dealul Urzica). Lavele și tufurile bazaltice sunt transformate în corneene cu piroxen și în corneene cu amfibol și biotit. Formațiunile sedimentare senoniene au suferit recristalizări, pe seama rocilor argiloase formîndu-se corneene cu biotit. Cioflica (1960) semnalează în corneenele de la Măgureaua Vaței pseudomorfoze de sericit după cordierit.

Derivatele volatile ale magmei banatitice au provocat, de asemenea, variate procese de metamorfism, atît asupra rocilor ofiolitice din pereții copurilor intrusive cit și în însăși masa banatitelor. Un prim aspect al metamorfismului, la temperatură ridicată, se caracterizează prin neoformația amfibolului și epidotului în rocile seriei ofiolitice, cit și prin depunerile oligist în aceleași formațiuni ofiolitice (valea Blidarului). Procesul se continuă, odată cu scăderea temperaturii, prin depunerile de epidot, clorit, carbonați și cuarț asociate uneori cu calcopirită și pirită sub formă de vine și mici ciuburi în rocile bazaltice din cupola intruziunii; aceste transformări determină o largă aureolă hidrotermală de o parte și de alta a corpului eruptiv principal de la Birtin.

Autometamorfismul rocilor banatitice se traduce prin procese de sericitizare, argilizare și silicifiere. Asemenea transformări prezintă granodioritele în zona cu mineralizații de pe văile Arsurii, Pietrilor, cît și unele iviri andezitice și microdioritice din zone învecinate.

Soluțiile hidrotermale derivînd din magma banatitică au produs de asemenea, unele concentrații de Pb, Zn și Cu în zona minei Arsuri și valea Pietrilor de la Birtin. Mineralizația se prezintă sub formă de filoane, cu direcția NW–SE, localizate preferențial în granodiorite. Filoanele se caracterizează printr-o parageneză de tip mezotermal, compusă din cuarț, pirită, sporadic mispichel, apoi blendă, calcopirită, galenă, tetraedrit, marcasită și foarte puțin realgar și auripigment.

Ultimul mineral este calcitul depus în geode. Analizele chimice atestă unele conținuturi interesante de Au și Ag și urme de Mo¹².

Depozitele de molasă neogenă, aparțin bazinului Brad-Baia de Criș. Ele marchează o nouă și ultimă etapă de sedimentare în evoluția geologică a regiunii. La Țebea și Mesteacăn molasă neogenă este constituită dintr-un complex detritic grosier, în facies epicontinental, denumit de Ghițulescu și Socolescu (1941) „Pietrișurile de Almașul Mare” și din depozite neritice și lagunare care alcătuiesc, în principal, formațiunea cu cărbuni de la Țebea.

C o m p l e x u l p i e t r i ș u r i l o r d e A l m a ș u l M a r e se aşază discordant fie peste calcarale jurasice și peste depozitele de fliș cretacice, fie direct pe fundamentul de roci ofiolitice mezozoice. Acest complex acoperă, deci, un relief mai vechi modelat în timpul Paleogenului și în Miocenul inferior. El apare în zona satului Lunca Moților și de aici în continuare spre sud sub forma unei fișii înguste care delimită pe trei părți aparatul vulcanic Caraciu. Si tot ca o fișie quasi continuă, acest complex aflorează la Țebea și la Mesteacăn de sub depozite de vîrstă mai nouă. La alcătuirea sa iau parte pietrișuri poligene și subordonat gresii cu intercalări de argile și marne nisipoase. Un aport substanțial de material rezidual — lateritic de pe „continent” imprimă sedimentelor o culoare roșie caracteristică. Spre partea superioară a complexului apar nisipuri și gresii cuarțoase și conglomerate slab cimentate, albicioase, decolorate, cu aport de material eruptiv.

Reconsiderînd o serie de date paleontologice, în special acelea ale lui Vadasz și Papp referitoare la fauna din calcarale recifale de la Ribița, Ghițulescu și Socolescu (1941) atribuie pietrișurilor de Almașul Mare vîrstă tortoniană. Mai tîrziu, Mantea et al. (1963)¹³ susțin vîrstă tortoniană medie a acestei formațiuni.

¹² Conform cu datele autorilor și cu rezultatele explorărilor IGEX (1963–1965).

¹³ Op. cit. pet. 6.

Cercetările mai noi în cîteva zone ale bazinului Brad-Săcărîmb au dovedit, însă, că marnele cenușii cu globigerine situate imediat peste complexul pietrișurilor de Almașul Mare conțin o asociație din zona cu „*bisphaericus*” care marchează baza Tortonianului (Ciofica et al., 1966; Giannina Ciofica, Popescu, 1966). Ca urmare, complexul pietrișurilor de Almașul Mare s.s. a fost raportat Helvețianului terminal.

Formațiunea cu cărbuni de la Țebea se compune, în partea sa inferioară, din marne și argile șistoase cu intercalății de nisipuri argiloase slab micacee și argile cărbunoase. Argilele șistoase îmbracă pe alocuri aspectul șisturilor disodilice. Pe planele lor de separație se remarcă uneori solzi de pești și eflorescențe de sulf și gips.

Un nivel de conglomerate poligene și gresii marchează trecerea către partea superioară a formațiunii care este constituită în mod predominant din nisipuri, pietrișuri și gresii asociate cu argile și marne argiloase cu filme cărbunoase și cu intercalății de tufite. Complexul de roci conține 3 sau 4 strate de cărbuni, cele mai importante formind obiectul explorației de la Țebea. Înclinarea stratelor în mod constant către NE, cu 10—30°, sugerează că aceste depozite constituie flancul unui sinclinal, orientat NW—SE al cărui corespondent nord-estic s-ar situa eventual în zona satelor Crișan și Valea Bradului.

Invocînd argumente de ordin stratigrafic, Gițulescu și Socolescu (1941) au admis vîrsta sarmatiană pentru întreg complexul cu cărbuni de la Țebea. Macarovici (1956), în discuția sa asupra faunei fosile recoltată din acoperișul stratelor de cărbune de la Țebea: *Melania (Brotia) escheri auingeri* Handmann, *Planorbis (Gyraulus) conivens* Eichw., *Unio. wetzleriformis* n. sp., *Cypris fabra* Desm., etc., arată că este foarte probabil ca sedimentarea acestor depozite să se fi continuat și în Pliocenul inferior. La aceasta se mai adaugă și unele dovezi micropaleontologice care atestă prezența Sarmatianului în facies detritic la nord de Crișul Alb, pe teritoriul satelor Ribița și Crișan (Antonescu, Manea, 1966).

Este de menționat, de asemenea, că parte din probele recoltate din mina Țebea de autorii prezentei lucrări, analizate în laboratorul de micropaleontologie al Întreprinderii Geologice de Prospecții¹⁴ conțin ostracode cu valva subțire, otolite și fructe de chara, forme care indică foarte probabil vîrsta pannoniană a depozitelor.

¹⁴ V. Cosma, E. Tocorjescu. Raport micropaleontologic nr. 106. 1962. Arh. M.M.P.G. București.

Prin urmare, admisind că sedimentarea formațiunii cu cărbuni din bazinul Brad-Baia de Criș a început încă din Tortonianul superior (Ghițulescu et al., 1968) datele paleontologice arată că depunerea ei s-a continuat în timpul Sarmatianului, prelungindu-se foarte probabil, pînă în Pannonianul inferior.

Rocile eruptive neogene de la Caraciu aparțin „magmatismului subsecvent tardiv” din ciclul alpin. Cu excepția tufurilor intercalate în depozitele miocene, menționate anterior, rocile eruptive din zona la care ne referim reprezintă în totalitate produse ale vulcanului Caraciu. Aceste vulcanite au fost raportate de Ghițulescu și Socolescu (1941) celei de a treia fază eruptivă din Munții Metaliferi, fiind assimilate andezitului de Barza. În acord cu noua schemă a erupțiunilor terțiare din Munții Metaliferi (Rădulescu, Borcoș, 1966; Iancovici, Giuşcă, Ghițulescu, Borcoș et al., 1969) aceste roci aparțin fazei a doua, andezitică, din ciclul al II-lea.

Este de menționat că separarea tipurilor de roci se datorează, în parte, cercetătorilor anteriori (Ghițulescu, Socolescu, 1941, Rădulescu, 1964). Dar schema evoluției vulcanice imaginată de autorii precedenți nu-și găsește integral confirmare în succesiunea produselor care compun aparatul vulcanic. Aceasta a devenit mai bine cunoscută prin cercetarea detaliată a întregului edificiu vulcanic și a zonelor sale limitrofe, cercetare realizată de autorii lucrării de față în anii 1962¹⁵ și 1963¹⁶, cît și prin lucrările de exploatare, miniere și de foraj întreprinse de C.S.G. în această zonă.

Succesiunea produselor eruptive ale vulcanului Caraciu începe cu un banc de tufuri polimictice care, în valea Șteampurilor, se dispune direct peste fundamentul de roci ofiolitice mezozoice. Tot din primele erupțiuni face parte și andezitul cu hipersten și augit de la est de vîrful Căräcel, precum și impozantele stive de brecii și cinerite andezitice cu piroxen. Acestea din urmă alcătuiesc, pe de o parte, creasta Văratici-Căräcel cu prelungirea ei sud-estică pînă în valea Șteampurilor, iar pe de altă parte, vîrful Tuclui situat la nord de masivul Caraciu. Aproape peste tot breciile și cineritele andezitice cu piroxen se aşază direct peste com-

¹⁵ R. Jude, Maria Tabacu, I. Teodoru, Camelia Teodoru, A. Popescu, Olga Ionescu, F. Codarcea, L. Scarlat. Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri aurifere de la Caraciu, Dealul Mare, Vorja, Juncuri (Munții Metaliferi). 1962. Arh. Inst. Geol. București.

¹⁶ R. Jude, Maria Tabacu, Olga Ionescu. Raport asupra prospecțiunilor pentru aur la Birtin și Caraciu. 1963. Arh. M.M.P.G. București.

plexul pietrișurilor de Almașul Mare. Numai în satul Caraciу se interpune un pachet de marne argiloase cenușii cu ceva intercalații de marnocalcare, strate subțiri de cărbune și lentile de gips, ceea ce ar corespunde părții bazale a formațiunii cu cărbuni de la Tebea.

După rocile cu piroxen urmează o suită de curgeri de lavă și piroclastite andezitice al căror component feromagnezian principal este amfibolul. Ele reprezintă, de fapt, masa mare a vulcanitelor de Caraciу. Primii termeni din această grupă sunt andezitul cu hornblendă verde care aflorează pe flancul estic al Caraciului și andezitul cu hornblendă brună de pe valea Luncii, în versantul de NW al Caraciului, asociate cu mai multe nivale de tufuri și de lave cu blocuri (lave piroclastice). Aceste andezite și piroclastitele însotitoare se aşază peste tufurile andezitice cu piroxen din dealul Tuclui și sunt acoperite de andezitul cu hornblendă resorbită și de piroclastite asociate acestuia (dealul Ticerii). Andezitul cu hornblendă resorbită, aparținând unor erupțiuni mai tîrzii, ocupă în special versantul nordic al masivului Caraciу; el constituie de asemenea umplutura neckului principal.

Judecind după resturile de curgeri, andezitele de Caraciу s-au extins către NW pînă aproape de Cărăstău iar spre E și SE peticele de lave andezitice apar în o serie de puncte pînă către Mesteacăн și bazinul Văii Lungi. Piroclastitele andezitice au de asemenea o răspîndire considerabilă. Ele apar în jurul centrului de emisie principal: în dealul Văratici, pe teritoriul satului Caraciу și în Măgura Tebii, și mult mai departe de acest centru, pe teritoriul satului Mesteacăн, unde se aşază discordant atît peste formațiunea de cărbuni cît și peste pietrișurile de Almașul Mare. O însemnată parte din piroclastitele de la nord de Crișul Alb, în particular cineritele și brecile de la Baldovini-Rișculița, își au originea tot la Caraciу.

Erupțiilor finale le corespunde andezitul cuarțifer și breciile conexe, roci care aflorează mai ales pe valea Șteampurilor și în Măgura Tebii. Relațiile acestui andezit cu tufurile andezitice de Caraciу s.s. atestă categoric vîrsta mai nouă a termenului cuarțifer, fapt semnificativ pentru deducerea evoluției activității eruptive.

Pozitia stratigrafică a rocilor generate de vulcanul Caraciу apare suficient de bine precizată dacă se are în vedere că, la Mesteacăн, piroclastitele cu unele intercalații de lave repauzează peste depozite sarmatiene, iar la nord de Criș, aproape de Rișculița și valea Bradului, aceste piroclastite de Caraciу sunt acoperite de pietrișuri și gresii cuarțifere care sunt atribuite Pliocenului. Erupțiunile vulcanului Caraciу trebuie situate

așadar în Pliocenul inferior, ele fiind legate, probabil, de mișările din faza attică.

95523

STRUCTURA APARATULUI VULCANIC CARACIU

Vulcanul Caraciu ocupă o poziție bine determinată din punct de vedere tectonic. El se situează pe flancul sud-vestic al bazinului de subsidență miocenă Brad-Baia de Criș, într-o zonă în care fracturi neogene cu direcția NW—SE intersectează fracturi mai vechi, laramice, aflate în prelungirea intruziunii principale banatitice de la Vața-Birtin.

În arhitectura aparatului vulcanic se remarcă resturile unei structuri crateriale mai vechi apărută într-o primă fază eruptivă. Această structură craterială, alcătuită din andezitul cu hipersten și augit și din breccii și tufuri la care andezitul piroxenic participă într-o proporție dominantă, este marcată doar prin cîteva segmente din circumferința sa și anume: prin creasta dealului Văratici-Cărăcelul, prin dealul Tuclui, cît și prin unele stive de tufuri din Măgura Tebii. Ea a fost, de altfel, intuită și de unii cercetători anteriori (Raftalet, 1962)¹⁷.

Eruptiunile fazei a doua au distrus cea mai mare parte din „struc-
tura primitivă” și au clădit o nouă suprastructură ce corespunde masivului Caraciu propriu-zis, suprapusă parțial peste prima. În această a doua fază, care a generat mai întîi andezitul cu hornblendă verde și andezitul cu hornblendă brună și apoi andezitul cu hornblendă resorbită, evoluția vulcanului atinge, se pare, maturitatea sa. Fenomenele primesc un caracter de „activitate persistentă” cu repetate explozii și emisiuni de lavă.

Judecînd după dimensiunile blocurilor de andezit proiectate pînă la 7—8 km spre N și E, energia dezvoltată de vulcanul Caraciu se poate compara cu aceea pusă în joc de unii dintre cei mai viguroși vulcani actuali.

Fenomene ulterioare de reajustare a „echilibrului tectono-vulca-
nic” au determinat efecte de prăbușire a zonei crateriale și formarea de fracturi dispuse concentric și radiar față de neckul principal vulcanic. Acestea sunt mai evidente pe valea Șteampurilor și în Măgura Tebii. Unele din aceste fracturi au constituit totmai căile cele mai favorabile pentru eruptiile tîrzii de andezite cuarțifere care marchează faza a treia eruptivă. Structura aparatului vulcanic apare astfel complicată cu o serie de cor-
puri de andezit cuarțifer, distribuite mai ales în partea sa estică: pe valea

¹⁷ V. Luca denumea vulcanul Caraciu „Vezuviul românesc”.



Şteampurilor şi în Măgura Tebii. Majoritatea au caracterele unor intruziuni subvulcanice : dîke-uri şi coruri neregulate, excepţie făcînd corpul principal din zona superioară a văii Şteampurilor care reprezintă o cupolă extrusivă (fig. 3).

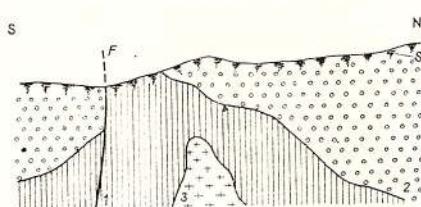


Fig. 3. — Aspectul unui corp subvulcanic de andezit cuartifîer (3) intrus în rocile ofiolitice (1) acoperite de piroclastite neogene (2). F — falie. Măgura Tebii.

Aspect d'un corps subvolcanique d'andésite quartifère (3) dans les roches ophiolitiques (1) surmontées de pyroclastites néogènes (2). F — faille. Măgura Tebii.

Din aceeaşi suită de erupţiuni (faza a III-a) face parte şi brecia de pe valea Stocului, cunoscută pe mai bine de 140 m înălţime. Ea reprezintă o imponantă coloană de explozie, în care sint localizate mare parte din filoanele aurifere din Măgura Tebii.

Fig. 4. — Suprastructura vulcanului Caraciu privită din dreptul localităţilor Cărăstău şi Birtin.

Suprastructure du volcan Caraciu vue du droit des localités Cărăstău et Birtin.



În concluzie, aparatul vulcanic Caraciu reprezintă un stratovulcan cu structura compusă. Zona craterială privită în ansamblu, are alura unei elipse cu axa mare orientată pe direcţia NW-SE, măsurînd mai bine de 3 km în lungime.

Deşi în parte erodată, suprastructura vulcanică este încă bine conservată, trăsăturile sale fiind într-un mod remarcabil conturate geomorfologic, mai ales dacă vulcanul este privit din valea Crişului, din dreptul localităţilor Cărăstău şi Birtin (fig. 4).

Ulterior fenomenelor eruptive a avut loc o activitate metalogenetică cu caracter aurifer, dezvoltată în special pe fracturi NW–SE, în Măgura Tebii și pe flancul de N al masivului Caraciu (filonul Ulman). În Măgura Tebii mineralizația auriferă apare asociată corporilor subvulcanice de andezit cuarțifer propilitizat, iar cind apare localizată în breccii eruptive ea îmbrăcă un aspect particular de volbură (retea de filoane), denumită impropriu „stock”.

În jurul filoanelor se remarcă efectele unei metasomatoze potasice în facies sericitic, local cu adular (valea Ștocului, galeria Emilia, etc.).

Filoanele au în general dimensiuni reduse și un conținut în aur variabil, care scade spre adâncime odată cu o creștere abia perceptibilă în sulfuri metalice. Parogeneza mineralogică, cu caracter mezo-epitermal¹⁸ se compune din pirită, blendă, calcopirită, galenă și aur nativ, cu gangă de cuarț și carbonați, eventual epidot. Prezența telururilor (silvanitul și nagyagítul) menționată de Paşa este pusă sub semnul întrebării de unii autori (Helle, 1938). Aurul apare uneori liber, alteori inclus în cuarț și în sulfuri, iar la partea superioară a filoanelor el se acumulează în produsele hipergene argiloase-limonitice, denumite de minerii din partea locului „praină”¹⁹. Aurul liber este „concrescut” cu cuarțul și cu calcitul în geode, îmbrăcind aspecte de granule fine, de fire și de foite subțiri, etc.²⁰.

Cuaternarul este reprezentat mai ales prin depozitele aluviale dezvoltate în lunca râului Crișul Alb și în cursul inferior al văilor Caraciului, Șteampurilor și Luncii, aproape de Brad. Aceste depozite sunt alcătuite din pietrișuri și nisipuri cu elemente de calcare, gresii, cuarț detritic și de rocă bazaltice și andezitice.

Între Mestecăń și Baia de Criș, pe partea stângă a Crișului Alb se remarcă o formațiune de terasă în care elementele de roci eruptive neogene participă într-o proporție dominantă.

Caracterele petrografice și chimice ale rocilor eruptive.

Rocile seriei ofiolitice mezozoice

După cum s-a arătat într-un capitol anterior, rocile eruptive mezozoice din zona Caraciu aparțin primei și celei de a doua faze a magmatismului ofiolitic din Munții Drocei și Metaliferi. Predominante sunt rocile de compoziție bazaltică reprezentate prin bazalte porfirice și bazalte sticleoase, cu aspectele lor amigdaloide precum și printr-o masă mare de piroclastite al căror volum depășește pe acela al curgerilor de lavă. Cu aceste roci se asociază cîteva filoane de dolerite și două intruziuni mici de gabrouri.

¹⁸ Încercările de omogenizare a incluziunilor fluide din cuarțul filonian au indicat temperaturi de 262–274°C.

¹⁹ V. Lucca. Rapoarte geologice. Arh. I.M. Barza.

²⁰ Muzeul aurului Brad.



Tot din această serie de roci eruptive mai fac parte unele diferențiate intermediare și acide: andezite cu augit, andezite cu hornblendă și andezite cu biotit, respectiv dacite. Derivatele cu caracter alcalin sunt reprezentate doar prin cîteva iviri de oligofire.

B a z a l t e l e p o r f i r i c e formează curgeri de lavă cu dezvoltare mai mare în cursul superior al Văii Lungi. Ele apar, de asemenea, ca intercalații în stivele de piroclastite din văile Șteampurilor și Birtinului.

Structura porfirică este marcată de fenocristalele de piroxen și plagioclaz care sunt înglobate într-o masă fundamentală de culoare cenușie-negricioasă sau verzuie. La examenul microscopic se remarcă faptul că această masă de bază are o structură intersertală și mai rar ofitică, constituită din baghete de plagioclaz, iar în interstiții, granule de augit, magnetit și o cantitate variabilă, dar în general redusă, de sticlă vulcanică frecvent transformată în clorit, calcit, epidot, etc.

Fenocristalele sunt reprezentate prin labrador (50–60% An), augit și în mod sporadic diopsid, pigeonit și hornblendă brună.

Raporturile cantitative și dimensiunile mineralelor rezultă din tabelul 1:

TABELUL 1

Minerale componente	%	Dimensiuni mm
Fenocristale :		
feldspat plagioclaz	15–25	0,5/0,1–3/0,7
piroxen (augit)	5–15	0,2–2,5
hornblendă brună	0–2	0,3/0,1–2/0,5
Masa de bază :		
microlite plagioclaz	30–40	0,1/0,002–0,4/0,1
piroxen	10–20	0,05–0,3
minerale opace (magn.)	1–3	0,1–0,5
sticlă vulcanică	5–20	—

Fenocristalele de labrador prezintă, de regulă, o maclație polisintetică și structuri zonale. În mod frecvent ele apar transformate în produse secundare: calcit, epidot sau minerale argiloase, dezvoltate preferențial pe anumite zone de creștere.

Este de menționat că microlitelor de plagioclaz le este caracteristică o compoziție mai acidă (40–50% An) iar în cîteva cazuri se remarcă efectele unor procese de albitizare (Valea Lungă).



La cristalele de augit se remarcă uneori o maclație în „ceas de nisip” și în mod frecvent mineralul apare substituit prin uralit, clorit, mai puțin prin calcit.

Cristalele de hornblendă prezintă o coroană subțire de opacitizare și adeseori ele apar transformate în calcit.

Bazaltele sticloase sunt subordonate primului tip de bazalte și apar sub formă de curgeri de lavă în bazinul superior al Văii Lungi și la Birtin în dealul Pietrelor și în pîriul Borii. Roca are un aspect compact, o duritate relativ ridicată, spărtură așchioasă și o culoare neagră, uneori cu usoară tentă verzuie.

În secțiuni subțiri aceste bazalte apar constituite dintr-o masă fundamentală cu structura pilotaxitică sau hialopilitică, în care plutesc rare fenocristale de piroxen monoclinic și de plagioclaz. La alcătuirea ei participă într-o cantitate apreciabilă sticla vulcanică și baghete foarte fine de plagioclaz a căror dispoziție marchează uneori o textură orientată. O pulbere de granule de oxizi de Fe pigmentează roca în cenușiu.

Compoziția mineralologică este calitativ asemănătoare cu aceea a bazaltelor porfirice, diferite fiind doar proporțiile în care participă aceste minerale și, bine înțeles, dimensiunile acestora, ceea ce rezultă din tabelul 2 :

TABELUL 2

Minerale componente	%	Dimensiuni mm
Fenocristale :		
plagioclaz	5–10	0,3/0,1 – 1,5/0,5
piroxen monoclinic	1–3	0,1–1
hornblendă brună	0–1	0,2/0,07–1,5/0,3
Masa fundamentală :		
microlite de plagioclaz	30–40	0,05/0,01–0,2/0,07
minerale oxidice	1–2	0,02–0,2
stică vulcanică	40–30	—

În masa de bază se remarcă adeseori depuneri de clorit, calcit, eventual epidot, cuart etc., fapt care modifică esențial structura rocii. Fenocristalele au suferit și ele transformări de natura celor menționate la bazaltele porfirice.

Bazaltele amigdaloide (vacuoare) reprezintă, de regulă „crusta” superficială a curgerilor mai puternice de bazalte porfirice și hialine. Ele se repetă la mai multe nivele în structura vulcanică



din bazinul Văii Lungi marcând prin aceasta venirile succesive de magma bazaltică. Alveolele, care reprezintă un volum apreciabil din aceste roci (5–20%), sunt umplute cu o serie de minerale de neoformație: calcedonie, clorit, calcit, epidot, zeoliți și pirită, fapt care indică un aport variat de compoziții chimice din soluțiile postmagmatische. Forma acestor vacuoale este cel mai frecvent sferică, mai rar ele sunt alungite pe direcția de curgere a lavei sau neregulate, iar dimensiunile lor variază de la 0,04–3 mm foarte rar depășind 5 mm (pl. I, fig. 1).

Produsele piroclastice, a căror ampoloare a fost subliniată în mai multe rînduri în lucrarea de față, sunt reprezentate prin tufuri breciforme și aglomerate bazaltice, cinerite psamitice și tufite.

Breciile și aglomeratele sunt alcătuite în mod preponderent din fragmente colțuroase sau rotunjite de bazalte și bazalte amidaloide ale căror dimensiuni variază de la 3 cm pînă la 20–30 cm. Subordonat acestora au fost remarcate fragmente de dolerite și andezite cu hornblendă (Valea Lungă, valea Caraciului), andezite cu hornblendă și biotit (în satul Birtin) și „porfire roșii” (valea Șteampurilor, etc.), ceea ce arată că fenomenele explozive s-au accentuat odată cu progresarea diferențierii magmatice. Matricea cineritică în care sunt înglobate toate aceste elemente se caracterizează printr-o structură psamtică grosieră și o culoare cenușie-verzuie. Ea participă într-o proporție variabilă, dar numai foarte rar depășește 40–50% din masa rocii.

Sunt de menționat, de asemenea, unele apariții de brecii la care matricea este formată din lavă bazaltică (Valea Lungă, valea Șteampurilor, valea Caraciului).

Tufurile psamitice apar adeseori asociate cu tufite și cu argilite cenușii, verzuie și roșcate, cum s-a arătat într-un capitol anterior. În acest caz roca prezintă o stratificație evidentă, cu separații în plăci centimetrice. La alcătuirea acestor tufuri participă fragmente de roci bazaltice de 0,5–3 mm, cristale de feldspat și piroxen și un ciment de atingere de natură cineritică (20–40%), de regulă cloritizat. Fracțiunea epiclastică intervine uneori prin participarea în cantitate redusă a cuartului detritic (1–3%). Feldspatul și piroxenul apar atât sub formă de cristale idiomorfe cât și ca fragmente de cristale (pl. I, fig. 2).

Tufitele împreună cu șisturile argiloase și silicolitele se disting după structura aleuro-pelitică și textura stratificată primară, imprimată de condițiile de sedimentare liniștită. Cea mai mare parte a materialului cuprins în tufite este de natură vulcanică și este reprezentat prin cenușă fină prinsă în ciment și prin cristalele fragmentate de feldspat, rar piroxen

și hornblendă. Materialul detritic participă în proporție variabilă pînă la aproximativ 30—40% la alcătuirea tufitelor și e dat de materialul argilitic din ciment precum și de granulele rulate de cuart, foișe de muscovit și minerale opace în cantitate mai redusă. Microscopic tufitele se remarcă prin structura cristaloclastică, fiind constituită din granule mărunte angulare sau subangulare, mai puțin rotunjite, prinse într-un ciment cineritic-argilitic impregnat cu minerale secundare (clorit, calcit, silice). Cimentul formează 50—70% din rocă; elementele, reprezentate prin cristale de feldspat, de minerale melanocrate și de cuart detritic, au dimensiuni de 0,02—0,1 mm.

A r g i l i t e l e, asociate cu tufurile psamitice și cu tufitele, sunt roci pelitice șistoase de culoare cenușie sau brună-roșcată, adeseori cu fețe satinate (dealul Piticării la Visca, valea Arsurii la Birtin, valea Luncii, etc.).

Argilitele cu radiolari sunt alcătuite dintr-o cantitate mare de minerale argiloase asociate cu rare granule de cuart și feldspați precum și resturi de radiolari cu diametrul de 0,05—0,4 mm, umplute cu calcedonie, rar calcit, limonit, clorit (pl. I, fig. 3). Prin creșterea procentului de silice au luat naștere silicolitele, roci foarte dure, albicioase-verzui sau roșcate și fin stratificate.

Doleritele formează mai multe corpuri filoniene intruse în masa curgerilor de lavă și în pirolastitele bazaltice. Dimensiunile lor sunt în general moderate, rareori depășind 250 m pe direcție. La examenul microscopic, pe lîngă aspectele comune de dolerite, cu o granulație aproximativ echidimensională dispusă în rețea ofitică, au fost remarcate și dolerite cu structura porfirică, determinată de prezența a două generații de feldspați și piroxen. Mineralogic, ambele varietăți sunt compuse din plagioclazi, augit, hipersten, mai puțin hornblendă brună și din minerale accesoriai reprezentate în special prin magnetit.

Accidental a fost semnalată prezența biotitului și a prehnitului. Gradul de participare și dimensiunile acestor minerale rezultă din tabelul 3.

TABELUL 3

Minerale componente	%	Dimensiuni mm
feldspat plagioclaz	50—60	0,1/0,05—2,5/1
piroxen	30—40	0,2—1,5
hornblendă brună	2—3	0,1—1
magnetit	1	0,02—0,3



Plagioclazul are în general, compoziția labradorului (50–60% An); numai cristalele din generația a două, din doleritele porfirice au compoziția unui andezit (45% An). Adeseori cristalele de plagioclaz sunt parțial albitezate. Fenocristalele de hipersten prezintă uneori o coroană de augit mărunt granular. La cristalele de feldspat se observă ușoare calcitizări, iar la cele de piroxen apar slabe cloritizări și bastitzări.

G a b r o u r i l e din valea Malului se remarcă printr-o cristalinitate avansată și uniformă. În compoziția lor mineralologică participă feldspatul plagioclaz (50–70%), piroxenul (30–40%) și în subsidiar olivina (10%), iar ca minerale accesoriai, magnetitul. Dimensiunile mineralelor principale variază între 0,5–3,5 mm. Roca are o structură holocrastalină caracteristică. Feldspatul plagioclaz, cu caracterele unui labrador (55–60% An), prezintă slabe transformări în minerale argiloase și unele incluziuni fine de clorit dispuse în special pe zonele interne ale cristalului. Piroxenul este reprezentat prin augit, mai puțin prin hipersten și apare în cristale dezvoltate idiomorfe, transformate parțial în calcit și clorit. Olivina este la rîndul său transformată în minerale serpentinice și clorit, păstrând unele relicte proaspete și conturul său caracteristic (pl. I, fig. 4).

A n d e z i t u l c u a u g i t (p o r f i r i t c u a u g i t) are o dezvoltare remarcabilă în sud-vestul regiunii, în zona de la sud de dealul Malului și vîrful Steanului. Caracteristic pentru aceste andezite este o accentuată structură porfirică determinată în special de fenocristalele de augit a căror lungime atinge adeseori 1 cm și care sunt înglobate într-o masă cenușie-verzuie, aparent sticioasă. La microscop roca apare compusă din fenocristale de andezit (40–45–50% An), augit (un augit titanifer), mai rar diopsid, accidental hornblendă brună, și dintr-o pastă hialopilitică sau intersertală, ce reprezintă aproximativ 70% din aceea a andezitului. Masa de bază constă din microlite aciculare de plagioclaz prezintând uneori o dispunere fluidală, din granule de augit și minerale oxidice de fier la care se adaugă sticlă vulcanică transformată adeseori în produse secundare. În aceste andezite sunt frecvente alveolele umplute cu zeoliți sau cu clorit și zeoliți.

În apropierea intruziunilor banatitice andezitele cu augit, ca de altfel și rocile bazaltice, au suferit importante transformări marcate prin depunerile de amfibol, epidot, clorit de neoformare, etc., ceea ce face uneori dificilă recunoașterea caracterelor primordiale ale rocilor.

A n d e z i t e l e c u h o r n b l e n d ă se individualizează mai ales în partea nordică a regiunii, sub forma unor filoane a căror grosime numai rareori depășesc 5 m. Nota caracteristică a acestor andezite o constituie



asocierea fenocristalelor de hornblendă verde cu cele de plagioclaz, minerale care sunt prinse într-o pastă hialopilitică sau microgrăunțoasă. Fenocristalele de plagioclaz, care reprezintă aproximativ 20–25% din masa rocii, au compoziția andezinului (30–40% An). Prismele de hornblendă verde au adeseori o coroană subțire de reacție magmatică. Ele participă în proporție 10–20% la masa rocii. Dispoziția lor orientată imprimă rocii, uneori, o textură paralelă.

A n d e z i t e l e c u b i o t i t aflorează sub forma unor filoane subțiri în cursul superior al văii Șteampurilor și mai la sud în zona dealul Cărpinișului. Ele se caracterizează prin frecvența cristalelor de biotit care, împreună cu cele de plagioclaz, se detașează pe fondul cenușiu-sticlos al rocii, accentuându-le structura porfirică. La examenul microscopic aceste andezite apar compuse dintr-o masă de bază felsitică, reprezentând mai bine de 60% din rocă și din fenocristale de plagioclaz și biotit. Plagioclazul are compoziția unui andezin acid (30–37% An) și prezintă o maclație polisintetică și zone de creștere care sunt marcate uneori de prezența produselor de alterare. Biotitul apare atât sub formă de fenocristale idiomorfice sau ușor corodate, cât și sub formă de cristale fine, microlitice, răspândite în masa de bază.

A n d e z i t u l c u b i o t i t și h o r n b l e n d ā reprezintă o varietate petrografică a rocii descrisă mai sus. Acest andezit se caracterizează prin participarea hornblendei verzi alături de biotit, dar întotdeauna amfibolul este subordonat mici negre. Fenocristalele de hornblendă ating, însă, dimensiuni excepționale, de 10 sau chiar 20 mm în lungime.

D a c i t e l e din zona dealul Cărpinișului se remarcă printr-o culoare cenușie-roșcată sau albicioasă, în cazul în care a suferit transformări epigenetice. Structura lor porfirică este determinată în special de fenocristalele de feldspat, cuartul și biotitul apărând în cantitate variabilă. În secțiuni subțiri roca apare constituită din fenocristale de plagioclaz, cuart, biotit și mai rar hornblendă verde, și dintr-o masă de bază cu structură felsitică sau pilotaxitică, mai rar microgranulară, reprezentând mai bine de 60% din masa rocii. Masa de bază constă din microlite (crystalite) de plagioclaz, cuart, eventual ortoclaz, la care se adaugă ceva biotit și mineralele accesorii: apatit și magnetit. Plagioclazul apare în cristale prismatice și tabulare, cu o maclație polisintetică și complexă și prezintă o structură zonară bine exprimată. Compoziția sa corespunde unui oligoclaz (20–28% An) cu treceri spre un andezin acid (30–33% An). La unele fenocristale de plagioclaz se poate vedea o rețea fină de albit,



rezultatul unui proces metasomatic. Fenocristalele de cuarț sunt corodate adînc de pasta rocii și cataclazate, iar cristalele de biotit sunt uneori opacizate, alteori decolorate sau transformate în produse secundare. Conțin rare incluziuni de apatit.

Raporturile cantitative și dimensiunile acestor minerale rezultă din tabelul 4 :

TABELUL 4

Minerale componente	%	Dimensiuni mm
feldspat plagioclaz	15–20	0,7/0,1–2/0,5
cuarț	5–15	0,1 – 1,5
biotit	3–7	0,3/0,1–1/0,5
hornblendă verde	0–3	0,2/0,1–1,3/0,5
minerale accesorii	1–2	0,1 – 0,3
masa de bază	60–75	—

O compoziție mineralologică similară este caracteristică și pentru dacitele remaniate în conglomeratele aptiene.

Breciile vulcanice care mărginesc corpul principal de dacite din dealul Cărpinișului sunt formate din fragmente colțuroase de dacite; acei-dental au fost observate fragmente de șisturi cristaline antrenate din fundament și o matrice de sfărîmături de rocă. Brecia apare intens silicifiată, decolorată.

Oligofirele apar constituite dintr-o masă de bază felsitică reprezentând peste 60–70% din rocă și din fenocristale de oligoclaz. Mineralele femice apar într-o cantitate infimă și sunt reprezentate prin biotit și hornblendă (pl. II, fig. 1).

Dacitele din zona Caraciu sunt cunoscute în literatura geologică sub denumirea de „porfire cuartifere” (Papp, 1906) sau de „riolite de Cărpiniș” (Trifulescu, 1963). Compoziția mineralologică prezentată mai sus și în special gradul de participare al cuarțului și plagioclazului în rocă, justifică mai bine încadrarea rocii la dacite decât la riolite. Fenocristalele de ortoclaz, chiar dacă apar, ele trebuie să fie într-o proporție minoră.

Trebuie avut în vedere, însă, că la dacite ca de altfel și la andezitele cu biotit și oligofire, masa fundamentală felsitică sau hialină reprezintă mai bine de 60% din rocă și prin urmare, încadrarea lor petrografică suferă în mod inherent de un anume grad de relativitate, pînă la o confirmare chimică.



Unele observații asupra chimismului rocilor eruptive mezozoice

Din unele tipuri de roci aparținând seriei ofiolitice au fost efectuate 4 analize complete de silicați: probele 1 și 2 provin din doleritele de la Birtin respectiv din Valea Lungă, la est de Măgura Tebii; proba 3, dintr-un filon de andezit cu hornblendă din zona satului Birtin, iar proba 4, din curgeri de bazalte porfirice de la Mihăileni, la nord de Crișul Alb, similară celor din zona Caraciu dar mai puțin afectate de procese secundare.

Ca o trăsătură caracteristică a chimismului bazaltelor și doleritelor analizate este compoziția lor mai ridicată, în SiO_2 , Al_2O_3 ; pe de o parte, iar pe de altă parte conținutul lor mai sărac în MgO față de tipul reprezentativ (tab. 5). Aceasta se datorează unui conținut, în general, deficitar în minerale fero-magneziene al acestor roci. Na_2O și K_2O se mențin aproape constant și în același raport. Valori mai ridicate în Na_2O se datorează, în parte, unor procese de albitezare a plagioclazului, remarcat atât la doleritele de la Birtin cât și la bazaltele de la Mihăileni și chiar la rocile dacitice, dar în aceste cazuri substituția prin albite este numai parțială.

Proba 2 prezintă un conținut de CO_2 intolerabil de mare și corespunzător o valoare ridicată a CaO , datorită prezenței secundare a calciului în rocă. Ea va fi omisă, deci, din calculul parametrilor Niggli. Rocile pentru care s-au calculat parametrii Niggli se încadrează seriei de magme calco-alcaline. Doleritele de la Birtin și bazaltele porfirice de la Mihăileni corespund unei magme dioritice, ceea ce confirmă în parte observațiile microscopice, plagioclazul din aceste roci având compoziția unui labrador acid sau a unui andezin-labrador. Proba 3 (tab. 6) atestă prin unii parametri o ușoară tendință spre tipul gabro-dioritic. Andezitul cu hornblendă (proba 4) corespunde, în mod normal, tipului dioritic.

Proiectate în diagrama *al-fm* (fig. 5) rocile analizate determină o zonă bine definită, indicând caracterul semifemic izofal și semisalic al magmei. În diagrama *al-alk* (fig. 6) aceste roci se înscriu în cîmpul magmelor sărace în alcalii, cu tendință spre o alcalinitate intermedie. Iar în diagrama *k-mg* rocile se grupează de asemenea într-un cîmp caracteristic magmelor calco-alcaline (fig. 7).

În concluzie, rocile ofiolitice mezozoice din regiunea Caraciu sunt reprezentate printr-o gamă destul de variată din punct de vedere petrografic. Ele corespund primei și celei de a doua etapă a magmatismului inițial din Munții Metaliferi. Unii din principaliii termeni petrografici: bazaltele porfirice și doleritele corespund unor magme gabro-dioritice și dioritice în curs de diferențiere.



TABELUL 5
Compoziția chimică a rocilor eruptive mezooice

Nr. crt.	Roca analizată	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	S	Total
1	Dolerit porf. (valea Birthinului)	53,45	18,11	1,09	6,03	3,70	0,09	6,36	3,53	1,54	0,88	0,20	2,25	0,49	2,49	0,11	100,60
2	Dolerit (Valea Lungă)	48,21	17,94	1,66	4,28	2,20	0,06	11,27	3,28	1,48	0,83	0,18	0,36	—	7,74	0,12	99,61
3	Bazalte porf. (Mihăileni)	51,44	21,42	2,98	4,02	3,40	0,08	7,52	3,51	1,75	0,90	0,20	2,08	—	0,48	urme	99,78
4	Andezit cu hornblendă (Birthin)	56,38	16,64	4,17	2,70	4,40	0,16	6,40	3,42	1,58	0,79	0,16	3,00	—	—	0,08	99,88

Probele 1, 2, 3, 4 analizate de G. Lahovary.

TABELUL 6
Parametrii Niggli ai rocilor eruptive mezooice

Proba	Roca analizată	si	al	fm	c	alk	k	mg	Qz	Tipul de magmă
1	Dolerit (Valea Birthinului)	162	32,1	34,1	20,5	13,3	0,217	0,49	+9	dioritic
3	Bazalt porfiric (Mihăileni)	143,5	35,2	30	22,4	12,4	0,24	0,47	-6	dioritic
4	Andezit cu hornblendă (Birthin)	170,9	29,6	36,7	20,7	13	0,225	0,55	+19	dioritic



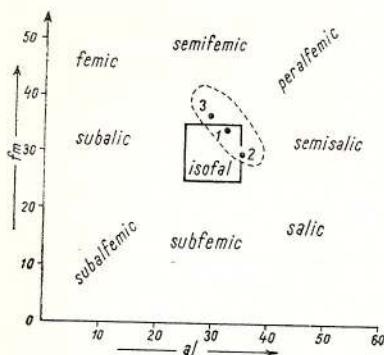


Fig. 5. — Diagramma al-fm.
Diagramme al-fm.

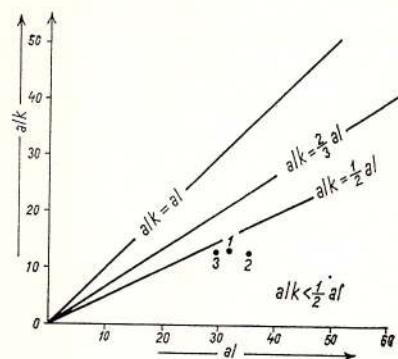
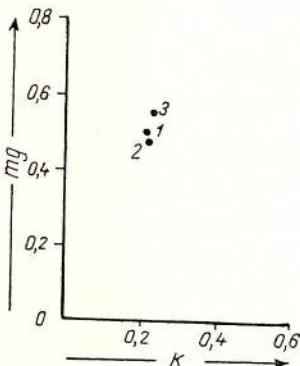


Fig. 6. — Diagramma al-alk.
Diagramme al-alk.

Fig. 7. — Diagramma k-mg.
Diagramme k-mg.



Rocile eruptive banatitice

În cadrul corporilor eruptive generate de magmatismul subsecvent laramic în zona Birtin-Caraciu au fost deosebite următoarele tipuri de roci: diorite cuartifere, granodiorite și microdiorite porfirice. Acestora li se asociază o serie de varietăți andezitice: cu piroxen, cu piroxen și amfibol, cu biotit, respectiv andezite cuartifere. Diferențiatele peracide sunt reprezentate în această zonă prin unele apariții minore de aplite.

Dioritul cuartifer. Constituent petrografic major al corpului intruziv principal de la Birtin-Tătărăști, dioritul cuartifer mai apare ca mici apofize în culmea Borii și în basinul superior al văii Birtinului. Roca este cenușie, cenușie-verzui, cu cristalinitate avansată și granulație medie.

Variațiile de culoare de la cenușiu la cenușiu-verzui sunt determinate de gradul de uralitizare a piroxenului conținut în rocă. Prezența uralitului este caracteristică rocilor dioritice din regiune; este o notă comună dioritelor cuarțifere, varietăților dioritice și microdioritelor. Compoziția mineralogică și dimensiunile componentelor sunt date în tabelul 7.

TABELUL 7

Constituenți	%	Dimensiuni mm
Cuarț	8–15	0,17–1,2/0,7
Ortoză	15–25	0,05–1,5
Concreșteri micrografice	0–3	0,1 –0,3
Feldspat plagioclaz	45–56	0,2 –3/1,2
Biotit	0–1	0,1 –0,75
Augit	10–12	0,1 –1,8/0,6
Hipersten	0–5	
Magnetit	2–3	0,05–0,3
Apatit, titanit	sporadic	0,02–0,6

Microscopic, structura rocii apare holocristalină, inechigranulară; aspecte porfirice au fost rar întâlnite (culmea Borii). Textura este masivă. Specifice rocilor dioritice examineate sunt proporția ridicată de feldspati alcalini, prezența concreșterilor micrografice de cuarț și ortoză și prezența a două varietăți de piroxen: monoclinic (augit) și rombic (hipersten) (pl. II, fig. 2). Dioritele cuarțifere de pe valea Naidii cuprind 2–3% hornblendă verde și concreșteri micrografice în proporții neobișnuite de ridicate (7%). Cuarțul și feldspatul potasic (ortoză) îmbracă forme xenomorfe care mulează celelalte componente. Conturul granulelor de cuarț este deseori lobat. Ortoclazul este rareori maclat (macle Karlsbad) și este acoperit cu o pulbere fin argiloasă; în masa sa au fost observate uneori lamele fine albitive. Cuarțul și ortoză formează pe alocuri concreșteri micrografice caracteristice (pl. II, fig. 3).

Feldspatul plagioclaz are compoziția andezinului cu 32–48% An și apare în indivizi idiomorfi maclați polisintetic, mai rar albit-periclin, cu structuri zonare în care nucleul este mai bogat în anortit. Uneori cristalele prezintă venule de albit sau benzi albitive de supracreștere. Cristale fine de piroxen sau biotit apar frecvent înglobate în plagioclaz.

Piroxenul monoclinic (augit) se prezintă mai ales în aglomerări de cristale scurt prismatice, parțial sau total înlocuite cu agregate fibroase de uralit. Uralitizarea avansează de la periferie spre centrul cristalului,

nucleul păstrîndu-se uneori intact. Subordonat dar sistematic apare hipertenul transformat de obicei în bastit și clorit.

Biotitul, în foite neregulate, este sporadic și apare mai ales ca incluziuni în plagioclazi. Magnetitul, apatitul, titanitul sunt prezente ca minerale accesori.

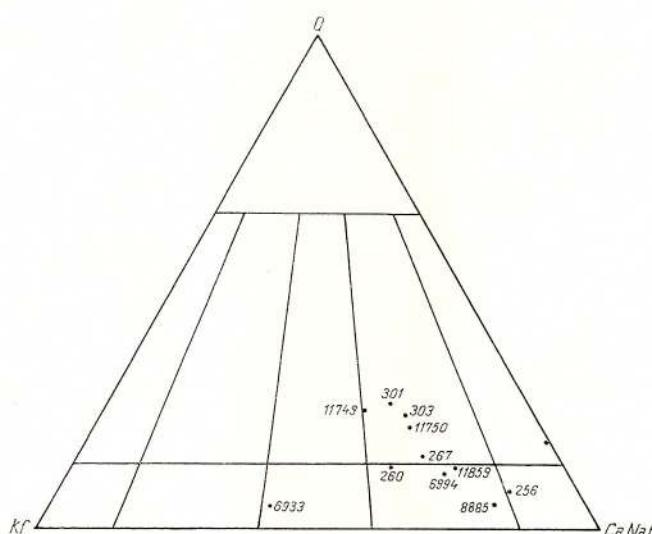


Fig. 8. — Diagrama Johansen.

Diagramme Johansen.

Dintre transformările secundare ale dioritului cuartifer semnalăm uralitizările și bastitizările piroxenului, slabe cloritizări ale mineralelor femice și descompunerea plagioclazului cu formare de epidot sau sericit. Creșterea locală a raportului feldspat potasic/plagioclaz pînă la valori de 45/30 duce la separarea unor roci monzonitice în valea Pietrelor, pe fondul general cuart-dioritic (fig. 8).

Au fost semnalate de asemenea varietăți dioritice cu o aciditate mai scăzută, exprimată printr-un conținut mai redus de cuart (4–6%) și printr-o îmbogățire în piroxen (16–18%), în valea Pietrelor. Variațiile compoziționale înregistrate și dezvoltarea lor capricioasă indică o oarecare labilitate a condițiilor termodynamice în care a avut loc cristalizarea.

Granodioritele sunt localizate exclusiv în partea estică a corpului intruziv principal, unde formează o zonă unitară cu dezvoltare apreciabilă.

Granodioritul este în mod obișnuit proaspăt. Prezența biotitului și un pronunțat caracter leucocratic îl definesc macroscopic. Examenul microscopic pune în evidență abundența biotitului în defavoarea celorlalte minerale femice și relevă un caracter porfiric, mai mult sau mai puțin accentuat dar nelipsit. Aspectul porfiric este imprimat de larga dezvoltare a cristalelor de plagioclaz (pînă la 3 mm mărime) mai puțin a celor de cuarț și a majorității mineralelor femice, în contrast cu o masă mărginită granulară (0,03–0,1 mm) de cuarț și ortoza care umple spațiile dintre fenocristale (pl. II, fig. 4).

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților sunt redate în tabelul 8 :

TABELUL 8

Componenți	%	Dimensiuni mm	
Cuarț	17–25	0,07	–1
Ortoză	20–25	0,1	–0,8
Feldspat plagioclaz	38–47	0,3 / 0,2–3	1/2,2
Biotit	7–15	0,1	–1,4/0,75
Hornblendă	1–5	0,4	–0,5
Augit	0–4	0,5	–1
Magnetit	2–3	0,05	–0,5
Apatit	sporadic	0,05	–0,1
Zircon	sporadic	0,06/0,03–0,08	0,04

Masa intersticială este alcătuită preponderent din cuarț și ortoclaz în indivizi xenomorfi cărora li se asociază sporadice microlite de biotit și apatit. Ea are un aspect omogen, pavimentos și corodează frecvent fenocristalele, îndeosebi plagioclazul. Ortoza este mineralul felsic care încheie cristalizarea ; au fost surprinse aspecte de corodare ale granulelor de cuarț de către agregate de feldspat potasic.

Plagioclazul este cel mai bine individualizat dintre mineralele rocii și corespunde unui andezin cu 30–37% An. Prezența unui termen mai acid, oligoclaz la limita cu andezinul, constituie o excepție (valea Arsurii). Cristalele de andezin sunt maclate după legea albit, albit-Karlsbad și mai rar albit-periclin ; uneori au structuri zonare. Plagioclazul cuprinde frecvențe incluziuni de biotit și cuarț înglobate în timpul creșterii ; prezintă uneori sericitizări slabe, incipiente.

Biotitul, element femic principal în rocă, apare individualizat în cristale largi, idiomorfe, uneori cloritizate marginal dar și asociat cu amfibolul, ca mineral de reacție pe piroxen. Cristalele de biotit prezintă in-



cluziuni fine de apatit, zircon, magnetit. Hornblenda apare sporadic și formează agregate de dimensiuni reduse, asociate biotitului. Este o varietate de hornblendă verde. A fost observată și o hornblendă de reacție formată pe piroxen (pl. II, fig. 4).

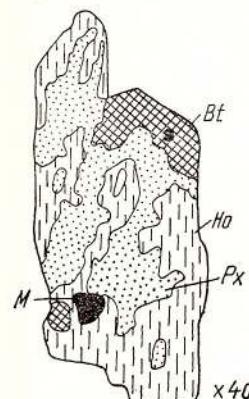
Augitul se întâlnește rar, fenocristalele fiind de obicei transformate în hornblendă și biotit \pm magnetit (fig. 9). În granodioritul care aflorează

Fig. 9. — Piroxen monoclinic (Px) transformat în biotit (Bt) și hornblendă (Ho).

M — incluziuni de magnetit.

Pyroxène monoclinique (Px) transformée en biotite (Bt) et hornblende (Ho).

M — inclusions de magnétite.



pe Valea Mică augitul a fost semnalat în cristale mărunte, parțial uralitizate.

Rocile granodioritice prezintă rar și în cantități subordonate minerale secundare de tipul cloritului, uralitului, carbonatului și foarte rar, sericitului. În granodioritul de pe valea Malului s-au semnalat aglomerări granulare de epidot secundar formate pe plagioclaz.

Microdioritul porfiric. Au fost afiliate acestui tip petrografic roci holocristaline, mărunt granulare cu structură porfirică, cenușii-verzui care apar numai ca apofize de o parte și de alta a corpului intruziv principal. Microdioritul porfiric nu a fost întâlnit în stare proaspătă; prezintă în mod constant fenomene de transformare cu aspect de propilitizare. Roca este constituită dintr-o masă de bază faneritică microgranulară care înglobează cristale largi (pînă la 2–3 mm mărime) de feldspat plagioclaz și de minerale melanocrate. În funcție de prezența amfibolului au fost separate două varietăți :

- microdioritul porfiric cu piroxen,
- microdioritul porfiric cu piroxen și amfibol.

Microdioritul porfiric cu piroxen apare în zona văii Arsuri, pe culmea Borii și în valea Pietrelor. Prezintă caractere mineralogice și structurale asemănătoare cu ale microdioritului cu piroxen și amfibol descris în continuare. Se deosebește de acesta pe de o parte prin

absența amfibolului, iar pe de altă parte printr-un caracter ceva mai bazic al plagioclazului (35–45% An).

În microdioritul porfiric cu piroxen de pe culmea Arsurii au fost surprinse aspecte de transformare a piroxenului în hornblendă actinolică și biotit, fenomen observat și în granodiorite.

Microdioritul porfiric cu piroxen și amfibol este constituentul majorității apofizelor microdioritice. În tabelul 9 sînt sintetizate observațiile examenului microscopic efectuat asupra acestui tip de rocă.

TABELUL 9

Componenți	%	Dimensiuni mm
Masa de bază :		
Cuarț	3–5	0,02–0,1
Ortoză	0–12	0,02–0,1
Feldspat plagioclaz	13–20	0,05–0,18/0,02
Minerale melanocrate	2–5	0,06–0,1
Apatit	0–1	0,05–0,3
Titanit	0–1	0,04–0,2
Magnetit	2–4	0,05–0,1
Fenocristale :		
Feldspat plagioclaz	35–50	0,3 – 3/1
Hornblendă	2–8	0,1 – 0,5
Piroxen	5–13	0,1 – 1

Cuarțul și feldspatul ortoclaz participă numai la alcătuirea masei de bază; nu au fost întlnite ca fenocristale. Alături de acești componente specifice, la constituția masei interstîțiale iau parte baghete de feldspat plagioclaz care imprimă uneori pastei o structură intersertală, minerale melanocrate și minerale accesoria: apatit, titanit și magnetit.

Plagioclazul atât în fenocristale cât și în masa de bază, are compoziția andezinului cu 30–40% An. Fenocristalele sunt maclate polisintetic, au uneori structuri zonale și sunt parțial înlocuite cu minerale secundare; epidot ± zoizit, carbonat (calcit), sericit, clorit; substituții asemănătoare a suferit și plagioclazul masei de bază.

Piroxenul prezintă cloritizări parțiale sau complete sau uralitizări avansate care nu permit determinări mai precise. În microdioritul de pe valea Malului (Visca) s-au recunoscut augitul și hiperstenul. Hornblendă apare subordonat și este în mod obișnuit pseudomorfozată de carbonat (caleit) și clorit (frecvent penin). Mineralele accesoria obișnuite sunt apatitul, titanitul și magnetitul (pl. III, fig. 1).



Microdioritul porfiric din valea Borii prezintă un conținut ridicat în apatit (1%) individualizat în cristale idiomorfe de 0,2–0,3 mm, iar ivirile de pe Valea Mică conțin titanit neobișnuit de frecvent. În afara magnetitului a fost semnalată pe alocuri și prezența ilmenitului (valea Pietrelor).

Andezite. O parte din numeroasele apofize răspândite în jurul intruziunii principale sănt alcătuite din andezit cu piroxen, andezit cu amfibol ± piroxen sau andezit cuarțifer. Dimensiunile reduse ale apofizelor explică, în parte, variația petrografică înregistrată. O situație aparte în cadrul rocilor banatitice andezitice ocupă andezitul cu biotit. Acesta apare în valea Șteampurilor și la izvoarele văii Fărăeștilor, dincolo de structura neogenă a vulcanului Caraciu.

Andezitul cu piroxen, andezitul cu amfibol și piroxen. Apropiate ca aspect macroscopic de microdiorite, andezitul cu piroxen și andezitul cu amfibol ± piroxen se caracterizează prin structură porfirică pronunțată, pastă abundantă, fin granulară, pilotaxtică. Plagioclazul în fenocristale de dimensiuni variabile (0,2/0,1–3,5/1,2) este pentru ambele subtipuri un andezit cu 35–48% An. Andezitul cu piroxen (valea Arsurii, aval de mina Arsurii) este foarte asemănător cu microdioritul porfiric cu piroxen, de care diferă numai structural prin granulația mai fină a pastei și prin frecvența mai redusă a fenocristalelor.

Andezitul cu amfibol ± piroxen este varietatea cea mai frecventă (culmea Borii, valea Naidii, valea Blidaru). Hornblenda verde, în fenocristale de 0,2/0,1–1,8/1 mm și în proporție de 10–20% prezintă frecvențe calcitzări. Pe valea Blidarului, andezitul cu hornblendă ± piroxen este puternic afectat hidrotermal (silicifieri, cloritzări, carbonatări). Alături de fenocristale de hornblendă, andezitul poate cuprinde uneori cristale de augit în proporții apreciabile (pînă la 10%, în valea Borii).

Andezitul cu biotit, a fost încadrat rocilor banatitice pe baza considerentelor arătate într-un capitol anterior. Caracteristică acestui andezit este participarea în cantitate apreciabilă a biotitului care, alături de plagioclaz, se evidențiază pe fondul cenușiu (valea Șteampurilor) sau cenușiu-roșcat al rocii (valea Fărăeștilor).

În secțiuni subțiri, roca apare compusă dintr-o masă de bază felsitică, în proporție de 60–65% și din fenocristale de plagioclaz (23–25%) și biotit (5–10%). La andezitele din valea Șteampurilor au fost observate și fenocristale de cuarț (3–6%) și de hornblendă (8%). Ca mineral accesoriu se remarcă magnetitul în granule mărunte, disperse în pasta rocii.

Fenocristalele de cuarț care sănt intens corodate de masa de bază ating uneori dimensiuni de 3—5 mm. Plagioclazul, cu compoziția unui andezit acid, este uneori parțial albitezat, alteori transformat în calcit și sericit. Apare maclat polisintetic și prezintă o structură zonală cu reacurențe de compozitie. Biotitul apare atât ca fenocristale cît și în paete fine în masa de bază. Este în general proaspăt sau ușor decolorat, alături de fenocristalele de hornblendă mai mult sau mai puțin transformate în clorit și calcit.

Filoanele din valea Șteampurilor, în special, corespund din punct de vedere al compozitiei mineralogice unui andezit cuartifer.

A n d e z i t e l e c u a r ț i f e r e au dezvoltare preferențială mai la nordul perimetrlului în zona satelor Cărăstău-Tătărăști de Criș; formează înrădăcinări largi pe cursurile inferioare ale văilor Răchiții și Vălenilor.

Andezitul cuartifer este cenușiu, porfiric și prezintă, în secțiuni subțiri o masă de bază pilotaxitică, în care plutesc fenocristale de plagioclaz, hornblendă, uneori piroxen și cuarț. Roca prezintă fenomene accentuate de sericitizare, cloritzare, carbonatare, argilizare. La alcătuirea masei de bază participă microlite de plagioclaz, cristale mici de hornblendă și o oarecare cantitate de sticlă și cuarț; fenomenele de alterare maschează în parte componenții primari.

Fenocristalele sănt substituite în întregime cu carbonat ± sericit ± minerale argiloase. Andezitul cuartifer de pe valea Tătărăști, unde substituirea s-a făcut numai parțial, plagioclazul relict apare albitezat. Cristalele melanocrate, în majoritate hornblendă, sănt complet pseudomorfizate de agregate de minerale argiloase în care plutesc solzi rari de sericit, plaje de clorit relict sau carbonat (valea Răchiții) sau de carbonat (calcit) + sericit (valea Tătărăști).

TABELUL 10

Constituenți	%	Dimensiuni mm
Masa de bază	60—65	
Fenocristale:		
cuarț	3—6	0,04—1
feldspat plagioclaz	18—20	0,2—3
hornblendă	11—14	0,2—2,5/1
piroxen	0—2	0,4—1,5
magnetit	1	0,1—0,3
apatit	sporadic	0,06—0,5

Aplite. Rocile banatitice descrise sănt însoțite de diferențiate filoniene acide slab reprezentate, indicind o ușoară circulație magmatică reziduală. Separații aplitice filoniene cu grosimi reduse (20–40 cm) apar în masa microdioritelor și granodioritelor de pe valea Tătărăștilor și valea Izvorul Birtinului și în rocile ofiolitice aproape de contactul cu intruziunile de pe valea Blidarului. Albicioase sau cu nuanțe roz, fin granulare, sub microscope aplitele apar ca o masă cuarțo-feldspatică fină, microlitică, în care se individualizează cristale rare și largi (0,3–2 mm) de ortoză, oligoclaz, cuarț xenomorf și sporadice foițe de biotit cloritizat. Au fost întâlnite și varietăți aplitice mărunt și omogen granulare (0,1–0,5 mm) constituite dintr-un mozaic de cuarț, ortoză și oligoclaz; cuarțul și ortoclazul formează numeroase concreșteri grafice (valea Tătărăștilor).

Caracterele chimice ale rocilor eruptive banatitice

Din cele cinci analize de silicati, primele trei au fost efectuate pe probe de diorite cuarțifere și granodiorite din corpul intruziv principal, iar ultimile două (probele 4 și 5) reprezintă andezitele cuarțifere din copurile subvulcanice de la Cărăstău și respectiv din valea Șteampurilor. Compoziția în oxizi a rocilor analizate rezultă din tabelul 11. Din acest tabel se remarcă faptul că atât dioritele cuarțifere cât și andezitele cuarțifere se caracterizează printr-un conținut ridicat de SiO_2 , pe de o parte, iar pe de altă parte prin unele valori relativ crescute pentru MgO . CaO se menține între limite relativ restrânse (3,08–4,83 %).

Semnificative sunt și conținuturile în Na_2O care variază între 3,37 și 4,45 % și de asemenea cele ale K_2O care apar mai ridicate la diorite și granodiorite decât pentru rocile andezitice.

Din calculul parametrilor Niggli rezultă că proba 3 corespunde, într-adevăr, unei magme granodioritice, dar cu un deficit în *al* și *alk* (în special în parametrul *k*) și cu un oarecare exces al parametrului *fm* în raport cu tipul de magmă reprezentativ. Toate celelalte probe se încadrează la tipul de magmă cuarț-dioritică (tab. 12).

Dioritele cuarțifere (nr. 1 și nr. 2) manifestă, însă, unele afinități pentru o magmă leucomonzonitică. La andezitele cuarțifere se constată unele valori excedentare pentru *al* și *mg* și un slab deficit în parametrul *c*, iar în cazul probei 4, o valoare deficitară pentru *k*.

Diagrama de variație a parametrilor Niggli (fig. 10) reflectă apartenența rocilor la seria de magme calco-alcaline.

Din diagrama *al-alk* (fig. 11) rezultă foarte bine că dioritele cuarțifere și granodioritele se plasează în cîmpul magmelor cu alcalinitate inter-

TABELUL 11
Compoziția chimică a rocilor eruptive banatice

Nr. crt.	Roca analizată ert.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	S	Total
1	Diorit cuartifer (V. Birthinului)	60,88	15,75	3,34	2,32	3,12	0,09	4,44	3,58	3,24	0,79	0,21	0,91	0,67	0,21	urme	99,55
2	Diorit cuartifer (D. Malului)	61,40	17,14	2,80	2,00	2,36	0,14	4,83	3,78	3,45	0,87	0,17	0,34	0,21	urme	0,06	99,55
3	Granodiorit (Gal. Arsuri)	63,05	15,66	2,30	2,45	2,42	0,16	4,70	3,68	3,10	0,63	0,20	0,52	0,28	0,55	urme	99,70
4	Andezit cuartifer (Cărăstău)	60,80	18,75	3,38	2,58	3,80	0,03	3,08	4,45	1,08	0,67	0,13	0,92	0,15	0,44	0,03	100,29
5	Andezit cuartifer cu biotit (V. Șteampurilor)	60,96	17,63	3,05	1,24	3,48	0,07	4,27	3,37	2,02	0,39	0,075	2,14	0,62	1,34	urme	100,65

Analiști:

probele nr. 1 și 3 — A. Kiz y k;

proba nr. 2 — G. h. Lahovari

probele nr. 4 și 5 — Florica Șoimaru

TABELUL 12

Nr. crt.	Roca analizată	si	al	fm	c	alk	k	mg	Qz	Tipul de magmă
1	Diorit cuartifer (V. Birthinului)	213	32,3	32	16,6	19,1	0,37	0,5	+37	cuarț-dioritică
2	Diorit cuartifer (D. Malului)	215	35,4	26	18,0	20,0	0,37	0,47	+35	cuarț-dioritică
3	Granodiorit (Gal. Arsuri)	232	33,8	27,4	18,6	20,0	0,35	0,48	+52	granodioritică
4	Andezit cuartifer (Cărăstău)	205	37,0	35	11,0	17,0	0,13	0,54	+37	cuarț-dioritică
5	Andezit cuartifer cu biotit (V. Șteampurilor)	218	37,0	30,5	16,3	16,0	0,28	0,6	+54	cuarț-dioritică



mediară, pe cind andezitele cuarțifere se proiectează în domeniul magmelor sărace în alcalii dar foarte aproape de linia $alk = \frac{1}{2} al$.

Diagramma $al-fm$ (fig. 12) pune în evidență caracterul izofal, peralfemic și semisalic al magmelor din care derivă rocile analizate. Punctele repre-

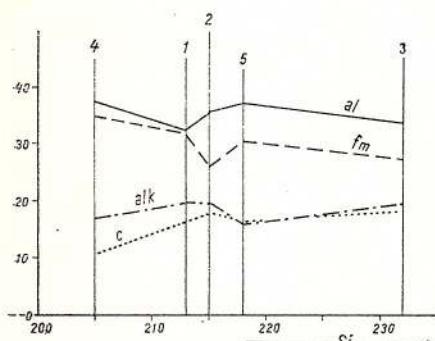


Fig. 10. — Diagrama de variație a parametrilor Niggli.

Diagramme de la variation des paramètres Niggli.

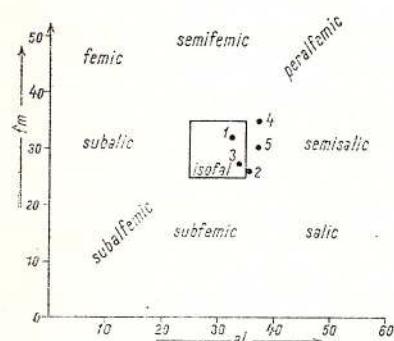


Fig. 12. — Diagrama $al-f_m$.

Diagramme $al-f_m$.

zentative ale rocilor analizate se înscriu în diagrama $k-mg$ într-un cîmp definit de diagonalele $0,6 k - 0,6 mg$ și $0,9 k - 0,9 mg$, probele 1,2 și 3 plasîndu-se, detașat, înspre domeniul magmelor al căror parametru k este mai mare (fig. 13).

Structura corpului intruziv principal și unele situații observate în aflorimente, coroborate cu caracterele petrochimice comentate mai sus, conduc la concluzia că rocile banatitice din zona Birtin-Caraciu provin

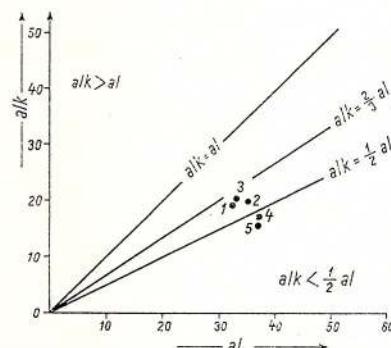


Fig. 11. — Diagrama $al-alk$.

Diagramme $al - alk$.

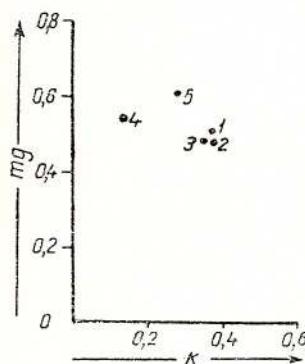


Fig. 13. — Diagrama $k-mg$.

Diagramme $k-mg$.



dintr-o magmă cuarț-dioritică. Ele aparțin unor veniri succesive de magmă în curs de diferențiere. Evoluția acestei magme respectă, în general, linia dedusă de Giusecă, Cioflica și Savu (1966) în cadrul larg al provinciei banatitice și anume: un prim sens, spre termeni acizi și per-acizi (granodiorite, aplite), iar al doilea, către termeni de compoziție inter-mediară (microdiorite, andezite).

Caracterele petrografice ale vulcanitelor neogene

Rocile generate de vulcanul Caraciu se pot grupa în trei tipuri petrografice și anume: andezitul piroxenic, andezitul amfibolic și andezitul cuarțifer. La acestea se mai adaugă o gamă de produse piroclastice: brecii, tufuri lapilice și cinerite.

Succesiunea erupțiilor acestor vulcanite, începînd cu termeni relativ mai bazici și sfîrșind cu termeni de compoziție mai acidă, exprimă, între anumite limite, un sens normal de evoluție a activității vulcanice, fapt cunoscut de altfel și la alți centri eruptivi din Munții Metaliferi: la aparatul vulcanic de la Săcărîmb, la vulcanii Hondol-Făeragul, Măgura și Măcieșul, precum și la aparatul vulcanic Barza.

Andezitul cu hipersten și augit sau „andezitul piroxenic de Cărăcel” reprezintă un tip petrografic mai puțin comun între vulcanitele de aceeași vîrstă din Munții Metaliferi. Este o rocă de culoare cenușie clară, uneori cu o slabă pigmentație roșcată, în care se remarcă prisme de piroxen bine dezvoltate, de 2–4 mm. Din punct de vedere mineralologic acest andezit se caracterizează prin asocierea feldspatului plagioclaz cu hiperstenul și cu augitul. În masa de bază felsitică sau mărunt grăunțoasă se mai remarcă uneori cristale mărunte de cuarț, magnetit și sporadic apatit. Raporturile procentuale și dimensiunile mineralelor rezultă din tabelul 13.

TABELUL 13

Mineralul	Limite de participare %	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	34–35	0,25/0,1 – 0,6/0,25 (microlit) 1,52/0,5 – 1,7/1,2 (fenocrist)
Hipersten	5–8,5	0,28/0,08; 0,75/0,15; 2/0,75
Augit	6–7,6	0,2/0,07; 1,25/0,5; 3,15/1,75.
Magnetit	1–3	0,1 – 0,5
Apatit	0,3	0,1/0,03
Pastă	46–52	—

Plagioclazul domină net asupra mineralelor feromagneziene conferind rocii un caracter leucocratic. Aceasta presupune o eventuală segregare în bazinul magmatic, mai înaintea erupțiilor vulcanice. Andezitul piroxenic ar putea proveni, în această situație, dintr-un nivel superior al camerei magmatische în curs de diferențiere, nivel relativ mai îmbogățit în cristale de feldspat.

Cristalele de plagioclaz au dimensiuni variate, sunt maclate polisintetic și prezintă frecvent structuri zonare cu unele recurențe de compoziție. Fenocristalele zonate au nucleul puțin dezvoltat și numeroase inele fine de creștere, al căror număr poate depăși uneori cifra de 30, indicând, probabil, oscilațiile regimului termodinamic din timpul cristalinării lor din magmă. În general, cristalele au compoziția andezinului cu 35—48% An; la unele fenocristale, nucleul mai bazic are compoziție de labrador cu 55—60—65% An, iar zonele periferice, un andezin acid (30%) An.

Hiperstenul se prezintă în fenocristale dezvoltate și ca microlite cu pleocroism evident. Unele cristale au o coroană subțire de reacție magmatică, altele sănt parțial transformate în bastit. În general piroxenul rombic participă într-o proporție variabilă la compoziția rocii; de regulă predomină asupra piroxenului monoclinic.

Augitul apare sub formă de fenocristale și microlite cu habitus scurt prismatic și cu secțiuni bazale octagonale. Se caracterizează printr-un unghi de extincție aproximativ constant, de 45° , și prezintă adeseori o maclă după (100) și (010). Piroxenul monoclinic participă într-o proporție mai uniformă la compoziția rocii față de cel rombic. În mod accidental au fost determinate cristale de pigeonit și hornblendă resorbită magmatic.

Magnetitul și apatitul apar atât în masa de bază cât și ca incluziuni în piroxen (pl. III, fig. 2).

Andezitul amfibolic sau „andezitul de Caraciu” propriu-zis prezintă asemănări petrografice cu andezitul de Barza și cu andezitul de Făerag de la Hondol. În cadrul acestui tip petrografic sunt cuprinse de fapt trei varietăți andezitice și anume: andezitul cu hornblendă verde, andezitul cu hornblendă brună și andezitul cu hornblendă resorbită, fiecare marind o anumită etapă de erupție a uneia și aceleiași magme. În comparație cu andezitul piroxenic de Cărăcel, termenii amfibolici se caracterizează printr-un conținut mai ridicat în minerale melanocrate, îndeosebi în hornblendă care, în cîteva cazuri, poate depăși proporția de 16% din masa rocii. Trăsătura comună a celor trei varietăți andezitice o constituie prezența fenocristalelor dezvoltate de plagioclazi ale căror dimensiuni ating și depășesc uneori 6—7 mm. Astfel de fenocristale, deși cu o frec-

vență redusă, se remarcă pe fondul cenușiu-închis sau roșcat al rocilor, accentuându-le structura porfirică. Compoziția plagioclazului se menține, de regulă, aceeași la toate trei varietățile de andezit. Ceea ce le deosebește însă, este modul de prezentare al hornblendei și eventual gradul de participare al piroxenului monoclinic. Compoziția mineralologică, raporturile cantitative și dimensiunile mineralelor sunt rezumate în tabelul 14.

TABELUL 14

Componenți minerali	%	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	25–27	0,22/0,08 ; 2,9/1,75 ; 4,25/2
Cuarț	0–1	0,08–0,13
Hornblendă	10–16	0,25/0,08 ; 1,8/0,3 ; 2,5/0,7
Augit	0–6	0,1–0,6/0,3
Hipersten	0–2	0,1–0,6/0,3
Magnetit ± hematit	2–3	0,05–1
Apatit	<1	0,08 ; 0,18/0,1
Masa de bază	53–60	

„Prototipul“ acestor vulcanite este andezitul cu hornblendă verde care aflorează sub formă de curgeri de lavă în versantul estic al masivului Caraciu (în pîrul Ulman și pîrul Găunilor) sau sub forma unor dike-uri modeste în valea Steampurilor și alcătuiește o cupolă extrusivă în versantul din dreapta al aceleiași văi. Acest andezit se caracterizează printr-o culoare cenușie sau cenușie-negricioasă și printr-o structură porfirică determinată de fenocristalele de plagioclaz și de prisme mai mici, aciculare, de hornblendă. Cristalele de hornblendă marchează adesea o textură de curgere.

Componenții mineralogici principali sunt feldspatul plagioclaz și hornblenda verde cu care se asociază uneori puțin cuarț, augit și sporadic hipersten. Ca minerale accesori apar magnetitul și apatitul. Masa de bază are o structură hialopilitică sau pilotaxitică (pl. III, fig. 3).

Cuarțul a fost remarcat în puține secțiuni subțiri și numai sub formă de cristale mărunte cuprinse în masa de bază.

Feldspatul plagioclaz se prezintă în cristale idiomorfe, unele fiind fisurate sau fragmentate în timpul erupției vulcanice. Pe lîngă fenocristalele și microlitele de feldspat se remarcă și cristale cu dimensiuni intermedie; ultimile două categorii au, de altfel, frecvența cea mai mare. Ele corespund la trei etape diferite de cristalizare a mineralelor din magmă. Plagioclazul evidențiază o zonare de creștere cu nucleul de compozitie



mai bazică și cu numeroase inele subțiri, mai sodice, cu recurențe de compoziție. La cristalele de plagioclaz se remarcă de asemenea o maclație polisintetică și complexă după legile albit și albit-Karlsbad. Compoziția cristalelor, determinată prin metoda unghiului maxim de extincție, este variabilă și corespunde, în general, unui andezit cu 33–47% An, și respectiv unui labrador cu 50–53–56% An. Microlitele au de regulă compoziția andezinului (37–46% An) dar s-au remarcat și microlite mai bazice, cu 50–53% An, atât la andezitul cu hornblendă verde cât și la celelalte două varietăți andezitice.

Hornblenda apare în cristale prismatice alungite, cu o coroană subțire de reacție magmatică. Unele cristale mai mici sunt complet opacizate. Este o hornblendă verde cu pleocroism caracteristic și unghiul de extincție ($c:ng$) de $15-16^{\circ}$; fenocristalele de hornblendă prezintă adeseori incluziuni de feldspat, apatit și mai rar piroxen monoclinic.

Augitul a fost remarcat în proporție redusă și numai în unele afloamente ale curgerilor de lavă, în special în cele din zona galeriei Ulman. Acest mineral apare mai frecvent sub formă de microlite, cristalele mai dezvoltate întâlnindu-se sporadic. Se prezintă în prisme scurte, unele cristale fiind maclate. Unghiul de extincție oscilează între $40-45^{\circ}$.

Hiperstenul însoțește uneori augitul dar este cu totul subordonat piroxenului monoclinic. Apare mai ales în cristale mici, microlitice, cu pleocroism caracteristic.

Magnetitul formează cristale mărunte, izométrice, disseminate în masa de bază sau în coroanele de reacție magmatică ale hornblendei.

Apatitul are o frecvență scăzută (sub 1%) și se prezintă în cristale fine, aciculare, prinse în masa de bază și ca incluziuni în hornblendă.

Andezitul cu hornblendă brună²¹ apare cel mai reprezentativ în aflorimentele din valea Luncii (Unguroiului) și în ambii versanți ai acestei văi. Megascopic se prezintă cenușiu-negricios, porfiric, într-totul asemănător andezitului descris anterior. Examinată la microscop roca apare constituită din feldspat plagioclaz și hornblendă brună, minerale care sunt cuprinse într-o masă fundamentală cu structura pilotaxitică sau hialopilitică și uneori cu aspect intersertal, datorită dispoziției baghetelor de plagioclaz.

Cuarțul se remarcă sporadic și numai sub formă de cristale mici înglobate în masa de bază.

²¹ Corespunde, în parte, rocii denumită de Angela Rafalec „andezitul cu oxihornblendă”.

Hornblenda apare atât ca fenocristale cît și ca microlite. Unele cristale prezintă o margine subțire opacitizată, la altele a fost observată o zonare de creștere datorită repetării mai multor inele de reacție magmatică. Mineralul prezintă un pleocroism caracteristic în tonuri de brun-roșcat și galben și unghiul de extincție ($c : ng$) de $5 - 10^\circ$.

Andezitul cu hornblendă resorbită aflorează pe flancurile masivului Caraciu sub formă de curgeri de lavă și ca „lave cu blocuri” și alcătuiește umplutura neckului vulcanic, așa cum s-a mai arătat într-un capitol anterior. Acest andezit a fost delimitat cartografic datorită unei pigmentații roșcat-hematitice prezente atât în masa de bază cît și pe cristalele de hornblendă. Compoziția mineralologică se menține în linii generale aceeași ca pentru andezitul cu hornblendă brună, la care se mai adaugă, uneori, piroxenul. În curgerile de lavă, cristalele de hornblendă sunt total sau aproape total opacitizate; relictele de hornblendă brună care se mai remarcă uneori în centrul cristalelor opacitizate au un unghi de extincție foarte mic, de numai cîteva grade. Atât magnetitul ca mineral accesoriu în masa de bază hialopilitică sau felsitică, cît și magnetitul provenit prin resorbția magmatică a hornblendei apare transformat total sau aproape total în hematit, ceea ce explică de altfel colorația roșcată a rocii (pl. III, fig. 4).

Andezitul din neckul vulcanic se caracterizează printr-o structură microgrăunoasă a masei de bază. Ea apare formată din microlite de plagioclaz, piroxen, granule de minerale opace și puțin apatit, iar în interstiții un material felsitic. Este remarcabil faptul că în neckul vulcanic resorbția magmatică a hornblendei este mai avansată decit în curgerile de lavă; relictele de hornblendă brună sunt aici o excepție. De regulă hornblenda apare substituită printr-un agregat pseudomorf de magnetit parțial martitizat, augit, pigeonit și feldspat plagioclaz. Pigeonitul apare mai ales în conturele hornblendei înlocuite, sub formă de cristale mici cu habitus prismatic. Mineralul prezintă o dispersie înclinată caracteristică, unghiul $2V$ mic și semnul optic biax pozitiv.

Augitul este prezent atât ca microlite formate pe contul hornblendei, cît și în masa de bază sub formă de cristale ceva mai dezvoltate. Tot în masa fundamentală se mai remarcă hiperstenul, în cristale mici, prismatice, unele cu o coroană de augit. Granulele de magnetit din masa de bază sunt și ele martitizate, procesul de oxidare afectând mai întîi zonele marginale ale cristalelor. Apatitul devine mai frecvent în neckul vulcanic decit în curgerile de lavă și se prezintă în cristale mari.



În caracterizarea celor trei aspecte petrografice ale andezitului de Caraciу a fost subliniat un proces interesant de reacție magmatică a hornblendei.

Este cunoscut că mineralele care conțin radicali oxidrili, cristalizate „intrateloric”, în cazul de față hornblenda, devin instabile în condiții de presiune scăzută și în absența volatilelor. „Dacă lava în expansiune se răcește destul de lent pentru ca fenocristalele de hornblendă să aibă timp să se adapteze noilor condiții vulcanice, acestea pierd apa moleculară și adeseori reacționează cu pasta (topitura) înconjurătoare pentru a da o asociere de minerale stabile în noile condiții” (Rittmann, 1963). Este cazul procesului desăvîrșit în neckul vulcanului Caraciу prin care hornblenda a fost descompusă într-un agregat de plagioclaz, augit, pigeonit și magnetit. În lumina datelor experimentale ale lui Eustein, comentate de Turner și Verhogen (1967), acest proces presupune nu numai scăderea presiunii totale și a tensiunii vaporilor de apă dar și creșterea bruscă a presiunii parțiale a oxigenului care se manifestă prin oxidarea fierului în stare ferică. La andezitul de Caraciу aceasta se traduce în primul rînd prin martitizarea parțială sau totală a magnetitului. Procesul de oxidare a afectat un volum impresionant de „pyromagmă” în decursul activității vulcanice persistente. Aceasta se deduce din stivele groase de lave și piroclastite la care dezvoltarea hematitului este o notă caracteristică. În neckul vulcanic efectul acestui proces a fost remarcat pe o diferență de nivel pe aproximativ 400 m din vîrful Caraciului pînă la nivelul galeriei Ulman.

Este de remarcat, de asemenea, faptul că distribuția andezitului cu hornblendă resorbîtă corespunde în mare parte zonelor cu anomalii de magnetizare inversă, descoperite de Romanescu (1963) pe aparatul vulcanic Caraciу. Interesante sunt observațiile că inversiunea cîmpului magnetic afectează atît neckul vulcanic cît și curgerile de lavă și faptul că în partea de est a „înrădăcinării” lavele sunt magnetizate normal, ceea ce corespunde andezitelor cu hornblendă verde.

Coincidența celor două imagini ale fenomenelor: cel mineralologic, exprimat prin resorbția hornblendei cu oxidarea magnetitului, și cel geofizic, caracterizat prin inversiunea cîmpului magnetic, sugerează ipoteza unei aceleiași cauze. Procesul de oxidare al magmei în expansiune nu se pare cauza unică cea mai probabilă a celor două categorii de fenomene.

Andezitul cuartifer poate fi comparat cu andezitul de la Hondol, cu andezitul din masivul Stogul, situat aproape de Hărțăgani și cu unii termeni cuartiferi ai andezitului de Barza.

În cadrul aparatului vulcanic Caraciu, andezitul cuartifer alcătuiește o cupolă extrusivă și o serie de dike-uri și corpuși subvulcanice neregulate, distribuite mai ales pe valea Șteampurilor și în Măgura Tebii. Majoritatea corpușilor subvulcanice sunt propilitizate. În masa lor, în special în apropierea contactelor, au fost observate numeroase enclave de roci ofiolitice și subordonat enclave de microdiorite cuartifere, ultimile aparținând, foarte probabil, unor corpuși banatitice intruse în rocile din fundiment. Majoritatea enclavelor au dimensiuni centimetrice și numai cu totul excepțional ele pot atinge 30 cm sau mai mult. La unele corpuși subvulcanice de andezit cuartifer se remarcă o textură rubanată, determinată de o serie de benzi mai bogate în minerale feromagneziene care alternează cu benzi în care atari minerale au o densitate mai redusă. Aceste benzi sunt, de regulă, conforme cu contactele de intruziune care gravitează spre NW sau SW.

Roca prezintă o structură porfirică datorită mai ales fenocristalelor de plagioclaz și hornblendă care apar înglobate într-o masă fundamentală de culoare cenușie sau verzuie, în cazul andezitului propilitizat. Mai puțin evident este cuartul, iar biotitul se remarcă numai la unele corpuși eruptive andezitice. În ceea ce privește compoziția mineralologică, roca se caracterizează, așa dar, prin asocierea feldspatului plagioclaz și hornblendei cu cuartul și mai puțin cu biotitul. Ca minerale accesori participă apatitul, oxizi metalici (magnetit) și cu totul sporadic zirconul. Masa de bază este predominant felsitică și uneori microgrăunătoasă. Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor rezultă din tabelul 15.

Feldspatul plagioclaz prezintă, obișnuit, o maclație polisintetică și complexă (*ab* + *K*). La cristalele zonate se remarcă un nucleu slab dez-

TABELUL 15

Componenți mineralogici	%	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	25 – 27	0,3/0,12 ; 1,0/0,7 ; 4,2/1,75
Cuart	2,5 – 5	0,25/0,12 ; 1/1,4
Hornblendă	7 – 11	0,4/0,12 ; 3/0,8
Biotit	0 – 3	0,2/0,35 ; 1,12/0,63
Apatit	0,25 – 1	0,28/0,1 ; 0,45/0,30
Zircon	<0,25	0,1
Minerale opace (magnetit)	0,25 – 15	0,12 ; 0,45/0,3
Pastă (masa de bază)	52 – 60	



voltat și zone cu grosime variabilă, în unele cazuri cu recurențe de compozitie. Fenocristalele corespund, în linii generale, unui andezit cu 37—42—50% An. Mar rar au fost remarcate cristale de labrador a căror compozitie ajunge la 54% An. Microlitele au însă caracter mai acid, compozitia lor variind între 27 și 37% An.

Treibler (1963), care s-a ocupat cu studiul feldspatului plagioclaz din andezitul din Măgura Tebii, constată unele deosebiri atât în ceea ce privește frecvența legilor de maclă, cât și în ceea ce privește zonalitatea cristalelor de feldspat din unele corpuri eruptive în raport cu altele. Aceste constatări îl conduc pe autor la presupunerea că „intruziunile filoniene” din Măgura Tebii s-au format din același cupor magmatic însă nu s-au intrus simultan ci unele după altele, după o oarecare schimbare a compozitiei chimice a magmei. Presupunerea pare interesantă deoarece concordă cu ipoteza dedusă de noi pe baza observațiilor de teren, că andezitul cuarțifer a fost pus în loc în cel puțin două momente eruptive: primul, înaintea breciei vulcanice din Măgura Tebii și al doilea, după formarea acestei brecii.

Cuarțul este mereu prezent dar într-o proporție care nu depășește 5% din masa rocii. El apare în cristale mărunte și cu dimensiuni intermediiare, corodate de magmă.

Cristalele de hornblendă prezintă o coroană subțire de reacție magmatică, uneori repetată pe 2 sau 3 zone de creștere. Unele cristale apar maclate. Este o hornblendă verde, cu unghiul de extincție de 16—19°.

Biotitul lipsește din unele corpuri eruptive iar în altele este prezent dar în cantități reduse, rareori depășind 3%. Cristalele mai dezvoltate prezintă o margine subțire opacizată, pe cînd cristalele mici, microlitice, au conture cristalografice proprii.

Apatitul apare atât în masa de bază cât și sub formă de incluziuni în hornblendă. Este remarcabil faptul că în corporile de andezit cuarțifer apatitul devine mai frecvent și în cristale mai dezvoltate.

Zirconul se întâlnește cu totul sporadic, sub formă de cristale fine incluse în mineralele femice sau înglobate în pastă. Tot în masa de bază se remarcă o pulbere de oxizi metalici, în principal magnetit (pl. IV, fig. 1).

Brecia eruptivă din Măgura Tebii reprezintă un aspect interesant de rocă formată într-un canal de explozie vulcanică. Prezența sa a fost consemnată încă din 1906 de către Pașap. Autorul menționează, după Szepe, că brecia constituie „restul unui coș vulcanic în care s-a întîlnit ultima erupție de andezit”. Dar brecia eruptivă nu se mărginește la ceea ce Pașap apoi Ghîțulescu și Socolescu (1941) și

alți autori denumesc „stokul de la Tebea” sau „stokul Petru-Pavel din Măgura Tebii”. Acesta din urmă reprezintă o rețea de filoane subțiri (un tip de volbură) și numai local el îmbracă aspectul de „coloană de brecie mineralizată” sau un pseudostok, pe cind brecia eruptivă are o dezvoltare cu mult mai largă. Ea aflorează pe mai bine de 400 m în pîrul Haldinii (Stocului) și a fost interceptată cu galeria Adam cea nouă și cu galeria Emilia pe o diferență de nivel de aproximativ 150 m. Reprezintă un „coș de brecie” cu contur neregulat mai alungit pe direcția NNW-SSE, și înclinând spre vest, conform înclinării majorității corpurilor andezitice cuarțifere. Acest coș de brecie răzbate prin fundamentul de roci ofiolitice mezozoice și prin stivele de pirolastite neogene, dislocând porțiuni din corpurile subvulcanice de andezit cuarțifer consolidate anterior. La rîndul său brecia este străbătută de două dike-uri andezitice cuarțifere, dintre care unul este vizibil în pîrul Haldinii.

Brecia eruptivă se compune din elemente colțuroase și semirotunjite de andezit amfibolic și din andezit cuarțifer de vîrstă neogenă, din fragmente de bazalte și dolerite, aparținînd complexului ofiolitic mezozoic, la care se asociază sporadic fragmente de microdiorite cuarțifere de proveniență banatitică. Dimensiunile fragmentelor variază de la 3 la 20 cm, ajungînd în mod excepțional pînă la 50 cm sau mai mult. Cimentul breciei este alcătuit în cea mai mare parte din andezit cuarțifer cu hornblendă verde. În matricea de „lavă” andezitică cu structură felsitică se remarcă, la examenul microscopic, cristale și fragmente de cristale de plagioclaz și hornblendă și mai rar fragmente de sticlă vulcanică. Fragmentele andezitice din brecie au adeseori marginile confuze, ușor sudate (pl. IV, fig. 2).

Roca apare masivă, cu aspect de monolit și separată în blocuri poliedrice prin sisteme regulate de diaclaze. Afectată de propilitizare, brecia prezintă o structură mozaicată (pătrată) datorită comportării diferențiate a elementelor, după natura lor petrografică, în reacția cu fluidele post-magmatice. Dispoziția orientată a elementelor breciei, pe unele zone, determină o textură quasi paralelă. În zona de contact vestică, pe cîțiva zeci de metri, cimentul breciei apare constituit dintr-un material cineritic și din sfărâmături de roci. Strict la limita cu corpurile subvulcanice andezitice, predominante sunt elementele de andezit cuarțifer. Brecia eruptivă din Măgura Tebii constituie, așadar, un „coș de brecie” cu structura compusă: pe unele zone marginale apare o brecie cu ciment heterogen, iar în restul masei, o „brecie cu ciment de lavă”. Formarea acestui tip de brecie presupune o explozie vulcanică tardivă, după instalarea unora din cor-

purile subvulcanice de andezit cuartifer, urmată de noi pulsații de magma pe canalul creat.

Rocile piroclastice. Manifestările explozive din primele faze de erupție ale vulcanului Caraciu au generat un volum apreciabil de piroclastite. Depozitele formate în zona aparatului vulcanic depășesc pe alocuri 100 m, iar cele de la Mesteacăn și de la nord de Crișul Alb măsoară grosimi de zeci de metri, deși o mare parte din aceste depozite a fost distrusă de eroziune.

Predominante sunt piroclastitele grosiere și tufurile lapilice și numai subordonat se individualizează fractiunea mai fină, de cinerite psamitice. La unele stive mai groase se remarcă sortarea granulometrică a materialului vulcanogen, pusă în evidență mai ales de intercalăriile stratiforme de cinerite în masa tufurilor lapilice. Aceasta este cauzată, în primul rînd, de variația intensității fenomenelor explozive.

După natura elementelor componente au fost separate: tufuri polimictice; brecii și tufuri lapilice cu elemente de andezit piroxenic; brecii și tufuri cu elemente de andezit amfibolic; brecii și tufuri mixte; cinerite cu piroxen; cinerite cu amfibol.

Pe lîngă acestea sunt de menționat lavele cu blocuri sau „lavele piroclastice” care apar de o parte și de alta a vîrfului Caraciu, în special în cursul superior al văii Luncii și a pîriului Găunilor. Acestea constau dintr-un amestec heterogen de fragmente andezitice și subordonat material cineritic, încorporate în curgeri de andezite cu hornblendă resorbită.

Tufurile polimictice formează un banc de 15–20 m compus în cea mai mare parte din tufuri psefítice, cu cîteva intercalări mai fine psamitice. În valea Șteampurilor tufurile polimictice se dispun direct peste fundamentul de roci ofiolitice mezozoice și sunt străbătute de andezite cuartifere mai noi. La alcătuirea acestor tufuri participă fragmente de roci de natură diferită, ale căror dimensiuni sunt cuprinse în general între 1–5 cm, rareori mai mari, și un ciment cineritic compact de culoare albicioasă verzuie. Elementele sunt reprezentate preponderent prin roci din complexul ofiolitic: bazalte, tufuri bazaltice, „porfirite” cu biotit, „porfire roșii”, jaspuri, la care se asociază numeroase elemente de cuarț rulat, provenind din depozitele miocene și bineînțeles fragmente de andezite neogene.

Natura poligenă a elementelor componente și poziția acestui tuf în baza vulcanitelor neogene sunt argumentele care au condus la concluzia că el reprezintă primul sau mai bine zis, unul din primii termeni eruptivi ai vulcanului Caraciu.

Breciile cu elemente de andezit piroxenice sunt cel mai bine reprezentate în dealul Cărăcel unde formează o stivă cu grosimi de zeci de metri. Roca are o culoare cenușie și se caracterizează printr-o structură psefitică grosieră. Elementele breciei sunt colțuroase și slab rotunjite și prezintă dimensiuni ce variază între 5 și 30 cm; în mod excepțional blocurile pot atinge 1,5 sau chiar 2 m. Sunt reprezentate aproape exclusiv prin andezitul cu hipersten și augit. Cimentul breciei constă dintr-un material cineritic lito-cristaloclastic sau cristalo-vitroclastic în care sunt înglobate și fragmente lapilice de roci andezitice. În compoziția matricei participă fragmente fine de lavă felsitică alături de cristale de plagioclaz, augit, hipersten și sporadic hornblendă opacitizată, ceva oxizi de fier și sticlă vulcanică (pl. IV, fig. 3).

La pirolastitele din dealul Țuclui au fost observate efectele unui proces de refuziune „*in situ*” exprimat prin transformarea în sticlă a unei părți din masa de bază a fragmentelor și a cimentului breciei. Efectul este, se pare, caracteristic rocilor din preajma craterelor vulcanice și se datorează degajării gazelor vulcanice fierbinți prin fisurile și porii rocilor deja consolidate.

Tufurile lapilice cu elemente de andezit piroxenice s-au remarcat atât în baza stivei de brecii din dealul Cărăcel, imediat peste sedimentele miocene, cât și sub forma unor intercalări în masa breciei piroclastice.

În categoria breciilor cu elemente de andezit amfibolic se poate separa o varietate de brecie cu ciment cenușiu și o a două, la care cimentul apare roșcat, hematitic. Prima, aflorează în dealul Ticerii sub forma unui banc de 8–10 m dispus peste o curgere de andezit amfibolic de Caraciu. La alcătuirea acestei brecii participă elementele de andezit amfibolic cenușiu (de tipul andezitului cu hornblendă verde) și subordonat fragmente de roci bazaltice din fundament, respectiv fragmente rulate de cuarț din pietrișurile miocene. Dimensiunile fragmentelor variază de la 2–15 cm, unele blocuri de andezit putind atinge chiar 0,8 m sau mai mult. Cimentul breciei, care este de natură cineritică, apare cenușiu-albicios, compact și conține cristale aciculare de hornblendă.

Cea de a doua varietate de brecie se încadrează la erupțiunile de andezite cu hornblendă resorbită. Ea are o dezvoltare apreciabilă în Măgura Țebii, la Mesteacăn, și a fost recunoscută și la Valea Bradului repauzând peste un pachet de tufuri dacitice care provin de la un alt centru eruptiv. Nota caracteristică a acestor brecii piroclastice este dată de ele-



mente de andezit cu hornblendă opacitizată prinse într-un ciment cineritic roșcat.

Tufurile lapilice care însotesc aceste brecii conțin pe lîngă elementele de andezit cu hornblendă resorbită, cristale și fragmente de cristale de plagioclaz, uneori piroxen și sporadic fragmente de roci banatitice rupte din fundament.

Brecciele mixte formează bancuri masive pe creasta de la vest de masivul Caraciu și sint, de asemenea, bine reprezentate în dealul Runcului, la Mesteacăn. Elementele componente au dimensiuni diferite. Predominante sunt fragmentele de 5–10–30 cm dar unele blocuri ating 1 m și chiar mai mult. Caracteristic este faptul că în această brecie participă atât elemente de andezit cu hipersten și augit (andezitul de Cărăcel) cât și cele de andezit roșcat cu hornblendă resorbită (andezitul de Caraciu). Matricea breciei, ca de altfel și a tufurilor lapilice însotitoare, este un cinerit lito-cristaloclastic în care, în afară de fragmentele de roci andezitice, se mai remarcă și aici fragmente de microdiorite banatitice.

În ceea ce privește depozitele de cinerite cu amfiboli, acestea apar mai ales ca separații stratiforme în stivele de pirolastite mai grosiere din dealul Măgura Tebii și din Pîrul lui Ulman. Au o culoare albicioasă sau gălbuiu, sunt compacte și prezintă o structură psamitică. La examenul microscopic roca prezintă mai frecvent caracterul lito-cristaloclastic, determinat de prezența fragmentelor de andezit amfibolic (de 0,2–4,5 mm) alături de cristale de plagioclaz și hornblendă și subordonat minerale opace, iar în interstiții, sticlă vulcanică parțial argilizată.

Cineritele cu piroxen au fost remarcate pe Pîrul lui Ulman și în valea Luncii, la partea inferioară a curgerilor de andezite amfibolice. Aceste cinerite se caracterizează prin participarea într-o proporție mai mare a cristalelor de augit alături de cele de plagioclaz, la care se adaugă fragmente mărunte de roci andezitice și puțină sticlă vulcanică parțial sau total cloritizată. Roca prezintă caracterele unui tuf cristaloclastic (tuf de cristale). Parte din cristalele de augit ar putea proveni, eventual, din rocile bazaltice din fundament.

Metamorfismul hidrotermal al rocilor eruptive neogene

Procesele de natură hidrotermală survenite după stingerea activității eruptive a vulcanului Caraciu au cauzat variate transformări mineralige în rocile vulcanice neogene. Mai puțin au fost afectate rocile sedimentare și cele eruptive mai vechi.



Acțiunea acestor procese s-a făcut simțită în cadrul unei zone bine determinată, situată în partea nordică a aparatului vulcanic. Această zonă, care are o lungime de aproximativ 4 km pe direcția NW—SE, poate fi urmărită din valea Răchitei în valea Luncii și pe flancul nordic al Cara-ciului; ea se continuă spre sud-est în valea Șteampurilor și în Măgura Țebii unde prezintă dezvoltarea cea mai largă, lățimea ei depășind aici 400 m. În continuare, efectul acestor procese se reduce treptat, ultimile indicii remarcindu-se în cursul superior al văii Lungi.

Principalele aspecte de transformare hidrotermală a rocilor eruptive neogene sunt propilitizarea și sericitizarea. Cu cel din urmă aspect se asociază uneori adularizarea, silificarea și argilizarea.

Propilitizarea afectează în special corpurile eruptive de andezit cuarțifer din Măgura Țebii și din versanții văii Șteampurilor, inclusiv brecia vulcanică din pîrul Stocului. Acest proces autometamorfic este mai slab exprimat în andezitul amfibolic de Caraciu *s.s.* În orice caz el nu trebuie identificat cu opacitizarea hornblendei și generalizat în tot cuprinsul neckului vulcanic, așa cum presupun unii autori.

La unele corpuri subvulcanice propilitizarea îmbrăcă un caracter quasi-uniform, indiferent că atari corpuri eruptive se situează în cîmpul cu mineralizații sau în afara lui, așa cum se situează, de exemplu, un dike de andezit propilitat din valea Șteampurilor, aproape de satul Țebea.

În alte situații, acest proces a afectat numai o parte din corpurile eruptive. Este cazul cupolei de andezit cuarțifer din valea Șteampurilor, în care transformarea se limitează la jumătatea ei dinspre nord.

Din punct de vedere mineralologic, propilitizarea rocilor andezitice de la Caraciu constă din înlocuirea pseudomorfă a hornblendei prin pennin, epidot și calcit (pl. IV, fig. 4). Plagioclazul se păstrează în starea primără sau este și el parțial transformat în calcit și epidot. Pirita intervine în conurile hornblendei, mai ales pe coroanele opacitizate și mai puțin în masa de bază. Remarcabilă este dezvoltarea epidotului în brecia vulcanică propilitizată, și anume, pe componente mai bogate în calciu.

Acest proces se situează indiscutabil într-o fază mai timpurie față de cel al sericitizării și de asemenea anterior metalogenezei aurifere.

Punctul de vedere potrivit căruia propilitizarea constă într-un proces de hidratare la temperaturi și presiuni ridicate a rocilor deja consolidate, cu participarea CO_2 și H_2S (I a n o v i c i et al., 1969) pare să explice cel mai satisfăcător geneza acestui tip de transformare.

Sericitizarea afectează mai ales rocile din peretii filoanelor. Extinderea zonelor sericitizate variază de la 20—30 cm la mai multe zeci de



metri, în funcție de intensitatea procesului și de gradul de fisurăție, respectiv de porozitatea rocilor. Este de la sine înțeles că zonele cele mai largi de sericitizare apar în Măgura Țebii, unde există o rețea deașă de filoane care îmbracă uneori formă de volbură și unde aceste filoane trec din andezitul cuarțifer în brecia vulcanică, sau în depozitele piroclastice. În schimb, în jurul filoanelor din partea nordică a Caraciului, localizate în andezit amfibolic compact, sericitizarea este mai limitată și asociată de regulă cu un efect de argilizare.

Gradul de transformare scade cu depărtarea de fractura mineralizată, determinând un fel de zonare a aureolei de metamorfism hidrotermal. În zona din imediata apropiere a filoanelor, care uneori corespunde salbandei filoniene, feldspatul plagioclaz este substituit prin sericit sau prin sericit asociat cu calcit. Uneori plagioclazul este înlocuit pseudomorf prin adular. Hornblenda este de asemenea înlocuită printr-un agregat de sericit, calcit și mai puțin prin clorit cărora le urmează, uneori, cuarțul secundar. În masa de bază se concentrează sub formă de cuiburi sericitul și cuarțul secundar, mai puțin carbonați, minerale argiloase, și cristale de pirită.

Zona următoare prin care se face trecerea la aspectul primar al rocii, respectiv la andezitul propilitizat, se caracterizează, în primul rînd, prin dezvoltarea carbonaților și a mineralelor cloritoase. În conturele de plagioclaz substituite mai mult sau mai puțin prin calcit, epidot, sericit și minerale argiloase, se fac remarcate uneori relictele de albit ca un rezultat al decalcifierii mineralului. Hornblenda este înlocuită integral prin calcit și clorit cu (sau fără) epidot. Pe coroanele de opacitzare ale hornblendei se formează o varietate de clorit ferifer (feristilpnomen) și cristale mărunte de pirită. Cristalele de cuarț rămîn neafectate iar granulele de magnetit sănt transformate sub acțiunea H_2S în pirită.

În masa de bază apar carbonați sub formă de plaje, apoi clorit, minerale argiloase, ceva epidot, sericit și cuarț secundar. Vinișoarele care străbat roca sănt formate din cuarț și calcit asociate uneori cu epidot și pirită (galeria Emilia). Alteori în zonele de sericitizare și silificiere vinișoarele de cuarț și carbonați conțin cristale idiomorfe de adular (piriu Stocului).

Transformările mineralogice apărute în rocile sericitizate caracterează, de fapt, efectul unor procese metasomatice în care rolul dominant l-a jucat metasomatoza potasică. Aceste transformări presupun, pe de o parte, un aport substanțial de potasiu din soluțiile hidrotermale, însoțit de H_2S , CO_2 și de alți compuși chimici, iar pe de altă parte, levigarea parțială

sau totală a unora din principali componenti ai rocii : Na_2O , CaO , FeO , MgO , și mai puțin Al_2O_3 .

Determinările de K_2O și Na_2O pe probe prelevate sistematic din zonele sericitizate și propilitizate ale andezitului cuartifer²² permit următoarele constatări :

- levigarea aproape totală a Na_2O în zona de sericitizare intensă din apropierea filoanelor și o relativă creștere a acestui oxid în zona de trecere la roca propilitizată ;

- o creștere remarcabilă, pînă la valori de 8—10% a K_2O în zona de sericitizare intensă și o scădere, abia perceptibilă, față de conținutul primordial al rocii în K_2O , în zonele periferice și propilitizate.

Este interesant de relevat și faptul că unor valori ridicate ale K_2O le corespund, aproape sistematic, conținuturi mai crescute în argint ale acelorași probe.

În concluzie, procesul de sericitizare în accepția largă a noțiunii, urmează celui de propilitizare, dar cel puțin în parte, el trebuie considerat simultan metalogenezei aurifere.

Caracterele chimice ale rocilor vulcanice neogene

Din principalele tipuri de roci produse de vulcanul Caraciu au fost efectuate 6 analize complete de siicătă.

Compoziția în oxizi a rocilor analizate (tab. 16) reflectă o concordanță satisfăcătoare cu compoziția lor mineralologică. Valorile cele mai ridicate în SiO_2 aparțin probelor de andezit cuartifer din Măgura Țebii. La andezitul piroxenic se remarcă, un conținut mai mare în Al_2O_3 și relativ mai scăzut în MgO și FeO (Fe total), ceea ce apare explicabil dacă avem în vedere caracterul mai leucocratic al rocii. Andezitele de Caraciu se caracterizează însă prin conținuturi ridicate în MgO și CaO , în special în cazul termenilor amfibolici. Si acest aspect apare justificat pînă la un anumit punct, prin proporția ridicată a componentelor femice în aceste andezite.

Parametrii Niggli indică apartenența andezitelor de Caraciu la seria calco-alcalină (tab. 17).

Două dintre rocile analizate corespund unei magme dioritice (problele 2 și 3), la care se constată însă un deficit de alcalii, mai ales în ce privește parametrul k , față de tipul reprezentativ.

²² R. Jude, Maria Tabacu, Olga Ionescu. Raport asupra regiunii Caraciu-Birtin. 1963. Arh. M. M. P. G. București.

TABELUL 16
Compoziția chimică a rocilor vulcanice neogene

nr. probă	Roca analizată	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	H ₂ O	CO ₂	S	Total
1	Andezit cu hipersten și augit (D. Cărăcel)	56,80	20,07	4,92	1,22	2,22	0,08	7,38	3,15	0,99	0,95	0,14	2,16	0,52	0,84	—	100,92
2	Andezit cu hornblendă verde (V. Șteampurilor)	54,80	18,33	3,62	3,50	3,61	0,14	6,79	4,05	1,63	1,00	0,18	0,95	0,32	1,20	0,08	100,20
3	Andezit cu hornblendă resorbită (Caraciu)	53,65	17,66	4,03	3,48	4,05	0,15	7,56	2,83	0,94	0,84	0,22	0,88	1,72	1,80	urne	99,84
4	Andezit cu hornblendă resorbită (Caraciu, gal. Ujman)	55,01	17,88	4,17	2,70	3,74	0,18	7,70	2,94	1,20	0,84	0,23	0,78	1,72	0,91	0,11	100,11
6	Andezit cuartifer (Măgura Tebjii)	58,00	19,30	2,97	2,80	2,07	0,15	6,93	3,37	1,44	0,75	0,20	0,87	0,30	1,15	0,10	100,39
5	Andezit cuartifer (Măgura Tebjii)	58,64	20,44	5,48	1,72	4,07	0,065	6,30	0,59	0,12	0,65	0,19	1,60	0,11	0,14	0,05	100,16

Analiști : probele 1,2,5 – Gh. Lahovari
 probele 3,4 – A. Kizyak
 proba 6 – Florica řoimaru.

TABELUL 17
Parametri Niggli ai rocilor eruptive neogene

Nr. ert.	Roca analizată	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	w	Tipul de magmă
1	Andezit cu hipersten și augit (D. Cărăcel)	181	37,5	25,5	25	11,8	0,17	0,41	+34	0,78	cuart-dioritică
2	Andezit cu hornblendă verde (V. Șteampurilor)	160	31,5	32,8	21,3	14,5	0,21	0,48	+ 2	0,48	dioritică
3	Andezit cu hornblendă parțial resorbită (D. Caraciu)	158	30,7	35,7	23,8	9,7	0,18	0,50	+19	0,51	dioritică
4	Andezit cu hornblendă resorbită (D. Caraciu)	165	31,8	32,8	24,7	10,8	0,21	0,50	+22	0,58	cuart-dioritică
5	Andezit cuartifer (Măgura Tebjii)	189	37,0	25,3	24,1	13,0	0,22	0,39	+37	0,48	cuart-dioritică, pelitică
6	Andezit cuartifer (Măgura Tebjii)	189	38,8	37,6	21,7	2,07	0,11	0,52	+81	0,74	cuart-dioritică, tonalitică



Celelalte roci acuză o magmă cuarț-dioritică, caracterizată prin unele valori excedentare ale parametrilor *c* și *mg* (proba 4), respectiv printr-un surplus de *al* și un deficit de *fm* (probele 1 și 5). Unele valori aberante constatate la proba 6 se datorează caracterului său deficitar în alcalii.

Diagrama de variație a parametrilor Niggli (fig. 14) indică o evoluție normală a magmei, în sensul creșterii acidității sale.

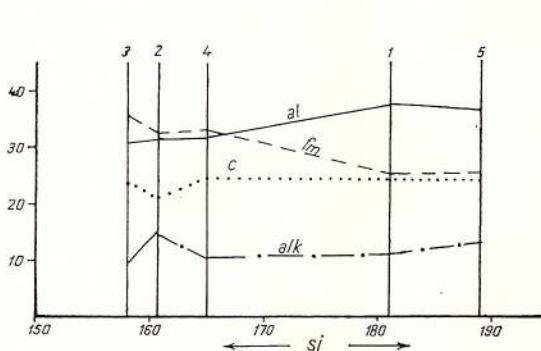


Fig. 14. — Diagrama de variație a parametrilor Niggli.
Diagramme de la variation des paramètres Niggli.

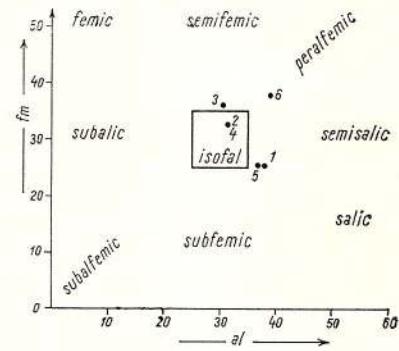


Fig. 15. — Diagrama al-fm.
Diagramme al-fm

Andezitele de Caraciu determină în diagrama *al-fm* (fig. 15) un cîmp restrîns, din care se deduce caracterul semifemic-isofal și salic al magmei. Excepție face proba 6 care ocupă o poziție excentrică. Apartenența andezitelor de Caraciu la seria calco-alcalină este bine exprimată și în diagramele următoare. Astfel în diagrama *al-alk* (fig. 16) rocile analizate se plasează în cîmpul magmelor sărace în alcalii, aproape de linia $alk = \frac{1}{2} al$, exceptie făcind și de data aceasta proba 6 prin poziția sa detasată spre valori foarte scăzute ale *alk*.

Punctele reprezentative ale rocilor luate în discuție se înscriu în diagrama *k-mg* într-un interval definit de diagonalele $0,5 mg - 0,5 k$ și $0,8 mg - 0,8 k$ (fig. 17).

Parametrul *w* reflectă destul de sugestiv diferențele stadii de oxidare ale magmei. Valorile acestuia variază de la 0,48 pentru andezitul cu hornblendă verde și andezitul cuarțifer, pînă la 0,58 în cazul andezitului cu hornblendă resorbită, fapt care confirmă observațiile mineralogice enunțate anterior. Valoarea cea mai crescută (*w* = 0,78) corespunde însă andezitului piroxenic, de unde supozitia că acesta derivă dintr-o magmă cu un coeficient de oxidare foarte mare.

În concluzie, compoziția mineralogică și parametrii petrochimici indică filiația andezitelor de Caraciu la o magmă dioritică. Diferenții termeni eruptivi reprezintă diverse stadii de evoluție ale acestei magme dioritice.

Andezitele amfibolice vin foarte probabil în legătură cu un aport de hipomagmă, slab afectată de hibridizare. Este greu de admis că vulca-

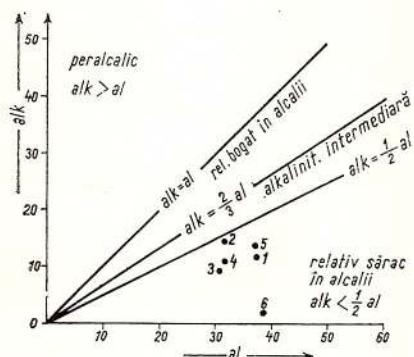


Fig. 16. — Diagramma al - alk .

Diagramme al - alk .

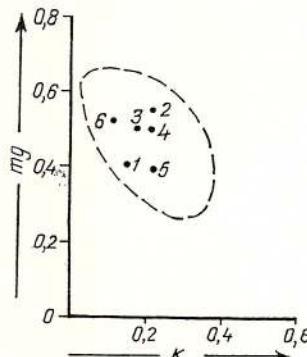


Fig. 17. — Diagramma k - mg .

Diagramme k - mg .

nitele de Caraciu provin din una și aceeași magmă banatitică, cu toată suprapunerea spațială a celor două serii de roci.

Contaminarea magmei neogene cu material banatitic pare un fapt mai plauzibil și se poate deduce din numeroasele enclave de roci banatitice în vulcanitele neogene.

BIBLIOGRAFIE

- A n t o n e s c u E m . , M a n t e a G h .** (1966) Asupra vîrstei piroclastitelor din zona Ribița-Valea Bradului (Munții Metaliferi). *D.S. Com. Geol.*, LII (1964–1965), 1, 185–193, București.
- C i o f l i c a G .** (1960) Contribuții la cunoașterea fenomenelor de contact de la Măgureaua Văiei (Munții Drocea). *Stud. cerc. geol.*, V, 3, 509–518, București.
- (1961) Asupra vulcanismului cretacic din partea de vest a Munților Metaliferi. *Anal. Univ. Buc., seria St. nat. geol.-geogr.*, X, 27, 7–13, București.
- (1962) Studiu petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești-Ciungani (Munții Drocea). *An. Com. Geol.* XXXII, 257–383, București.

- Istrate Gh., Popescu Gh., Udubașa Gh. (1966) Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărtăgani-Trestia (Munții Metaliferi). *Stud. cerc. geol.*, 11, 1, 171–182, București.
- Cioflica Gianina, Popescu Gh. (1966) Biozonarea depozitelor tortoniene din bazinul Brad-Săcărîmb. *Stud. cerc. geol.*, 11, 2, 537–545, București.
- Ghițulescu T.P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, 181–464, București.
- Verdes Gr., Chința R. (1968) Zăcămintele de silicilate din bazinul neogen al Bradului. *Stud. cerc. geol.*, 13, 1, 67–76, București.
- Giușcă D., Cioflica G. (1966) Pinza intrusivă de la Ciungani-Căzănești. *Anal. Univ. Buc., seria Șt. nat.*, 12, 175–180, București.
- Cioflica G. (1957) Structura pînzei intrusive de la Căzănești-Ciungani. *Anal. Univ. Buc., seria Șt. nat.*, 13, 163–173, București.
- Cioflica G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din Masivul Drocea (Munții Apuseni). *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, 1961, II, 31–44, București.
- Cioflica G., Savu H. (1965) Les caractères chimiques des roches de la province banatitique. *Carp.-Balc. Asoc. Geol., Congr. VII Sofia, Reports*, III, 291–296, Sofia.
- Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.* XXXV, 13–40, București.
- Helke A. (1938) Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpatenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes. *Arch. Lagerstättenforschung*, Berlin, 66.
- Iacob D. (1953) Contribuții la stratigrafia și tectonica regiunii vestice a Munților Metalici. *Acad. R.P.R., Filiala Cluj, Șt. cerc. științ.* V, 3–4, 77–89, Cluj.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Ilie M. (1957) Munții Apuseni. Ed. științifică, București.
- Macarovic N. (1956) Asupra faunei fosile din bazinul Brad-Baia de Criș (raionul Brad). *Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza”, Iași*, II, 2, 331–337, Iași.
- Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în Masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. Șt. biol. agr. geol. geograf.*, 1, 5, Ed. Acad. R.P.R., 107–213, București.
- (1959) Eruptioni vulcanice submarine. Ed. științifică, București.
- Papp K. (1906) Die Goldgruben von Karacs-Czebe. *Zeitschr. für prakt. Geol.*, Berlin.
- Rafalete Angelă (1962) Notă asupra rocilor eruptive neogene de la Caraci (Munții Metaliferi). *D.S. Com. Geol.* XLVIII, București.
- Rădulescu D., Borcoș M. (1968) Aperçu général sur la déroulement du volcanisme néogène en Roumanie. *Anal. Com. Stat. Geol.*, XXXVI, București.
- Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. Paris.
- Romanescu D. (1963) Cazuri particulare în magnetizarea rocilor eruptive din Munții Metaliferi. *St. cerc. geof.*, 1, 1, Ed. Acad. R.P.R. 165–178, București.
- (1963) Cercetări magnetice asupra eruptivului neogen din partea de est a Munților Metaliferi (Baia de Arieș, Zlatna). *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr.* V, 1961, VI, 49–72, București.

- Savu H. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș-Pirnești din Masivul Drocea. *D.S. Com. Geol.* XLIV, 137–152. București.
- (1962) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea. *An. Com. Geol., Inst. Geol.*, XXXIII, 211–247, București.
- Treibur I. (1963) Contribuții la petrografia Măgurii Tebei cu privire specială asupra compoziției feldspațiilor. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, seria geol.-geogr.* 2, 15–322, Cluj.
- Trifulescu M. (1963) Cercetări geologice în regiunea Luncoiul de Jos. *Stud. cerc. geol.*, 2, VIII, 275–301, Ed. Acad. R.P.R., București.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. tehnică, București.





Institutul Geologic al României

**ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE
DES ROCHES ÉRUPTIVES DE LA ZONE DU VOLCAN
DE CARACIU
(MONTS MÉTALLIFÈRES)**

(Résumé)

La zone du volcan de Caraciu, située dans la partie occidentale des Monts Métallifères s.s. se caractérise par une très grande variété de roches éruptives. Y affleurent des formations de la série ophiolitique mésozoïque, autant que des roches s'affiliant à la province laramique banatique et à la province du magmatisme néogène.

La région fait partie de l'unité alpine des Monts Métallifères s.l. Les plus anciennes roches qui y affleurent sont les roches du complexe ophiolitique mésozoïque. Elles sont surmontées par des dépôts d'âge jurassique supérieur, crétacé inférieur, crétacé supérieur. En succession normale se distinguent : roches éruptives banatiques, dépôts miocènes et volcanites néogènes.

Les roches du complexe ophiolitique ont été engendrées par le magmatisme initial déployé au cours du Mésozoïque dans la zone du géosynclinal des Monts Métallifères s.l. À la constitution de ce complexe participent des coulées de basaltes et des pyroclastites basaltiques auxquelles s'associent des filons de dolérites et deux petits corps de gabbros. À la partie supérieure la série éruptive comporte une composition pétrographique plus variée correspondant à des roches andésitiques, dacitiques et de manière subordonnée à des oligophyres.

Les empilements de pyroclastites et de laves qui renferment de nombreuses intercalations de tuffites, schistes argileux et silicolites (jasps) ont souvent l'aspect d'une véritable formation volcanogène sédimentaire. Les rapports géométriques des roches basaltiques et des calcaires jurassiques supérieurs attestent l'âge anté-kimméridgien de la principale masse de laves basaltiques. D'autre part, la présence des dacites (porphyres) et des andésites (porphyrites) comme éléments remaniés dans les conglomérats aptiens, dénote à coup sûr un âge plus reculé que l'Aptien pour les produits intermédiaires et acides de ce magmatisme.

Les dépôts du Jurassique supérieur, représentés par des calcaires organogènes apparaissent sous forme de lambaux qui au S de Tebea reposent sur des laves basaltiques et des tufs. On leur a attribué l'âge kimméridgien surtout en les parallélisant aux calcaires fossilifères de Luncoi.

Les dépôts du Crétacé inférieur reposent transgressivement sur la série des roches ophiolitiques parfois même sur les calcaires jurassiques. A Tătărăști de Criș et à Prihodiște, dans la NW de la région, la succession des dépôts crétacés débute par des schistes argileux

marneux rougeâtres à tâches vertes, envisagés par certains auteurs comme les équivalents des couches de Curechi, représentant le Néocomien. Ils sont surmontés par des grès quartzzeux et par des conglomérats polygènes en alternance avec des marnes, des calcaires et des grès calcaires, en constituant un horizon à caractère flyschoidé attribué à l'Aptien. A Cărăstău les dépôts du flysch crétacé inférieur sont représentés par des schistes marneux argileux et des grès, qui par leur ressemblance avec les couches de Căbești, ont été rapportés au Barrémien.

Le Crétacé inférieur qui affleure au S de Tebea, sur la bordure du bassin néogène de Brad-Baia de Criș est constitué de conglomérats polygènes et de grès, en alternance avec des schistes argileux et des marnes; sa partie supérieure est représentée par des calcaires marneux en plaquettes. Cette formation prédominante détritique a été parallélisée aux couches aptiennes de Valea Dosului.

L'orogenèse autrichienne est responsable d'une exondation qui a duré tout le long du Crétacé moyen, fait qui explique la position discordante des dépôts sénoniens sur ceux du Crétacé inférieur. Dans la colline d'Urzica, le Sénonien représenté par une série flyschoidé est constitué de marnes et d'argiles à intercalations de grès micacés, parfois tuffitiques et de conglomérats polygènes.

Les mouvements tectoniques survenus à la fin du Crétacé ont déterminé une nouvelle et importante exondation de la région. Aux mêmes mouvements de la phase laramique se rattache le magmatisme subséquent banatitique (Giuşcă, Cioclica, Savu, 1966).

Les roches engendrées par le magmatisme banatitique dans la zone de Birtin-Caračiu sont représentées par un corps intrusif principal, consolidé en conditions hypoabyssales et une série d'apophyses et de dykes localisés le long des fractures laramiques.

Le corps intrusif principal, sous forme de dyke allongé en direction WSW-ENE, se caractérise par une structure complexe, déterminée surtout par les venues successives des magmas. Il est constitué par des diorites quartzifères, microdiorites et granodiorites, traversés par des filons andésitiques et des veines aplitiques.

Les apophyses et les dykes sont formés de microdiorites et granodiorites porphyriques et d'andésites et andésites quartzifères.

Au contact du corps intrusif principal avec les roches de la série ophiolitique et avec les dépôts sénoniens, apparaissent des cornéennes à pyroxène, des cornéennes à amphiboles et des cornéennes à biotite.

Les phénomènes post-magmatiques ont déterminé une large auréole hydrothermale autour des intrusions de diorites et de granodiorites. Cette auréole se caractérise par la présence des amphiboles de néoformation en paragenèse avec l'épidote et par des dépôts d'épidote associé de chlorite, calcite et quartz dans les roches ophiolitiques du mur de l'intrusion. Quelquefois on en trouve des nids d'oligiste. Les granodiorites laissent voir les effets de certains processus de sérécitisation, argilisation et silicification qui accompagnent les concentrations filoniennes de plomb et de zinc, et de manière subordonnée de cuivre, or et argent, avec quelques traces de molybdène. La minéralisation métallifère associée à l'intrusion banatitique, se caractérise par une paragenèse de type mésothermal.

Les dépôts sedimentaires néogènes du bassin de Brad-Baia de Criș sont représentés par un complexe de roches détritiques à caractère épicontinentale, connu dans la littérature sous le nom „d'horizon des graviers d'Almașu Mare”, surmonté par les sédiments néritiques et lagunaires qui constituent la formation à charbons de Tebea. Conformément à des données récemment publiées, les graviers d'Almașu Mare reviennent, fort probablement, à la partie terminale de l'Helvétien. Au sujet de la formation à charbons, les données paléontologiques

publiées attestent son âge sarmatien, sa sédimentation se continuant très probablement jusqu'à la fin du Pliocène inférieur.

Les roches éruptives néogènes représentent des produits du magmatisme subséquent tardif du cycle alpin. Elles ont été engendrées presque exclusivement par le volcan de Caraciu et correspondent à la seconde phase du second cycle d'éruption néogène des Monts Métallifères.

La succession des produits éruptifs débute par les tufs polymictiques et par des roches andésitiques à pyroxènes; suivent les andésites à hornblende verte, à hornblende brune et à hornblende résorbée accompagnées par une large gamme de produits pyroclastiques. Les éruptions du volcan de Caraciu s'achèvent par des andésites quartzifères et par les brèches volcaniques connexes. La position stratigraphique des volcanites de Caraciu atteste leur âge pliocène inférieur, les éruptions qui les ont engendrés se rattachant aux mouvements de la phase attique.

Le volcan de Caraciu se situe dans une zone où les lignes tectoniques néogènes intersectent des fractures plus anciennes, laramiques. Dans l'architecture de l'appareil volcanique se dessine une structure cratériale primitive formée des roches andésitiques à pyroxènes, détruite et partiellement recouverte par les éruptions andésitiques à amphiboles qui ont érigé le massif de Caraciu proprement-dit. La structure volcanique est compliquée par les éruptions ultérieures d'andésites quartzifères, manifestées surtout sous faciès subvolcanique et par un important culot de brèches éruptives. L'édifice éruptif apparaît comme un stratovolcan d'une structure complexe, à morphologie assez bien conservée.

Les processus métallogéniques qui ont succédé aux éruptions volcaniques ont déterminé la formation des concentrations aurifères connues à Măgura Tebii et sur le flanc septentrional du massif de Caraciu. La paragenèse minéralogique, à caractère méso-épithermal, est constituée de pyrite, blonde, chalcopyrite, galène et or natif, à gangue de quartz, carbonates et parfois d'épidote.

L'étude pétrographique qui fait l'objet de la seconde partie de cet ouvrage, regarde en égale mesure les roches du complexe ophiolitique, les roches intrusives banatitiques et les volcanites néogènes.

Le complexe ophiolitique d'âge mésozoïque comprend des basaltes porphyriques, des basaltes hyalines, des basaltes amigdaloïdaux et différents produits pyroclastiques : brèches, agglomérats basaltiques, cinérites et tuffites, auxquels s'associent plusieurs filons de dolérites et les deux corps de gabbros.

Comme des produits de différenciation du magma ophiolitique y apparaissent des andésites à augite, des andésites à hornblende, des andésites à biotite, des dacites et des oligophyres.

L'ouvrage décrit du point de vue pétrographique chaque terme de cette série de roches.

La discussion probée sur des données chimiques révèle le fait que les basaltes porphyriques et les dolérites correspondent à des magma gabbro-dioritiques et dioritiques en voie de différenciation. Les andésites dérivent, naturellement, d'un magma dioritique.

En ce qui concerne les roches éruptives banatitiques, elles sont représentées par des diorites quartzifères et des granodiorites, par des microdiorites et par différentes variétés de roches andésitiques. Aux produits de différenciation péracides correspondent les occurrences d'aplite.

Un trait caractéristique de la diorite quartzifère est la présence en proportion relativement élevée du feldspath orthoclase, en particulier sous forme d'enchevêtrements micrograins.

phiques avec le quartz. Les déterminations minéralogiques effectuées sur des échantillons prélevés de quelques apophyses révèlent la présence même d'une roche à composition monzonitique.

Dans la description pétrographique des roches ont été séparées deux variétés de microdiorites, dont l'une à pyroxènes et l'autre à pyroxènes et amphiboles. Les roches andésitiques comportent des andésites à pyroxènes, respectivement à pyroxènes et amphiboles, andésites à biotite et andésites quartzifères.

Les paramètres pétrochimiques confirment les déterminations pétrographiques dans le sens que le granodiorite de la zone de l'exploitation minière d'Arsuri correspond à un magma granodioritique alors que les diorites quartzifères et les roches andésitiques analysées dérivent d'un magma quartzo-dioritique. On constate que les diorites quartzifères présentent des affinités pour le magma leucomonzonitique. Les traits particuliers de ce magma chalco-alcalin sont assez nettement évidencierées par la projection des données chimiques sur les diagrammes *al-fm*, *al-alk* et *k-mg*.

L'évolution du magma banatitique respecte en général la succession déduite par Giucă, Cioflica et Savu (1966) dans le cadre plus large de la province banatitique.

Les roches éruptives néogènes engendrées par le volcan de Caraciu appartiennent à trois types pétrographiques : l'andésite à pyroxènes, l'andésite à amphiboles et l'andésite quartzifère, auxquels s'ajoutent les roches pyroclastiques (brèches, tufs lapilliens et cinérites). L'un des traits caractéristiques de l'andésite à hypersthène et augite est la prépondérance du plagioclase par rapport aux minéraux féminiques, fait qui confère à la roche un caractère leucocrate.

En ce qui concerne les andésites amphiboliques, on a caractérisé séparément les trois variétés pétrographiques : à hornblende verte, à hornblende brune et à hornblende résorbée.

L'étude révèle que la résorption magmatique de la hornblende contenue par l'andésite du neck volcanique est plus accentuée que celle rencontrée dans les coulées de laves.

Dans le neck volcanique la hornblende est substituée par un agrégat de magnétite, augite, pigeonite et feldspath plagioclase. Le processus qui a déterminé la hornblende de réagir se conjugue à un phénomène d'oxydation, fait déduit de la transformation de la magnétite en hématite. Il y a lieu de remarquer la correspondance des aires de distribution de l'andésite à hornblende oxydée et de celles de magnétisation inverse (détectée par Romaneșcu, 1963), fait qui nous porte à présumer que les deux catégories d'effets sont déterminées par une cause commune, c'est-à-dire l'oxydation du magma en expansion.

L'andésite quartzifère se caractérise par une composition minéralogique légèrement variable, dans le sens que la biotite n'apparaît que dans quelques corps éruptifs. La brèche éruptive qui succède à quelques corps d'andésites quartzifères de Măgura Tebii est constituée le long d'un canal d'explosion volcanique.

Les produits pyroclastiques reviennent aux premières deux phases d'éruptions du volcan de Caraciu. Vu la nature des éléments composants on a séparé des tufs polymictiques, des brèches et des tufs lapilliens à éléments d'andésites pyroxéniques, brèches et tufs à andésite amphibolique, brèches et tufs mixtes, cinérites à pyroxènes et cinérites à amphiboles ainsi que des „laves à blocs” (pyroclastites à matrice de lave).

Les processus hydrothermaux survenus après l'assouplissement de l'activité éruptive du volcan de Caraciu ont provoqué une série de transformations dans les roches volcaniques néogènes, dont les plus caractéristiques sont la propilitisation et la séricitisation. Cette dernière s'associe parfois à adularisation, silicification et argilisation. Un développement remarquable est celui de l'épidote des roches propilitisées de la région de Măgura Tebii.



Les transformations minéralogiques des zones sérichtisées sont l'effet d'une métasomatose potassique. Les analyses chimiques effectuées sur des échantillons de roches sérichtisées montrent, d'une part le lessivage du Na_2O , et d'autre part, l'accroissement remarquable du K_2O , jusqu'à 8 voir même 10 %. A des teneurs élevées en K_2O correspondent systématiquement des valeurs élevées en argent, fait qui selon toute vraisemblance constitue un indice que la sérichtisation accompagne de près la métallogenèse aurifère. L'analyse des silicates des roches volcaniques néogènes montre une concordance satisfaisante entre la composition chimique et celle minéralogique. Les paramètres Niggli révèlent le fait que les andésites amphiboliques correspondent à un magma dioritique, et que l'andésite quartzifère et l'andésite pyroxénique correspondent au magma quartz-dioritique, sauf quelques particularités en ce qui concerne les paramètres c et mg . Ces magmas reviennent à la série des magmas chalco-alcalins. Les caractères des magmas dont dérivent les andésites de Caraciu sont soulignés dans les diagrammes $al-fm$, $al-alk$ et $k-mg$.

Les différents stades d'oxydation du magma sont mis en évidence de manière satisfaisante par le coefficient w , surtout en ce qui concerne les trois variétés d'andésites amphiboliques.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche V

Carte géologique de la région de Caraciu (Monts Métallifères).

Quaternaire : 1, alluvions ; 2, dépôts de terrasse. Volcanites néogènes : 3, andésites quartzifères ; 4, brèches volcaniques ; 5, andésites à hornblende résorbée ; 6, laves à blocs ; 7, andésites à hornblende verte et hornblende brune ; 8, cinérites et brèches à hornblende (\pm pyroxènes) ; 9, brèches et cinérites à pyroxènes (-hornblende) ; 10, andésites à hypersthène et augite ; 11, tufs polymictiques. Sarmatiens-Tortoniens : 12, grès, sables, schistes argileux, gypses, charbons. Helvétien : 13, complexe des graviers d'Almașu Mare. Roches éruptives bana-tiques : 14, auréole de contact ; 15, andésites, andésites quartzifères ; 16, microdiorites porphyriques ; 17, granodiorites ; 18, diorites quartzifères. Crétacé supérieur : 19 marnes, grès, conglomérats. Série ophiolitique mésozoïque : 20a, andésites à biotite, dacite (porphyres) ; b, brèches volcaniques ; 21, andésites à hornblende ; 22, andésites à augite. Crétacé inférieur : 23, schistes argileux, marnes, grès, conglomérats ; 24, tuffites, schistes argileux, silicolites. Jurassique supérieur : 25, calcaires de Stramberg ; 26, tufts et aggrégats basaltiques ; 27, laves basaltiques (mélaphyres) ; 28, dolérites (diabases) ; 29, gabbros. 30, galeries d'exploration ; 31, anciens travaux miniers ; 32, faille ; 33, filon ; 34, position des couches ; 35, coupe géologique I-I' ; 36a, coulées de laves ; b, neck, dyke ; c, formations bréchiformes.

Pe secțiunea I-I' a se citi: „Complexul pietrișurilor de Almașul Mare“ în loc de andezite cu biotit din seria ofiolitică mezozoică în orizontul cuprins între tufuri și aglomerate bazaltice mezozoice și tufuri polimictice neogene.



PLANŞA I

Fig. 1. — Bazalte alveolare (vacuolare). N+ ; X 26; a, pastă hialopilitică ; b, vacuole cu clorit și calcit ; c, fenocristale de plagioclaz.

Basaltes alvéolaires (vacuolaires). N+ ; X 26; a, pâte hyalopilitique ; b, vacuoles de chlorite et de calcite ; c, phénocristaux de plagioclases.

Fig. 2. — Tuf psamitic. N+ ; X 60; a, ciment cineritic ; b, feldspat plagioclaz ; c, piroxen. Tuf psammétique. N+ ; X 60; a, ciment cinérétique ; b, feldspath plagioclase ; c, pyroxènes.

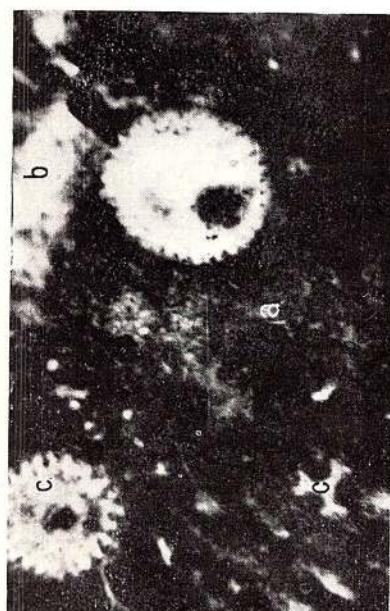
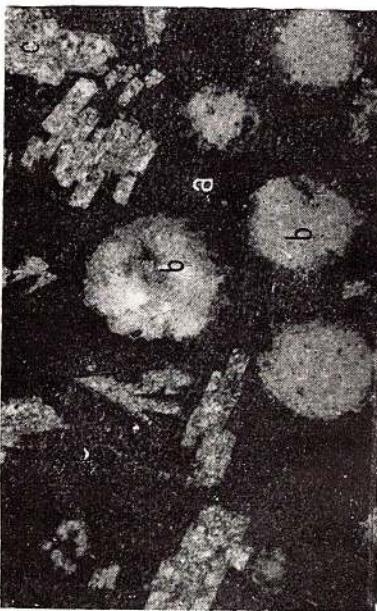
Fig. 3. — Argilit cu radiolari. N+ ; X 60; a, masă argilo-cineritică ; b, fragment de cuarț ; c, testuri de radiolari.

Argilite à radiolaires. N+ ; X 60; a, masse argilo-cinérétique ; b, fragment de quartz ; c, tests de radiolaires.

Fig. 4. — Gabrou cu olivină. N+ ; X 60; a, olivină parțial serpentinizată ; b, feldspat plagioclaz maclat ; c, piroxen.

Gabbros à olivine. N+ ; X 60; a, olivine partiellement serpentinitisée ; b, feldspath plagioclase maclé ; c, pyroxène.





PLANŞA II

Fig. 1. — Oligofir. N + ; x 26; a, pastă felsitică; b, cristal de biotit.

Oligophyre. N + ; x 26; a, pâte felsitique; b, cristal de biotite.

Fig. 2. — Diorit cuarțifer. N + ; x 26; a, cuarț; b, feldspat plagioclaz; c, ortoză; d, augit.
Diorite quartzifère. N + ; x 26; a, quartz, b, feldspath plagioclase; c, orthose; d, augite.

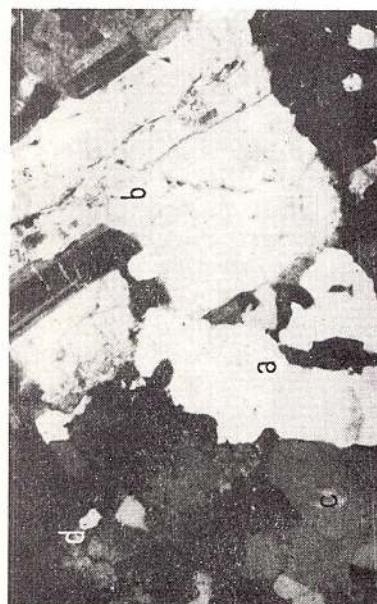
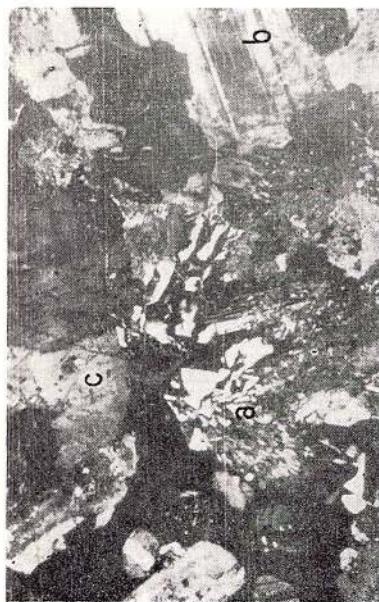
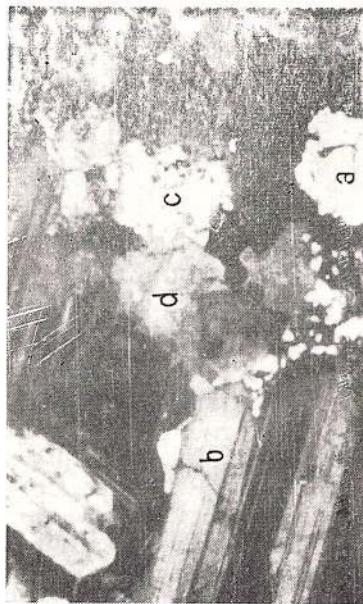
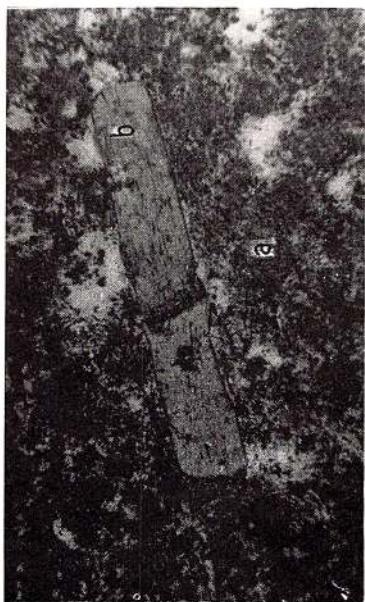
Fig. 3. — Concreșteri micrografice în dioritul cuarțifer de pe valea Birtin. N + ; x 26; a, cuarț și ortoză cu contur lobate; b, feldspat plagioclaz; c, ortoză.

Enchevetrements micrographiques dans la diorite quartzifère de la vallée du Birtin.
N + ; x 26; a, quartz et orthose à contours lobés; b, feldspath plagioclase;
c, orthose.

Fig. 4. — Granodiorit. N + ; x 26; a, cuarț; b, feldspat plagioclaz; c, ortoză; d, masă intersticiuă.

Granodiorite. N + ; x 26; a, quartz; b, feldspath plagioclase; c, orthose; d, mase intersticielle.





PLANŞA III

Fig. 1. — Microdiorit porfiric. N II ; x 26 ; a, pastă fanneritică microgranulară ; b, feldspat plagioclaz ; c, hornblendă ; d, piroxen ; e, magnetit.

Microdiorite porphyrique. N II; x 26 ; a, pâte phanéritique microgranulaire ; b, feldspath plagioclase ; c, hornblende ; d, pyroxène ; e, magnétite.

Fig. 2. — Andezit piroxenic de Cărăcel ; N + ; x 60 ; a, pastă felsitică ; b, feldspat plagioclaz ; c, piroxen.

Andésite pyroxénique de Cărăcel ; N + ; x 60 ; a, pâte felsitique ; b, feldspath plagioclase ; c, pyroxène.,

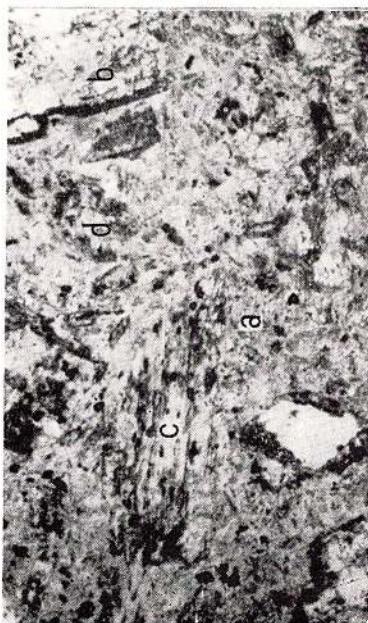
Fig. 3. — Andezit amfibolic de Caraciu ; N + ; x 26 ; a, feldspat plagioclaz ; b, hornblendă verde ; c, pastă pilotaxitică.

Andésite amphibolique de Caraciu ; N + ; x 26 ; a, feldspath plagioclase ; b, hornblende verte ; c, pâte pilotaxitique.

Fig. 4. — Andezit cu hornblendă brună rezorbită ; N II; x 26 ; a, feldspat plagioclaz ; b, hornblendă opacitizată ; c, pastă pilotaxitică.

Andésite à hornblende brune résorbée ; N + ; x 26 ; a, feldspath plagioclase ; b, hornblende opacitisée ; c, pâte pilotaxitique.





1



2



3



4

PLANŞA IV

Fig. 1. — Andezit cuartifer. N + ; x 26 ; a, feldspat plagioclaz ; b, cuarț ; c, pastă felsitică.
Andésite quartzifère. N + ; x 26 ; a, feldspath plagioclase ; b, quartz ; c, pâte felsitique,

Fig. 2. — Brecie eruptivă. N + ; x 26 ; a, fragment de bazalt ; b, fragment de andezit ; c, ciment de lavă andezitică cuartiferă.

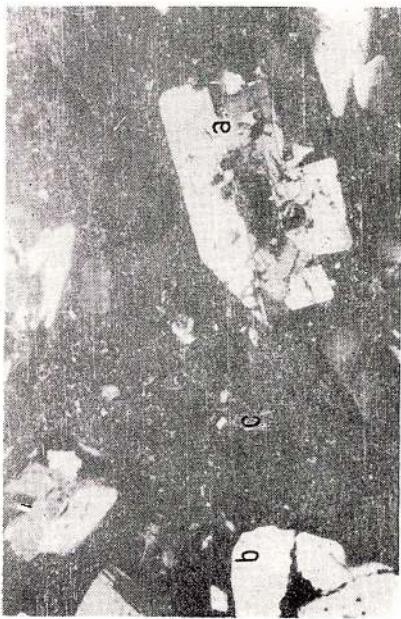
Brèche éruptive. N + ; x 26 ; a, fragment de basalte ; b, fragment d'andésite ; c, ciment de lave andésitique quartzifère.

Fig. 3. — Cinerit lito-cristaloclastie. N + ; x 26 ; a, fragment de microdiorit ; b, cristale și
fragmente de cristale de feldspat ; c, ciment cineritic.

Cinérite litho-cristalloclastique. N + ; x 26 ; a, fragment de microdiorite ; b, cristaux
et fragments de cristaux de feldspath ; c, ciment cinérétique.

Fig. 4. — Cristale de epidot formate pe contură de hornblendă ; N II ; x 26.
Cristaux d'épidote formés tout autour des cristaux d'horblende. N II ; x 26.





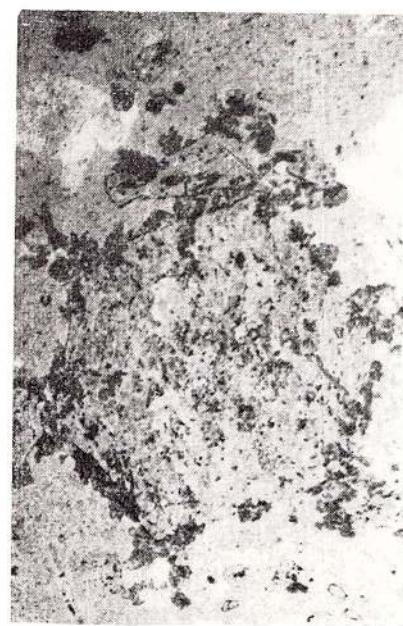
1



3



2



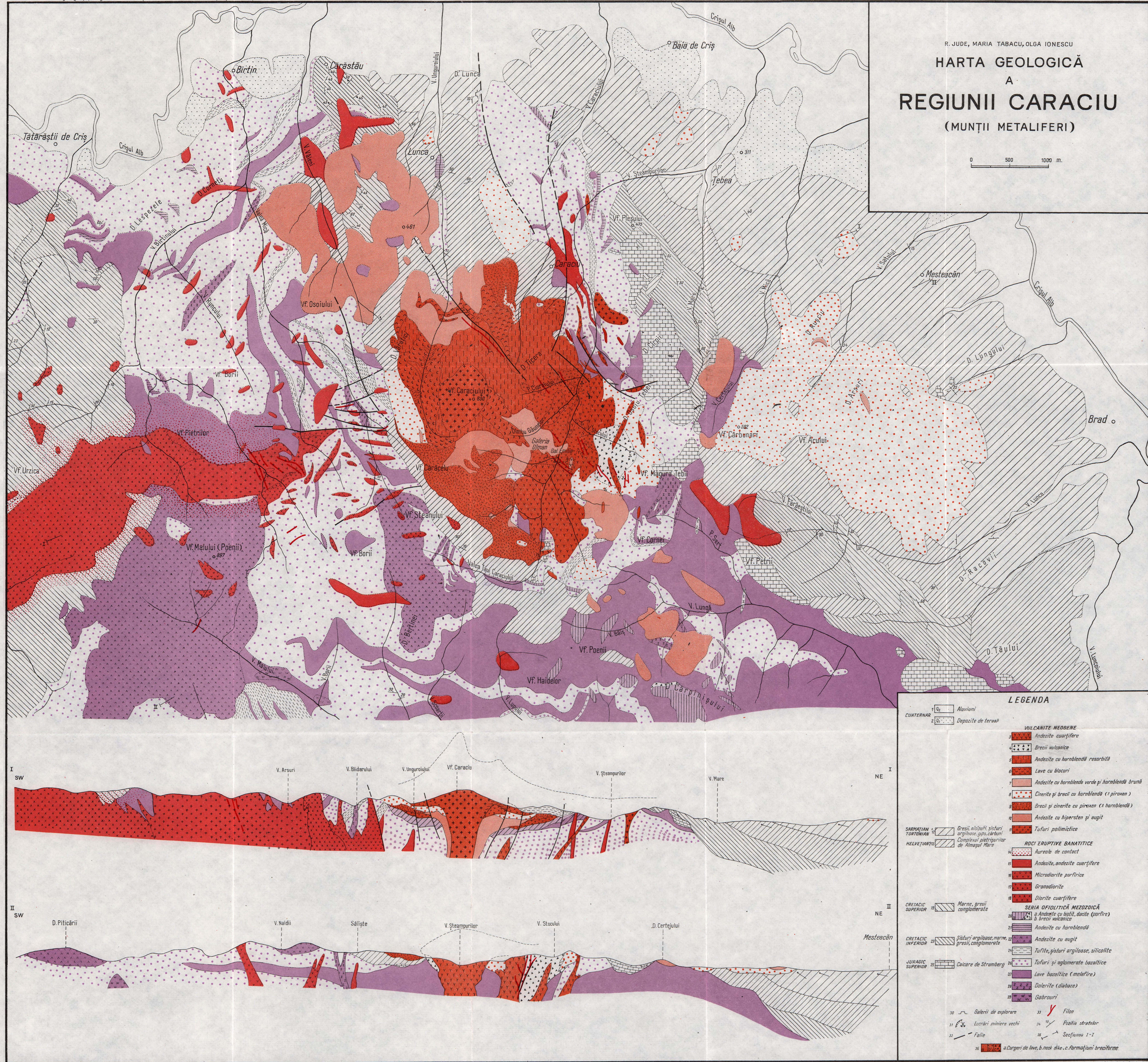
4

R. JUDE, MARIA TABACU, OLGA IONESCU

ARTA GEOLOGICA

REGIUNII CARACIU (MUNTII METALIFERI)

0 500 1000 m.



CORELAREA FORMAȚIUNILOR MOLASEI HERCINICE
(WESTFALIAN-PERMIAN) DIN PARTEA VESTICĂ A
CARPATILOR MERIDIONALI¹

DE

SERGIU NĂSTĂSEANU,² ION STĀNOIU,² CORNELIA BÎTOIANU²

Abstract

Correlation of Hercynian Molasse Formation (Westfalian - Permian) from the Western Part of the South Carpathians. In this paper a stratigraphic correlation of Hercynian molasse formations (Westfalian-Permian) from the western part of the South Carpathians is presented. Within this formation the presence of the Westfalian C-D, Stephanian A, B and C and of the Autunian is established, and the existance of the Saxonian is presumed. The floral fossil associations argue for the age of the deposits as follows: the associations with Mariopteridae for the Westfalian C, that with Neuropteridae and Alethopteridae for the Westfalian D, that with Pecopteridae for the Stephanian A-C and the one with *Callipteris* for the Autunian. A petrographic characterization of coals Carboniferous in age is also given, pointing out the bituminous coals, fat coals, and coals situated at the limit between the gas coal and the fat coal.

I. INTRODUCERE

Necesitatea valorificării zăcămintelor de cărbuni carboniferi din molasa hercinică a determinat efectuarea a numeroase studii și a unui mare volum de lucrări de prospecțiune și explorare. Bogăția datelor de observație a crescut tot mai mult în ultimii ani. Astfel a devenit necesară sistematizarea lor, în vederea folosirii cât mai eficiente, în noua etapă de lucru.

¹ Comunicare în ședința din 10 martie 1972.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



Dintre numeroasele lucrări care se ocupă de geologia Banatului, ne vom referi la cele care au contribuit în mod special la cunoașterea Paleozoicului superior.

Primele informații asupra Paleozoicului din Banat aparțin lui B o u é (1837) care în urma unei excursii pe Dunăre menționează porfirele de la Islaz, breciile, aglomeratele și gresiile roșii permiene.

K u d e r n a t s c h (1855), într-o lucrare cu caracter general, citează în zona Svinīța șisturi cu plante, gresii roșii, brecii și roci eruptive, iar în zona Reșița atribuie Permianului numai depozitele roșii din regiunea Gîrlîște-Ciudanovița. În altă lucrare, K u d e r n a t s c h (1857) aduce primele precizări de ordin paleontologic în ceea ce privește existența Carboniferului în zona Reșița, la Zăgrădia.

H a u e r (1869) atribuie Dyasului gresiile roșii și cuarțitele de la E de Munteana.

S t u r , într-o primă lucrare (1869), prezintă depozitele permiene din valea Belareca, iar în alta (1870) semnalează prezența Rothliegendului inferior în regiunea Staricea-Povalina, pe baza unor resturi de floră.

T i e t z e studiază geologia zonei Svinīța-Presacina. În ceea ce privește Paleozoicul superior, arată (1872) că la Baia Nouă este prezent Carboniferul superior, iar argilele cu plante și cărbuni de pe valea Povalina sănt mai noi decât acesta. Ansamblul de roci dintre valea Povalina și valea Ielișeva îl descrie sub numele de roci porfirice, trahitice și tufuri. Gresiile roșii de la Stara Svinīța și Povalina le consideră triasic-inferioare, iar gresiile roșii de pe valea Ielișeva le compară cu Keuperul din Carpații nordici.

R o t h v . T e l e g d (1894) recunoaște în cadrul depozitelor permiene de la Munteana și Starîște două serii: una alcătuită din conglomere, gresii și șisturi cu plante și alta formată din roci eruptive cu multe piroclastite.

S c h a f a r z i k (1894) atribuie Carboniferului superior, pe argumente floristice, depozitele cu cărbuni de la Baia Nouă. Cercetând și partea vestică a zonei Svinīța, el atribuie Carboniferului superior depozitele de pe valea Dragosela și șisturile de pe valea Cozilele, semnalind totodată încălcarea cristalinului peste sinclinalul Cozla-Camenița (1910).

R o t h v . T e l e g d , H a l a v a t s (1911) și H a l a v a t s (1913) au adus reale contribuții la cunoașterea Carboniferului superior și a Permianului din zona Reșița, mai ales prin îmbogățirea inventarului de floră.

O nouă etapă în cercetarea Carpaților Meridionali este inaugurată de M r a z e c (1903), M u r g o c i (1905) și continuată de S t r e c k e i-



sen (1934) și Codarcea (1940), care ocupîndu-se în mod special de tectonică, sintetizează în lucrări de ansamblu toate datele geologice mai vechi. Astfel se ajunge la interpretarea în pînză a formațiunilor mezozonale peste cele epizonale și a unor duplicaturi în sedimentarul autohton.

În ultimul timp, necesitatea sporirii rezervelor de cărbuni a impus reluarea studiilor stratigrafice și tectonice la un grad înaintat de detaliu.

Răileanu (1953) semnalează în zona Săvînița prezența Carboniferului pe valea Povalina și Valea Mare. În cadrul depozitelor permiene, autorul deosebește o serie terigenă și alta vulcanogenă. În seria terigenă recunoaște în bază orizontul argilelor cu plante care suportă orizontul gresiilor și conglomeratelor roșii. În orizontul gresiilor roșii se semnalează lentile de calcare cu Anthracositiidae.

Răileanu, Năstăseanu (1958) constată continuitatea de sedimentare dintre Carboniferul superior și Permianul inferior în facies continental din zona Reșița. Autorii acordă vîrstă autuniană șisturilor argiloase cu plante și le consemnează pe hartă ca un orizont bazal al Permianului inferior, iar gresiile și argilele roșii le atribuie Saxonianului. În ceea ce privește Carboniferul se semnalează existența unui nivel de brecii și conglomerate în bază, care trece progresiv la conglomerate, gresii și argile cu cărbuni.

Semaka (1962) discută valoarea stratigrafică a speciilor florei paleozoice citate din autohtonul danubian. Comparîndu-le cu rezultatele pe care le-a obținut prin studiul florei din zona Săvînița, ajunge la concluzia că pe domeniul danubian este prezent Westphalianul B-D, Stephanianul și Rothliegendul.

C. Boldur, Alexandra Boldur (1962) semnalează prezența unor lentile de calcare de apă dulce în depozitele permiene de la Secu (est de Reșița).

Năstăseanu (1964) semnalează ingresiunea orizontului roșu al Permianului pe marginile zonei de sedimentare Reșița. Autorul semnalează și prezența tufitelor și tufurilor în depozitele permiene de la Oravîța-Ciclova, precum și lentilele de calcare din seria roșie de la Gîrliste-Ciudanovița.

Stănoiu (1964) contribuie la aprofundarea cunoașterii stratigrafiei depozitelor carbonifere și mai ales la limita dintre acestea și cele permiene, făcînd cunoscută o faună de Anthracosidae. Autorul (1959) admite existența Westfalianului în zona Reșița pe unele argumente paleontologice.

Năstăseanu, Boldur (1964) descoperă cîteva petice de conglomerate carbonifere, în raza comunei Valeapai, NW de Reșița.

Bîtoianu, Ilie, Pitulea (1966) prezintă Carboniferul dintr-un foraj de la Camenița (zona Svinița), cu referire specială asupra petrografiei cărbunilor.

Ilie, Bîtoianu (1967), făcind studiul petrografic al huilelor carbonifere din sinclinalul Dragosela (zona Svinița), ajung la concluzia că sporii identificați ar putea pune în evidență prezența Westfalianului.

Bomboe (1967), ocupîndu-se de aspectele petrologice și paleogeografice ale depozitelor permiene, face și cîteva observații stratigrafice. Autorul consideră argilele negre (probabil cele cu *Callipteris* și *Walchia*?) din zona Reșița de vîrstă carbonifer-superioară, peste care urmează discordant gresiile și conglomeratele roșii și verzi ale Permianului. În zona Svinița consideră continuitate de sedimentare între Carboniferul superior și Permian. Aceeași concluzie lasă să se desprindă și pentru zona Presacina.

Năstăseanu, Bîtoianu (1970), cercetînd depozitele Carboniferului inferior de la Drencova (zona Svinița), le atribuie pe argumente microfloristice Devonianului.

Beju (1970) identifică două asociații de microspori care caracterizează partea superioară a Stephanianului și Autunianului. Prima asociație a fost recoltată din gresiile și argilele grezoase ale Carboniferului superior, iar cea de a doua din argilele cu *Callipteris* și *Walchia*.

Formațiunile Paleozoicului superior au făcut obiectul și a numeroase rapoarte geologice, ca urmare a prospecțiunilor de suprafață sau a celor miniere. Dintre acestea ne vom referi la cele care au adus elemente noi în cunoașterea formațiunilor în discuție și asupra celor care fac sinteza unei perioade de cercetare.

C. Boldur, Alexandra Boldur (1955) consideră că la Secu (zona Reșița) există Carboniferul superior (Stephanian) și probabil o parte din cel mediu. Autorii insistă însă numai asupra Stephanianului pentru susținerea căruia citează o floră determinată de Mateescu.

Stănoiu, Cibotaru (1968) recunosc trei complexe în cadrul depozitelor carbonifere de la Lupac. În bază conglomeratele masive, apoi complexul grezos-conglomeratic și la partea superioară complexul grezos-argilos șistos, cu intercalări de cărbuni. Referitor la vîrsta acestor depozite trag concluzia că ele aparțin Westfalian-Stephanianului. Ultimul complex al Carboniferului devine mai argilos la partea superioară, conține rare exemplare de *Walchia* și trece treptat la orizontul argilo-grezos al Permianului. Autorii arată că la Clucotici argilele cu *Walchia* și *Callipteris* reprezentă secvențe în gresiile roșii, atribuind în consecință și orizontul gresiilor roșii Autunianului.

Boldur, Stănoiu, Stillă (1963) prospectând zona Svinia, tratează depozitele carbonifere după schema stratigrafică prezentată de Semaka (1962). În depozitele permiene disting: orizontul șisturilor argiloase negre cu plante, orizontul piroclastic cu porfire roșii și verzi și orizontul piroclastic cu roci porfirice albe. Încadrarea stratigrafică a acestor orizonturi o fac în acord cu Răileanu (1953), adică primele două atribuindu-le Rothligendului inferior, iar ultimele două Rothligendului superior.

Pitulea (1968), sintetizând datele prospecțiunilor de suprafață, miniere și foraje, ajunge la concluzia că există depozite care aparțin Carboniferului inferior (facies de Culm), Carboniferului superior (în care înglobează și porfirele roșii de la Camenița) și Permianului pe care-l tratează după schema stratigrafică a lui Răileanu (1953).

Bîtoianu (1966–1970) se ocupă cu studiul florei paleozoice aducînd noi argumente pentru existența Westfalianului și Autonianului. Astfel în cadrul zonei Svinia pune în evidență prezența Westfalianului C–D pe valea Povalina și la Baia Nouă și Westfalianul D (superior) – Stephanianul A (inferior) la Dragosela. În zona Reșița menționează existența Westfalianului D pe pîrîul Arii, Stephanianul A–C la Lupac, Esenovăț, Bîrzavița și Autanianului inferior și mediu, la Clocotici.

Maxim și Petrescu (1970), studiind o floră existentă în cadrul colecției Universității din Cluj, provenită de la Secu, ajung la concluzia că în această parte a zonei Reșița ar putea fi prezent Stephanianul bazal.

II. CONSIDERATII STRATIGRAFICE

Pe teritoriul țării se cunosc mai multe domenii cu depozite paleozoice, fiecare individualizat prin evoluția lui geotectonică.

Domeniul carpatic, cu caractere de orogen puternic afectat de mișcările hercinice, are formațiuni carbonifer-inferioare în facies marin și formațiuni westfalian-permiene continentale. Ultimele reprezintă molasa ciclului hercinic și ele constituie obiectul studiului de față.

În regiunea la care ne referim, formațiunile de molasă se dispun discordant pe un fundament cristalin care aparține la două unități tectonice deosebite (pînza getică și autohtonul) semnalate de Murgoci (1905). Pe aceste unități, care într-o interpretare mai nouă au fost denumite domeniul getic și domeniul danubian (Codarcea, 1940) au funcționat trei zone de sedimentare mai importante: zona Reșița pe unitatea getică și zonele Svinia și Presacina pe unitatea danubiană (pl. I).



În Carpații Meridionali se constată cea mai mare răspândire și grosime a depozitelor westfalian-permiene de pe teritoriul carpatic românesc. Unele aspecte lito și biofaciale deosebite pe care le prezintă uneori depozitele în discuție, sunt determinate de condițiile paleogeografice specifice celor două unități tectonice ale Carpaților Meridionali.

Depozitele carbonifere (Westfalian-Stephanian) apar sub forma unor petice izolate în zona Reșița, în zona Săvinița și la Valeapai. Ele sunt alcătuite în general dintr-o serie detritică cenușie cu cărbuni. În baza seriei predomină breciile și conglomeratele, iar la partea superioară gresiile și argilele.

Formațiunile permiene (Autunian-Saxonian ?) ocupă suprafețe mult mai întinse decât cele carbonifere, atât pe unitatea getică (zona Reșița), cât și pe cea danubiană (zonele Săvinița și Presacina).

Depozitele permiene sunt în general terigene la partea bazală și de origine vulcanogenă la partea superioară, având frecvențe culoare roșie.

Pentru sistematizarea lucrării vom prezenta stratigrafia formațiunilor de molasă, pe zone de sedimentare (vezi fig.).

Zona Reșița

Formațiunile carbonifere și permiene sunt foarte bine dezvoltate în extremitatea nordică a zonei, în sectorul Lupac-Clocotici-Gîrlăște. Aici este singurul loc din Carpații Meridionali unde depozitele carbonifere au cea mai completă dezvoltare, iar trecerea progresivă de la acestea la cele permiene constituie o certitudine. (pl. II).

Carbonifer. Succesiunea carboniferă din sectorul Lupac-Clocotici-Gîrlăște este susceptibilă de a fi divizată în mare în trei complexe litologice (Stănoiu, Cibotaru - 1968), conglomeratic, grezos-conglomeratic și grezos-argilos. Primele două complexe aparțin Westfalianului, iar ultimul Stephanianului, aşa cum a presupus și Stănoiu (1959).

Westfalian. Complexul conglomeratic. Peste șisturile cristaline de tip Semenic se dispun conglomerate masive, nestratificate, formate predominant din elemente foarte slab rulate, constituite din micașisturi, gnaise și mai rar quart. Elementele, care pot ajunge pînă la 1 m diametru, sunt împlinitate într-un ciment grezos sau argilos, ceea ce face ca roca să fie ușor dezagregată. Numai spre partea superioară încep să apară destul de rar secvențe grezoase subțiri, realizîndu-se astfel un început de stratificație.



ASOCIAȚII FLORISTICE VÎRSTE	ZONA REȘIȚA		ZONA SVINIȚA	
	LUPAC	SECU	DRAGOSELĂ	BAIA NOUĂ
CALLIPTERIS ȘI WALCHIA				
CARBONIFER	PERMIAN	AUTUNIAN		
WESTFALIAN	STEPHANIAN			
		C		
		B		
		A		
D			PECOPTERIDE	
C				LACUNĂ
			PECOPTERIDE	PECOPTERIDE
			ALEOPTERIDE	ALEOPTERIDE
	NEUROPTERIDE			NEUROPTERIDE
				MARIOPTERIDE

Tabel corelativ privind molasa hercinică din Carpații Meridionali.
 Tableau corrélatif pour la molasse hercynienne des Carpates Méridionales.



Conglomeratele apar bine reprezentate pe valea Bîrzavița (coloana 10), Reșița și Secu, unde stau peste cristalinul de Semenic. La Lupac, de-a lungul faliei vestice, ele vin în contact tectonic cu cristalinul de Locva. Complexul conglomeratic are uneori grosimi în jur de 300 m. Dar este evident faptul că spre centrul zonei de sedimentare el pierde simțitor din grosime. Aceasta datorindu-se probabil, în cea mai mare parte, trecerii laterale la conglomerate cu intercalații de gresii.

Conglomeratele, care apar de-a lungul faliei vestice, sunt slab metamorfozate, căpătind aspect laminat de sernifite. Acest fenomen ar putea fi pus pe seama unui dinamo-metamorfism produs prin încălcarea ce a avut loc de-a lungul faliei vestice (Năstăseanu, 1964).

Vîrsta acestui complex este greu de precizat datorită absenței resturilor organice. Poziția inferioară pe care o ocupă față de complexul grezoș-conglomeratic (Westfalian D inferior), ar putea sugera existența unor termeni mai vechi ai Westfalianului.

Pe marginea estică și nordică a zonei Reșița, la Zăgrădia (Bozovici), Secu, Reșița și Măgura Brebului, direct pe cristalinul getic se aşază discordant conglomerate și brecii constituite aproape numai din elemente de cristalin. Aceste depozite sunt întrutoțul comparabile cu orizontul conglomeratic din sectorul Lupac-Gîrlîște.

C o m p l e x u l g r e z o s - c o n g l o m e r a t i c . De la conglomeratele masive se trece progresiv, uneori printr-un pachet destul de gros de conglomerate și gresii, la o succesiune în care predomină gresiile cuarț-feldspatice cu intercalații subordonate de conglomerate, microconglomerate și sisturi argiloase, totalizând grosimi cuprinse între 200 și 300 m. Culoarea predominantă este cenușiu, însă destul de des abundența materiei cărbunoase imprimă rocilor tende negricioase. Piritizările, care apar destul de frecvent, pot fi puse pe seama mediului reducător favorizat de abundența materiei organice. Gresile sunt formate predominant din granule de cuarț și feldspat la care se adaugă paete de mică și fragmente de roci cristaline. Cimentul silicios, foarte rar calcaros, de cele mai multe ori lipsește, granulele luînd contact după linii zimțate. Feldspatul apare foarte frecvent caolinizat.

Conglomeratele, care pot atinge grosimi pînă la zeci de metri, se deosebesc de cele ale orizontului bazal prin prezența stratificației, absența elementelor de dimensiuni mari, cît și printr-o duritate mai mare. Ele prezintă dese intercalații grezoase. Intercalațiile argiloase, aproape inexisteță în bază, devin din ce în ce mai numeroase spre partea superioară. Această succesiune are în mare o stratificație lenticulară, între conglome-



rate, gresii și șisturi argiloase observîndu-se numeroase treceri laterale de facies. Pe valea Arii, affluent pe stînga al văii Bîrzava (coloana 3), în jumătatea inferioară a pachetului grezos-conglomeratic, Stănoiu (1968) a semnalat un punct fosilifer din care au fost determinate, următoarele resturi de plante: *Paripteris (Neuropteris) gigantea* Sternb., *Neuropteris ovata* Hoffm., *N. tenuifolia* Sch., *Linopteris neuropterooides* (Gutb.) Pot. etc. Ele indică prezența Westfalianului D inferior (Bîtoianu, 1969).

La Secu, de la complexul conglomeratic se trece gradat la gresii cuarțo-feldspatice și microconglomerate cu intercalații de șisturi argiloase, care la partea superioară conțin o bogată floră cu aletopteride. Dintre acestea menționăm: *Alethopteris serli* Brongn., *A. pluckeneti* Schloeth, *A. lonchitica* (Schloeth.) Zeill., *A. grandini* Brongn. etc., care caracterizează Westfalianul D superior.

Asociația cu aletopteride indică o poziție stratigrafică superioară celei cu neuropteride din valea Arii, ceea ce pledează pentru existența întregului Westfalian D în complexul grezos-conglomeratic.

Stephanian. Complexul grezos-argilos. Progresiv, uneori pe intervale destul de largi, de la complexul grezos-conglomeratic se trece la o succesiune de gresii cuarțo-feldspatice, microconglomerate și șisturi argiloase cu rare intercalații de conglomerate. Spre partea superioară, șisturile argiloase devin din ce în ce mai frecvente, în aşa fel că, la limita cu Permianul, ele ajung să predomine în cele mai multe dintre cazuri. Procentual, față de complexul precedent, secvențele conglomeratice se reduc semnificativ. Grosimea acestui complex este evident mai mare decât a celor precedente, ea poate fi apreciată la 400 – 500 m. Abundența materiei cărbunoase imprimă complexului o culoare cenușiu-negricioasă, destul de caracteristică. În complexul grezos-argilos se intercalează și strate de cărbuni. Aici este cantonat complexul cărbunos de la Lupac, Clocoție și valea Bîrzavița și partea superioară a celui de la Secu (coloanele: 1,2, 6,8,9 și 11).

Complexul grezos-argilos de pe valea Bîrzavița conține numeroase resturi de plante fosile, dintre care cităm: *Sphenophyllum angustifolium* (Germ.) Goepp., *S. verticillatum* Schloeth., *Pecopteris feminaeformis* Schloeth., *P. arborescens* Schloeth., *P. polymorpha* Brongn., *P. cyathea* Schloeth., *P. candolleana* Brongn., *P. unita* Brongn., *Annularia stellata* Schloeth., *A. sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *Calamostachys* sp., *Trigonocarpus* sp. De la obîrșia aceleiași văi, dintr-un pachet de gresii cu intercalații de șisturi argiloase și cărbuni (strate de

10 cm grosime) s-au recoltat resturi de *Pecopteris arborescens* Schloth., *P. cyathea* Schloth., *P. hemitelioides* Brongn., *P. longifolia* Brongn., *P. candolleana* Brongn., *Sphenophyllum oblongifolium* Germ., *Annularia stellata* Schloth., *A. sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *A. longifolia* Brongn., *Calamostachys* sp. Brongn., *Stigmaria ficoides* Brongn., etc.

Pe valea Esenovăț, la cca 600 m de drumul ce duce la Clocoțici, s-au colectat (Bîțoianu, 1969) resturi de *Pecopteris cyathea* Schloth., *P. hemitelioides* Brongn., *P. candolleana* Brongn., *P. longifolia* Brongn., *P. polymorpha* Brongn., *Callipteridium pteridium* Schloth., *Calamites undulatus* Sternb., *Calamostachys tuberculata* Sternb., etc.

Haldele exploatarilor miniere de la Lupac au oferit eșantioane cu : *Pecopteris longifolia* Brongn., *P. cyathea* Schloth., *P. candolleana* Brongn., *P. unita* Brongn., *P. hemitelioides* Brongn., *P. paleacea* Zeiller, *P. lepidorachis* Brongn., *Annularia stellata* Brongn., etc.

Stur (din Atanassiu, 1913) menționează de la Gîrliste : *Annularia sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *A. stellata* Schloth., *Pecopteris arborescens* Schloth., *Stigmaria ficoides* Brongn. etc. În plus, la Lupac se mai menționează *Lepidodendron obovatum* Sternb., *Sphenophyllum emarginatum* Brongn., *S. oblongifolium* Germ., *Astrophyllites equisetiformis* Schloth., *Calamites suckovi* Brongn., *C. cisti* Brongn., *C. undulatus* Sternb., *C. gigas* Brongn., *Pecopteris plumosa* Artis, *P. unita* Brongn., *P. miltoni* Artis, etc.

Din complexul cărbunos de la Secu, Mateescu (1957) menționează : *Annularia sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *A. longifolia* Brongn., *A. stellata* Schloth., *Sphenophyllum oblongifolium* Germ. et Kaulf., *S. angustifolium* (Germ.) Goepf., *Astrophyllites equisetiformis* Schloth., *Calamites multiramis* Weiss, *Pecopteris arborescens* Schloth., *P. candolleana* Brongn., *P. truncata* Rost., *P. cyathea* Schloth., *P. polymorpha* Brongn., *Linopteris neuropteroides* (Guth.) H. Pot. etc. În afară de acestea, noi am mai recoltat : *Pecopteris hemitelioides* Brongn.

Asociația floristică, precum și trecerile progresive ale acestui complex spre formațiunea autuniană cu *Callipteris conferta* și spre complexul grezos conglomeratic cu floră de tip Wesfalian D, indică prezența întregului Stephanian în complexul grezos-argilos.

Forajele în curs de executare la Lupac (S_1), Cltocotici (S_2 și S_3) și Bîrzavița (S_4) au confirmat într-o măsură destul de mare orizontarea făcută pe baza deschiderilor naturale. Cel mai edificator profil este cel al forajului Bîrzavița (S_4) care a străbătut orizonturile superioare și a fost oprit în cel bazal (orizontul conglomeratic). Din corelarea lor se desprinde și variația mare de facies de care am amintit mai înainte. De asemenea, se poate observa cu multă ușurință cum grosimea mare a orizontului conglomeratic din Bîrzavița (regiunea marginală) scade progresiv către Cltocotici și mai ales la Lupac (regiune centrală). Aceasta datorindu-se îndințării laterale de facies cu complexul grezos conglomeratic, a cărui grosime scade de la Lupac spre Bîrzavița. Complexul grezos argilos este caracterizat prin prezența stratelor de cărbuni și micșorarea grosimii în mod progresiv, cu cât ne depărtăm de Lupac și ne apropiem de Bîrzavița.

Permian. Uneori, depozitele permiene au la partea bazală un complex argilos negru, urmat de un complex grezos conglomeratic roșu, alteleori sunt reprezentate numai prin ultimul complex. Ambele complexe aparțin Autonianului. La Oravița și Ciclova apar tufuri și tufite acide intercalate într-o serie de argile roșii, care ar putea reprezenta Saxonianul.

Autonian. Complexul argilos. Am atribuit acestui complex depozitele predominant argiloase, în care se intercalează gresii fine, calcar de apă dulce, uneori chiar conglomerate. Aceste depozite totalizează o grosime maximă de 300 m pentru părțile mai adânci ale zonei de sedimentare. În porțiunile ridicate, ele se subțiază simțitor, mergind pînă la totala lor dispariție. Culoarea depozitelor este obișnuit negricioasă, însă se întîlnesc și secvențe mai ales grezoase, de culoare roșcată, care pot începe chiar din baza complexului, dar care devin abundente abia la partea superioară. Se realizează astfel trecerea la complexul superior de culoare roșie.

Complexul argilos corespunde cu orizontul șisturilor negre cu plante (Autonian) semnalat anterior de Răileanu, Năstaseanu (1968).

Variațiile de facies mai importante existente în cadrul acestui complex vor fi subliniate prin prezentarea cătorva coloane stratigrafice întocmite fie din aflorimente, fie din datele de foraj. Acestea au fost alese funcție de claritatea relațiilor dintre complexe și de bogăția argumentelor paleontologice care au contribuit la trasarea limitei Stephanian-Autonian.

În regiunea Lupac, Permianul este reprezentat în general prin șisturi argiloase cenușii sau galbui, cu intercalații de gresii cuarțitice cenușii,

dure, care urmează în continuitate de sedimentare peste complexul grezo-argilos al Stephanianului.

În versantul drept al văii Lupac (300 m E de galeria Ghizela I), la partea superioară a complexului grezo-argilos (Stephanian) urmează sisturi argiloase cenușii, cu intercalații subordonate de gresii. De la baza succesiunii de sisturi, în care apare și o intercalație de cărbune, am recoltat exemplare de : *Pecopteris feminaeformis* Schloth., care indică Stephanianul. Urmează un pachet de argile negre gros de 100 m, unde exemplarele de *Walchia*, devin din ce în ce mai numeroase, marcând începutul Autonianului.

Din sisturile argiloase negre care apar în sinclinalul Lupac s-a determinat : *Annularia stellata* Schloth., *Cordaites principalis* Germ., *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin, *Callipteris naumanni* Gutt., etc. Asociația menționată conferă sisturilor argiloase vîrsta autoniană.

Pe valea Lupacul Bătrân și valea Țiganului, în complexul argilos se intercalează cîteva bancuri de conglomerate breocioase, cu elemente de micașisturi. Prezența conglomeratelor la partea inferioară a complexului argilos de la Lupac este și mai evidentă în forajul de pe malul drept al văii Țiganului (S_1). Aici au fost interceptate conglomerate și microconglomerate alternind cu argile cu *Walchia*.

La Gîrlîște (col. 4), pe valea Vidra (afluent al văii Anina), se observă cum se trece progresiv de la Stephanian la un complex argilos, care poate atinge o grosime de pînă la 250 m. Este de remarcat faptul că aici succesiunea debutează prin argile negre cu rare intercalații grezoase cenușii, care pe la jumătatea intervalului încep să prezinte și sevențe de culoare roșcată. La partea superioară predomină gresiile cenușii în care sunt intercalații de conglomerate. Pe un alt affluent al văii Anina, mai la nord de cel amintit și tot pe stînga văii, în partea mediană a complexului se găsesc mai multe lentile de calcare de apă dulce. Aici, de la pachetele cu intercalații de calcare se trece la gresii friabile micacee, de culoare violacee, cu rare intercalații de argile negre, spre deosebire de valea Vidra, unde peste gresiile cenușii urmează numai depozite detritice roșii. Din complexul argilos de pe văile menționate s-au recoltat resturi de *Callipteris conferta* Sternb., și numeroase exemplare de *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin. Asocierea acestor forme este suficientă pentru a dovedi existența Autonianului și în această parte a zonei.

În sectorul Clocotici-Bîrzavița, complexul argilos este invadat evident de depozite grezoase roșii (Stănoiu și Ciobotaru, 1968). La Clocotici de la complexul grezo-argilos (Stephanian) se trece treptat,



dar pe un interval stratigrafic foarte scurt, la gresii și microconglomerate (forajul S_2) sau la gresii și gresii argiloase cu *Anthracosidae* și *Walchia* (forajul S_3), care uneori au culoare roșie. Mult mai evidentă este abundența gresiilor pe un affluent de dreapta al văii Clocoțici, care confluencează la biserică din sat. Aici (coloana 7) se dezvoltă o succesiune de gresii cu vermiculații și foarte micafere, violacee. Ele sunt mult mai friabile decât cele carbonifere, cu care ar putea fi confundate datorită intercalațiilor de șisturi argiloase negre. Frecvență în șisturile argiloase ale complexului argilos, și numai foarte rar în gresii, se găsesc numeroase resturi de plante fosile: *Pecopteris cyathea* Schloth., *Odontopteris obtusiloba* Naum., *Callipteris conferta* Sternb., *Annularia stellata* Schloth., *Cordaites principalis* Germ., *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin, *Ernestiodendron filiciformis* Sternb., etc. Această asociație indică Autuniul. Prezența intercalațiilor de șisturi argiloase cu plante de tip Autunian la partea cea mai superioară a gresiilor roșii din sinclinalul Clocoțici, demonstrează că aici depozitele roșii permisiene nu se ridică mai sus de Autuniul.

Aceeași situație se observă pe valea Bîrzavița și în forajul de pe dreapta văii (S_4), unde formațiunea permiană are însă culori predominant cenușiu-negricioase și numai secvențe izolate de culoare violacee (ca în valea Vidra). Din argilele grezoase negre de pe halda unei galerii situată pe malul drept al văii Bîrzavița, Eufrosin (1964) citează *Palaeoniscus duvernoy* Agassiz. În baza complexului argilos din valea Bîrzavița apar intercalații de gresii cenușii micacee din care Stănoiu (1964) a determinat lamelibranhiate de apă dulce: *Carbonicola carbonaria* (Goldf.) și *Anthracomya cf. thuringensis* (Günitz). Intercalațiile cu *Anthracosidae* au fost întâlnite și în baza complexului argilos interceptat în forajele de la Clocoțici (S_3) și Bîrzavița (S_4).

O ivire cu totul izolată, de argile negre autuniene se cunoaște și la Sasca Montană, pe valea Vîrști.

C o m p l e x u l g r e z o s - c o n g l o m e r a t i c r o ș u . În continuitate cu complexul argilos de la Gîrlîște urmează o succesiune de gresii micacee și conglomerate cu intercalații de argile, pe o grosime în jur de 1000 m (coloana 4). Culoarea acestui complex este roșie sau uneori verzuie. Pe cărarea care leagă localitatea Gîrlîște de Ciudanovița și pe drumul nou dintre Ciudanovița și Maidan se găsesc frecvențe bancuri de calcare de apă dulce, intercalate în gresii roșii. Valea Jitinului, valea Natra și valea Lișava oferă cele mai complete profile prin acest complex, alcătuit aproape exclusiv din gresii și conglomerate cu structură torențială.



Între Goruia și Ciudanovița în partea inferioară a complexului apar intercalații de șisturi argiloase gălbui cu *Callipteris* și *Walchia*.

În sectorul Reșița-Secu, peste formațiunea carboniferă, ajungînd uneori direct pe cristalin (Rîul Alb, col. 12), se individualizează o succesiune groasă de 800 m, constituită din conglomerate roșii cu elemente de cristalin și cuarț, care alternează cu gresii și gresii argiloase roșii. În partea superioară gresile încep să fie înlocuite prin șisturi argiloase roșii sau negri-cioase (Boldur, Boldur, 1955). Din gresiile roșii de la Secu Matăescu (1957) citează: *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin, *Ernestiodendron filiciformis* (Schloth.), *Odontopteris obtusiloba* Nam., și *Callipteris conferta* Sternb. Această asociație arată că seria roșie din acest sector aparține Autonianului.

Complexul grezos-conglomeratic roșu mai apare sub formă de iviri reduse la Comarnic și pe valea Carașului.

La Anina, în axul unei structuri anticlinale, apar gresii și argile roșii cu pete verzi. Uneori gresiile sunt foarte grosiere și au o evidentă structură torențială, ca și cele de la Ciudanovița.

Asociațiile floristice menționate de la Secu și Goruia, precum și cele citate de la Clocotici (Stănoiu, Ciobotaru, 1958) indică o vîrstă autoniană.

Deoarece în sectorul Gîrliște-Ciudanovița, acolo unde complexul grezos-conglomeratic roșu prezintă grosimea cea mai mare, argumentele paleontologice pentru vîrsta autoniană se găsesc numai în jumătatea inferioară, nu excludem posibilitatea existenței la partea lui superioară a Saxonianului. În consecință ceea ce era atribuit de Răileanu, Năstaseanu (1958) Saxonianului, aparține în bună parte Autonianului.

Saxonian. În gresiile și argilele roșii de la Oravița-Ciclova (col. 5) se cunosc intercalații de tufuri și tufite acide (Năstaseanu, 1964). Tinînd seama de succesiunea stratigrafică a depozitelor permiene din zona Svinîța, s-ar putea ca cele de la Oravița-Ciclova să fie de asemenea superioare Autonianului.

Zona Svinîța

Spre deosebire de zona Reșița, aici formațiunile carbonifere aflorează pe suprafețe mult mai restrînse, iar cele permiene sunt mai extinse (pl. II).

Carbonifer. Succesiunea depozitelor carbonifere a fost reconstituită prin asamblarea unor profile disparate, separîndu-se două complexe

cărbunoase de vîrste diferite. Astfel asociațiile floristice indică pentru complexul cărbunos de la Baia Nouă-obîrșia văii Povalina o vîrstă mai veche (Westfalian C—D inferior) iar pentru cel de pe valea Dragosela o vîrstă mai nouă (Westfalian D superior—Stephanian A inferior).

Westfalian. La Baia Nouă, peste un fundament constituit din gnaise se dispun discordant gresii grosiere cu rare intercalații conglomeratice și argiloase, toate de culoare cenușiu-negricioasă. La partea superioară se află situate două strate de cărbune, care sunt exploataate aproape integral. Peste depozitele descrise, pe alocuri formînd chiar acoperișul stratelor de cărbune, se găsesc porfire cuartifere permiene.

La sud de Baia Nouă, în bazinul văii Povalina, depozitele carbonifere aflorează pe valea Zereni și valea Coșarnița, constituind o bandă îngustă care se sprijină pe gabbrourile de Iuți și suportă depozitele permiene. Mai la sud, banda de Carbonifer dispare pe o porțiune în care depozitele permiene ajung să stea direct pe gabbroul de Iuți. La obîrșia văii Povalina reapar depozitele carbonifere, sub forma unei fișii înguste care înconjoară versantul sudic al dealului Cucuiova. Pe această fișie au fost amplasate galerii de coastă care au explorat niște lentile mici de cărbune. Depozitele carbonifere din această regiune sunt foarte asemănătoare cu cele de la Baia Nouă, deoarece sunt reprezentate prin aceleași gresii grosiere, între care se intercalează conglomerate și argile cenușii negricioase cu un conținut floristic asemănător. Din flora colectată de la Baia Nouă și valea Coșarnița, Bițoi anu (1966 și 1968) citează: *Neuropteris linguaefolia* P. B., *N. tenuifolia* Schloth., *Linopteris neuropterooides* (Gutb.) H. Pot., *Corynepteris coralloides* Gutb., *Calamites carinatus* Sternb., *Lepidodendron acutum* Presl., *Sphenophyllum cuneifolium* Sternb., *Sigillaria polyploca* Boulay, *Mariopteris hirsuta* Corsin, *M. sauveuri* (Brongn.) Stur, *M. nerevosa* Brongn., *Alethopteris serli* Brongn. În afară de speciile menționate, Răileanu (1953) mai citează *Stigmaria ficoides* Brongn., *Calamites cisti* Brongn., *Annularia cf. radiata* Brongn., etc.

Din analiza florei prezentate se desprinde o asociație cu mariopteride și alta cu neuropteride, care caracterizează Westfalianul C și D inferior (Bițoi anu, 1966, 1968). Semaka (1962) consideră prezent și Westfalianul B, pe valea Povalina.

Profilul văii Dragosela (coloana 14) este singurul care a permis realizarea unei coloane stratigrafice pe o grosime de 200 m. Ne referim la Carboniferul care apare pe flancul sud-estic al unui anticinal situat la 2 km în amonte de confluența cu Valea Mare. Aici peste șisturile cris-

taline care stau la verticală și au direcția NS, se dispune un pachet gros de 70 m, de conglomerate mărunte, cu cădei de 40° spre SE și direcția NE-SW. Conglomeratele, reprezentate prin bancuri submetrice, sunt constituite în cea mai mare parte din elemente de cuart alb, bine rulat și elemente de cristalin. Matricea este grezoasă micacee, dură și de culoare cenușie. Din loc în loc se intercalează în conglomerate bancuri decimetrice de gresii micacee cenușii, grosiere. Progresiv se trece la un pachet gros de 30 m, de argilă micacee cenușiu-negricioasă, cu o stratificație evidentă în plăci. De la argilă se trece treptat la o succesiune groasă de 100 m, reprezentată printr-o alternanță deasă de gresii arcoziene și microconglomerate cu intercalații de argile negre cărbunoase. În partea mijlocie a acestei succesiuni se află și o lentilă de cărbune, care a fost explorată printr-o galerie de coastă. De la partea superioară a succesiunii de pe Dragosela, din baza complexului cărbunos, menționăm următoarele resturi de plante: *Lepidodendron obovatum* Brongn., *Asterophyllites longifolius* Sternb., *Alethopteris grandini* Brongn., *Palmatopteris furcata* Brongn., *Pecopteris plumosa dentata* (Artis, Brongn.). Asociația întâlnită caracterizează Westfalianul D superior (Bîtoianu, 1968). Westfalianul B, semnalat de Semaka (1962) în același loc, nu-și găsește confirmarea paleontologică.

În sectorul Dragosela au fost executate două sonde (S_6 și S_7) care au străbătut o succesiune asemănătoare celei descrise mai sus. În concluzie în baza coloanelor stratigrafice din acest sector se remarcă un pachet conglomeratic, iar la partea superioară o alternanță de gresii și conglomerate cu intercalații de argile și cărbuni. Complexul cărbunos este destul de restrîns, prezentând numai mici lentile de cărbuni la partea superioară a seriei carbonifere.

Iviri de Carbonifer se mai cunosc în bazinul văii Sirinia, pe văile Stînei și Cozilele (afluenți pe dreapta ai Sirniei) și puțin mai la nord de confluența cu acestea, chiar în valea Sirinia. Carboniferul de aici este reprezentat prin gresii și argile cenușii negricioase, foarte asemănătoare cu cele din valea Dragosela (Răileanu, 1953).

În partea mai vestică a zonei menționăm forajul de la Berzasca (S_5) în care depozitele carbonifere prezintă un aspect mai puțin grosier decât cele din sectorul Dragosela. Sub aceste depozite se găsesc formațiuni argilo-grezoase, probabil devoniene. Vîrsta devoniană o atribuim pe baza paraleлизării litofaciale cu depozitele devoniene de la Drencova, datează palinologic de Năstăseanu, Bîtoianu (1970).

Un aspect cu totul deosebit al Carboniferului ar fi cel interceptat într-un foraj amplasat pe depozitele cretacic-superioare din sinclinalul Camenița. După datele publicate de Bițoianu, Ilie, Pitulea (1966) rezultă că sub un pachet foarte gros de porfire permiene, se găsește o succesiune subțire de gresii și argile grezoase cu patru intercalații de cărbuni. Cărbunii au o dezvoltare lenticulară deoarece n-au mai fost întlniți în celelalte foraje amplasate în imediata vecinătate. Sub complexul acesta cărbunos au fost interceptate porfire roșii pe o grosime de cca 200 m, cu două intercalații subțiri de gresii. Mai jos, pe cîțiva metri, s-au întîlnit gresii și gresii argiloase cenușii-negre care stau pe cristalin. Din argilele situate în culenșul și acoperișul stratelor de cărbuni se citează *Calamites suckowi* Brongn. Plecind de la prezența acestei forme, frecventă în Carboniferul din regiune și de la prezența stratelor de cărbune, se trage concluzia că toată succesiunea cuprinsă între adâncimea de 354 și 717 m aparține Carboniferului superior.

Prezența porfirelor roșii, care nu sînt citate în asociație cu depozitele carbonifere din Carpații Meridionali, ar putea fi interpretată și ca o străpungere legată de erupțiunile permiene frecvente în regiune.

Stephanian. De la partea superioară a complexului cărbunos de pe valea Dragosela, în afară de flora westfaliană citată, am recoltat și forme care indică Stephanianul A inferior, spre exemplu : *Pecopteris paleacea* Zeiller, *Pecopteridium armasi* Zeiller, etc. În acest caz, complexul cărbunos din sectorul Dragosela reprezintă un echivalent stratigrafic al celui de la Secu, din zona Reșița.

Stephanianului poate să-i revină o bună parte din succesiunea depozitelor de pe văile Stînei și Cozilele, precum și a celor din forajele Canenița, Berzasca și Dragosela.

Permian. În formațiunea permiană s-au separat două complexe : unul inferior detritogen (Autunian) și altul superior vulcanogen (Saxonian?).

Autunian. Complexul detritogen. Pe valea Ielișeva, formațiunile permiene descriu un anticlinal larg în axul căruia apar, de sub gresii roșii și aglomerate, argile grezoase cenușiu-negricioase sau cu conținut verzu. Din aceste argile negricioase am colectat exemplare rău conservate de *Lebachia piniformis* Schlotn., iar Telegd (1894) citează : *Pinnularia capillacea* Lindl. et Hutt., *Walchia piniformis* Schloth., *Hymenophyllites semialatus* Gein., *Odontopteris obtusiloba* Naum., *Alethopteris* sp. Ultima formă ar putea fi un exemplar

de *Callipteris*, dacă ținem seama de trăsăturile morfologice foarte asemănătoare ale celor două genuri, altfel ar fi greu de explicat prezența ei într-o asociatie de Permian. Este important de subliniat faptul că un foraj (S_8), amplasat pe axul anticinalului din valea Ielișeva, a străbătut 735 m de depozite permiene și apoi a intrat în serpentinite. Din profilul sondei întocmit de Pitulea (1968) rezultă că direct pe fundament se dispun cîțiva metri de argile, apoi urmează 20–30 m de aglomerate. Următorii 650 m sunt reprezentati prin gresii și gresii argiloase cu intercalații de conglomerate și argile, iar pe ultimii 30–40 m de la partea superioară a coloanei apar intercalații de aglomerate. Rezultă că ceea ce se considerase baza succesiunii permiene (orizontul gresiilor și șisturilor cu plante) de Răileanu (1953), este numai o secvență grezo-argiloasă lenticulară, situată la partea superioară a complexului detritogen de pe valea Ielișeva (cca 800 m grosime).

Pe valea Povalina, direct peste gabbrouri, se dispun gresii argiloase roșii în baza cărora se găsește o intercalație subțire și lenticulară de calcar roșcat nodulos (coloana 19). Din acest calcar, situat deci în partea inferioară a Permianului, Răileanu (1953) citează: *Anthracomya thuringensis* G einitz, *Carbonicola carbonaria* Goldfuss și *Esteria* sp., forme fără o valoare stratigrafică strictă, însă importante ca repere de corelare în cadrul depozitelor permiene. Peste gresiile cu Anthracosidae urmează depozite piroclastice, groase de peste 1000 m, care ocupă cursul inferior al văii Povalina.

Între valea Selschi și Trii Cule, depozitele permiene sunt reprezentate predominant prin gresii și argile roșii cu intercalații subțiri de conglomerate, tufuri și lentile de calcare. Remarcăm că în baza formațiunii se găsesc conglomerate grosiere cu frecvențe elemente bine rulate provenite din masivul de gabbror, peste care se dispun discordant. Cu acest aspect depozitele permiene se urmăresc spre NW, pînă la valea Povalina, unde amintit că în partea bazală au intercalate calcare cu antracosidae.

În bazinul văii Mraconia, pe valea Lespezilor și mai la nord, pînă în valea lui Vioran, sub depozitele atribuite Permianului, Schafarzik (1912), Codarcea (1940) și Răileanu (1953) separă o fișie de depozite carbonifere. Acestea sunt alcătuite din conglomerate cu elemente de cuart, din gresii arcoziene, gresii micacee roșcate și argile negricioase, cu lentile de calcare de apă dulce silicificate. Prezența secvențelor de culoare roșcată, precum și a lentilelor de calcare de apă dulce caracteristice formațiunilor permiene din zonă, constituie argumente pentru atribuirea acestor depozite Permianului. În partea de W a zonei, pe valea

Dragosela, începînd de la confluența cu Valea Mare, direct pe cristalin se dispun conglomerate grosiere cu multe elemente de cristalin, slab cimentate. Acestea comportă intercalații foarte subțiri de argile grezoase cenușiu-negricioase, cu resturi de plante. Ele trec foarte repede la partea superioară în gresii arcoziene care alternează cu gresii fine șistoase, uneori silificate, de culoare verzuie. Mai în amonte, pe valea Dragosela se observă o alternanță de conglomerate mai fine și gresii negre micacee cu intercalații de argile grezoase de culoare cenușie, verzuie sau roșcată. În malul stîng al văii se observă în gresiile silificate, colorate predominant în roșu, lentile de calcar negre, foarte asemănătoare cu cele din bazinul văii Mraconia.

Faciesurile terigene (Răileanu, 1953) descrise mai sus, apar întotdeauna în baza succesiunii permiene din regiune și le-am separat sub numele de complexul detritogen. Vîrsta acestui complex a fost sugerată de flora de pe valea Ielișeva care ar indica Autunianul.

Saxonian ? Complexul vulcanogen. Pe văile Ielișeva și Povalina, peste complexul detritogen urmează aglomerate, tufuri, tufite și roci efuzive acide, mai rar bazice, cărora li se asociază conglomerate gresii și argile roșii. Acestea au fost separate sub numele de complexul vulcanogen, care atinge o grosime de cca 1500 m.

În restul zonei Svinîța, complexul vulcanogen ocupă suprafețe mari, de cele mai multe ori dispunindu-se discordant pe formațiuni mai vechi.

Complexul vulcanogen n-a oferit încă argumente paleontologice. El a fost atribuit Saxonianului numai pe criterii de superpoziție, fiind suportat de complexul detritogen din care se citează o floră de tip Autunian.

Zona Presacina

Permian. În cadrul acestei zone, pînă în prezent, se cunosc cu certitudine numai formațiuni permiene. Ele pot fi separate, ca și în zona Svinîța, într-un complex detritogen (Autunian) și un complex vulcanogen (Saxonian). Vîrsta acestor două complexe a fost acordată pe baza paralelizărilor litofaciale cu depozitele similare din zona Svinîța. (pl.II).

Pentru prezentarea celor două complexe am ales profilele descrise de Năstaseanu, Stillă (1960) pe valea Sfîrdinului și malul drept al văii Belareca, sub vîrful Străjuț.

Autunian. Complexul detritogen. Valea Sfîrdinului (coloana 20) oferă un profil bine deschis prin complexul detritogen,

în cadrul căruia se poate recunoaște un orizont inferior conglomeratic și altul superior grezos argilos. Ambele orizonturi au o culoare roșie pregnantă și totalizează o grosime în jur de 800 m.

Orizontul bazal, gros de 300 m, se dispune discordant pe cristalin. El este constituit din conglomerate cu elemente de șisturi cristaline puțin rulate, prinse într-o matrice argilo-grezoasă roșie-vișinie. Uneori se observă și elemente roșii provenite din piroclastite, dar acestea apar cu totul sporadic. În general conglomeratele bazale sunt masive și lipsite de stratificație. La diferite nivele însă se observă intercalații de gresii și argile roșii care-i imprimă un aspect mai puțin masiv pe unele porțiuni.

Orizontul grezos argilos are o grosime de 500 m și este reprezentat printr-o alternanță de gresii și argile roșii dispuse în bancuri decimetrice, în care se mai intercalează strate subțiri de conglomerate. Trecerea de la orizontul inferior la cel superior se face treptat, prin intermediul unor pachete, la început de microconglomerate, apoi de gresii masive.

Complexul detritogen al Permianului din valea Sfîrardinului se regăsește în toată partea vestică a zonei Presacina; la Camena, în valea Cernei și la obîrșia văilor afluente de stînga ale văii Bolvașnița.

Saxonian? Complexul vulcanogen. Pe versantul de S al vîrfului Străjuț (col. 21), peste fundamentul cristalin se aşază șisturi argiloase cenușii cu tente verzui și resturi de plante rău conservate. Ele alternează cu gresii fine pe o grosime de 100 m. Peste acestea urmează o succesiune groasă de 530 m, constituită din aglomerate și brecii piroclastice grosiere, conglomerate și gresii roșii. Succesiunea se încheie cu 150 m de profire cuarțifere roșii, care ocupă de altfel și înălțimile maxime ale vîrfului Străjuț.

Faciesul vulcanogen, dar cu multe deosebiri față de cel din vîrful Străjuț, se regăsește în cursul inferior al văilor afluente de stînga ale văii Bolvașnița și pe flancul vestic al anticinalului din valea Idegului.

III. CONSIDERAȚII TECTONICE ȘI PALEOGEOGRAFICE

Formațiunile westfalian-permiene din partea vestică a Carpaților Meridionali sunt prezente, aşa cum am arătat, atât în unitatea getică cât și cea a autohtonului danubian.

Aparițiile de Westfalian-Permian din unitatea getică se restrîng la sinclinoriul zonei Reșița. Aici sunt dezvoltate mai ales în extremitatea nordică, unde formează o serie de structuri anticlinale și sinclinaile orientate NNE – SSW.



Astfel, imediat la est de cristalinul de Locva se individualizează sinclinalul Lupac. Pe flancul vestic el este afectat de dislocația vestică care face ca succesiunea cristalinului de Locva să încalece peste formațiunea carboniferă. În sectorul Lupac această linie tectonică are un contur foarte festonat, ceea ce indică o pronunțată tendință de încălecare.

În sprijinul existenței unui contact de încălecare între cristalinul de la Dognecea și sedimentarul de la Lupac vin și aparițiile izolate de șisturi cristaline care sunt suportate de formațiunea carboniferă (Năstăseanu, 1964). De asemenea, la nord de Vodnic, sinclinalul Lupac dispără în aceeași dislocație, lăsând impresia că această structură se continuă pe sub șisturile cristaline (Stănoiu, Ciobotaru, 1968).

Din cele arătate se poate deduce că între cristalinul de Locva și sedimentarul zonei Reșița există un contact de încălecare, care cel puțin pentru anumite sectoare poate fi încadrat în categoria șariajelor.

Raporturile de încălecare între cristalinul din vest și sedimentarul zonei Reșița au fost semnalate de Cantuniasi (1930), Codarcă (1930), Streckerisen (1934), Năstăseanu (1964), Răileanu, Năstăseanu, Boldur (1964), etc. În ultimul timp, Codarcă, Lupu, Dessila-Codarcă, Lupu (1967) atribuie această încălecare pînzei supragedice.

Prin lucrările miniere de pe flancul estic al sinclinalului Lupac s-a pus în evidență o linie de falie longitudinală care separă un compartiment vestic căzut.

La est de sinclinalul Lupac se conturează anticlinalul Esenovăț (Stănoiu, Ciobotaru, 1968) care dispără spre sud în dislocația vestică.

Sinclinalul Clocotici-Lișava mărginește spre est anticlinalul Esenovăț. Între Clocotici și Bîrzavița el are flancul estic afectat de o falie longitudinală.

Spre est urmează anticlinalul Natra cu flancul estic faliat. În sectorul nordic, această falie denumită Reșița-Carașova, ia caracterul unei falii inverse, pe planul căreia depozitele carbonifere ale sinclinalului Natra încalecă peste Mezozoicul sinclinalului Jitin-Doman (Năstăseanu, 1964). La nord de Doman se observă un mic petec de acoperire constituit din depozite carbonifere, peste succesiunea Aptianului superior.

În partea de nord a zonei Reșița, formațiunile westfalian-permiene apar ca o fișie aproape continuă, formînd închiderea periclinală spre nord a unor sinclinale și anticlinale (sinclinalul Budinic, anticlinalul Reșița, sinclinalul Cioaca Dosului, anticlinalul valea Cuptoare și sinclinalul Central).

Acstea structuri sunt afectate de o serie de falii longitudinale dintre care cea mai importantă este falia Ranchina, care laminează flancul vestic al sinclinalului central (Năstăseanu, 1964).

Formațiunile permiene mai apar pe rama nord-vestică a zonei Reșița sub forma unor iviri reduse, aliniate de-a lungul faliei Predilcova-Comarnic. Permianul apare și în axul anticlinalului Anina, într-o butonieră situată la sud de localitatea Steierdorf.

În zona Săvinița, formațiunile carbonifere, și mai ales cele permiene, sunt larg răspândite în tot sinclinalul principal. Ele apar pe suprafețe mai restrânse și în sinclinalul Cozla-Camenița care este încălecăt de șisturile cristaline din vest.

În sinclinalul principal succesiunea paleozoică este bine deschisă pe valea Dragosela unde se conturează un anticlinal cu șisturi cristaline în ax. Flancul estic al acestuia este constituit din depozite carbonifere și permiene. Cel vestic este alcătuit numai din depozite permiene, care în valea Dragosela, și mai la sud de aceasta, formează sinclinalul Tulinecea. Flancul estic al anticlinalului Dragosela este afectat de o faliă după care depozitele paleozoice încalcă peste depozitele mezozoice.

Valea Sirinia oferă două butoniere anticlinale cu depozite paleozoice înconjurate de formațiuni mezozoice.

Pe valea Ielișeva succesiunea permiană descrie un larg anticlinal care are în ax complexul detritogen iar pe flancuri complexul vulcanogen.

La obârșia văii Povalina, depozitele paleozoice sunt prinse într-o structură sinclinală bine conturată în vîrful Cucuiova.

La Baia Nouă, formațiunile permiene și carbonifere apar antrenate într-un mic sinclinal deversat spre est și încălecăt de șisturile cristaline din vest.

Formațiunile westfalian-permiene din Carpații Meridionali, prin caracterul facial (roci detritogene, de apă dulce, cu cărbuni), cît și prin poziția lor în succesiunea fazelor de evoluție ale geosinclinalului paleozoic, reprezintă molasa orogenezei hercinice, așa cum a arătat Contescu (1961).

După cutarea și exondarea corespunzătoare fazei sudete sau erzgebirge, edificiul geostructural carpatic a fost intens compartimentat, lăudă naștere o serie de bazine intra și intermontane. Printr-o reactivare a eroziunii, ca efect al ridicării în masă a lanțului muntos, aceste depresiuni au fost umplute cu o succesiune continentală groasă de aproximativ 3000m. Depozitele de tip molasă, s-au sedimentat în bazine dulcicole, fapt dovedit prin prezența formelor de Anthracosidae și *Palaeoniscus*. În prima perioadă,

energia de relief mare a favorizat o eroziune foarte intensă, cînd de pe înălțimile din jur se acumulează în aceste bazine o cantitate imensă de material grosier, producînd o colmatare rapidă. Pe măsură ce relieful se penepleniza, puterea eroziunii scădea, reducîndu-se aportul de material grosier. S-a ajuns astfel la bazine cu adîncimi mici și aspect mlăștinos, în care se manifesta intens și o activitate sedimentară fluviatilă.

Clima caldă și umedă din Carbonifer era foarte propice dezvoltării unei vegetații luxuriante. La materialul vegetal din aceste mlăștini se adaugă probabil și aportul vegetal adus de apele curgătoare de pe uscatul înconjurător. Originea autohtonă a majorității materialului vegetal a fost sugerată și de faptul că s-a observat (Stanoiu, Ciobotaru, 1958), în unele afloamente, trunchiuri de *Stigmaria*, cu rizoizii adînci împlinîți în roca din jur.

Ritmicitatea oscilațiilor pe verticală a avut ca efect aducerea repetată în poziție submersă a turbăriilor, creîndu-se posibilitatea ca acumularea de vegetație să fie îngropată sub stratele de mîl și nisip. S-au realizat astfel condițiile transformării, într-un mediu anaerob, a substanței vegetale în cărbuni. Aspectul discontinuu (lenticular) al stratelor de cărbuni poate fi pus pe seama variației condițiilor de adîncime, sau a repartizării spațiale diferite a aportului de material detritic, etc.

Gradul înaintat de transformare al cărbunilor de la Lupac ar mai putea fi determinat, în afară de presiunea litostatică și de influența gradientului geotermic, de temperatura degajată de intruziunile granodioritice de la Dognecea, cît și de eforturile mecanice ce au luat naștere prin încălcarea cristalinului de Locva peste formațiunile carbonifere. În același mod s-ar explica și calitatea superioară a cărbunilor de la Baia Nouă, care din punct de vedere petrografic sunt identici cu cei de la Lupac (huilă antracitoasă).

Climatul arid reflectat în culoarea roșie a depozitelor, influențind negativ asupra dezvoltării vegetației, a constituit cauza lipsei stratelor de cărbuni din Permian.

La sfîrșitul Autonianului, în momentul în care începe să se manifeste intens vulcanismul subsecvent, molasa hercinică este reprezentată predominant prin piroclastite și roci efuzive acide.

IV. CONSIDERAȚII ASUPRA STRATELOR DE CĂRBUNI

În zona Reșița se cunoște cărbuni exploatabili în sectorul Lupac-Clocotici-Bîrzavița și la Secu.



La Lupac, începutul exploatarii cărbunilor datează din anul 1909, constând din lucrări mici, în zona aflorimentelor, executate de către Societatea Petroșani. În anul 1927 începe săparea unui puț de extracție în incinta minei Ghizela III, prin care s-a exploatat zăcământul pînă în 1945, cînd mina a fost inundată. În zona centrală s-a săpat, în anul 1927, galeria Ghizela II, care ulterior a servit la deschiderea minei cu același nume. În vederea extinderii rezervelor, după 1950, s-au executat foraje, dar rezultatele n-au îndreptățit extinderea exploatarii (se menționează numai fragmente cărbunoase în noroiul de foraj). În anul 1958, lucrările de exploatare pentru cărbunii de la Lupac au fost sistate ca nerentabile. În anul 1970 s-au reluat cercetările prin foraje. Din datele obținute prin lucrările miniere rezultă că la Lupac s-au întîlnit patru strate de cărbuni, care au avut următoarele grosimi: stratul I pînă la 1,30 m; stratul II pînă la 1,45 m cu o intercalație de șist argilos pînă la 1 m grosime; stratul III pînă la 1,90 m grosime, cu mai multe intercalații sterile și stratul IV cu o grosime medie de 0,65 m. După alte date stratul I a avut o grosime de 0,2–0,4 m, stratul II de 0,8–1 m, stratul III de 0,6–1,0 m și stratul IV sub forma unei intercalații subțiri, bogată în cenușe.

De menționat că patru strate de cărbune s-au întîlnit numai în mina Ghizela III, unde au fost interpretate, în majoritatea cazurilor, ca o dedublare pe o linie de falie. În minele Ghizela I și Ghizela II raportările menționează numai două strate de cărbune: stratul I cu o grosime de 0,1–1,2 m și stratul II între 0,3–2 m.

Cărbunii de la Lupac întîlniți în lucrările miniere și foraje (S_1), sunt extrem de friabili (frecvent se prezintă sub formă de praf), fiind reprezentați prin lithotipul vitrain. La alcătuirea cărbunelui participă în proporții mari vitrinitul și anume maceralul collinit, străbătut de numeroase crăpături. El apare sub formă de lentile sau fragmente cu contururi neregulate. Alături de acesta mai apare și maceralul fuzinit care se prezintă rar ca lentile mici, cu structură celulară slabă și de cele mai multe ori aciculară. Alături de compoziții petrografice apar și o serie de compoziții minerali. Dintre acestea amintim materialul argilos sub formă dispersă sau ca mici lentile, carbonatul de calciu sub formă de cruste fine pe crăpături și pirita care poate fi primară (concrețiuni în masa vitrinitului) și secundară (depusă pe crăpături).

Omogenizarea crescîndă a vitrinitului și fuzinitului (inexistența structurii celulare) și lipsa corpurilor bituminoase duc la concluzia că acești cărbuni se situează în seria metamorfică, în categoria huilelor antracitoase, cu un conținut ridicat de carbon (87,4%) și scăzut în materii

volatile (6,3–9,5%). Cărbunii au o putere calorifică superioară, cuprinsă între 7880–8147 kcal/kg.

În sectorul Bîrzavița (S_4) au fost întâlnite trei intercalații subțiri de cărbune, începînd de la 231,80 m. Cărbunele de aici are o culoare negricioasă, este lucios și foarte friabil. În componența lui intră aceleași macerale ca și la cărbunii descriși anterior.

La Clocotici, în forajul S_2 , ivirile de cărbuni apar începînd de la 219,26 m adîncime, pe un interval de 40 m. Ca aspect macroscopic se aseamănă foarte mult cu cărbunii întâlniți în lucrările miniere de la Lupac. Ei se prezintă de cele mai multe ori sub formă de praf și sunt reprezentați predominant prin lithotipul vitrain. Microscopic s-a constatat că sunt constituți din lentile de vitrinit (collinit) și particole de inertinit (fuzinit), cu o structură celulară abia vizibilă. Aceste macerale sunt foarte impure din cauza numeroaselor substanțe minerale.

Caracterele petrografice ale cărbunilor din forajul S_2 amintesc o huilă cu un înalt grad de carbonificare (poate huilă antracitoasă), avînd în vedere dispariția totală a corpurilor bituminoase.

La Secu, primele încercări de deschidere prin galerii, au fost executate încă din anul 1790. Exploatarea a început mult mai tîrziu (1840), iar în anul 1869 s-a săpat puțul de extracție Alfred. După 1948 s-au făcut o serie de investigații de suprafață și prin lucrări miniere pentru a stabili caracteristicile zăcămîntului în extindere și în adîncime. În prezent, mina Secu este închisă deoarece rezervele conturate au fost epuizate. În 1970 s-au reluat cercetările prin foraje.

Lucrările de exploatare și explorare au pus în evidență, în cadrul formațiunii carbonifere, existența a 5 strate de cărbune (numerotate de sus în jos) cu grosimi între 0,3 și 2 m. Dintre acestea stratele IV și V prezintau efilări pînă la dispariție.

Cărbunele de la Secu, cunoscut din lucrările miniere, are o structură omogenă, culoare neagră, luciu puternic și este foarte friabil, ajungînd pînă la praf. Microscopic este alcătuit din lentile sau particole de collinit, care predomină. Aceasta este străbătut de numeroase crăpături fine, dirigate în toate sensurile, ca efect al solicitărilor tectonice. Grupa inertinit se găsește în proporție destul de redusă în acești cărbuni, fiind reprezentată doar prin fuzinit. Aceasta este sfărîmat și cu o structură celulară constituită din celule mici regulate, caracteristice ferigelor. Din grupa exinit s-au întîlnit doar cuticulele care au pereții fini, uneori sunt sfărîmate, rupte și ondulate. Pe alocuri ele apar în cantitate mare alcătuind

microlithotipul clarit. Substanțele minerale sunt reprezentate prin pirită singenetică și diagenetică, carbonatul de calciu, argila și uneori cuarțul.

Chimic, cărbunele de la Secu conține 23,3–30,35% materii volatile și 63,7–84,47% carbon. Cocosul rezultat este umflat și friabil, sau parțial friabil. După caracteristicile chimice și petrografice cărbunii de la Secu se situează în categoria huilelor grase.

În urma celor expuse mai sus se constată că în sectorul Clocoțici–Lupac–Bîrzavața, cărbunii au un grad mai avansat de carbonificare, se asemănă între ei și pot fi încadrați în categoria huilelor antracitoase. Cei de la Secu, cu un grad mai scăzut de carbonificare, se înscriu în categoria huilelor grase.

În zona Svinia, cărbunii își fac apariția pe marginile acesteia, constituind un zăcămînt exploatabil doar la Baia Nouă.

Pe rama vestică, în sinclinalul Cozla-Camenița, într-un foraj amplasat la N de Ogașul lui Manole, au fost puse în evidență patru lentile de cărbuni cu grosimi reduse, pe intervalul de la 356,03–434,56 m. Acest cărbune prezintă o culoare neagră-cenușie, spărtură neregulată, luciu puternic, numeroase oglinzi de fricțiune și conține mult fusain. În compoziția sa intră microlithotipii vitrit și fuzit, care sunt puternic milonitizați. Aceștia se prezintă sub formă de fragmente cu contururi neregulate și cu putere mare de reflexie, dovedind prin aceasta gradul avansat de carbonificare al cărbunilor. Sporinitul este reprezentat prin macrospori inclusi în benzile de fuzinit. Aceștia sunt rupti, turtiți, cu forma eliptică, interiorul vitritizat, pe margine având excrescențe. Componenții minerali sunt reprezentați prin carbonatul de calciu care apare pe crăpăturile vitrinitului și destul de rar piroxita.

La cărbunele din forajul amintit conținutul în materii volatile variază între 13,7–15,6%, carbonul fix are valori cuprinse între 84,80–86,30%, sulful între 0,4–0,8% și puterea calorică peste 7748–8277 kcal/kg. Conținutul scăzut în materii volatile, participarea redusă a bituminelor și conținutul ridicat în carbon, arată gradul avansat de carbonificare al acestui cărbune, care poate fi considerat din acest punct de vedere o hulă antracitoasă.

În sectorul Dragosela, cărbunele are aspect lucios, se desface cu mare ușurință în bucăți mici, iar pe fețele de desfacere se observă mult fusain. La alcătuirea acestor cărbuni participă collinitul care apare sub formă de benzi, puternic milonitizate și străbătut de numeroase crăpături umplute cu substanță argiloasă și pirită. Fuzinitul și semifuzinitul apar în cantitate mare, având o structură celulară bine conservată, pe alocuri sfărîmată.



În cuprinsul collinitului s-au observat cuticule și fragmente de mesophyl, scleroți cu crestături și rășini rotunde sau eliptice.

Analiza chimică a acestor cărbuni a arătat un conținut ridicat în materii volatile (26,6—32,2%), carbon fix (67,8—73,4%) și o putere calorică ridicată (7878—8434 kcal/kg). Cocosul rezultat are un aspect pulverulent sau aglomerat-spongios. După valorile obținute în analiza chimică, acest cărbune s-ar încadra la limita dintre huila de gaz și huila grasă.

La Baia Nouă, primele lucrări miniere au fost executate în anul 1840 și au constat din galerii de coastă amplasate pe aflorimente. Din 1784 s-a trecut la o exploatare mai sistematică. În anul 1900 a început săparea puțului principal de extracție (Sigismund). După aceea s-a săpat al doilea puț (Lilien) care ulterior a fost părăsit. Între anii 1934—1939 lucrările au fost sistate și mina a fost inundată. Exploatarea a fost reluată în timpul celui de al doilea război mondial prin săparea galeriei Staricea.

Lucrările miniere au pus în evidență două strate de cărbune de forme lenticulară și dislocate, cu îngroșări pînă la 26 m (stratul superior) și 1,5—14 m (stratul inferior). În adîncime stratul inferior dispără, iar cel superior pierde din grosime.

Cărbunii din zăcămîntul Baia Nouă au un luciu metalic specific, sunt compacți și prezintă o stratificație clară. La alcătuirea lor petrografică participă vitritul și fuzitul, ambii puternic transformați. Vitritul este reprezentat prin collinit și are culoarea cenușie, cu nuanțe gălbui. Fuzitul apare în cantitate mare și se prezintă ca fuzinit și semifuzinit, ambele fiind foarte sfărîmate și impregnate cu carbonat de calciu. În anumite porțiuni, fuzitul apare cu structură celulară caracteristică arborilor de talie mare ca : *Lepidodendron* și *Calamites*. Dintre maceralele grupei exinit s-a recunoscut sporinitul reprezentat prin macrospori care aparțin grupei Apiculati și sclerotinitul reprezentat prin resturi de ciuperci. Toate detaliile vegetale amintite mai sus sunt înglobate într-o masă de bază vitrinitică.

Gradul avansat de carbonificare al cărbunilor de la Baia Nouă este pus în evidență prin lipsa aproape completă a corpurilor bituminoase și a structurii celulare la vitrit, precum și prin coloritul vitritului și al fuzitului.

În urma analizei chimice s-a observat că în cărbunele de la Baia Nouă materiile volatile variază între 11—14,8%, carbonul între 90,9—95,9% iar sulful combustibil între 0,4—0,65%. Puterea calorică superioară arată valori cuprinse între 8138 și 8712 kcal/kg.

Cărbunele de la Baia Nouă, cu un grad foarte ridicat de carbonificare, este situat în clasa huilelor antracitoase care nu coesifică și nu aglutinează.

Cărbunii din zona Svinetu au aproape toți un grad ridicat de carbonificare, însă cei din sectorul Dragosela au o oarecare putere de coesificare.

O comparație între cărbunii din zonele Reșița și Svinetu arată că cei de la Lupac și Baia Nouă prezintă gradul cel mai avansat de carbonificare, situându-se în aceeași categorie (huile antracitoase), datorită probabil condițiilor geologice foarte asemănătoare ambelor zăcăminte (metamorfism termic și dinamic). Urmează cărbunii de la Secu (huilă grasă) și apoi cei de la Dragosela (huilă de gaz – huilă grasă).

V. CONCLUZII

În succesiunea depozitelor carbonifere din zona Reșița s-au reînscosut trei complexe litologice : complexul conglomeratic în bază, complexul grezos-conglomeratic și complexul grezos-argilos la partea superioară.

Pentru zona Svinetu nu s-au putut separa complexe litologice similare celor din zona Reșița, însă poziția stratigrafică clară a celor două complexe cu cărbuni oferă elemente de corelare între zone.

Criteriul cel mai bun și totodată punctul de plecare în cadrul corelărilor stratigrafice îl constituie asociațiile floristice. În felul acesta asociația cu neuropteride (Westfalian D inferior) dă posibilitatea corelării părții inferioare a complexului grezos-conglomeratic (valea Arii, col. 3) din zona Reșița, cu partea superioară a complexului cărbunos de la Baia Nouă (col. 17) din zona Svinetu. Rezultă că baza complexului cărbunos de la Baia Nouă cu mariopteride, și-ar putea găsi un echivalent stratigrafic în complexul conglomeratic din zona Reșița. Aceasta nu exclude posibilitatea existenței unor depozite carbonifere mai vechi decât Westfalianul C în cele două zone.

Asociația cu alethopteride (Westfalian D superior) caracterizează partea inferioară a complexelor cărbunoase de la Secu (col. 12) și Dragosela (col. 14), situându-se la partea superioară a complexului grezos-conglomeratic din zona Reșița.

Partea superioară a complexului cărbunos de la Secu, caracterizată prin asociația cu pecopteride (Stephanian A), s-ar plasa în baza complexului grezos-argilos din zona Reșița, paralelizându-se cu partea superioară a complexului cărbunos din valea Dragosela.

Cea mai mare parte din complexul grezos-argilos, cu pecopteride, aparține Stephanianului A–C. Aici este situat complexul cărbunos de la Lupac–Clacetici–Birzavita și partea superioară a celui de la Secu.



Din cele expuse rezultă că în sectorul Gîrliște, Clocotici—Lupac—Bîrzavița, acolo unde se observă continuitate de sedimentare de la Carbonifer la Permian este prezent întreg Stephanianul. În restul cazurilor, unde Permianul se dispune discordant, o parte din succesiunea carboniferă lipsește (Secu, Dragosela, Baia Nouă, etc.).

În ceea ce privește Permianul din zona Reșița, s-a putut separa un complex argilos în bază și un complex grezos-conglomeratic la partea superioară. Faciesul piroclastic de la Oravița și Ciclova, ținând seama de situația din zona Svinică, s-ar situa la partea superioară a succesiunii permiene (Saxonian?). Complexul argilos este invadat, mai ales pe marginile zonei, de faciesul grezos-conglomeratic.

Depozitele permiene din zona Svinică și Presacina au fost împărțite în două complexe: un complex detritogen în bază și un complex vulcanogen la partea superioară.

Criteriul principal de corelare între zone îl constituie associația cu *Callipteris* și *Walchia*, care caracterizează Autonianul. Asociația a fost menționată din valea Ielișeva, de la partea superioară a complexului detritogen al zonei Svinică, și în ambele complexe din zona Reșița. Prezența anthracosidelor în baza succesiunii permiene din zonele Reșița și Svinică (pe valea Bîrzavița și valea Povalina), ar putea sugera posibilitatea uror echivalări stratigrafice a depozitelor care le conțin.

În concluzie complexul detritogen din zonele Svinică și Presacina se corelează aproape integral cu cele două complexe (argilos și grezos conglomeratic) din zona Reșița, care aparțin în ceea mai mare parte Autonianului. Complexul vulcanogen ar putea să aparțină Saxonianului, pe criterii de superpoziție.

În afara de sectorul Gîrliște—Lupac—Clocotici—Bîrzavița, din centrul zonei Reșița, unde există continuitate de sedimentare de la Stephanian la Autonian, în toate celelalte cazuri succesiunea permiană are o poziție discordantă. Deci, în baza ei pot exista lacune stratigrafice.

Din punct de vedere petrografic, în zona Reșița, cărbunii din sectorul Lupac—Clocotici—Bîrzavița au un grad avansat de carbonificare, se asemănă între ei și pot fi încadrați în categoria huilelor antracitoase. Cei de la Secu, cu un grad mai scăzut de carbonificare se înscriu în categoria huilelor grase.

Cărbunii din zona Svinică prezintă de asemenea un grad ridicat de carbonificare. Cei de la Baia Nouă se situează în clasa huilelor antracitoase care coagulă și nu aglutinează pe cind cei de la Dragosela pot fi încadrați la limita dintre huila de gaz și huila grasă.

O comparație între cărbunii din zonele Reșița și Svinia arată că cei de la Lupac și Baia Nouă prezintă gradul cel mai avansat de carbonificare (huilă antracitoasă). Urmează cărbunii de la Secu (huilă grasă) și apoi cei de la Dragosela (huilă de gaz — huilă grasă).

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1933—1934) Curs de geologie stratigrafică (Paleozoic litografiat), Iași.
- Beju D. (1970) New contribution to the palynology of Carboniferous strata from Romania. *VI Cong. Int. Stratig. et Geol. de Carbonif.*, I, 1967, Sheffield.
- Bițoianu Cornelia, Ilie Smărăndița, Pitulea G. (1966) Considerații stratigrafice și petrografice asupra cărbunilor întlniți în forajul de la Camenița. *D.S. Com. Geol.*, LII/1, București.
- Boldur C., Boldur Alexandra (1962) Cercetări geologice în regiunea Reșița-Doman-Secu. *D.S. Com. Geol.*, XLIX, 1959, București.
- Bomböe P. (1967) Études pétrologiques des formations permianes de Banat. *Karpato-Balkaniska. Geoloskij Asoxijacija* II, Beograd.
- Boué A. (1837) Notice géologique sur le Banat et le bord du Danube. *Bull. Soc. Géol. de France*, 1 série, 8, Paris.
- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol.* XX, București.
- Pavilescu L. (1962) Masivul granitoid Sfîrđinul. *Bul. Inst. Petrol., Gaze, Geol.*, VIII, București.
 - Lupu M., Codarcea—Dessila Marcela, Lupu Denisa (1967) Unitatea suprageologică în Carpații Meridionali. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol.*, 2, 12, București.
- Contescu L. (1961) Contribuții la studiul litotipilor Paleozoicului superior din imprejurimile Reșiței. *Acad. RSR Stud. cerc. geol.*, VI, 2, București.
- Eufrosin C. (1957) Prezența genului Palaeoniscus în associația cu floră autuniană în valea Birzavița, la W de Reșița (Banat). *An. Com. Geol.* XXX, București.
- Halaváts J. (1913) Die östliche Umgebung von Dognacka und Gattaya. *Erläuterung zur geol. Spezialkarle*. Budapest.
- Hauer v. Er. (1867) Kohlevorkommen von Berzsaszka Fundstelle der Ammoniten von Svinitz. *Verh. d. geol. Reich.* Wien.
- Kudernatsch J. (1855) Beiträge zur geologischen Kenntnis der Banater Gebirgszuges. *Jahrb. d.k. ung. geol. R.A.*, XX, Budapest.
- (1869) Geologie des Banater Gebirgszuges. Wien.
- Ilie Smărăndița, Bițoianu Cornelia (1967) Contribuții la studiul huilelor de vîrstă carboniferă din sinclinalul Dragosela, zona Svinia. *D.S. Inst. Geol.*, LIII/2, București.
- Mateescu I. (1957) Studiul petrografic al cărbunilor din bazinile Secu și Doman. *An. Com. Geol.*, XXX, București.
- Maxim Al., Petrescu I. (1970) Cîteva plante fosile necunoscute din Stephanianul de la Secul (Banat). *Acad. RSR Stud. cerc. geol., geogr., geof.*, I/15, București.
- Mrazec L. (1903) Sur les schistes cristallins des Carpates méridionales (versant roumain). *C.R., IX, Congres Géol. Internat.*, 1904, Wienne.



- Murgoci G. M. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes méridionales. *C.R. Acad.*, Paris.
- Mutihac V. (1959) Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița-Moldova Nouă(Banat). *Acad. R.S.R. Biblioteca de Geol. și Paleont.*, IV, București.
- Năstaseanu S., Boldur C. (1964) Observații în legătură cu prezența Carboniferului și Doggerului la Valeapai. *D.S. Inst. Geol. L/II* (1962–1963), București.
- (1964) Présentation de la carte géologique de la zone Reșița-Moldova Nouă. *An. Com. Geol. XXXIII*, București.
 - Bițoianu Cornelia (1970) Devonianul de la Drencova-Banat. *D.S. Inst. Geol. LVI/4*, 1969, București.
- Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Svinița-Fața Mare. *Bul. St. Acad. RSR*. 5, 2, București.
- Năstaseanu S. (1958) Contribuții la orizontarea Paleozoicului superior din regiunea Ciudanovița-Lupac (Banat). *Anal. Univ. București, Sl. Nat.* 18, București.
 - Năstaseanu S., Boldur C. (1964) Sedimentarul paleozoic și mezozoic al domeniului getic din partea sud-vestică a Carpaților Meridionali. *An. Inst. Geol. XXXIV/II*, București.
 - Patrulius D., Mirăuță O., Bleahu M. (1968) État actuel des connaissances sur le Paléozoïque de Roumanie. *An. Inst. Geol. XXXVI*, București.
- Roth v. Telegdi L. (1894) Der Abschnitt der Krasso-szorenyer Gebirges längs der Donau in der Umgebung des Jeliseva und Starisky-Thales. *Jahrb. d. k. ung. geol. A.f.* 1892, București.
- Halaváts G. (1911) Umgebung von Temeskuta und Oravicabanya. Blatt. zone 25, Kol. XXV, (1:75.000) *Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte*. Budapest.
- Schafarzik Fr. (1894) Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Aibenthal, Ujbanya Tiszovicza und Srinycica. *Jahrb. d.k. ung. geol. A.f.* 1892, Budapest.
- (1912) Geologische Reambulation der Umgebung von Berszaska. *Jahrb. d.k. ung. geol. R.A.f.* 1910, Budapest.
- Semakava A.I. (1962) Observations sur les flores paléozoïque et mésozoïque du Danubien du Banat. *D.S. Com. Géol. XLVII*, 1960, București.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Com. Geol. XVI*, 1931, București.
- Stur D. (1869) Die Umgebungen von Cornia, Cornereva, Teregova und Slatina. *Verh. d.k.k.geol. R.A.*, Wien.
- (1870) Beiträge zur Kenntniss der Dyas und Steinkohlen formation in Banat. *Jahrb. d.k.ung.geol. R.A.*, XX, Budapest.
- Stănoiu I. (1964) Asupra prezenței Anthracositiadelor în Permianul zonei Reșița (valea Birzavița, Banat). *D.S. Com. Geol. XLIX*, 1962, București.
- Tietze E. (1872) Geologische und Palaontologischen Mitteilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgsstockes. *Jahrb. d.k.k. geol. R.A.*, XXII, Wien.

MANUSCRISE

- Bițoianu Cornelia (1966) Studii paleobotanice în formațiuni paleozoice și mezozoice din domeniul danubian. *Arh. Inst. Geol.* București.
- (1968) Studiul paleobotanic al cărăunilor paleozoici din domeniul danubian. *Arh. Inst. Geol.* București.



- (1968) Studiul paleobotanic al formațiunilor paleozoice din zona Svinia. Arh. Inst. Geol. București.
 - (1969) Studii paleobotanice asupra depozitelor paleozoice din zona Reșița. Arh. Inst. Geol. București.
- Boldur C., Boldur Alexandra (1955) Raport geologic asupra regiunii Secu-Cuptoare. Arh. Inst. Geol. București.
- Stănoiu I., Stilla Al. (1963) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru huile în zona Svinia. Arh. Inst. Geol. București.
- Năstăseanu S., Stilla Al. (1960) Raport geologic asupra cartărilor din regiunea Cornereva-Mehadia – Herculane. Arh. Inst. Geol. București.
- Dincă Al., Stănoiu I., Bocean Valeria, Radu Magdalena, Stillă Al. (1960) Raport geologic de prospecții pentru cărbuni în zona Moldova Nouă-Reșița. Arh. Inst. Geol. București.
 - (1962) Studiu geologic asupra perspectivelor de cărbuni din zona Reșița-Moldova Nouă. Arh. Inst. Geol. București.
- Pitulea G. (1968) Raport geologic asupra prospecțiunilor executate cu lucrări miniere și sondaje, în partea centrală a zonei Svinia-Svinecea Mare-Banat, în anii 1962–1965 cu situația rezervelor de huilă antracitoasă, determinate în sectorul Dragosela. Arh. M.M.P.G., București.
- Stănoiu I., Ciobotaru T. (1968) Prospecții geologice pentru cărbuni (huilă) în sinclinalul Lupac. Arh. Inst. Geol. București.
- (1969) Proiect geologic privind executarea unor foraje de informare asupra perspectivelor de cărbuni din sectorul Lupac. Arh. Inst. Geol. București.



CORRÉLATION DES FORMATIONS DE LA MOLASSE HERCYNIENNE (WESTPHALIEN-PERMIEN) DE LA PARTIE OCCIDENTALE DES CARPATES MÉRIDIONALES

(Résumé)

Dans l'orogène carpatique, énergiquement affecté par les mouvements hercyniques, le Carbonifère inférieur revêt un faciès marin, alors que le Westphalien-Permien se développe sous un faciès continental. Les dernières formations représentent la molasse du cycle hercynien et constituent l'objet du présent ouvrage.

Les formations du Westphalien-Permien situées dans la partie occidentale des Carpates Méridionales sont présentes dans l'unité gétique autant que dans celle de l'autochtone danubien (pl.I). Le Westphalien-Permien de l'unité gétique est restreint au synclinorium de la zone de Reșița. La bordure occidentale de cette zone prend contact avec le cristallin de Locva de l'unité supragétique.

La formation molassique se développe tout particulièrement dans l'extrême septentrionale de la zone de Reșița, où elle constitue une série de structures anticlinales et synclinales orientées NNE-SSW. Ainsi, du côté occidental se développe le synclinal de Lupac, dont le flanc occidental est chevauché par l'unité supragétique. Vers l'E suivent l'anticlinal d'Esenovăț, le synclinal de Clocotici-Lișava et l'anticlinal de Natra. Plus à l'E, les formations westphaliennes-permiennes constituent les terminaisons périclinales d'autres anticlinaux et synclinaux. Le Permien est présent aussi dans une boutonnière située dans l'axe de l'anticlinal d'Anina.

La succession westphalienne-permienne de l'autochtone danubien apparaît dans les zones de Svinică et de Presacina.

Dans la zone de Svinică, les formations carbonifères et particulièrement celles permianes sont largement répandues dans l'ensemble du synclinorium principal. Elles affleurent sur des surfaces plus restreintes aussi dans le synclinal de Cozla-Camenița où elles sont chevauchées par les schistes cristallins situés à l'W.

Zone de Reșița

Carbonifère

Dans la succession des dépôts carbonifères de la zone de Reșița on a identifié trois complexes lithologiques : le complexe conglomératique en base, le complexe gréseux-conglomératique et le complexe gréseux-argileux à la partie supérieure dont les deux premiers reviennent au Westphalien et le dernier au Stéphanien (pl. I.)



Westphalien. Le complexe conglomératique, épais d'environ 300 m, repose en discordance sur le cristallin de Semenic (col. 10). Il est constitué de conglomérats et de brèches grossiers, masifs, à éléments de micaschistes, gneiss et moins souvent quartz. Ces éléments sont consolidés par un ciment gréseux ou argileux. Vers la partie supérieure du complexe s'ébauche une stratification due à l'apparition des séquences gréseuses. Les variations de l'épaisseur viennent, tout spécialement, des passages latéraux des faciès, fréquents à la partie supérieure du complexe conglomératique.

L'association floristique de type westphalien D inférieur, prélevée du complexe surjacent pourrait suggérer l'existence de quelques termes inférieurs dans le cadre du complexe conglomératique.

Le complexe gréseux-conglomératique est épais de 200 à 300 m. Il repose sur celui conglomératique à l'intermédiaire de passages progressifs. Dans ce complexe prédominent les grès quartzo-feldspathiques à intercalations subordonnées de conglomérats, microconglomérats et schistes argileux. La formation présente des textures lenticulaires typiques, montrant de nombreux passages latéraux de faciès.

Dans la moitié inférieure de ce complexe on a identifié, dans la vallée Arii (col. 3), une association floristique à : *Paripteris (Neuropteris) gigantea* Sternb., *Neuropteris ovata* Hoffmann, *N. tenuifolia* Schl., *Linopteris neuropteroides* (Gutb.) Pot. etc., qui dénote la présence du Westphalien D inférieur.

La partie inférieure du complexe charbonneux de Secu (col. 11) renferme de nombreux restes floristiques : *Alethopteris serli* Brongn., *A. lonchitica* (Schloth.) Zeiller., *A. grandini* Brongn. etc., qui caractérisent le Westphalien D supérieur.

L'association à Alethopteridés de Secu indique une position stratigraphique supérieure par rapport à celle à Neuropteridés de la vallée Arii, attestant ainsi l'existence du Westphalien D dans son ensemble dans le complexe gréseux-conglomératique.

Stéphanien. Le complexe gréseux-argileux épais de 400 à 500 m surmonte en continuité de sédimentation le complexe gréseux-conglomératique. Sa succession est formée de grès quartzo-feldspathiques, microconglomérats et schistes argileux à rares intercalations de conglomérats. C'est ici que se trouvent les complexes charbonneux de Lupac (col. 1), Clocotici (col. 6), vallée Birzavița et la partie supérieure de celui de Secu (col. 11).

Vers la partie supérieure du complexe gréseux-argileux, à fur et à mesure que les séquences conglomératiques disparaissent presque complètement, les argiles deviennent de plus en plus abondantes et passent progressivement au complexe argileux de l'Autunien (col. 1, 4 et 9). Il y a cependant des cas où les séquences grossières persistent et passent même dans le complexe surjacent (col. 2 et 6).

Le complexe gréseux-argileux contient de nombreuses plantes fossiles. On a récolté de la vallée de Birzavița : *Sphenophyllum angustifolium* (Germ.) Goep., *S. verticillatum* Schloth., *Pecopteris feminaeformis* Schloth., *P. arborescens* Schloth., *P. candolleana* Brongn., *P. unita* Brongn., *P. longifolia* Brongn., *Annularia stellata* Schloth., *A. sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *Stigmaria ficoides* Brongn., etc. et du terril minier de Lupac (col. 1) : *Pecopteris longifolia* Brongn., *P. cyathaea* Schloth., *P. candolleana* Brongn., *P. unita* Brongn., *P. hemiteleoides* Brongn., *P. paleacea* Zeiller., *P. lepidorachis* Brongn., *Annularia stellata* Brongn., *Lepidodendron obovatum* Sternb., *Calamites suckovi* Brongn., *C. cisti* Brongn., *Asterophyllites equisetiformis* Schloth., etc. Dans les environs de Girliște on cite : *Annularia sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *A. stellata* Schloth., *Pecopteris arborescens* Schloth., *Stigmaria ficoides* Brongn., etc. et dans la vallée d'Esenovăț des restes de : *Pecopteris cyathaea*



Schloth., *P. hemiteliches* Brongn., *P. candelleana* Brongn., *P. longifolia* Brongn., *P. polymorpha* Brongn., *Callipteridium pteridium* Schloth., *Calamostachys tuberculata* Sternb. etc. De la partie supérieure du complexe charbonneux de Secu (col. 11) on a prélevé des débris de: *Pecopteris arborescens* Schloth., *P. candelleana* Brongn., *P. truncata* Rost., *P. cyathaea* Schloth., *P. polymorpha* Brongn., *P. hemiteliches* Brongn., *Linopteris neuropteroides* (Gutb.) Pot., *Annularia sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *A. longifolia* Brongn., *A. stellata* Schloth., *Sphenophyllum oblongifolium* Germ. et Kaulf., *S. angustifolium* (Germ.) Goep., *Asterophyllites equisetiformis* Schloth., *Calamites multiratis* Wiess etc. À la limite avec le Permien apparaissent des exemplaires de *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin.

Les associations floristiques et les passages progressifs vers le complexe gréseux-conglomératique (Westphalien) autant que vers la succession autunienne, dénotent que dans le complexe gréseux-conglomératique est compris tout le Stéphanien.

Permien

Les dépôts permiens de la zone de Reșița ont été divisés en général en deux complexes lithologiques: le complexe argileux et le complexe gréseux-conglomératique rouge. A Oravița et Ciclova les grès et les argiles rouges s'associent de produits volcaniques qui rappellent le complexe volcanogène de la zone de Svinīța.

Autunien. Le complexe argileux (épais d'environ 250 m) surmonte en continuité de sédimentation les dépôts carbonifères. Il est constitué d'argilites gris-noirâtre à intercalations de grès. Rarement apparaissent aussi des lentilles de calcaires d'eau douce ou de conglomérats. Parfois, surtout à la périphérie de la zone, le complexe argileux est envahi par les grès rouges du complexe surjacent.

Le complexe argileux de la vallée de Birzavița contient des débris de *Palaeoniscus duvernnoy* Agass., *Carbonicola carbonaria* (Goldf.) et *Anthracomya* cf. *thuringensis* (Geinitz). Les intercalations à Anthracositiidae ont été interceptées aussi à la base du complexe argileux par les forages de Clocotici (S_3) et de Birzavița (S_4). Les schistes argileux du synclinal de Lupac comportent: *Annularia stellata* Schloth., *Cordaites principalis* Germ., *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin, *Callipteris naumannii* Gutb. etc. Dans le secteur de Clocotici (col. 7) les schistes argileux noirs, qui sont ici envahis par les grès rouges, contiennent de nombreux restes floristiques: *Pecopteris cyathaea* Schloth., *Odonopteris oblusiloba* Naum., *Callipteris conferla* Sternb., *Annularia stellata* Schloth., *Cordaites principalis* Germ., *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin, *Ernestiodendron filiciformis* Sternb. etc. Les débris organiques mentionnés indiquent l'âge autunien du complexe argileux.

Le complexe gréseux-conglomératique rouge (épais d'environ 1000 m) surmonte dans la partie centrale de la zone de Reșița, à l'intermédiaire de passages progressifs, le complexe argileux. Il est constitué de grès micacés et de conglomérats à intercalations d'argiles, tous de couleur rouge, parfois à tâches vertes. Rarement, apparaissent aussi de petites lentilles de calcaires d'eau douce. Les textures entrecroisées sont très fréquentes.

A Ciudanovița (col. 4) les grès rouges contiennent des intercalations de schistes argileux à *Walchia* et *Callipteris*.

Vers la bordure de la zone de sédimentation à Secu (col. 2) les grès et les conglomérats rouges reposent directement sur le soubassement cristallin. Ici, la partie supérieure du complexe griséux-conglomératique rouge comporte: *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin,



Ernestiodendron filiciformis Schloth., *Odontopteris obtusiloba* Naum., *Callipteris conferta* Sternb. etc.

Les associations floristiques indiquent l'âge autunien de cette partie du complexe gréseux-conglomératique rouge. Vers sa partie supérieure pourrait exister aussi du Saxonien.

Il s'ensuivent des endentements latéraux de faciès entre le complexe griséux-conglomératique rouge et celui argileux.

Saxonien. Dans le secteur d'Oravița-Ciclova (col. 5) sont connus les produits volcaniques acides associés aux grès et argiles rouges. Si nous tenions compte de la situation de Svinīța, ceux-ci pourraient représenter le Saxonien. La partie supérieure du complexe griséux-conglomératique rouge de Gîrliște-Ciudanovița (col. 4) dépourvue de débris organiques, pourrait-elle aussi, soulever le problème de la présence du Saxonien.

Zone de Svinīța

Carbonifère

Dans la succession carbonifère de la zone de Svinīța on a séparé deux complexes charbonneux d'âges différents : le complexe charbonneux de Baia Nouă-la vallée de Povalina (Westphalien C-D inférieur) et le complexe charbonneux de la vallée Dragosela (Westphalien D supérieur — Stephanien A inférieur) (pl. II).

Westphalien. A Baia Nouă (col. 17) sur le soubassement cristallin reposent des grès grossiers à rares intercalations conglomératiques et argileuses. Sous ce même faciès le Carbonifère apparaît aussi à l'origine de la vallée de Povalina (22). Tant des affleurements que du terril on a prélevé : *Neuropteris tenuifolia* Schloth., *Linopteris neuropteroidea* (Gutb.) H. Pot., *Calamites carinatus* Sternb., *Sigillaria polyploca* Boulay, *Mariopteris hirsuta* Corsin, *Alethopteris serli* Brongn., *Calamites cisti* Brongn., *Annularia cf. radiata* Brongn., *Stigmaria ficoides* Brongn., etc. Cette association indique le Westphalien C (association avec Mariopteridae) et D inférieur (association à Neuropteridae).

Dans la vallée de Dragosela (col. 14), à la partie basale de la succession carbonifère s'individualise, sur une épaisseur d'environ 70 m, un paquet de conglomérats à intercalations de grès, surmonté d'argiles micacées gris-noirâtre (épaisseur de 30 m). Sur les argiles repose une succession (épaisseur de 100 m) de grès arkosiens et de microconglomérats à intercalations argileuses. De la partie moyenne du niveau griséux, du voisinage d'une lentille de charbons on a récolté des débris d'*Asterophyllites longifolius* Sternb., *Alethopteris grandini* Brongn., *Palmaopteris furcata* Brongn., etc., qui indiquent le Westphalien D supérieur.

Stéphanien. La partie supérieure du complexe charbonneux de la vallée de Dragosela (col. 14) a livré : *Pecopteris paleacea* Zeiller, *Pecopteridium armasi* Zeiller etc., formes qui dénotent la présence du Stéphanien A inférieur.

Permien

La succession permienne de la zone de Svinīța a été séparée en deux complexes lithologiques : le complexe détritogène à faune autunienne et le complexe volcanogène qui pourrait revenir au Saxonien.

Autunien. A la base de la formation permienne de la zone de Svinīța et constamment en discordance sur les séries plus anciennes reposent des conglomérats, grès micacés et schistes argileux rouges à lentilles de calcaires d'eau douce. On les a séparés sous le nom de



complexe détritogène (épais jusqu'à 800 m). Les calcaires ont fourni : *Anthracomyia cf. thuringensis* Geinitz, *Carbonicola carbonaria* Goldf. et *Esteria* sp. De la partie supérieure du complexe détritogène de la vallée d'Ielișeva (S_8) on cite une association à : *Pinnularia capillacea* Lindl. et Hutt., *Walchia piniformis* Scholth., *Hymenophyllites semialatus* Gein., *Odontopteris obtusiloba* Naum., *Alethopteris* sp. (probablement *Callipteris*), qui indiquerait l'Autunien.

Saxonien. Sur le complexe détritogène, ou directement sur des formations plus anciennes repose une succession d'agglomérats, tufs et roches effusives acides, moins souvent basiques, associées de grès et d'argiles rouges (épaisse d'environ 1500 m) à laquelle on a donné le nom de complexe volcanogène. Il a été attribué au Saxonien tenant compte de la succession stratigraphique, sans avoir trouvé d'arguments paléontologiques.

Zone de Presacina

Permien

Dans cette zone ne sont connues avec certitude que les formations permianes. Tout comme dans la zone de Svinîța on peut les séparer en un complexe détritogène (Autunien) et en un complexe volcanogène (Saxonien?). L'âge a été accordé à base de parallélisations lithologiques avec la zone de Svinîța (pl. I).

Autunien. Le complexe détritogène, de couleur rouge, est bien représenté dans la vallée de Sfîrdinu (col. 20). On y a séparé un horizon inférieur (épais de 300 m) conglomératique et un autre supérieur (épais de 500 m) gréseux-argileux.

Saxonien? Dans la sommet de Străjuț (col 21), le complexe détritogène est surmonté par une succession, épaisse d'environ 550 m, constituée d'agglomérats, tufs, roches effusives acides, conglomérats et grès rouges, à laquelle on a donné le nom de complexe volcanogène.

Il en résulte que dans la zone de Svinîța et de Presacina on n'a pas pu séparer des complexes lithologiques synchrones à ceux de la zone de Reșița. Toutefois, les associations floristiques relativement riches offrent, dans la plupart des cas, des éléments de corrélation, en particulier au sujet des dépôts carbonifères.

En ce qui concerne le Carbonifère, l'association à Neuropteridés (Westphalien D inférieur) permet la corrélation de la partie inférieure du complexe gréseux-conglomératique de la zone de Reșița (col. 2) avec la partie supérieure du complexe charbonneux de Baia Nouă (zone de Svinîța). Il en résulte que la base du complexe charbonneux de Baia Nouă (association à Mariopteridés) pourrait avoir un équivalent stratigraphique dans le complexe conglomératique (col. 10) de la zone de Reșița, fait qui n'exclut pourtant pas l'existence de dépôts carbonifères antérieurs au Westphalien C, dans les deux zones.

L'association à Alethopteridés (Westphalien D supérieur) caractérise la partie inférieure du complexe charbonneux de Secu (col. 11) et de Dragosela (col. 14). Elle est située à la partie supérieure du complexe gréo-conglomératique de la zone de Reșița.

La partie supérieure du complexe charbonneux de Secu (11) qui se caractérise par l'association à Pecopteridés (Stéphanien A) se placerait à la partie basale du complexe gréseux-argileux de la zone de Reșița. Elle pourrait être parallélisée à la partie supérieure du complexe charbonneux de la vallée de Dragosela (14). La plus grande partie du complexe gréseux-argileux à Pecopteridés de la zone de Reșița revient au Stéphanien A-C. C'est ici qu'est cantonné le complexe charbonneux de Lupac-Clocotici-Birzavița (2,6,9) supérieur à celui de Secu (11). Il en résulte que dans le secteur de Girliște-Clocotici-Lupac-Birzavîța,



là où se laisse voir la continuité de sédimentation du Carbonifère au Permien, le Stéphanien est présent dans son ensemble. Au cas où le Permien est discordant, la partie supérieure du Carbonifère et la partie inférieure du Permien peuvent faire défaut (Secu, Dragosela, Baia Nouă etc.).

En ce qui concerne le Permien, à partir de l'association à *Callipteris* et *Walchia*, les complexes schisteux et gréso-conglomératiques de la zone de Reșița, peuvent être corrélés aux complexes détritogènes des zones de Svinia et de Presacina. Ils reviennent à l'Autunien.

Le complexe volcanogène des zones de Svinia et de Presacina, autant que le Permien avec les produits volcaniques d'Oravița-Ciclova (zone de Reșița) reviendraient au Saxonien.

Au point de vue pétrographique, dans la zone de Reșița, les charbons du secteur du Lupac-Clocotici-Birzavița, présentent un degré plus avancé de carbonification, ressemblant entre eux, et peuvent être répartis à la catégorie des houilles anthraciteuses. Ceux de Secu avec un degré moins avancé de carbonification, reviennent à la catégorie des houilles grasses.

Les charbons de la zone de Svinia présentent, eux aussi, un degré avancé de carbonification. Ceux de Baia Nouă reviennent à la catégorie des houilles anthraciteuses et ceux de Dragosela à la limite entre l'houille de gaz et l'houille grasse.

En comparant les charbons de la zone de Reșița à ceux de la zone de Svinia on conclut que ceux de Lupac et de Baia Nouă présentent le plus avancé degré de carbonification (houille anthraciteuse). Suivent les charbons de Secu (houille grasse) et ensuite ceux de Dragosela (houille de gaz-houille grasse).

Les formations westphaliennes-permianes des Carpates Méridionales, par leur faciès (roches détritogènes, d'eau douce à charbon) et leur position dans la succession des phases d'évolution du géosynclinal paléozoïque, représentent la molasse de l'orogenèse hercynique.

Après le plissement et l'exondation de la phase sudète ou erzgebirge, l'édifice géostructural carpathique a été fortement compartimenté. Tout une série de bassins inter- et intramontagneux ont été engendrés. Une reprise de l'érosion, comme effet du soulèvement en masse de la chaîne montagneuse, a conduit au colmatage de ces bassins par des dépôts continentaux puissants d'environ 3000 m.

Ces dépôts de type molasse se sont accumulés dans des bassins dulcicoles. Le relief très tourmenté a favorisé une érosion intense. Des hauteurs environnantes une quantité importante du matériel détritique a été enlevée qui a rapidement colmaté les bassins. Dans ces bassins se manifeste aussi une intense activité sédimentaire fluviatile.

Le climat chaud et humide du Carbonifère a favorisé le développement d'une végétation luxuriante. Au matériel végétal autochtone s'ajoute probablement aussi le matériel végétal charrié par les cours d'eau, de la terre ferme environnante. Cette origine autochtone du matériel végétal a été confirmée aussi par le fait qu'on a remarqué des troncs de *Stigmaria* avec les radicelles profondément enfoncées dans la roche environnante.

La rythmicité des associations en sens vertical se reflète dans l'existence de plusieurs couches de charbons dans les dépôts carbonifères.

Au cours du Permien, le climat aride reflété par la couleur rouge des dépôts a influencé de manière négative le développement de la végétation et implicitement la formation des couches de charbon.

A la fin de l'Autunien se manifeste intensément le volcanisme subséquent du cycle géomagmatique hercynique à caractère prédominant acide qui a engendré le complexe volcanogène très développé dans les zones de Svinia et de Presacina.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Distribution des formations du Westphalien-Permien à l'W du Timiș et de Belareca (Carpates Méridionales).

1, Formations sédimentaires post-permiennes. Paléozoïque : 2, Permien (Saxonien - Autunien); 3, Carbonifère (Stéphanien-Westphalien); 4a, Carbonifère inférieur-Dévonien; 4b, Dévonien; 5, cristallin; 6a, unité supragétique; 6b, unité gétique; 6c, unité danubienne; 7, limite géologique; 8, limite de discordance; 9, ligne de chevauchement; 10, faille; 11, plantes fossiles; 12, colonnes stratigraphiques locales; 13, forages; 14, travaux miniers.

Planche II

Colonnes stratigraphiques de corrélation à travers les formations du Westphalien-Permien du secteur occidental des Carpates Méridionales.

1, marnes calcaires; 2, calcaires; 3, argiles; 4, argiles gréseuses; 5, grès argileux; 6, grès; 7, grès siliceux; 8, grès calcaires; 9, microconglomérats; 10, conglomérats; 11, brèches; 12, aggrégats; 13, tufs; 14, tuffites; 15, porphyres; 16, charbon; 17, schistes cristallins; 18, Lias inférieur (L_1); 19, Dévonien (D); 20, cristallin (cr); 21, colonnes stratigraphiques; 22, forages; 23, pendage des couches utilisées pour le calcul des épaisseurs réelles.





Institutul Geologic al României

RĂSPÎNDIREA FORMAȚIUNILOR WESTFALIAN-PERMIENE LA VEST DE TIMIŞ ȘI BELARECA CARPATII MERIDIONALI

(După harta geologică sc. 1:200.000, cu completări aduse de S.Năstăseanu și I. Stănoiu)

A horizontal number line representing distance in kilometers. The line starts at 0 and ends at 8 km. There are five major tick marks labeled 0, 2, 4, 6, and 8 km. The segments between the tick marks represent 2 km each.

LEGENDA

The figure consists of two parts: a geological legend on the left and a stratigraphic column on the right.

Geological Legend:

- 1: Sedimentar Postpermian (Orange box)
- 2: Permian (Red box, hatched top half; labeled "Saxonian?" and "Autunian")
- 3: Carbonifer (Grey box, hatched top half; labeled "Stephanian" and "Westfalian")
- 4: Devonian (Brown box, divided into 'a' (hatched) and 'b' (solid))
- 5: Cristalin (Pink box)
- 6: Danubian Units (Three boxes: a. Supragetic (hatched), b. Getic (diagonal lines), c. Danubian (vertical lines))
- 7: Limită geologică (Geological limit, represented by a dashed line)
- 8: Limită de discordanță (Disconformity limit, represented by a dotted line)
- 9: Linie de încălcare (Limestone line, represented by a solid line)
- 10: Falie (Fissure, represented by a horizontal line)
- 11: F (Plante fosile) (Fossil plants, represented by a capital 'F')
- 12: ▲4 (Coloane stratigrafice locale) (Local stratigraphic columns, represented by a triangle with a number 4)
- 13: ●S1 (Foraje) (Drill holes, represented by a circle with a 'S1')
- 14: ✕ (Lucrări miniere) (Mining works, represented by a crossed-out circle)

PALEOZOIC

SEDIMENTAR POSTPERMIAN

Permian

Carbonifer

Devonian

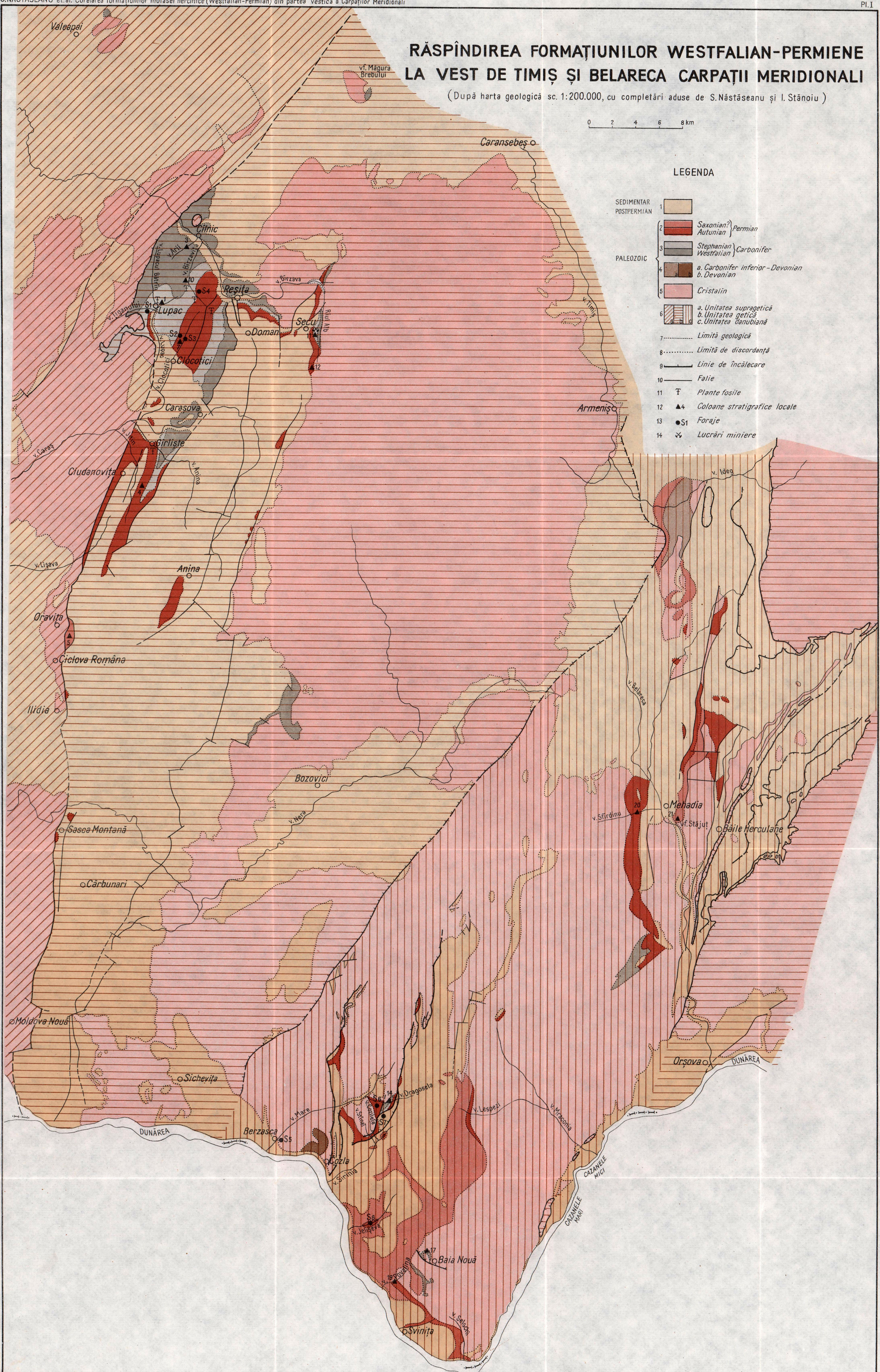
Cristalin

Danubian Units

Geological limits

Stratigraphic Column:

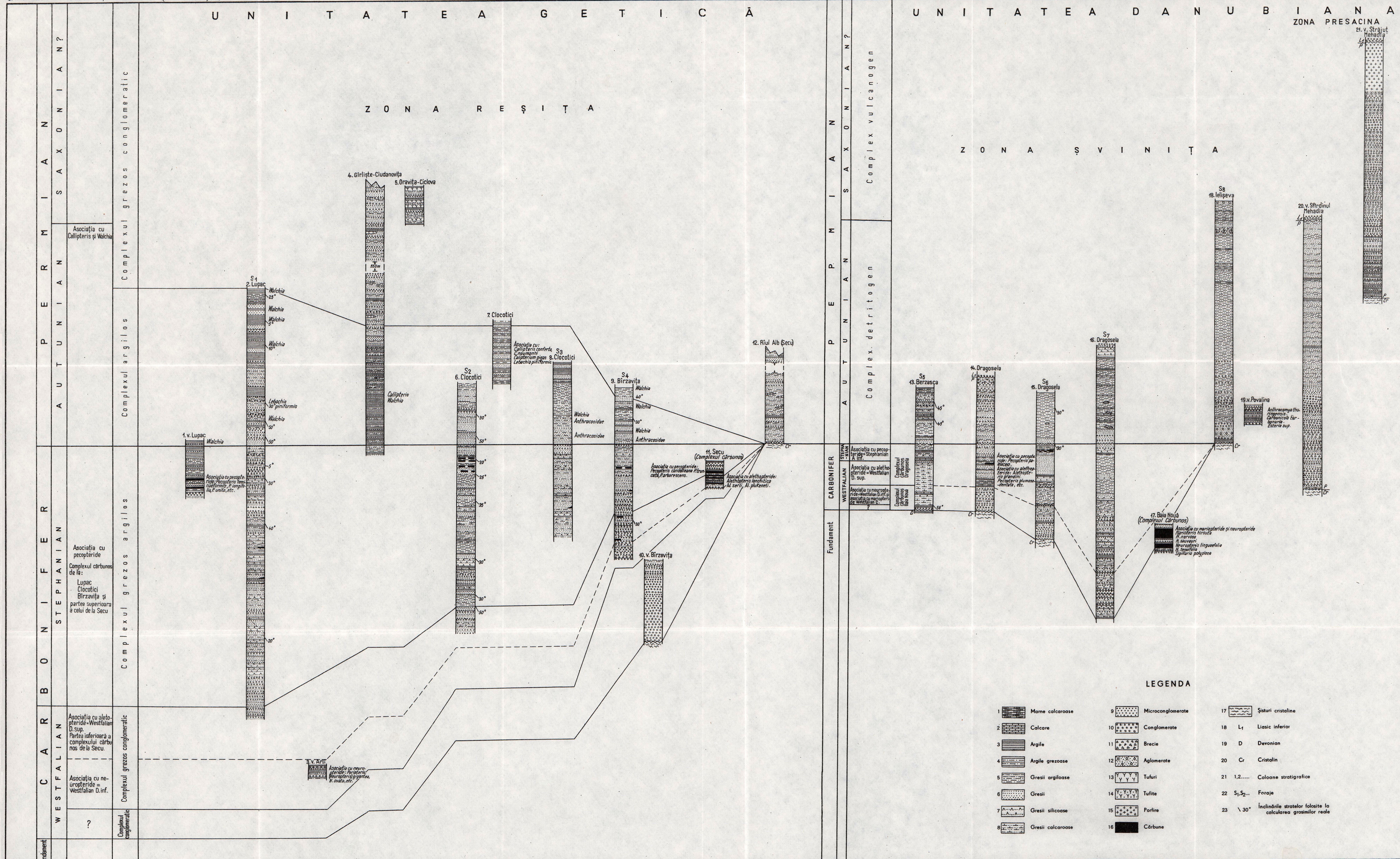
- 1: Sedimentar Postpermian
- 2: Permian (Saxonian? - Autunian)
- 3: Carbonifer (Stephanian - Westfalian)
- 4: Devonian (Carbonifer inferior - Devonian)
 - a: Carbonifer inferior
 - b: Devonian
- 5: Cristalin
- 6: Danubian Units
 - a: Unitatea supragetică
 - b: Unitatea getică
 - c: Unitatea danubiană
- 7: Limită geologică
- 8: Limită de discordanță
- 9: Linie de încălcare
- 10: Falie
- 11: F (Plante fosile)
- 12: ▲4 (Coloane stratigrafice locale)
- 13: ●S1 (Foraje)
- 14: ✕ (Lucrări miniere)



COLOANE STRATIGRAFICE CORELATIVE PRIN FORMAȚIUNILE WESTFALIAN - PERMIENE DIN CARPAȚII MERIDIONALI DE VEST

S. NĂSTĂSEANU et al. Corelarea formațiunilor molasse hercinice (Westfalian-Permia) din partea vestică a Carpaților Meridionali.

Pl.II



STUDIUL FAUNEI BADENIAN — SUPERIOARE DE LA MINIŞUL
DE SUS (BAZINUL ZARAND)¹

DE

EUGEN NICORICI², ALEXANDRA SAGATOVICI³

Abstract

Study of the Upper Badenian Fauna from Minişul de Sus (Zarand Basin). This paper deals with the Badenian fauna from Minişul de Sus and Minişel, localities situated in the South-Western part of the Zarand Basin (district of Arad). The fauna of the Minişul de Sus and Minişel areas is very rich, and has developed under conditions specific to the formation of some limy deposits of the Leitha type. In this paper there are described and figured or only quoted likewise 114 species of lamellibranchs and 88 of gasteropods. Among them 24 are new forms not mentioned in this region. There are likewise described two new subspecies and namely: *Turritella (Torculoidella) varicosa minisensis* and *Chlamys elegans minisensis*. Species from the groups of echinoids, bryozoans, corals and foraminifers are quoted too. Relying on the faunal assemblage, the Upper Badenian age of the limy-organogenous horizon, is minutely established. The stratigraphical spreading of fauna, as well as the new nomenclature of the Neogene from Central Paratethys are also discussed.

Prin lucrarea de faţă ne propunem să facem cunoscută, într-o mai mare măsură, o faună badeniană extrem de interesantă și totodată destul de bogată, dezvoltată în condițiile specifice formării unor depozite calcaroase de tip Leitha.

Badenianul din regiunea Minişul de Sus și Minişel, este dezvoltat pe o suprafață restrânsă, în partea sudică a bazinului Zarand, repauzând

¹ Comunicare în şedinţa din 14 mai 1971.

² Universitatea „Babeş-Bolyai”, str. Kogălniceanu nr. 1, Cluj.

³ Universitatea Bucuresti, B-dul N. Bălcescu nr. 1, Bucureşti.



pe bordura nordică a munților Drocea. Depozitele sale se dispun transgresiv peste șisturi epimetamorfice și suportă sedimentele sarmațiene, alcătuite din alternanțe de tufite, marne, tufuri, diatomite și aglomerate andezitice, care acoperă depozitele mai vechi și ocupă cea mai mare parte a perimetrului regiunii (fig. 1).



Fig. 1. — Localizarea regiunii Minișul de Sus pe teritoriul R. S. România.

Localisation de la région de Miniș de Sus sur le territoire de la Roumanie.

Istoricul cercetărilor

Date privind depozitele badeniene din regiunea Miniș—Minișel, sunt cunoscute din anul 1875, datorită lui Lóczy⁴, care arată că aceste depozite au fost deja semnalate de Peters și Ambroß și că ele îmbracă faciesul calcarelor de tip Leitha. Autorul mai prezintă o listă a faunei fosile, totalizând peste 100 specii de lamelibranhiate și gasteropode.

Lóczy (1877), Lambert și Thüerry (1909—1910), precum și Vadász (1915), descriu din Badenianul din această regiune o interesantă faună de echinide.

Păucea (1954), menționează conținutul paleontologic mai important al Badenianului de la Minișul de Sus și arată că în constituția litologică a depozitelor se remarcă alternanțe de cinerite și calcare organogene.

Nicorici (1963) întocmește o coloană stratigrafică a Badenianului de la Minișul de Sus, menționează continuitatea de sedimentare badenian-sarmațiană și citează 46 specii de moluște și 15 de foraminifere.

⁴ Fauna colectată și determinată de L. Lóczy, se găsește depozitată la Muzeul de Istorie Naturală din Budapesta, dulap nr. 31, sertarele 898, 899.

Huică et al.^{5, 6} întreprind, în anii 1965 și 1966, cercetări geologice asupra regiunii, stabilind în Tortonian 3 orizonturi litologice: orizontul de nisipuri și pietrișuri; orizontul calcaros organogen de tip Leitha; orizontul cineritic buglovian. Raportul este însoțit de o hartă geologică la scara 1:10 000.

În anul 1965 Istoceșcu et al.⁷ prezintă o succesiune de amânnunt a depozitelor badeniene de la Minișul de Sus și Minișel. Autorii menționează existența diferitor faciesuri, deosebind un facies marnos-calcaros și un facies cineritic-calcaros. Raportul este însoțit de o hartă geologică la scara 1:25 000. Ceva mai tîrziu, tot Istoceșcu (1970) încadrează complexul de nisipuri și pietrișuri din baza profilului la „Tortonian inferior”.

Nicorici și Sagatovici (1970), revizuiesc fauna badeniană de la Minișul de Sus și Minișel, adăugînd la formele citate de autorii precedenți încă 64 specii de moluște, precum și două echinide [*Schizechinus hungaricus* (Lubbe), *Clypeaster altus* Klein].

Caractere litologice

În succesiunea depozitelor badeniene din regiunea Miniș—Minișel, precum a arătat și Huică, se deosebesc 3 orizonturi: un orizont inferior nefosilifer, reprezentat prin nisipuri și pietrișuri, un orizont mediu format în predominantă din calcare organogene și un orizont superior, reprezentat prin tufuri fine și tufite bugloviene (fig. 2).

Orizontul de pietrișuri și nisipuri. Depozitele acestui orizont au o stratificație încrucișată, ele fiind lipsite de resturi fosile. Pietrișurile sunt poligene, nesortate, cuprinzînd elemente de mărimi diferite, care pot atinge diametrul de 0,40 m. În cadrul lor se disting fragmente de șisturi sericitoase, șisturi cloritoase, filite, cuartite, sernifite, gresii și material eruptiv, toate prinse într-o matrice nisipoasă de culoare gălbui. Aceste depozite sunt deschise în versantul stîng al văii Minișului, în perimetrul localității

⁵ I. Huică, V. Brana. Raport geologic de prospecțuni pentru diatomite în reg. Minișul de Sus. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

⁶ I. Huică, I. Kokzur, A. Lăcătușu. Raport geologic de prospecțuni pentru diatomite și argile refractare în zona Minișul de Sus, Bochia. 1966. Arh. Inst. Geol. București.

⁷ D. Istoceșcu, Felicia Istoceșcu, P. Polonic, Al. Butac. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru hidrocarburi în Bazinul Pannonic, inclusiv rama muntoasă între Munții Rez. Codru și valea Mureșului. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

Minișul de Sus și în partea superioară a văii Mihăiuț, în dealul Mugulița. Grosimea pietrișurilor totalizează aproximativ 50 m. Cu o grosime mai mică aceste depozite apar și pe partea dreaptă a văii Minișel.

Huică et al. (1965, 1966), precum și Nicorici, Sagatovici (1970), prin analogie cu depozite similare din bazinile Beiuș și

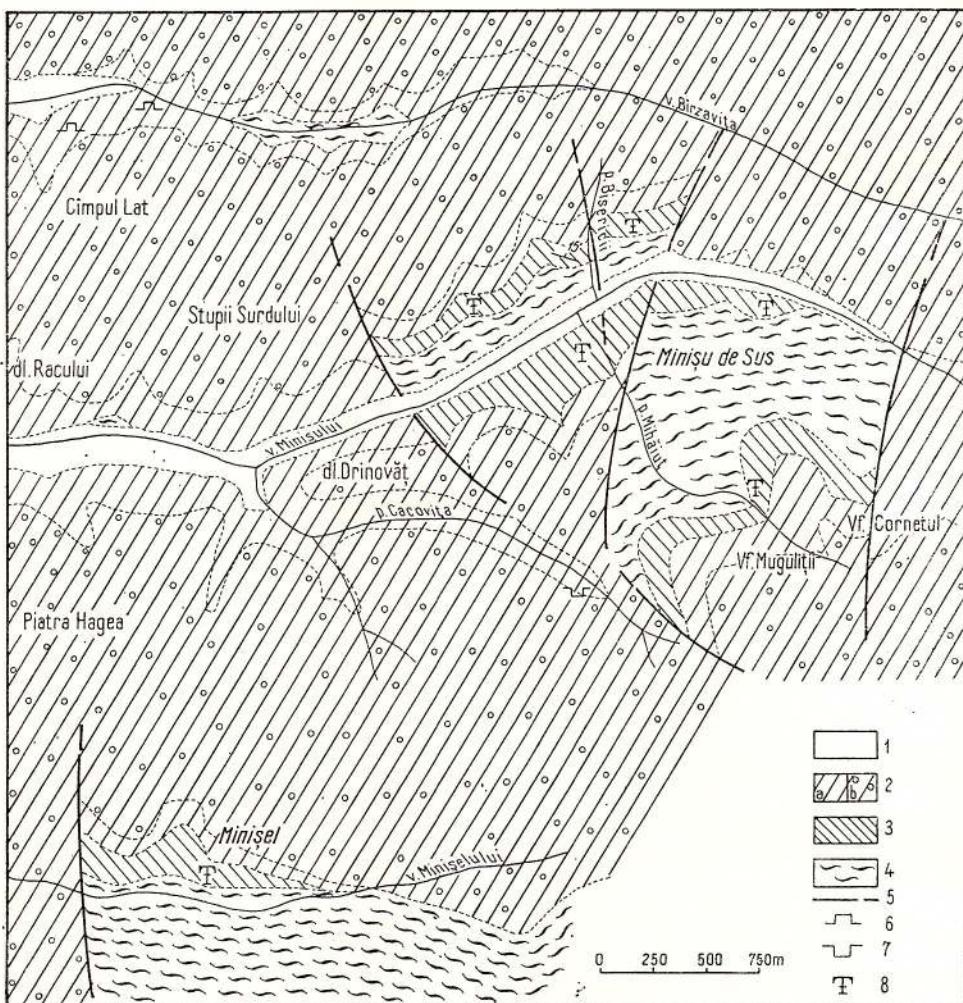


Fig. 2. — Harta geologică a regiunii Minișul de Sus.

1. Cuaternar; aluviumi; 2. Sarmatian: a, complex diatomitic; b, aglomerate andezitice; 3, Badenian; 4, șisturi cristaline; 5, linie de fâlie; 6, carieră de exploatare; 7, carieră părăsită; 8, punct fosilifer.

Carte géologique de la région de Minișul de Sus.

1. Quaternaire : alluvions ; 2, Sarmatiens : a, complexe de diatomites ; b, agglomérats andésitiques ; 3, Badénien ; 4, schistes cristallins ; 5, ligne de faille ; 6, carrière en exploitation ; 7, carrière abandonnée ; 8, gisement fossilière.

Şimleu, au considerat acest orizont ca aparținând primei părți a Badenianului superior. Recent Istoceanu (1970) include nisipurile și pietrișurile de la Minișul de Sus, în complexul inferior torențial și le atribuie vîrsta „tortonian-inferioară”. Autorul le corelează cu pietrișurile din nordul bazinului Zarand, în cuprinsul cărora pe valea Botfeiului a găsit o intercalătie de tufit cu următoarele microfosile: *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *Globigerinoides triloba*, *Spiroplectamina carinata*, *Nodosaria longiscata*, *Dentalina communis*, *Valvulineria complanata*. Pe baza acestor fosile Istoceanu paralelizează complexul inferior torențial din vestul bazinului Zarand cu pietrișurile de Almașul Mare care conțin microfosile asemănătoare.

Orizontul calcaros-organogen. Depozitele acestui orizont se dispun fie peste pietrișurile orizontului inferior, fie direct peste șisturi cristaline. Din punct de vedere litologic este alcătuit din calcare organogene destul de bogate în material terigen. În cadrul lor se deosebesc calcaie compacte, calcare cavernoase cochilifere, calcare grezoase și calcare marinoase tufacee. Calcarele alternează cu strate cineritice și prind în masa lor material cineritic.

La Minișul de Sus aflorimentele se eșalonează atât pe versantul drept cât și pe cel stâng al văii Minișului. Profilele cele mai complete pot fi urmărite pe pîrîul și dealul Bisericii (fig. 3) din versantul drept al văii Minișului și pe pîrîul Mihăiuț, affluent de stînga al văii Minișului, situat la aproximativ 150 m aval de confluența văii Minișului cu pîrîul Bisericii.

La Minișel, aflorimentele Badenianului se găsesc pe versantul drept al văii Minișel, pe o lungime de aproximativ 300 m.

Pentru a da o imagine mai clară succesiunii stăriilor acestui orizont fosilifer, prezentăm coloanele litologice (pl. XXVIII) ridicate în principalele locuri de apariție a acestor depozite din regiunea Minișul de Sus și Minișel.

Dacă examinăm colcanele stratigrafice remarcăm în cadrul lor prezența unor nivele reper, ca cel al tufurilor ori al calcarelor cavernoase, care permit corelarea lor locală. În partea superioară a orizontului apare constant un nivel de calcare organogene care trec în depozitele de tufuri și tufite ale orizontului superior.

Neuniformitatea în distribuirea rocilor din diferite profile poate fi explicată ca fiind rezultat al variațiilor batimetrice. Remarcăm în acest sens diferențele litologice dintre depozitele dezvoltate în dealul Bisericii de la Miniș și cele care aflorează pe pîrîul Mihăiuț. Probabil că între aceste două sectoare de sedimentare a existat o zonă mai ridicată a fundului



bazinului, care a determinat ca în partea sa nordică să se sedimenteze depozite cu un caracter net calcaros, în timp ce în partea sudică, aportul de material terigen fiind mai important, a determinat sedimentarea unor calcare puternic grezoase. Același lucru îl putem spune despre nivelul



Fig. 3. — Afloriment în calcarele badeniene din Dealul Bisericii-Minișul de Sus.

1. tufit; 2. calcar marnos; 3. calcar cavernos.

Affleurement dans les calcaires badéniens de Dealul Bisericii—Minișul de Sus.

1. tuffite; 2. calcaire marneux; 3. calcaire caverneux.

inferior tufitic, în care se observă de asemenea diferențe în constituția litologică. Variațiile litologice semnalate mai sus au determinat și unele deosebiri neimportante în dezvoltarea organismelor. Față de bogăția deosebit de mare în specii și indivizi din cuprinsul calcarelor din dealul Bisericii, în calcarele grezoase din cursul inferior al pîriului Mihăiuț, se observă o variație specifică mai redusă. Remarcăm în schimb pe acest pîrîu prezența mai abundantă a speciilor și exemplarelor de echinide, care pe versantul drept al văii Minișului constituie o raritate. Variațiile litofaciale se accentuează pe măsură ce ne apropiem de linia țărmului. Astfel în succesiunea depozitelor badeniene superioare de la Minișel, materialul terigen invadăază adesea stratele de calcar, încît apar alternanțe frecvente de strate de nisip și de calcar.

Orizontul de tufuri și tufite. Descriș pentru prima dată în această regiune de Nicorici (1963), este format dintr-un pachet de cca 15 m de tufuri vulcanice fine, de culoare albă-gălbuirozacee, care cuprind cîteva intercalații de tufite fosilifere. Au fost identificate 3 intercalații de acest fel. Intercalația inferioară și cea superioară se remarcă printr-un amestec de forme marine normale și salmastre (*Chlamys diafana* Dub., *Cutelus papyraceus* Reuss., *Ervilia dissita* Eichw., s.a.), pe cînd cea mijlocie conține forme exclusiv marine (*Nuculana fragilis* (Chemnitz), *Turritella turris* Basterot).

Nicorici (1963), Huică et al. (1965, 1966), precum și Ionesi și Sagatovici (1970), consideră aceste depozite ca aparținînd Buglovianului. Datorită caracterului faunei încă predominant marin, atașăm aceste depozite de tranziție, părții superioare a Badenianului.

Caractere paleontologice și biostratigrafice

Fauna cercetată de noi provine din orizontul calcarelor organogene de la Minișul de Sus și Minișel.

Majoritatea resturilor fosile întîlnite în aceste depozite aparțin lamelibranhiatelor și gasteropodelor, primele predomină atât ca număr de specii, cît mai ales ca număr de indivizi. Din acestea se remarcă ostreidele și pectinidele, care la unele nivele alcătuiesc lumașele.

Materialul paleontologic este conservat în mod diferit; unele forme, ale căror cochlili au fost mai rezistente, s-au păstrat întregi, cu toate caracterele lor, pe cînd altele se găsesc sub formă de mulaje.

Inventarul faunistic al acestui interesant punct fosilifer, pus în evidență încă de Lóczy (1875), a fost recent revizuit și completat de către Nicorici și Sagatovici (1970). Se ajunge ca numărul total de moluște găsite în depozitele fosilifere din această regiune să înregistreze 179 specii, dintre care 94 aparțin lamelibranhiatelor iar 85 gasteropodelor.

Acestui inventar, prin lucrarea de față, i se mai adaugă încă 20 specii de lamelibranhiate și 5 de gasteropode (tabelul). Mai consemnăm prezența unor subspecii noi de *Turritella* și *Chlamys* și anume: *Turritella (Torculoidella) varicosa minisensis* ssp. n. și *Chlamys elegans minisensis* ssp. n.

Speciile de moluște care nu au mai fost semnalate pînă în prezent în depozitul Badenianului superior de la Miniș-Minișel sunt următoarele: *Barbatia barbata* (Linné), *Flabellipecten besseri* (Andrezjowsky), *Chlamys seniensis lomnickii* (Hilber), *Chlamys fascicullata* Mille, *Chlamys elegans minisensis* ssp. n., *Glycymeris* sp., *Anomia ephippium*



cylindrica Gmelin, *Anomia ephippium hörnisi* Foresti, *Anomia ephippium ornata* Schaffer, *Anomia ephippium rugulostriata* Bronn., *Crassostrea miocucullata* (Schaffer), *Crassostrea gryphoides* (Schlotheim), *Ostrea lamellosa boblayei* (Deshayes), *Ostrea granensis* Fontannes, *Ostrea fimbriata crassa* Schaffer, *Ostrea edulis adriatica* Lamarck, *Ostrea cfr. crassicostata* Sowerby, *Pycnodonta leopoldiana* (Niedzwiedzky), *Arcopagia crassa* Pennant, *Corbula revoluta* (Brocchii), *Turritella subangulata spirata* Brocchii, *Turritella benoisti* Cosmann, *Turritella varicosa minisensis* ssp. n., *Cerithium crenatum procrenatum* Sacco, *Potamides moravicus variabilis* Friedberg.

Formele de moluște întâlnite cel mai frecvent în depozitele cercetate sunt: *Pecten aduncus* Eichwald, *Flabellipecten leythajanus* (Partsch), *Flabellipecten besseri* (Andrzejowsky), *Chlamys elegans* (Andrzejowsky), *Ostrea digitalina* Dub., *Ostrea lamellosa boblayei* (Deshayes), *Cardium barrandei schafferi* (Kautsky), *Pitaria islandicoides* (Lamarck), *Tellina planata* Liné, *Oxystele patula orientalis* Cosmann-Peyrot, *Strombus coronatus* De France, *Cerithium crenatum procrenatum* Sacco, *Potamides bidentatus lignitarum* Eichw., *Turritella benoisti* Cosmann, *Conus fuscocingulatus* Bronn. și altele.

Am arătat anterior că în afara de moluște, în calcarele organogene de la Minișul de Sus, a fost găsită și o interesantă faună de echinide, care cuprinde următoarele 11 specii: *Prionechinus felmenesensis* Lamberth-Thyerry, *Prionechinus lóczyi* Lamberth-Thyerry, *Amphidetus intermedius* (Lóczy), *Clypeaster felmenesensis* Vadász, *Clypeaster acuminatus robustus* Vadász, *Clypeaster altus* (Klein), *Scutella vindobonensis* Laubé, *Schizaster ventiensis* Lamberth, *Schizaster karreri* Laubé, *Schizechinus hungaricus* Laubé, *Echinolampas hemisphaericus* Lamarck. Din această faună, primele 5 forme, al căror loc tip se află la Minișul de Sus, nu le-am reîntîlnit. Din păcate se pare că holotipurile lor, care se aflau la Muzeul din Budapest, sunt considerate dispărute. Se impune descrierea unor neotipuri, mai ales că unele apar și în depozitele Badenianului superior din alte regiuni (Ungaria, Austria, Ucraina vestică).

Referitor la conținutul micropaleontologic al calcarelor organogene din sectorul studiat, Nicorici (1963) a identificat de aici 15 specii de foraminifere, din rîndul cărora mai frecvente sunt: *Elphidium crispum* (Liné), *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Borelis melo* Fichtel-Möll, *Cancris brogniarti* d'Orb., *Ammonia beccari* (Liné).



Dintre alte grupe de organisme fosile semnalate în aceste depozite, amintim briozoarele *Cellepora* și *Tubulipora*, menționate de către Lóczy (1875). Din materialul recoltat de noi, V. Ghircă a mai identificat următoarele specii: *Calpensia gracilis* Reuss, *Membranipora* sp., *Holoporella globularis* Bronn. Tot Lóczy semnalează și prezența coralierilor, prin formele *Solenastraea* sp. și *Porites* sp., la care noi mai adăugăm: *Goniastraea* sp. și cf. *Tarbellastraea* sp., determinate de M. Suraru.

Din analiza elementelor litofaciale și paleoecologice reiese că asociația de la Minișul de Sus este reprezentată prin organisme care au trăit în condițiile unei zone litoral-neritice. Judecind după cantitatea mare a algelor calcaroase, prezența coralierilor coloniali, precum și a unor specii de moluște și echinide a căror adâncime optimă de viață nu depășește 30—40 m (*Chlamys*, *Ostrea*, *Anomia*), se poate presupune că în perioada de sedimentare a orizontului calcaros fosilifer, adâncimea mării din acest sector era cuprinsă între 10 și 50 m.

Salinitatea apei din acest timp a fost normală, de tip polihalin, aşa cum o dovedește fauna de coralieri și echinide, forme prin excelentă stenohaline, precum și prezența din abundență a unor moluște deosebit de sensibile la variațiile de salinitate cum sunt: *Nucula*, *Chlamys*, *Flabellipecten*, *Anadara*, *Glycymeris*, *Turritella*, *Strombus*, etc.

Din ansamblul aspectelor paleoecologice ale asociației studiate, mai putem desprinde un regim de gaze și un pH normal al apelor, precum și o temperatură care indică o zonă climatică de tip subtropical.

Din observațiile noastre rezultă că asociația fosilă, cantonată în depozitele orizontului calcaros organogen, reprezintă un biofacies în care aproape toate organismele au aparținut aceleiași comunități ecologice, comunitate care nu a suferit decit un slab proces de alterare, înaintea îngropării finale. Faptul este confirmat de lipsa unor urme de rulare a cochiliilor, de absența unei sortări după dimensiuni, precum și de prezența unor cochilii de lamelibranhiate păstrate cu ambele valve.

Răspândirea stratigrafică a faunei, probleme de vîrstă și corelări

Din examinarea răspândirii stratigrafice a resturilor de moluște găsite în depozitele badeniene superioare de la Minișul de Sus reiese că în cadrul acestei faune se disting două categorii de fosile: forme cosmopolite, deci care au o largă răspândire stratigrafică în cadrul Miocenului; forme noi, caracteristice Badenianului.



Din prima categorie fac parte speciile apărute în etajele anterioare Badenianului. După cum se vede în planșa XXIX, multe forme, deosebit de frecvente în depozitele badeniene din ariile Paratethysului central, sunt cunoscute încă din Egerian. Dintre acestea amintim : *Andara diluvii*, *Venus multilamella*, *Nucula nucleus*, *Calyptraea chinensis* și altele.

Din Eggenburgian se cunosc de asemenea numeroase specii de moluște, care participă în mod frecvent în asociațiile faunistice badeniene, cum sunt : *Anadara turonica*, *Chlamys multistriata*, *Divaricella ornata*, *Pitaria islandicoides*, *Cardium hians danubianum*, *Ostrea lamellosa bollowayei*, *Ostrea edulis adriatica*, *Iphigenia lacunosa tumida*, *Tellina planata*, *Natica millepunctata*, *Pirula geometra*, etc.

Speciile : *Turritella subangulata spirata*, *Natica catena helicina*, *Loripes dujardini*, sunt cunoscute din depozitele ottnangiene. Din Carpathian menționăm alte specii frecvent întâlnite în Badenian cum sunt : *Corbula carinata hörnesei*, *Corbula revoluta*, *Chlamys seniensis*, *Cardita partschi*, *Thracia ventricosa*, *Terebra fuscata*, *Natica redempta* și altele.

Referindu-se la compoziția faunei de moluște badeniene, Senes (1964) arată că în Badenianul inferior din Paratethysul central 64% din moluște sunt forme relicte de origine mediterană, atlantică sau indo-pacifică, iar în Badenianul superior procentajul acestor forme este de 47%. Restul faunei de moluște este reprezentată prin specii apărute în Badenian.

Dintre formele caracteristice depozitelor badeniene, care se pot întâlni frecvent în calcarele organogene de la Minișul de Sus, menționăm : *Flabellipecten leythajanus*, *Flabellipecten besseri*, *Pecten aduncus*, *Chlamys elegans*, *Cardium barrandei schafferi*, *Codakia leonina*, *Venus vindobonensis*, *Gibbula buchi*, *Conus dujardini brezinae*, *Conus fuscocingulatus* și altele.

Deși într-un număr mai redus de specii, în comparație cu restul asociației reprezentată prin specii mai puțin semnificative din punct de vedere stratigrafic, prezența formelor caracteristice citate, probează că sigură vîrstă badenian-superioară a depozitelor din care provin. De altfel și restul organismelor din asociația fosiliferă de la Miniș—Minișel, cum sunt echinidele, foraminiferele, briozoarele, reprezintă în majoritatea lor faune tipice pentru Badenianul superior dezvoltat într-un facies calcaros de tip Leitha.

Corelarea depozitelor badeniene superioare din regiunea cercetată cu depozite similare din țara noastră și în special cu cele din regiunile vestice se poate face cu ușurință atât pe baza unor criterii paleontologice cât și faciale (fig. 4).



BAZINUL ZARAND Minişul de Sus-Minişel		BAZINUL BEIUŞ <i>Distorsuşi și colab.</i> 1965	BAZINUL SIMLEU (partea sudică) ENicorici cu completările 1967	BAZINUL BAIA-MARE V.Ghiurcă 1970	BAZINUL TRANSILVANIEI Gh.Popescu 1970	S U P E R I O R	T O D I A N	I N F E R I O R	T O D I A N	S U P E R I O R	S U P E R I O R	T O D I A N	I N F E R I O R	T O D I A N	S U P E R I O R	T O D I A N	I N F E R I O R	T O D I A N	S U P E R I O R	T O D I A N	I N F E R I O R	T O D I A N	S U P E R I O R
<i>Orizontul buglovian</i>		?		<i>Orizontul buglovian</i>		<i>Orizontul buglovian</i>		<i>Calcare de tip Leitha</i>		<i>Orizontul buglovian</i>		<i>Orizontul marnelor</i>		<i>Orizontul marnelor</i>		<i>Orizontul buglovian</i>		<i>Orizontul marnelor</i>		<i>Orizontul buglovian</i>		<i>Orizontul buglovian</i>	
<i>Orizontul calcaros organogen</i>		<i>Complex superior marnos</i>		<i>Calcare organogen, marmă și nisipuri fosiliifere</i>		<i>Nisipuri și piatrâșuri</i>		<i>Calcare organogen, marmă și nisipuri fosiliifere</i>		<i>Orizontul marnelor, nisipanilor, tuftelor și Bolivine</i>		<i>Orizontul marnelor, nisipanilor, tuftelor și Bolivine</i>		<i>K O S S O V I A N</i>		<i>Stratete de Cimpie (s.str.)</i>		<i>Sareag</i>		<i>Brecia sării</i>		<i>Orizontul marnelor cineritice cu Globigerine</i>	
<i>Seria de Lanzendorf</i>		<i>Seria Devīn</i>		<i>Tortonițian strat (Seria Devīn)</i>		<i>T O R T O N I Č I A N S U P E R I O R</i>		<i>T O R T O N I Č I A N</i>		<i>T O R T O N I Č I A N S U P E R I O R</i>		<i>Marmă cenită cu Orbuline și Lagenide</i>		<i>Complexul tufului de Dej cu Orbuline</i>		<i>B a d e n i a n</i>		<i>Seria Devīn</i>		<i>Seria de Lanzendorf</i>		<i>B a d e n i a n</i>	
<i>Orizontul pietrușui și nisipurilor nefosiliifere</i>		?		<i>Complex inferior tuftogen</i>		<i>?</i>		<i>?</i>		<i>?</i>		<i>?</i>		<i>?</i>		<i>?</i>		<i>?</i>		<i>?</i>		<i>?</i>	

Fig. 4. — Tabel de corelare a depozitelor badeniene din regiunea Minișul de Sus cu depozitele similare din alte regiuni din R. S. România.

Tableau de corrélation des dépôts badéniens de la région de Minișul de Sus avec des dépôts similaires d'autres régions de la Roumanie.



În toate bazinile neogene vestice ale Munților Apuseni, depozitele badeniene superioare au un caracter transgresiv, ele repauzînd fie peste sedimentele Badenianului inferior, fie direct peste fundamentul cristalin.

Deasupra acestor depozite fosilifere, formate în condițiile unei mări cu salinitate normală, în continuitate de sedimentare urmează stratele bugloviene, cu o faună de trecere și cu un caracter regresiv.

Cu privire la nomenclatura stratigrafică nouă a Neogenului din Paratethysul central, propusă la întâlnirile internaționale din ultimii ani și adoptată de majoritatea geologilor, dorim să subliniem că mobilul acestor propunerii are la bază neconcordanță observată între scara biostratigrafică și cea chronostratigrafică din domeniul Paratethysului central pe de o parte și cel al Mediteranei și al Atlanticului, pe de altă parte (fig. 5). Acest dezacord, pus în evidență mai cu seamă prin studii microfaunistice, a impus geologilor din Europa centrală și parțial estică, abandonarea deocamdată a scării chronostratigrafice „clasice” folosite pînă acum și crearea, pe baze biostratigrafice riguroase, a unor noi unități geocronologice și chronostratigrafice, cu caracter regional, valabile pentru Paratethysul central. În acest fel au apărut denumiri ca : Egerian, Eggenburgian, Ottnerian, Carpatian și Badenian.

Termenul de Badenian (Kapounek, Papp, Turnovsky, 1960), a fost propus pentru desemnarea intervalului indicat mai înainte, în Paratethysul central, cu numele de „Tortonian”. El cuprinde depozitele formate începînd cu apariția faunei cu *Preorbolina-Orbulina* și pînă la Sarmațian. La rîndul său Badenianul (M_4) a fost devizat în două : Badenianul inferior sau „Seria” de Lanzendorf ($M_{4a,b}$) (Ciechak-Tejkal, 1965), care corespunde straterelor cu *Preorbolina-Orbulina suturalis* și Badenianul superior sau „Seria” Devin ($M_{4c,d}$), care corespunde zonei cu *Globigerina nepenthes*. În regiunea Minișul de Sus – Minișel, depozitele fosilifere se încadrează tocmăi în această parte superioară a Badenianului, fapt dovedit atât de conținutul lor paleontologic, cât și de continuitatea de sedimentare cu stratele sarmațiene.

Prezentăm în continuare fauna de moluște badenian-superioară de la Minișul de Sus și Minișel, asociație dezvoltată, după cum am mai spus, în condițiile unei sedimentații neritice de tip Leitha.

Bazinul Zarand (Minişul de Sus)	Paratethysul central	Italia de Nord	Franța (Aquitania)
Sarmatian	Sarmatian	Messiniian	Rédonian
Oriz dugoravan	Tufuri și tufoife	Tortonian	
Badenian sup.	Calcare organogene de tip Letha	Serravalian	Sallomacian
	<i>Seria Devin</i> <i>M₄ (c-d)</i>		
		Eocene	
		Langhian sup.	
	<i>Seria Lanzendorf</i> <i>M₄ (a-b)</i>		
		Langhian inf.	Strate de Sădrogoiesc
		Karpatian	
	Eondare		

Fig. 5. — Corelaarea Badenianului de la Minişul de Sus cu depozitele sincrone din Paratethysul central, Italia de nord și Franța.
Corrélation du Badénien de Minişul de Sus avec des dépôts synchrones de la Paratéthys centrale, du N de l'Italie et de France.



Classis : **Lamellibranchiata**

Familia : **Nuculidae**

Genus : *Nucula* Lamarck 1799

Subgenus : *Nucula* s. str.

Nucula (*Nucula*) *nucleus* (Linneé, 1758)

(pl. I, fig. 1)

Nucula nucleus Linnaeus - Moisescu (1955), p. 71, pl. I, fig. 1;

Nucula (*Nucula*) *nucleus* (Linneé) - Hinculov (1968), p. 77, pl. III, fig. 1.

Specia are o largă răspândire stratigrafică și geografică în Miocenul european. În România apare frecvent în depozitele badeniene. În calcarele organogene de la Miniș am găsit un singur exemplar.

Familia : **Arcidae**

Genus : *Anadara* Gray, 1847 (= *Anomalocardia* Morech, 1853)

Subgenus : *Anadara* s. str.

Anadara (*Anadara*) *diluvii* (Lamarck, 1805)

(pl. I, fig. 2)

Anadara diluvii (Lamarck) - Kojumdgieva (1960), p. 61, pl. XIX, fig. 9, 10;

Arca (*Arca*) *diluvii* Lamarck - Răileanu - Negulescu (1964), p. 166, pl. I, fig. 1-5;

Anadara (*Anadara*) *diluvii* (Lamarck) - Hinculov (1968), p. 78, pl. III, fig. 4a-c.

Formă comună pentru depozitele badeniene, ea întîlnindu-se începînd cu baza Miocenului. La Minișul de Sus am găsit 4 exemplare.

Anadara (*Anadara*) *diluvii pertransversa* Sacco, 1897

(pl. I, fig. 3-6)

Anadara diluvii Lam. var. *pertransversa* Sacco, (1897), XXVI, p. 25, pl. VI, fig.

19-21;

Anadara (*Anadara*) *diluvii pertransversa* Sacco - Hinculov (1968), p. 78, pl. III, fig. 6a,b

Am găsit la Minișul de Sus aproximativ 20 de valve, care corespund descrierii și figurației date de Sacco pentru această varietate. Forma se deosebește de *Anadara diluvii* prin valva sa mult mai alungită.

Dimensiuni : diametrul umbono-paleal = 5,6 mm ; 5,5 mm ; 3,8 mm ;

diametrul antero-posterior = 9,3 mm ; 8 mm ; 6,5 mm ;

convexitatea = 2,8 mm ; 2,5 mm ; 1,8 mm.

Această formă este răspîndită în tot Miocenul și Pliocenul marin european. În România a fost semnalată în Eggenburgianul de la Coruș și din Badenianul din bazinul Mehadiie. La Minișul de Sus se găsesc mai ales exemplare tinere.

Anadara (*Anadara*) *turonica* (Dujardin, 1837)

(pl. I, fig. 7-10)

Area turonica Dujardin - Hörnnes (1870), p. 332, pl. XLIV, fig. 2a-c;



Anadara turonica Dujardin - Sacco (1898) XXVI, p. 24, pl. V, fig. 14;
Anadara (Anadara) turonica (Dujardin) - Hinculov (1968), p. 79, pl. III, fig. 8a,b,9.

În calcarile organogene de la Minișul de Sus am găsit 5 valve mici care corespund prin forma lor alungită și cu partea posterioară ușor ascuțită acestei specii. Față de *A. diluvii pertransversa*, această specie se deosebește prin partea sa posterioară mai ascuțită.

Dimensiuni: d.u.p. = 6,2 mm; 7,6 mm; 4,4 mm; d.a.p. =
 = 11,2 mm; 10,6 mm; 7 mm; convex. = 2,8 mm;
 2,4 mm; 2 mm.

În România această specie a fost semnalată în Badenianul din Oltenia, Subcarpați, Tusa, Lăpugi-Buituri, bazinele Mehadii.

Genus : *Barbatia* Gray, 1842

Subgenus : *Barbatia* s. str.

Barbatia (Barbatia) barbata (Linné, 1758)

Barbatia (Barbatia) barbata (Linné) - Koju mudgieva (1960), p. 58, pl. XVIII, fig. 6,7;
Barbatia (Barbatia) barbata Linnaeus - Moisescu (1955), p. 97, pl. V, fig. 4.

Deținem o valvă incompletă, pe care am identificat-o grație ornamentației sale caracteristice, reprezentată printr-o rețea fină, reticulară, rezultată din întretăierea a numeroase coaste radiare cu striuri concentrice.

Specia cunoaște o largă răspândire stratigrafică începînd cu Burdigalianul. În Badenian se întâlnește frecvent.

Familia : Glycymeridae

Genus : *Glycymeris* Costa, 1778 (= *Pectunculus*
 Lamarck, 1799)

Subgenus : *Glycymeris* s. str. (= *Axinea* Poli, 1791)

Glycymeris (Glycymeris) pilosa deshayesi (Mayer, 1868)

Pectunculus pilosus (L.) - Paucă (1932), p. 198, pl. II, fig. 17;

Glycymeris (Glycymeris) pilosa deshayesi (Mayer) - Baldi, (1962), p. 115, pl. I, fig. 4,
 pl. II, fig. 1,2, pl. VIII, fig. 9;

Glycymeris (Glycymeris) pilosa deshayesi (Mayer) - Nicorici-Gherasim (1971), p. 40,
 pl. I, fig. 1-6.

Avem 3 exemplare destul de slab păstrate, găsite în calcarile organogene de la Minișul de Sus. Specia apare frecvent în depozitele badeniene din țara noastră, ea fiind semnalată încă din Eggenburgian.

Glycymeris (Glycymeris) obtusata (Partsch in Hörnkes, 1870)
 (pl. I, fig. 11, 12)

Pectunculus (Axinea) obesus Partsch - Paucă (1932), p. 198, pl. VIII, fig. 23, 24;



Pectunculus (Axinea) cor obsusata (Partsch in Höernes) — Kojumdgieva (1960), p. 62, pl. XIX, fig. 11, 12;

Glycymeris (Glycymeris) obtusata (Partsch in Höernes) — Baldi (1962), p. 122, pl. II, fig. 4, pl. VIII, fig. 8, pl. XI, fig. 5, 6, 9.

În depozitele badeniene din regiunea cercetată am găsit două valve care prezintă caracterele acestei specii, cunoscute din Eggenburgian, dar cu răspindirea cea mai mare în Badenian.

Dimensiuni: d.u.p. = 26 mm; d.a.p. = 29 mm; convex. = 10 mm.

Glycymeris sp.

(pl. XIX, fig. 7)

Deținem un singur mulaj intern, al unei valve drepte de talie mare, pe care nu o putem determina specific datorită gradului necorespunzător de păstrare. Deși dentiția nu s-a păstrat, atribuim forma genului *Glycymeris* datorită mai ales celor două impresiuni musculare așezate pe cîte o ridicătură, dintre care cea anteroară este mai mare, mai pronunțată și totodată mai bruscă. De asemenea impresiunea paleală, bine vizibilă la exemplarul descris, este caracteristică genului *Glycymeris*, ea fiind dreaptă, bine marcată în apropierea marginii valvei. Umbonele este ridicat deasupra platoului cardinal, fiind totodată destul de înclinat înspre partea anterioară. Această înclinare a umbonului conferă valvei un accentuat caracter inechilateral, la care dacă mai adăugăm forma mai mult înaltă decît lată a valvei, obținem principalele caractere ale acestei interesante specii.

Dimensiuni: d.u.p. = 93 mm; d.a.p. = 83 mm; convex. = 31 mm.

Familia : **Limopsidae**

Genus : *Limopsis* Sacco, 1827

cf. *Limopsis* sp.

(pl. I, fig. 13)

Atribuim, deocamdată sub rezervă, acestui gen, două cochilii întregi dar destul de prost păstrate, găsite la Minişul de Sus. Cochilia subțire, echivalvă, aproape echilaterală, cu un contur oval, puțin lățit înspre marginea ventrală și îngustat înspre marginea umbonală. Convexitate nu prea mare. Suprafața valvelor este ornată cu costule fine și dese radiare, care înspre umbone sunt ușor noduroase, iar spre marginea paleală devin netede și tot mai fine. Aceste costule sunt întrețiate de striuri fine concen-trice de creștere.

Față de genul *Limopsis*, exemplarele găsite de noi se apropie prin forma și ornamentația cochiliei. Din păcate nu avem certitudinea deplină a acestei atribuiri deoarece materialul nu permite observarea suprafetei



interne a valvelor. Exemplarele găsite se remarcă prin dimensiunile lor mai mari în comparație cu cele obișnuite la genul *Limopsis*.

Dimensiuni : d.u.p. = 43 mm ; d.a.p. = 42 mm ; convex. = 9 mm.

Familia : Pectinidae

Genus : *Pecten* (Müller, 1776) Osbeck, 1765

Pecten aduncus Eichwald, 1830

(pl. I, fig. 14–17)

Pecten aduncus Eichwald - Depéret - Roman (1902), p. 49, pl. VI, fig. 5, 6, pl. VII, fig. 1 ;

Pecten aduncus Eichwald - Friedberg (1936), p. 28, pl. XXXII, fig. 1-4, pl. XXXIII fig. 1 ;

Pecten aduncus Eichwald - Csepreghy - Meznerics (1960), p. 9, pl. I, fig. 17, pl. II, fig. 1–3.

Sîntem în posesia a 9 valve drepte și 2 stîngi, găsite în calcarele organogene de la Minișul de Sus. Valva dreaptă bombată, cu o convexitate pronunțată, este ornată cu 16 coaste ușor rotunjite, aproape plane, despărțite prin intervale largi cît jumătatea coastelor. Aceste spații intercostale la exemplarele de la Miniș, prezintă o serie de adîncituri sau crestături care marchează zone concentrice de creștere (pl. I, fig. 15). Așa cum arată Depéret și Roman (p. 50), astfel de forme de *P. aduncus* sunt frecvente în Ungaria, ele reprezentînd o varietate locală a acestei specii. De asemenea și în bazinul Vienei, se pot găsi exemplare de *P. aduncus* cu o astfel de ornamentație intercostală. Din examinarea exemplarelor de *P. aduncus* provenite de la Tusa (bazinul Șimleu), precum și a celor de la Lăpuți și Buituri, aflate în colecția bazinului Transilvaniei din Cluj, rezultă că și la aceste forme se poate observa, în spațiul dintre coaste, aceeași ornamentație.

Urechișele valvei drepte sunt egale, de mărime mijlocie, lipsite de o ornamentație specifică.

Valva stîngă este aproape plană, ușor concavă în apropierea vîrfului. Suprafața acestei valve, la exemplarele găsite de noi, are 13 coaste rotunjite, despărțite prin intervale ceva mai late decît coastele, cu fundul aproape plat și prevăzut cu striuri fine concentrice de creștere. Spațiile intercostale mai marginale mai pot avea 2–3 șanțuri fine longitudinale.

Urechișele valvei stîngi sunt egale și ornate cu șanțuri fine longitudinale.

Dimensiuni : d.u.p. = 52 mm ; d.a.p. = 53 mm ; convex. = 19 mm.



Forma de *P. aduncus* răspândită în regiunile Paratethysului central prezintă afinități cu *P. praebenedictus* Tournouer, de care se deosebește prin prezența unei coaste în plus la valva stîngă. După cum a arătat Csepregy-Meznerics (p. 9) ceea ce Hörnnes (1870) a figurat pe pl. 59, fig. 7–9, sub numele de *P. aduncus* este de fapt *P. praebenedictus*.

Pecten aduncus este una dintre formele caracteristice pentru Badenianul din Paratethysul central, ea fiind întîlnită frecvent în faciesul calcarelor de tip Leitha.

Genus : *Flabellipecten* Sacco, 1897

Flabellipecten leythajanus (Partsch in Hörnnes, 1870)

(pl. III, fig. 1–6; pl. IV, fig. 1–3)

Pecten leythajanus Partsch-Hörnnes (1870), p. 406, pl. LXIII, fig. 6–8;

Pecten (Flabellipecten) leythajanus Partsch-Paucă, (1932) p. 201, pl. IV, fig. 6;

Flabellipecten leythajanus (Partsch) - Csepregy-Meznerics (1960), p. 114, pl. V, fig. 8, 9;

Flabellipecten leythajanus (Partsch in Hörnnes) – Hinculov (1968), p. 87, pl. VII, fig. 6, pl. VIII, fig. 1.

Exemplarele care corespund diagnosticului acestei specii, apar în număr mare în calcarele de la Minișul de Sus. Cochilia este aproape rotundă, inechivalvă, foarte ușor inechilaterală. Valva dreaptă, cu o convexitate nu prea pronunțată, este ornată cu 21–22 coaste plane și ușor rotunjite la muchii, avînd între ele intervale cu fundul plat și aproximativ de două ori mai înguste decît coastele. Rar pe aceste intervale se pot observa lamele concentrice fine și dese. Urechiușele sunt inegale, cea anterioară are un contur ondulat, fiind ușor scobită la bază. Pe suprafața lor se văd striuri transversale de creștere fine și dese.

Valva stîngă foarte puțin convexă, are 22–24 coaste radiare, separate prin intervale la fel de largi ca și coastele. Aceste intervale, ca și în cazul valvelor drepte, prezintă, la exemplarele bine păstrate, lamele concentrice fine și dese.

Dimensiuni : d.u.p. = 57,7 mm ; d.a.p. = 64,5 mm ; convex. v. dr. = 14 mm.

F. leythajanus prezintă mari asemănări cu *F. besseri*. Doar o convexitate ceva mai slabă, mai ales a valvei stîngi, prezența unui număr al coastelor ceva mai mare (21–22 la *F. leythajanus* și 19 la *F. besseri*) precum și intervalele dintre coastele radiare mai înguste fac posibilă deosebirea celor două specii.



Flabellipecten leythajanus este specia cea mai caracteristică pentru formațiunile calcaroase de tip Leitha ale Badenianului superior. Se pare de fapt că arealul de răspândire geografică sigură a acestei forme nu depășește Europa centrală (Austria, Ungaria, România).

Flabellipecten besseri (Andrzejowsky, 1830)
(pl. II, fig. 1–6)

Flabellipecten besseri Andrž. — Depéret et Roman (1910), p. 119, pl. XIII, fig. 2,3; *Pecten besseri* Andrž. — Friedberg (1934), p. 212, pl. XXXIV, fig. 1–5;

Pecten (Flabellipecten) besseri Andrzejowsky — Moisescu (1955), p. 104, pl. VII, fig. 1–4;

Pecten (Flabellipecten) besseri Andrzejowsky — Kojumdgieva (1960), p. 66, pl. XXII, fig. 3–5;

Flabellipecten besseri (Andrzejowsky) — Csepreghy-Meznerics (1960), p. 14, pl. V, fig. 7, pl. VI, fig. 1,2;

Flabellipecten besseri (Andrzejowsky) — Hinculov (1968), p. 86, pl. VII, fig. 2–5.

Între numeroasele exemplare de *Flabellipecten* găsite la Minișul de Sus, am identificat 2 valve stîngi și 1 valvă dreaptă, care corespund caracterelor acestei specii.

Așa cum am arătat la descrierea lui *F. leythajanus*, deosebirea dintre aceste două specii, foarte asemănătoare, se poate face prin faptul că *F. besseri* are un număr de coaste cu 1–3 mai puține, are spațiile intercostale cu ceva mai late, coastele mai rotunjite, precum și o convexitate a valvelor puțin mai mare ca la *F. leythajanus*.

Dimensiuni: d.u.p. = 71 mm; d.a.p. = 57,5 mm;
d.u.p. = 78 mm; d.a.p. = 62 mm.

Această specie a fost descrisă din Podolia, ea fiind apoi identificată în toate depozitele badeniene din Paratethysul central. Precum au semnalat încă Depéret-Roman, forma figurată de Hörnés (pl. LXII, pl. LXIII, fig. 1–5) ca *Pecten besseri*, nu se încadrează în descrierea originală a formelor provenite din Podolia, deosebindu-se de aceasta mai ales prin prezența pe urechiușele valvei stîngi a unor costule longitudinale, care lipsesc la *F. besseri*, precum și printre-un număr mai mare al coastelor. Specia figurată de Hörnés este de fapt *F. solarium* Lamarck.

F. besseri mai prezintă unele asemănări cu *F. solarium* (Lamarck) de care se deosebește mai cu seamă prin lipsa costulelor radiare de pe urechiușe.

La fel ca și specia precedentă *F. besseri* apare frecvent în depozitele badeniene calcaroase din România, Austria, Ungaria, Cehoslovacia, Polonia, Ucraina de vest și Bulgaria.

Genus : *Chlamys* (Bolten, 1798) Röding, 1798

Chlamys elegans (Andrzejowsky, 1830)

(pl. IV, fig. 4—7; pl. V, fig. 1—6; pl. VI, fig. 1, 2a)

Pecten elegans Andrž.-Hörnes (1870), p. 415, pl. 64, fig. 6;

Chlamys (Aequipecten) elegans Andrž.-Friedberg (1934), p. 225, pl. XXXVII, fig. 11, pl. XXXVIII, fig. 1—6;

Chlamys elegans Andrzejowsky - Paucă (1932), p. 202, pl. IV, fig. 2, 7;

Chlamys elegans Andrzejowsky - Roger (1939), p. 111, pl. XIV, fig. 4—6;

Chlamys seniensis Lamarck var. *elegans* Andrzejowsky - Korobkov (1951) p. 47, pl. I, fig. 10;

Chlamys elegans (Andrezjowsky) - Csepreghy - Meznerics (1960), p. 19, pl. XI, fig. 9, 16, pl. XII, fig. 1;

Chlamys elegans (Andrzejowsky) - Hinculov (1968), p. 87, pl. VIII, fig. 2, 3.

În calcarale organogene de la Miniș am găsit 15 valve care aparțin acestei specii. Cochilia este destul de masivă, puțin inechilaterală, inechivalvă, de talie mijlocie care rar depășește 5 cm diametru.

Valva dreaptă convexă, cu un umbone puțin curbat dar care nu depășește marginea cardinală. Urechile sunt inegale, cea anterioară fiind prevăzută la bază cu un sinus, iar cea posteroară retezată în unghi drept. Pe suprafața urechilor se găsesc costule radiare, în număr de 8 — 9, apropiate și ușor noduroase la cea anterioară, și 6 — 7 costule mai distanțate, mai subțiri și foarte ușor noduroase pe cea posteroară. Ornamentația secundară a urechilor constă în striuri fine și dese concentrice, mai dezvoltate pe urechia posteroară.

Valva stângă are o convexitate mai redusă, iar vîrful umbonului intrerupe marginea cardinală.

Pe suprafața externă a ambelor valve se pot număra cîte 12 coaste radiare, înalte, rotunjite la partea superioară și cu pereții aproape verticali despărțite prin șanțuri rotunjite. La valva dreaptă atît coastele radiare cît și spațiile dintre ele au aceeași lățime, pe cînd la valva stângă spațiile intercostale sunt cu ceva mai late decît coastele.

Partea superioară a coastelor poartă cîteva costule subțiri dar bine dezvoltate, care pot fi în număr de 3 — 5. La unele exemplare costule radiare ușor schițate, se pot observa și în spațiile intercostale, mai ales înspre părțile laterale ale valvei.

Atît pe coastele radiare, cît și pe spațiile dintre ele se găsesc lamele dese concentrice, care în șanțuri sunt drepte sau ușor convexe spre marginea paleală, pe cînd pe coaste și anume între costule ele prezintă convexitatea înspre umbone.



Dimensiuni: d.u.p. = 42mm; d.a.p. = 44,5 mm; convex.v.dr. = 13mm;
 d.u.p. = 36mm; d.a.p. = 38 mm; convex.v.dr. = 12mm;
 d.u.p. = 33mm; d.a.p. = 36 mm; convex.v.stg. = 7mm.

Ch. elegans este o specie răspândită în depozitele badeniene din domeniul Paratethysului. Ea se asemănă dintre formele dezvoltate în bioprovinciile mediteraneană și atlantică cu *Ch. scabrella* (= *seniensis*) și *Ch. bollenensis*, de care se distinge prin convexitatea inegală a celor două valve, prin coastele sale mai puțin numeroase și prin ornamentația secundară. Nu putem fi de acord cu K o r o b k o v (1951), care consideră *Ch. elegans* ca o subspecie a lui *Ch. seniensis* (= *scabrella*). Între *Ch. elegans* și *Ch. seniensis* deosebirile sunt următoarele: *Ch. seniensis* la toate varietățile sale (*lomnickii*, *niedzwiedzkii*), are un număr de coaste de 15—22, pe cind *Ch. elegans* niciodată nu depășește 13 coaste, în cel mai frecvent caz fiind 12 coaste, așa cum se poate observa la toate exemplarele provenite de la Minișul de Sus.

Ch. elegans este o formă răspândită în bioprovincia Paratethysului central (Austria, Cehoslovacia, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică, Bulgaria și România), în timpul Badenianului superior fiind frecventă în depozitele calcaroase de tip Leitha.

Chlamys elegans minisensis n. ssp.
 (pl. VI, fig. 3—8, 2b)

Holotipul: pl. VI, fig. 3.

Derivatio nominis: denumire dată după localitatea Miniș.

Stratum tipicum: orizontul calcarelor organogene de tip Leitha de la Minișul de Sus.

Locus typicus: calcarul organogen din dealul Bisericii.

Printre exemplarele de *Ch. elegans* provenite de la Minișul de Sus, am găsit o formă care se deosebește de specia tip, prin câteva particularități de ornamentație, fapt care ne-a determinat să o considerăm un taxon deosebit.

Valvă echilaterală, ușor convexă, prevăzută cu 11 coaste radiare. Coastele sunt ascuțite în partea lor superioară, spre deosebire de *Ch. elegans*, la care sunt rotunjite și în consecință nu au nici costulele atât de caracteristice tipului speciei. Atât coastele cât și intervalele dintre ele sunt ornamentate cu lamele concentrice așezate la distanțe egale. Spre deosebire de lamelele concentrice de la *Ch. elegans*, care pe spațiile intercostale sunt aproape drepte, iar între costulele de pe coaste au convexitatea înspre umbone, la forma descrisă, lamelele concentrice intercostale cât și cele de pe coaste, au convexitatea înspre marginea paleală.



Dimensiuni: d.u.p. = 25 mm; d.a.p. = 24 mm; convex. = 6,5 mm.

Holotipul acestei subspecii se găsește în colecția stratigrafică a bazinului Transilvaniei, de la Catedra de Geologie-Paleontologie a Universității din Cluj, nr. de inventar : 16317.

Chlamys seniensis lomnickii (Hilber)

(pl. VII, fig. 1–6)

Chlamys seniensis Lmk. var *lomnickii* Hilb.- Friedberg (1936), p. 223, pl. 37, fig. 5–7;

Chlamys scabrella Lmk. var. *lomnickii* Hilb.- Roger (1939), p. 106;

Chlamys scabrella lomnickii (Hilber) - Csepreghy-Meznerics (1960), p. 20, pl. XIV, fig. 3–15.

În depozitele studiate am găsit 1 valvă dreaptă și 3 stîngi, foarte bine păstrate, care aparțin acestei varietăți.

Valva dreaptă este ușor convexă, cu un umbone care ajunge pînă la marginea liniei cardinale. Urechile sunt inegale. Cea anteroară, mai mare, mai alungită, cu un sinus la baza sa, lîngă care se vede ctenolum format din 3 dintișori. Suprafața urechiușei anterioare poartă 6 costule radiare noduroase. Urechiușa posterioară, trunchiată, are tot 6 costule dar mai subțiri. Intervalele dintre aceste costule la ambele urechi este fin striată concentric.

Suprafața valvei drepte are 14 coaste radiare rotunjite la partea superioară, despărțite prin spațiile ovale la fel de largi ca și coastele. Coastele radiare poartă cîte 3 costule mai vizibile înspre marginea paleală. În spațiile intercostale apare o ornamentație lamelară concentrică, care trece ondulîndu-se pe coaste, în intervalele dintre costule.

Valva stîngă, cu o convexitate mai slabă și cu un umbone care depășește puțin marginea cardinală, are de asemenea urechile inegale, cea anteroară fiind cu puțin mai mare, ambele avînd costule radiare și striuri lameloase concentrice. Suprafața valvei stîngi are 15–17 coaste radiare, despărțite prin intervale la fel de largi ca și coastele, precum și o ornamentație lamelosă concentrică.

Dimensiuni: d.u.p. = 24 mm; d.a.p. = 24,5 mm; convex. v. dr. = 6,5 mm;
d.u.p. = 14 mm; d.a.p. = 14 mm; convex. v. st. = 2,3 mm.

Pentru indicarea acestei specii în literatura paleontologică circulă două denumiri: *scabrella* și *seniensis*, ambele date de Lamarck în 1819, unor forme provenite din Italia. Roger (1939), a arătat că între holotipurile celor două specii separate de Lamarck nu există decît diferențe mici, individuale ele aparținînd de fapt aceleiași specii, *scabrella* și *seniensis* fiind deci sinonime. Respectînd principiul priorității, denumirea

uzuală ar trebui să fie *seniensis*, care a fost dată prima. Deoarece denumirea de *scabrella*, este larg răspândită în literatură, Roger propune folosirea în continuare a acestui termen. În țările Europei centrale, această specie a fost întîlnită în depozitele badeniene, în cuprinsul ei fiind separate și cîteva varietăți găsite în Ucraina vestică. Friedberg, Korobkov, Kojumgievea, Tjekal, folosesc denumirea de *seniensis*, iar Csepreghy-Meznerics pe cea de *scabrella*. Noi optăm, conform principiului priorității, pentru utilizarea denumirii de *seniensis*.

Chlamys seniensis lomnickii, a fost descrisă din depozitele „tortoniene” din Galicia (Ucraina vestică), de către Hiller, sub numele de *Pecten lomnickii*. Ulterior Friedberg (1907), prezintă descrierea aceleiași forme sub numele de *Pecten romani*, pentru ca mai tîrziu să revină, încadrînd-o ca varietate a lui *Ch. seniensis*.

Această varietate este tipică pentru Badenian, ea fiind semnalată în Ucraina, Polonia, Ungaria și țara noastră.

Chlamys multistriata (Polli, 1795)

(pl. VII, fig. 7–9; pl. VIII, fig. 1–9; pl. IX, fig. 2–4)

Chlamys multistriata Polli-Sacco (1897), XXIV, p. 16, pl. I, fig. 12, 18, 19;

Chlamys multistriata Polli-Roger (1939), p. 165, pl. 22, fig. 5–7, 11–15. pl. XXIII fig. 5, pl. XXIV, fig. 8–9;

Chlamys multistriata Polli-Csepreghy-Meznerics (1960), p. 23, pl. XIV, fig. 23–25, pl. XV, fig. 1;

Chlamys multistriata Polli-Hinculov (1968), pl. 88, pl. VIII, fig. 5.

Sîntem în posesia a 10 valve bine păstrate, provenite din orizontul calcaros fosilifer de la Minișul de Sus. Cochilia acestei specii este puțin inechilaterală și inechivalvă, ușor alungită umbono-paleală, cu o convexitate a celor două valve aproape egală.

Valvele prezintă o ornamentație caracteristică reprezentată prin numeroase coaste radiare, al căror număr, la exemplarele cercetate, variază de la 35 la 50, ele fiind mai numeroase la exemplarele adulte. La valva dreaptă, începînd din zona de maximă convexitate, coastele se divid exact în două, rezultînd numeroase coaste duble. În afară de această divizare, la exemplarele pe care le avem, nu am mai observat în continuare o altă divizare. Spre părțile laterale ale valvei coastele noi, devin din ce în ce mai mici față de cele inițiale.

Ornamentația secundară la valva dreaptă constă din striuri fine și dese, dezvoltate pe spațiile intercostale. Aceste striuri minusculе se pot vedea numai cu ajutorul unei lupe binoculare. Este interesant de remarcat caracterul lor neregulat de dispunere. Astfel pe unele spații intercostale



ele sănt oblice, în altele paralele cu marginea paleală, uneori chiar în același sir de striuri se observă dispuneri diferite (pl. VIII, fig. 3).

Pe coaste mai apar numeroși solzi dispuși dezordonat, ei fiind mai deși în părțile laterale ale valvelor.

Valva stîngă, spre deosebire de cea dreaptă, are unele caractere specifice ale coastelor. Astfel aici coastele nu se mai divid, ci sănt drepte, simple, despărțite prin interval la fel de largi. Totuși și în cazul valvei stîngi, uneori, numărul coastelor se mărește, însă apariția roilor coaste nu se face prin divizare, ci prin intercalarea din loc în loc a coastelor noi (pl. IX, fig. 4).

Ca și la valva dreaptă, spațiile intercostale ale valvei stîngi, prezintă striuri concentrice cu o disposiție neregulată. De asemenea pe creasta coastelor apar solzi dispuși rar și fără o anumită ordine. Urechile sănt inegale. La valva dreaptă, urechea anterioară este alungită, ca o aripă, are 6 – 7 costule noduroase, iar cea posterioară este redusă și tăiată oblic. Linia cardinală este dreaptă. La valva stîngă, urechiusa anterioară are o formă triunghiulară, cu marginile în unghi drept și cu 7 – 8 costule radiare, ușor noduroase, care se continuă cu coastele laterale ale valvei propriu-zise. Urechea posterioară este mică.

Dimensiuni : d.u.p. = 39 mm ; d.a.p. = 32,5 mm ; convex. = 7 mm ;
d.u.p. = 20 mm ; d.a.p. = 17 mm ; convex. = 3,5 mm ;
d.u.p. = 15 mm ; d.a.p. = 13,2 mm ; convex. = 3,1 mm.

Ch. multistriata fiind o formă variabilă, mai ales în ceea ce privește caracterul costației sale, a determinat pe unii autori să creeze specii noi cum sănt *Ch. tauroperstriata* S a c c o, *P. gloriamaris* D u b o i s. R o - g e r (p. 167) menționează că examinarea holotipurilor și topotipurilor acestor forme, precum și a unor serii întregi provenite din mai multe puncte, au arătat inconstanța caracterelor morfologice care au dus la separarea acestor specii sau subspecii și că de fapt este vorba de *Ch. multistriata*, în a cărei arhitectură generală, constantă, se încadrează și formele amintite.

Dintre speciile care apar în domeniul Paratethysului central și care prezintă asemănări cu *Ch. multistriata*, menționăm forma de *Ch. varia* L i n n é, care are însă un număr mai redus de coaste radiare, întotdeauna egale între ele și fără a fi divizate.

Dintre varietățile lui *Ch. multistriata*, exemplarele de la Minișul de Sus, se apropie mult prin caracterul costației de *Ch. multistriata tauroperstriata* S a c c o.

Specia are o largă răspândire în tot Miocenul și Pliocenul marin din Europa. În România a fost întîlnită în Badenianul superior de la Lăpugi, Buituri, bazinul Mehadiei, Subcarpați.

Chlamys fasciculata (Millet)
(pl. X, fig. 4–6)

Pecten reussi Hörnes - Hörnes (1870), p. 407, pl. LXIV, fig. 1;

Chlamys (Manupecten) fasciculata Millet - Friedberg (1936), p. 249, pl. XLII, fig. 2–4;

Chlamys fasciculata Millet - Roger (1939), p. 180, pl. XXVI, fig. 7, 13–17;

Chlamys fasciculata (Millet) - Csepreghy - Meznerics (1960), p. 33, pl. XXXII, fig. 3–7.

Sintem în posesia unui fragment de valvă, ușor de identificat datorită caracterelor sale distinctive. În general această specie se apropie destul de mult de *Ch. multistriata* în ceea ce privește conturul și costăția. Convexitatea celor două valve este moderată și aproape egală. Pe suprafața lor se pot număra 9–10 pliuri radiare, separate de intervale cu puțin mai înguste, care fac ca valvele să aibă un aspect ondulat și în acest fel să se deosebească ușor de *Ch. multistriata*. Costulele sunt ușor solzoase și între ele apare o ornamentație microscopică reprezentată fie prin striuri fine, fie prin numeroase puncte care sugerează vîrful unui degetar (pl. X, fig. 6).

În cadrul acestei specii se pot distinge și unele variații, dintre care se remarcă formele provenite din calcarele de Leitha din bazinul Vienei pe care Hörenes (1870) le-a figurat sub numele de *Pecten reussi*. Această formă se remarcă prin talia sa mai mare, în comparație cu a speciei tip provenită din falunele helvețiene din bazinul Loarei (Franța).

Ch. fasciculata mai prezintă unele asemănări cu *Ch. pes-felis* Linneé, cu care probabil se află în relații de descendență, cu *Ch. aldrovandi* Deffrance, *Ch. puymoriae* M. E., care însă sunt răspândite numai în domeniile mediteran și atlantic.

Ch. fasciculata este o formă cunoscută din Helvețianul din Franța, iar în Paratethys a fost găsită în Eggenburgianul din Ungaria, Ottangianul din Austria, Badenianul din Austria, Ungaria, Ucraina vestică. În România specia a mai fost întîlnită în Badenianul de la Lăpugi, fiind menționată ca *P. reussi*.

Chlamys lilli kneri (Hilber, 1882)
(pl. X, fig. 1–3)

Chlamys kneri Hilber - Friedberg (1936), p. 247, pl. XLI, fig. 9;

Chlamys kneri Hilber - Roger (1939), p. 192, pl. XIX, fig. 22, 23;



Chlamys (Manupecten) lilli var. *kneri* (Hilber) - Kojumdieva (1960) p. 72, pl. XXV, fig. 4, 5.

Avem două valve incomplete, care, prin particularitățile lor morfologice, corespund acestei varietăți. Cochilia are un contur rotunjit, cu o convexitate slabă și sensibil aceeași pentru ambele valve. Ornamentația, variabilă, este reprezentată prin numeroase coaste, dintre care cele din zona mediană sunt săturate mai bine dezvoltate. La formele provenite de la Minișul de Sus, am numărat cca 20 de astfel de coaste, dintre care cele marginale sunt simple și filiforme, pentru ca treptat spre centrul valvei, ele să devină tot mai puternice, grupându-se în fascicole, rezultând o serie de coaste principale formate din 2 sau mai rar 3 costule. În spațiile intercostale pot să apară 1 sau 2 costule fine. Pe coastele radiare, dar mai ales pe intervalele dintre ele, se mai observă striuri drepte și dese radiare, precum și striuri fine concentrice de creștere, ceva mai evidente înspre marginea paleală a valvei.

Ch. lilli kneri se deosebește de *Ch. lilli* Pusch, prin faptul că are un număr mai mare de coaste radiare.

Această varietate descrisă din depozitele badeniene din Ucraina vestică, a mai fost semnalată în Badenianul superior din Bulgaria. Este o formă găsită pentru prima dată în România.

Chlamys latissima (Brocchi, 1814)
(pl. IX, fig. 1)

Pecten latissimus Br. - Hörnes (1870), p. 395, pl. LVI, pl. LVII;

Macrochlamys latissima Br. - Sacco (1897), XXIV, p. 32, 33, pl. IX, fig. 5, var. *gibopiana* Sacco, pl. X, fig. 6;

Pecten (Grandipeclen) latissimus Br. - Friedberg (1936), p. 215, pl. XXXV, fig. 1;

Chlamys latissima Brocchi-Roger (1939), p. 37, pl. XVIII, fig. 1, pl. XIX, fig. 1, pl. XXVIII, fig. 1;

Chlamys latissima (Brocchi) - Csepreghy-Meznerics (1960), p. 33, pl. XXX și XXXI.

În calcarele badeniene de la Minișul de Sus am găsit o valvă incompletă precum și 7 – 8 fragmente, pe care le-am recunoscut ușor ca aparținând acestei specii. Cochilia este mare, masivă, puțin inechilaterală și inechivalvă. Convexitatea este slabă, mai ales la valva dreaptă. Suprafața externă a valvei drepte are 4 coaste late radiare, despărțite prin spații la fel de largi. Între ultima coasă și marginea cochiliei mai apare o coasă mică și cîteva costule. Valva stîngă este ceva mai bombată și are numai 3 coaste radiare principale. Coastele sunt săturate mai bine reliefate în regiunea de maximă convexitate, ele devenind tot mai sterse înspre mar-



ginea paleală. În spațiile intercostale, și în mai mică măsură pe coaste, se găsesc cîteva costule radiare (de obicei 4 ori 5). Ornamentația concentrică constă din striuri de creștere cu aspect de lamele ondulate și dese, mai bine vizibile înspre marginea valvei. Impresiunea musculară rotunjită.

Ch. latissima poate atinge dimensiuni gigantice, chiar peste 400 mm în diametru (după Sacco). Exemplarele studiate, judecînd după lățimea coastelor, aveau un diametru în jur de 170–180 mm, iar grosimea maximă a valvelor ajungea la unele exemplare de 1,5 cm.

În cuprinsul speciei *latissima*, se individualizează în regiunile Paratethysului central, o interesantă varietate cunoscută sub numele de *Ch. latissima nodosiformis* (De Serres). Această varietate se remarcă printr-o convexitate mult mai pronunțată a ambelor valve, care săt apăra la fel de bombate. Ornamentația radiară este mai bine dezvoltată în comparație cu *Ch. latissima*, costulele săt mai puține și apar mai mult pe coaste decît pe intervalele dintre acestea, iar coastele valvei stîngi prezintă o serie de noduri caracteristice.

Exemplarele găsite la Minișul de Sus aparțin formei tipice de *Ch. latissima*, ele săt foarte slab bombate, nu au noduri, iar costulele apar mai ales pe spațiile intercostale. Aceste caractere fac ca formele studiate să se apropie destul de mult de varietatea găsită în depozitele etajului Helvetiano din Italia, numită *Ch. latissima giboplana* Sacco.

Ch. latissima, are o largă răspîndire în domeniul mediteran și mai puțin atlantic, ea este cunoscută prin varietatea *restitutens* Fontanelles încă din Burdigalianul de pe Valea Rhonului.

În regiunile Paratethysului, specia este răspîndită în Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică și țara noastră (bacinul Bahnei, Lăpuși).

Genus : *Hinnites* De France, 1821

Hinnites brussoni leufroyi De Serres, 1829

(pl. X, fig. 7; pl. XI, fig. 1–4)

Hinnites defrancei Mich.-Hörnel (1870), p. 423, pl. LXVII, fig. 1–4;

Hinnites brussoni var. *taurinensis* Sacco-Sacco (1897), XXIV, p. 11, pl. II, fig. 8;

Hinnites leufroyi De Serres var. *defrancei* (Micht.)-Sacco (1897), XXIV, p. 11, pl. II, fig. 5–7;

Hinnites leufroyi De Serres-Schaffer (1910), p. 32, pl. XV, fig. 7;

Chlamys brussoni De Serres var. *leufroyi* De Serres-Roger (1939), p. 175, pl. XXIII, fig. 7, 8, pl. XXIV, fig. 1–3;

Hinnites leufroyi Serres-Steininger et al. (1971) p. 423, pl. XXVII, fig. 3.



Am găsit din această interesantă și rară specie, cunoscută prin marea ei variabilitate generată de modul de viață fixat, 3 valve stîngi bine păstrate. Mai frecvent au fost întâlnite din această specie valvele stîngi, cele drepte, prin care animalul se fixa se găsesc extrem de rar. În stadiile sale de început, valvele și mai ales valva stîngă, prezintă caracterele genului *Chlamys*. Mai tîrziu după fixare, deci în faza adultă, *Hinnites* se îndepărtează de Pectinidae, apropiindu-se mai mult de Ostreidae și Spondylidae. Momentul fixării cochiliei este marcat pe suprafața externă, prin schimbarea (simplificarea) caracterului ornamentației și de multe ori prin acoperirea porțiunii de valvă dezvoltată după fixare, printr-o peliculă de carbonat de calciu nodular, precipitat.

Valvele sunt destul de groase, ușor alungite umbono-paleal. Valva stîngă foarte puțin convexă, are un unghi apical de 95°, o linie cardinală dreaptă, un umbone ascuțit și două urechiușe ușor asimetrice, pe care se pot vedea 6 – 7 costule radiare slab noduroase. Ornamentația este reprezentată prin coaste radiare principale, ușor ascuțite, prevăzute din loc în loc cu solzi mici. Coastele sunt în număr de 12 – 14, ele fiind mai bine vizibile în zona apicală unde formează o suprafață cu aspect de evantai, după care se continuă flexuate și din ce în ce mai estompeate înspre marginea valvei. Pe suprafață în evantai, precum și pe urechiușe, la microscop, se poate vedea o ornamentație fină reticulară, cu aspect de briozăre. Tot în zona apicală, între coastele principale, din loc în loc pot să apară coaste mai mici, în număr de 7 – 9, care nu se mai continuă în restul valvei. În plus față de ornamentația menționată pe suprafața valvelor se mai găsesc striuri sau zone de creștere asemănătoare cu ale Ostreidelor.

Platoul cardinal este aproape neted, iar foseta ligamentară are o formă triunghiulară alungită destul de adincă. Suprafața internă la formele cercetate este netedă, fără a se putea observa pliurile semnalate la formele de *Ch. brussoni* găsite în Burdigalianul din Franța. Impresiunea musculară este mare rotunjită, puțin excentrică.

Dimensiuni : d.u.p. = 33,5 mm ; d.a.p. = 28 mm ; convex. = 7 mm ;
d.u.p. = 34 mm ; d.a.p. = 29 mm ; convex. = 6 mm.

Modul de viață fixat al acestor lamelibranhiate, pornind mai ales de la stadiul fixat, le face variabile atât în ceea ce privește forma cît și ornamentația. În acest sens Roger (p. 177) arată că între cele două specii apropiate *H. brussoni* și *H. leufroyi*, care se deosebesc doar prin detalii de costulație, provenite din Burdigalianul din Languedoc și Bouches du Rhône, a putut observa o întreagă gamă de trecere. Din acest motiv



Roger a reunit aceste două forme sub numele de *Ch. brussoni leufroyi* (pl. XXIII, fig. 7).

H. brussoni leufroyi prezintă unele asemănări cu *Ch. crispa*, de care se deosebește prin talia sa mai mică, ornamentația sa microscopică cu alura de briozare, prin coastele mai bine evidențiate și prin fanta sa ligamentară triunghiulară.

Cu privire la încadrarea acestor specii la genul *Chlamys* sau *Hinnites*, părerile sunt împărțite. Unii autori (Roger, Csepreghy-Meznerics) bazați pe forma pe care o are cochilia în fază tânără, cînd animalul trăia nefixat, consideră aceste forme ca aparținînd genului *Chlamys*. Majoritatea autorilor pun mai mare accent pe particularitățile morfologice ale exemplarelor adulte, considerînd fază tânără ca un stadiu nepionic anormal de lung, reprezentînd o fază a evoluției grupului, importantă din punct de vedere filogenetic, fără însă a le fi particulară (Cosma - Peyrot, 1914, p. 341). Într-adevăr, *Hinnites* în stare adultă se îndeplinează mult de caracterele Pectinidelor, mai ales prin forma impresiunilor musculare și paleale, prin sănierză, prin modul de viață. Noi fiind lipsiți de posibilitatea de a face un studiu ontogenetic al acestui grup, în colecția noastră negăsindu-se decît 3 exemplare adulte, opiniem, deocamdată, pentru atribuirea speciei cercetate genului *Hinnites*.

În Miocenul din Paratethysul central, au fost semnalate pînă în prezent următoarele specii de *Hinnites*: *H. defrancei* Mich., *H. leufroyi* Serres, *H. brussoni taurrinensis* Sacco, *H. brussoni taurocostata* Sacco. Dintre aceste specii, *H. defrancei*, descrisă și figurată de Höernes (p. 423, pl. 47, fig. 1-4) aparține, aşa cum arată Roger (p. 177), formei de *H. brussoni*, intrînd în sinonimia acesteia. *H. leufroyi* și *H. brussoni taурinensis*, semnalate din Eggenburgianul din bazinul Vienei și figurate de Schaffer (pl. 15, fig. 6, 8) și de Steiner et al. (pl. 27, fig. 3, 7), nu se deosebesc între ele decît prin forma mai lată a speciei *H. leufroyi*. Ornamentația externă a cochiliilor și în special cea din zona apicală, este aceeași la ambele specii figurate. În consecință credem că și în cazul acestor forme este mai corectă încadrarea lor la *H. brussoni leufroyi*. În ceea ce privește forma de *H. brussoni taurocostata*, întîlnită în Ottangianul din Ungaria (Csepreghy-Meznerics, 1960, p. 36, pl. 34, fig. 1), aceasta se deosebește de *H. brussoni leufroyi* prin coastele sale mai fine și mai dese.

În depozitele badeniene din țara noastră, specia descrisă a mai fost semnalată la Lăpugi, cu numele de *H. leufroyi*.

Familia : **Spondylidae**

Genus : *Spondylus* Linné, 1758

Spondylus crassicostata vindobonensis Sacco, 1898

(pl. XI, fig. 5)

Spondylus crassicosta Lam. - Höernes (1870), p. 429, pl. LXVII, fig. 7;

Spondylus crassicosta v. *vindobonensis* Sacco - Sacco (1898), p. 6;

Spondylus crassicosta v. *vindobonensis* Sacco - Kojumdgieva (1960), p. 76, pl. XXVI, fig. 4, 5.

Din această formă am găsit la Minișul de Sus două valve incomplete. Cochilia este masivă cu contur rotunjit, inechivalvă, cu urechile ușor inegale. Ornamentația este reprezentată prin coaste radiare, dintre care unele sunt mai bine dezvoltate și prevăzute cu țepi de cîțiva mm lungime. La unele forme, 4 dintre aceste coaste, din zona mediană sunt mai pronunțate. La exemplarele cercetate, la fel ca și la formele date de Kojumdgieva din Bulgaria, nu se observă atât de pregnant această diferențiere. Coastele secundare, grupate cîte 2 – 4, între cele principale, sunt mai fine și au aspectul unui șirag noduros prevăzut uneori cu țepi mici.

Specia a fost semnalată din depozitele badeniene din Austria, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică, Bulgaria. În țara noastră această formă a fost întîlnită în bazinul Bahnei, la Lăpugi și Buituri.

Familia : **Anomiidae**

Genus : *Anomia* (Linné) Müller, 1776

Anomia (*Anomia*) *ephippium ornata* Schaffer, 1910

(pl. XII, fig. 1,2)

Anomia ephippium L. var. *ornata* Schaffer - Schaffer (1910), p. 25, pl. XII, fig. 14;

Anomia (*Anomia*) *ephippium ornata* Schaffer - Hinculov (1968), p. 91, pl. X, fig. 1a, 1b,

Avem o singură valvă, care corespunde descrierii și figurației date de Schaffer pentru această varietate. Caracteristica principală a acestei varietăți este forma umbonului, alungit și îngustat, precum și conturul valvei, alungit și posterior. Suprafața valvei are striuri de creștere rare și bine evidențiate, precum și numeroase coaste radiare, înguste, destul de neregulate, care par să fie formate din șiruri aranjate ca niște țigle.

Dimensiuni : d.u.p. = 38 mm ; d.a.p. = 38 mm ; convex. = 10 mm.

Această formă cunoscută din Eggenburgianul din Austria, a mai fost semnalată în țara noastră din Badenianul din bazinul Mehadiei.



Anomia (Anomia) ephippium rugulostriata Brönn., 1831
 (pl. XII, fig. 3–6)

Anomia ephippium L. var. *ruguloso-striata* Brocchi in Brönn. - Sacco (1897), XXIII, p. 34, pl. X, fig. 18–24;

Anomia ephippium Linnaeus var. *rugulostriata* Brönn. - Moisescu (1955) p. 102, pl. V, fig. 11, 12, pl. VI, fig. 10–12;

Anomia (Anomia) ephippium rugulostriata Brönn. - Hinculov (1968), p. 90, pl. IX, fig. 2–5.

Atribuim acestei varietăți două valve stîngi găsite la Minișul de Sus. Conturul valvei este variabil, iar suprafața prezintă un desen de asemenea variabil. Unele forme au coaste radiare rare și rugoase, între care se găsesc numeroase striuri radiare fine și încrețite. Caracteristic pentru această varietate sunt impresiunile musculare în număr de 3, așezate pe pata albă; o impresiune mai mare și rotundă și două mai mici, aproape egale, așezate una lîngă cealaltă sub impresiunea mare.

Această formă are o largă răspîndire stratigrafică și geografică în Europa vestică și centrală. În țara noastră a fost întîlnită în Badenianul din bazinul Bahnei și al Mehadiei.

Anomia (Anomia) ephippium cylindrica Gmelin, 1790
 (pl. XI, fig. 6–8)

Anomia ephippium L. var. *cylindrica* Gmelin - Sacco (1898), XXIII, p. 34, pl. X, fig. 17;

Anomia (Anomia) ephippium cylindrica Gmelin - Hinculov (1968), p. 90 pl. IX, fig. 6a, b.

Dimensiuni: d.u.p. = 10 mm; d.a.p. = 17 mm; convex. = 6 mm.

La Minișul de Sus am găsit 6 valve din această formă. Este cunoscută din Miocenul mediu și Pliocenul marin din Italia, precum și din Badenianul din Cehoslovacia. În România a mai fost întîlnită în bazinul Mehadiei.

Anomia (Anomia) ephippium hörnisi Foresti, 1893
 (pl. XI, fig. 9,10)

Anomia ephippium L. var. *hörnisi* Foresti - Sacco (1898), XXIII, p. 36, pl. X, fig. 36–38;

Anomia (Anomia) ephippium hörnisi Foresti - Hinculov (1968), p. 90, pl. IX, fig. 7a, b;

Anomia ephippium hörnisi Foresti - Steininger et al. (1971), p. 429, pl. XXVIII, fig. 2.

Deținem de la Miniș, două valve pe care le-am atribuit acestei varietăți cunoscută din Eggenburgianul din Austria, Miocenul mediu din Italia și Turcia, iar din țara noastră din Badenianul din bazinul Mehadiei.



Familia : **Ostreidae**

Genus : *Crassostrea* Sacco, 1897

Crassostrea gryphoides (Schlotheim, 1813)

(pl. XIII)

Ostrea gryphoides Schlotheim - Korobkov (1951), p. 64, pl. IV, fig. 1, pl. V fig. 1, 2, pl. VI, fig. 1 (cum syn.) ;

Crassostrea gryphoides (Schlotheim) - Steininger et al. (1971), p. 431.

Avem din această specie, extrem de variabilă, doar o singură valvă inferioară, găsită în calcarele organogene de la Minișul de Sus. Cochilia este masivă de dimensiuni mari, mult alungită, cu un umbone ascuțit și alungit, curbat spre partea posterioară. Area cardinală posedă o fosă ligamentară destul de adâncă, alungită, mărginită de două creste longitudinale. Spre exterior crestele sunt mărginite și ele de către un șanț, de la care structura foioasă a valvei devine evidentă. Pe area cardinală această structură este marcată prin numeroase striuri transversale mai mult sau mai puțin evidente.

Impresiunea musculară este plasată către marginea posterioară, ceva mai jos de mijlocul valvei, este puțin adâncă, semicirculară, retezată anterior.

Valva superioară este mai mică, mai subțire, mai îngustă, plată sau foarte puțin bombată. Atât valva inferioară cât și cea superioară au suprafața externă formată din pături concentrice lameloase, dese și grosolane.

Dimensiuni : d.u.p. = 180 mm ; d.a.p. = 80 mm.

Această specie este menționată în depozitele miocene din Europa. În România a fost întîlnită în Badenianul din bazinul Bahnei, al Mehadiei, Beiuș, Șimleu, Lăpuți, Buituri.

Crassostrea miocucullata (Schaffer, 1910)

(pl. XVI, fig. 1,2)

Ostrea (Ostreola) miocucullata Schaffer-Schaffler (1910), p. 20, pl. X, fig. 2, 3 ; pl. XI, fig. 1-5 ;

Crassostrea miocucullata (Schaffer) - Steininger et al. (1971), p. 431, pl. XXIX, fig. 1 ; pl. XXXI, fig. 3.

Am găsit din această specie o singură valvă stîngă. Forma cochiliei este variabilă ; valva găsită de noi este aproape triunghiulară cu baza rotunjită. Umbolele foarte puternic, este alungit și răsucit spre partea anteroară. Area cardinală mare, lățită, cu striațiuni transversale evidente, cu o fosă ligamentară destul de adâncă mărginită de două creste longitudinale.



dinale rotunjite, delimitate spre exterior de cîte un sănț. Aceste sănțuri (jghiaburi) se continuă pe marginile laterale ale valvei pînă în dreptul impresiunii musculare. Partea interioară este adîncită, continuindu-se puțin sub tîțină. Impresiunea musculară este mare, semilunară, împinsă spre partea posterioară, ceva mai jos de mijlocul valvei. Suprafața externă a valvei este bombată și acoperită cu sbîrcituri și ridicături neregulate.

Dimensiuni : d.u.p. = 90 mm ; d.a.p. = 70 mm ; convex. = 31 mm.

Specia aceasta a fost descrisă din Eggenburgianul din Austria. Este semnalată pentru prima dată în Badenianul din România.

Genus : *Ostrea* Linné, 1858

Ostrea (Ostrea) lamellosa Brocch i, 1814

(pl. XIV, fig. 1, 2)

Ostrea lamellosa Brocch i - Hörnnes (1870), p. 444, pl. LXXI, fig. 1-4 ; pl. LXXII, fig. 1, 2 ;

Ostrea lamellosa Brocch . - Schaffer (1910), p. 13, pl. I, fig. 6-10 ; pl. II, fig. 1, 2 ;

Ostrea (Ostrea) lamellosa Brocch i - Steininger et al. (1971), p. 432.

Sîntem în posesia a 3 valve provenite de la Minișul de Sus și care se încadrează particularităților acestei specii. Cochilia este masivă, cu pereții groși formați din pături (lamele) de creștere, care-i conferă un aspect foios. Valva inferioară, cu contur de obicei ovoidal sau chiar rotund, îngăzduiește o grosime maximă în zona umbonului. Platoul cardinal este scurt, larg triunghiular și brăzdat de striuri transversale. Impresiunea musculară mare, semilunară, așezată aproape central. Suprafața externă prezintă un aspect de obicei neregulat, rezultat din structura lamelară a cochiliei. Unele forme pot avea și cîteva pliuri radiale, fapt care le apropiie de *O. lamellosa boblayei*.

Valva superioară este mai mică, mai subțire, aproape plană sau foarte puțin bombată.

O. lamellosa este o formă variabilă, ea prezintă unele asemănări cu *O. edulis* Linné, de care se deosebește prin masivitatea și mărimea valvelor, precum și prin ligamentul mai lat.

Forma cunoaște o răspîndire începînd din Eggenburgian și pînă în Badenianul superior din Paratethysul central.

Ostrea (Ostrea) lamellosa boblayei (Deshays, 1852)

(pl. XV, fig. 1,2)

Ostrea lamellosa Brocch . var. *Boblayei* Desh . - Schaffer (1910), p. 14, pl. II, fig. 3 ; pl. III, fig. 1, 2 ;



Ostrea lamellosa Br. var. *Boblayei* Deshayes - Friedberg (1936), p. 267, pl. XLVII, fig. 1; pl. XLIX, fig. 1; pl. L, fig. 1;

Ostrea (Ostrea) lamellosa boblayei (Deshayes) - Hinculov, (1968), p. 94, pl. XIV, fig. 2, 3; pl. XV, fig. 1, 2.

Deținem 5 valve din această varietate. Forma a fost separată inițial de către Deshayes ca o specie aparte. Datorită faptului că prezintă o serie de caractere foarte apropiate de *O. lamellosa*, ulterior Schaffer (1910) o consideră doar o varietate.

Caracteristica distinctivă, a varietății *boblayei* este ornamentația exterioară a valvei stîngi, reprezentată prin numeroase coaste radiare proeminente și destul de regulate, care la întretăierea cu zonele de creștere, formează solzi mai mult sau mai puțin dezvoltăți. Valva superioară este mai mică, mai subțire, puțin bombată, cu suprafața exterioară prevăzută numai cu zone concentrice de creștere.

Dimensiuni: d.u.p. = 96 mm; d.a.p. = 92 mm; convex. = 25 mm.

Această formă este menționată din depozitele helvețiene și tortoniene din Europa vestică, Africa de Nord, Asia Mică, Ottnangianul și Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică. Din țara noastră este semnalată din Badenianul din bazinul Mehadii, Delinești (Banat), Tusa (Șimleu), Lăpugi etc.

Ostrea (Ostrea) digitalina Dubois, 1831

(pl. XVI, fig. 3, 4)

Ostrea digitalina Dubois - Paucă (1932), p. 205, pl. V, fig. 1-4;

Ostrea digitalina Dubois - Moisescu (1955), p. 108, pl. VIII, fig. 1-4;

Ostrea digitalina Dubois - Hinculov (1968), 94, pl. XIII, fig. 2; pl. XIV, fig. 1.

Avem cîteva valve inferioare și superioare, găsite la Minișul de Sus, ale căror caractere corespund acestei specii, cunoscută începînd cu Egerianul. În Badenian are o largă răspîndire fiind găsită în numeroase puncte din Austria, Cehoslovacia, Ungaria, Polonia, U.R.S.S., Bulgaria și țara noastră.

Ostrea (Ostrea) aff. granensis Fontaness, 1880

(pl. XVIII, fig. 1,2)

Ostrea granensis Font. - Schaffer (1910), p. 16, pl. VI, fig. 1-5;

Ostrea (Ostrea) granensis Fontaness - Steininger et al. (1971), p. 433, pl. XXXI, fig. 4.

Sîntem în posesia unei valve inferioare, pe care o încadrăm, cu foarte puține rezerve, la această specie. Valva este destul de masivă, convexă, cu un contur oval-triunghiular. Umbonele este ascuțit iar platoul



cardinal scurt și lat de formă triunghiulară. Impresiunea musculară semilunară, oblică. Suprafața valvei inferioare are numeroase coaste radiare neregulate, sub formă de pliuri, întrerupte de zone concentrice de creștere. La valva cercetată aceste pliuri nu apar la fel de bine dezvoltate pe toată suprafața valvei, ele fiind mai pregnante spre marginea paleală. În descrierea dată de Fontanées, se arată că aceste coaste sunt în număr de 30–32, ele fiind mai bine dezvoltate înspre marginea valvei, unde se bifurcă. Schaffer menționează că exemplarele găsite la Eggenburg, prezintă un contur mai triunghiular față de cele din Franța, ele formând o tranziție spre formele de *O. fimbriata* Grat. Forma de la Minișul de Sus prezintă aceleași caractere ca și exemplarele de la Eggenburg, cu deosebirea că nu am putut observa la ele bifurcarea pliurilor radiare.

Dimensiuni: d.u.p. = 67 mm; d.a.p. = 60 mm; convex. = 20 mm.
Specia este nouă pentru Badenianul superior din România.

Ostrea (Ostrea) edulis adriatica Lamarck, 1819
(pl. XII, fig. 7,8)

Ostrea edulis adriatica Lam.-Schaffer (1910), p. 12, pl. I, fig. 1–5;
Ostrea (Ostrea) edulis adriatica Lamarck-Hinculov (1968), p. 95, pl. XVI, fig. 1, 2;
Ostrea (Ostrea) adriatica Lamarck-Steininger et al. (1971), p. 432, pl. XXXII,
fig. 1.

Am găsit o singură valvă stîngă din această specie. Este o formă variabilă cu cochilia puțin alungită și cu un umbone ascuțit. Platoul cardinal triunghiular alungit, impresiunea musculară semilunară. Marginea posterioară în dreptul tîțînei prezintă o protuberanță ca un fel de ureche. Pe suprafața externă are numeroase coaste radiare neregulate, pe care păturile de creștere formează solzi.

Dimensiuni: d.u.p. = 45 mm; d.a.p. = 35 mm; convex. = 12 mm.

Specia este cunoscută din Eggenburgianul din Austria. La noi în țară a mai fost semnalată în Badenianul superior din bazinul Mehadiei.

Ostrea fimbriata crassa Schaffer, 1910
(pl. XVII fig. 1,2)

Ostrea fimbriata Grat. var. *crassa* Schaffer-Schaffer (1910), p. 17, pl. VII,
fig. 1–4;
Ostrea (Ostrea) fimbriata crassa Schaffer-Sieber (1957), p. 176.

Am găsit în depozitele badeniene de la Minișul de Sus o singură valvă pe care o atribuim acestei varietăți. Valva este foarte groasă și puternic bombată. Grosimea foarte mare a celor două valve, aşa cum menționează Schaffer, reprezentă caracterul distinctiv al acestei

varietăți. Platoul cardinal lat, cu o fosă ligamentară foarte puțin adâncită, este brăzdat de striuri transversale. Impresiunea musculară mare, ovală, retezată anterior, este așezată aproape pe linia mediană, puțin mai jos de mijlocul valvei. Suprafața externă puternic bombată, maximul de grosime fiind în zona centrală a valvei, are o structură lamelară.

Dimensiuni : d.u.p. = 98 mm ; d.a.p. = 72 mm ; convex. = 42 mm.

Forma a fost descrisă din Eggenburgianul din Austria. Este semnalată pentru prima dată în Badenianul superior din România.

Genus : *Pycnodonta* Fischer von Waldheim, 1834

Pycnodonta cochlear navicularis (Brocchi, 1814)

(pl. XVIII fig. 3)

Ostrea (Pycnodonta) cochlear Poli var. *navicularis* Brocchi - Paucă (1932), p. 204, pl. VI, fig. 1-4 ;

Pycnodonta cochlear var. *navicularis* (Brocchi) - Koju mudgieva (1960), p. 77, pl. XXVII, fig. 2, 3 ;

Pycnodonta cochlear navicularis (Brocchi) - Hinculov (1968), p. 97, pl. XVII, fig. 4-6.

Cele 4 valve găsite la Minișul de Sus, se încadrează în descrierea și figurația dată pentru această specie de către autorii mai sus citați.

Specia este cunoscută începând cu Burdigalianul pînă în Pliocenul marin din bioprovincia mediterană și atlantică. În Paratethys forma se găsește frecvent în depozitele badeniene din Austria, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică, Bulgaria și țara noastră.

Pycnodonta leopolitana (Niedzwiedsky, 1909)

(pl. XII, fig. 9-11)

Pycnodonta leopolitana Niedzwiedsky - Friedberg (1936), p. 261, pl. XLV, fig. 1-3, pl. XLVIII, fig. 2 ;

Pycnodonta leopolitana Niedzwiedsky - Koju mudgieva (1960), p. 78, pl. XXVII, fig. 4, 5 ;

Pycnodonta leopolitana Niedzwiedsky - Hinculov (1968), p. 97, pl. XVII, fig. 7a,b.

Din această specie am găsit 2 valve stîngi și 1 dreaptă. Cochilia este în general de talie mică, oval alungită, nu prea masivă, cu un umbone ascuțit, alungit și plecat spre partea posterioară. Valva stîngă are o aree cardinală triunghiulară, cu o fosă ligamentară distinctă și îngustă. Impresiunea musculară este mare aproape rotundă, așezată aproximativ la mijlocul valvei, puțin spre marginea posterioară. Marginile valvei au o linie de obicei neregulată, putînd face și unele protuberanțe, aşa cum se poate vedea la unele din valvele găsite la Minișul de Sus. Partea interioară a valvelor este destul de adâncită, cu aspect



de pară, ea continuindu-se puțin sub țîțină. Suprafața externă a valvei stîngi (inferioare) are un relief vălurit neregulat, precum și striuri concentrice de creștere.

Valva dreaptă, la fel de bombată ca cea stîngă, cu un umbone la fel de ascuțit și îndoit, are o suprafață externă mai netedă, prevăzută numai cu striuri concentrice de creștere.

Dimensiuni : d.u.p. = 37 mm ; d.a.p. = 28 mm ; convex. = 11 mm.
d.u.p. = 33 mm ; d.a.p. = 23 mm ; convex. = 8 mm.

Această formă a fost descrisă din depozitele badeniene din Ucraina vestică, ea fiind semnalată și în Badenianul din Bulgaria și țara noastră (bazinul Mehadiei).

Familia : **Carditidae**

Genus : *Cardita* Bruguière, 1792

Subgenus : *Cardiocardita* Blainville, 1824

Cardita (Cardiocardita) partschi Goldfuss, 1840
(pl. XVIII, fig. 4,5)

Cardita (Venericardia) partschi Goldfuss - Moisescu (1955), p. 87, pl. IV, fig. 5-8;
Cardita (Cardiocardita) partschi Goldfuss - Hinculov (1968), p. 98, pl. XIX, fig. 1.

Am găsit din această specie doar 3 exemplare. Este o formă foarte frecventă în depozitele badeniene din Paratethysul central. Apare din Carpatian. În România se găsește în numeroase puncte fosilifere de vîrstă badeniană (Lăpugi, Buituri, Coștei, Tusa, bazinul Mehadiei, bazinul Bahna, Delinești, bazinul Beiuș, etc.)

Subgenus : *Megocardita* Sacco, 1899

Cardita (Megocardita) jouanneti Basterot, 1825
(pl. XVIII, fig. 6)

Cardita (Megocardita) jouanneti Basterot - Moisescu (1955), p. 86, pl. IV, fig. 1-4;
Cardita (Megocardita) jouanneti Basterot - Hinculov (1968), p. 98, pl. XIX, fig. 2.

Dimensiuni : d.u.p. = 42 mm ; d.a.p. = 49 mm ; convex. = 17 mm.

În calcarele badeniene de la Miniș am găsit 2 valve din această specie, cunoscută începînd cu Helvețianul. În Paratethysul central este foarte răspîndită în depozitele badeniene.

Cardita (Megocardita) jouanneti dertavicula Sacco, 1899
(pl. XVIII, fig. 7,8)

Megocardita jouanneti Baster. var. *dertavicula* Sacco - Sacco (1899), XXVII, p. 10,
pl. III, fig. 6-8;



Cardita (Megacardita) jouanneti dertavicula Sacco - Csepreghy - Meznerics (1956), p. 425, pl. XIII, fig. 1-6.

Dimensiuni : d.u.p. = 13,5 mm ; d.a.p. = 15 mm ; convex. = 5,2 mm.
d.u.p. = 12,3 mm ; d.a.p. = 13 mm ; convex. = 4,3 mm.

Am atribuit acestei varietăți două valve, care se deosebesc de specia tip prin conturul lor mai alungit, și coastele care înspre marginea anterioară sunt noduroase.

Varietatea a fost descrisă din Tortonianul din Italia. A mai fost semnalată în Badenianul din Ungaria. Este pentru prima dată citată în Badenianul din România.

Familia : Isocardiiidae

Genus : *Isocardia* Lamarck, 1799

Isocardia (Isocardia) cor (Linnaé, 1758)

(pl. XVIII, fig. 12)

Isocardia (Isocardia) cor Linnaeus - Moisescu (1955), p. 90, pl. VII, fig. 13, 14 ;
Isocardia (Isocardia) cor (Linnaé) - Kojumdgieva (1960), p. 49, pl. XIV, fig. 3, 4.

Deținem 4 mulaje de valvă, găsite în depozitele badeniene din regiunea cercetată. Formele prezintă toate caracterele principale ale acestei specii.

Dimensiuni = d.u.p. = 50 mm ; d.a.p. = 49 mm ; convex. = 23 mm.

Specia este frecventă în depozitele badeniene din Austria, Ungaria, Polonia, Bulgaria. Din România a fost citată în Badenianul din Oltenia, bazinul Mehadii, bazinul Beiuș, Tusa, Lăpuți-Buituri, bazinul Baia Mare.

cf. *Isocardia* sp.

(pl. XVIII, fig. 9)

Atribuim, sub rezervă, acestui gen un mulaj intern, care reprezintă o cochilie echivalvă, alungită, cu un umbone mare, împins mult înainte. De la umbone înspre partea posterioară se dezvoltă o creastă puternică diagonală. Partea posterioară mult alungită și trunchiată. Forma găsită prezintă afinități cu *I. subtransversa* d'Orbigny.

Dimensiuni : d.u.p. = 27 mm ; d.a.p. = 34 mm ; convex. = 12 mm.

Familia : Ungulinidae

Genus : *Taras* Rissö, 1826

Taras rotundatus (Montagu, 1803)

Taras rotundatus (Montagu) - Baluț (1970), p. 135, pl. IV, fig. 3, 4.



Am găsit la Minișul de Sus un singur exemplar, pe care l-am atribuit acestei specii, care apare răspândit în tot cuprinsul Miocenului.

Familia : **Lucinidae**

Genus : *Lucina* Bruguière, 1792 (Schum. 1817)

(*Phacoides* Blainville, 1824)

Subgenus : *Linga* Gregorio, 1885

Lucina (Linga) columbella Lamarck, 1818

(pl. XVIII, fig. 10,11)

Lucina (Linga) columbella Lamarck-Moisescu (1955), p. 74, pl. I, fig. 4-7;

Lucina (Linga) columbella Lamarck-Hinculov (1968), p. 99, pl. XIX, fig. 5.

Dimensiuni : d.u.p. = 16 mm ; d.a.p. = 15,5 mm ; convex. = 7 mm.

d.u.p. = 22 mm ; d.a.p. = 19,5 mm ; convex. = 10 mm.

Această specie, din care am găsit doar 2 exemplare, este una dintre cele mai frecvente lamelibranhiate întâlnită în depozitele badeniene din Paratethysul central.

Subgenus : *Myrtea* Turtton, 1822

Lucina (Myrtea) spinifera (Montagu, 1803)

Lucina (Myrtea) spinifera (Montagu) - Koju mudgieva (1960), p. 30, pl. IX, fig. 12, 13.

Specie cunoscută din depozitele ottangiene și badeniene. La Minișul de Sus apare foarte rar (am găsit 1 exemplar).

Subgenus : *Dentilucina* Fischer, 1887

Lucina (Dentilucina) michelotti Meyer, 1858

(pl. XVIII, fig. 14)

Lucina (Dentilucina) michelotti Meyer - Koju mudgieva (1960), p. 30, pl. IX, fig. 14,15.

Formă citată din Helvețianul și Tortonianul din Europa vestică. În Badenian a fost semnalată în Ucraina vestică și Bulgaria.

Genus : *Codakia* Scopoli, 1777

Codakia cf. *leonina* (Basterot, 1825)

(pl. XVIII, fig. 13)

Codakia (Codakia) leonina (Basterot) - Koju mudgieva (1960), p. 33, pl. X, fig. 4.

Această specie în domeniul Paratethysului central este caracteristică pentru Badenian. La Minișul de Sus este rară.



Genus : *Loripes*, Polli, 1791

Loripes (Loripes) dujardini (Deshayes, 1850) (Hörnes, 1865)
(pl. XIX, fig. 1,2)

Loripes (Loripes) dujardini (Deshayes) - Hinculov (1968), p. 100, pl. XIX fig. 8.

Specie cunoscută în tot Miocenul. La Minișul de Sus este rară.

Subgenus : *Microloripes* Cossmann, 1910

Loripes (Microloripes) dentatus (Defrance, 1823)
(pl. XIX, fig. 3,4)

Loripes (Microloripes) dentatus (Defr.) - Csepreghy-Meznerics (1954), p. 86,
pl. XI, fig. 3.

Dimensiuni : d.u.p. = 4 mm; d.a.p. = 3,8 mm; convex. = 1,4 mm.

Și această specie are o largă răspândire în cadrul Miocenului din Europa. La Minișul de Sus se găsește rar.

Genus : *Saxolucina* Stewart, 1930

Subgenus : *Megaxinus* Brugnone, 1880

Saxolucina (Megaxinus) bellardiana Mäyer, 1864
(pl. XIX, fig. 5)

Megaxinus Bellardiana (Mäy.) - Sacco (1901), XXIX, p. 75, pl. XVII, fig. 29, 37;

Miltha (Megaxinus) Bellardiana (Mäyer) - Cossmann-Peyrot (1911), p. 658, pl.
XXVII, fig. 10-13;

Megaxinus bellardianus (Mäyer) - Csepreghy-Meznerics (1954), p. 86, pl. XI,
fig. 14, 15;

Saxolucina (Megaxinus) bellardiana (Mäy.) - Sieber (1957), p. 180.

În calcarele organogene de la Minișul de Sus am găsit 2 valve din această specie. Cochilia de talie mare, inechilaterală, puțin convexă, cu o depresiune în partea posterioară care se termină printr-o mică sinuositate a marginii paleale. Suprafața valvelor este acoperită cu lamele concentrice, dese și destul de regulate.

Dimensiuni : d.u.p. = 57 mm; d.a.p. = 60 mm; convex. = 10mm.

Formă care datează din Acvitaniian. În Badenian a fost semnalată în Austria și Ungaria. În Badenianul din România a mai fost întâlnită în bazinul Bahnei.

Saxolucina (Megaxinus) incrassata (Dubois, 1831)
(pl. XIX, fig. 6)

Lucina incrassata (Dub.) - Höernes (1870), p. 225, pl. XXXIII, fig. 1;

Megaxinus incrassata (Dubois) - Moisescu (1955), p. 75, pl. I, fig. 8, 9;

Saxolucina (Megaxinus) incrassata (Dub.) - Sieber (1957), p. 180.



Sîntem în posesia a 6 exemplare din această specie. Forma se asemăna cu *S. bellardiana*, deosebindu-se de aceasta prin lipsa depresiunii din partea posterioară, și prin striurile concentrice mai puțin dezvoltate.

Dimensiuni: d.u.p. = 36 mm; d.a.p. = 38 mm; convex. = 17,5 mm.
d.u.p. = 25,5 mm; d.a.p. = 27,5 mm; convex. =
= 11,5 mm.

Această specie apare din Burdigalian. În Tortonian a fost semnalată în Franța, Italia, Asia Mică. Din Badenian este cunoscută din Austria, Ungaria, Polonia, vestul Ucrainei, Bulgaria. În România a fost întîlnită în Badenianul de la Lăpugi-Buituri, bazinul Bahnei.

Genus : *Divalinga* Chavagn, 1951 (*Divaricella* Martens, 1880)

Divalinga ornata (Gassiz, 1845)

Divaricella (Lucinella) ornata Gassiz - Moisescu (1955), p. 78, pl. II, fig. 1;

Divalinga ornata Gassiz - Hinculov (1968), p. 101, pl. XX, fig. 4-6.

La Minișul de Sus am găsit 2 valve din această specie, ușor de recunoscut datorită mai ales unei ornamentații vălurite foarte caracteristice.

Specia este semnalată încă din Oligocen. În Badenian apare mai în toate punctele fosilifere din Europa centrală și parțial estică.

Genus : *Laevicardium* Swanson, 1840

Subgenus : *Trachycardium* Mörech, 1853

Laevicardium (*Trachycardium*) *multicostatum miorotundatum*

(Sacco, 1899)

(pl. XIX, fig. 8,9)

Trachycardium multicostatum var. *rotundatum* Sacco - Sacco (1899), p. XXVII, p. 42,
pl. X, fig. 3,4;

Laevicardium (*Trachycardium*) *multicostatum miorotundatum* (Sacco) - Kojumdgieva
(1960), p. 44, pl. XV, fig. 5.

Dimensiuni: d.u.p. = 16,5 mm; d.a.p. = 16,5 mm; convex. =
= 6 mm.

Această specie este răspîndită în tot Miocenul. În Badenianul din țara noastră a fost semnalată la Lăpugi-Buituri, bazinul Mehadiei, Tusa.

Genus : *Cardium* Linné, 1758

Subgenus : *Acanthocardia* Gray, 1851

Cardium (Acanthocardia) barrandei schafferi (Kautsky, 1925)

(pl. XX, fig. 1)

Cardium (Acanthocardia) turonicum Mayer-Moisescu (1955), p. 81, pl. II, fig. 5,6;
Cardium (Acanthocardia) barrandei schafferi (Kautsky)-Hinculov (1968), p. 104,
 pl. XXI, fig. 11-14 (cum syn.).

Specie frecventă (zeci de exemplare) în calcarele de la Minișul de Sus. Formă de talie mijlocie, aproape rotundă, cu umbonele aproximativ central, înălțat și înclinat puțin deasupra platoului cardinal. Suprafața valvelor ornamentată cu 17-20 coaste radiare, prevăzute cu cîte un sir de tuberculi, vizibili mai ales spre marginea anterioară a valvei. Spațiile intercostale sunt adînci, mai înguste și prezintă striuri dese și fine concen-trice, care nu trece pe coaste.

Dimensiuni : d.u.p. = 36 mm ; d.a.p. = 36 mm ; convex. = 14 mm.

d.u.p. = 34 mm ; d.a.p. = 35 mm ; convex. = 13,5 mm.

d.u.p. = 38 mm ; d.a.p. = 39 mm ; convex. = 15,5 mm.

d.u.p. = 17 mm ; d.a.p. = 16,5 mm ; convex. = 6 mm.

Această specie are o largă răspîndire geografică în Badenianul din Austria, Ungaria, Cehoslovacia, Polonia, vestul Ucrainei, Bulgaria. În România a fost semnalată în Badenianul din bazinul Mehadiie, Lăpuși, Buituri, bazinul Șimleu (Tusa).

Subgenus : *Parvicardium* Monterosato, 1884 (*Papillocardium* Sacco, 1899)

Cardium (Parvicardium) papillosum Poli, 1791

Cardium (Parvicardium) papillosum Poli-Kojumdgieva (1960), p. 43, pl. XV, fig. 2, 3 (cum syn.).

Specie de talie mică, răspîndită în Miocenul din Europa vestică și centrală. La Minișul de Sus se găsește rar.

Cardium sp.

(pl. XIX, fig. 10,11)

Deținem 9 valve de cardiacee pe care deocamdată nu le putem atribui în mod cert vreunei specii. Forma valvelor este aproape rotundă convexă, cu un umbone central, bine dezvoltat și înclinat înspre platoul cardinal. Sculptura valvelor este formată din 17-18 coaste radiare, netede cu partea superioară rotunjită. Spațiile intercostale, la fel de late



ca și coastele, sănt tot netede, în secțiune fiind ușor convexe la mijloc și adâncite înspre margini.

Dimensiuni : d.u.p. = 20 mm ; d.a.p. = 20 mm ; convex. = 7 mm.

După aspectul și numărul coastelor exemplarele studiate prezintă afinității cu *Cardium (Acanthocardia) moeschanum* M a y . (S c h a f - f e r , pl. XXIX, fig. 12), de care se deosebește prin talia mai mică și prin conturul cochiliei mai rotund.

Genus : *Bucardium* G r a y , 1853

Bucardium hians danubianum (M a y e r , 1866)

(pl. XX, fig. 2)

Cardium (Bucardium) hians danubianum (M a y e r) - H i n c u l o v (1968), p. 104, pl. XXI, fig. 15 (cum syn.) ;

Bucardium hians danubianum (M a y e r) - S t e i n i n g e r et al. (1971), p. 444, pl. XXI, fig. 5.

Am găsit două mulaje care judecînd după dimensiuni, forma cochiliei și caracterul costăției corespund acestei specii.

Specia se cunoaște din Eggenburgianul din Austria, Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, Bulgaria și țara noastră.

Bucardium cf. *h ö r n e s i a n u m* G r a t e l o u p , 1832

(pl. XX, fig. 3)

Ringicardium hoernesianum G r a t e l o u p - S c h a f f e r (1910), p. 66, pl. XXXII, fig. 1,2 ;

Cardium (Bucardium) hoernesianum G r a t e l o u p - H i n c u l o v (1968), p. 105, pl. XXI, fig. 16 ;

Bucardium hoernesianum (G r a t e l o u p) - S t e i n i n g e r et al. (1971), p. 444, pl. XXI, fig. 4.

Atribuim, sub rezervă, acestei specii două mulaje incomplete. Specia este semnalată începînd cu Eggenburgianul. În Badenian se cunoaște de asemenea în Austria. În România a mai fost menționată în Badenianul din bazinul Mehadiei.

Familia : **Veneridae**

Genus : *Dosinia* S c o p o l i , 1777

Subgenus : *Orbiculus* M e g e r l e v . M ü h l f e l d , 1811

Dosinia (Orbiculus) exoleta L i n n é , 1758

(pl. XX, fig. 4,5)

Dosinia exoleta L i n n é - H ö r n e s (1870), p. 143, pl. XVI, fig. 2 ;

Dosinia (Orbiculus) exoleta L . - S i e b e r (1957), p. 183 ;

Dosinia (Pectunculus) exoleta (L i n n é) - S t e i n i n g e r et al. (1971), p. 465, pl. XL, fig. 3.



Am atribuit acestei specii două cochilii păstrate cu ambele valve. Cochilia echivalvă, inechilaterală, cu valvele destul de bombate, cu un umbone mic, împins înainte. La exemplarele noastre datorită gradului mai slab de păstrare ornamentația exterioară abia se observă ea fiind reprezentată prin striuri lameloase concentrice.

Dimensiuni : d.u.p. = 21 mm ; d.a.p. = 21,5 mm ; convex. = 6,5 mm.
d.u.p. = 17 mm ; d.a.p. = 17 mm ; convex. = 4,5 mm.

Această specie este cunoscută din Eggenburgianul și pînă în Badenianul din Austria și Ungaria.

Genus : *Pitaria* Römer, 1857

Subgenus : *Cordiopsis* Cossmann, 1909

Pitaria (Cordiopsis) islandicoides (Lamarck, 1818)

(pl. XXI, fig. 2-4)

Amiantis islandicoides Lamarck-Sacco (1900), XXVIII, p. 21, pl. V, fig. 1-4;

Pilar islandicoides (Lamarck)-Kojumdgieva (1960), p. 56, pl. XVII, fig. 14,
pl. XVIII, fig. 1 ;

Pitaria (Cordiopsis) islandicoides (Lamarck)-Hinculov (1968), p. 107, pl. XXII,
fig. 10 (cum syn.).

Am găsit la Minișul de Sus 5 exemplare pe care le atribuim acestei specii. Scoica este destul de groasă, globuloasă, inechilaterală, cu umbonul bine dezvoltat. Suprafața dorsală foarte bombată, acoperită cu striuri dese de creștere.

Dimensiuni : d.u.p. = 45 mm ; d.a.p. = 51 mm ; convex. = 18 mm.

Formă frecventă în Helvețianul și Tortonianul din Italia. În Badenian a fost semnalată din Austria, Ungaria, Polonia, Bulgaria și România.

Pitaria (Cordiopsis) brocchi suborbicularis (Sacco, 1900)

(pl. XXI, fig. 5,6)

Amiantis brochii var. *suborbicularis* Sacco-Sacco (1900), XXVIII, p. 24, pl. V, fig. 8,9.

Sîntem în posesia a 6 exemplare cu ambele valve și cu scoica păstrată parțial. Formele se aseamănă cu *P. islandicoides* față de care se disting printr-o convexitate a cochiliilor mult mai redusă. Astfel în timp ce convexitatea ambelor valve la *P. islandicoides* a măsurat 35 mm la *P. brocchi suborbicularis* care au aceleași dimensiuni, măsoară 23 mm. Față de *P. brocchi*, această varietate se deosebește prin conturul valvei puțin mai alungit.

Dimensiuni : d.u.p. = 37 mm ; d.a.p. = 42 mm ; convex. = 11,5 mm.



Această varietate a fost descrisă din Pliocenul marin din Italia. Este o formă citată pentru prima dată în Badenianul din România.

Subgenus : *Paradione* Dahl, 1901 (= *Callista* (Polli, 1791)
Mörech, 1853)

Pitaria (Paradione) erycinoides (Lamark, 1806)
(pl. XXI, fig. 1)

Cytherea erycina Lamark - Höernes (1870), p. 154, pl. XVII, fig. 4, pl. XIX, fig. 1,2
Pitaria (Paradione) erycinoides (Lamark) - Hinculov, (1968), p. 106, pl. XII, fig. 7a,b

Din această specie am găsit 3 cochilii păstrate cu ambele valve. Forma valvelor este oval-alungită, inechilaterală, cu partea anterioară scurtă și rotunjită, iar cea posterioară mai alungită. Suprafața dorsală are striuri concentrice de creștere bine dezvoltate.

P. erycinoides se asemănă într-o oarecare măsură cu *P. italica*, de care se deosebește mai ales prin ornamentația sa concentrică mai proeminentă, și prin conturul valvelor ceva mai puțin alungit.

Dimensiuni : d.u.p. = 39 mm ; d.a.p. = 56 mm.
d.u.p. = 37 mm ; d.a.p. = 57 mm

Specia este cunoscută din depozitele Miocenului inferior din Franța, Italia, Turcia. În Paratethys a fost semnalată în Eggenburgian (Austria, URSS). În țara noastră a fost întîlnită în Badenianul din bazinul Mehadiie.

Genus : *Chione* Megerle von Mühlfeld, 1811

Subgenus : *Clausinella* Gray, 1851

Chione (Clausinella) basteroti (Deshayes, 1848)
(pl. XX, fig. 8-10)

Chione (Clausinella) Basteroti (Desh.) - Cossmann et Peyrot (1910), p. 340, pl. XIII,
fig. 9-12, 17;

Chione (Clausinella) basteroti (Deshayes) - Kojumdgieva (1960), p. 53, pl. XVII,
fig. 5, 6.

Din calcaralele de la Minișul de Sus am recoltat două exemplare din această specie ușor de recunoscut prin cochilia sa de talie mică, destul de groasă, de formă aproximativ triunghiulară. Valvele ușor bombate sănt acoperite cu lamele foliacee concentrice în număr de 8 între care se găsesc spații, acoperite cu striuri foarte fine de creștere.

Dimensiuni : d.u.p. = 8,5 mm ; d.a.p. = 10,5 mm ; convex. = 3 mm.



În cadrul depozitelor badeniene această specie a fost semnalată în Austria, Ungaria și România (Lăpugi, Buituri, bazinul Șimleu).

Genus : *Timoclea* Brown, 1827

Subgenus : *Timoclea* s. str.

Timoclea (*Timoclea*) *ovata* (Pennant, 1777)

(pl. XX, fig. 6,7)

Venus ovata Pennant - Hörnnes (1970), p. 139, pl. XV, fig. 12;

Timoclea (*Timoclea*) *ovata* (Pennant) - Kojumdgieva (1960), p. 54, pl. XVII, fig. 7.

Specia aceasta este caracteristică pentru Badenianul din Paratethysul central. În România a fost găsită în Badenianul superior de la Lăpugi, Buituri și bazinul Șimleu (Tusa).

Genus : *Venus* Linne, 1758

Subgenus : *Ventricola* Römer, 1857

Venus (*Ventricola*) *multilamella* Lamarck, 1818

Venus (*Ventricola*) *multilamella* Lamarck - Paucă (1932), p. 198, pl. I, fig. 3, 4;

Venus (*Ventricoloidea*) *multilamella* Lamarck - Moisescu (1955), p. 90, pl. V, fig. 8, 9;

Venus (*Ventricola*) *multilamella* Lamarck - Hinculov, (1968), p. 108,

În calcarele badeniene din regiunea cercetată am găsit 4 valve pe care le-am atribuit acestei specii.

Dimensiuni : d.u.p. = 33 mm ; d.a.p. = 34 mm ; convex. = 12 mm.
Specia este răspândită în tot Miocenul inferior și mediu din Europa.

Subgenus : *Mioclausinella* Kautsky, 1936, (= *Clausinella* Gray, 1851)

Venus (*Mioclausinella*) *vindobonensis* Mayer, 1858
(pl. XX, fig. 11,12)

Venus vindobonensis Mayer - Hörnnes (1870), p. 135, pl. XV, fig. 8;

Venus (*Clausinella*) *vindobonensis* Mayer - Csepreghy-Meznerics (1956), p. 429.

Dimensiuni : d.u.p. = 14,5 mm ; d.a.p. = 18 mm ; convex. = 5 mm.

Am găsit o singură cochilie care corespunde acestei specii, caracteristică depozitelor badeniene.

Familia : **Masodesmatidae**

Genus : *Ervilia* Turton, 1822

Ervilia cf. *pusilla* Philippi, 1836
(pl. XX, fig. 15)

Ervilia pusilla Philippi - Strachimirov (1960), p. 265, pl. LVI, fig. 5-8.



Specie răspândită în tot Miocenul din Europa vestică. În domeniul Paratethysului apare mai ales în Badenian. La Minișul de Sus este rară.

Familia Maetridae

Genus : *Mactra* Linné, 1767

cf. *Mactra* sp.

(pl. XX, fig. 13,14)

Avem de la Minișul de Sus un mulaj care reprezintă o cochilie cu ambele valve, echivalvă, subechilaterală, cu contur triunghiular rotunjit, cu un umbone înalt prozogir, pe care o atribuim deocamdată incert genului *Mactra*. Din literatura consultată, ni se pare că această formă se apropie mai mult de *Mactra corallina* (Linné), cunoscută din Pliocenul marin din Italia (Sacco, XXIX, p. 22, pl. V, fig. 20–22).

Genus : *Lutraria* Lamarck, 1799

Subgenus : *Lutraria* s. str.

Lutraria (*Lutraria*) *lutraria jeffreysi* (Gregorio, 1884)

(pl. XXII, fig. 1)

Lutraria (*Lutraria*) *lutraria jeffreysi* (Gregorio) - Hinculov (1968), p. 111, pl. XXIV, fig. 3, 4.

Specia este cunoscută din Helvețianul și Pliocenul din Italia, precum și din Badenianul din Austria, Polonia, Ucraina vestică. În România a mai fost întlnită în Badenianul din bazinul Mehadii.

Familia Donacidae

Genus : *Iphigenia* Schum. 1817 (*Capsa* Lamarck, 1818)

Iphigenia lacunosa tumida (Brocchi, 1814)

(pl. XXII, fig. 3–6, pl. XXIII, fig. 2,3)

Tellina lacunosa Chemnitz-Hörnes (1870), p. 91, pl. IX, fig. 1;

Capsa lacunosa var. *tumida* (Br.) - Sacco (1901), XXIX, p. 118, pl. XXV, fig. 18–20;

Iphigenia lacunosa tumida Brocch. - Sieber (1957), p. 186;

Capsa lacunosa tumida (Brocchi) - Răileanu-Negulescu (1964), p. 173, pl. XII, fig. 3;

Iphigenia lacunosa tumida (Brocchi) - Steininger et al. (1971), p. 453, pl. XLVII, fig. 2,3.

Am găsit în calcarurile organogene de la Miniș, 3 cochilii întregi și o valvă dreaptă care prezintă caracterele acestei specii. Cochilia este subțire, ușor inechivalvă, inechilaterală, cu partea anterioară mai alungită decât cea posterioară care este puțin retezată și sinuoasă la marginea paleală.



Această sinuozitate a marginii paleale se continuă discret și în partea mediană a valvei, de unde marginea devine rectilinie. Umbonele este ușor prozogir. Valva dreaptă prezintă un sinus distinct, aproape median, nu prea adânc. Pe valva stângă acest sinus se percep vag. Suprafața celor două valve este acoperită cu striuri fine și dese de creștere.

Specia *I. lacunosa*, datorită variabilității sale a permis separarea unor varietăți cum sunt: *I. lacunosa tumida* Brönnich, *I. lacunosa bronniiana* (De Greg.), *I. lacunosa taurotrigona* Sacco. Unii autori (Cossman n-Peyrot, p. 270) consideră ca neîntemeiată separarea acestor varietăți. În orice caz referindu-ne la forma cea mai frecvent citată în Miocenul Paratethysului, *I. lacunosa tumida*, putem afirma că față de *I. lacunosa*, această varietate nu prezintă deosebiri esențiale, putem remarcă în acest sens doar conturul său ceva mai echilateral.

Dintre exemplarele găsite, o formă și anume cea figurată pe planșa XXIII figura 2,3 se deosebește puțin de restul exemplarelor, care corespund între-totul cu *I. lacunosa tumida* prin partea sa anteroiară puțin mai alungită și mai ascuțită.

Dimensiuni: d.u.p. = 20,5 mm; d.a.p. = 26 mm; convex. = 4 mm.
d.u.p. = 22 mm; d.a.p. = 29 mm; convex. = 4,3 mm.

I. lacunosa tumida are o largă răspândire stratigrafică și geografică, ea fiind semnalată încă din Acvitanian. În țara noastră a mai fost întâlnită în Eggenburgianul de pe pîriul Sălătruc (bazinul Petroșani). În Badenian a fost găsită în Austria și Ungaria. În România este pentru prima dată semnalată în depozite badeniene.

Familia : Tellinidae

Genus : *Tellina* Linneé, 1758

Subgenus : *Moerella* Fischer, 1887

Tellina (Moerella) donacina Linneé, 1758

(pl. XXII, fig. 10)

Tellina (Moerella) donacina Linneé - Moisescu (1955), p. 79, pl. II, fig. 2, 3.

Tellina (Moerella) donacina Linneé - Hinculov (1968), p. 114, pl. XXIV, fig. 16.

Avem o singură valvă care aparține acestei specii, care se deosebește de *T. planata* prin partea sa posterioară mai scurtă și mai ascuțită.

Dimensiuni: d.u.p. = 15 mm; d.a.p. = 22 mm; convex. = 2,5 mm.
Specia are o largă răspândire în cadrul Miocenului din Europa.



Subgenus : *Peronea* (Polli) Mörch 1853 (*Peronidia* Dall, 1900)

Tellina (Peronea) planata Linne, 1778

(pl. XXII, fig. 7-9)

Tellina (Peronidia) planata Linne - Kojumdgieva (1960), p. 36, pl. XI, fig. 3-4;

Tellina (Peronea) planata Linne - Hinculov (1968), p. 114, pl. XXV, fig. 3;

Tellina (Peronea) planata Linne - Steininger et al. (1971), p. 455.

Am recoltat din calcarale de la Miniş, mai mult de 10 exemplare din această specie. Forma cochiliei este aplatizată, inechilaterală, cu partea anterioară mai rotunjită, iar cea posterioară mai strâmtă. Suprafaţa dorsală foarte puțin convexă este acoperită de striuri concentrice fine și dese.

Dimensiuni : d.u.p. = 19 mm ; d.a.p. = 27 mm ; convex. = 3,5 mm.

d.u.p. = 26 mm ; d.a.p. = 38 mm ; convex. = 5 mm.

Specia apare începînd cu Helveticianul din Franța. Din Badenian este semnalată în Austria, Ungaria, Polonia, vestul Ucrainei, Bulgaria și România.

Genus : *Arcopagia* (Leach) T. Brown, 1827

Arcopagia crassa Penn.

Tellina crassa Penn. - Höernes (1870), p. 94, pl. IX, fig. 4;

Arcopagia crassa (Penn.) - Sieber (1955), p. 187.

Din această specie avem o singură valvă, găsită la Minişul de Sus.

Familia : Saxicavidae

Genus : *Panopea* Grøye, 1807, (= *Panopea* Mānārd, 1807 ;

= *Glycymeris* Lamarck, 1799)

Panopea menardi Deshayes, 1845

(pl. XXIII, fig. 1)

Glycymeris (Panopea) menardi (Deshayes) - Păucă (1932), p. 199, pl. III, fig. 4,5;

Panopea (Panope) menardi Deshayes - Moisescu (1955), p. 109, pl. IX, fig. 1;

Panopea menardi Deshayes - Hinculov (1968), p. 115, pl. XXV, fig. 6 (cum syn.).

Această specie se întâlnește frecvent în depozitele badeniene din regiunile Paratethysului. La Minişul de Sus am găsit 6 mulaje.



Familia : Corbulidae

Genus : *Corbula* (Lamarek, 1799), Bruguière, 1797
 (= *Aloides* Megerle, 1811)

Subgenus : *Corbula* s. str.

Corbula (Corbula) carinata deshayesi Sismonda, 1847
 (pl. XXII, fig. 11–14, 17–19)

Corbula (Corbula) carinata Dujardin-Moisescu (1955), p. 112, pl. IX, fig. 4–7;
Corbula ((Corbula) carinata deshayesi Sismonda-Hinculov, (1968), p. 115, pl. XXV,
 fig. 7, 8 (cum syn.).

Atribuim acestei specii cca 15 valve găsite la Minișul de Sus. Cochilia inechivalvă, inechilaterală, oval-alungită, cu scoica groasă. Marginea anterioară rotunjită, cea posterioară ascuțită și mai scurtă. Valve convexe prevăzute cu o carenă care pornește de la umbone spre marginea posteroară. Ornamentația reprezentată prin coaste concentrice din ce în ce mai grosiere spre marginea valvei. Dentiția caracteristică, cu un dinte proeminent și o fosetă pe valva dreaptă și o fosetă și un dinte mic pe cea stângă.

Dimensiuni : d.u.p. = 8 mm ; d.a.p. = 13 mm ; convex. = 4 mm.
 d.u.p. = 9,5 mm ; d.a.p. = 14 mm ; convex. = 4,5 mm.

Specie apărută din Acvitaniian. În cadrul depozitelor badeniene este una dintre fosile cele mai frecvente. A fost semnalată în Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, vestul Ucrainei, Bulgaria și România.

Corbula (Corbula) carinata hörnesi Beneden, 1835
 (pl. XXII, fig. 15, 16)

Corbula (Corbula) carinata hörnesi Beneden-Hinculov (1968), p. 116, pl. XXV,
 fig. 9 (cum syn.).

În depozitele badeniene cercetate am găsit două valve drepte pe care le-am considerat ca aparținând acestei varietăți. Ele se deosebesc de *C. carinata deshayesi*, prin sculptura lor mult mai grosolană, prin coaste concentrice mai puține, printr-o convexitate mai pronunțată și prin umbonele mai înclinate.

Dimensiuni : d.u.p. = 10,5 mm ; d.a.p. = 16 mm ; convex. = 7 mm.
 d.u.p. = 8,5 mm ; d.a.p. = 13 mm ; convex. = 5,5 mm.

Această formă este cunoscută din Carpatian și Badenian.

Corbula (Corbula) revoluta (Brocchi, 1814)
 (pl. XXII, fig. 20, 21)

Corbula revoluta Brocch.-Hörnes (1870), p. 38, pl. III, fig. 9;



Corbula (Corbula) revoluta (Brockhi) - Koju mudgieva (1960), p. 83, pl. XXVIII, fig. 6.

Considerăm ca aparținând acestei specii o singură valvă stîngă. Cochilia este foarte apropiată de *C. carinata deshayesi*, deosebindu-se de aceasta printr-o sculptură a coastelor mai grosieră și printr-un contur mai alungit al valvei.

Dimensiuni : d.u.p. = 8,5 mm ; d.a.p. = 14,5 mm ; convex. = 4 mm.

Specia apare din Burdigalian. Din Badenian a mai fost semnalată în Austria și Bulgaria.

Familia : Pholodomyidae

Genus : *Pholadomya* Sowerby, 1823

Pholadomya alpina Matheron, 1842

(pl. XXII, fig. 2)

Pholadomya alpina Matheron - Paucă (1932), p. 200, pl. II, fig. 8;

Pholadomya alpina Matheron - Koju mudgieva (1960), p. 80, pl. XXVIII, fig. 1, (cum syn.).

Am găsit din această specie două fragmente de mulaje, pe care le-am putut recunoaște datorită sculpturii în rețea și formei valvelor.

Specia cunoaște o largă răspîndire în cadrul Miocenului inferior și mediu.

Classis : Gastropoda

Familia : Trochidae

Genus : *Gibbula* Rissso, 1826

Gibbula buchi Dubois, 1831

(pl. XXIII, fig. 4,5)

Gibbula (Forskalena) buchi Dubois - Csepreghy-Meznerics (1954), p. 13, pl. I, fig. 12;

Gibbula buchi Dubois - Strausz (1966), p. 37, pl. LIII, fig. 4-9.

Am atribuit acestei specii o singură cochilie găsită în regiunea cerceată. Atât forma căt și ornamentația acestei specii sunt în general destul de variabile. Conchilia găsită, are 5 ture de spiră, un unghi apical de 90° și o ornamentație reprezentată printr-un sir de noduri în partea superioară a spirei, urmată imediat de o carenă noduroasă și apoi de o altă carenă aproape netedă. Între aceste elemente de sculptură mai apar striuri fine longitudinale, precum și striuri de creștere.

Dimensiuni : înălțimea = 12 mm ; lățimea = 14 mm.

Specia este cunoscută din depozitele badeniene din Austria, Ungaria, Polonia.

Genus : *Oxystele* Philippi, 1847

Oxystele patula orientalis Cossmann et Peyrot, 1917
(pl. XXIII, fig. 6-8)

Oxystele orientalis Cossman et Peyrot-Moisescu (1955), p. 116, pl. X, fig. 1, 2;

Oxystele patula orientalis Cossmann & Peyrot-Strausz (1966), p. 40, fig. 24;

Diloma (Oxystele) orientalis (Cossmann et Peyrot)-Hinculov (1968), p. 119,
pl. XXVII, fig. 1-5;

Oxystele patula orientalis Cossmann & Peyrot-Nicorici-Gerasim (1971),
p. 41, pl. II, fig. 1-6.

În calcarile badeniene de la Minișul de Sus, această specie este frecventă, noi am recoltat peste 30 de exemplare, care corespund din toate punctele de vedere cu diagnosticul ei. Forma este deosebit de comună pentru depozitele badeniene.

Dimensiuni : înălțimea = 25 mm ; lățimea = 23 mm.

Familia : *Turritellidae*

Genus : *Turritella* Lamarck, 1799

Subgenus : *Zaria* Gray, 1847

Turritella (Zaria) subangulata spirata Brocchi, 1814
(pl. XXIII, fig. 17)

Turritella (Zaria) subangulata spirata Brocchi-Marinescu (1961), p. 525, pl. III,
fig. 12;

Turritella (Zaria) subangulata spirata Brocchi-Strausz (1966), p. 84, pl. II, fig. 4
(cum syn.).

Deținem un singur exemplar incomplet care se încadrează în particularitățile acestei specii.

Specia este semnalată din Eggenburgian pînă în Badenian.

Turritella (Zaria) subangulata polonica Friedberg, 1909
(pl. XXIII, fig. 18)

Turritella subangulata Brocch. var. *polonica* Friedberg-Friedberg (1928),
p. 328, pl. XIX, fig. 17, 18;

Turritella (Zaria) subangulata polonica Friedberg-Marinescu (1961), p. 526, pl. III,
fig. 13 (cum syn.).

Forma găsită de noi se încadrează în descrierea dată pentru această varietate de către Friedberg, Josefină Marinescu,

etc. Față de *T. subangulata* această formă se deosebește mai ales prin carena sa lată, mai bine dezvoltată.

Este semnalată din Tortonianul din Belgia și Olanda precum și Badenianul din Polonia și România (bazinul Bahna, bazinul Mehadii, Lăpuși, Buituri).

Turritella thetis erronea Cossmann, 1915

(pl. XXIII, fig. 9, 10)

Turritella (Torculoidella) erronea Cossmann - Moisescu (1955), p. 127, pl. X, fig. 13, 16, 17;

Turritella (Archimediella) erronea Cossmann - Marinescu (1961), p. 527, pl. IV, fig. 14a, b;

Turritella thetis erronea Cossmann - Strausz (1966), p. 88, pl. II, fig. 15-17, pl. LXXVIII, fig. 1.

Avem recolțate din această specie 10 exemplare incomplete. Formele găsite corespund figurației date de Moisescu, Marinescu, Strausz și alții.

Din depozitele badeniene această specie a fost semnalată în Austria, Ungaria, Polonia, Bulgaria și țara noastră.

Turritella benoisti Cossmann - Peyrot, 1924

(pl. XXIII, fig. 11-14)

Turritella (Haustator) benoisti nov. sp. - Cossmann - Peyrot (1924), p. 44, pl. I, fig. 23, 24, pl. II, fig. 29, 30;

Turritella benoisti Cossmann & Peyrot - Strausz (1966), p. 91, pl. II, fig. 19, 20.

Sintem în posesia a 7 fragmente de cochilie, găsite la Minișul de Sus, pe care le atribuim acestei specii. Cochilia sveltă, cu un unghi apical de 12-15°, cu multe ture de spiră despărțite printr-o linie de sutură adințită și puțin oblică. Așa cum arată Cossmann și Peyrot (p. 44) primele ture au un aspect bicarinat, cele două coaste spirale fiind așezate în jumătatea inferioară a spirei. La spirele următoare mai apare o coastă spirală, la început mai slabă apoi aproape la fel ca celelalte două, astfel încit fiecare tur de spiră poartă cîte trei coaste spirale destul de proeminente. Între coastele spirale, mai apar filete fine și dese spirale. La exemplarele cercetate, probabil datorită gradului mai slab de păstrare, nu am putut observa striurile fine de creștere, menționate de Cossmann și Peyrot.

Specia poate fi confundată, în cazul unor forme tinere, cu *Turritella thetis erronea*, sau cu *T. bicarinata*. Prezența celei de a treia coaste spirale la exemplarele adulte, permite deosebirea dintre ele.



Această specie a fost întâlnită în Miocenul mediu din Franța și în depozitele badeniene din Ungaria și țara noastră.

Turritella vermicularis sulcomarginalis Sacco, 1895

(pl. XXIII, fig. 19,20)

Turritella vermicularis sulcomarginalis Sacco - Strausz (1966), p. 95, pl. III, fig. 12
(cum syn.).

Avem două cochilii incomplete pe care le atribuim acestei specii. Cochilie în general de talie mare, cu înălțimea turelor de spiră cît jumătatea lățimii lor, cu linia de sutură foarte puțin adincită și ușor oblică. Turele de spiră au pereteii aproape drepti, ornamentați cu numeroase striuri spirale drepte și paralele.

Această formă a fost găsită în Pliocenul marin din Italia. În Paratethysul central ea a fost semnalată în Badenianul superior din Ungaria.

Turritella pythagoraica Hilber, 1882

(pl. XXIII, fig. 15,16)

Turritella (Archimediella) pythagoraica Hilber - Moisescu (1955), p. 124, pl. X,
fig. 14, 15;

Turritella (Archimediella) pythagoraica Hilber - Hinculov (1968), p. 133, pl. XXXII,
fig. 1, 2.

Am găsit din această specie două cochilii incomplete, identice cu cele figurate de Friedberg (1954, XX, fig. 1-3), Moisescu și Hinculov.

Specia este răspândită în Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică și România.

Subgenus : *Torculoidella* Sacco, 1895

Turritella (Torculoidella) varicosa minisensis n. ssp.

(pl. XXIII, fig. 21-23)

Holotipul : pl. XXIII, fig. 23.

Derivatio nominis : denumire dată după localitatea Miniș.

Stratum typicum : orizontul calcarelor organogene badeniene superioare de la Minișul de Sus.

Locus typicus : calcarul organogen din dealul Bisericii.

Diagnoza : suntem în posesia a două exemplare incomplete, alcătuite din 10-12 ture de spiră, despărțite printr-o sutură puțin adincită, oblică. Ornamentația turelor de spiră constă din 3 coaste spirale, dintre care cea mediană este mai dezvoltată. Pe aceste coaste spirale se inseră noduri caracteristice pentru această specie. Pe ultimul tur de spiră, pe coasta



mediană am numărat 20 de noduri (tuberculi). Între cele 3 coaste spirale noduroase, se găsesc filete netede, despărțite prin şanţuri înguste. Între coastele spirale apar cîte 7—9 rînduri de astfel de filete (striuri) spirale fine.

Dimensiuni: înălţimea ultimului tur = 7 mm; lăţimea ultimului tur = 12,5 mm.

înălţimea turului antepenultim = 5 mm; lăţimea turului antepenultim = 10,5 mm.

Raporturi și deosebiri: prin caracterele sale morfologice generale, forma se încadrează în specia *Turritella varicosa* Brögeli, caracterizată prin prezenţa unor coaste noduroase, despărțite prin striuri spirale fine. Exemplarele studiate se deosebesc de *T. varicosa* prin aceea că au pe fiecare tur de spiră un număr constant de 3 coaste noduroase dintre care cea mediană este mai dezvoltată. Acest caracter nu se observă la *T. varicosa*.

Sacco (1895) a separat mai multe varietăţi ale acestei specii, provenite din depozitele tortoniene din Italia de nord. Dintre aceste varietăţi, exemplarele de la Minişul de Sus se apropie mai mult de *Turritella varicosa percingulata* Sacco (Sacco, vol. XIX, p. 29, pl. III, fig. 4), care are însă un număr mai mare de coaste spirale noduroase, decît exemplarele descrise.

Holotipul acestei subspecii se găseşte în colecţia stratigrafică a bazinului Transilvaniei, de la Catedra de Geologie-Paleontologie a Universităţii din Cluj, nr. de inventar: 16.388.

Familia : Cerithidae

Genus: *Cerithium* Bruguière, 1789

Cerithium vulgatum Bruguière, 1792
(pl. XXIV, fig. 1)

Cerithium vulgatum Brug. - Höernes (1856), p. 386, pl. XLI, fig. 1—4;
Cerithium vulgatum Brug. - Friedberg (1954), p. 248, pl. XVI, fig. 1.

Dimensiuni: înălţimea = 26 mm; lăţimea = 9 mm.

Exemplarul găsit la Minişul de Sus se încadrează în descrierea și figurația dată pentru această specie de autorii mai sus citați. Specia a fost găsită în depozitele badeniene din Austria și Polonia.

Cerithium vulgatum europaeum Mäyer, 1878
(pl. XXIV, fig. 2)

Cerithium (Vulgocerithium) europeum Mäyer - Kojumdgieva (1960), p. 104, pl. XXXI,
fig. 1, 2;



Cerithium vulgatum europaeum Mayer-Strausz (1966), p. 130, pl. IX, fig. 19–28
(cum syn.).

Dimensiuni: înălțimea = 18 mm; lățimea = 8 mm.

Deținem din această specie un singur exemplar găsit la Miniș.

Specia este răspândită în depozitele badeniene din: Austria, Ungaria, Polonia, Bulgaria și țara noastră.

Cerithium crenatum procrenatum Sacco, 1895

(pl. XXIV, fig. 4, 5a, 5b)

Cerithium crenatum Brocchi var.-Hörnes (1856), p. 408, pl. XLII, fig. 13, 14;

Cerithium procrenatum Sacco-Sacco (1895), p. 19, pl. II, fig. 1;

Cerithium (Vulgocerithium) procrenatum Sacco-Csepregy-Meznerics (1950),
p. 31, pl. II, fig. 1;

Cerithium procrenatum Sacco-Friedberg (1955), p. 259, pl. XVI, fig. 13;

Cerithium (Ptychocerithium) crenatum procrenatum Sacco-Strausz (1955), p. 148,
pl. I, fig. 10;

Cerithium (Ptychocerithium) crenatum var. *procrenata* (Sacco)-Kojumdgieva (1960),
p. 107, pl. XXXI, fig. 11;

Cerithium crenatum procrenatum Sacco-Strausz (1966), p. 136, pl. IX, fig. 4–6;

Cerithium (Ptychocerithium) crenatum procrenatum Sacco-Hinculov (1968), p. 131,
pl. XXXI, fig. 6a, 6b.

Din calcarile badeniene de la Minișul de Sus am recoltat 2 cochilii întregi și 3 fragmente, caracterizate prin prezența pe fiecare tur de spiră a 3 coaste noduroase despărțite, la exemplarele adulte, de cele mai multe ori prin două coaste spirale subțiri. La turele de spiră mai inferioare, nodurile la prima coastă spirală (superioară), sunt mai mărunte și mai dese, ele fiind în număr de 24. Celealte două coaste spirale au un număr egal de noduri (19 sau 20). Nodurile de pe aceste ture de spiră sunt rotunjite, cu excepția celor de pe coasta spirală mediană care sunt mai mari și ușor ascuțite. La turele mai superioare, nodurile au tendința de a se uni cîte trei formînd adevărate coaste transversale. Pe unele ture de spiră se poate observa și prezența varicelor.

Față de specia tip, această varietate, în cazul formelor studiate, se individualizează prin faptul că are numai 3 coaste spirale noduroase, pe cînd *C. crenatum* are 4 sau chiar 5. Nodurile la *C. crenatum procrenatum* au întotdeauna un contur rotunjît, pe cînd la *C. crenatum*, așa cum menționează Strausz (1955), pot apărea și noduri cu contur patratice. La *C. crenatum* coasta spirală superioară este mai lată și mai puțin noduroasă, în timp ce la formele de la Minișul de Sus, această coastă spirală este mai redusă față de celealte două și înzestrată cu noduri bine individualizate.



Mai menționăm că la *C. crenatum procrenatum* nodurile de pe coasta spirală mediană sunt mai puternice și mai ascuțite, ceea ce la *C. crenatum* nu se observă.

Cu toate aceste deosebiri de ornamentație, înrudirea dintre cele două forme este incontestabilă, între ele fiind de fapt separată și o varietate de trecere *C. crenatum communicatum* Sieber, care este foarte apropiată de exemplarele de la Minișul de Sus. Este necesar să arătăm că treccerea dintre *C. crenatum procrenatum* și *C. crenatum communicatum* este atât de treptată încât practic separarea celor două varietăți este uneori extrem de dificilă. Totuși varietatea *procrenatum* se evidențiază prin coasta sa mediană mai proeminentă și cu noduri ușor ascuțite. Aceasta a fost și motivul pentru care am atribuit exemplarele cercetate lui *C. crenatum procrenatum*. Mai menționăm, ca o particularitate a formelor adulte de la Minișul de Sus, prezența constantă în cele două șanțuri care despart coastele spirale noduroase, a două coaste spirale subțiri (pl. XXIV, fig. 5a, 5b).

Această formă este cunoscută din Helvețiano din Italia, precum și Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică, Bulgaria și România.

Cerithium bronni Partsch (in Höernes), 1845

Cerithium bronni Partsch (in Höernes) - Strausz (1966), p. 137, fig. 63 (cum syn.).

Această specie are o largă răspândire în depozitele badeniene. La Minișul de Sus am găsit 2 exemplare.

Cerithium aff. rubiginosum Eichwald, 1853

(pl. XXIV, fig. 3)

Cerithium (Thericium) rubiginosum rubiginosum Eichwald - Hinculov (1968), p. 13,
pl. XXXI, fig. 12, a, b..

Specie cunoscută mai ales din depozitele sarmațiene. La Minișul de Sus am găsit un singur exemplar.

Genus : *Potamides* Brongniart, 1810

Subgenus : *Pirenella* Gray, 1847

Potamides (Pirenella) moravicus variabilis Friedberg, 1928
(pl. XXIV, fig. 8, 9)

Potamides variabilis Friedb. - Friedberg (1955), p. 278, pl. XVII, fig. 27-28;

Potamides (Pirenella) moravicus variabilis Friedberg - Strausz (1966), p. 149, pl. VII,
fig. 30-35.



Am găsit la Minișul de Sus o singură cochilie care corespunde caracterelor acestei specii. Cochilia are 8—9 ture de spiră, unite printr-o linie de sutură adâncită, oblică. Turele de spiră poartă o ornamentație formată din coaste spirale noduroase, în număr de 3, despărțite printr-o coastă spirală aproape netedă. La exemplarul pe care-l avem, se poate observa cum la turele mai inferioare, coasta mediană noduroasă tinde să se dubleze. Ultimul tur de spiră are 6—7 coaste noduroase, dintre care prima de sus este mai bine dezvoltată. Apertura este de formă ovală, cu labrumul intern îngroșat și puțin răsfrînt.

Dimensiuni : înălțimea = 39 mm ; lățimea = 12 mm.

Această formă a fost întîlnită în depozitele badeniene din Polonia, Ungaria și țara noastră :

Subgenus : *Terebralia* Swainson, 1840

Potamides (*Terebralia*) *bidentatus lignitarum* Eichwald (1830) 1853
(pl. XXIV, fig. 6,7)

Terebralia bidentata De fr.- Friedberg (1955), p. 291, pl. XVIII, fig. 5—7;

Terebralia (*Terebralia*) *bidentata* var. *lignitarum* (Eichwald) - Kožumdgieva (1960), p. 109, pl. XXXI, fig. 22;

Potamides (*Terebralia*) *bidentatus lignitarum* Eichwald-Strausz (1966), p. 162, pl. VI, fig. 3—9 (cum syn.);

Terebralia bidentata lignitarum (Eichwald) - Hinculov (1968), p. 128, pl. XXX, fig. 14a, 14b.

Această formă se găsește destul de frecvent în calcarele organogene de la Minișul de Sus de unde am recoltat cca 20 de exemplare, care sunt identice cu cele descrise și figurate de diferiți autori sub numele de *bidentatus lignitarum*.

Dimensiuni : înălțimea = 48 mm ; lățimea = 15 mm ;

înălțimea = 36 mm ; lățimea = 12,5 mm.

Specia apare frecvent în depozitele badeniene și sarmațiene.

Familia : *Calyptraeidae*

Genus : *Calyptraea* Lamarck, 1799

Calyptraea chinensis Linneé, 1766

(pl. XXIV, fig. 10)

Calyptraea chinensis Linneé-Strausz (1966), p. LXXVII, fig. 1, 5 (cum syn.) ;

Formă răspândită în tot Miocenul. La Minișul de Sus am găsit 1 exemplar.



Familia : Xenophoridae

Genus : *Xenophora* Fischer Waldheim, 1807

Xenophora cf. *deshayesi* Michelotti, 1847

(pl. XXVI, fig. 1,2)

Xenophora deshayesi Michelotti-Strausz (1966), p. 214, fig. 93 (cum syn.).

Xenophora (Xenophora) deshayesi Michelotti-Hinculov (1968), p. 137, pl. XXXIII, fig. 5a, 5b.

Am găsit la Minișul de Sus două mulaje interne, pe care le-am determinat prin comparația cu formele foarte bine păstrate de *X. deshayesi*, provenite de la Lăpugi și existente în Colecția bazinului Transilvaniei de la Universitatea din Cluj.

Dimensiuni : înălțimea = 41 mm ; lățimea = 67 mm.

Specia este cunoscută din Helvețianul din Franța, Belgia ; Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, Bulgaria și România.

Familia : Strombidae

Genus : *Strombus* Linne, 1758

Subgenus : *Strombus* s. str.

Strombus (Strombus) coronatus De France, 1827

(pl. XXIV, fig. 11–13)

Strombus coronatus De France-Strausz (1966), p. 222, fig. 102, 103 (cum syn.).

Strombus (Strombus) coronatus De France-Hinculov (1968), p. 137, pl. XXXIII, fig. 6a, 6b.

Specie cunoscută începând cu Carpatianul. Din depozitele badeniene a fost semnalată în Austria, Ungaria, România. La Minișul de Sus am găsit 11 exemplare.

Familia : Naticidae

Genus : *Natica* Scopoli, 1777

Subgenus : *Lunatia* Gray, 1847

Natica (Lunatia) catena helicina Brocchi, 1814

(pl. XXV, fig. 3,4)

Natica (Euspira) catena Da Costa var. *helicina* Brocchi-Moisescu (1955), p. 133, pl. XI, fig. 15, 16;

Natica (Lunatia) catena helicina Brocchi-Strausz (1966), p. 228, pl. XLVIII, fig. 13–16, pl. IL, fig. 1–8.

Această specie este semnalată încă din Eggenburgian. În Badenian este răspândită în Austria, Ungaria, Ucraina vestică, Bulgaria și România. La Minișul de Sus am găsit 1 exemplar.



Subgenus : *Polynices* M o n t f o r t , 1810

Natica (Polynices) redempta Michelotti, 1847

(pl. XXV, fig. 1,2)

Natica (Polynices) redempta Michelotti-Strausz (1966), p. 231, pl. XLII, fig. 19–32 (cum syn.).

Polinices (Polynices) redemptus (Michelotti)-Hinculov (1968), p. 135, pl. XXXII, fig. 15a, 15b.

Specia apare în Carpatian, fiind mai frecventă în Badenianul superior. De la Minișul de Sus avem 2 exemplare .

Subgenus : *Neverita* R i s s o , 1826

Natica (Neverita) josephinia olla Serres, 1829

(pl. XXV, fig. 5–9)

Natica (Neverita) josephinia olla Serres-Strausz (1966), p. 232, pl. II, fig. 9–12 (cum syn.).

Specie răspândită în depozite badeniene. La Minișul de Sus am recoltat 5 exemplare.

Genus : *Sigaretus* L a m a r c k , 1799

Sigaretus striatus Serres, 1829

(pl. XXV, fig. 10, 11)

Sinum striatum De Serres-Moisescu (1955), p. 135, pl. XI, fig. 21;

Sigaretus striatus Serres-Strausz (1966), p. 233, fig. 111.

Am găsit 2 exemplare din această specie, ușor de recunoscut datorită cochiliei sale platiliforme, cu ture de spiră puține, cu ultima spiră foarte mare și cu o sculptură reprezentată prin coaste fine spirale.

Dimensiuni : înălțimea = 11 mm ; lățimea = 22 mm.

Specia este cunoscută din Helvetianul din Franța și Badenianul din Austria, Ungaria, Ucraina vestică și România.

Familia : **Cypraeidae**

Genus : *Cypraea* L i n n é , 1758

Subgenus : *Zonaria* J o u s s e a u m e , 1884

Cypraea (Zonaria) fabagina auctorum? (non Lamarck, 1810)

(pl. XXV, fig. 12–16)

Cypraea fabagina Lamarck-Hörnes (1856), p. 165, pl. VII, fig. 6 ;

Bernaya fabagina (Lamarck)-Kojumdgieva (1960), p. 127, pl. XXXIV, fig. 13 ;

Cypraea (Zonaria) fabagina auctorum (non Lamarck)-Strausz (1966), p. 239, pl. LXXV, fig. 18–21.



Din calcarale organogene de la Miniș, am recoltat 5 cochilii care se încadrează în particularitățile acestei specii.

Dimensiuni : înălțimea = 20 mm ; lățimea = 13 mm.

Formă răspândită în depozitele badeniene din Austria, Ungaria, Bulgaria și România.

Familia : **Pirulidae**

Genus : *Pirula* L a m a r e k, 1799 (M o n t f o r t, 1810)

Pirula geometra B o r s o n, 1825

(pl. XXV, fig. 17)

Ficus geometrus B o r s o n - M o i s e s c u (1955), p. 140, pl. XII, fig. 8 ;

Pirula geometra B o r s o n - S t r a u s z (1966), p. 255, pl. LVII, fig. 1—3 (cum syn.).

Am găsit în depozitele cercetate 2 mulaje incomplete, pe care le-am identificat datorită ornamenteaiei lor caracteristice, reticulare. Specia se asemănă cu *P. condita*, de care se deosebește mai ales prin ornamentația sa mai fină, mai regulată și prin forma mai sveltă a cochiliei.

Specia este răspândită în tot Miocenul.

Familia : **Muricidae**

Genus : *Murex* L i n n é, 1758

Subgenus : *Muricanthus* S w a i n s o n, 1840

Murex (Muricanthus) pomiformis E i c h w a l d, 1853

(pl. XXV, fig. 18—22)

Murex austriacus T o u r n . - F r i e d b e r g (1951), p. 167, pl. X, fig. 10 ;

Murex (Muricanthus) pomiformis E i c h w a l d - K o j u m d g i e v a (1960), p. 146, pl. XL, fig. 1.

Din depozitele badeniene de la Minișul de Sus am recoltat 4 conchilii pe care le considerăm ca aparținând acestei specii. Cochilia este formată din 6 ture de spiră, fiecare tură de spiră purtând 6 coaste transversale puternice, între care apare cîte o coastă trasversală mai mică și incompletă. Ornamentația longitudinală este prezentă prin numeroase coaste spirale, uniforme, despărțite prin sănături la fel de largi ca și coastele. Pe ultimul tur de spiră apar 12—13 de astfel de coaste spirale. În spațiile intercostale se pot observa cîteva striuri spirale fine. Apertura este aproape rotundă, labrumul extern apare ondulat datorită coastelor spirale. Canalul sifonal adîncit și îngust.

M. pomiformis prezintă unele asemănări cu *M. turonensis pontileviensis* T o u r n o u e r și mai ales cu *M. rудis sedwichi* M i c h e l o t t i,



de care se poate deosebi prin faptul că este complet lipsită de prelungiri spinoase, întâlnite la locurile de intersecție a coastelor transversale cu cele longitudinale.

Dimensiuni : înălțimea = 55 mm ; lățimea = 38 mm ;
înălțimea = 24 mm ; lățimea = 15 mm.

Specia a fost întâlnită în depozitele badeniene din Ucraina vestică și Bulgaria. În țara noastră a mai fost semnalată din Badenianul superior de la Tusa (bazinul Șimleu).

Genus : *Vitularia* Swainson, 1840

Subgenus : *Vitularia* s. str.

Vitularia (*Vitularia*) *lingua-bovis vindobonula* (Cossmann-

Peyrot, 1923)

(pl. XXVI, fig. 3,4)

Tritonalia (*Vitularia*) *lingua-bovis* var. *vindobonula* Cossmann et Peyrot - Koju mud - gieva (1960), p. 150, pl. XL, fig. 11;

Vitularia *lingua-bovis vindobonula* Cossmann & Peyrot - Strausz (1966), p. 278, fig. 126;

Vitularia (*Vitularia*) *lingua-bovis vindobonula* (Cossmann et Peyrot) - Hinculov (1968), p. 141, pl. XXXIV, fig. 10.

Am găsit la Minișul de Sus, un mulaj care reprezintă o cochilie de formă alungită, cu turele de spiră prevăzute cu o carenă ascuțită în treimea superioară, cu o linie de sutură adâncită, cu ornamentația reprezentată numai prin coaste transversale care formează noduri în dreptul carenei fiecărui tur de spiră, cu o deschidere orală largă și alungită. Caracterele de mai sus ne-au determinat să atribuim această formă speciei *V. lingua-bovis vindobonula*.

Specia este semnalată începând cu Ottangianul din Austria. În cadrul formațiunilor badeniene ea a fost întâlnită în Austria, Ungaria, Ucraina vestică, Bulgaria și România.

Familia : *Nassidae*

Genus : *Nassa* (Martin, 1774 ptim.) Lamarck, 1799

Nassa (*Tritia*) *rosthorni* Partsch (in Hauer et in Höernes), (1837) 1856
(pl. XXV, fig. 28)

Nassa (*Tritia*) *rosthorni* Partsch (in Hauer et in Höernes) - Strausz (1966), p. 321, pl. XXXVIII, fig. 22-31.

Formă răspândită în Miocenul mediu. În Badenian a fost semnalată în Austria, Ungaria, Bulgaria și România. De la Miniș avem 1 exemplar.



Familia : **Fasciolariidae**

Genus : *Fusus* Bruguière, 1789

Subgenus : *Streptochetus* Cossmann, 1889

Fusus (Streptochetus) valenciennesi Grateau, 1840

(pl. XXV, fig. 24–27)

Fusus (Streptochetus) valenciennesi Grateau - Strausz (1966), p. 347, pl. XXVII, fig. 5–10 (com syn.).

Cele 4 exemplare găsite la Minișul de Sus se încadrează în diagnosticul și figurația dată de diferiți autori [Hörnes (1856), Friedberg (1912), Moisescu (1955), Strausz (1966)].

Dimensiuni : înălțimea = 52 mm ; lățimea = 21 mm.

Specie cunoscută începînd cu Egerianul. În cuprinsul Badenianului se întâlnește frecvent în Austria, Ungaria și România.

Familia : **Olividae**

Genus : *Ancilla* Lamarck, 1799 (*Ancillaria* Lamarck, 1811)

Subgenus : *Baryspira* Fischer, 1883

Ancilla (Baryspira) glandiformis Lamarck, 1810

(pl. XXVI, fig. 5,6)

Ancilla (Baryspira) glandiformis Lamarck - Strausz (1966), p. 357, pl. XL, fig. 16–23, pl. XL1, fig. 1, 2, pl. LXXIII, fig. 14, pl. LXXIV, fig. 1,2;

Ancilla (Baryspira) glandiformis Lamarck - Hinculov (1968), p. 146, pl. XXXVI, fig. 6, 7.

Formă citată începînd cu Burdigalianul din Franța. În Paratethysul central este răspîndită în Carpatian și mai ales în Badenian. La Minișul de Sus am găsit 2 exemplare.

Familia : **Mitridae**

Genus : *Mitra* Martyn, 1784

Subgenus : *Pusia* Swainson, 1840

Mitra (Pusia) ebenus Lamarck, 1811

(pl. XXVII, fig. 16–17)

Mitra (Pusia) ebenus Lamarck - Strausz (1966), p. 366, pl. XXVI, fig. 3–5.

Din această specie răspîndită în depozitele badeniene, deținem un exemplar găsit la Minișul de Sus.



Familia : **Terebridae**

Genus : *Terebra* Bruguière, 1789

Subgenus : *Strioterebrum* Sacco, 1891

Terebra (Strioterebrum) basteroti Nyst, 1843

(pl. XXVI, fig. 7)

Terebra basteroti Nyst - Moisescu (1955), p. 173, pl. XV, fig. 6;

Terebra basteroti Nyst - Strausz (1966), p. 389, pl. IV, fig. 32, 33 (cum. syn.);

Terebra (Strioterebrum) basteroti Nyst - Hinculov (1968), p. 153, pl. XXXIX, fig. 1 a, b, 2 a, b.

Am găsit în Badenianul din regiunea cercetată, o singură cochlile care se înscrie în caracterele acestei specii. Specia apare începând cu Burdigalianul din Franța. În Badenian ea a fost semnalată în Austria, Ungaria, Bulgaria, Polonia, Ucraina vestică și România.

Subgenus : *Subula* Schumacher, 1817 (*Oxymeris* Dahl, 1903)

Terebra (Subula) fuscata buiturica Moisescu, 1955

(pl. XXVI, fig. 8,9)

Terebra (Acus) fuscata Broc. var. - Hoernes et Auinger (1880), p. 106, pl. XII, fig. 17;

Terebra fuscata Brocchi var. *buiturica* n. nov. - Moisescu (1955), p. 172, pl. XV, fig. 10-12;

Terebra (Subula) fuscata buiturica Moisescu - Hinculov (1968), p. 153, pl. XXXIX, fig. 3, 4.

Cele două exemplare găsite la Minișul de Sus, corespund descrierii și figurației date de Moisescu pentru această formă, care pînă în prezent a fost găsită în Badenianul de la Buituri, bazinul Mehadie, Tusa (bazinul Șimleu).

Familia : **Pleurotomidae**

Genus : *Clavatula* Lamarck, 1701

Clavatula interrupta Brocchi, 1814

(pl. XXVII, fig. 15)

Clavatula interrupta Brocchi - Strausz (1966), p. 403, pl. XIV, fig. 18, 19, 24, 26, pl. XV, fig. 1.

În calcarul organogen de la Miniș am găsi o singură cochlile care se încadrează în particularitățile morfologice ale acestei specii.



Familia : **Conidae**

Genus : *Conus* Linné, 1758

Subgenus : *Conolithus* Herrmannsen, 1847

Conus (Conolithus) dujardini Deshayes, 1845

(pl. XXVII, fig. 10–12)

Conus (Conospira) dujardini Deshayes - Moisescu (1955), p. 159, pl. XIV, fig. 15–18;

Conus (Conolithus) dujardini Deshayes - Strausz (1966), p. 451, pl. LXVII, fig. 2–5,

7 (cum syn.).

Sîntem în posesia a 8 cochilii găsite în regiunea cercetată.

Dimensiuni : înălțimea = 16 mm ; lățimea = 6,5 mm.

Specia este răspîndită în tot Miocenul marin. În Badenian este frecvent întîlnită în Austria, Ungaria, Ucraina vestică, Bulgaria și România.

Conus (Conolithus) dujardini brezinae Hoernes et Auinger, 1879

(pl. XXVII, fig. 8, 9)

Conus (Conospira) brezinae R. Höernes und Auinger - Moisescu (1955), p. 161
pl. XIV, fig. 9, 12–14;

Conus (Conolithus) dujardini var. *brezinae* Hoernes et Auinger - Kojumdgieva (1960), p. 209, pl. XLIX, fig. 7;

Conus (Conolithus) dujardini brezinae Hoernes & Auinger - Strausz (1966), p. 452,
pl. XXII, fig. 16, pl. XVIII, fig. 3–5, pl. LXVII, fig. 8–10.

Am recoltat de la Miniș 3 cochilii destul de bine conservate, care se deosebesc de *C. dujardini*, prin carena turelor de spiră, care este mai rotunjită, mai puțin ascuțită.

Formă semnalată în depozitele badeniene din Austria, Ungaria, Ucraina vestică, Bulgaria și România.

Subgenus : *Lithoconus* Mörch, 1852

Conus (Lithoconus) mercati miocaenicus Sacco, 1893

(pl. XXVII, fig. 1)

Conus mercati Brocchi - Höernes (1856), p. 23, pl. II, fig. 1, 2 (nec fig. 3);

Lithoconus mercati miocaenicus Sacco - Sacco (1893), XIII, p. 20;

Conus (Lithoconus) mercati miocaenicus Sacco - Strausz (1966), p. 455, pl. LXVIII,
fig. 3–5.

În calcarele de tip Leitha de la Minișul de Sus am găsit 3 cochilii, care corespund din toate punctele de vedere descrierii și figurației date de Höernes (pl. II, fig. 1,2), Strausz (pl. LXVIII, fig. 3–5), pentru această specie.

Această formă este semnalată din Carpatian, însă frecvența cea mai mare o are în Badenian.

Dimensiuni : înălțimea = 74 mm ; lățimea = 47 mm.



Subgenus : *Chelyconus* Mörcz, 1852

Conus (Chelyconus) fuscocingulatus Bronn in Höernes, 1856
(pl. XXVII, fig. 4,5)

Conus (Lithoconus) fuscocingulatus Bronn-Moisescu (1955), p. 163, pl. XIV, fig. 1-4;
Conus (Chelyconus) fuscocingulatus Bronn in Höernes-Strausz (1966), p. 459,
pl. LXVIII, fig. 8-11 (cum syn.);
Conus (Chelyconus) fuscocingulatus Bronn in Höernes-Nicorici-Gerasim (1971)
p. 43, pl. II, fig. 15.

Sîntem în posesia a 5 exemplare din această specie, găsite la Minișul de Sus. Forma se poate recunoaște ușor mai ales datorită unei dungi subțiri spirale, de culoare brună, de pe ultimul tur de spiră.

Dimensiuni : înălțimea = 30 mm ; lățimea = 18 mm ;
înălțimea = 25 mm ; lățimea = 15,5 mm ;
înălțimea = 20 mm ; lățimea = 11,5 mm.

Specia este caracteristică pentru Badenian, ea avînd o largă răspîndire geografică în cadrul Paratethysului central.

Conus (Chelyconus) vindobonensis Partsch in Höernes,
1848, (1856)
(pl. XXVII, fig. 2,3)

Conus vetricosus Bronn-Höernes (1856), p. 32, pl. III, fig. 5, 7 ;
Conus (Chelyconus) vindobonensis Partsch-Strausz (1966), p. 458, pl. LXIX, fig. 3,4 ;
Conus (Chelyconus) vindobonensis (Partsch in Höernes et Auinger)-Hinculov (1968), p. 149, pl. XXXVII, fig. 16.

La Minișul de Sus am găsit două cochilii care se încadrează în particularitățile acestei specii, răspîndită în depozitele badeniene din Paratethysul central.

Dimensiuni : înălțimea = 36 mm ; lățimea = 18 mm.

Conus (Chelyconus) ponderosus ponderoaustriacus (Sacco, 1893)
(pl. XXVII, fig. 6,7)

Conus (Rhizoconus) ponderosus var. III-Hoernes et Auinger (1879), p. 39, pl. V,
fig. 6 ;

Conus (Chelyconus) ponderosus ponderoaustriacus (Sacco)-Kojumdgieva (1960),
p. 214, pl. LI, fig. 1.

Cochilia pe care o avem, este identică cu cea figurată de Hoernes și Auinger (1879) și Kojumdgieva (1960). Specia este răspîndită în cadrul depozitelor badeniene din Paratethysul central.

Dimensiuni : înălțimea = 46 mm ; lățimea = 26 mm.



TABEL
*Speciile de moluște găsite în depozitele Badenianului superior de la
 Minișul de Sus (Zarand)*

SPECIILE CITATE DE DIFERIȚI AUTORI LA MINIȘ	DENUMIREA SPECIILOR		Nicorici Sagato- vici	Nicorici Sagato- vici(1970)	Nicorici (1963)	Lászly (1875)
	1	2	3	4	5	
Clasis LAMELLIBRANCHIATA						
<i>Nucula mayery</i> Hörnes						+
<i>Nucula</i> (<i>Nucula</i>) <i>nucleus</i> (Linneé)	+		+			
<i>Anadara</i> (<i>Anadara</i>) <i>diluvii</i> (Lamarck)	+	+	+			
<i>Anadara</i> (<i>Anadara</i>) <i>diluvii pertransversa</i> Sacco	+	+	+	+		
<i>Anadara</i> (<i>Anadara</i>) <i>turonica</i> (Dujardin)	+	+	+			
<i>Anadara molensis elongata</i> Schaeffer						
<i>Barbatia</i> (<i>Barbatia</i>) <i>barbata</i> (Linneé)						
<i>Arcopsis lactea</i> Linneé						
<i>Glycymeris</i> (<i>G.</i>) <i>pilosa deshayesi</i> (Mayer)	+		+	+		
<i>Glycymeris</i> (<i>G.</i>) <i>obtusata</i> (Partsch)	+		+	+		
<i>Glycymeris</i> sp.	+					
<i>Limopsis</i> p.	+					
<i>Pina pectinata brocchi</i> d'Orbigny	+					
<i>Pecten aduncus</i> Eichwald	+					
<i>Flabellipecten besseri</i> (Andrzejowsky)	+					
<i>Flabellipecten leythajanus</i> (Partsch)	+					
<i>Chlamys latissima nodosiformis</i> Serres	+					
<i>Chlamys latissima</i> (Brocchi)	+					
<i>Chlamys elegans</i> (Abdrzejowsky)	+					
<i>Chlamys elegans minensis</i> n. ssp.	+					
<i>Chlamys malvinæ</i> Dubois	+					
<i>Chlamys seniensis lomnickii</i> (Hilber)	+					
<i>Chlamys multistriata</i> (Poli)	+					
<i>Chlamys fasciculata</i> (Millet)	+					
<i>Chlamys tournali</i> Serres					+	
<i>Chlamys</i> (<i>Manupecten</i>) <i>lilli kneri</i> (Hilber)	+					
<i>Hinnites brussoni leufroyi</i> Serres	+					
<i>Spondylus crassicostata vindobonensis</i> Sacco	+					
<i>Anomia</i> (<i>Anomia</i>) <i>ephippium</i> Linneé	+					
<i>Anomia</i> (<i>Anomia</i>) <i>ephippium rugulositriata</i> Brönn	+					+
<i>Anomia</i> (<i>Anomia</i>) <i>ephippium cylindrica</i> Gmelin	+					
<i>Anomia</i> (<i>Anomia</i>) <i>ephippium hörnesei</i> Foresti	+					
<i>Anomia</i> (<i>Anomia</i>) <i>rugosa</i> Schaeffer	+					
<i>Crassostrea gryphoides</i> (Schlotheim)	+					
<i>Crassostrea miocucullata</i> (Schaeffer)	+					
<i>Ostrea</i> (<i>Ostrea</i>) <i>digitalina</i> Dubois	+					
<i>Ostrea</i> (<i>Ostrea</i>) <i>lamellosa</i> Brocchi	+					
<i>Ostrea</i> (<i>O.</i>) <i>lamellosa boblayei</i> (Deshayes)	+					
<i>Ostrea</i> (<i>O.</i>) aff. <i>granensis</i> Fontannes	+					
<i>Ostrea</i> (<i>O.</i>) <i>edulisadriatica</i> Lamarck	+					
<i>Ostrea fimbriata crassa</i> Schaeffer	+					
<i>Pycnodonta cochlear</i> Poli	+					
<i>Pycnodonta cochlear navicularis</i> (Brocchi)	+					
<i>Pycnodonta leopolitana</i> (Neidzwiedsky)	+					
<i>Astarte</i> (<i>Goodalia</i>) <i>triangularis</i> Montagu	+					
<i>Cardita</i> (<i>Megacardita</i>) <i>jouanneti</i> Basterot	+					+



1	2	3	4	5
<i>Cardita (Megacardita) jouanneti derlavicula Sacco</i>	+	+		
<i>Cardita (Cardiocardita) partschi Goldfuss</i>	+	+		+
<i>Isocardia subtransversa d'Orbigny</i>	+	+		
<i>Isocardia (Isocardia) cor (Linne)</i>	+	+		+
<i>Taras (Taras) rotundatus (Montagu)</i>	+	+		+
<i>Taras (Taras) trigonulus (Bronn)</i>	+	+		
<i>Lucina (Linga) columbella (Lamark)</i>	+	+		+
<i>Lucina (Dentilucina) michelottii Mayer</i>	+	+		
<i>Lucina (Myrtea) spinifera (Montagu)</i>	+	+		
<i>Codakia leonina Basterot</i>	+	+		+
<i>Loripes (Loripes) dujardini Deshayes</i>	+	+	+	
<i>Loripes dentatus Defrance</i>	+	+		
<i>Saxolucina (Megaxinus) bellardiana (Mayer)</i>	+	+		
<i>Saxolucina (Megaxinus) incrassata (Dubois)</i>	+	+		+
<i>Divaricella (Lucinella) ornata (Agassiz)</i>	+	+	+	
<i>Anodontia globulosa hörnea Desm.</i>				
<i>Bornia (Bornia) cf. hörnesi Cossman - Peyrot</i>	+	+		+
<i>Chama gryphoides Linne</i>				+
<i>Laevicardium (Laevicardium) cyprium (Brocchii)</i>	+	+		
<i>Laevicardium (Trachycardium) multicostatum miorotundatum (Sacco)</i>	+	+	+	+
<i>Laevicardium cf. oblongum Poli</i>		+		
<i>Cardium barrandei schafferi (Kautsky)</i>	+	+	+	+
<i>Cardium hians danubianum Mayer</i>	+	+		+
<i>Cardium hilberi (Andrusov) Zhizhchenko</i>				
<i>Cardium (Bucardium) cf. hörnessianum Grateloup</i>	+	+		
<i>Cardium papillosum Poli</i>				+
<i>Dosinia exoleta Linne</i>	+	+		
<i>Gouldia minima Montagu</i>	+			+
<i>Pitaria italicica (Defrance)</i>	+			+
<i>Pitaria gauderndorfensis Schaeffer</i>			+	+
<i>Pitaria (Cordiopsis) islandicoides (Lamark)</i>	+	+		
<i>Pitaria (Paradione) erycinoides (Lamark)</i>	+	+		
<i>Pitaria (Cordiopsis) brocchi suborbicularis Sacco</i>	+	+		
<i>Pitaria rufis (Poli)</i>	+	+		
<i>Chione (Claustrina) basteroti (Deshayes)</i>	+	+		
<i>Chione marginata Hörn.</i>	+	+	+	
<i>Chione subuplicata d'Orb.</i>				+
<i>Timoclea (Timoclea) ovala (Pennant)</i>	+	+		+
<i>Venus burdigalensis Mayer</i>				+
<i>Venus (Ventricola) multilamella Lamark</i>	+	+		
<i>Venus scalaris Bronn</i>	+			+
<i>Venus (Mioclausinella) vindobonensis Mayer</i>	+	+		+
<i>Venerupsis basteroti (Mayer)</i>	+			+
<i>Venerupsis (Amygdala) decussata Linne</i>				+
<i>Paphia (Paphia) salomonensis Fisch.</i>				+
<i>Ervilia cf. pussilla Philippi</i>	+	+	+	+
<i>Mactra cf. corallina (Linne)</i>	+	+		
<i>Mactra turoniensis Mayer</i>				+
<i>Spisula subtruncata triangula Renier</i>				+
<i>Lutraria (L.) lutaria jeffreysi (Gregorio)</i>	+	+		
<i>Lutraria (Psammophila) cf. oblonga Chemnitz</i>	+	+		
<i>Iphigenia lacunosa tumida Brocchi</i>	+	+		
<i>Psamobia uniradiata Brocchi</i>				+
<i>Tellina (Peroniida) planata Linne</i>	+	+	+	+
<i>Tellina (Moarella) donacina Linne</i>	+	+	+	+
<i>Panopea menardi Deshayes</i>	+	+		+



1	2	3	4	5
<i>Arcopagia crassa</i> (Pennant)	+			
<i>Corbula gibba</i> Olivii	+	+	+	+
<i>Corbula (Corbula) carinata deshayesi</i> Sismund a	+	+	+	+
<i>Corbula (Corbula) carinata Dujardin</i>	+	+	+	+
<i>Corbula (Corbula) carinata hörnesi</i> Bunden	+	+	+	
<i>Corbula (Corbula) basteroti</i> Hörnes	+	+		+
<i>Corbula (Corbula) revoluta</i> (Brocch i)	+	+		
<i>Tugonia ornata</i> Basterot				+
<i>Pholadomya alpina</i> Matheron	+	+		+
<i>Thracia (Thracia) cf. ventricosa</i> Philippi	+	+		
Clasis GASTEROPODA				
<i>Callistoma puberum</i> Eichwald	+	+		
<i>Gibbula biangulata</i> Eichwald				+
<i>Gibbula affinis</i> Eichwald	+	+		
<i>Gibbula buchi</i> Dubois	+	+		+
<i>Clanculus arauonis tuberculatus</i> Eichwald				+
<i>Oxystele patula orientalis</i> Cossman - Peyrot	+	+	+	+
<i>Neritopsis moniliformis</i> Grateloup				+
<i>Neritina picta</i> Féru sacc	+	+		+
<i>Rissoina bruguierae vindobonensis</i> Sacco	+	+		
<i>Turritella biangulata</i> Eichwald				+
<i>Turritella bicarinata</i> Eichwald	+	+	+	+
<i>Turritella subangulata</i> Brocch i	+	+		
<i>Turritella subangulata polonica</i> Friedberg	+	+		
<i>Turritella turris taurolaevis</i> Sacco	+	+		+
<i>Turritella pythagorica</i> Hilber	+	+		
<i>Turritella thetis erronea</i> Cossmann				
<i>Turritella benoisti</i> Cossmann - Peyrot				
<i>Turritella (Torculoidella) varicosa minisensis</i> n. ssp.				
<i>Turritella vermicularis sulcomarginalis</i> Sacco	+	+		+
<i>Vermelus arenarius</i> Linné	+	+	+	+
<i>Vermelus intorsus</i> Lamarc k	+	+		
<i>Tenagodes anguinus</i> Linné	+	+		+
<i>Cerithium crenatum procrenatum</i> Sacco	+	+	+	+
<i>Cerithium (Ptychocerithium) bronni</i> (Partsch)	+	+	+	+
<i>Cerithium vulgatum</i> Bruguière	+	+		
<i>Cerithium vulgatum europaeum</i> Mayer	+	+	+	+
<i>Cerithium (Thericium) rubiginosum</i> Eichwald	+	+	+	
<i>Bittium reticulatum</i> Costa	+			
<i>Bittium spinosum</i> Partsch	+	+		
<i>Pirenella gamlitzensis</i> gamlitzensis (Hilber)	+	+		
<i>Potamides (Pirenella) nodosoplacatus</i> Hörnes				+
<i>Potamides (Pirenella) pictus</i> Defrance	+	+	+	
<i>Potamides (Pirenella) pictus mitralis</i> Eichwald	+	+	+	
<i>Potamides moravicus variabilis</i> Friedberg	+	+		
<i>Potamides (Terebralia) bidentatus lignilarum</i> Eichwald	+	+	+	+
<i>Scala (Fuscoscala) tenuicostata</i> Michaud	+	+		
<i>Calyptrea chinensis</i> Linné	+	+		
<i>Xenophora cf. deshayesi</i> Michelotti	+	+		
<i>Aporrhais pespelicanus</i> Linné	+	+		
<i>Strombus bonelli</i> Brogniart	+	+		
<i>Strombus coronatus</i> Defrance	+	+	+	+
<i>Trona loisberdorffensis</i> Schild.				
<i>Natica (Polynices) redempta</i> Michelotti	+	+	+	+
<i>Natica (Lunatia) catena helicina</i> Brocch i	+	+		



1	2	3	4	5
<i>Natica (Neverita) josephina olla Serres</i>				+
<i>Natica millepunctata</i> Lamarck	+	+	+	+
<i>Sigaretus striatus</i> Serres	+	+		+
<i>Cypraea (Zonaria) fabagina auctorum?</i>	+	+		+
<i>Cypraea (Zonaria) columbaria</i> Lamarck				+
<i>Schilderia cf. exglobosa</i> Sacco	+	+		+
<i>Schilderia badensis</i> Schild.		+		
<i>Pirula condita</i> Brogniart	+			+
<i>Pirula geometra</i> Borson	+	+	+	+
<i>Murex (Muricanthus) poliformis</i> Eichwald	+	+		
<i>Murex (Muricanthus) sedgwicki</i> Michelotti				+
<i>Murex</i> sp.	+	+		
<i>Vitularia linguabovis vindobonula</i> Cossmann et Peyrot	+	+		+
<i>Thais (Stramonita) exilis</i> Partsch			+	+
<i>Mitrella bronni</i> Mayer				+
<i>Columbella turonica</i> Mayer				+
<i>Nassa (Tritia) rosthorni</i> Partsch	+	+		+
<i>Nassa (Tritia) serratocosta</i> Bronn				+
<i>Nassa (Tritia) cf. inconstans</i> Höernes — Auinger	+	+		
<i>Nassa (Phrontis) dujardini schönni</i> Höernes — Auinger	+	+	+	+
<i>Dorsanum nodosocostatum grundense</i> Höernes — Auinger				+
<i>Fusus (Streptochetus) valenciennesi</i> Grateloup	+	+		+
<i>Eutriofusus burdigalensis</i> De France				+
<i>Ancilla glandiformis</i> Lamarck	+	+	+	+
<i>Ancilla obsoleta</i> Brocchi				+
<i>Mitra (Pusia) ebenus</i> Lamarck	+	+		
<i>Voluta (Athleta) ficulina haueri</i> Höernes	+	+		
<i>Terebra (Subula) fuscata</i> Brocchi				+
<i>Terebra (Subula) fuscata buiturica</i> Moisescu	+	+		
<i>Terebra basteroli</i> Nystr	+	+		
<i>Clavatula interrupta</i> Brocchi	+	+		
<i>Conus aldrowandi</i> Brocchi				+
<i>Conus (Chelyconus) fuscocingulatus</i> Bronn.	+	+	+	+
<i>Conus (Chelyconus) miovoslaensis</i> Sacco			+	+
<i>Conus (Chelyconus) ponderosus ponderoaustriacus</i> Sacco	+	+		
<i>Conus (Lithoconus) mercati miocaenicus</i> Sacco	+	+	+	
<i>Conus (Conolithus) anledeluvianus</i> Bruguière	+	+		+
<i>Conus (Conolithus) dujardini</i> Deshayes	+			
<i>Conus (Conolithus) dujardini breznae</i> Horne's Auinger	+	+	+	+
<i>Conus (Chelyconus) vindobonensis</i> Partsch	+	+		
<i>Ringicula (Ringiculina) auriculata</i> Menard	+	+		
<i>Cyllichna cylindracea convoluta</i> Brocchi	+	+		

BIBLIOGRAFIE

- Báldi T. (1962) Glycymeris s. str. des europäischen Oligozäns und Miozäns. *Ann. Hist. Natur. Musei Nat. Hungarici*, 54, Budapest.
- Bellardi L. (1872–1890) I. Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. I–VII, Pissa.
- Cicha I., Seneš J. (1968) Sur la position du Miocène de la Paratéthys Centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe. *Geologica Carpathica-Geol. Zborn. Slov. Akad. vied XIX*, 1, Bratislava.
- (1970) Stratigraphical Problems of the Miocene in Europe, edice Rozpravy Ustredniho ústavu geologického, 35, Praha.
- Cossmann M. (1895–1925) Essais de Paléoconchologie comparés, 1–13, Paris.
- Peyrot A. (1915–1934) Conchologie néogénique de l'Aquitaine. Gastropoda. *Actes Soc. Lnn. de Bordeaux*, 69–86.
- Csepreghy-Meznerics I. (1950) Die tortonische Fauna von Hidas. *Annales Inst. Geol. Hung.* 39, Budapest.
- (1954) Helvetische und tortonische Fauna aus dem östlichen Cserhátgebirge. *Annales Inst. Geol. Hung.* 41, Budapest.
 - (1956) Die Molluskenfauna von Szob und Letkés. *Annales Inst. Geol. Hung.*, 45, Budapest.
 - (1960) Pectinidés du Néogène de la Hongrie et leur importance stratigraphique. *Mém. Soc. Géol. France*. XXXIX, 92, Paris.
- Depéret Ch., Roman F. (1902–1912) Monographie des Pectinidés Neogènes de l'Europe et des régions voisines. *Mém. Soc. Géol. France Paléont. Mem. XI*, 26, nouv. sér. X, Paris.
- Dollfus G. F., Dautzenberg Ph. (1920) Conchyliologie du Miocène moyen du bassin de la Loire. *Mém. Soc. Géol. France Paléont. Mém.* 27, Paris.
- Duşa A. (1969) Stratigrafia depozitelor mezozoice și terțiare de la Căprioara-Coșteiu de Sus. Ed. Acad. R. S. România, București.
- Florei N. (1961) Contribuții la cunoașterea faunei miocene de la Zorlențul Mare (Banat). *Stud. cerc. geol.*, 4, VI, Ed. Acad. București.
- Friedberg W. (1906–1928) Mollusca miocaenica Poloniae et regionum vicinarum. I. Gastropoda. Krakow.
- (1934–1936) Mollusca miocaenica Poloniae. II. Lamellibranchia. Krakow.
- Hörnes M. (1856) Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abh. d.k.k. geol. R.A. I. Univalven.* III, Wien.
- (1870) Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abh. d.k.k. geol. R.A. II. Bivalven.* IV, Wien.
- Hoernes R., Auinger M. (1879–1891) Die Gastropoden des Meersablagerungen der I und II Miozänen Mediterran-Stufe. *Abh. d.k.k. R.A.* 12, Wien.
- Kojumdgieva Em., Strachimirov B. (1960) Les fossiles de Bulgarie. VII. — Tortonien. Sofia.
- Korobkov I. A. (1951) Molliuski srednego miozena Marmarošskoi vpadini Zakarpatskoj Gostoptehizdat. Leningrad.
- Ilieșcu O., Hinculov A., Hinculov Luciana (1968) Bazinul Mehadia. Studiul geologic și paleontologic. *Mem. Inst. Geol.* IX, București.



- Istoceșcu D., Diaconu M., Istoceșcu Felicia (1965) Contribuții la cunoașterea Miocenului superior din marginea nord-estică a bazinului Beiuș. *D.S. Inst. Geol. Rom.* LI/I, București.
- (1970) Studiul geologic al sectorului vestic al bazinului Crișului Alb și al ramei Munților Codru și Hîghiș. *Universitatea „Al. I. Cuza” Iași* (litografia).
- Lóczy L. (1875) Geologiai es paleontologial tanulmanyok Aradmegybol. *Föld. Közl.* I–XII, Budapest.
- (1877) Néhány echinoidea a Fehér-Körös-Völgy neogén rétegeiből. Természetrajzi Füzetek I.
- Macovei G. (1909) Bazinul terțiar de la Bahna. *An. Inst. Geol. Rom.* III, București.
- Marinescu I. (1961) Contribuții la studiul faunei tortoniene din bazinul Bahna-Orșova. *Gastropoda I. Stud. cerc. geol.* VI, 3, Ed. Acad. R.S.R. București.
- Merklin R. L., Neveskaia L. A. (1955) Opredelitel dvustovorciatih molliuskov miotēna Turkmenii i zapadnogo Kazahstana. *Tr. Paleont. Inst. Akad. Nauk S.S.S.R.* LXI, Moskva.
- Moisescu G. (1955) Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmatiene din regiunea Buituri. Ed. Acad. R.P. Române, București.
- Nicorici E. (1961) Contribuții la cunoașterea faunei tortoniene din nord-estul Munților Rez. *Studia Univ. „Babeș-Bolyai” Geol. Geogr.*, ser. II, 1, Cluj.
- (1963) Date noi asupra Tortonianului de la Miniș (bazinul Zarand). *Studia Univ. „Babeș-Bolyai” Geol.-Geogr.* 2, Cluj.
 - Sagatovici Alexandra (1970) Contribuții la cunoașterea faunei tortoniene de la Minișul de Sus (bazinul Zarand). *Bul. Soc. Șt. Geol. din R. S. România*, XII/1, București.
 - Gherasim A. (1971) Prezența Badenianului superior fosilifer la Gura Râului (Sibiu). *Stud. Comun. St. Natur. Muz. Brukenthal*, Sibiu.
- Nitușescu O. (1933) Studiul dezvoltării ontogenetice al cochiliei Turritella subangulata Brocchi var. spirata Bronn. *Rev. Muz. geol. min. al Univ. din Cluj*, V, 1, Cluj.
- Paucă M. (1936) Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol.* XVII, București.
- (1954) Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVII, București.
- Popescu Gh. (1970) Planktonic foraminiferal zonation in the Dej tuff complex. *Rev. Roum. Geol.* 14, 2, Ed. Acad., București.
- Rado G., Tudor M. (1969) Correlation du Tortonien des Synclinaux de Slănic, Drajna et Melicești avec d'autres bassins de la Paratethys. *Colloquium sur le Néogène*, Budapest.
- Răileanu Gr., Negulescu V. (1964) Studiul comparativ al faunei burdigaliene din bazinul Transilvaniei și bazinul Petroșani. *An. Com. Geol.* XXXIV, I, București.
- Robba E. (1968) Molluschi del Tortoniano-tipo (Piemonte). *Riv. Ital. Paleont.* 74, 2, Milano.
- Roger J. (1939) Le genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe et des régions voisines. *Mem. Soc. Geol. France*, 40, Paris.
- Sacco F. (1890–1904) I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. VII–XXX, Torino.
- Schaffler F. X. (1910–1912) Das Miozän von Eggenburg. *Abh. d.k.k. geol. R.A.*, 22, Wien.
- Senes J. (1964) Faunisticka analyza paratetydneho miocenu (Mollusca). *Sb. Geol. vied. Zapadne Karpaty, rad. ZK-2.* Bratislava.

- Sieber R. (1955) Systematische Übersicht der Jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens.
Ann. des Naturhist. Mus. in Wien., Wien.
- (1958) Systematische Übersicht des Jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens.
Ann. des Naturhist. Mus. in Wien, 62, Wien.
- Steininger F., Čtyroky P., Ondrejicková A., Seneš J. (1971) Die Mollusken der Eggenburger Schichtengruppe. Schichtengruppe und ihr stratotypus.
Slovenska Akademia vied. Bratislava.
- Strausz L. (1955) Mittelmiozäne Cerithien Transdanubiens. *Föld. Int. Evkönige XLIII*, I, Budapest.
- (1966) Die Miozän-Mediterranen Gastropoden Ungars. *Akadémiai kiado*. Budapest.

INDEXUL ALFABETIC AL SPECIILOR DESCRISE

LAMELLIBRANCHIATA

- Anadara diluvii* Lamarck, pag. 124
Anadara diluvii pertransversa Sacco 124
Anadara turonica Dujardin 124
Anomia ephippium ornata Schaffer 140
Anomia ephippium rugulostriata Bronn 141
Anomia ephippium cylindrica Gmelin 141
Anomia ephippium hörnesi Foresti 141
Arcopagia crassa Penn. 159
Barbatia barbata Linnaé 125
Bucardium hians danubianum Mayer 153
Bucardium cf. hörnesianum Grateloup 153
Cardita partschi Goldfuss 147
Cardita jouanneti Basterot 147
Cardita jouanneti derlavicula Sacco 147, 148
Cardium barrandei schafferi Kautsky 152
Cardium papillosum Poli 152
Cardium sp. 152, 153
Chione basteroti Deshayes 155
Chlamys elegans Andrzejowsky 130
Chlamys elegans minisensis n. ssp. 131
Chlamys seniensis lomnickii Hilber 132
Chlamys multistriata Poli 133, 134
Chlamys fasciculata Millet 135
Chlamys lilli kneri Hilber 135, 136
Chlamys latissima Brochi 136, 137
Codakia cf. *leonina* Basterot 149
Corbula carinata deshayesi Sismonda 160
Corbula carinata hörnesi Beneden 160
Corbula revoluta Brocchi 160, 161
Crassostrea gryphoides Schlotheim 142



- Crassostrea miocucullata* Schaffer 142
Divalinga ornata Agassiz 151
Dosinia exoleta Linne 153
Ervilia cf. *pusilla* Philippi 156
Flabellipecten leythayanus (Partsch) 128
Flabellipecten besseri Andrzejowsky 129
Glycymeris pilosa deshayesi Mayer 125
Glycymeris obtusata (Partsch) 125, 126
Glycymeris sp. 126
Hinnites brussoni leufrogi De Serres 137, 138, 139
Iphigenia lacunosa tumida Brocchi 157, 158
Isocardia cor Linne 148
cf. *Isocardia* sp. 148
Laevicardium multicosatum miorotundatum Sacco 151
cf. *Limopsis* sp. 126
Loripes dujardini Deshayes 150
Loripes dentatus Defrance 150
Lucina columbella Lamarck 149
Lucina spinifera Montagu 149
Lucina mischelotti Mayer 149
Lutraria lutaria jeffreysi Gregor. 157
Mactra sp. 157
Nucula nucleus Linne 124
Ostrea lamellosa Brocchi 143
Ostrea lamellosa boblayei Deshayes 143, 144
Ostrea digitalina Dubois 144
Ostrea aff. granensis Fontannes 144, 145
Ostrea edulis adriatica Lamarck 145
Ostrea fimbriata crassa Schaffer 145, 146
Panopea menardi Deshayes 159
Pecten aduncus Eichwald 127
Pholadomya alpina Matheron 161
Pilaria islandicoides Lamarck 154
Pilaria brocchi suborbicularis Sacco 154
Pilaria erycinoides Lamarck 155
Pycnodonta cochlear navicularis Brocchi 146
Pycnodonta leopolitana Neidzu. 146
Saxolucina bellardiana Mayer 150
Saxolucina incrassata Dubois 150, 151
Spondylus crassicostata vindobonensis Sacco 140
Taras rotundatus Montagu 148
Tellina donacina Linne 158
Tellina planata Linne 159
Timoclea ovata Pennant 156
Venus multilamella Lamarck 156
Venus vindobonensis Mayer 156



GASTROPODA

- Ancilla glandiformis* Lamarck 173
Calyptitraea chinensis Linné 168
Cerithium vulgatum Bruguière 165
Cerithium vulgatum europaeum Mayer 165, 166
Cerithium crenatum procrenatum Sacco 166, 167
Cerithium bronni (Partsch) 167
Cerithium aff. rubiginosum Eichw. 167
Clavatula interrupta Brocchi 174
Conus dujardini Deshayes 175
Conus dujardini brezinae Hoernes et Auinger 175
Conus mercati miocaenicus Sacco 175
Conus fuscocingulatus (Bronn) 176
Conus vindobonensis (Partsch) 176
Conus ponderosus ponderoaustriacus Sacco 176
Cypraea fabagina auct. 170
Fusus valenciennesi Grateloup 173
Gibbula buchi Dubois 161
Mitra ebenus Lamarck 173
Murex pomiformis Eichwald 171, 172
Nassa rosthorni (Partsch) 172
Natica catena helicina Brocchi 169
Natica redempta Michelotti 170
Natica josephini olla Serres 170
Oxystele patula orientalis Cossmann et Peyrot 162
Pirula geometra Borson 171
Potamides moravicus variabilis Friedb. 167
Potamides bidentatus lignitarum Eichw. 168
Sigaretus striatus Serres 170
Strombus coronatus Defrance 169
Terebra basteroti Nyst 174
Terebra fuscata buiturica Moisescu 174
Turritella subangulata spirata Brocchi 162
Turritella subangulata polonica Friedberg 162, 163
Turritella thetis erronea Cossman 163
Turritella benoisti Coss. et Peyrot 163
Turritella vermicularis sulcomarginalis Sacco 164
Turritella pythagorica Hilber 164
Turritella varicosa minisensis n. ssp. 164, 165
Vitularia lingua-bovis vindobonula Coss.-Peyr. 172
Xenophora cf. deshayesi Michelotti 169





Institutul Geologic al României

ÉTUDE DE LA FAUNE DU BADÉNIEN SUPÉRIEUR DE MINIŞUL DE SUS (BASSIN DE ZARAND)

(Résumé)

Le présent ouvrage se propose de faire mieux connaître la faune badénienne de Minişul de Sus et de Minişel, localités situées dans la partie SW du bassin de Zarand (district d'Arad) (fig. 1, 2).

La faune de Minişul de Sus et de Minişel est cantonnée dans l'horizon calcaireux-orga-nogène du Badénien (pl. XXVIII) et se développe en conditions spécifiques à la formation de certains dépôts de calcaires de type Leitha.

La plupart des restes fossiles de ces dépôts sont des lamellibranches et gastropodes, la prédominance comme espèces et individus revenant aux premiers. Ceux-ci sont représentés par des Ostreidés et des Pectinidés qui dans certains niveaux constituent des lumachelles. L'inventaire faunique de ce gisement fossilifère, mis en évidence déjà par Lóczy (1875) a été récemment revisé et complété par Nicorici et Sagatovici (1970) qui ajoutent de nouvelles espèces de lamellibranches et de gastropodes, ainsi que deux sous-espèces nouvelles : *Turritella (Torculoidella) varicosa minisensis* et *Chlamys elegans minisensis*, si bien que le total des mollusques de ces dépôts est de 202 espèces dont 141 lamellibranches et 88 gastropodes (tab. 1). Les plus fréquents mollusques rencontrés sont : *Pecten aduncus*, Eichwald, *Flabellites leythajanus* (Partsch), *F. besseri* (Andrzejowsky), *Ostrea digitalina* Dub., *O. lamellosa boblayei* (Deshays), *Cardium barrandei schafferi* (Kautsky), *Pitaria islandicoides* (Lamark), *Tellina planata* Linne, *Oxystele patula orientalis* Cossmann-Peyrot, *Strombus coronatus* Defrance, *Cerithium crenatum procrenatum* Sacco, *Potamides bidentatus lignitarium* Eichwald, *Turritella benoisti* Cossmann, *Conus fuscocingulatus* Bronn. etc.

Le matériel paléontologique est conservé de manières différentes. Nombre de formes à coquilles résistantes sont complètes, montrant tous leurs caractères, alors que d'autres ne se trouvent que sous forme de moules.

Outre les mollusques, les calcaires organogènes de Minişul de Sus et de Minişel abritent aussi une intéressante faune d'échinides avec les espèces suivantes : *Prionechimus felmenesensis* Lambert-Thyery, *P. loczy* Lambert-Thyery, *Amphidetus intermedius* (Lóczy), *Clypeaster felmenesensis* Vadász, *C. acuminatus robustus* Vadász, *C. altus* (Klein), *Scutella vindobonensis* Laube, *Schizaster eventiensis* Lambert, *S. karreri* Laube, *S. hungaricus* Laube, *Echinolampas hemisphaericus* Lamarck. De cette faune les premières cinq formes, dont le lieu type est à Minişul de Sus, n'ont pas été rencontrées ailleurs. Malheureusement, il paraît que leurs holotypes qui se trouvaient au



Musée de Budapest sont considérés disparus. Pour cause, la description de quelques néotypes s'impose-t-elle, d'autant plus qu'il y en a qui apparaissent dans les dépôts du Badénien supérieur d'autres régions (Hongrie, Autriche, partie occidentale de l'Ukraine). Nous signalons dans ces dépôts la présence des bryozoaires : *Cellepora* et *Tubulipora*, indiqués déjà par Lóczy (1875). Du matériel que nous avons récolté Giurcă a identifié : *Calpensia gracilis* Reuss, *Membranipora* sp., *Holoporella globularis* Brönn. Lóczy signale aussi la présence des polypiers : *Solenastrea* sp. et *Porites* sp., auxquels nous ajoutons : *Goniastrea* sp. et cf. *Tarbelastrea* sp., identifiés par Suraru. Nicorici a identifié 15 espèces de foraminifères dont : *Elphidium crispum* (Linné), *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Borelis melo* Fichtel-Möll, *Cancris brogniarti* d'Orb., *Ammonia beccari* (Linné).

L'analyse des éléments lithofaciaux et paléoécologiques révèle que l'association de Minișul de Sus est représentée par des organismes ayant vécu en conditions d'une zone littorale-néritique. A en juger d'après la grande quantité d'algues calcaires (*Lithothamnium*), la présence des polypiers coloniaux et de quelques espèces de mollusques et d'échinides qui ont vécu à une profondeur de tout au plus 30—40 m (*Chlamys*, *Ostrea*, *Anomia*), on est à même de supposer que durant la sédimentation de l'horizon calcaire fossile la profondeur de la mer dans ce secteur variait de 10 à 50 m. La salinité de l'eau était normale, de type polyhalin, comme l'atteste les polypiers et les échinides, formes par excellence sténohalines, ainsi que la présence en abondance de quelques mollusques particulièrement sensibles aux variations de salinité tels : *Nucula*, *Chlamys*, *Flabellipecten*, *Anadara*, *Glycymeris*, *Turritella*, *Strombus*, etc.

Les aspects paléoécologiques de l'association examinée révèlent un régime de gaz et un PH normaux des eaux, ainsi qu'une température qui indique un climat de type subtropical.

Les observations effectuées nous portent à conclure que l'association fossile mentionnée représente un biofacès où tous les organismes revenaient à la même communauté écologique.

La distribution stratigraphique des restes de mollusques du Badénien supérieur nous conduit à deux catégories de fossiles : cosmopolites, largement répandues dans le Miocène, et à des formes nouvelles caractéristiques pour le Badénien. De nombreuses formes abondantes dans les dépôts badéniens de la Paratéthys centrale sont connues dès l'Egérien ou l'Engemburgien, de l'Ottangien ou du Carprien (pl. XXIX).

Les calcaires organogènes de Minișul de Sus contiennent les formes caractéristiques aux dépôts badéniens suivantes : *Flabellipecten ieythajanus*, *Flabellipecten besseri*, *Pecten aduncus*, *Chlamys elegans*, *Cardium barrandei schafferi*, *Codakia leonina*, *Venus vindobonensis*, *Gibbula buchi*, *Conus dujardini brezinae*, *Conus fuscocingulatus* etc.

Bien qu'en nombre réduit d'espèce, par rapport au reste de l'association représentée par des espèces moins significatives au point de vue stratigraphique, la présence des formes caractéristiques citées atteste à coup sûr l'âge badénien supérieur des dépôts qui les contiennent. Par ailleurs aussi le reste des organismes de l'association fossile de Miniș-Minișel comme les échinides, les foraminifères et les bryozoaires représentent dans la plupart des cas des faunes typiques pour le Badénien supérieur développé sous faciès calcaire de type Leitha.

La corrélation des dépôts badéniens supérieurs de cette région avec des dépôts similaires de la Roumanie et particulièrement avec ceux des régions occidentales est aisément réalisable à partir tant de critères paléontologiques que faciaux (fig. 3).

Dans tous les bassins néogènes occidentaux des Monts Apuseni, les dépôts badéniens supérieurs présentent un caractère transgressif reposant soit sur des dépôts du Badénien inférieur soit directement sur le soubassement cristallin.

Ces dépôts fossilifères, formés en conditions d'une mer à salinité normale, sont surmontés en continuité de sédimentation par des dépôts buglowiens, contenant une faune de passage et montrant un caractère régressif.



Quant à la nouvelle nomenclature stratigraphique du Néogène de la Paratéthys centrale proposée aux réunions internationales ces dernières années et adoptée par la plupart des géologues, nous voudrions souligner qu'à l'origine de ces propositions réside la nonconcordance observée entre l'échelle biostratigraphique et celle chronostratigraphique de la Paratéthys centrale d'une part, et de la Méditerrané et l'Atlantique d'autre part (fig. 4). Ce désaccord mis surtout en évidence par des études microfauniques a imposé aux géologues de l'Europe centrale et particulièrement de l'Europe orientale d'abandonner pour le moment l'échelle chronostratigraphique classique utilisée jusqu'à présent et de créer à partir de critères biostratigraphiques rigoureux de nouvelles unités géochronologiques et chronostratigraphiques à caractère régional, valables pour la Paratéthys centrale. Aussi des noms communs : Egérien, Eggenburgien, Ottnangien, Carpatien, et Badénien furent-ils créés.

Le terme de Badénien (Kapouněk, Papp, Turnovský, 1960) a été proposé pour désigner les dépôts connus auparavant sous le nom de Tortonien. Il contient les dépôts formés à partir de l'apparition de la faune à *Preorbolina-Orbulina* jusqu'au Sarmatiens. A son tour le Badénien (M_4) a été divisé en deux : Badénien inférieur ou „Série de Lanzen-dorf” ($M_{4a,b}$ - Cicha - Tějkal, 1965) qui substitue le terme de Tortonien inférieur et correspond aux couches à *Preorbolina-Orbulina suturalis* et le Badénien supérieur ou „Série Devin” ($M_{4c,d}$), qui substitue le Tortonien supérieur et correspond à la zone à *Globigerina nepenthes*. Dans la région de Miniș-Minișel les dépôts fossilières reviennent justement à cette partie supérieure du Badénien, fait attesté tant par leur contenu paléontologique que par la continuité de sédimentation avec les couches sarmatiennes.

Dans l'ouvrage sont décrites et figurées différentes espèces de lamellibranches et de gastropodes prélevés des dépôts badéniens de Minișul de Sus et de Minișel.

Nous faisons sommairement ci-après des remarques sur quelques espèces de lamellibranches et de gastéropodes et la description des deux sous-espèces nouvelles.

Pecten aduncus Eichwald

(pl. I, fig. 14-17)

Les espaces intercostaux de la valve droite des exemplaires de Miniș présentent des zones d'accroissement concentriques. Les oreillettes de la valve droite sont égales, de grandeur moyenne, dépourvues de l'ornementation spécifique. La valve gauche présente 13 côtes arrondies, séparées par des intervalles un peu plus larges que les côtes dont le fond est presque plat et muni de stries d'accroissements fines concentriques. Les espaces intercotidaux marginaux peuvent présenter de 2 à 3 sillons fins longitudinaux. Les oreillettes de la valve gauche sont égales et ornées de fins sillons longitudinaux.

La forme de *Pecten aduncus* répandue dans la région de la Paratéthys centrale présente des affinités pour *P. praebenedictus* Tournouer, dont elle se distingue cependant par la présence d'une côte supplémentaire sur la valve gauche. La forme figurée par Hörnés, 1870 (pl. LIX, fig. 7-9) sous le nom de *P. aduncus* est en réalité *P. praebenedictus*.

Flabellipecten besseri (Andrzewsky)

(pl. II, fig. 1-6)

Cette espèce approche sensiblement de *Flabellipecten leythajanus* dont elle se distingue cependant par un nombre réduit de côtes (19 à *F. besseri*, 21-22 à *F. leythajanus*), par les espaces intercotidaux un peu plus larges, par les côtes plus arrondies et par une convexité des valves un peu plus marquée.



Flabellipecten besseri approche aussi de *F. solarium* (Lamark) dont il se distingue, tout particulièrement, par l'absence des côtes rayonnantes des oreillettes.

Cette espèce décrite de la Podolie, a été ensuite identifiée dans tous les dépôts badéniens de la Paratéthys centrale. La forme figurée par M. Höernes (pl. LXII, pl. LXIII, fig. 1-5) comme *Pecten besseri*, ne peut être intégrée dans la description originale des formes provenues de la Podolie ; elle s'en distingue par la présence sur les oreillettes de la valve gauche de quelques costules longitudinales qui font défaut chez *F. besseri* et par un plus grand nombre de côtes. L'espèce figurée par Höernes est en réalité *F. solarium* Lamark.

Chlamys elegans (Andrzejowsky)
(pl. IV, fig. 4-7, pl. V, fig. 1-6, pl. VI, fig. 1, 2a)

Chlamys elegans est une espèce répandue dans les dépôts badéniens de la Paratéthys. Des formes développées dans les bioprovinces méditerranéenne et atlantique, il approche de *Ch. scarella* (= *seniensis*) et *Ch. bollensis*, dont il se distingue par la convexité inégale des deux valves, par les côtes plus nombreuses et par l'ornementation secondaire. Nous ne saurions être d'accord avec Korobkov (1951), qui considère *Ch. elegans* comme une sous-espèce de *Ch. seniensis* (= *scarella*). Toutes les variétés de *Ch. seniensis* (*lomnickii*, *niedzwiedzki*) se distinguent de *Ch. elegans* par des côtes plus nombreuses, de 15-22, alors que *Ch. elegans* ne possède que tout au plus 13 et le plus fréquemment 12, comme tous les exemplaires de Minișul de Sus laissent voir.

Chlamys elegans minisensis n. ssp.
(pl. VI, fig. 3-8)

Holotype : pl. VI, fig. 3.

Derivatio nominis : d'après la localité de Miniș.

Stratum tipicum : horizon des calcaires organogènes de type Leitha de Minișul de Sus.

Locus typicus : calcaire organogène de Dealul Bisericii.

Nous avons récolté à Minișul de Sus une seule forme qui se distingue de l'espèce type par quelques traits particuliers de l'ornementation, fait qui nous a porté à la considérer une variété nouvelle.

Valve équilatérale, légèrement convexe, munie de 11 côtes rayonnantes. Côtes tranches à leur partie supérieure, contrairement à celles de *Ch. elegans* chez lequel elles sont arrondies, et pour cause ne montrent ni les costules si caractéristiques de l'espèce type. Les côtes autant que les intervalles intercotidaux sont ornés de lamelles concentriques ordonnées à des distances égales. Contrairement aux lamelles concentriques de *Ch. elegans* chez lequel sur les espaces intercotidaux elles sont presque rectilignes, alors qu'entre les costules des côtes elles s'incurvent vers le crochet, la forme décrite présente des lamelles concentriques, sur les espaces intercotidaux et sur les côtes, qui s'incurvent vers le bord palléal.

Dimensions : diamètre umbo-palléal de 25 mm ; diamètre antéro-postérieur de 24 mm ; convexité de 6,5 mm.

Chlamys seniensis lomnickii (Hilber)
(pl. VII, fig. 1-6)

Dans la littérature paléontologique cette espèce est indiquée sous deux noms : *scarella* et *seniensis*, nous venant de Lamark (1819) pour des exemplaires provenus d'Italie. Roger en 1939 a montré qu'entre les holotypes des deux espèces il n'y a que des diffé-



rences individuelles insignifiantes, ceux-ci revenant à la même espèce. Respectant le principe de la priorité, le nom usuel devrait être *seniensis*, étant le premier. Etant donné que le nom de *scarella* est largement connu, surtout en France et en Italie, Roger propose de l'utiliser plus loin. En Europe centrale l'espèce a été rencontrée dans les dépôts badéniens. Friedberg, Korobkov, Koju-mdgjeva, Tejkal, utilisent le nom de *seniensis*, et Csepreghy-Meznerics celui de *scarella*. Nous avons adopté, conformément au principe de la priorité, le nom de *seniensis*. *Ch. seniensis lomnickii* a été décrit des dépôts tortoniens de la Galice par Hilber sous le nom de *Pecten lomnickii*. Ultérieurement Friedberg (1907) décrit cette même forme sous le nom de *Pecten romani*, pour revenir plus tard et la considérer une variété de *Ch. seniensis*.

Chlamys multistriata Poli

(pl. VII, fig. 7-9; pl. VIII, fig. 1-9; pl. IX, fig. 2-4)

Chlamys multistriata étant une forme variable surtout en ce qui concerne la costulation a conduit certains auteurs à créer des espèces nouvelles telles : *Ch. tauroperstriata* Sacco, *Pecten gloriamaris* Dubois. Roger (1939) mentionne que les caractères morphologiques qui ont conduit à la séparation de ces espèces ou sous-espèces ne sont pas constants et qu'en réalité il s'agit de *Ch. multistriata*.

Parmi les espèces qui apparaissent dans la Paratéthys centrale et qui approchent de *Ch. multistriata* nous mentionnons : *Ch. varia* Linnaeus, qui présente cependant un nombre réduit de côtes rayonnantes, constamment égales et non divisées.

Les exemplaires de Minișul de Sus approchent sensiblement de *Ch. multistriata tauroperstriata* Sacco, par le caractère des côtes.

Chlamys fasciculata (Millet)

(pl. X, fig. 4-6)

Cette espèce présente quelques variétés, dont on remarque les formes provenues des calcaires de Leitha du bassin de Vienne figurées par Hörnnes (1870) sous le nom de *Pecten reussi*. Cette forme est de plus grande taille que l'espèce type provenue des falunes helvétiques du bassin de la Loire (France). *Ch. fasciculata* approche également de *Ch. pes-felis* Linnaeus, dont il descend probablement, et de *Ch. aldrovandi* Defrance, *Ch. puymoriae* Millet-Friedberg, qui ne sont cependant répandus que dans les domaines méditerranéen et atlantique.

Chlamys latissima Bröchhi

(pl. IX, fig. 1)

Une intéressante variété de *latissima* s'individualise dans la Paratéthys centrale connue sous le nom de *Ch. latissima nodosiformis* (Des Serres). Cette variété se fait distinguer par une convexité plus marquée des deux valves bombées de manière presque égale. L'ornementation rayonnante est mieux développée que chez *Ch. latissima*, les costules moins nombreuses apparaissent plutôt sur les côtes que dans les intervalles intercotidaux ; les côtes de la valve gauche présentent des nODULES caractéristiques.

Les exemplaires prélevés à Minișul de Sus appartiennent à la forme type de *Ch. latissima*. Ils sont faiblement bombés, sans nODULES et les costules apparaissent surtout dans les intervalles intercotidaux, traits qui les approchent mieux de la variété prélevée des dépôts helvétiens d'Italie notamment : *Ch. latissima giboplana* Sacco.



Hinnites brussoni leufroyi De Serres
 (pl. X, fig. 7; pl. XI, fig. 1-4)

Les opinions sont partagées au sujet de la répartition de ces espèces au genre *Chlamys* ou *Hinnites*. Il y a des auteurs (Roger, Csepreghy-Meznerics) qui, à partir de la forme de la coquille jeune, quand l'animal n'était pas fixé, considèrent que les formes reviennent au genre *Chlamys*. La plupart des auteurs portent l'accent sur les particularités morphologiques des exemplaires adultes, considérant la phase juvénile comme phase d'évolution du groupe, importante au point de vue phylogénétique (Cossmann, Peyrot, 1914). Réellement, *Hinnites* à l'état adulte s'écarte considérablement des Pectinidés, surtout par la forme des empreintes musculaires et palléales, par la charnière, le mode de vie; aussi estimons-nous d'attribuer l'espèce examinée au genre *Hinnites*.

Cardium sp.
 (pl. XIX, fig. 10-11)

Nous posérons 9 valves de Cardiides que pour le moment nous ne saurions attribuer avec certitude à une certaine espèce. Les valves de forme subarrondie convexe, portent un crochet central, bien développé et incurvé vers le plateau cardinal. Leur ornementation est formée de 17-18 côtes rayonnantes, lisses, avec la partie supérieure arrondie. Les espaces intercotidaux, tout aussi larges que les côtes, en section légèrement convexes, au milieu, et excavés vers les bords, sont également lisses.

Dimensions: d.u.p. = 20 mm; d.a.p. = 20 mm; convex. = 7 mm.

Vu l'aspect et le nombre des côtes, les exemplaires examinés présentent des affinités pour *Cardium (Acanthocardia) moeschanum* Mayer (Schaffer, pl. XXIX, fig. 12), dont ils se distinguent étant de plus petite taille et à coquille plus arrondie.

Iphigenia lacunosa tumida Brönnchi
 (pl. XXII, fig. 3-6, pl. XXIII, fig. 2, 3)

L'espèce présentant des formes très variées a permis la séparation de plusieurs variétés telles : *I. lacunosa tumida*, *I. lacunosa bronniiana* (De Greg), *I. lacunosa taurotrigona* Sacco. Il y a des auteurs (Cossmann-Peyrot, p. 270), qui considèrent que la séparation de ces variétés n'est pas justifiée. En tout cas *I. lacunosa tumida*, la forme la plus citée au Miocène de la Paratéthys, ne se distingue franchement de *I. lacunosa* que par le contour des valves qui est plus équilatéral. Des exemplaires prélevés seul celui figuré pl. XXIII, fig. 2, 3 s'éloigne un peu du reste des exemplaires qui correspondent rigoureusement à *I. lacunosa tumida*, sa partie antérieure étant plus allongée et plus étroite.

Turritela (Torculoidella) varicosa minisensis n. ssp.
 (pl. XXIII, fig. 21-23)

Holotype: pl. XXIII, fig. 23.

Derivatio nominis: nom donné d'après la localité de Miniș.

Stratum typicum: horizon des calcaires organogènes du Badénien supérieur de Miniș de Sus.

Locus typicus: calcaire organogène de Dealul Bisericii.

Diagnose: nous avons deux exemplaires incomplets formés de 10-12 tours de spire séparés par une suture peu excavée, oblique. L'ornementation des tours de spire est formée par trois côtes spiralées, dont celle moyenne plus développée. Les côtes spiralées sont munies de tubercules caractéristiques. La côte médiane du dernier tour de spire compte 20 tuber-



cules. Entre les côtes spiralées noduleuses se trouvent 7—9 stries lisses, séparées par des sillons étroits.

Dimensions: hauteur du dernier tour = 7 mm;
 largeur du dernier tour = 12,5 mm;
 hauteur de l'antépénultième tour = 5 mm;
 largeur de l'antépénultième tour = 10,5 mm.

Rapports et différences: vu ces caractères morphologiques la forme est attribuable à l'espèce *Turritella varicosa* Brönnchi qui se caractérise par des côtes noduleuses, séparées par des stries spiralées fines. Les exemplaires examinés se distinguent de *T. varicosa* du fait que sur chaque tour de spire se trouvent constamment 3 côtes noduleuses dont celle moyenne plus développée, trait qui n'apparaît pas chez *T. varicosa*.

Sacco (1895) a séparé plusieurs variétés de cette espèce, prélevées des dépôts tortoniens du N d'Italie. L'exemplaire de Minișul de Sus approche le mieux de la variété *Turritella varicosa percingulata* Sacco (Sacco, vol. XIX, p. 29, pl. III, fig. 4), qui possède cependant plusieurs côtes spiralées noduleuses que les exemplaires décrits.

L holotype de cette espèce se trouve dans la Collection de Stratigraphie du Bassin de Transylvanie, auprès de la chaire de Géologie-Paléontologie de l'Université de Cluj, no. d'inventaire : 16388.

Cerithium crenatum procrenatum Sacco
 (pl. XXIV, fig. 4, 5 a, 5b)

De l'espèce type cette variété se distingue du fait qu'elle ne possède que 3 côtes spiralées noduleuses, alors que *C. crenatum* porte 4 voire même 5 côtes. Les nodules de *C. crenatum procrenatum* sont toujours à contour arrondi, alors que chez *C. crenatum* peuvent apparaître des nodules à contour quadratique comme Strausz (1955) mentionne. Chez *C. crenatum* la côte spiralée supérieure est plus large et moins noduleuse, tandis que chez les formes de Minișul de Sus cette côte spiralée est moins large que les deux autres et munie de nodules bien distincts.

Malgré ces distinctions de l'ornementation l'approchement des deux formes ne saurait être contesté. Entre les deux formes on a séparé une variété de passage : *C. crenatum communicatum* Sieber, qui est très proche des exemplaires de Minișul de Sus. Il y a lieu de remarquer que le passage de *C. crenatum procrenatum* à *C. crenatum communicatum* est insensible si bien que leur séparation est extrêmement difficile. Toutefois la variété *procrenatum* s'individualise par sa côte moyenne plus proéminente et avec des nodules légèrement acuminés. Aussi avons nous attribué les exemplaires examinés à *C. crenatum procrenatum*. Une autre particularité des formes adultes de Minișul de Sus est la présence constante dans les deux sillons qui séparent les côtes spiralées noduleuses de deux côtes spiralées minces (pl. XXIX, fig. 5a, 5b).

Murex (Muricanthus) pomiformis Eichwald
 (pl. XXV, fig. 18—22)

Forme qui approche de *M. turonensis pontileviensis* Tournouer et de *M. rudis sedwichi* Michelotti, dont elle se distingue du fait qu'aux points d'intersection des côtes transversales et longitudinales n'apparaissent pas des épines.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche XXVIII

Colonnes stratigraphiques à travers l'horizon calcaieux organogène (Badénien supérieur) de Minișul de Sus et de Minișel.

Planche XXIX

Distribution stratigraphique des principales espèces de mollusques à Minișul de Sus, dans les unités chronostratigraphiques de la Paratéthys centrale.



PLANŞA I



Institutul Geologic al României

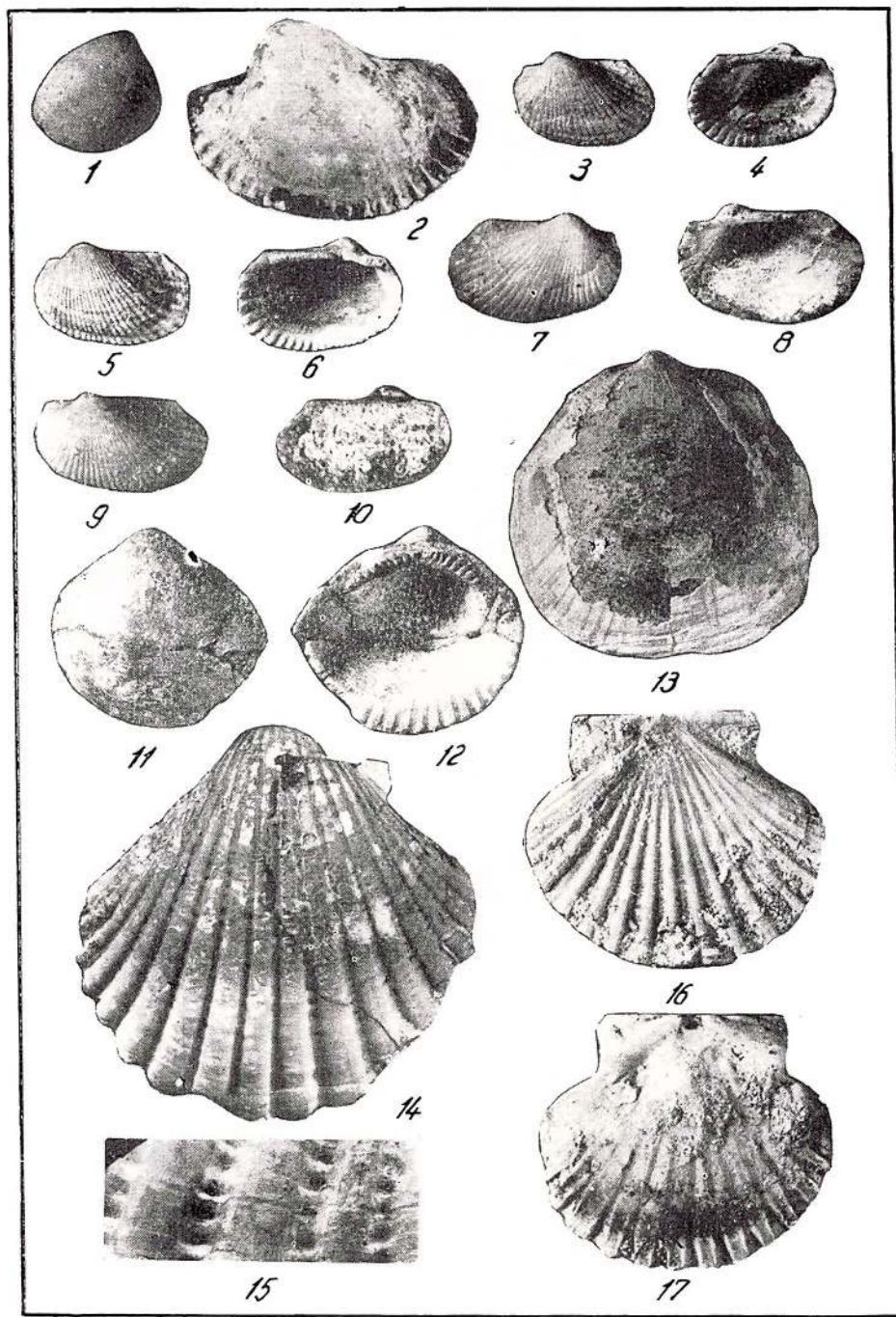
PLANŞA I

- Fig. 1. — *Nucula (Nucula) nucleus* (Linné). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 2. — *Anadara (Anadara) diluvii* (Lamark). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 3—6. — *Anadara (Anadara) diluvii pertransversa* Sacco. Badenian superior. Minişul de Sus. $\times 1,5$.
- Fig. 7—10. — *Anadara (Anadara) turonica* (Dujardin). Badenian superior. Minişul de Sus. $\times 1,5$.
- Fig. 11, 12. — *Glycymeris (Glycymeris) obtusata* (Partsch in Höernes). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 13. — cf. *Limopsis* sp. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 14—17. — *Pecten aduncus* Eichwald. 14,15 = v.dr.; 16,17 = v.stg.; 15 $\times 3$. Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. I.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

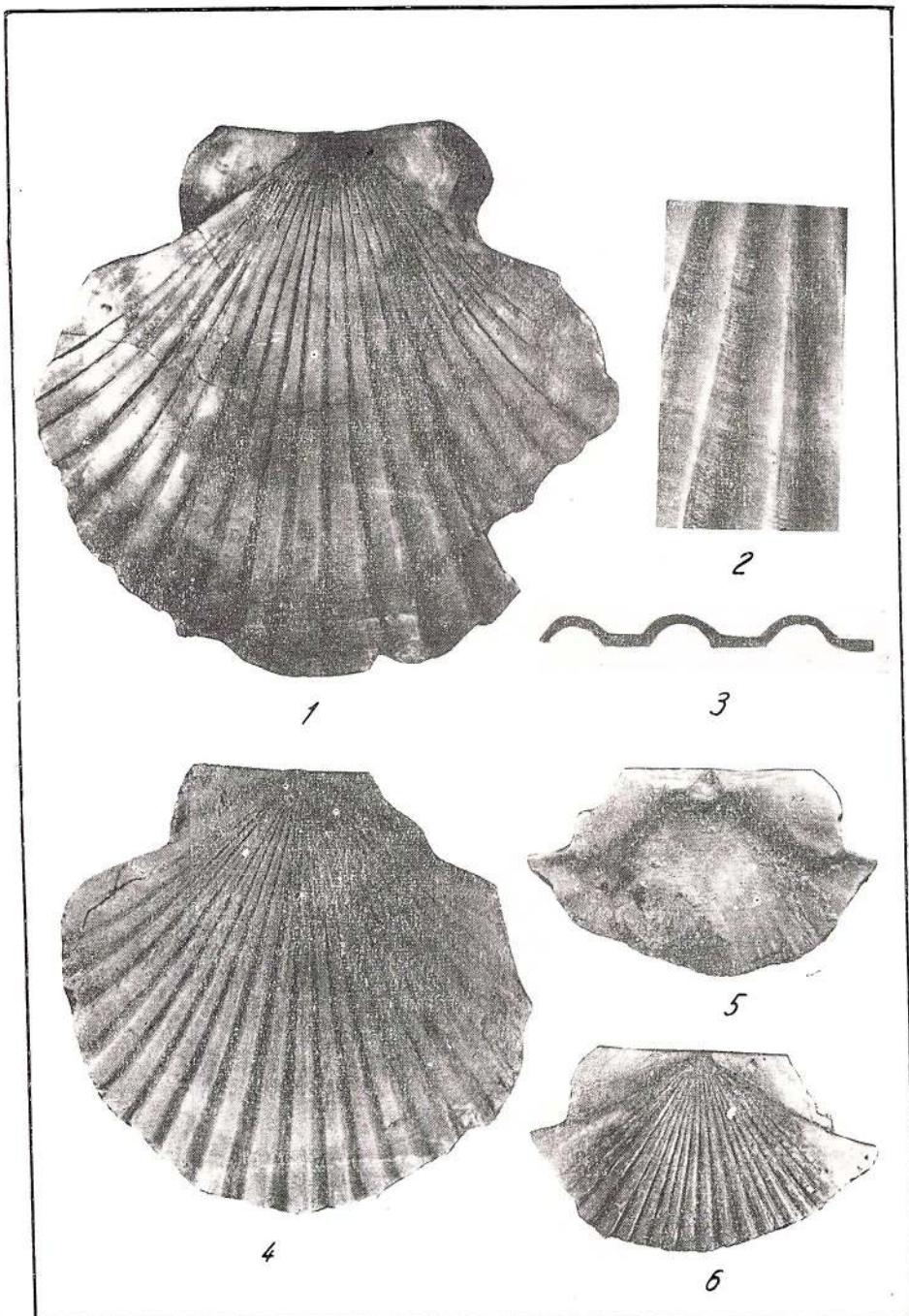
PLANŞA II

Fig. 1—6. — *Flabellipecten besseri* (Andrzejowsky). 1 = v.dr.; 2—6 = v.stg.; 2,3×2.
Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, Al. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. II.



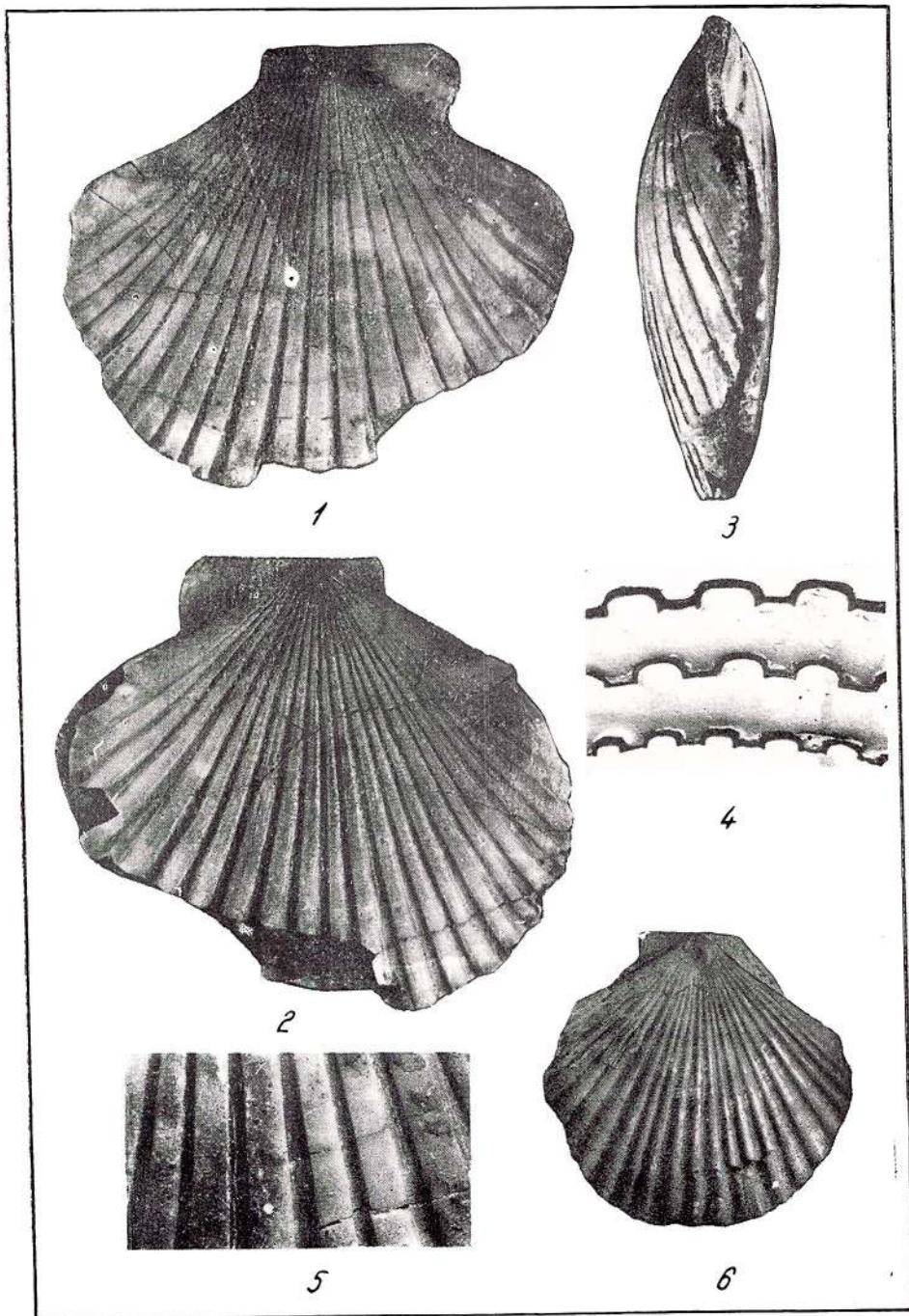
PLANŞA III

Fig. 1—6. — *Flabellipecten leythajanus* (P a r t s c h i n H ö r n e s) . 1 = v.dr. ; 2,4—6 = v.stg.
4,5×2. Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. III.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

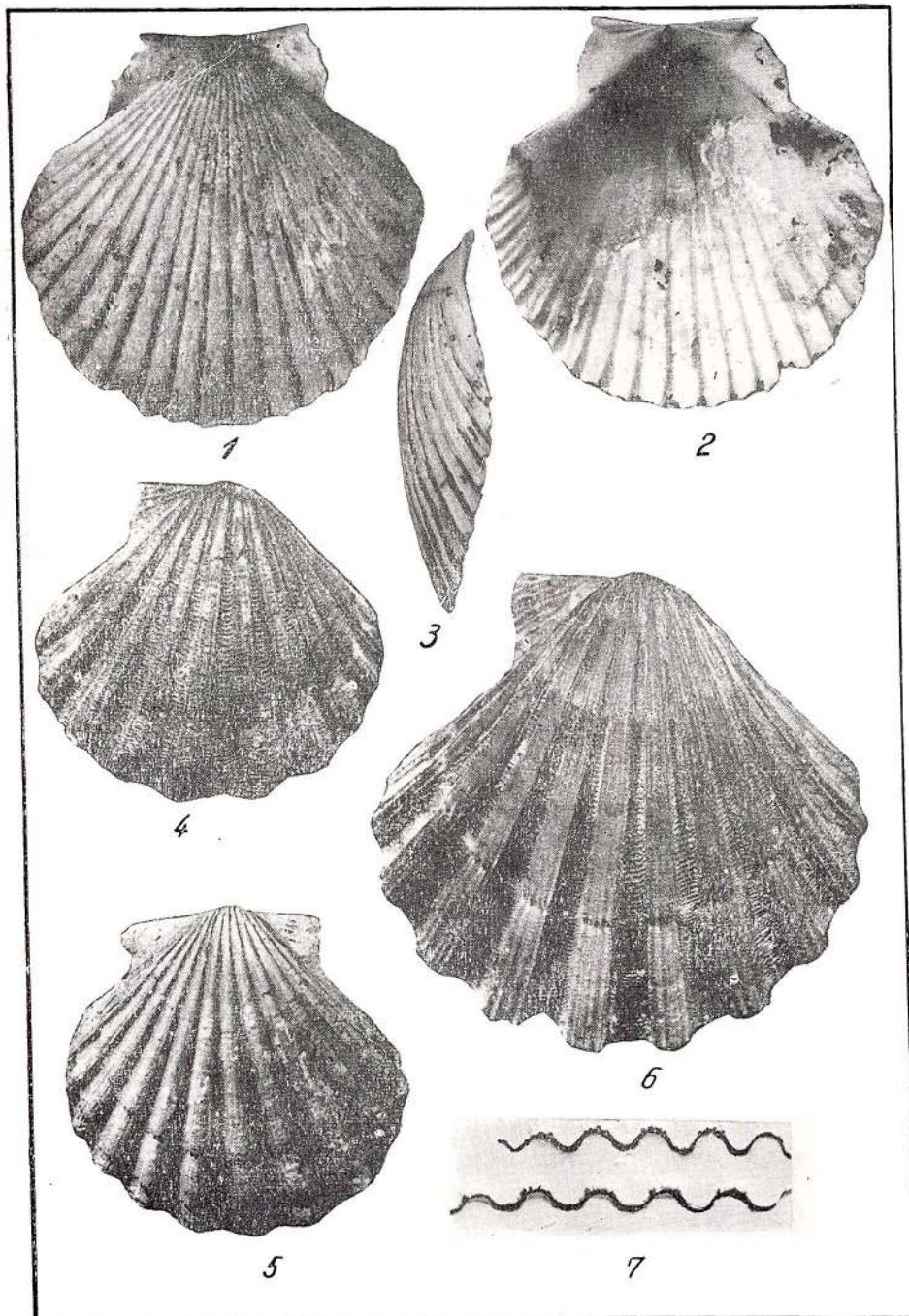
PLANŞA IV

Fig. 1—3. — *Flabellipecten leythajanus* (P a r t s c h i n H ö r n e s), v.dr. Badenian superior.
Minişul de Sus.

Fig. 4—7. — *Chlamys elegans* (A n d r z e j o w s k y). 4, 6, 7 = v.dr.; 5 = v.stg.; 6 × 1,5.
Badenian superior. Minişul de Sus.



E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul
de Sus. Pl. IV.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



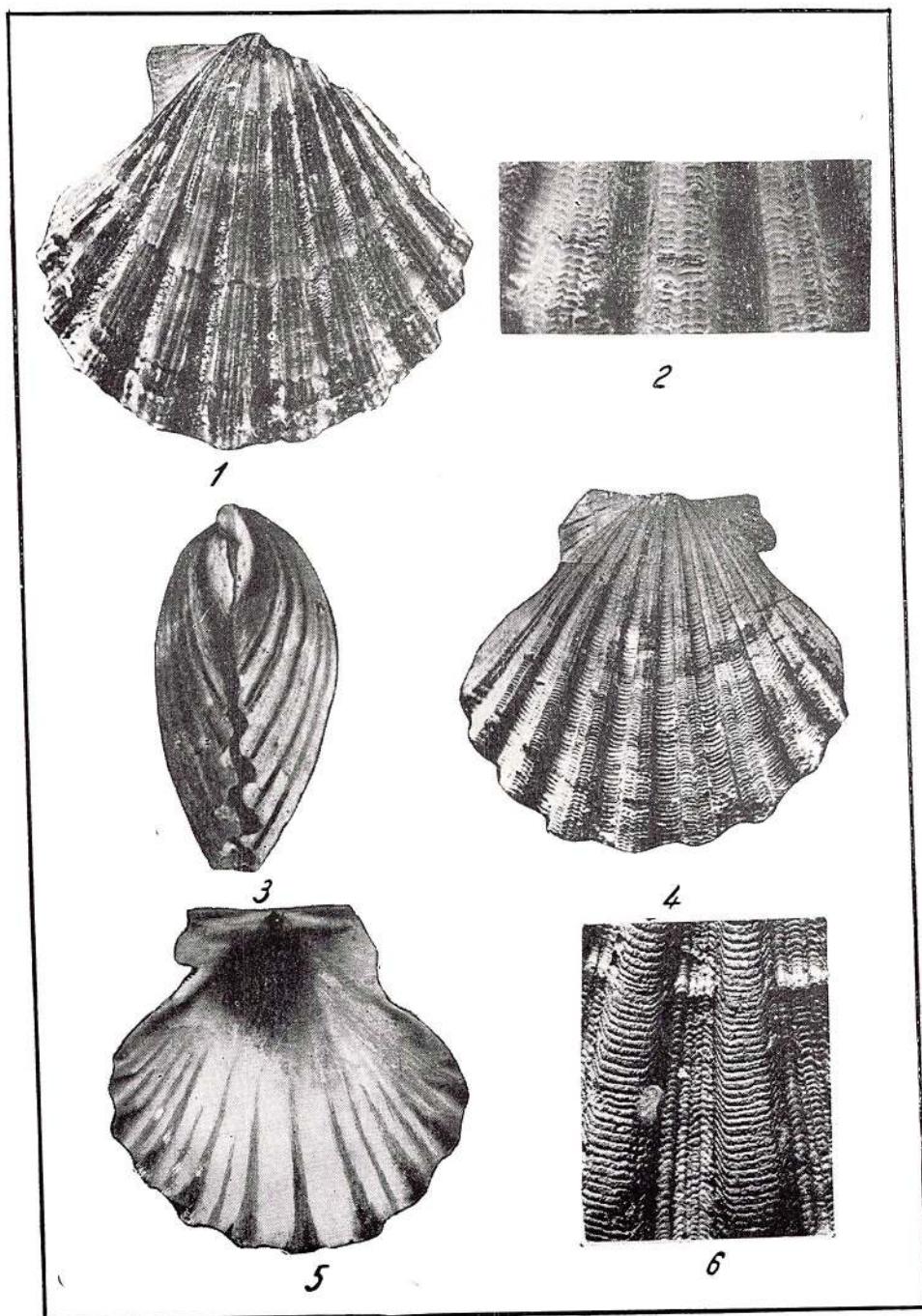
Institutul Geologic al României

PLANŞA V

Fig. 1-6. — *Chlamys elegans* (Andrzejowsky). 1, 2, 4, 5, 6 = v.dr.; 1, 3, 4, 5 \times 1,5; 2 \times 2; 6 = negativ în plastelină \times 2,3. Badenian superior. Minişul de Sus.
Chlamys elegans (Andrzejowsky). 1, 2, 4, 5, 6 = valve droite; 1, 3, 4, 5 \times 1,5; 2 \times 2; 6 = négatif en mélange plastique à base de kaolin, \times 2,3. Badénien supérieur. Minişul de Sus.



E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. V.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

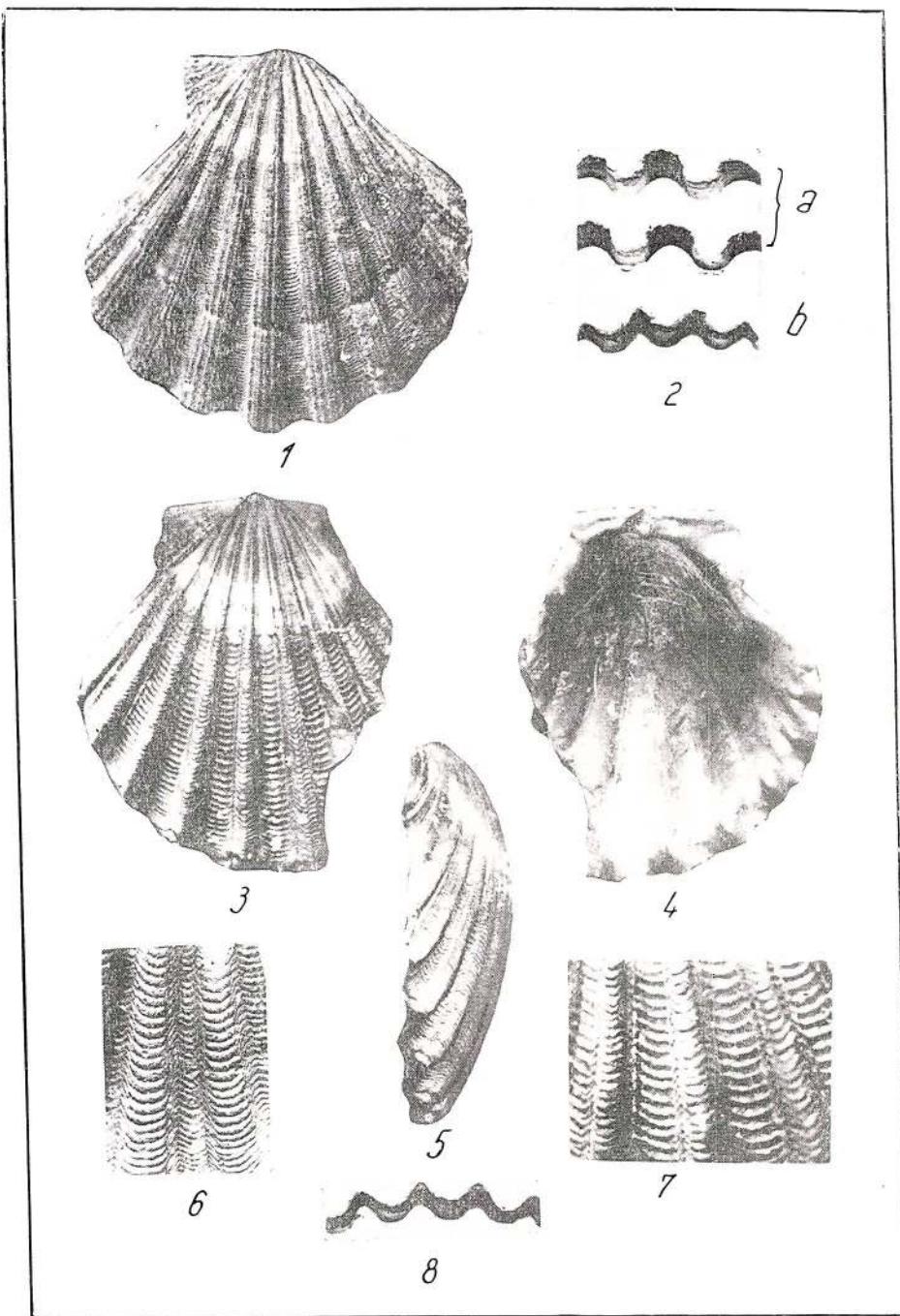
PLANŞA VI

- Fig. 1. — *Chlamys elegans* (Andrzejowsky). v.dr. $\times 1,2$. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 2. — Urma marginei paleale în plastelină la *Ch. elegans*; 2b. Urmă marginiei paleale în plastilină la *Ch. elegans minisensis*.
Empreinte du bord palléal dans du mélange plastique chez *Ch. elegans*; 2b, empreinte du bord palléal dans du mélange plastique chez *Ch. elegans minisensis*.
- Fig. 3—8. — *Chlamys elegans minisensis* n. ssp. v.dr., 3—5 $\times 2$; 6 (mulaj negativ în plastelină) $\times 2,5$; 7 $\times 3$ Badenian superior. Minişul de Sus.
Chlamys elegans minisensis n. ssp., valve droite; 3—5 $\times 2$; 6 (moule négatif en mélange plastique) $\times 2,5$; 7 $\times 3$; Badénien supérieur. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. VI.



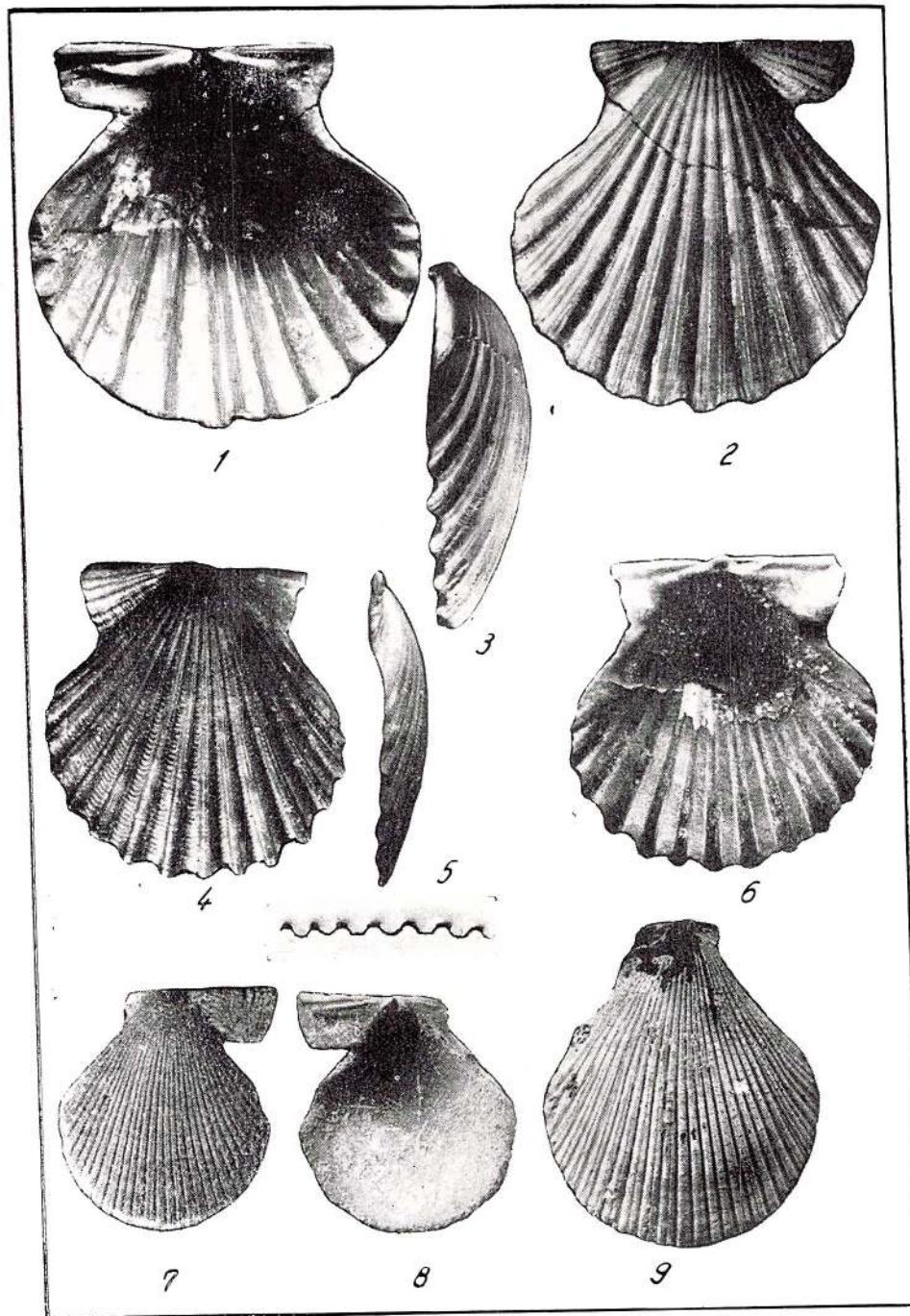
PLANŞA VII

- Fig. 1—6. — *Chlamys seniensis lomnickii* (Hilb e r). 1—3 = v.dr. \times 2,1; 4—6 = v.stg. \times 2,8. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 7—9. — *Chlamys multistriata* (Poli). v.dr. \times 2,1. Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. VII.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

PLANŞA VIII

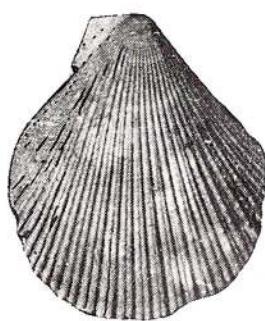
Fig. 1-9. — *Chlamys multistriata* (Poli). 1,2 = v.dr. \times 2; 3 = v.dr. \times 7; 4-6 = v.stg.;
8,9 = v.stg. \times 2; 7 = v.stg. \times 7. Badenian superior. Minişul de Sus.



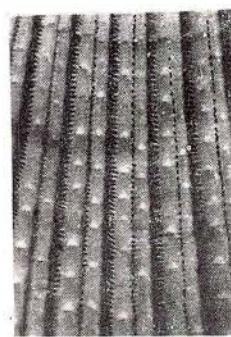
E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. VIII.



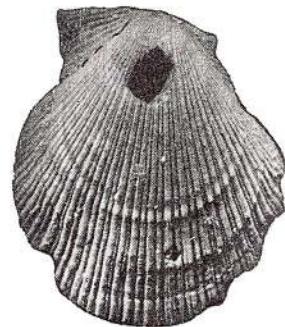
1



2



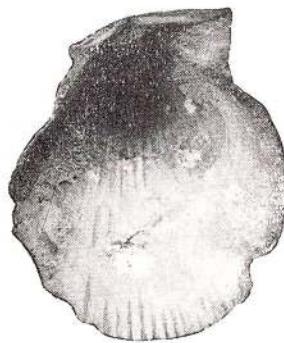
3



4



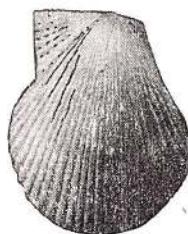
5



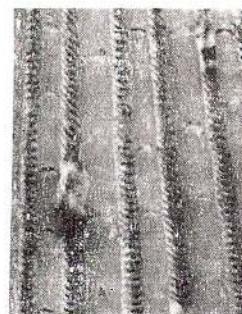
6



8



9



7

PLANŞA IX

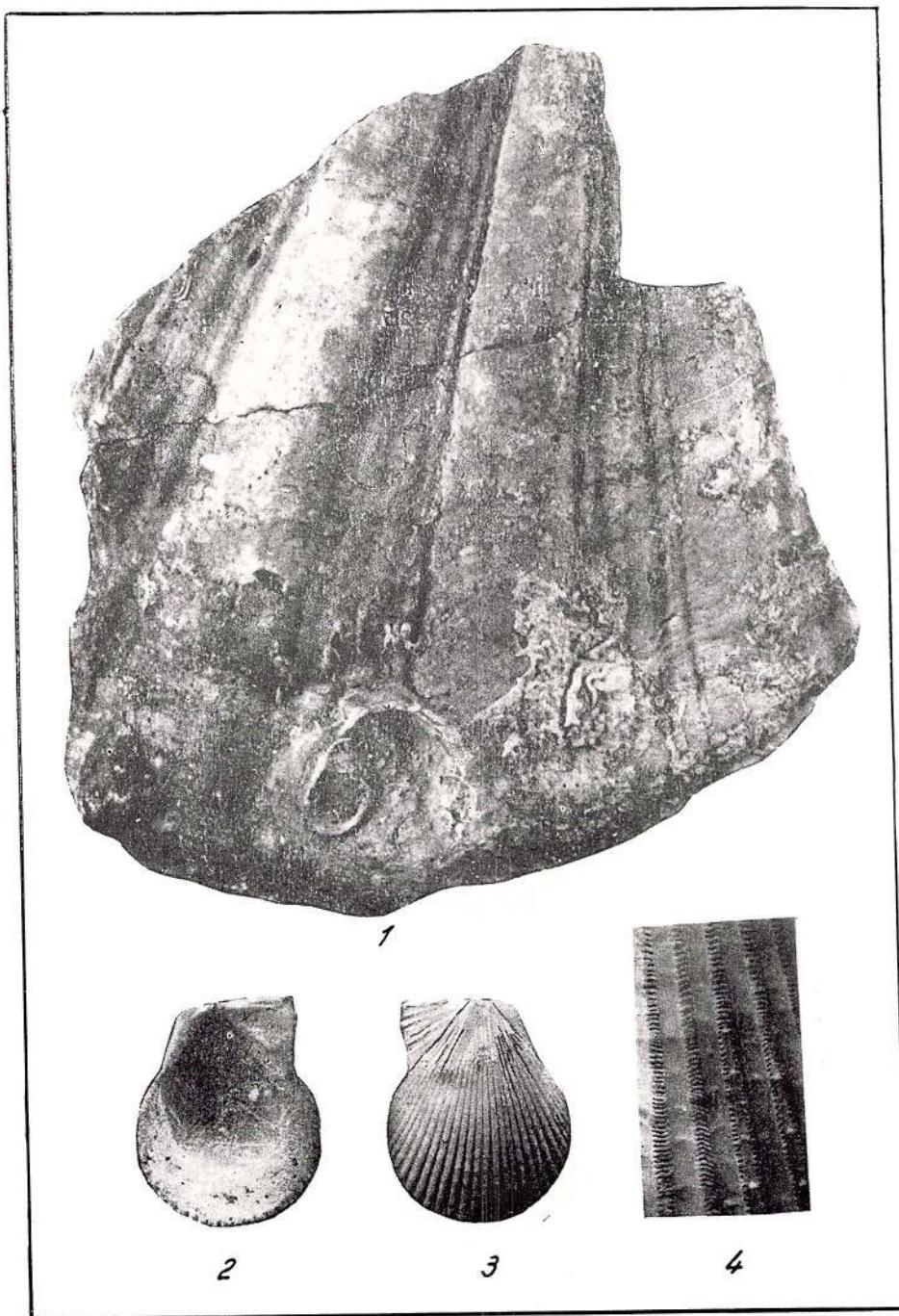
Fig. 1. — *Chlamys latissima* (B r o c c h i), v. dr. Badenian superior. Minişul de Sus.

Fig. 2—4. — *Chlamys multistriata* (P o l i), v.stg., $2,3 \times 2$; 4×7 . Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. IX.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

PLANŞA X

- Fig. 1—3. — *Chlamys lilli kneri* (Hilber). 2×4 . Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 4—6. — *Chlamys fasciculata* (Millet). $5 \times 2,5$; 6×7 . Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 7. — *Hinnites brussoni leufroyi* De Serres. v.stg. $\times 1,5$. Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

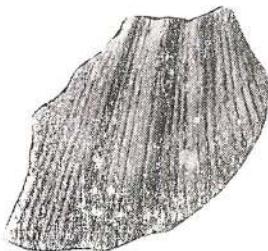
E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. X.



1



2



4



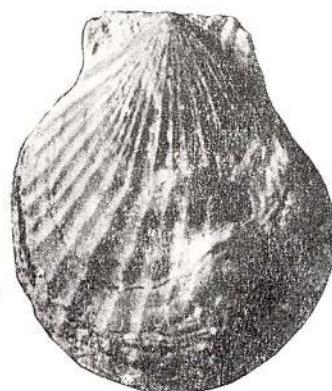
3



5



6



7

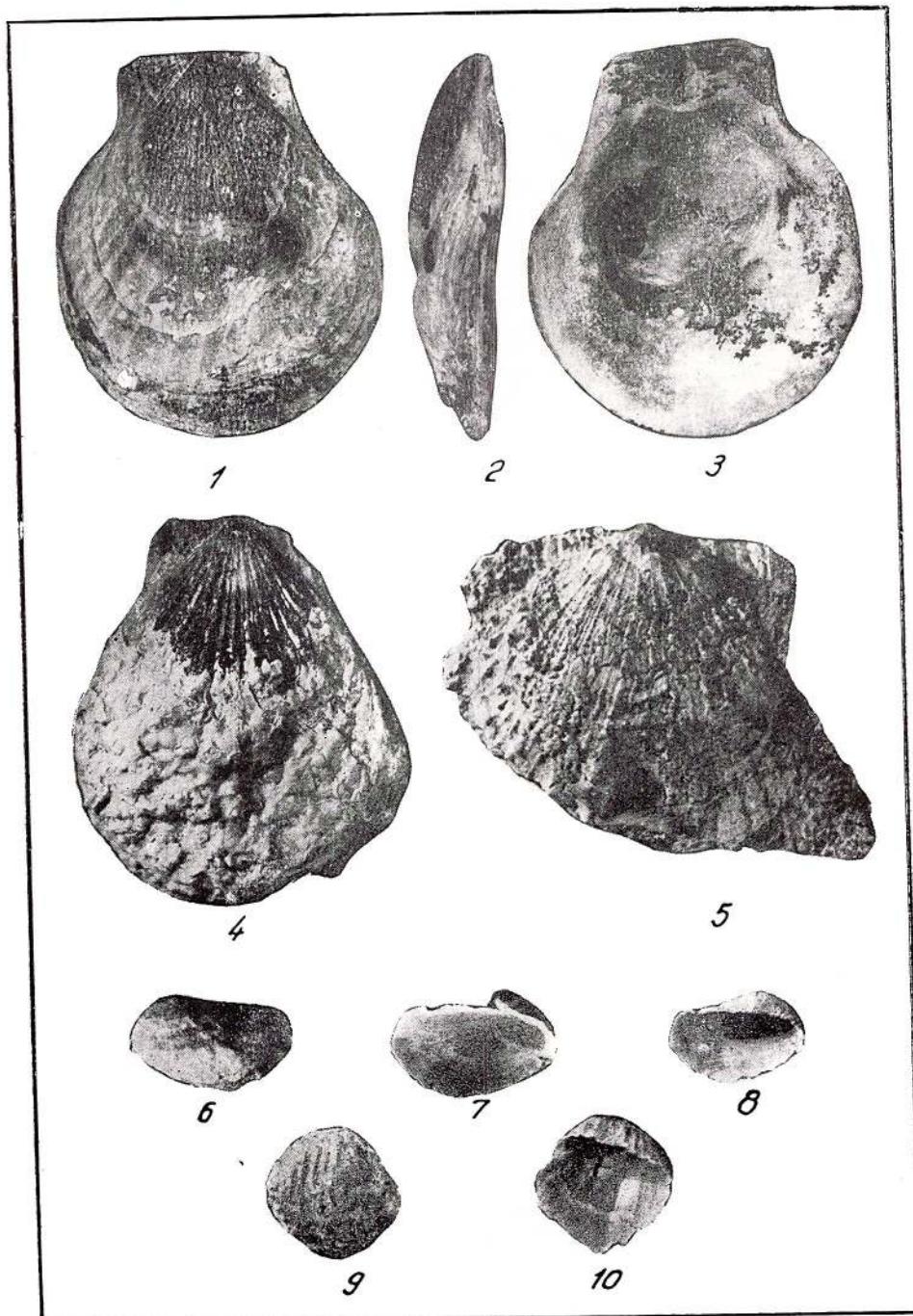
PLANŞA XI

- Fig. 1—4. — *Hinnites brussoni leufroyi* De Serres. v. stg. $\times 1,5$, Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 5. — *Spondylus crassicostata vindobonensis* Sacco. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 6—8. — *Anomia (Anomia) ephippium cylindrica* Gmelin. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 9—10. — *Anomia (Anomia) ephippium hörnisi* Foresti. Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XI.



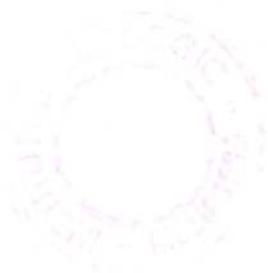
Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

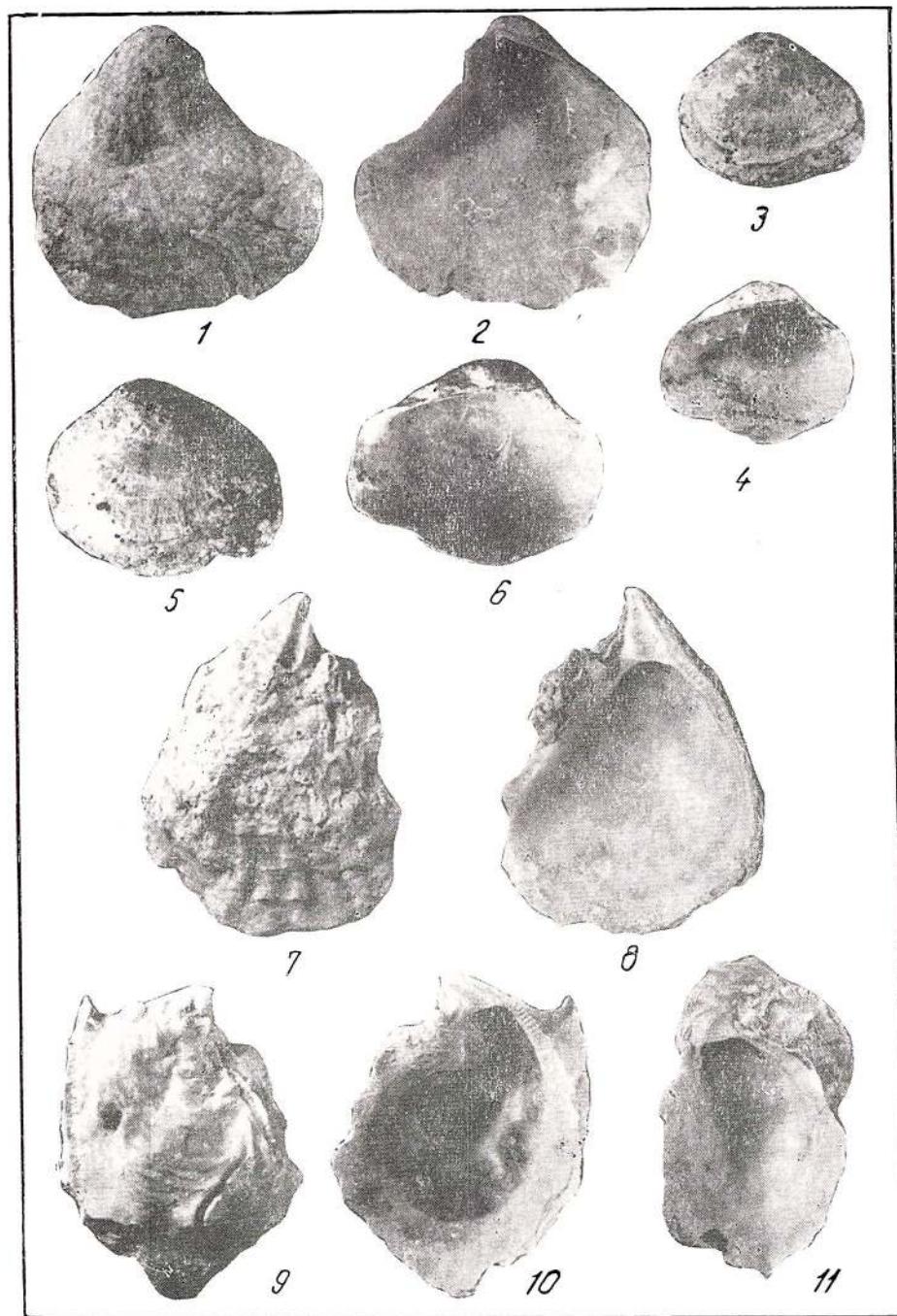
PLANŞA XII

- Fig. 1,2 — *Anomia (Anomia) ephippium ornata* Schaeffer. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 3—6. — *Anomia (Anomia) ephippium rugulostriata* Bronn. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 7,8 — *Ostrea (Ostrea) edulis adriatica* Lamarck. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 9—11. — *Pycnodonta leopolitana* (Niedzwiedzky). Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XII.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

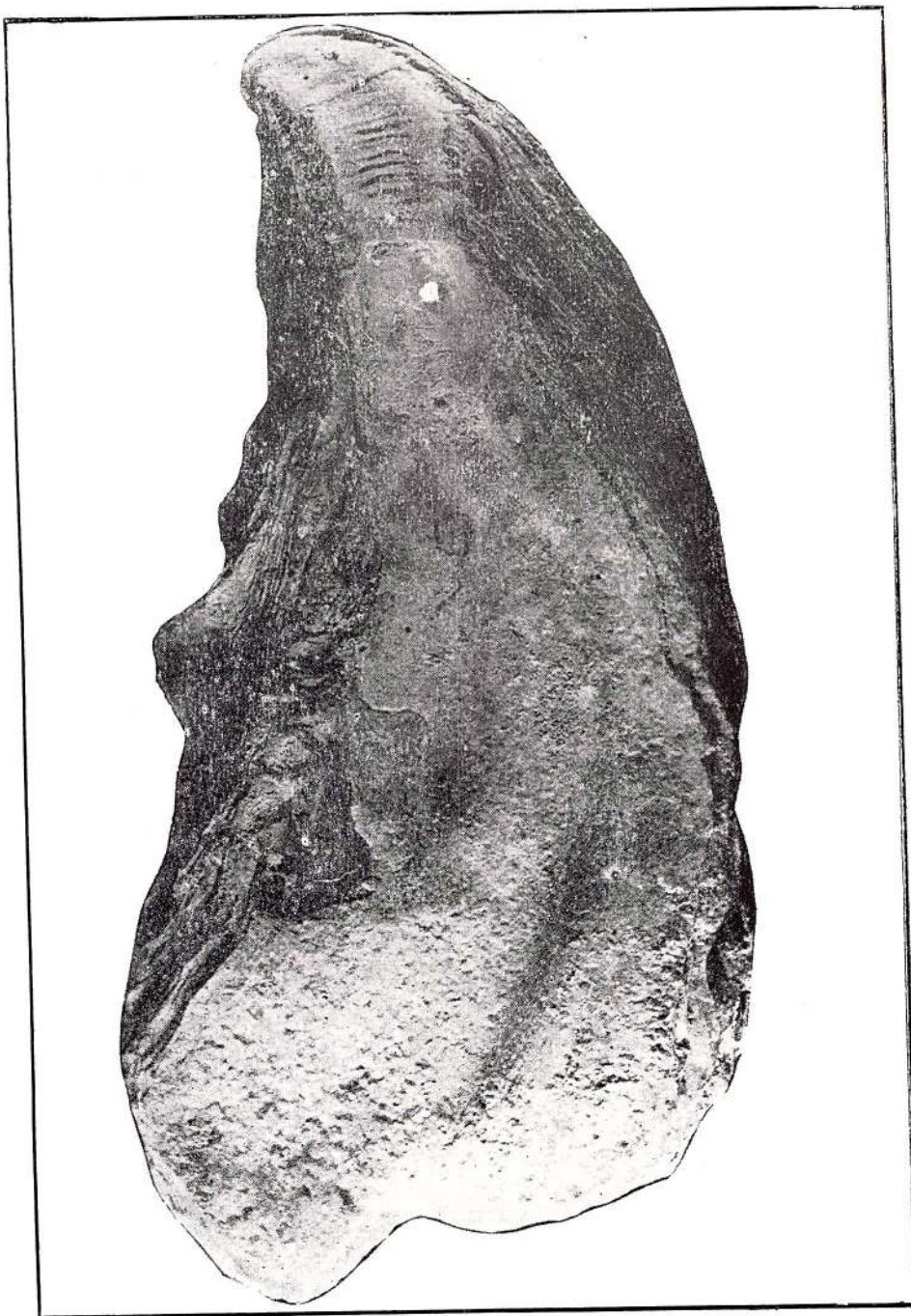
PLANŞA XIII

Crassostrea gryphoides (S chloth eim). Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul
de Sus. Pl. XIII.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL



Institutul Geologic al României

PLANŞA XIV

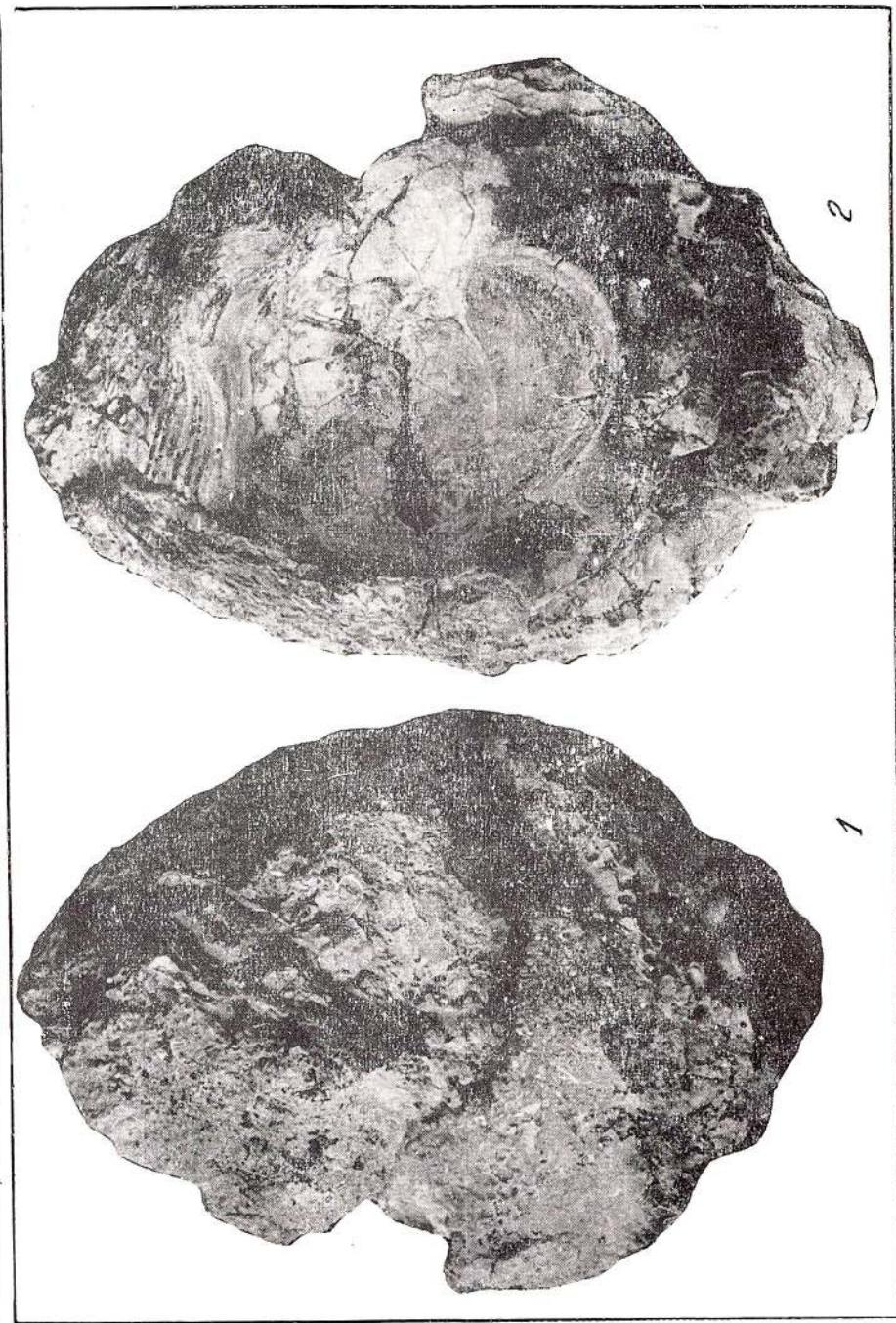
Fig. 1,2. — *Ostrea (Ostrea) lamellosa* Br o c c h i. Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minişul de Sus.

Pl. XIV.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

PLANŞA XV

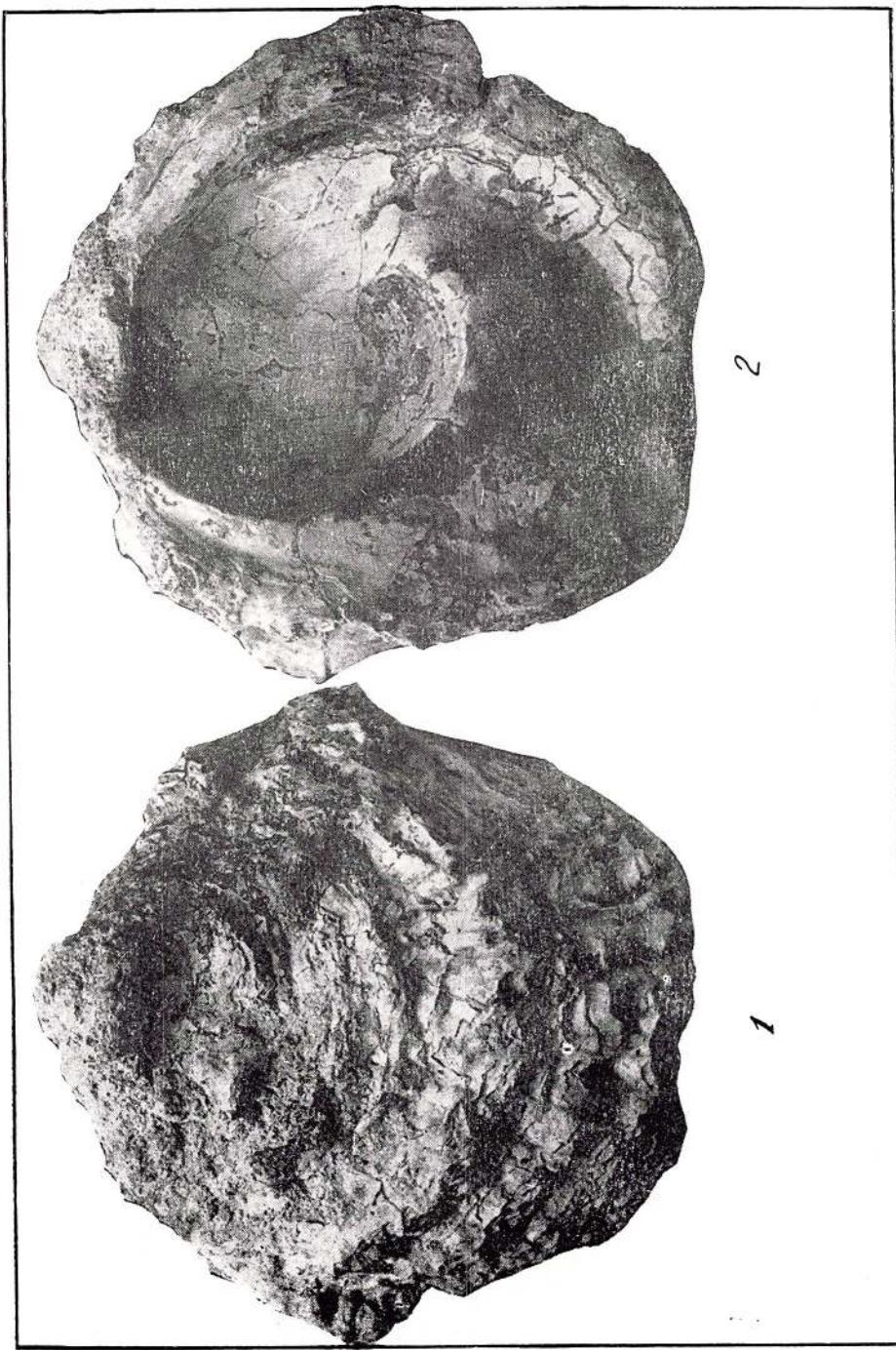
Fig. 1,2. — *Ostrea (Ostrea) lamellosa boblagei* (D e s h a y e s). Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minişul de Sus.

Pl. XV.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

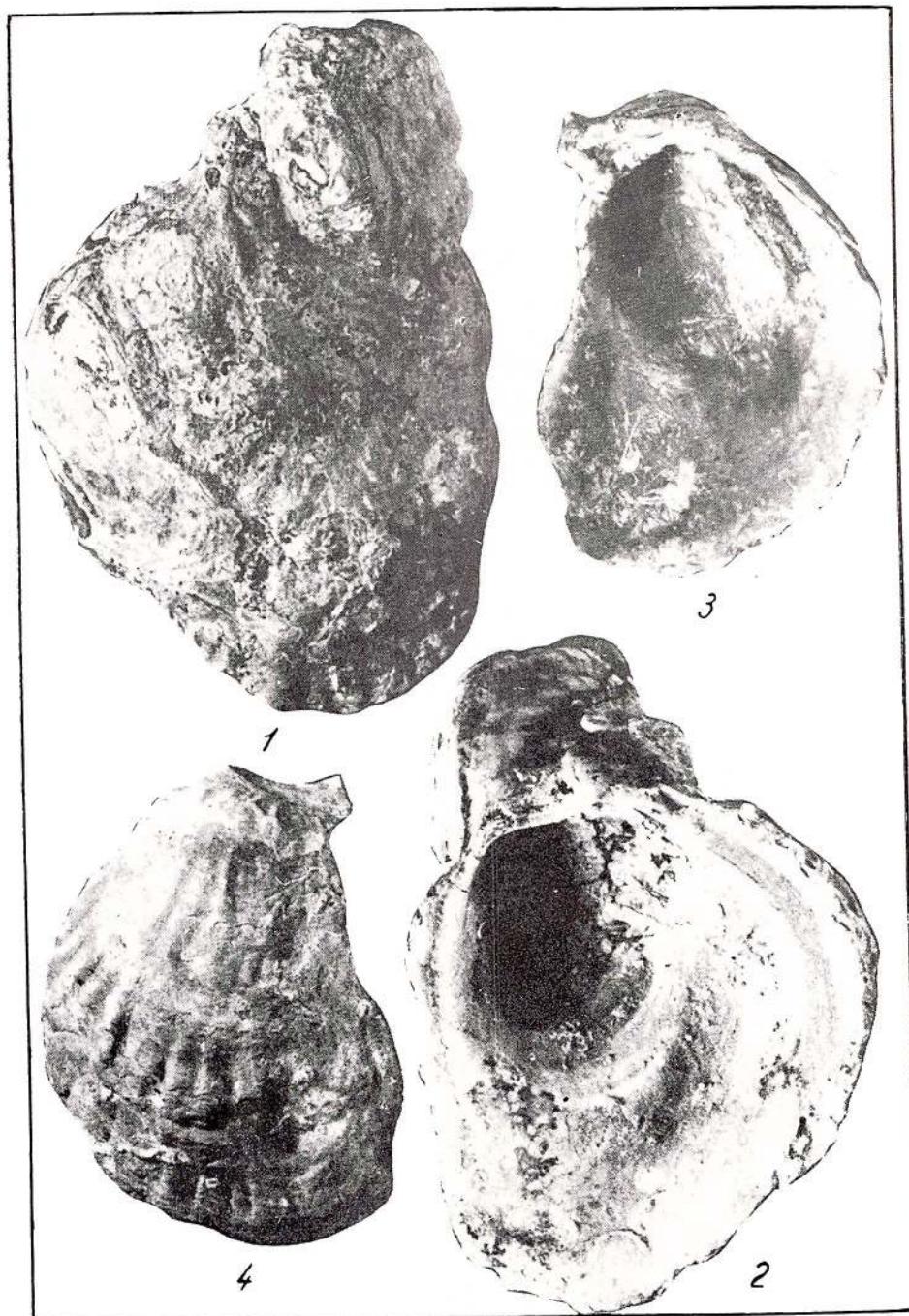
PLANŞA XVI

Fig. 1,2. — *Crassostrea miocucullata* (S chaff e r). Badenian superior. Minişul de Sus.
Fig. 3,4 — *Ostrea (Ostrea) digitalina* Dubois. Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul
de Sus. Pl. XVI.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



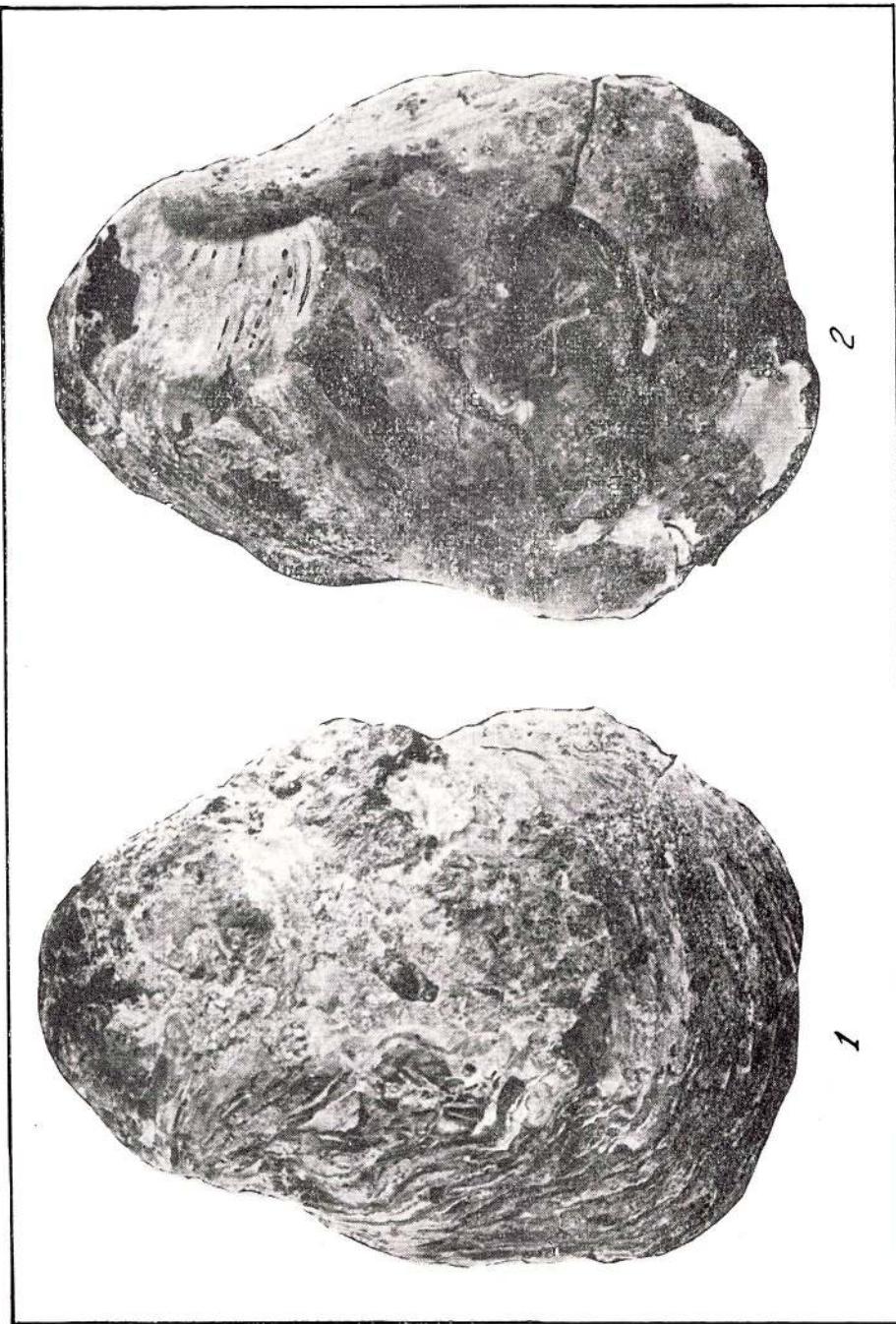
Institutul Geologic al României

PLANŞA XVII

Fig. 1,2. — *Ostrea fimbriata crassa* Schaffer. Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

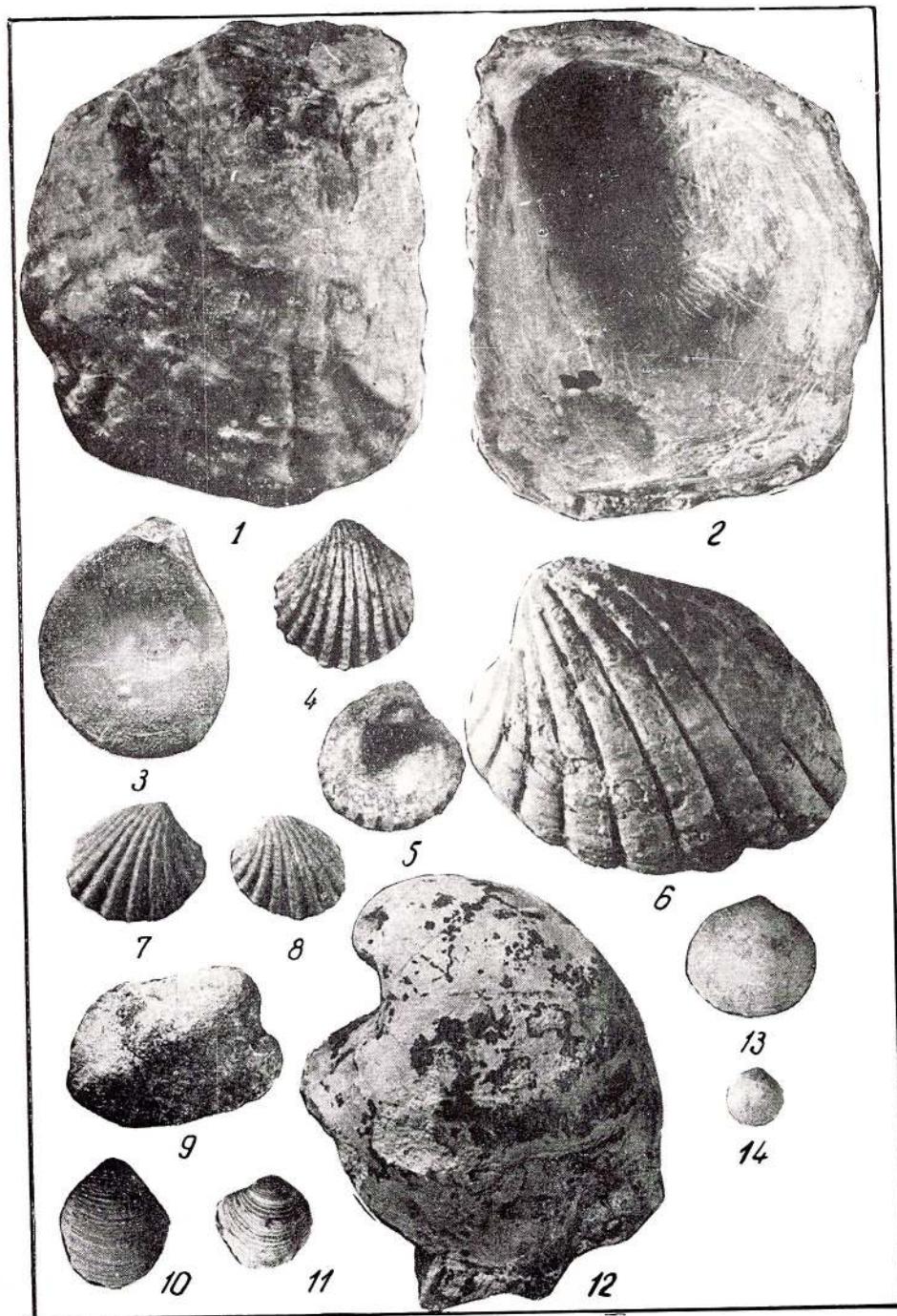


PLANŞA XVIII

- Fig. 1,2. — *Ostrea (Ostrea) aff. granensis* Fontanen s. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 3. — *Pycnodonta cochlear navicularis* (Brönnhi). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 4,5. — *Cardita (Cardiocardita) partschi* Goldfuss. $\times 2$. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 6. — *Cardita (Megacardita) jouanneti* Basterot. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 7,8. — *Cardita (Megacardita) jouanneti derlavicula* Sacco. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 9. — cf. *Isocardia* sp. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 10,11. — *Lucina (Linga) columbella* Lamarck. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 12. — *Isocardia (Isocardia) cor* (Linné). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 13. — *Codakia* cf. *leonina* (Basterot) $\times 1,5$. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 14. — *Lucina (Dentilucina) michelotti* Mayer. Badenian superior. Minişul de Sus.



E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul
de Sus. Pl. XVIII.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

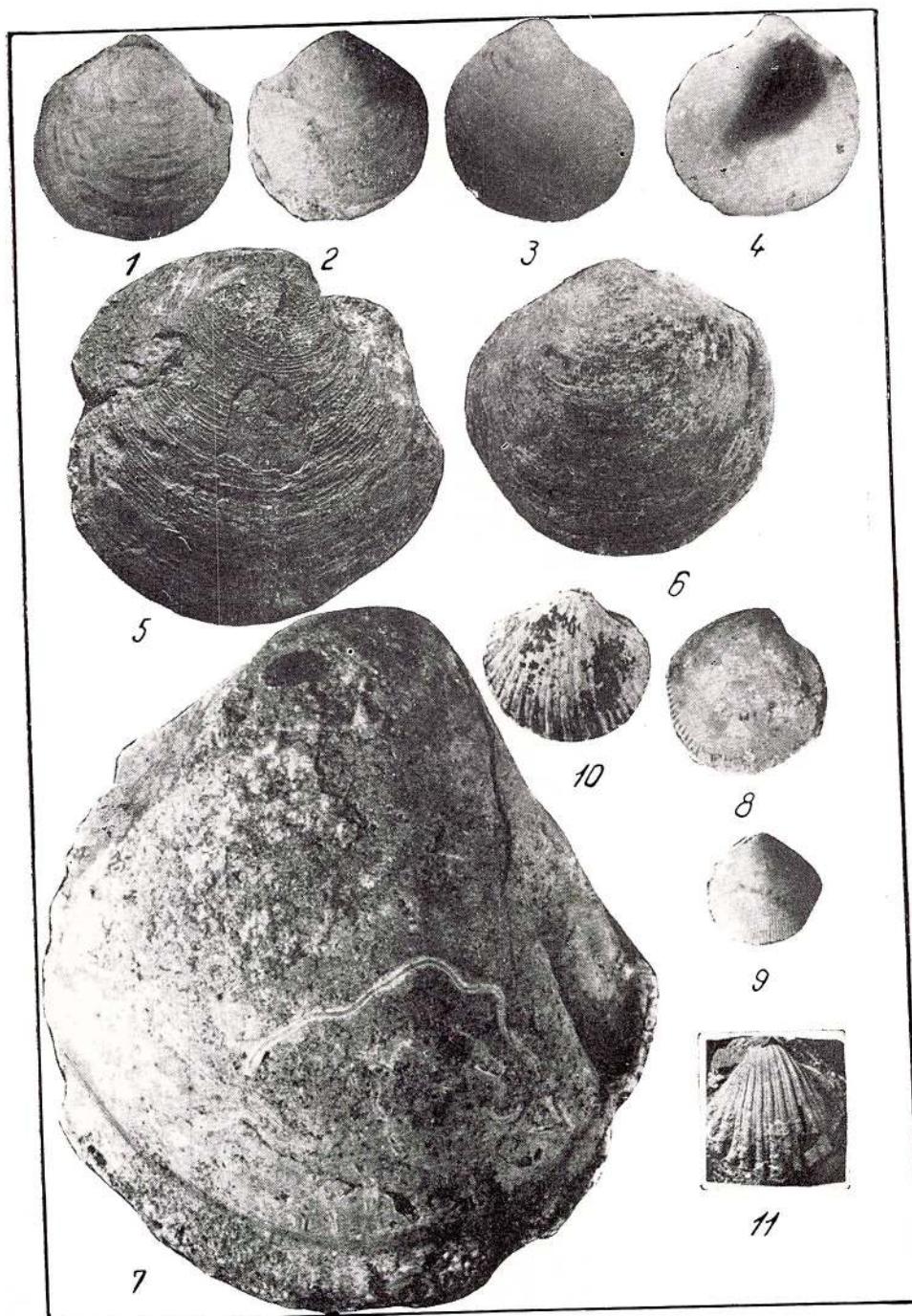
PLANŞA XIX

- Fig. 1,2. — *Loripes (Loripes) dujardini* (D e s h a y e s). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 3,4 — *Loripes (Microloripes) dentatus* (D e f r a n c e) x 5. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 5. — *Saxolucina (Megaxinus) bellardiana* M a y e r. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 6. — *Saxolucina (Megaxinus) incrassata* (D u b o i s). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 7. — *Glycymeris* sp. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 8,9. — *Laevicardium (Trachycardium) multicostatum miorolundatum* (S a c c o). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 10,11 — *Cardium* sp. Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XIX.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



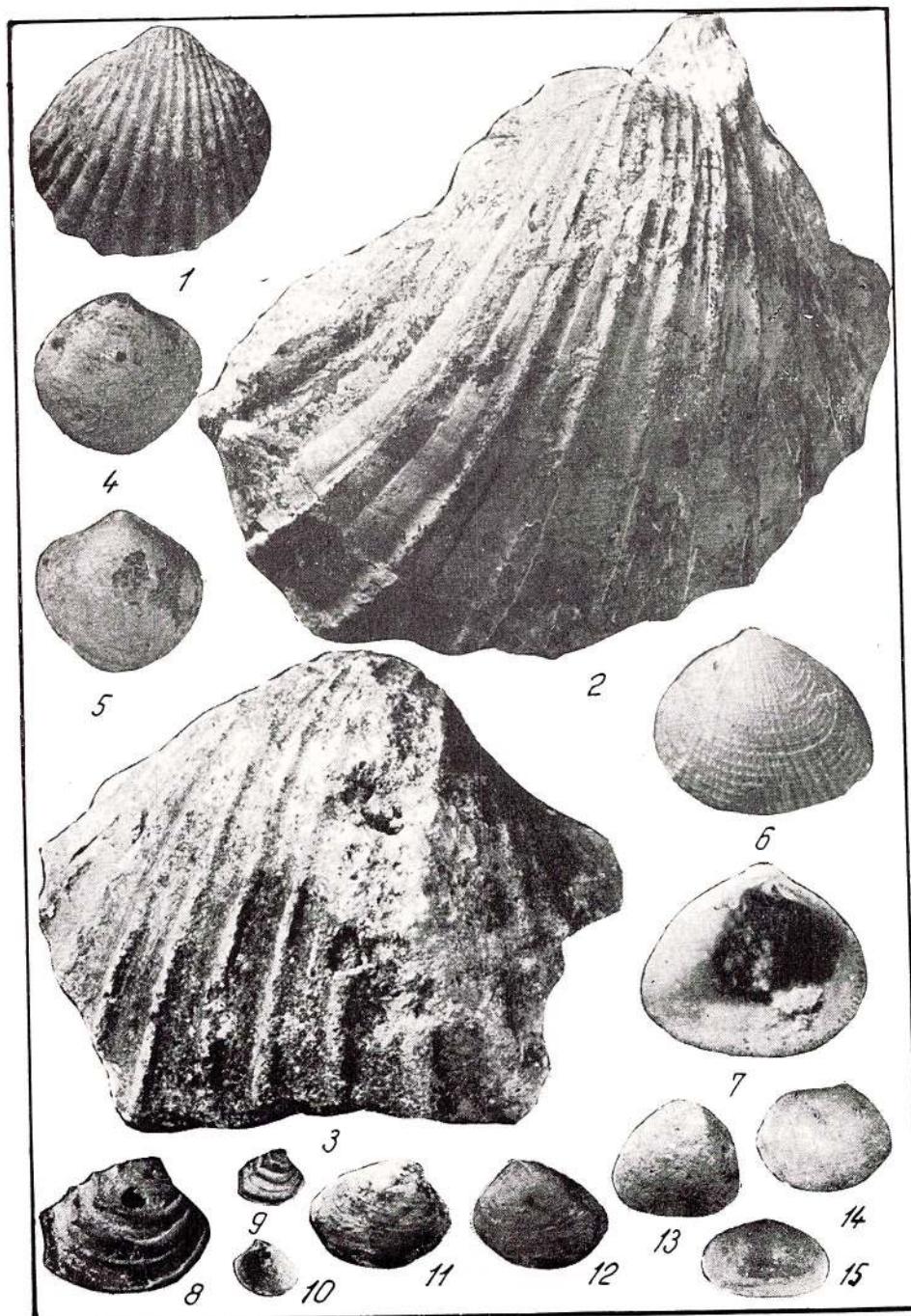
Institutul Geologic al României

PLANŞA XX

- Fig.1. — *Cardium (Acanthocardia) barrandei schafferi* (Kautsky). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 2. — *Bucardium hians danubianum* (Mayer). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 3. — *Bucardium cf. hörnesianum* Grate loup. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 4,5. — *Dosinia (Orbiculus) exoleta* Linné. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 6,7. — *Timoclea (Timoclea) ovata* (Pennant) x5. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 8—10. — *Chione (Clausinella) basteroli* (Deshayes). $\delta \times 2,5$. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 11,12. — *Venus (Mioclausinella) vindobonensis* Mayer. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 13,14. — cf. *Mactra* sp. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 15. — *Ervilia cf. pusilla* Philippi. $\times 1,5$. Badenian superior. Minişul de Sus.



E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XX.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



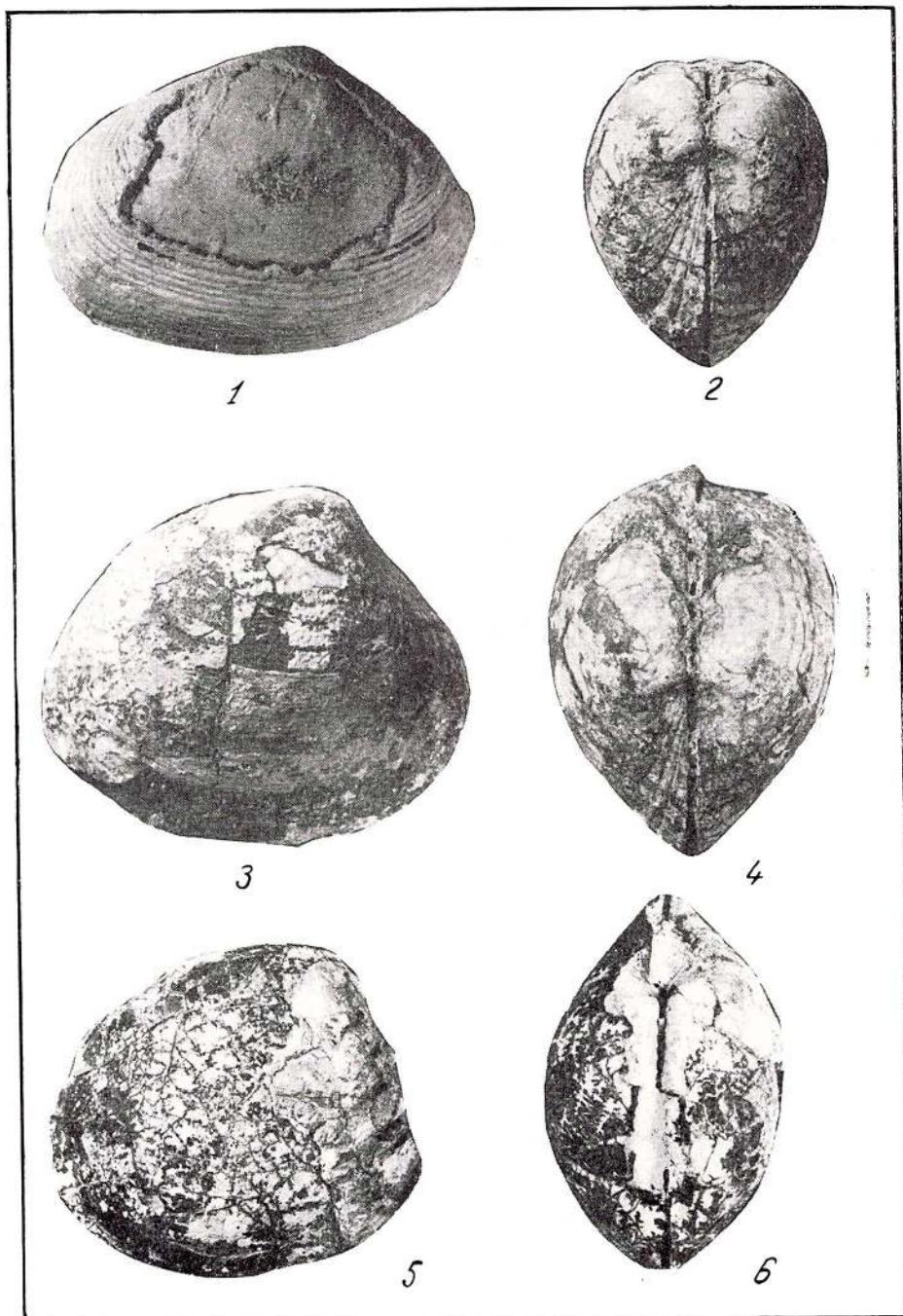
Institutul Geologic al României

PLANŞA XXI

- Fig. 1. — *Pilaria (Paradiione) erycinooides* (L a m a r c k). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 2—4. — *Pilaria (Cordiopsis) islandicoides* (L a m a r c k). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 5,6. — *Pilaria (Cordiopsis) brocchi suborbicularis* (S a c c o). Badenian superior. Minişul de Sus.



E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXI.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



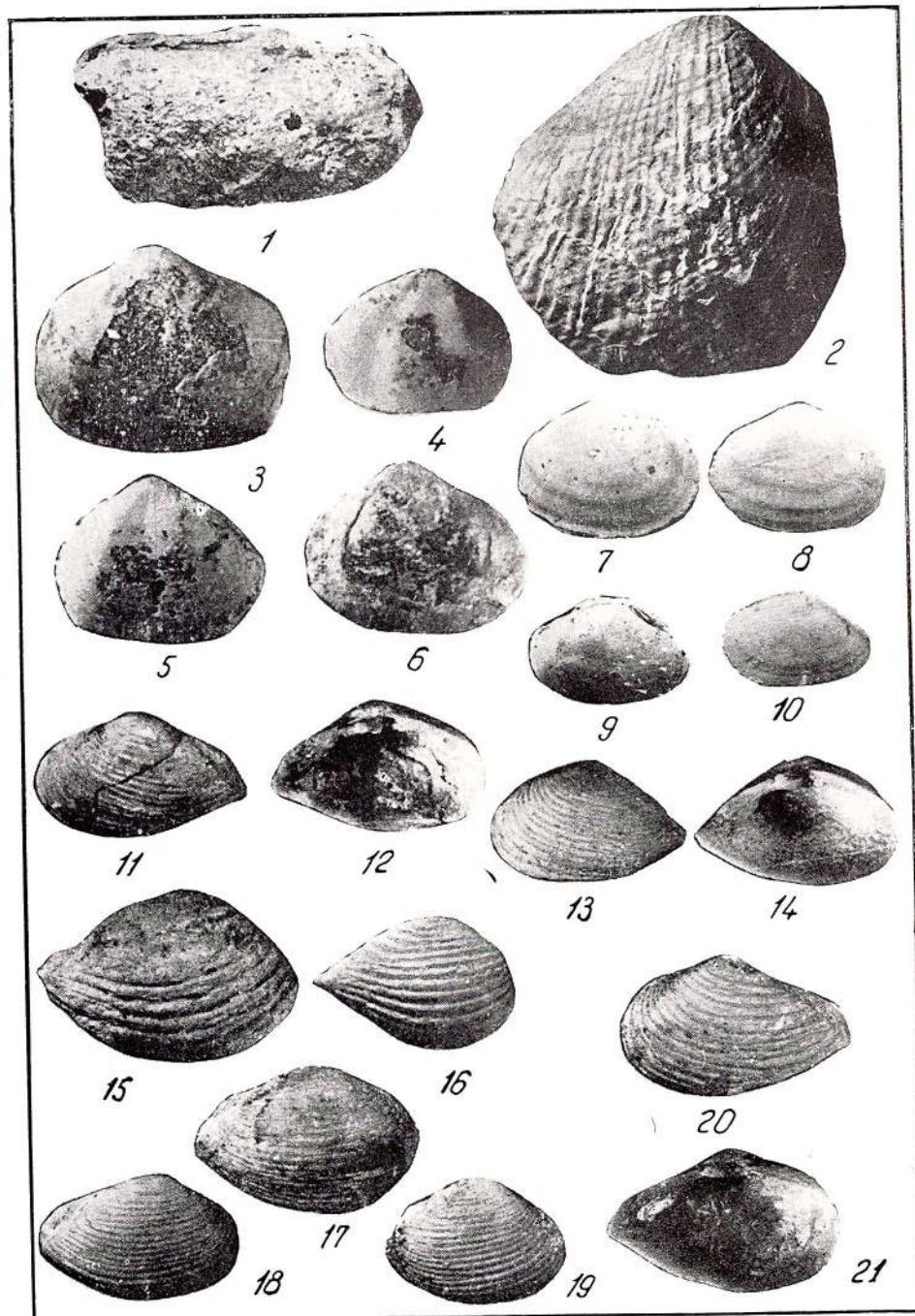
Institutul Geologic al României

PLANŞA XXII

- Fig. 1. — *Lutraria (Lutraria) lutraria jeffreysi* (Gregorio). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 2. — *Pholadomya alpina* Ma theron. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 3—6. — *Iphigenia lacunosa tumida* (Brockhi). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 7—9. — *Tellina (Peronea) planata* Linnae. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 10. — *Tellina (Moerella) donacina* Linnae. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 11—14, 17—19. — *Corbula (Corbula) carinata deshayesi* Sisononda. x 2. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 15,16. — *Corbula (Corbula) carinata hörnesei* Beneden. x 2. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 20,21. — *Corbula (Corbula) revoluta* (Brockhi). x 2. Badenian superior. Minişul de Sus.



E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXII.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



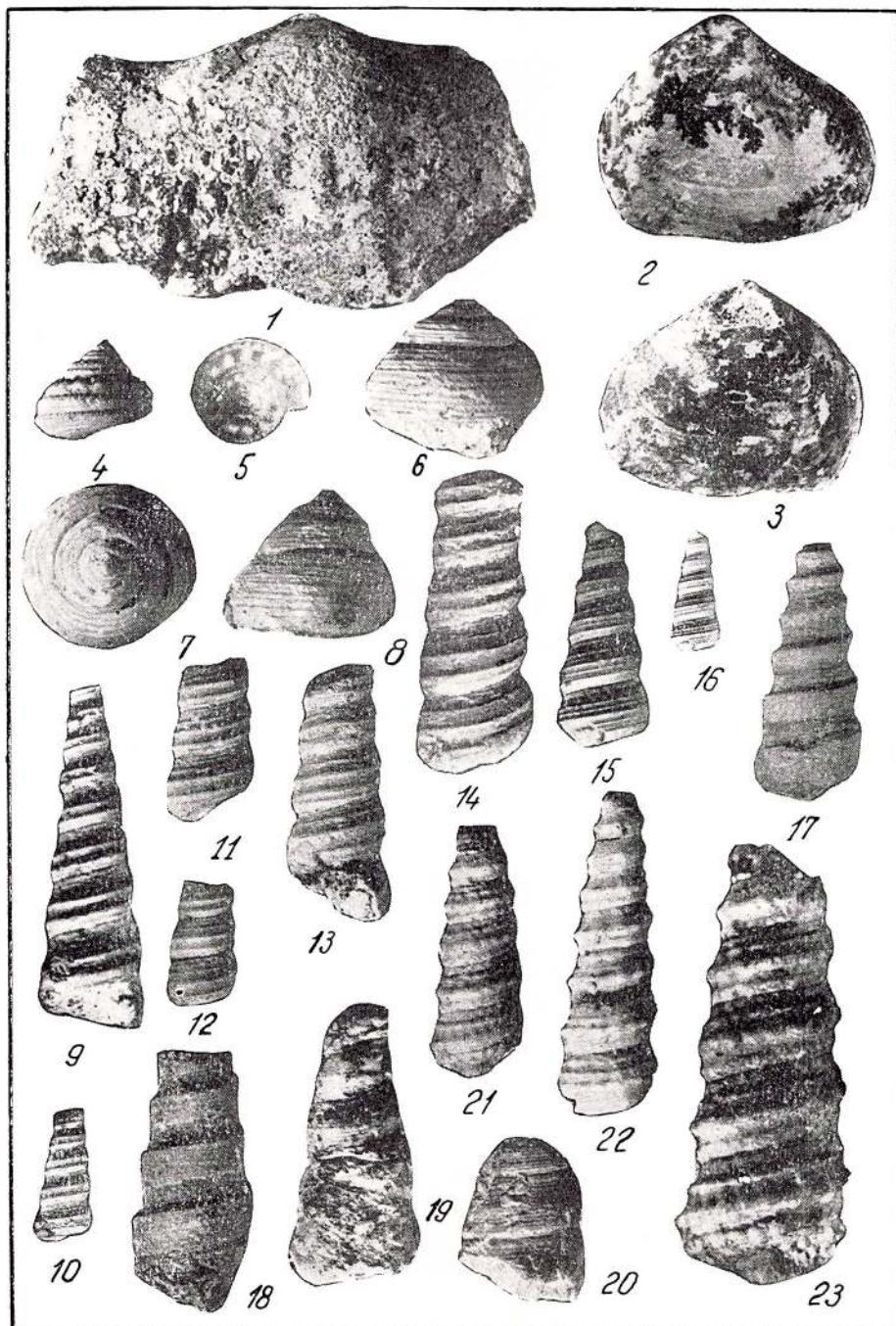
Institutul Geologic al României

PLANŞA XXIII

- Fig. 1. — *Panopea menardi* D e s h a y e s. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 2,3. — *Iphigenia lacunosa tumida* (B r o c c h i). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 4,5. — *Gibbula buchi* D u b o i s. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 6—8. — *Oxystele patula orientalis* C o s s m a n et P e y r o t. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 9,10. — *Turritella thelis erronea* C o s s m a n n. x 1,5. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 11—14. — *Turritella benoisti* C o s s m a n et P e y r o t. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 15,16. — *Turritella pythagorica* H i l b e r. 15 × 1,8. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 17. — *Turritella (Zaria) subangulata spirala* B r o c c h i. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 18. — *Turritella (Zaria) subangulata polonica* F r i e d b e r g. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 19,20. — *Turritella vermicularis sulcomarginalis* S a c c o. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 21 — 23. — *Turritella (Torculoidella) varicosa minisensis* n.ssp. 23 × 1,7. Badenian superior. Minişul de Sus.



E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXIII.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



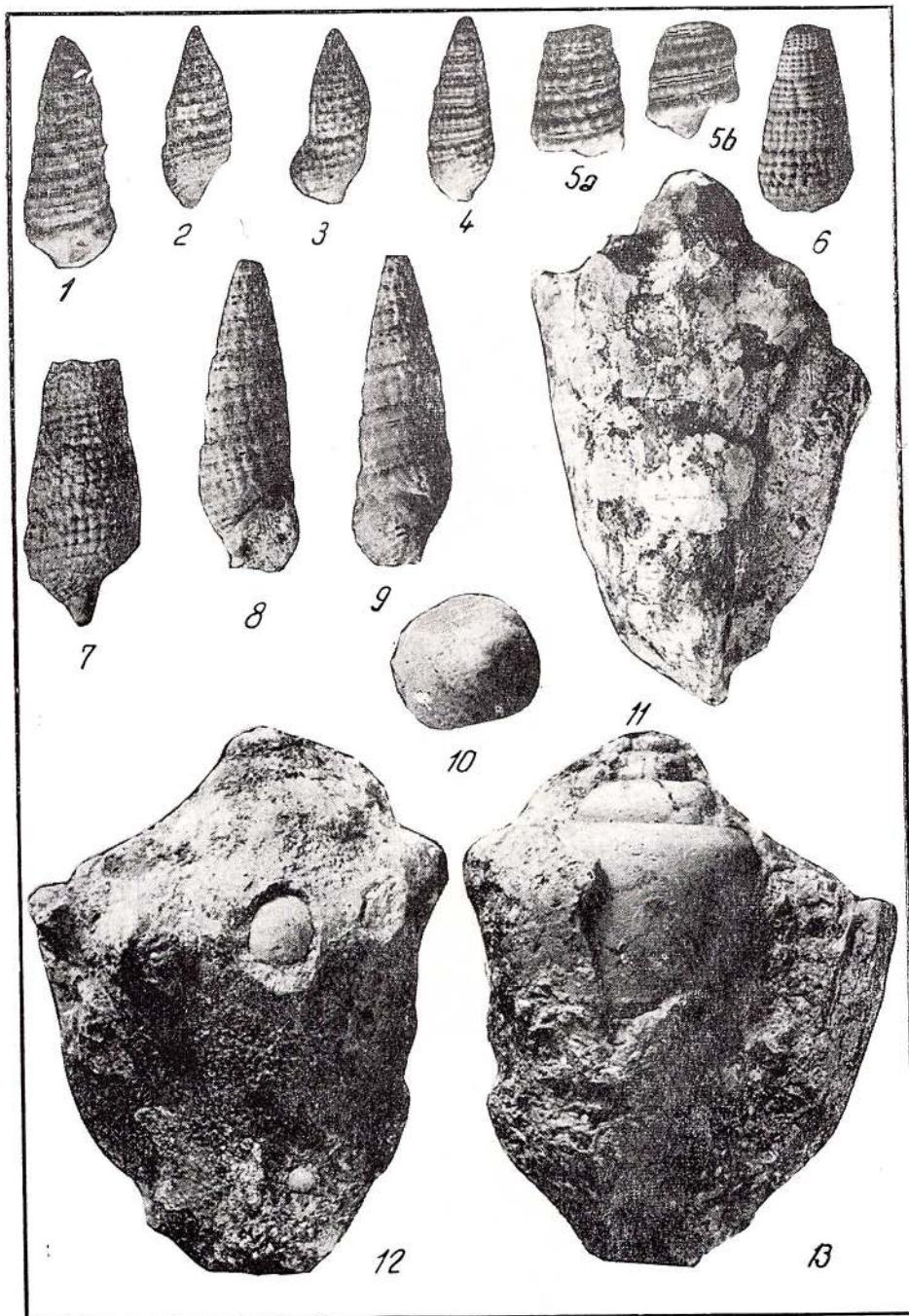
Institutul Geologic al României

PLANŞA XXIV

- Fig. 1. — *Cerithium vulgatum* Bruguière. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 2. — *Cerithium vulgatum europaeum* Mäyer. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 3. — *Cerithium aff. rubiginosum* Eichwald. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 4,5a, 5b. — *Cerithium crenatum procrenatum* Sacco. 5a,5b \times 1,5. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 6,7. — *Potamides (Terebralia) bidentatus lignitarum* Eichwald. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 8,9. — *Potamides (Pirenella) moravicus variabilis* Friedberg. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 10. — *Calyptrea chinensis* Linnaé. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 11—13. — *Strombus (Strombus) coronatus* De France. Badenian superior. Minişul de Sus.



E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXIV.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

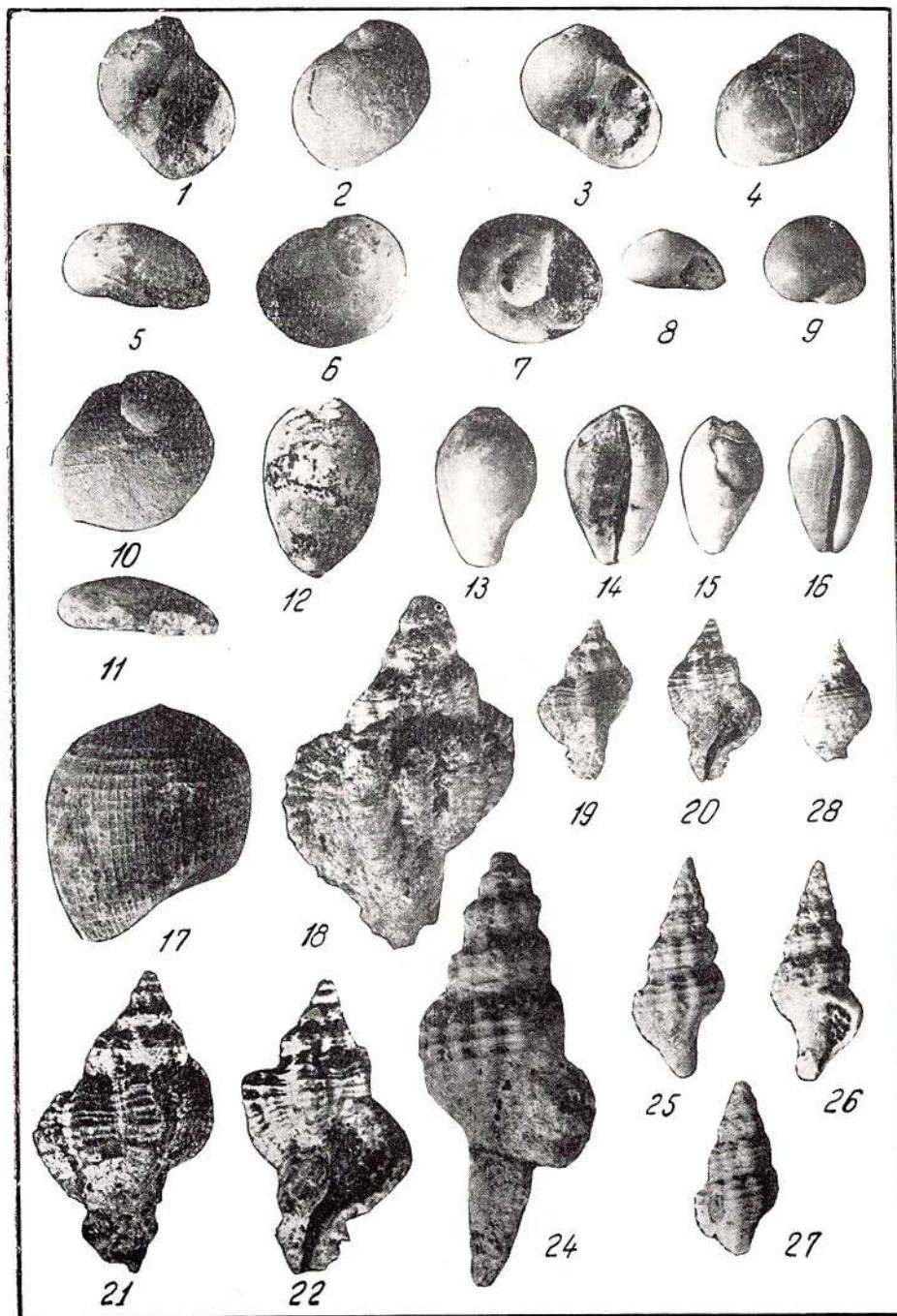
PLANŞA XXV

- Fig. 1,2. — *Natica (Polinices) redempta* Michelotti. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 3,4. — *Natica (Lunalia) catena helicina* Brocchi. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 5—9. — *Natica (Neverita) josephina olla* Serres. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 10,11. — *Sigaretus striatus* Serres. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 12—16. — *Cypraea (Zonaria) fabagina auctorum?* (non Lamarck). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 17. — *Pirula geometra* Borsig. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 18—22. — *Murex (Muricanthus) pomiformis* Eichwald. 18×2 ; $21,22 \times 2,2$. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 24—27. — *Fusus (Streptochelus) valenciennesi* Grateloup. 24×2 . Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 28. — *Nassa (Tritia) rosthorni* Partsch. Badenian superior. Minişul de Sus.



Institutul Geologic al României

E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXV.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



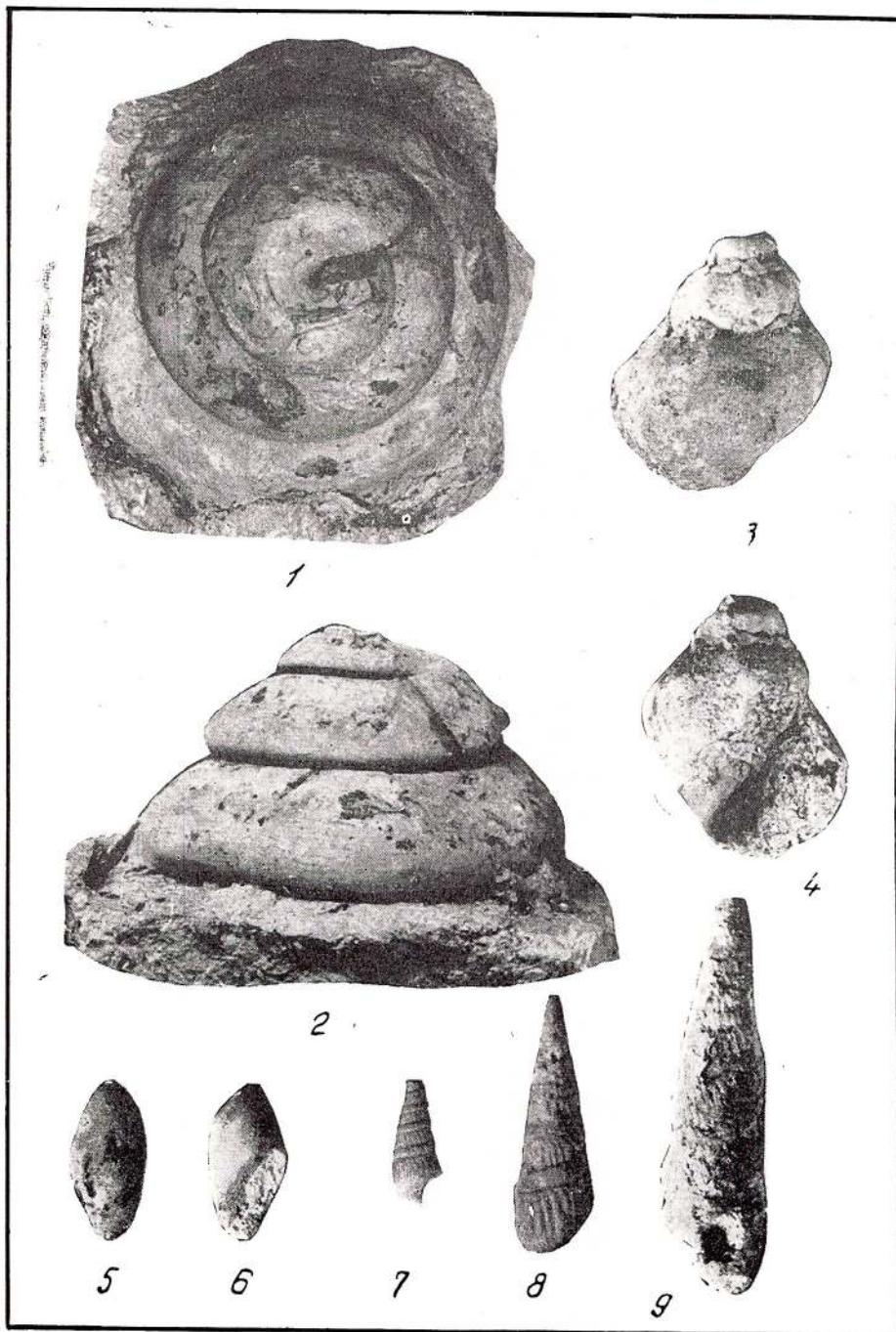
Institutul Geologic al României

PLANŞA XXVI

- Fig. 1,2. — *Xenophore* cf. *deshayesi* Michelotti. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 3,4. — *Vitularia* (*Vitularia*) *lingua-bovis vindobonula* (Cossmann et Peyrot).
Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 5,6. — *Ancilla* (*Baryspira glandiformis*) Lamarek. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 7. — *Terebra* (*Strioterebrum*) *basteroli* Nystr. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 8,9. — *Terebra* (*Subula*) *fuscula buiturica* Moisescu. Badenian superior. Minişul de Sus.



E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXVI.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



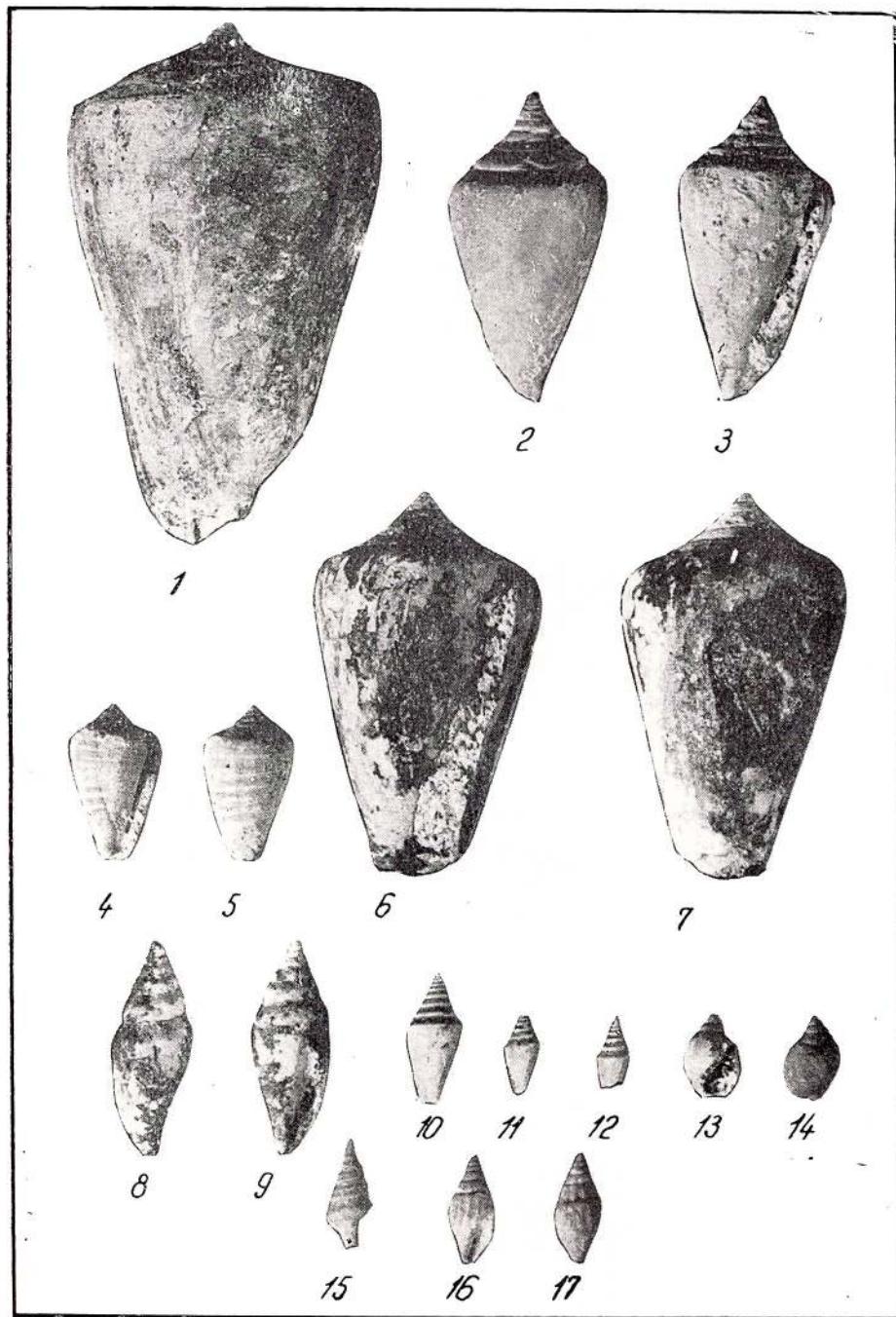
Institutul Geologic al României

PLANŞA XXVII

- Fig. 1. — *Conus (Lithoconus) mercati miocenicus* Sacco. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 2,3. — *Conus (Chelyconus) vindobonensis* Partsch in Höernes. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 4,5. — *Conus (Chelyconus) fuscocingulatus* Brönn in Höernes. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 6,7. — *Conus (Chelyconus) ponderosus ponderoaustriacus* (Sacco). Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 8,9. — *Conus (Conolithus) dujardini brezinae* Hoernes et Auinger. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 10—12. — *Conus (Conolithus) dujardini* Deshayes. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 13,14. — *Nassa (Phrontis) dujardini schönni* Hoernes et Auinger. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 15. — *Clavatula interrupta* Brocchi. Badenian superior. Minişul de Sus.
- Fig. 16,17. — *Mitra (Pusia) ebenus* Lamarck. Badenian superior. Minişul de Sus.



E. NICORICI, AL. SAGATOVICI. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXVII.



Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.

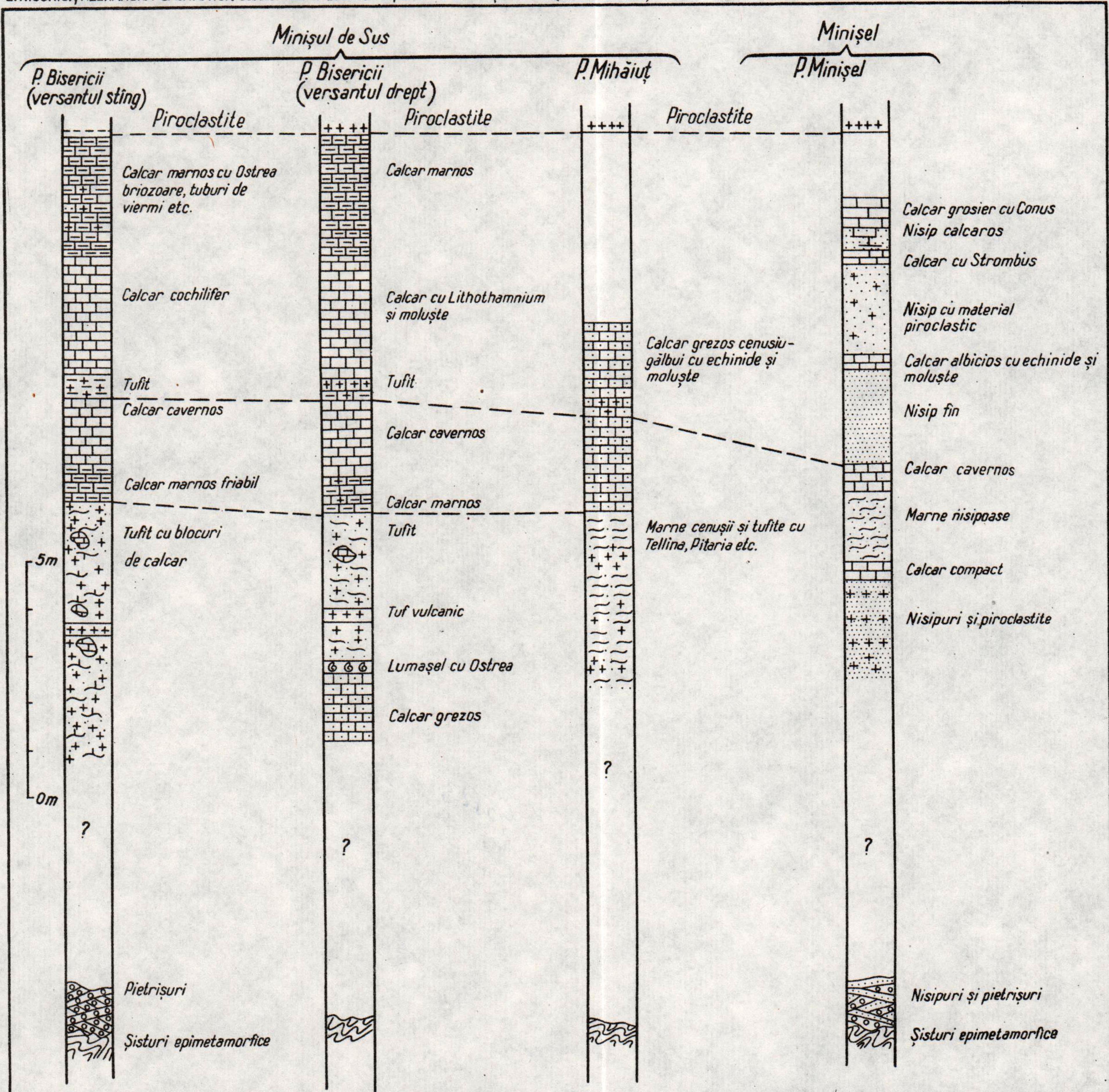


Institutul Geologic al României

COLOANE STRATIGRAFICE ÎN DEPOZITELE BADENIENE DE LA MINIŞ ŞI MINİŞEL

E. NICORICI, ALEXANDRA SAGATOVICI. Studiu faună Badenian superior de la Minişul de Sus (Bazinul Zarand)

PI. XXVIII



STUDII GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE ÎN PARTEA DE NE A MUNTILOR RETEZAT, ÎNTRE PETRILA ȘI BĂNIȚA

DE

MARIA PAVELESCU¹

Abstract

Geological and Petrographical Study of the North-Eastern Part of the Retezat Mountains between Petrila and Bănița Areas. By the study of this region it was obviously revealed that it had been but quite tangentially investigated. For this fact the discovery of the sillimanite zone, which marks a very intense regional metamorphism, is due. The discovery of this zone imposes researches in extenso, and also relating to the reconsideration of metamorphic facies in the southern part of the Sebeș Mts, as well as in the north-eastern one of the Retezat Mts. Both the ACF, A'KF values and the relations between different normative components allowed to separate, on the one hand, types of pararocks and migmatites, and, on the other hand, the conditions and the metamorphic facies. From the tectonical point of view, one may remark that the fault located in the northern part of the Petroșani Basin, interrupted in the Petrila-Lupeni Zone on the 1 :200.000 map, Orăştie sheet, is continuing in this zone too.

Regiunea cartată și studiată, cuprinde partea de NE a Munților Retezat, fiind delimitată de valea Bănița, la nord, bazinul Petroșani la sud, valea Jiului pînă în apropierea localității Petrila, la est, iar spre vest regiunea e delimitată de un aliniament ce trece prin comuna Bănița și culmea Zănoaga.

Orohidrografia

Din punct de vedere orohidrografic se remarcă o culme principală de direcție E-W, dealul Babii-Savastrului-Botanilor-Întreția, ale cărei înălțimi trec de 1000 m. Din această culme, spre nord și sud se desprind o

¹ Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



serie de culmi și coame scurte care, de cele mai multe ori, se opresc brusc fie în bazinul Hațeg-Bănița, fie în cel al Petroșanilor. Dintre acestea, menționăm în sud-estul regiunii culmea impunătoare, prin relieful său proeminent, a Zănoagei, iar în nord-est culmea Peștera Bolii-Piatra Roșie.

În ce privește rețeaua hidrografică a regiunii cercetate, ea este tributară văii Jiului românesc. În partea de nord a regiunii menționăm valea Bănița, care drenează toate apele din partea de sud a Munților Sebeș între Bănița și Peștera Bolii. Printre cele mai importante menționăm: valea Roșie, valea Jigureasa, valea Jupineasa. De asemenea ea drenează și apele din partea de nord a culmii dealul Savastrului-Intreția.

Valea Bănița se varsă în valea Jiului transilvan între Petrila și Petroșani.

În partea de sud a regiunii, apele se varsă direct, fie în valea Jiului românesc, cum sunt cele din vest, fie în Jiul transilvan, cazul apelor din estul regiunii. Astfel, menționăm valea Crevediei care se varsă în valea Jiului românesc, în dreptul orașului Vulcan și valea Aninoasa care se varsă tot în valea Jiului românesc în dreptul localității Iseroni. În valea Jiului transilvan, în aval de Petroșani, se varsă valea Dilja care, prin cei doi afluenți ai săi, valea Chicioara și valea Gruniului, își trage apele de sub culmea Cioaca-Intreția.

Istoricul cercetărilor geologice

Literatura geologică referitoare la regiunea cercetată este foarte redusă. Interesul cercetărilor geologice s-a îndreptat în primul rînd asupra bazinului Petroșani și în al doilea rînd asupra zonei centrale și vestice a Munților Retezat. Unele lucrări, cu caracter cu totul general, amintesc tangențial și de regiunea cercetată și în acest sens menționăm lucrările aparținând lui Hauer și Stache (1863), P. Lehmann (1884–1885), Toulă (1897) etc. În 1869, Stur publică o notă, în urma excursiilor făcute în Munții Retezat, în care descrie în zona centrală a munților, un masiv de gnaise, limitat la nord de micașisturi și filite.

În 1891, Inkey, în lucrarea sa de sinteză asupra Alpilor Transilvaniei, clasifică șisturile cristaline din Munții Retezat în trei grupe. Odată cu această clasificare el stabilește și patru linii tectonice principale.

Primul care descrie granitele din Munții Retezat este Schafarzik (1898).

În 1905, Nopesa publică o lucrare asupra regiunii dintre Alba Iulia-Rusca Montană. Harta care însoțește lucrarea cuprinde și datele mai vechi ale lui G. Halavats, C. Hoffmann, L. Mrazec,



L. Löczy, M. Pálfy și Schafarzik. În această hartă se fac o serie de separații mai detaliate.

În 1907, Murgoci, bazat pe clasificarea făcută de Mrazec, descrie pentru prima oară, raporturile tectonice între cele două grupe cristaline ale lui Mrazec și în felul acesta se conturează structura în pînză de șariaj a Carpaților Meridionali.

În sinteza asupra Carpaților Meridionali din 1932, Streckeisen, nu aduce nici un element nou asupra Munților Retezat.

În 1933, Streckeisen și Gherasim publică o notă și o schiță tectonică a Carpaților Meridionali între valea Jiului-Caransebeș-Portile de Fier, în care cuprinde și masivul Retezat.

Mălăescu (1937) și Ghica-Budești (1938) își publică lucrările lor de sinteză în care, însă, nu apar elemente noi din punct de vedere cartografic sau structural.

Prima lucrare de detaliu în care este tratată pe larg geologia și petrografia Munților Retezat, este cea a lui Pavelescu (1949), publicată în 1953. În această lucrare, care reprezintă teza sa de doctorat, autorul separă în cadrul șisturilor cristaline ale autohtonului, mai multe serii cristaline: seria de Pilugu, seria de Drăgșan și seria de Tulișa (de vîrstă carboniferă). În cadrul rocilor granitoide, se separă două masive distincte (masivul de Retezat și masivul de Buta) și se emite ipoteza palingenă a acestor massive. În cadrul celorlalte unități structurale, autorul descrie serpentinele din baza cristalinului pînzei getice [serpentine care erau considerate de Nopcsa (1905) ca tufuri diabazice], depozitele sedimentare ale autohtonului (semnalind pentru prima oară prezența Doggerului și a Neocomianului în regiune) și cristalinul pînzei getice.

În 1958, Pavelescu încadrează și paralelizează unitățile și serile cristaline din Munții Retezat cu cele din restul Carpaților Meridionali, în lucrarea sa de sinteză.

În 1964, L. Pavelescu și Maria Pavelescu publică o lucrare asupra regiunii Dealul Babii, în care descriu în cadrul cristalinului pînzei getice variate tipuri de gnaise micacee, micașisturi, cuarțite micacee, amfibolite și filoane de pegmatite.

În 1965, Micu² întocmește un raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri de mangan în partea de NE a Munților Retezat, în zona cuprinsă între Rîul Bărbăt și Valea Muncelului, care se întinde,

² C. Micu. Raport asupra prospecțiunilor pentru minereuri de mangan în partea de NE a munților Retezat (regiunea Uric-Vf. Tulișa). 1965. Arh. Inst. Geol. București.



însă, la W de regiunea cercetată de noi. În acest raport, de importanță economică, autorul face o descriere detaliată a formațiunilor geologice întâlnite în regiunea cercetată.

Tot în 1965, Pavescu³ întocmește o hartă geologică a părții de sud a Munților Sebeș (între valea Taia și valea Jigureasa), iar în 1971 întocmește un raport asupra regiunii Bănița-Petrila în care semnalează pentru prima dată apariția unei zone de gnais cu sillimanit⁴.

În ce privește geologia depozitelor bazinului Bănița-Hațeg sau al Petroșanilor, menționăm cercetările mai recente ale lui Mamulea (1954) în regiunea cuprinsă între Bănița-Crivadia Răileanu (1955), Drăghindă (1956), Drăghindă et al. (1961)⁵, Constantinoff (1962) și harta geologică de sinteză 1:200.000 foaia Orăștie (1968).

DESCRIEREA GEOLOGICĂ ȘI PETROGRAFICĂ A REGIUNII

Din punct de vedere geologic, regiunea cercetată se încadrează în schema Carpaților Meridionali concepută de Murgoci (1912) și cuprinde următoarele unități structurale :

- depozitele sedimentare post-tectonice ale bazinelor Petroșani și Hațeg ;
- depozitele sedimentare ale cristalinului pînzei getice ;
- cristalinul pînzei getice ;
- depozitele învelișului sedimentar al autohtonului ;
- cristalinul autohtonului ;
- depozitele cuaternare și actuale.

A) Depozitele sedimentare post-tectonice

În regiunea studiată acestea sînt reprezentate prin : depozitele bazinului Petroșani și cele ale bazinului Hațeg.

³ Maria Pavescu. Harta geologică a părții de sud a munților Sebeș (între valea Taia și valea Jigureasa). 1965. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ Maria Pavescu. Studii petrogenetice și structurale asupra sisturilor cristaline mezometamorfice din partea de NE a munților Retezat, între Petrila și Bănița. 1971. Arh. Inst. Geol. București.

⁵ I. Drăghindă, D. Socoleanu, Gh. Iliescu, Maria Iliescu, Gh. Mărgărit, Maria Mărgărit. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru cărbuni în bazinul Hațeg. 1961. Arh. Inst. Geol. București.



A₁) Depozitele sedimentare ale bazinului Petroșani

Aceste depozite ocupă o mare suprafață în regiunea studiată și sunt reprezentate prin sedimente miocene (Burdigalian) și oligocene (Aquitanian-Chattian și Rupelian), care apar la limita cu șisturile cristaline ale pînzei getice.

Burdigalianul este reprezentat prin : conglomerate, gresii, marne, argile șistoase cu cărbuni.

Aquitanian-Chattianul este reprezentat prin : argile, marne, gresii și cărbuni.

Rupelianul este reprezentat prin : conglomerate și argile roșii.

A₂) Depozitele sedimentare ale bazinului Hațeg

În regiunea cercetată aceste depozite nu apar decît în capătul său estic, la Bănița. Ele sunt reprezentate prin depozite sarmațiene și tortoniene, caracterizate prin calcare organogene, gresii, marne, tufuri, pietrișuri și nisipuri.

B) Pînza getică

Formațiunile pînzei getice sunt reprezentate atât prin fundamentul său cristalin, cât și prin depozitele sedimentare care reprezintă învelișul său.

B₁) Depozitele sedimentare ale pînzei getice

Astfel de depozite, ce reprezintă învelișul sedimentar al pînzei getice, apar în regiunea noastră numai în partea de nord, între Bănița și Peștera Bolii și între valea Jupineasa și Peștera Bolii. Cele care apar între valea Jupineasa și Peștera Bolii sunt reprezentate prin calcare albe, cenușii masive de vîrstă Neocom-Aptian. Depozitele sedimentare dintre Bănița-Peștera Bolii, sunt de vîrstă Jurasic și Cretacic (Neocomian-Aptian, Cenomanian-Vraconian, Senonian și Danian).

Danianul este reprezentat prin gresii cuarțoase la partea superioară și conglomerate masive cu unele intercalații de gresii și tufuri la partea inferioară.

Senonianul este constituit, de asemenea, din conglomerate și gresii cuarțoase. Sub formă de intercalații, se mai întâlnesc argile șistoase și marne. Intregul complex este fosilifer.

Vraconian-Cenomanianul este reprezentat prin microconglomerate, gresii cuarțoase și marne fosilifere. Aceste formațiuni apar însă în afara hărții noastre.



Neocomian-Aptianul este reprezentat, aşa după cum am menționat mai sus, prin calcare masive, albe-roșietice.

Aceste formațiuni n-au făcut însă obiectul cercetărilor noastre, de detaliu.

B₂) Cristalinul pînzei getice

Formațiunile cristalinului pînzei getice au cea mai largă răspîndire în regiunea cercetată. Spre nord ele sunt acoperite de depozitele sedimentare ale bazinului Hațeg și cele mezozoice de la Bănița-Peștera Bolii-valea Jupîneasa. Spre est iau contact printr-o falie puternică, cu depozitele neogene și paleogene ale bazinului Petroșani, iar spre sud-vest cu depozitele sedimentare și cristalinul autohtonului.

Din punct de vedere al intensității metamorfismului s-au deosebit șisturi cristaline metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi și cele metamorfozate în condițiile faciesului almandin-amfibolitic.

B₂ 1. *Şisturile cristaline metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi.* Aceste șisturi nu apar decât în partea de nord-est a regiunii cercetate, de o parte și alta a văii Roșii. Ele sunt reprezentate prin șisturi cuarțitice și cuarțite.

a) *Şisturile cuarțitice.* În aceste roci, granulele de cuarț sunt recristalizate și prezintă puternice extincții ondulatorii. Unele cristale sunt larg dezvoltate, altele fine și dispuse în direcție aproape paralele între ele. Granulele mai mici prezintă, de obicei, conture îndințate și dantelate. Printre aceste granule mărunte de cuarț se întâlnesc și granule mărunte de albit. Au fost întâlnite și fenoblaste xenomorfe de albit cu conture amiboide. Aceste fenoblaste, nu trec însă de 1 mm grosime.

S-au întîlnit și tipuri de șisturi cuarțitice în care granulele de cuarț, împreună cu cele de albit, formează pături discontinui, de grosimi variabile și în care, bineînțeles, cuarțul predomină. Conținutul în anortit în aceste cristale de albit oscilează între 1 – 3%; + 2V = 72°. Au fost întâlnite și fenoblaste de albit care includ poikilitic numeroase granule de cuarț, paie de sericit, clorit și rare granule de epidot.

Sericitul este, în general, dispus în masa rocilor în mod neregulat, iar cloritul (pennin) se prezintă sub formă de cuiburi.

Au fost întâlnite și rare lamele de muscovit care sunt dispuse oblic sau perpendicular pe șistozitate.

În afara de aceste componente, trebuie să mai menționăm sporadice apariții de zircon, calcit, pirită, ilmenit și apatit.



Structura rocii este granoblastică cu tendință spre lepidoblastică sau porfiroblastică. Trebuie menționat că rocile sunt ușor cataclazate. Unele cristale de cuarț sau de albit și de muscovit arată o cristalizare post-cinematică.

În cadrul acestor sisturi cuarțitice, se întâlnesc și unele tipuri care fac tranziția spre gnaisse albice, iar altele spre sisturi cloritoase sau micacee, în funcție de raportul între cuarț și albit, respectiv clorit sau minerale micacee.

b) Cuarțitele. Ele apar cu totul subordonat, ca intercalații de dimensiuni reduse, printre sisturile cuarțitice. În aceste roci cu structură granoblastică și textură masivă, cuarțul ocupă pînă la 95% din volumul rocilor. Pe lîngă granulele de cuarț de forme izometrice, mai menționăm: albit, calcit, sericit, clorit, epidot, rutil, limonit.

Aspectele microfiziografice ale componentelor se asemănă foarte mult cu cele din sisturile cuarțitice.

B₂. Sisturile cristaline metamorfozate în condițiile faciesului almandin-amfibolitic. În cadrul acestor sisturi, au fost separate cartografic: gnaisse biotitice, gnaisse biotitice cu granați, gnaisse biotitice cu biotit ± granați; micașisturi ± granați și sillimanit; cuarțite biotitice, sisturi cuarțitice cu biotit; amfibolite, gnaisse amfibolice, sisturi amfibolice; gnaisse migmatice; filoane și cuiburi de pegmatite sau de cuarț.

a) Gnaisse biotitice. Aceste gnaisse formează, de fapt, fondul regiunii, fiind rocile cele mai răspîndite. Ele prezintă o structură granoblastică cu tendință spre cea granolepidoblastică și o textură gnaisică ușor cataclastică.

În compoziția lor intră: cuarț, feldspați plagioclazi, ortoză, microclin, biotit ± granați, epidot, zoizit, sericit, turmalină, clorit, allanit, apatit, zircon, titanit, ilmenit, magnetit.

Cuarțul împreună cu feldspați formeză pături care alternează cu cele filitoase, unde lamelele de biotit sunt strangulate și amestecate cu solzi fini de biotit și sericit. Granulele mărunte de cuarț sunt recristalizate, dantelate și corodează plajele și granulele mai mari.

Biotitul este ușor pleocroic, uneori ușor decolorat sau cloritizat. Decolorarea ca și cloritizarea este întovărășită de exudarea ilmenitului de-a lungul suprafeteelor de clivaj, sau expulzarea titanitului grupat în mici aggregate.

În unele tipuri de gnaisse biotitice, lamelele de biotit sunt diseminată în mod neregulat în masa rocilor și în felul acesta le dă o tentă brună cenu-



șie. Au fost întâlnite și gnaisse cu cuiburi de biotit de neoformăție și cu un pleocroism foarte intens.

Feldspații plagioclazi se prezintă sub formă de xenoblaste larg dezvoltate înglobând poikilitic celelalte componente ale rocilor. Fenoblastele au, de regulă, forme ovoide și ating uneori 1 mm lungime. Au fost întâlnite cristale de plagioclazi și în afara păturilor cuarțo-feldspatice, formind pături feldspatice independente. Conținutul în anortit al plagioclazilor variază între 8 și 17%, cu $2V = 87^\circ$.

Ortoza se prezintă sub formă de galeți. Cristalele de ortoza de multe ori sînt ușor corodate și microclinizate sau albitezate.

Microclinul apare sub formă de xenoblaste, de dimensiuni ce variază între 0,04 – 1,3 mm. El este ușor sodic și are $2V = 78^\circ$.

Cloritul, ce se formează pe seama biotitului, este optic negativ și cu un pleocroism ce variază de la galbui-deschis la verde. Împreună cu cloritul apar apatitul, magnetitul, ilmenitul, titanitul și zirconul.

Epidotul și zoizitul apar sub formă de granule mărunte în apropierea lameelor de biotit sau de clorit. Au fost întâlnite, alături de epidot sau zoizit și granule de allanit (fig. 1 și 2).

În gnaissele biotitice de pe valea Bănița, vizavi de cariera de la Peștera Bolii, au fost întâlnite și cristale de monazit alături de celelalte componente menționate mai sus. Ele se prezintă sub formă de granule cu conture neregulate, brun-galbui. Mărimea granulelor variază de la 0,07 – 0,66 mm. Unele din ele prezintă marginal aureole metamictice.

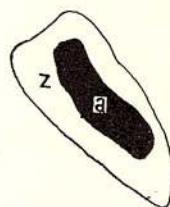


Fig. 1. — a, allanit ;
z, zoizit.
a, allanite ; z, zoisite.

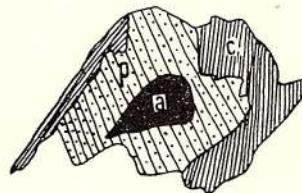


Fig. 2. — a, allanit ; p,
pistacit ; c, clorit.
a, allanite ; p, pistacite ;
c, chlorite.

In unele gnaisse biotitice apar sporadic cristale de almandin. Pe măsură ce porfiroblastele de granați cresc cantitativ, se face trecerea la gnaissele biotitice cu granați.

În aceste gnaisse, structura granoblastică face trecerea spre cea porfiroblastică.

Almandinul se prezintă sub formă de cristale idiomorfe predominând forme de dodecaedru romboidal. E incolor pînă la roz deschis. Dimensiunile cristalelor variază de la 0,08 — 15 mm, cîteodată pînă la 2 cm. Uneori este cloritizat marginal sau de-a lungul crăpăturilor. În gnaisele biotitice cu granați, unele cristale de almandin conțin incluziuni de rutil, muscovit, cuarț, magnetit, ilmenit, clorit.

În gnaisele de sub Culmea Intreția, de pe valea Chicioara și valea Cioaca, printre gnaisele biotitice și micașisturile cu granați s-au întîlnit și gnaisse biotitice cu sillimanit. De fapt, aceste gnaisse și micașisturi cu sillimanit sunt pentru prima oară semnalate în această regiune.

Sillimanitul se prezintă sub formă de cristale prismatice, alungite după axul c. Frequent, ele se dispun în aggregate fibroase, uneori cu aranjament paralel, alteori fibrolitic-pîslos. Au fost întîlnite și ace de sillimanit, în cuarț sau biotit. Lungimea fibrelor variază de la 0,8 mm — 4-5 cm. Din punct de vedere optic $np = 1,656 - 1,660$; $nm = 1,658$ — 1,661 și $ng = 1,677 - 1,682$; $ng - np = 0,020 - 0,021$. De fapt variația aceasta mare a indicilor de refracție este funcție de conținutul în fier și titan, ca impurități. $2E = 31 - 52^\circ$. Unele cristale prezintă un ușor pleocroism care variază de la incolor la brun-deschis.

În unele tipuri de paragnaise, cristalele de sillimanit se asociază intim cu cele ale biotitului brun, proaspăt și foarte puternic pleocroic. Se observă abundența cristalelor de sillimanit în gnaisele biotitice cuarțitice și în micașisturile biotitice cu almandin.

De fapt, gnaisele biotito-cuarțitice se deosebesc de tipul general al gnaiselor biotitice, prin cantitatea mai mare a cuarțului. În aceste gnaisse, cuarțul intră într-un raport de 1 : 1 pînă la 3 : 1 față de feldspați. Dacă în gnaisele biotitice muscovitul este un component aproape permanent, bineînțeles în cantități mici, în gnaisele cuarțitice el apare cu totul sporadic ca și granați.

În aceste gnaisse se întîlnesc destul de frecvent concreșteri mirmekeitice (fig.3).

De asemenea, în unele din gnaisele biotitice cuarțifere, au fost întîlnite concreșteri micropegmatitice ale cuarțului cu feldspații.

b) Micașisturi. Aceste roci apar sub formă de intercalății, destul de numeroase, printre gnaisele biotitice.

Din punct de vedere al compozitiei mineralogice au fost întîlnite micașisturi comune (cu biotit și muscovit), micașisturi cu almandin și micașisturi cu sillimanit.



Structura rocilor este lepidoblastică-porfiroblastică, iar textura și sistoasă.

În compoziția lor mineralogică intră: feldspați plagioclazi, cuarț, muscovit, biotit, clorit, almandin, sillimanit, turmalină, magnetit, ilmenit, rutil, zircon apatit, epidot.

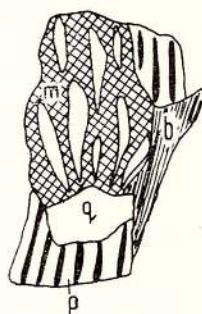


Fig. 3. — p, plagioclazi; q, cuarț; m, microclin; b, biotit.
p, plagioclases; q, quartz; m, microcline; b, biotite.

Feldspatul plagioclaz apare sub formă de granule cu conture neregulate și de dimensiuni ce variază între 0,08 — 0,5 mm, uneori, unele granule ating diametrul de 3 mm. Granulele de plagioclazi pot apărea uneori și izolate, de cele mai multe ori, ele se grupează în agregate dispuse de-a lungul sistrozității rocilor. Sunt maclate atât după legea albitului, cît și a periclinului. Unele din cristale prezintă o ușoară zonare, în sensul că în zonele marginale conținutul în anortit este de ~14%, iar în nucleu de 10%. În genere, cristalele sale sunt proaspete, dar conțin, uneori, incluziuni de cuarț sub formă de stropi mărunci, muscovit, magnetit, rutil. Unele micașisturi conțin pînă la 20% plagioclazi, iar în altele, aceștia pot lipsi completamente.

Cuarțul, sub formă de xenoblaste izometrice, apare constant în toate tipurile de micașisturi. Unele cristale sunt mărunte (0,05 mm), altele larg dezvoltate (5 mm), însă cu un pronunțat aspect de cataclază. În timp ce cristalele mărunte prezintă o extincție slab evidențiată, la cele mari ea este puternic pronunțată sub formă de draperii.

Biotitul ca și muscovitul, se prezintă sub formă de lamele larg dezvoltate și dispuse în pături paralele sau onduloase, scotind în evidență structura și textura rocilor. Lamelele de biotit nu trec în lungime de 1,20 mm, dimensiunile lor variind între 0,1 — 0,8 mm; cele de muscovit, însă, ating lungimi de circa 1 cm. De foarte multe ori lamelele de biotit sunt concrescute paralel cu cele de muscovit. Frecvent lamelele de biotit, marginal sau de-a lungul clivajelor, prezintă un început de cloritizare (pennin). Pleocroismul

biotitului variază de la np = brun-gălbui deschis la ng = brun închis de cafea. Conține frecvent incluziuni de magnetit, rutil, zircon.

Cloritul, care se formează fie pe seama biotitului, sau a granațiilor, are o birefringență slabă; este optic negativ și prezintă un slab pleocroism (np = incolor slab verzui, ng = verzui). Sub formă de incluziuni conține granule de magnetit și ace de sagenit.

Muscovitul se asociază, așa cum am menționat mai sus, cu biotitul sau cu păturile cuarțo-feldspatice. $2Vnp = \sim 39^\circ$. Unele lamele mai larg dezvoltate, sau unele aggregate muscovitice mulează porfiroblastele de cuarț sau de granați și iau în felul acesta forma de S.

Cristalele de almandin se prezintă sub formă de idioblaste de 0,3 – 3 mm diametru. Au fost întâlnite și cristale de dimensiuni ce ating 1 cm diametru. Este incolor, roz deschis și izotrop. În jurul unor cristale de almandin se întâlnesc adesea plaje limonitice rezultate din alterările pe care le suportă acesta. De regulă cristalele de almandin conțin incluziuni de cuarț, muscovit, biotit, clorit, rutil, zircon, ilmenit, magnetit, uneori chiar și turmalină.

De cele mai multe ori granații sunt învăluși de lamelele de muscovit sau de clorit.

În procesele de cataclază mai pronunțată, granații arată o biotitizare a lor.

Ca și plagioclazii, granații nu apar în toate tipurile de micașisturi. Se observă o preferință în sensul că ei apar mai frecvent în micașisturile bogate în muscovit.

Sillimanitul n-a fost întâlnit decât în micașisturile de pe valea Chicioara. Aspectele lui microfiziografice sunt asemănătoare cu cele descrise în gnaisele biotitice cu sillimanit. Ceea ce trebuie însă de adăugat este faptul că, în micașisturi varietățile fibrolitice ale sillimanitului sunt mult mai frecvente.

Turmalina, în aceste micașisturi, se prezintă sub formă de cristale prismatice cu fețele (1010) și (1120) bine dezvoltate. Pleocroismul său este puternic: ω = brun-gălbui închis, ϵ = gălbui deschis în unele cristale; în alte cristale ω = galben cenușiu deschis, ϵ = brun cenușiu.

Celelalte componente nu prezintă aspecte microfiziografice deosebite. Trebuie însă menționat că pe valea Chicioara au fost întâlnite micașisturi relativ bogate în zircon (0,5–1,5%). În aceste micașisturi cristalele de zircon apar atât ca incluziuni în biotit, cu puternice aureole radioactive, cât și ca indivizi izolați. Forma granulelor de regulă este elipsoidală, având lungimea de 0,03–0,08 mm.



c) Cuarțitele și șisturile cuarțitice cu biotit. Ca și micașisturile, cuarțitele apar sub formă de intercalății printre gnaisele biotitice. Structura rocilor este granoblastică la cuarțite și granolepidoblastică la șisturile cuarțitice, iar textura masivă pînă la șistoasă sau rubanată. În compoziția lor mineralică intră: cuarț, ortoză, microclin, plagioclazi, biotit, muscovit (foarte rar), clorit, magnetit, rutil, zircon, apatit, hematit.

Din punct de vedere al dimensiunilor, granulele de cuarț se repartizează unele la cele fine ($0,01 - 0,15$ mm), iar altele la cele mai mari ($0,3 - 1,2$ mm). Granulele mai larg dezvoltate au conture neregulate și sunt frecvent fisurate. În creșterile blastice se observă cum ele înglobează granulele mai mici. și granulele mici prezintă conture neregulate, însă ecrescențele amiboidale nu sunt atît de adînci, ca la cele mari. În timp ce granulele mari prezintă puternice extincții ondulatorii, cele mici din contră, arată extincții aproape drepte.

Granulele mai mici apar, de regulă, în asociație cu cele de albit și de microclin, iar cele mari cu ortoză. În cadrul granulelor mari se întâlnesc frecvent dungile Böhmice, din care unele sunt paralele între ele, altele în schimb divergente. Dispoziția lor generală uneori este conformă cu șistoziitatea, alteleori ea este oblică sau perpendiculară pe ea. Uneori granulele mari de cuarț sunt învelite de o peliculă fină de limonit.

Albitul din agregatul cuarțitic fin, se prezintă sub formă de granule proaspete, izometrice, cu conture neregulate. Unele lamele prezintă macle după legea albitului; conținutul în anortit variază între $3 - 8\%$, uneori atinge și 13% .

Granulele de microclin apar în mod analog ca și cele de feldspați plagioclazi, în cristale proaspete și cu conture blastice.

Au fost întâlnite și unele nuclee de microclin în ortoză, prinse în procesul de microclinizare.

Cristalele de ortoză apar de regulă împreună cu granulele mai larg dezvoltate de cuarț, ca niște găleți. Contururile ei sunt angulare, iar dispoziția este cu totul neregulată în masa rocii. În genere este puternic caolinizată.

Biotitul, sub formă de solzi sau lamele este brun închis-galben deschis. Conține uneori incluziuni de magnetit, rutil, apatit sau zircon. Incluziunile de zircon sunt înconjurate de aureole de culoare închisă sau neagră.

Celelalte componente nu prezintă aspecte microfiziografice deosebite.



În ce privește șisturile cuarțitice cu biotit, acestea se deosebesc de cuarțite prin apariția în cantitate mai mare a mineralelor micacee și a feldspațiilor.

Mineralele micacee (biotit, muscovit, sericit, clorit) scot în evidență și caracterele structurale și texturile specifice ale acestor roci.

d) Amfibolite, gnaise amfibolice, șisturi amfibolice. Rocile amfibolice apar sub formă de intercalări de dimensiuni relativ reduse, 2 – 20 m grosime și de 1 – 120 m lungime.

Au fost întâlnite tipuri plagioclazice, biotitice, granatifere sau epidotice.

Structura rocilor este granoblastică-nematoblastică, iar textura rubanată-gnaasică-șistoasă. În compoziția lor mineralologică intră: plagioclazi, amfiboli, biotit, cuart, clorit, epidot-zoizit, clinozoizit, granați, muscovit, titanit, magnetit, rutil, zircon, apatit, pirită, cromit, ilmenit, calcit, tale.

Plagioclazii apar mai ales în gnaisele amfibolice, sub formă de xenobaste, de dimensiuni ce variază între 0,3 și 0,8 mm. Au fost întâlnite și cristale de 1mm. În genere cristalele prezintă o zonalitate bine evidențiată și care variază de la 25% An în nucleu, la 33% An în zona marginală. Au fost întâlnite însă și cristale cu un conținut de numai 7% An, sau de 38 – 40% An. În unele roci amfibolice cu granați, zonalitatea plagioclazilor variază de la 35% An în nucleu la 42% An în zona marginală.

Amfibolii din aceste roci se prezintă sub formă de hornblendă, tremolit și actinot.

Hornblenda comună, se prezintă sub formă de cristale prismatice cu fețele (110) și (010) bine dezvoltate. Dimensiunile sale variază între 0,17 – 0,8 mm. Au fost întâlnite și cristale de 5 mm lungime. Pleocroismul său variază de la galben verzui-galben deschis, brun cenușiu pentru *np*, gălbui-verzui închis-brun verzui după *nm* și verde închis cu slabe nuanțe albăstrui-verde sau brun deschis după *ng*. Unghiul de extincție *c : ng* = 15 – 22%, iar *2Vnp* = 70 – 86°. Sub formă de incluzioni conține granule fine de plagioclazi, titanit, ilmenit, magnetit, biotit, rutil, apatit. Terminal, uneori ea se fasciculează și trece în tremolit sau actinot. De-a lungul clivajelor sau marginal, în unele șisturi amfibolice, hornblenda se cloritizează. Această cloritizare atrage după sine formarea de titanit, magnetit și epidot.

În ce privește tremolitul, acesta apare mai ales în unele amfibolite epidotice. Este incolor, slab verzui cu *c : ng* = 15 – 16° și *2V* = 79 – 86°.



Actinotul, frecvent în șisturile amfibolice, este verzui și apare în cristale prismatice aciculare cu $c:ng = 14 - 16^\circ$ și $2V = 79 - 84^\circ$.

În asociație cu cristalele de tremolit se întâlnesc frecvențe agregate solzoase de talc (fig. 4).

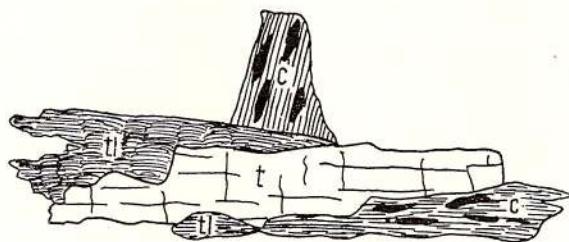


Fig. 4. — c, clorit; tl, talc; t, tremolit.

c, chlorite; tl, talc; t, trémolite.

În amfibolitele cu biotit se observă cum lamelele de biotit se intercalează printre prisme de amfiboli. În această asociație biotitul este decolorat, cu exudarea titanitului printre clivaje, ca și a granulelor de epidot și zoizit.

În aproape toate secțiunile se întâlnesc numeroase granule de rutil și ilmenit, uneori înconjurate de o margine de leucoxen.

În unele șisturi amfibolice, ca și în gnaisele amfibolice, se întâlnesc numeroase ace fine de actinot, sparte și amestecate în dezordine într-un agregat de culoare brună format din granule submicroscopice de epidot și leucoxen. Din loc în loc se întâlnește și câte un cristal prismatic, mai mare, de actinot și de epidot alături de granule de cuarț cu extincție ondulatorie, solzi de sericit și biotit decolorat sau cloritizat și fenoblaste de albit.

În unele gnaise amfibolice se observă o structură net cataclastică. Au fost întâlnite de asemenea amfibolite și șisturi amfibolice cataclazate. Aceste roci pot fi interpretate ca milonite amfibolice unde recristalizarea albitului este net postcinematică.

Biotitul în amfibolite și îndeosebi în amfibolitele biotitice sau în gnaisele amfibolice, apare sub formă de lamele, uneori larg dezvoltate, de dimensiuni ce variază între 0,1 și 0,9 mm; au fost întâlnite și lamele de 1,6 mm. Pleocroismul lor este foarte pronunțat: $np =$ galben foarte deschis, $nm = ng =$ roșu brun. Uneori, biotitul se transformă într-un clorit incolor, optic pozitiv.

Cristalele din seria epidot-zoizitului, întâlnite în rocile amfibolice, apar într-un mod foarte variat în ce privește forma și dimensiunile granulelor.

Granulele de epidot apar, de obicei, de dimensiuni ce variază între $0,08 - 0,3$ mm; au fost întâlnite cristale și de $0,5$ mm. Pleocroismul lor variază între incolor pînă la galben deschis; $c : ng = 5^\circ$, iar $2Vng = 68^\circ$, mai ales la varietățile pistacitice.

Zoizitul și clinozoizitul au fost întâlniți mai ales în șisturile amfibolice și amfibolitele granatifere. Zoizitul apare sub formă de cristale incolore cu $2V ng = \sim 46^\circ$, iar clinozoizitul apare mai ales ca produs epigenetic al plagioclazilor. E incolor, slab cenușiu, $c : ng = 12^\circ$ și (+) $2Vng = \sim 82^\circ$.

În unele gnaisse, pe lîngă mineralele din grupul epidot-zoizit au fost întâlnite și cristale de allanit în legătură cu acestea, cu biotit sau clorit.

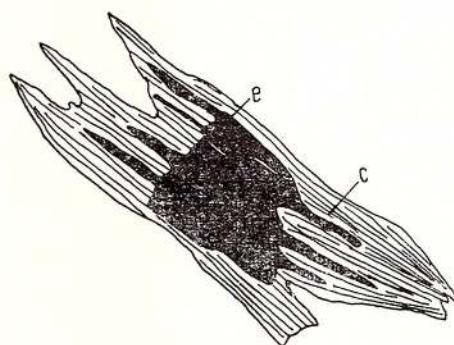
Cuarțul, în aceste roci, apare de regulă sub formă de xenoblaste izometrice dispuse în mod neregulat în masa rocilor. De cele mai multe ori el se asociază cu cristalele de plagioclazi.

Granatul (almandin), ca și în celelalte tipuri de roci, apare sub formă de porfiroblaste de dimensiuni ce variază între $0,3 - 0,8$ mm, uneori chiar 1 mm. Este incolor, slab roz. De foarte multe ori este cloritizat parțial.

Cloritul, care se formează fie pe seama granațiilor, fie pe cea a amfibolilor sau a biotitului, este asociat de obicei cu epidotul (pistacit), (fig. 5).

Fig. 5. — e, epidot; c, clorit (pennin).

e, épidoze; c, chlorite (pennine).



Ceea ce trebuie în mod deosebit de remarcat este faptul că de unele roci amfibolice este legată o abundență relativă de titanit cum este cazul amfibolitelor de pe valea Aninoasa la confluența cu valea Muncelului. De asemenea, trebuie menționat că printre amfibolitele de sub Culmea Intreția, se găsesc unele cu tremolit și granați.

Printre rocile amfibolice de pe Culmea Intreția au fost întâlnite și intercalării de cloritite. În aceste roci, antigoritul se dispune în cuiburi cu structuri radiare și ocupă pînă la 99% din volumul rocilor.

e) Gnaisse migmatice. Sub această denumire sînt reunite toate tipurile de gnaisse mixte arteritice sau venitice. Ele ocupă alături de gnaisele biotitice arii destul de larg dezvoltate. Unele din aceste gnaisse migmatice se prezintă ca niște gnaisse granitice, aplitice sau oculare, lenticulare, etc.

Structura rocilor este foarte variată, predomină însă cele granoblastice, iar texturile oscilează de la cele masive la cele lenticulare, oculare și plan liniare.

În compoziția acestor gnaisse migmatice intră: feldspati potasici, plagioclazi, cuarț, biotit, clorit, epidot, amfiboli, museovit, zircon, magnetit, apatit, titanit, granați.

Feldspății potasici apar, îndeosebi, sub formă de microclin. Ortoza n-a fost întîlnită decît într-un mod cu totul sporadic, în unele gnaisse oculare cataclastice, cum sînt cele de pe valea Chicioara. Microclinul se prezintă într-o gamă foarte variată de aspecte. Dimensiunile sale variază de obicei între 0,2 și 0,7 mm în gnaisele granitice și aplitice; în cele oculare, în schimb, ele apar în unele ochiuri cu diametre de 3 – 4 cm. Nu se prezintă niciodată în conture idiomorfe, ci blastice-amiboidale, în schimb ortoza prezintă parțial conture idiomorfe. În timp ce cristalele de microclin sînt proaspete și nu conțin decît cu totul întîmplător solzi de sericit, cele de ortoză sînt puternic epigenizate cu o pulbere fină de natură caolinosa. Microclinul este maclat după legea albitului + periclinului și conține numeroase concreșteri mirmekitice. Au fost întîlnite și concreșteri micropegmatitice. Microclinul apare și sub formă de plaje care sînt prinse în procesul de microclinizare. Aceste procese sînt uneori însotite sau secundate de cele de albitizare.

Plagioclazii, apar sub formă de xenoblaste de dimensiuni ce variază între 0,3 – 0,8 mm; au fost întîlnite și porfiroblaste de 2,5 – 3 mm. Frecent ei sînt maclați după legea Karlsbad, a albitului și a periclinului. În genere sînt proaspeti, doar cîțiva solzi de sericit se observă de-a lungul clivajelor.

În gnaisele granitice se întîlnesc la aceste cristale slabe structuri zonare, în sensul că nucleul este format dintr-un plagioclaz cu 15% An, iar zona marginală dintr-un plagioclaz cu 19% An. O zonalitate mai evidentă se întîlnește la gnaisele granitice cu amfiboli.

În gnaisele oculare au fost întîlnite cristale cu nucleul mai bazic decît zona marginală și invers (15% An în nucleu și 12% An în zona marginală și respectiv 11% în nucleu și 14% An în zona marginală).



În gnaisele aplitice conținutul în anortit al plagioclazilor este de natura albitalui 6 – 7%.

Așa cum am menționat mai sus, au fost întâlnite și zone de albitizare cu un albit de 2 – 4% An.

Cuarțul în gnaisele migmatice, se prezintă sub formă de xenoblaste incolore, de dimensiuni cuprinse între 0,1 – 1,10 mm în gnaisele granitice și 1,50 mm în gnaisele oculare. Este izometric și are conture dantelate și amiboidale. Uneori granulele de cuarț ciuruiesc poikilitic cristalele de plagioclazi, sau chiar de microclin. Granulele mai mari, mai ales cele din gnaisele oculare conțin dungi Böhmice dispuse oblic pe sistozitatea rocilor.

Biotitul, din gnaisele migmatice, se prezintă sub formă de lamele de dimensiuni cuprinse între 0,1 și 1,3 mm. E puternic pleocroic ($np =$ brun-gălbui deschis, iar $nm = ng =$ brun-verzui închis). Majoritatea cristalelor prezintă o cloritizare în intensități variate. Cloritul format este galben deschis-verde gălbui. Odată cu această cloritizare se formează ace de sagenit. De altfel, biotitul conține sub formă de incluziuni granule de magnetit, apatit, plagioclazi, rutil și zircon cu aureole pleocroice închise la culoare.

Hornblenda, atunci când apare, se prezintă sub formă de xenoblaste, de dimensiuni cuprinse între 0,3 și 0,9 mm, uneori chiar 1,5 mm. E pleocroică ($np =$ galben-verzui deschis, $nm =$ verde-oliv și $ng =$ verde-albăstrui închis); $c:ng = 22^\circ$ și $2Vnp = \sim 55^\circ$. Frecent conține incluziuni de titanit și magnetit.

Celelalte componente nu prezintă caractere microfiziografice deosebite. Ele variază doar în ce privește raporturile lor cantitative.

Filoane și cuiburi de pegmatite sau de cuarț. În ce privește aceste roci, trebuie să menționăm de la început că filoanele de cuarț sunt cu totul subordonate acelor de pegmatite.

Printre pegmatite au fost întâlnite și tipuri cuarțoase, feldspatiche, pe de o parte, iar pe de altă parte micropegmatite și pegmatite propriu-zise.

a) Pegmatite. Ele apar sub formă de filoane de cîțiva metri (2 – 10 m), alcătuite din cristale larg dezvoltate, cu aspect tipic rocilor pegmatitice.

Macroscopic, se observă : cristale mari de culoare roz de microclin, albe de plagioclazi, incolore de cuarț, lamele negre de biotit, cristale prismatice negre de turmalină, etc. Dimensiunile microclinului ating uneori valori de 2 – 10 cm, iar cele ale cristalelor de plagioclazi de 3 cm.



Compoziția mineralologică a acestor roci este formată din : microclin, plagioclazi, cuarț, biotit, muscovit, turmalină, epidot, titanit, magnetit, granați, apatit, zircon, clorit, rutil.

Microclinul se prezintă sub formă de granule cu conture neregulate de dimensiuni foarte variabile : de la 0,06 mm la 10 cm. Frecvent este maclat în rețea de grătar și conține uneori stinghii de albit sau concreșteri mirmekitice. Cuarțul din mirmekite este dispus divergent, în evantai. Mirmekit-plagioclazul este un albit-oligoclaz.

Cristalele de microclin sunt în genere proaspete, dar conțin uneori incluziuni de cuarț, plagioclazi, muscovit, biotit, apatit. Au fost întâlnite și concreșteri micropegmatitice cu cuarțul.

Plagioclazii sunt maclați polisintetic după legea albitului sau a periclinului și conțin între 6 și 16 % An. La unele cristale s-a întâlnit în nucleu 16 % An, iar în zona marginală 12 % An. Multe din granulele de plagioclazi sunt concrescute cu cele de cuarț în structuri micropegmatitice. În cristalele mai mari de plagioclazi au fost întâlnite granule sau plaje de microclin cu procese evidente de substituire. Unele cristale mai mari sunt puternic epigenizate cu sericit și clinozoizit, iar altele conțin rare incluziuni de biotit, muscovit, cuarț, microclin, apatit sau magnetit.

Cuarțul este xenomorf, izometric și cu conture neregulate. și dimensiunile sale variază foarte mult de la 0,03 mm la 3 – 4 cm. În pegmatitele cuarțitice, agregatele ocupă masa principală a rocilor (65 – 80%).

Unele din aceste cristale prezintă aspecte ușoare de cataclază.

Muscovitul și biotitul nu prezintă aspecte microfiziografice deosebite, doar pe cele ce privesc dimensiunile cristalelor.

Turmalina, în varietatea schörl, se prezintă sub formă de cristale prismatice groase, fără fețe terminale. Pleocroismul său variază de la ϵ = galben slab, la ω = brun închis cu slabe dungi verzi. Sub formă de incluziuni, în cristalele de turmalină, se întâlnesc uneori granule mărunte de magnetit, apatit, cuarț și solzi de muscovit. În cristalele de turmalină cu ϵ = galben, cu dungi roșietice și ω = albăstrui închis, cu slabe dungi verzui, nu se întâlnesc decât incluziuni de cuarț și apatit.

În unele micropegmatite, cum sunt cele de pe valea Chicioara, au fost întâlnite și cristale de ortoză. Aceste cristale sunt însă, în cea mai mare parte microclinizate. De altfel, procesele de microclinizare sunt foarte larg dezvoltate în toate tipurile de pegmatite. Alături de procesele de microclinizare, pe scară largă, se întâlnesc și cele de albitizare și silicifiere.

b) Filoane de cuarț. Aceste roci apar cu totul sporadic sub formă de cuiburi sau filoane, de dimensiuni în genere reduse.



În compoziția lor, cuarțul sub formă de xenoblaste de dimensiuni variabile (0,03 mm – 4 cm), ocupă aproximativ 98% din volumul rocilor.

Alături de cristalele de cuarț, mai apar uneori lamele de biotit total cloritizate, microclin, turmalină și granați.

Unele cuiburi și filoane de cuarț sunt puternic cataclazate și se prezintă ca niște brecii.

C) Autohtonul

Formațiunile geologice ale autohtonului sunt reprezentate atât prin fundamentul cristalin, cât și prin învelișul său sedimentar.

C₁) Învelișul sedimentar al Autohtonului

În partea de sud a regiunii cercetate, pe versantul sud-estic al văii Crevedia, chiar la intrarea în localitatea Dealul Babii, apare un masiv (Zănoaga) de calcare albe-cenușii de vîrstă neocom-apitană. Aceste calcare iau contact spre nord-est, de-a lungul liniei de șariaj, cu șisturile cristaline ale seriei de Sebeș-Lotru ale pînzei getice, iar spre nord-vest și sud-vest ele stau discordant peste formațiunile cristaline ale fundamentului cristalin al autohtonului. Astfel, spre nord, ele stau peste șisturile și filitele grafitoase ale seriei de Tulișa, iar spre vest peste șisturile cristaline ale complexului sericito-cloritos al seriei de Drăgșan și peste rocile granitoide de tip Buta.

C₂) Fundamentul cristalin al autohtonului

C₂ 2. Șisturile cristaline ale seriei de Tulișa. La confluența văii Crevedia cu valea ce vine dinspre Culmea Cununa, s-a interceptat limita dintre depozitele sedimentare mezozoice și șisturile cristaline ale seriei de Tulișa.

Spre NE, aceste șisturi sunt încălecate de-a lungul unei linii de șariaj, de șisturile cristaline ale pînzei getice. Spre NW ele stau discordant peste șisturile cristaline ale complexului sericito-cloritos al seriei de Drăgșan iar spre sud, iau contactul de-a lungul unei falii cu șisturile cristaline ale aceleiași serii (Drăgșan).

În zona cercetată nu apar decît șisturile cristaline ale orizontului superior al seriei de Tulișa și sunt reprezentate prin variate tipuri de filite și șisturi grafitoase și sericitoase.

a) Filitele grafitoase ± sericitoase. Structura rocilor este tipic lepidoblastică, iar textura filitoasă.



În compoziția lor mineralologică intră : cuart, grafit, sericit, calcit, limonit, pirită.

Cuartul, se prezintă sub formă de granule cu conture dantelate și de dimensiuni ce variază între 0,01 și 0,5 mm. Sporadic, au fost întâlnite și unele cristale ce ating dimensiuni de 1,4 mm. Granulele de cuart poartă urmele unei cataclaze, destul de puternice și din această cauză extincțiile sale ondulatorii apar ca niște draperii. De cele mai multe ori granulele de cuart însotesc benzile sericitoase, dar se întâlnesc și granule, mai ales cele mai mari, care sunt dispuse în mod neregulat în masa rocilor.

Grafitul, se prezintă sub forma unor solzi foarte fini (0,003 – 0,01 mm) și ocupă circa 75 % din masa rocilor. Uneori solzii de grafit formează benzi și pături subțiri ce alternează cu cele de sericit, alteori ei formează cuburi în asociere cu granulele fine de cuart, calcit și solzi de sericit.

Sericitul este cu totul subordonat grafitului și se prezintă tot sub formă de solzi foarte fini, uneori submicroscopici. De multe ori, păturile de sericit sunt impurificate de plaje limonitice.

În mod sporadic, se întâlnesc în masa rocii și cristale cubice de pirită.

b) **Șisturile și filitele sericitoase.** Structura rocilor este lepidoblastică, iar textura șistoasă-filitoasă.

Compoziția mineralologică este formată din : cuart, sericit, clorit, albit, epidot, rutil, zircon, limonit.

Cuartul se prezintă sub formă de granule de dimensiuni variabile (0,01 – 0,7 mm) și cu conture dantelate. În cristalele mai mari se observă că ele au suferit procese de cataclază, din cauza aceasta extincția este puternic ondulatorie. El formează împreună cu sericitul pături alternative cu cele formate din sericit și clorit. Uneori formează împreună cu albitul cuburi care dau aspectul porfiroblastic al rocilor.

Sericitul, sub formă de solzi, formează masa fundamentală a rocii. Unghiul 2V np = ~ 40°. Conține numeroase incluziuni de rutil și zircon care se prezintă sub formă de granule opace foarte fine.

Cloritul apare de asemenea sub formă de lamele și solzi fini, al căror pleocroism variază de la verde-albăstrui la galben-deschis cu dungi slabe verzui. Unele lamele sunt puternic limonitizate. Sub formă de incluziuni conține : rutil cu un pleocroism ce variază foarte slab de la galben, granule opace și zircon.

Albitul apare în mod sporadic sub forma unor cristale proaspete și cu conture neregulate. Conținutul în anortit al acestor cristale variază între 3 și 7 %.



Epidotul și zirconul apar, cu totul sporadic, sub forma unor granule mărunte și cu conture rotunjite.

TECTONICA

Din punct de vedere tectonic, regiunea cercetată se încadrează în stilul tectonic general al Carpaților Meridionali, schițat de către Gh. M. M u r g o c i (1912).

Regiunea cercetată are o suprafață prea mică pentru a se putea trage concluzii mai generale, astfel că ne vom rezuma la descrierea unor raporturi și accidente tectonice locale.

Trebuie însă să menționăm, chiar de la început, că în regiunea cercetată se întâlnesc cele trei unități tectonice majore ale Carpaților Meridionali: autohtonul, pînza getică și bazinele intramontane post-tectonice.

Autohtonul este reprezentat atât prin fundamentul său cristalin (șisturile orizontului superior al seriei de Tulișa), cât și prin învelișul său sedimentar mezozoic.

Pînza getică este reprezentată și ea prin fundamentul ei cristalin (șisturile cristaline ale seriei de Sebeș-Lotru), cât și prin învelișul său sedimentar mezozoic.

Bazinele intramontane sunt reprezentate prin cel al Hațegului și al Petroșanilor, cu depozitele lor paleogene și neogene, respectiv oligocene și miocene.

Sariajul pînzei getice peste formațiunile autohtonului, în regiunea cercetată, nu se poate observa decît în capătul sud-vestic de-a lungul văii Crevedia. În această zonă, șisturile cristaline ale pînzei getice, reprezentate prin faciesul almandin-amfibolitic al seriei de Sebeș-Lotru, încalcă atât peste depozitele sedimentare neocomian-apțiene (calcarele de Zănoaga) ale autohtonului, cât și peste șisturile cristaline paleozoice inferioare ale seriei de Tulișa, ca și peste cele ale complexului superior al seriei de Drăgșan.

În cadrul intim al pînzei getice menționăm falia din zona sudică a depozitelor neocom-apțiene de pe spinarea cristalinului getic. Falia aceasta de la Piatra Roșie se continuă spre sud-vest la Peștera Bolii-Botani și Bănița. Învelișul sedimentar mezozoic din această zonă are o poziție discordantă față de șisturile cristaline din fundament, în partea lor nordică și ia contact cu ele printr-o falie în partea sudică. Falia aceasta este, de fapt, scoasă bine în evidență și de elementele morfologice care marchează denivelări bruse de zeci de metri.



Menționăm că, cristalinul pînzei getice dintre Petrila și valea Crevedieia ia contact cu formațiunile sedimentare ale bazinului Petroșani de asemenea printr-o falie. Si în zona aceasta falia este evidențiată de elemente morfologice.

În afară de aceste accidente tectonice din cadrul cristalinului pînzei getice mai menționăm o serie de accidente tectonice, cu caracter cu totul local. Astfel menționăm falia de direcție NNE-SSE de pe culmea Cioaca-Peștera Bolii, falia de aceeași direcție dealul Muncelului — dealul Savastrului și falia de direcție NNE-SSW, de-a lungul văii Roșii.

Menționăm că în regiunea cercetată, în cadrul cristalinului getic, s-au putut distinge mai multe cutie sinclinală, de direcție NE-SW, care sunt deplasate uneori de faliile menționate mai sus.

Depozitele cuaternare și actuale

Depozitele sedimentare cuaternare sunt reprezentate prin cele ale Holocenului superior. În regiunea cercetată ele se caracterizează prin acumulări fluviale, depozite coluviale, etc.

În ce privește depozitele actuale ele sunt reprezentate prin acumulările provenite din exploataările miniere din bazinul Petroșani (halde).

Concluzii petrogenetice

Regiunea cercetată aparține, în cea mai mare parte, cristalinului pînzei getice. În constituția lui, în cel mai estic sector al Munților Retezat, intră: gnais biotitice, gnais biotitice cu granați, gnais biotitice cu granați și sillimanit, gnais cuarțitice cu biotit \pm granați, micașisturi \pm granați și sillimanit, cuarțite biotitice, sisturi cuarțitice cu biotit, amfibolite, gnais amfibolice, sisturi amfibolice, gnais migmatice, filoane și cuiburi de pegmatite sau de cuarț.

Studiile mineralogice și chimice au scos în evidență o gamă foarte variată de tipuri de pararoci metamorfozate în condițiile faciesului almandin-amfibolitic (tab. 1).

Din punct de vedere al compoziției mineralogice normative (tab. 2), se constată în gnais o dominare netă a plagioclazilor acizi. Raportul între $ab : an = 23 : 2$, între feldspații potasici și plagioclazi este de 13 : 37, iar în cazul feldspaților alcalini este de 19 : 6 albit : ortoză. De unde reiese că rocile provin din metamorfismul unor gresii feldspatice.

În ce privește gnaisele migmatice, care provin din procesele de migmatizare a unor paragnaise, se constată că raportul între albit și ortoză este aproximativ același de 3 : 1, iar între plagioclazi și feldspații potasici



TABELUL 1
Rezultatele analizelor chimice

elem. %	8	41	38	21	20	35
SiO ₂	45,80	47,32	78,44	68,41	61,50	73,05
Fe ₂ O ₃	2,36	2,22	0,08	0,65	0,89	0,09
FeO	6,88	7,01	1,0	2,98	3,09	0,25
Al ₂ O ₃	20,0	19,47	13,0	16,12	19,0	15,35
TiO ₂	0,75	1,35	0,12	0,27	0,35	urme
CaO	9,10	10,78	1,12	1,96	3,22	1,54
MgO	10,2	6,70	0,40	2,70	2,40	0,20
MnO	0,20	0,19	0,15	0,13	0,38	urme
P ₂ O ₅	0,06	0,11	0,12	0,07	1,38	0,05
S	urme	0,03	urme	lipsă	lipsă	lipsă
Na ₂ O	2,48	3,50	2,91	2,96	2,45	5,38
K ₂ O	0,31	0,29	1,59	2,16	3,22	2,88
H ₂ O ^{-105°}	0,20	0,10	0,12	0,25	0,25	0,15
H ₂ O ^{+105°}	1,19	0,57	0,95	0,97	1,31	0,84
CO ₂	0,10	lipsă	0,07	0,08	0,12	0,04
P.C.	1,49	0,67	1,12	1,30	1,68	1,03

Analist: Nedelcu Geta

el este de 39 :11. În timp ce în gnaisele biotitice ortoza intră într-un procent de 8,80%, în cele migmatice ea ocupă 15,10% din volumul rocilor. În aceste gnaisse migmatice se observă un aport foarte însemnat de potasiu și de sodiu. În gnaisse biotitice, albitul intră într-un procent de 24,42%, iar în cele migmatice de 47,77%.

De fapt, nu numai unele gnaisse au suferit aceste procese de migmatizare, ci și unele micașisturi. Astfel, în micașisturile normale, raporturile între feldspați variază în felul următor: $(ab + an) : or = 2,7 : 1$; $ab : or = 1,7 : 1$. În rocile puternic afectate de procesele de migmatizare, aceste raporturi variază astfel: $(ab : an) : or = 1,6 : 1$; $ab : or = 1,12 : 1$. De exemplu în micașisturile comune, ortoza apare într-un procent de 8,27%, iar în cele migmatizate 18,67%; albitul în aceleși tipuri de roci, apare într-un procent de 17,31% respectiv 21,50%.

În ce privește raportul între cuarț și feldspați se observă că, în timp ce în gnaisse biotitice și în micașisturi el înclină spre conținutul în cuarț (cuart : feldspați este de 1,63 : 1 în gnaisse și de 1,7 : 1 în micașisturi), unde este de 57,70% în gnaisse, respectiv de 54,78% în micașisturi; în rocile migmatice cuarțul este cu totul subordonat feldspațiilor. Astfel, în aceste gnaisse, feldspații apar în cantități ce variază între 47%–70%. Raportul între feldspați și cuarț este de 1,63 : 1 respectiv 2,9 : 1.



Din proiecția $q : or : ab$ reiese în mod evident că pararocile (38 — gnais biotitic cuartifer și 21 — micașist biotitic) sunt în genere sărace în feldspați potasici, dar bogate în cuarț. Gnaisele migmatice (20 și 35) sunt mai bogate în feldspați și mai sărace în cuarț (fig. 6).

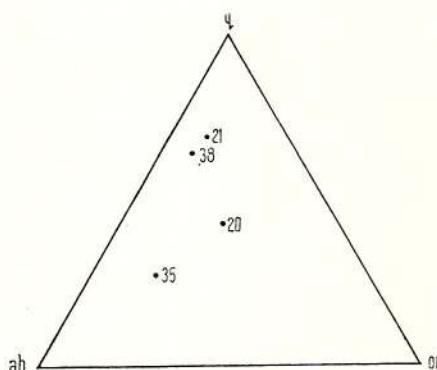
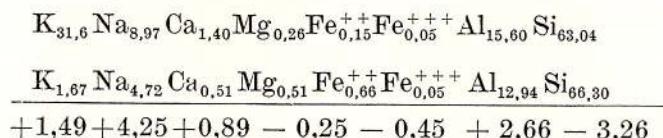


Fig. 6. — Raportul feldspațiilor alcalini și cuarț ($q : or : ab$).

Rapport entre les feldspathe alcalins et le quartz ($q : or : ab$).

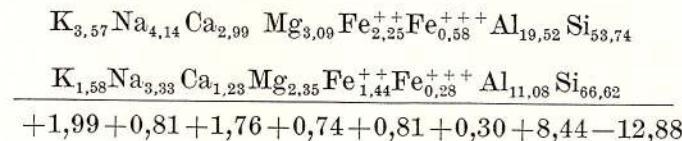
Din formulele cristalochimice (tabel 3), se poate calcula bilanțul geochemicalic.

Din acest bilanț reies următoarele pentru rocile gnaisice :



Deci, din acest bilanț, reiese în mod evident că pentru formarea gnaiselor migmatice a fost necesar un aport de 1,49 potasiu, 4,25 sodiu, 0,89 calciu și 2,66 aluminiu. În același timp s-a făcut un transfer de 3,26 siliciu, de 0,25 magneziu și 0,45 fier bivalent.

În cazul micașisturilor, bilanțul geochemicalic este următorul :



Și în cazul lor se observă un aport masiv de potasiu de 1,99, sodiu 0,81, calciu 1,76, magneziu 0,74, fier bivalent și trivalent 0,81 respectiv 0,30 și aluminiu 8,44 și un transfer de 12,88 siliciu.

TABELUL 2
Minerale normative

<i>Gnais biotitic cuarțifer (38)</i>	<i>Micașist biotitic (21)</i>	<i>Gnaise migmatice (35, 20)</i>
<i>ap</i> 0,39	<i>ap</i> 0,09	<i>ap</i> 0,12 – 2,85
<i>il</i> 0,18	<i>il</i> 0,30	<i>il</i> – – 0,58
<i>or</i> 8,80	<i>or</i> 8,27	<i>or</i> 15,10 – 18,67
<i>ab</i> 24,42	<i>ab</i> 17,31	<i>ab</i> 21,50 – 47,77
<i>an</i> 1,84	<i>an</i> 6,06	<i>an</i> 6,84 – 7,21
<i>c</i> 3,64	<i>c</i> 2,43	<i>c</i> 4,69 – 5,90
<i>mt</i> 0,06	<i>mt</i> 1,90	<i>mt</i> 0,08 – 0,76
<i>en</i> 1,30	<i>en</i> 6,05	<i>en</i> 0,69 – 8,16
<i>fs</i> 1,67	<i>fs</i> 2,80	<i>fs</i> 0,40 – 5,22
<i>q</i> 57,70	<i>q</i> 54,78	<i>q</i> 23,84 – 29,52

TABELUL 3
Formule cristalochimice

- (38) $L_{1,67} Na_{4,72} Ca_{0,51} Mg_{0,51} Fe_{0,66}^{++} Mn_{0,10} Fe_{0,05}^{+++} Al_{12,94} Ti_{0,05} Si_{66,30} [O_{154,67} (OH)_{5,33}]_{160}$
- (21) $K_{1,58} Na_{3,33} Ca_{1,23} Mg_{2,35} Fe_{1,44}^{++} Mn_{0,03} Fe_{0,28}^{+++} Al_{11,08} Ti_{0,10} Si_{66,62} [O_{156,28} (OH)_{3,72}]_{160}$
- (35) $K_{3,16} Na_{8,97} Ca_{1,40} Mg_{0,26} Fe_{0,15}^{++} Fe_{0,05}^{+++} Al_{15,60} Si_{63,04} [O_{155,18} (OH)_{4,82}]_{160}$
- (20) $K_{3,57} Na_{4,14} Ca_{2,99} Mg_{3,09} Fe_{2,25}^{++} Mn_{0,26} Fe_{0,58}^{++} Al_{19,52} Ti_{0,21} P_{0,99} Si_{53,74} [O_{146,57} (OH)_{13,43}]_{160}$
- (8) $K_{0,34} Na_{4,57} Ca_{9,25} Mg_{14,43} Fe_{5,45}^{++} Mn_{0,11} Fe_{1,65}^{++} Al_{22,32} Ti_{0,51} Si_{43,53} [O_{152,46} (OH)_{7,54}]_{160}$
- (41) $K_{0,34} Na_{6,39} Ca_{10,86} Mg_{9,33} Fe_{5,48}^{++} Mn_{0,11} Fe_{1,52}^{++} Al_{21,60} Ti_{0,90} Si_{44,51} [O_{150,16} (OH)_{9,34}]_{160}$

În ce privește rocile amfibolice, se observă că ele sănăt bogate în feldspați plagioclazi (40–60%). Plagioclazii anortitici predomină net asupra celor albitici. Mineralele melanocrate variază între 32% și 55%. Natura plagioclazilor și a mineralelor melanocrate ne duce la concluzia că aceste roci s-au format pe seama unor roci eruptive bazice.

TABELUL 4

În tabelul 4 sănăt redate valorile ACF și A'KF, care variază în felul următor.

nr. crt.	proba	A	C	F	A'	K	F	tipul de rocă
1	21	41,44	8,38	49,96	29,77	12,06	58,12	micașist biotitic
2	20	21,64	58,57	19,74	29,96	16,82	53,08	gnais migmatic
3	38	58,42	17,83	23,66	55,72	17,40	26,78	gnais biotitic cuarțifer
4	35	59,69	25,25	15,01	13,87	67,38	18,71	gnais migmatic
5	8	24,97	22,21	50,88	3,24	2,09	94,61	amfibolit
6	41	25,13	28,68	45,96	14,82	0,97	83,96	amfibolit



Din proiecția acestor valori reiese că rocile amfibolice se încadrează în diagrama ACF pentru rocile cu exces de SiO_2 și deficit de K_2O (fig. 7), cu paragenezele formate din hornblendă + almandin + andezit și hornblendă + tremolit și andezit.

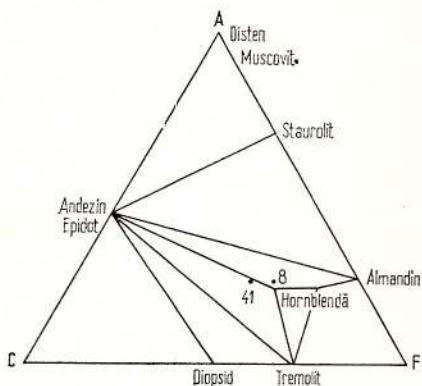


Fig. 7. — Diagrama ACF pentru rocile cu exces de SiO_2 și deficit de K_2O . Faciesul amfibolitic—almandin.

Diagramme ACF pour les roches à excès de SiO_2 et déficit de K_2O . Faciès amphibolitique—almandine.

Pentru gnaisele migmatice s-a utilizat diagrama A'KF pentru rocile cu exces de SiO_2 și Al_2O_3 (fig. 8). În această proiecție se observă că rocile

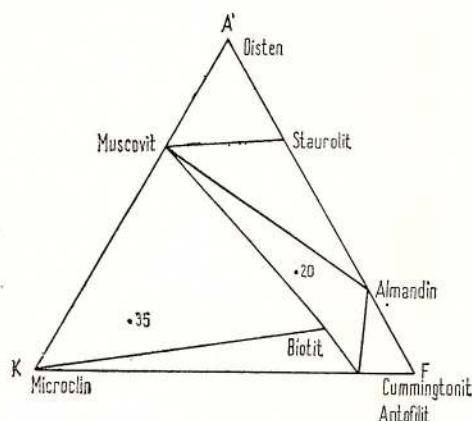


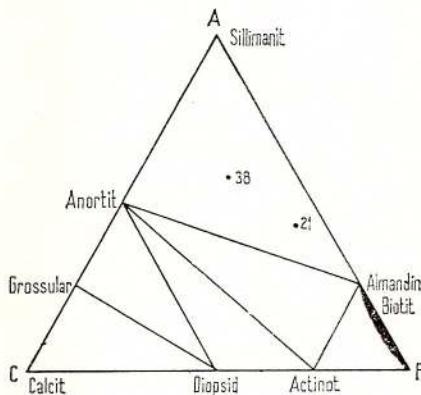
Fig. 8. — Diagrama A'KF pentru rocile cu exces de SiO_2 și Al_2O_3 . Facies amfibolitic — almandin.

Diagramme A'KF pour les roches à excès de SiO_2 et Al_2O_3 . Faciès amphibolitique — almandine.

se repartizează la paragenezele: microclin + biotit + muscovit și biotit + almandin + muscovit.

În cazul gnaiselor biotitice și a micașisturilor s-a utilizat diagrama ACF pentru rocile cu exces de SiO_2 și K_2O (fig. 9). Rocile se plasează în cîmpul paragenetic almandin + sillimanit + anortit.

Fig. 9. — Diagrama ACF pentru rocile cu exces de SiO_2 și K_2O . Faciesul amfibolitic — almandin.
Diagramme ACF pour les roches à excès de SiO_2 et K_2O . Faciès amphibolitique-almandine.



Localizarea probelor analizate :

- nr. 21, micașist biotitic, valea Cioaca ;
- nr. 20, gnais migmatic, valea Cioaca ;
- nr. 38, gnais biotitic cuarțifer, pîrîul Chicioara ;
- nr. 35, gnais migmatic, pîrîul Intreția ;
- nr. 8, amfibolit, culmea Chicioara ;
- nr. 41, amfibolit, pîrîul affluent al văii Bănița, cota 1020 m.



BIBLIOGRAFIE

- Constantinof D. (1962) Cercetări geologice în partea de SW a Munților Sebeș. *D. S. Inst. Geol.*, XLIV (1956—1957), București.
- Drăghindă I. (1956) Prezența Cretacicului superior în bazinul Petroșani. *Comunic. Acad. R.P.R.*, 6, 6, București.
- Ghika St. Budești (1938) Pétrographie et tectonique des Carpates Méridionales. *Rev. géogr. physique*, XI, Paris.
- Hauer F. R., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens, Wien.
- Inkey v. Bella (1891) Die Transylvanischen Alpen von Rotenturmpass bis zum Eisernen Thor. *Math. u. Naturwiss. Berichte*, IX, Hälften, Budapest.
- Mamulea A. (1954) Geologia regiunii Bănița-Crivadia. *D.S. Com. Geol.* XXXVIII, București.
- Manolescu G. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Muntii Vulcan (Carpates méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București.

- M u r g o c i G. (1907) Contribution à la tectonique des Carpates Méridionales. *C.R. Ac. Paris*, 3 Juillet (aussi *Buletinul Soc. de Științe XVI*) București.
- (1907) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpates Méridionales. *C.R. Ac. Paris.*, 1905, 31 Juillet (aussi *Bul. Soc. Științe*, XVI) București.
 - (1907) Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Carpates méridionales. *C.R. Ac. Paris*, 1905, 4 sept. (aussi *Bul. Soc. Științe*, XVI.) București.
 - (1912) The geological synthesis of the south Carpathians. *C.R. Congr. Geol. Intern.* XI, Stockholm.
- N o p e c a F r. (1905) Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehervár, Deva, Ruszkabanya u. d. rumänischen Landesgrenze. *Mitt. a.d. Jahrb. d.k. ung. geol. Anst.*, Bd. XIV, 4, Budapest.
- P a v e l e s c u L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de SE a munților Retezat. *An. Com. Geol.* XXV, București.
- (1958) Geologia Carpaților Meridionali. *An. Rom. Sov., secția Științe Geologice*, I-II/2, București.
 - P a v e l e s c u M a r i a (1964) Geologia și petrografia văii Jiului românesc între Oslea și Petroșani. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- S a v u H., P a v e l e s c u M a r i a, S t a n c u I o s e f i n a, L u p u D e n i s a (1968) Harta geologică sc. 1:200.000 foaia 26 Orăștie. L. 34-XXIV, Inst. Geol. București.
- R ă i l e a n u G r. (1955) Burdigalianul de pe pîrful Sălătruc și considerații generale asupra bazinului Petroșani. *Rev. Univ. Parhon* 6-7, București.
- S c h a f a r z i k F r. (1898) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Ormenyes und Vercserova-Slich von Karansebeș im Komitate Krasso-Szöreny. *Jahresb. d.k. ung. geol. R.A.f.* 1896, Budapest.
- S t r e c k e i s e n A. (1932) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, 1931, București.
- G h e r a s i N. (1933) Recherches géologiques dans les Carpates Méridionales entre la vallée du Jiu, Caransebeș et les Portes de Fer. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XIX (1930-1931), București.
- S t u r D. (1869) Die Umgebung von Cornia, Corniereva, Teregova, u. Slatina. *Verhandl. d.k.k. geol. R. A.*
- T o u l a F r. (1897) Vorläufiger Bericht über eine weitere Reise in die Transylvanischen Alpen. *Neues Jahrb. für Min. Geol. Pal.* Wien.



ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DANS LA PARTIE DE NE DES MONTS RETEZAT, ENTRE PETRILA ET BĂNIȚA

(Résumé)

La région étudiée occupe la partie NE du massif de Retezat. Elle est située entre Petrila et Bănița, le bassin de Petroșani, la vallée du Jiu et la Crête de Zănoaga.

Au point de vue géologique structural on y a séparé plusieurs unités qui reviennent : aux bassins intramontagneux, à la nappe gétique et à l'autochtone.

Les formations sédimentaires des bassins intramontagneux sont représentées par : les dépôts post-tectoniques des bassins de Petroșani et de Hațeg d'âge oligocène et miocène. La nappe gétique est représentée par les dépôts sédimentaires d'âge jurassique et crétacé et par des formations cristallophylliennes. L'autochtone est, lui aussi, représenté par des dépôts d'âge néocomien-aptien et par des dépôts cristallophylliens.

Le cristallin de la nappe gétique représente l'unité la plus étendue dans la région examinée ; ces formations sont constituées de roches et minéraux métamorphisés en conditions du faciès des schistes verts ou dans celles du faciès almandine amphibolitique, en fonction de l'intensité du métamorphisme régional survenu dans cette zone.

Les schistes cristallins métamorphisés en conditions du faciès des schistes verts, occupent une surface restreinte, dans la partie de NE de la région et sont représentés par des schistes quartzitiques et par des quartzites.

Les plus répandus schistes cristallins sont ceux métamorphisés en conditions du faciès almandine-amphibolitique, constitués de différents types de gneiss, micaschistes, quartzites, amphibolites recoupés par d'innombrables filons et nids de pegmatites et quartz de dimensions variables. Un fait particulier est la présence des gneiss et des micaschistes à sillimanite, pour la première fois signalés dans la région qui accusent un degré élevé de métamorphisme régional dans cette zone du cristallin gétique. La découverte de la zone à sillimanite exige d'étendre les recherches géologiques et de classifier à nouveau les faciès métamorphiques aussi dans les zones environnantes, notamment dans la partie méridionale des Monts Sebeș et dans celle septentrionale des Monts Retezat.

Il a été mentionné la présence dans ce faciès de nombreux minéraux accessoires comme le zircon et le titanite dans certaines roches et le monazite dans les gneiss biotitiques, signalés pour la première fois dans la région.

Les études minéralogiques et chimiques effectuées révèlent de nombreux types de migmatites métamorphisées en conditions du faciès almandine-amphibolitique. L'étude des minéraux normatifs et des paramètres ACF et A'KF, ont permis d'intégrer avec plus de précision ces roches dans ce faciès et on a pu faire quelques séparations sur la genèse des roches, à partir



des projections effectuées dans le cadre de ce faciès au sujet des roches à excès en Al_2O_3 et SiO_2 d'une part et de celles pauvres en SiO_2 d'autre part. A partir des calculs des bilans géochimiques on a pu déterminer les échanges survenus au cours des processus de métasomatose échanges qui ont conduit à la migmatisation de certains types de roches.

L'autochtone est très peu répandu dans la région, surtout son soubassement cristallin. Il est représenté dans cette zone seulement par des schistes cristallins, notamment par ceux de l'horizon supérieur de la série de Tulișa formé de différents types de phyllites et de schistes graphiteux et sérichtueux, surmontés en discordance dans la partie NW et SW par la couverture sédimentaire de l'autochtone.

Au point de vue tectonique sont mentionnés les accidents tectoniques de la région, représentés par différents éléments structuraux (failles, plis, synclinaux), parfois seulement locaux, tant dans l'aire d'extension de la nappe gétique qu'au contact de celle-ci et l'autochtone ou le sédimentaire mésozoïque ou le Néogène. Est à remarquer la faille située dans la partie septentrionale du bassin de Petroșani, interrompue dans la zone de Petrila-Lupeni sur la feuille géologique Orăștie au 1 :200.000^e, mais qui dans la présente étude se continue aussi dans cette zone, où le cristallin de la nappe gétique prend contact avec les formations sédimentaires du bassin de Petroșani. Nous mentionnons également le charriage de la nappe gétique sur les formations de l'autochtone, à l'extrême SW de la région étudiée, le long de la vallée de Crevedia, où les schistes cristallins mésométamorphiques sous-faciès almandine-amphibolitique de la série de Sebeș-Lotru chevauchent les dépôts néocomiens-aptiens de l'autochtone et ceux paléozoïques inférieurs de la série de Tulișa.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région située dans la partie NE des Monts Retezat entre Petrila et Bănița.


Dépôts quaternaires : 1 a, alluvions; b, cônes de déjection; c, éboulis. Dépôts néogènes : 2, conglomérats, grès, argiles rouges, tufs. Nappe Gétique. Dépôts mésozoïques : 3, calcaires (Néocomien-Aptien). Cristallin de la nappe gétiche. Faciès des schistes verts : 4, schistes quartzitiques. Faciès almandine-amphibolitique : 5, gneiss migmatiques; 6a, filons et nids de pegmatites (P) ou de quartz (Q); b, micaschistes \pm grenats; c, amphibolites, gneiss amphiboliques, schistes amphiboliques; d, gneiss quartzitiques à biotite \pm grenats; e, quartzites biotitiques, schistes quartzitiques à biotite; f, gneiss biotitiques à grenats; g, gneiss biotitiques à grenats et sillimanite; h, gneiss biotitiques. Autochtone. Dépôts mésozoïques : 7, calcaires (Néocomien - Aptien). Cristallin autochtone. Série de Tulișa: 8, schistes et phyllites graphitiques (horizon supérieur). 9, limite géologique; 10, faille normale; 11, ligne de charriage; 12, axe de synclinal; 13, direction et inclinatin des couches; 14, ligne de coupes géologiques.



MARIA PAVELESCU
HARTA GEOLOGICĂ

A
REGIUNII DIN PARTEA DE NORD-EST A
MUNȚILOR RETEZAT ÎNTRE PETRILA ȘI BĂNIȚA

0 500 1000 Km



FACIESURILE GRANITOIDELOR DIN PLUTONUL
TARDEOROGEN DE LA CĂRPINIŞ-NOVACI (MUNTII PARÎNG),
PETROLOGIA ȘI GEOCHIMIA LOR

DE

HARALAMBIE SAVU¹, CECILIA VASILIU¹, CONSTANTĂ UDRESCU¹

Résumé

Le faciès des granitoïdes du pluton tardéorogène de Cărpiniş-Novaci (M. Parîng), leur pétrologie et géochimie. Le pluton granitoïde est emplacé dans la série de Lainici-Păiuş, métamorphisée dans les conditions du métamorphisme de type danubien ($T = 470 - 700^\circ\text{C}$; $P = 4 - 5\text{Kb}$). Il présente une structure zonée, où l'on distingue deux faciès principaux : le faciès des granitoïdes de Cărpiniş et le faciès des granitoïdes de Novaci, avec plusieurs sous-faciès. La formation de ces faciès est due à plusieurs facteurs tels : différenciation du magma granodioritique primaire, intrusion successive des magmas différenciés et enrichissement du magma en alcalis (K_2O) et en composants volatils. Cette conclusion est attestée par les caractéristiques pétrochimiques des roches et par la manière dont les éléments mineurs sont répartis dans les roches des différents faciès granitoïdes. Le caractère pétrochimique de la province des granitoïdes baïkalien de l'autochtone danubien est celui de la série calco-alcaline, toutefois on y a séparé une subprovince alcalipotassique à laquelle reviennent les granites de Novaci. L'apparition des granites alcalins de Novaci a été favorisée par le maintien de certaines conditions spéciales dans la zone à maximum de mobilité située au contact entre le domaine carpatique et le bouclier archéen-karélien, qui ont permis la différenciation avancée du magma primaire. La présence dans un même niveau lithostatique de roches plutoniques sous des faciès différents, autant que de roches filonniennes dénote que les conditions de cristallisation des magmas ont subi des modifications continues au cours de l'évolution du géosynclinal baïkalien.

Introducere

Cercetările noastre privind geneza și particularitățile structurale și petrologice ale granitoidelor din infrastructura baicaliană a autohtonului

¹ Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



danubian, au arătat că plutonii granitoizi din această importantă provincie petrologică din România sunt destul de heterogeni în alcătuirea lor.

În aceste condiții, vechea împărțire cu caracter petrografic, după care granitoidele din sudul autohtonului danubian erau repartizate la două tipuri principale și anume, granitelor de Sușița și granitelor de Tismana, cărora li se acordau vîrste și origini diferite, nu mai putea fi utilizată. Aceasta cu atît mai mult, cu cît ea dăduse deja naștere la anomalii, după care unele granitoide din bazinul Gilortului și Oltețului au fost considerate granite de Sușița, în timp ce granitele de la Novaci erau denumite granite de Tismana.

Clasificarea genetică utilizată și dezvoltată de unul din noi (Savu, 1970, 1971), conform căreia granitoidele din autohtonul danubian, atribuite toate ciclului baicalian, sunt separate în granitoide sinorogene și tardeorogene în raport cu orogeneza baicaliană, oferă posibilități mai largi de sistematizare și de comparare a diferențelor masive granitoide în lucrările de sinteză, luînd în considerație caracteristicilelor structurale, petrologice și geochimice determinate de condițiile geotectonice specifice în care au evoluat. Denumirile locale urmează să se folosească la desemnarea petrotipurilor și faciesurilor unor masive mai importante sau pentru unele corpuri granitoide caracteristice, ca de exemplu: în categoria mare a granitoidelor sinorogene pot fi cuprinse masivele (plutonii) de Sușița, Muntele Mic, Ogradena, Cherbelezu, etc., iar în grupa granitoidelor tardeorogene se pot încadra granitele de Tismana, Stâncești, Novaci, faciesul granitoidelor de Cărpiniș, etc.

Bazate pe aceste concluzii, cercetările noastre s-au concentrat în campania anului 1970² asupra rocilor granitoide din regiunea cuprinsă între Stâncești și Novaci, din partea de sud a Munților Parâng. Aceste cercetări au urmărit în mod special cunoașterea rocilor granitoide tardeorogene, dar, pentru a stabili relațiile dintre aceste granitoide și învelișul lor metamorfic, ne-am preocupat și de cercetarea șisturilor cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș și în parte de granitoidele sinorogene de Sușița, care apar în partea de nord a regiunii.

Deoarece rezultatele privind relațiile structurale dintre aceste formațiuni au fost prezentate într-o lucrare specială (Savu, 1972), în lăudarea de față vom expune rezultatele cercetărilor privind geneza faciesurilor granitoidelor din plutonul de la Cărpiniș-Novaci și din apofizele acestuia, căutînd ca pe baza datelor petrografice, petrochimice și geo-

² H. Savu, Cecilia Vasiliu, Constanța Udreescu. Studiul petrologic și geochimic al granitoidelor dintre Novaci și Stâncești. 1971. Arh. Inst. Geol. București.

mice să elucidăm unele probleme de mare importanță pentru înțelegerea evoluției plutonismului baicalian, care a condus la formarea provinciei granitoidelor din Carpații Meridionali.

Așezarea geografică a plutonului granitoid, orografie și hidrografie

Regiunea în care se găsește plutonul granitoid de la Cărpiniș-Novaci este situată în partea de sud a Munților Parâng (pl. X). Ea este delimitată la nord de o creastă importantă marcată de vîrfurile Molidviș (1757 m) și Radeiu (1598 m), care separă zona de izvoare a Gilortului de o serie de afluenți vestici ai acestuia; la est de creasta principală Rîncă-Vîrful Cerbu (1585 m) și de Gilorțelul Mare; la vest de creasta situată între văile Larga și Drăgoești, iar la sud de limita dintre zona montană constituită din roci cristaline și cea de dealuri formată din depozite sedimentare, limită marcată printr-o schimbare de nivel caracteristică, situată aproximativ pe linia ce unește localitățile Crasna, Cărpiniș și Novaci.

Relieful este foarte accidentat și se caracterizează prin pante abrupte, iar pe firul văilor apar adesea cascadă. O caracteristică generală a reliefului este faptul că el crește în altitudine de la sud, unde are 527 m și s-a format pe depozite sedimentare neogene și pe cele ale formațiunii de Schela, spre nord, pînă la creasta principală care este formată din roci granitoide sinorogene și migmatite și care este încununată de vîrful Molidviș (1757 m).

Relieful regiunii, cu caracteristicile sale, a depins de rezistență diferențiată a rocilor la eroziune și de activitatea rețelei hidrografice care a acționat asupra lor. Această rețea hidrografică aparține bazinului superior al rîului Gilort și este reprezentată prin afluenții mai importanți ai acestuia, cum sunt pîraele Gilorțelu, Hirișești, Aninișu Mare, Cărpiniș, Crasna, Sunătoarea și alte cîteva mai puțin importante.

Remarcăm că atât relieful, cât și rețeaua hidrografică din regiune depind în mare măsură de creasta principală amintită, care este orientată aproximativ est-vest. Din această creastă izvorăsc afluenții de pe malul drept ai Gilortului, care curg pe direcția nord-sud și între care se găsesc mai multe creste secundare, paralele cu aceste ape. O orientare aproximativ nord-sud are și creasta de la est de Gilort, pe care se aşterne șoseaua turistică alpină Novaci-Şugag-Sebeș, dar care se desparte din creasta principală a Munților Parâng.



Istoricul cercetărilor

Pînă în prezent, granitoidele și celelalte formațiuni cristaline din această regiune nu au făcut obiectul unor cercetări mai detaliate sub aspect petrologic și geochemical. Acestea au fost discutate în cadrul observațiilor cu caracter general făcute asupra părții de sud-est a autohtonului danubian și în lucrările de sinteză asupra Carpaților Meridionali întocmite de Ștefanescu (1883), Mrazec (1899), Munteanu-Murgoci (1912), Ghika-Budești (1940), Codarcea și Pavelescu (1963), Codarcea și Savu (1967), Streckeisen (1968), Pavelescu și Pavelescu (1970) și Savu (1970) sau asupra șisturilor cristaline din România (Giuşcă et al., 1969).

Extremitatea de vest a regiunii a fost cercetată anterior de Ionescu-Bujor (1912), care descrie în această zonă șisturile cristaline și granite gnaisice. Mai tîrziu, Manolescu (1937) cercetează de asemenea partea de vest a regiunii studiate de noi, în care separă șisturi cristaline cu intercalări de calcare cristaline și granite.

Şisturile cristaline din aceeași parte vestică a regiunii și rocile granitoide localizate în acestea, au fost prospectate în 1965 de către Dragomir și Arsenescu³, care deosebesc șisturi cristaline aparținînd seriei de Lainici-Păiuș ante-paleozoică, diferite tipuri de migmatite, granite și roci filoniene care străbat aceste formațiuni. Ca roci sedimentare ei descriu formațiunea de Schela și depozitele sarmațiene și cuaternare.

Bazinul superior al Gilortului, situat la nord de regiunea cercetată de noi, a făcut obiectul unor lucrări de prospectare întreprinse de Arsene în 1966⁴, care recunoaște diferite tipuri de roci metamorfozate în condițiile faciesului șisturilor verzi și faciesului amfibolitelor, migmatite și roci magmatische. Acestea din urmă cuprind ultrabazite și roci filoniene. Așa-zisele granite slab metamorfozate descrise de acest cercetător, sunt de fapt, granitoidele sinorogene din extremitatea estică a plutonului de Sușița.

Regiunea de la est de muntele Rînea, situată la nord-est de cea studiată de noi, a fost prospectată pentru minereuri de fier și grafit de Trî-

³ N. Dragomir, V. Arsenescu. Prospecțiuni geologice pentru grafit pe rama de S-a Munților Parîng. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ V. Arsenescu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiune executate în Munții Parîng. 1966. Arh. Inst. Geol. București.

fulescu⁵ în anul 1965, care a deosebit șisturi cristaline, migmatite, roci bazice și ultrabazice, roci granitoide și filoniene.

Recent, unul din noi (Savu, 1972) a prezentat o lucrare însotită de o hartă structurală, care se referă la tectonica primară a șisturilor cristaline din seria de Lainici-Păiuș și a granitoidelor tardeorogene, precum și la relațiile dintre aceste formațiuni. Rezultatele acestei lucrări vor sta la baza considerațiilor cu caracter structural ce le vom face în cursul prezentării faciesurilor granitoidelor tardeorogene.

Considerații generale asupra structurii geologice a regiunii

Regiunea din care face parte plutonul granitoid de la Cărpiniș-Novaci și miciile corpuri satelite ale acestuia este situată la contactul dintre autohtonul danubian și vorlandul carpatic, reprezentat prin platforma moesică (pl. X). În structura sa se regăsesc cele trei etaje structurale importante — infrastructura, suprastructura și învelișul sedimentar — stabilite cu ocazia cercetărilor anterioare asupra structurii autohtonului danubian (Savu, 1970).

Infrastructura cuprinde o mică parte din plutonul granitoid sinorogen de Sușița, o fâșie îngustă de șisturi cristaline aparținând seriei de Lainici-Păiuș, plutonul granitoid tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci de care ne vom ocupa în continuare și cîteva corpuri de roci granitoide mai mici, situate în jurul acestuia din urmă.

După cum s-a arătat (Savu, 1972), seria de Lainici-Păiuș formează în regiune sinclinalul Arșeni-Oltet, care este orientat pe direcția est-nord-est și al cărui plan axial se afundă cu aproximativ 40° spre vest-nord-vest. Acest sinclinal asimetric este flancat la nord de anticlinalul Nedeiu-Sușița-Tismana, în a cărui zonă axială se situează plutonul granitoid sinorogen de Sușița (Savu et al., 1972), iar la sud se sprijină pe structura anticlinală marginală externă Oltet-Novaci-Cărpiniș, în a cărei zonă axială se găsește plutonul tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci. Aceste structuri bai-caliene fac parte din structura în virgație care caracterizează tectonica de ansamblu a autohtonului danubian și prezintă vergențe sud-sud-estice, cutetele fiind deversate spre vorlandul carpatic (Savu, 1970, 1972).

Suprastructura nu este reprezentată decât prin formațiunea de Schela, alcătuită din conglomerate, gresii și rar șisturi argiloase, care apare în partea de sud-vest a regiunii, între Stâncești și Crasna. Aceasta

⁵ M. Trifulescu. Prospectiuni geologice pentru minereuri de fier și grafit în Munții Căpăținii și Parâng (izvoarele Gilortului și Galbenului). 1965. Arh. Inst. Geol. București.



este încălecată de un solz format din rocile granitoide și șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, în lungul unui plan tectonic important (pl. X). Efectele metamorfismului hercinic (breton), după cum vom vedea, s-au resimțit puternic în infrastructură, ele afectând în întregime granitoidele sinorogene de Sușița, precum și o parte din cele tardeorogene și din seria de Lainici-Păiuș.

Învelișul sedimentar al autohtonului danubian cuprinde depozite mezozoice și neozoice — ultimele formate după desăvîrșirea tectonicei majore alpine — care se dezvoltă numai în partea de sud a regiunii (pl. X). Depozitele neozoice maschează însă, relațiile tectonice ale șisturilor cristaline și granitoidelor tardeorogene cu formațiunea de Schela și raporturile acestor trei formațiuni cu depozitele mezozoice.

Zonele de metamorfism și paragenezele caracteristice din seria de Lainici-Păiuș

Seria de Lainici-Păiuș, care formează învelișul plutonului granitoid, cuprinde șisturile cristaline formate pe seama depozitelor sedimentare, asociate rar cu produse eruptive bazice, care s-au acumulat în aria geosin-clinalului baicalian în timpul Precambrianului superior. Caracteristicile sale litostratigrafice arată că această serie metamorfică a rezultat dintr-o stivă de depozite sedimentare cu caracter flișoid.

Seria de Lainici-Păiuș este alcătuită în general din alternațe de paragnaise cu benzi de micrognaise, mai rar cuarțite cu biotit sau cu biotit și amfiboli, roci în care se remarcă adesea particularitățile unei sedimentări ritmice, recurente. Apar de asemenea, dar mai rar, paragnaise micacee și șisturi cuarțitice micacee, precum și șisturi grafitoase. Tot rar se întâlnesc și unele roci bazice metamorfozate, reprezentând produsele magmatismului inițial al geosinclinalului baicalian. În extremitățile de est și de vest ale regiunii apar calcar cristaline, uneori grafitoase, care se prezintă ca intercalații înguste în paragnaise și cuarțite.

Pe creasta de la est de Gilort, în zona vîrfului Cerbu și la sud de aceasta, apar în granitoide pene din seria de Lainici-Păiuș, alcătuite din gnaise cuarțo-feldspatice cu intercalații de cuarțite cu epidot și paragnaise biotitice puternic injectate și migmatizate cu material granitoid migrat din plutonul sinogen. Din cauza proceselor intense de migmatizare, a grohotișului și a solului care acoperă această porțiune de teren, diferitele componente petrografice ale acestei formațiuni sunt foarte greu separabile cartografic.



Datorită acelorași procese de migmatizare la care a fost supusă seria de Lainici-Păiuș, stratigrafia ei este mai greu de descifrat. Se poate constata totuși, că ne situăm în această regiune în complexul inferior—paragnaisic—al seriei, complex care comportă un orizont de gnaise cuarțo-feldspatice și intercalații de calcare cristaline, calcare cu silicati, dolomite cristaline și sisturi grafitoase.

În funcție de gradul de metamorfism al seriei de Lainici-Păiuș, în regiune se pot deosebi două zone metamorfice caracteristice (Savu, 1972) : o zonă cu biotit și o zonă cu sillimanit ; ultima zonă a suferit fenomene de migmatizare care au afectat-o în cea mai mare parte.

a) *Zona cu biotit*

Zona cu biotit nu se regăsește decât în colțul de sud-vest al regiunii, la nord-vest de Mănăstirea Crasna și în bazinul văii Drăgoești, unde reprezintă continuarea zonei cu biotit descrisă anterior la nord de Stâncești (Savu et al., 1972). Formațiunile din această zonă nu au fost afectate de procesul de migmatizare și nici de metamorfismul de contact sincinematic, astfel că metamorfozarea lor a avut loc aproximativ în condițiile metamorfismului regional s.str., care au controlat zonele marginale ale geosinclinalului baicalian și zonele în care a lipsit influența energiei termice degajată din intruziunile granitoide sinorogene și tardeorogene. Din loc în loc, sisturile cristaline din această zonă sunt străbătute de filoane concordante sau discordante de roci granitoide.

Această zonă metamorfică comportă sisturi cuarțitice micacee biotitice, cu textură rubanată și cu granulație fină, în general cu aspect de filite (Savu et al., 1972). În compoziția acestor roci participă următoarele asociații de minerale :

- 1) Cuarț-biotit ± plagioclaz ;
- 2) Cuarț-plagioclaz-biotit.

În unele cazuri plagioclazul formează mici porfiroblaste sau cumulo-blaste aplatizate, rezultând astfel intercalații subțiri de gnaise fine nodulare, uneori cu aspect de migmatite oculare.

Intercalații de calcare care apar în sisturile cristaline din această zonă metamorfică, două la număr, prezintă grosimi care variază între 5 și 10 m. Acestea constau din calcare cristaline cenușii cu puțin grafit sau calcare albe zaharoide, fin cristalizate și cipoline. Acestea din urmă conțin parageneza :

- 3) Calcit-cuarț-muscovit (-biotit)-grafit.



Aceste roci carbonatice constau în cea mai mare parte din cristaloblaste de calcit maclate polisintetic, printre care apar lamele de muscovit, uneori și de biotit adesea parțial alterat. Pe lîngă acestea mai apar grafit și foarte rar cristaloblaste idiomorfe și izolate de pirită și turmalină.

În ceea ce privește gradul de metamorfism al zonei, constatăm că paragenezele de mai sus sunt caracteristice pentru condițiile termodinamice în care este stabil biotitul, respectiv $T = 470 - 500^{\circ}\text{C}$ și $P \geq 4 \text{ Kb}$ (Winkler, 1967; Savu, 1970). Este probabil că șisturile cristaline din zona cu biotit din regiune să se situeze în apropierea limitei de trecere spre zona cu granat-almandin.

b) Zona cu sillimanit

Zona cu sillimanit cuprinde toate șisturile cristaline din regiune care aparțin seriei de Lainici-Păiuș, șisturi care au fost în general migmatizate mai mult sau mai puțin intens, fapt care a făcut ca metamorfismul lor să fie mult mai puternic decât al celor din zona cu biotit. Șisturile cristaline de origine terigenă și vulcanogenă din această zonă alcătuiesc de fapt substratul — paleosoma — pe seama căruia s-au format migmatitele. Ele constau în principal din paragnaise și cuarțite cu care se asociază gnaisse cuarțo-feldspatice, gnaisse cu sillimanit și cordierit, gnaisse cu sillimanit, cordierit și andaluzit, roci carbonatice și roci bazice metamorfozate. Dintre acestea însă, numai primele două tipuri petrografice sunt mai frecvent întâlnite, pe cind celelalte roci apar sporadic.

P a r a g n a i s e sint roci de culoare cenușie, cu textură rubanată și cu granulație variabilă, care îmbracă aspecte diferite ce merg de la paragnaise pînă la gnaisse fine, cenușii — micrognaise — și cuarțite feldspatice făcînd tranziția spre cuarțite *s.str.* Compoziția paragnaiselor, rocile cele mai frecvente, din regiune, se menține în limitele următoarelor parageneze :

- 4) Cuarț-plagioclaz-(microclin)-biotit (-muscovit)-almandin ;
- 5) Cuarț-plagioclaz-biotit (-muscovit) ;
- 6) Cuarț-plagioclaz-almandin-biotit.

În condițiile proceselor de autoretromorfism, plagioclazul este alterat și concomitent cu transformarea sa are loc adesea și înlocuirea parțială de regulă pe fisuri, a almandinului cu un biotit brun-verzui. Alterația plagioclazului conduce în final la înlocuirea acestuia cu o asociație de minerale secundare caracteristice, formată din sericit-caolinit-zoizit-albit (SCZA), pe care o vom întîlni și în cazul alterării plagioclazilor din



rocile granitoide care au suferit fenomene de autometamorfism. Mai rar se păstrează relicte nealterate de plagioclaz care prezintă uneori măce polisintetice. Biotitul este și el alterat parțial în clorit. Mineralele accesoriai sunt reprezentate prin apatit, magnetit și foarte rar zircon.

Cuarțitele se întâlnesc rar, de obicei sub formă de benzi înguste care constau din următoarea asociatie de minerale :

7) Quarț (70%)-biotit (-muscovit)-plagioclaz.

Un tip de cuarțite deosebit, ce se întâlnește pe versantul vestic al muntelui Cerbu, mai jos de șoseaua turistică, se caracterizează prin parageneza :

8) Quarț-plagioclaz alterat-epidot.

Această rocă a rezultat prin epidotizarea plagioclazului primar, eventual și cu formarea independentă a epidotului, prezent în cristale mari sau cuburi de cristale fine de epidot și zoizit, sub acțiunea unor soluții tîrziu-migmatice. Plagioclazul care nu a fost înlocuit de epidot, este substituit de sericit, mineral ce se prezintă în lamele mai mari decât în celelalte roci. Sub formă de granule rotunjite înglobate în cuburile de epidot sau de cristale idiomorfe și independente, se întâlnește rutilul. Mai rar apare titanitul, care se prezintă și el în cristale cu contur rotunjit. În rocă mai apar cristale de zircon parțial alterate pe margini — opacitizate — și cristale de magnetit.

Gnaisele cu quart-ofeldspatice nu apar decât pe crestele de la sud de vîrful Cerbu și în bazinul Gilortelului. Acestea sunt roci de culoare albă, cu granulația asemănătoare cu cea a paragnaiselor și în căror constituție participă următoarea asociatie de minerale :

9) Quarț-plagioclaz-feldspat potasic-biotit.

Ele sunt însă intens migmatizate de soluțiile ce se degajau din magma granitoidă în care au fost înglobate și în care s-au păstrat după consolidare sub formă de pene ce reprezintă resturi din acoperișul plutonului tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci. Ulterior, în partea de nord aceste roci au suferit și o slabă laminare determinată de metamorfismul hereinic.

Gnaisele cu sillimanit și cordierit apar în zona migmatică, dar numai în cîteva puncte și anume, acolo unde compoziția chimică a rocilor a permis formarea acestor minerale tipomorfe, mai ales pe valea Drăgoești, unde rocile reprezintă continuarea spre est a intercalării de gnais cu sillimanit larg dezvoltat și cordierit pe care am descris-o anterior (Savu et al., 1972). Această fișie de roci se extinde spre est pînă la micul corp de roci granitoide tardeorogene de la Crasna (pl. X). Rocî



cu compoziție asemănătoare mai apar în bazinul văilor Sunătoarea și Crasna, pe crestele de sub vîrful Merișor și în bazinul superior al văii Cărpiniș și al văii Aninișu Mare. Rocile din această grupă conțin următoarea parageneză :

10) Cuarț-plagioclaz-sillimanit-cordierit (pinit)-almandin-biotit.

Cuarțul se prezintă în granule cu contur neregulat, ce se asociază cu cristaloblaste de plagioclaz (An 27–30) maclat polisintetic după legea albitului sau periclin. De obicei, acesta din urmă este slab alterat. Cordieritul apare în cristale cu margini neregulate (pl. I, fig. 1), al căror diametru se menține în jur de 2–5 mm. În unele intercalații de gnaisă el se dezvoltă poichiloblastic, formă sub care alcătuiește în rocile migmatice de pe valea Aninișu Mare (pl. X) nodule cu diametrul de 7–8 cm, de obicei pinitizate, care includ cristaloblaste de plagioclaz, biotit și cuarț. Sub aspect structural aceste roci se aseamănă cu unele gnaisă cu cordierit, descrise de Härne (1965) în Finlanda.

În mod frecvent, cordieritul include numeroase cristale aciculare de sillimanit, mineral care se găsește uneori în rocă aproape numai sub această formă. Include de asemenea cristale idiomorfe de zircon, care prezintă în jurul lor o aureolă pleocroică de culoare galbenă-portocalie. El reprezintă un cordierit magnezian cu unghiul ($-2V = 75^\circ$), valoare la care ar corespunde un conținut de aproximativ 17% Fe_2Al_3 ($\text{Si}_5\text{AlO}_{18}$), conform diagramei stabilită de Tröger (1952). Cordieritul este înlocuit parțial sau total cu pinit, separându-se granule fine de oxizi de fier, proces care începe de obicei pe fisurile care străbat mineralul (pl. I, fig. 2). Este interesant de remarcat faptul că în condițiile pinitizării, aciculele de sillimanit incluse în cristalul primar de cordierit nu sunt afectate (pl. I, fig. 3).

Sillimanitul se prezintă de obicei în cristale aciculare sau în cristale prismatice fine, idiomorfe, cu aspect diferit de ceea ce se cunoaște sub denumirea de fibrolit, care, după cum am văzut, sunt incluse adesea în cordierit.

Granatul formează cristale de 1–2 sau chiar 3 mm diametrul, care sunt de obicei limpezi și mai rar conțin inclusiuni de cuarț sau de biotit. În condițiile procesului de autoretromorfism (Savu, 1970) ce se produce sub acțiunea soluțiilor postmigmatice, el este înlocuit pe fisuri cu biotit brun sau brun verzui (pl. I, fig. 4). Biotitul primar din aceste gnaisă este o varietate brună-roșcată cu următorul pleocroism : $Ng = Nm =$ brun-roșcat ; $Np =$ galben. Sub acțiunea proceselor de transformare secundară, în biotitul din unele roci se formează frumoase separații de sagenit, alături de numeroase granule de oxizi de fier răspândite în ochiurile rețelei de rutil



(pl. II, fig. 1); în acest caz biotitul își pierde culoarea brun-roșcată, devenind brun-pal și apoi incolor. În asemenea condiții cordieritul din rocă este în întregime pinitizat.

Gnaisele cu sillimanit, cordierit și andaluzit (Savu, 1972). Pe valea Aninișu Mare, în apropiere de izvoare (pl. X), în seria de Lainici-Păiuș din sinclinalul Arșeni-Olteț se dezvoltă o zonă intens migmatizată, în care gnaisele cu sillimanit și cordierit din paleosomă se asociază uneori cu roci similare, în a căror parageneză participă însă și andaluzitul, cum este următoarea :

11) Cuarț-plagioclaz-sillimanit-cordierit-andaluzit-almandin-biotit (-muscovit).

Aceste roci prezintă o compoziție mineralologică apropiată de cea a gnaiselor de mai sus, dar spre deosebire de acestea, unele minerale componente prezintă o serie de particularități. Astfel, biotitul se dezvoltă de asemenea în lamele mari care conțin adesea incluziuni de zircon cu o largă aureolă pleocroică, dar este intercrescut cu sillimanitul fibros. Raporturile dintre aceste două minerale par să arate că sillimanitul se formează pe seama biotitului datorită creșterii progresive a temperaturii în condițiile metamorfismului de tip danubian, fenomen în urma căruia se separă în același timp și numeroase granule opace de oxizi de fier (pl. II, fig. 2).

În aceste gnaisuri cordieritul a fost în mare parte alterat, iar prezența sa inițială este trădată de pseudomorfozele de pinit, în care apar incluziuni de sillimanit și relicte de cordierit.

Andaluzitul se prezintă în cristale incolore, cu contur neregulat, care includ sillimanit, biotit și magnetit (pl. II, fig. 3). Ele se asociază uneori cu lamele de muscovit, mineral pe care nu-l întâlnim însă în toată paleosoma migmatitului, ci numai în porțiunile care au fost afectate direct de soluții migmatice și a căror compoziție s-a modificat parțial, fiind reprezentată prin parageneza :

12) Cuarț-feldspat plagioclaz-muscovit-biotit-andaluzit.

În cazurile în care procesul de migmatizare din aceste roci este mai intens, roca migmatică se imbogățește în muscovit și feldspat potasic, în dauna celorlalte minerale din parageneza de mai sus.

Rocile carbonatice din zona cu sillimanit sau zona migmatică sunt tot așa de puțin răspândite ca și în zona cu biotit.

Ele apar în partea de nord a penei de șisturi cristaline, inclusă în granitoidele de pe valea Gilortului. Aceste roci au mai fost întâlnite și sub formă de blocuri la izvoarele pîrîului Cerbului, affluent stîng al Gilortului,



ele indicind probabil, continuarea spre est a aceleiasi intercalații de roci carbonatice din valea Gilortului. Rocile carbonatice sunt reprezentate prin calcare, calcare magneziene cristaline și calcare cu silicati, unele cu piroxeni și altele cu forsterit.

Calcarele cristaline conțin o parageneză simplă :

13) Calcit (-grafit).

În calcarele cu silicati apar însă următoarele două parageneze caracteristice :

14) Calcit-piroxen-granat-plagioclaz (-grafit-rutil) ;

15) Calcit-forsterit (serpentin)-piroxen-granat-talc(grafit).

Calcitul din parageneza (13) formează cristale de dimensiuni variate și anume, cristale mai mari cu aspect de porfiroblaste cu diametrul de 2–6 mm, adesea maclate polisintetice și granule fine care de obicei ocupă interstițiile porfiroblastelor, cimentându-le. Acestea din urmă sunt uneori îndoite, fenomen ce s-a produs probabil în stadiul plastic în care s-au găsit rocile în timpul metamorfismului și punerii în loc a granitoidelor. În rocile cu silicati calcitul alcătuiește o masă fundamentală cu granulație mai uniformă, în care sunt incluși silicati. Aceștia sunt mai numeroși în unele benzi din rocă și mai rari în altele, caracter ce face ca rocile carbonatice cu silicati să prezinte adesea o textură rubanată.

Piroxenul se prezintă în cristale cu contur rotunjit de obicei, maclate polisintetic după 100 și prezentând unghiul de extincție $c:Ng = 38^{\circ}30'$ ce caracterizează un diopsid; pe planele de clivaj și pe fisuri prezintă uneori separații opace de oxizi de fier. Independente sau asociate cu piroxenul apar cristale de forsterit, care prezintă uneori macle după 011, caz rar întâlnit în natură. Frecvent, olivina este înlocuită pe fisuri de serpentin (pl. II, fig.4). În calcarele cu piroxen se întâlnește rar plagioclazul (An 8), care se prezintă în cristale cu contur rotunjit, maclate polisintetic și de obicei alterate.

Granatul, probabil un termen din seria grossular-andradit, se prezintă în cristaloblaste foarte rar idiomorfe, avînd dimensiuni apropiate de cele ale olivinei. La interior el este izotrop, iar pe margini prezintă o zonă anizotropă, neregulată. În associație cu piroxenul el apare în cristale idiomorfe foarte mici și de obicei în cea mai mare parte anizotrope.

Grafitul se prezintă în lamele sau granule independente și de dimensiuni mai mari sau formează cuiburi constituite din numeroase granule fine, asociate de obicei cu piroxen, mineral prezent de asemenea sub formă de cristale fine. Mai rar se întâlnește în aceste roci talcul, care se prezintă



în lamele fine ce alcătuiesc mici cuiburi. Ca mineral accesoriu apare rutilul, care formează mici idioblaste colorate în brun.

Rocile bazice se întâlnesc rar în acest complex inferior, ca de altfel în toată seria de Lainici-Păiuș. Ele sunt reprezentate prin gnaise amfibolice și roci bazice cu piroxen (pl. X).

Gnaisele amfibolice care apar pe valea Aniniș, au textură orientată ca și celelalte roci metamorfice care intră în componența seriei. Compoziția lor este caracterizată de următoarea parageneză :

16) Hornblendă-plagioclaz-biotit-cuarț.

Aceste roci sunt afectate și ele de soluțiile migmatice tîrzii, care determină alterarea plagioclazului și înlocuirea parțială a biotitului cu clorit. Amfibolul primar este substituit de o hornblendă secundară, colorată în verzui, al cărui unghi de extincție $c:N_g = 18^\circ$.

Rocile bazice cu piroxen apar la izvoarele pîriului Sunătoarea și pe pîriul Teiușului, unde sunt străbătute de filoane de granite pegmatoide. În compozиția acestora este caracteristică următoarea asociație de minerale :

17) Hornblendă-plagioclaz-piroxen-biotit-cuarț.

Cuarțul apare în cantitate redusă ca mineral intersticial, care prezintă extincție rulantă. Tot în cantitate redusă se întâlnesc și plagioclazul care este frecvent înlocuit cu asociația de minerale sericit-caolin-zoizit-albit.

Piroxenul care se prezintă în cristale maclate polisintetic după 100 și cu unghiu de extincție $c:N_g = 42^\circ$, apare relict. El este înlocuit în cea mai mare parte de un amfibol brun-verzui, mineral care se întâlnescă însă și independent, având următoarele caractere optice : $N_g =$ slab bruniu ; $N_m =$ brun închis ; $N_p =$ galben-incolor ; $c:N_g = 19 - 20^\circ$. El include cristale de zircon care prezintă în jurul lor o aureolă pleocroică, piroxen și apatit. Unele pseudomorfoze de talc, incluse în amfibol, par să se fi format pe seama unei olivine ca și în cazul rocilor bazice din bazinul Sadului (Savu et al., 1972). Pe seama amfibolului se formează uneori biotit, care la rîndul său este substituit de clorit.

Migmatitele formate pe substratul constituit din șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș sunt foarte variate ca structură și, de obicei, se asociază mai multe tipuri în aceeași zonă mai intens migmatizată, cum sunt cele de pe valea Aniniș Mare, valea Drăgoești, și din alte cîteva puncte din regiune (Savu, 1972). Paleosoma formată din rocile de mai sus este injectată cu material acid, cu caracter pegmatoid,



care a migrat de la sursa de formare a magmelor granitoide și din corporile de roci intrusive, rezultând în general migmatite arteritice (pl. III, fig. 1), în sensul lui Barth (1952) și Härme (1965), între care predomină migmatitele sincinematice, lenticulare și stromatitice. Mai rar apar migmatite cu caracter nebulitic, migmatite oftalmitice (Mehner, 1968) și uneori filoane ptygmatice, cum sunt cele de pe valea Aninișu Mare.

Paleosoma celor mai multe migmatite este formată din paragnaise și alte tipuri de roci comune. În zonele în care fenomenul de migmatizare crește în intensitate, în paleosoma acestor roci mixte se formează asociații de minerale cu sillimanit, cordierit și andaluzit (pl. II, fig. 2 și 3).

Benzile de granite pegmatoide din rocile migmatice sunt constituite din următoarea asociație de minerale :

18) Cuarț-plagioclaz-feldspat potasic-biotit-muscovit.

Plagioclazul (An 8) este și în aceste roci alterat, uneori spart sau îndoit. Biotitul apare concrescut adesea cu muscovit și este parțial înlocuit de clorit, separând granule fine de oxizi de fier. Muscovitul apare însă și independent, în lamele mari. Feldspatul potasic, prezintă structuri variante, cum sunt structura pertitică sau microclin-pertitică și structura în grătar a microclinului ; uneori este parțial înlocuit cu albit fin-maclat.

În funcție de datele de mai sus, rezultă că zona cu sillimanit a fost metamorfozată la o presiune apropiată de aceea din zona cu biotit, dar la temperatură mult mai ridicată decât temperatura din această zonă.

Înțînd seamă de cercetările întreprinse de Althaus (1967) și mai recent de Richardson et al. (1969) asupra polimorfilor Al_2SiO_5 , precum și de paragenezele din regiune, în care sillimanitul se asociază cu andaluzitul, ajungem la concluzia că metamorfismul seriei de Lainici-Păiuș, în zona cu sillimanit, nu s-a putut realiza decât la presiune de 4 — 5 Kb și temperatură de aproximativ 650—700°C (fig. 1). A presupune că metamorfismul a avut loc la o presiune mai înaltă, ar însemna să găsim printre minerale-index din aceste roci staurolit și disten, minerale pe care noi nu le-am întîlnit pînă în prezent. Faptul că temperatura a atins uneori valori mai ridicate decât cele care rezultă din diagramele stabilite de cercetătorii de mai sus pentru poziția punctului triplu și a curbelor de stabilitate dintre cei trei polimorfi (andaluzit-sillimanit-disten), este indicată de prezența forsteritului în paragenezele rocilor carbonatice și a sillimanitului în rocile silico-aluminoase. Aceste condiții termodinamice diferă de cele care au controlat metamorfismul formațiunilor prebaicaliene din domeniul getic, metamorfism care este de tip barovian (Savu, 1970 a ; 1970 b).



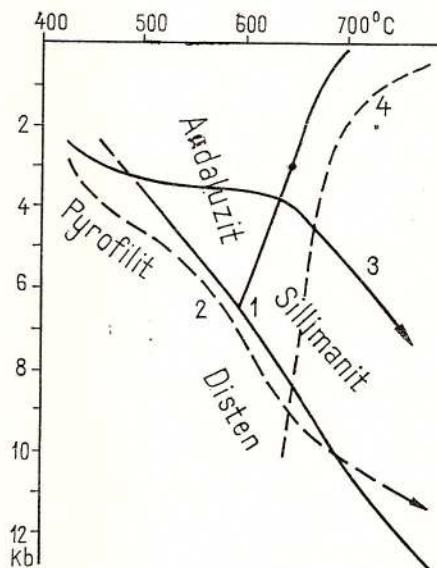
Aceste transformări ale seriei de Lainici-Păiuș au loc în condițiile metamorfismului de tip danubian (Savu, 1970). Absența staurolitului și a distenului din paragenezele de mai sus arată că metamorfismul de tip danubian corespunde, sub aspect mineralogic, metamorfismului de presiune joasă de tip Abukuma (Miyashiro, 1961). Ca mod de manifestare el se apropie mai mult de metamorfismul de tip pirenean, căruia Guittard

Fig. 1. — Diagrama PT de reprezentare a condițiilor termodinamice care au controlat metamorfismul de tip danubian.

1, punctul triplu și curbele de echilibru pentru termenii polimorfi ai Al_2SiO_5 (Althaus, 1967); 2, curba metamorfismului de tip barovian din provincia metamorfică prebaicaliană din unitatea pinzel getice (Savu, 1969, 1970); 3, curba metamorfismului de tip danubian din provincia metamorfică baicaliană din unitatea autohtonului danubian; 4, curba de topire a granitului (minim termar), după Tuttle și Bowen (1958) și Luth et al. (1964).

PT representation diagram for thermodynamical conditions which have controlled the metamorphism of the Danubian type.

1, triple point and equilibrium curves for Al_2SiO_5 polymorphic terms (Althaus, 1967); 2, curve of Barovian metamorphism type from the Prebaikalian metamorphic province of the Getic Nappe Unit (Savu, 1969, 1970); 3, curve of Danubian metamorphism type from the Baikalian metamorphic province of the Danubian Autochthonous Unit; 4, melting curve of granite (ternary minimum) according to Tuttle and Bowen (1958) and Luth et al., (1964).



(1970) i-a acordat recent un studiu foarte amănunțit. El se manifestă ca un metamorfism regional combinat cu un metamorfism de contact sincinematic, fiind controlat în mare măsură de energia termică ce se degăjă de la sursa de formare a magmei granitoide și din intruziunile sinorogene și tardeorogene, ceea ce explică prezența mineralelor de presiune joasă și temperatură ridicată alături de sillimanit (Savu, 1970).

Luând în considerație observațiile lui Fyfe et al. (1959) și rezultatele publicate în lucrările anterioare (Savu, 1970 a, 1972) succesiunea evenimentelor geologice în zona geosinclinalului baicalian se încadrează într-un singur proces general de evoluție. Ajungind în faza în care geosinclinalul începe să fie supus presiunilor tangențiale, formațiunile sedimentare și vulcanitele initiale încep să se cufeze treptat și în același timp se accentuează procesele de metamorfism regional, care probabil începuseră să se manifeste treptat dinainte, pe măsura creșterii grosimii formațiunilor și a gradientului geotermic.

Dacă metamorfismul regional s-ar fi manifestat în continuare numai sub acțiunea gradientului geotermic normal ($20-25^{\circ}/\text{km}$), și a mișcărilor tangențiale, atunci creșterea temperaturii în geosinclinal, la nivelul actual de eroziune, ar fi urmărit în timp curba (1) din diagrama din figura 2 și formațiunile ar fi fost metamorfozate la nivelul zonei cu biotit, eventual al zonei de almandin.

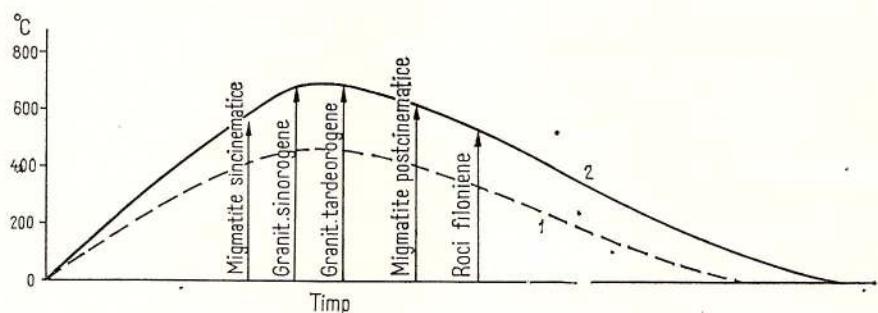


Fig. 2. — Evoluția metamorfismului de tip danubian în funcție de timp și succesiunea intruțiunilor granitoide.

1. curba gradientului geotermic în metamorfismul regional s.str.; 2. curba gradientului geotermic în metamorfismul de tip danubian.

Evolution of the Danubian metamorphism type depending on time and sequence of granitoid intrusions.

1. curve of geothermal gradient in the regional metamorphism s. str.; 2. curve of geothermal gradient in the Danubian metamorphism type.

Dar, primele mișcări ale diastrofismului baicalian mobilizează din părțile inferioare ale scoarței magme granitoide. Din aceste focare profunde începe să se degaje căldură, pe măsura accentuării mișcărilor tangențiale care au durat milioane de ani, apar soluții acide din care rezultă migmatitele sincinematice, urmate de intruțiunile granitoidelor sinorogene și tardeorogene care vehiculează energie termică. Această căldură, adăugată la cea anterioară, face ca gradientul geotermic din geosinclinal să crească mult ($50^{\circ}-60^{\circ}/\text{Km}$), astfel că factorul temperatură urmărește curba (2) și capătă valori mari chiar la nivelele la care presiunea nu atinge decât 4–5 Kb. Acest fenomen a condus la apariția metamorfismului de tip danubian.

În faza de răcire treptată a formațiunilor metamorfice și a granitoidelor se formează pe fisurile ce începeau să ia naștere migmatitele postcinematice și mai târziu sunt puse în loc rocile filoniene.

Procesele de transformare a mineralelor primare în altele secundare, cu păstrarea texturii inițiale a rocilor metamorfice, sunt determinate de fenomenul de autoretromorfism static.

Considerații asupra structurii și petrografiei granitoidelor sinorogene de Sușița

După cum s-a arătat mai sus, plutonul sinorogen de Sușița care este localizat în zona axială a structurii anticlinale majore Nedeiu-Sușița-Tismana, al cărui ax se situează la nord de sinclinalul Arșeni-Oltet, apare numai în mică parte în cadrul regiunii (pl. X). Din această cauză, precum și pentru faptul că granitoidele sinorogene nu formează obiectul acestui studiu, nu vom insista prea mult asupra lor.

Contactele plutonului sunt concordante cu direcția șisturilor cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, care apar uneori sub formă de xenoliți în masa granitoidelor. Aceste date, ca și orientarea axului structural al plutonului care este paralel cu structura anticinală majoră, arată că acesta este un pluton sinorogen pus în loc în timpul formării structurii anticlinale (Savu, 1970).

Acest pluton este alcătuit în general din granodiorite cu biotit și amfibol și din granite cu megacristale de feldspat potasic (Savu et al., 1972) care apar pe creasta de la vest de bazinul superior al văii Crasna și pe creasta principală, între izvoarele văii Crasna, vîrful Moldviș, izvoarele văii Cărpiniș și vîrful Plasele. În bazinul văii Cărpiniș, granitoidele sinorogene au suferit fenomene de autometamorfism.

Sub acțiunea metamorfismului hercnic, granitoidele sinorogene găsindu-se în zona Nedeiu-Rafailă-Vaidei, de intensitate maximă a acestui proces, și în care se mai păstrează încă formațiuni ale seriei de Tulișa (Savu, 1970), au fost metamorfozate în condițiile faciesului șisturilor verzi și transformate în metagranitoide. Datorită acestui fenomen, rocile au căpătat o sistozitate secundară evidentă, feldspatul plagioclaz mai ales fiind înlocuit cu sericit, iar mineralele melanocrate cu clorit.

Rocile filoniene (porfire, aplite și lamprofire) care străbat granitoidele din această zonă au fost și ele laminate și metamorfozate în aceleași condiții ca și rocile granitoide (Savu, 1972).

Faciesurile granitoidelor tardeorogene și petrografia lor

După cum s-a stabilit într-o lucrare anterioară (Savu, 1972), granitoidele tardeorogene alcătuiesc în această regiune un pluton important, situat la est și care a fost denumit plutonul de roci granitoide de la Cărp-

niș-Novaci; un mic corp de roci granitoide situat la nord de localitatea Crasna, acoperit în mare parte de depozitele sedimentare neogene din partea de sud a regiunii, corp care ar reprezenta o apofiză a celui menționat; mai multe corpuri lenticulare — apofize mai mici — care sunt localizate în șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș (pl. X).

Plutonul tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci alcătuiește principalul corp de roci granitoide din regiune și este unul din cele mai caracteristice masive intrusive din autohtonul danubian. Acest pluton care este situat în zona axială a structurii anticlinale marginale Olteț-Novaci-Cărpiniș, se extinde din creasta de la vest de valea Cărpinișului, prin bazinul văilor Aniniș și Gilort pînă la creasta vîrfului Cerbu. De aici spre nord-est, în masa plutonului apar o serie de pene mari de șisturi cristaline aparținînd complexului inferior al seriei de Lainici-Păiuș. În partea de vest, terminația sa este foarte neregulată și este reprezentată prin numeroase apofize de roci granitoide care străpung șisturile cristaline de la vest de valea Cărpiniș. După cum arată elementele structurale, plutonul de la Cărpiniș-Novaci, ca și celealte corpuri mai mici din jurul său, se înrădăcinează spre nord-nord-vest, în direcția în care este înclinat și planul axial al structurii în a cărei zonă axială este cantonat (Savu, 1972).

În structura acestui pluton se deosebesc două faciesuri petrografice principale și anume, un facies extern al granitoidelor de Cărpiniș și un facies al granitoidelor de Novaci (tab. 1). Acestea din urmă au fost puse în loc într-o perioadă de activitate orogenică tîrzie, în care masa mare a granitoidelor de Cărpiniș se pare că nu se consolidase complet sau era încă în stare plastică, granitoidele din ambele faciesuri consolidîndu-se deci împreună, în aceleași condiții geotectonice majore, așa cum rezultă din poziția elementelor structurale (pl. III, fig. 2) din ambele faciesuri plutonice (Savu, 1972). Atât într-un facies cît și în altul, apar adesea, separații melanocrate (autolite) cu aspect fusiform sau de disc, orientate paralel cu foliația primă a granitoidelor, dar cu înclinare diferită uneori de aceea a foliației primare.

Corpul de roci granitoide de la Crasna este de dimensiuni reduse, avînd la suprafață lățimea de 0,75 km și lungimea de numai 4,5 km. El este alungit pe direcția est-vest, tăind transversal bazinul văilor Livezilor, Sunătoarea și Teiușului. Partea sudică a corpului este secționată de planul faliei de încălecare, în lungul căreia granitoidele și șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș încalecă peste formațiunea de Schela ce se dezvoltă în partea de sud-vest a regiunii, între Drăgoești și Crasna.



TABELUL 1

Faciesurile și subsurfacile granitoidelor tardeogenene din plutonul de la Cărpiniș-Novaci

Faciesul	Textura	Subfaciesul	Tipurile de roci
Granitoidelor de Novaci	masivă	Granitoidelor de Novaci	Granite cu megacristale de feldspat potasic Granite roșii
		Dioritic	Diorite cuarțifere Diorite
Granitoidelor de Cărpiniș	slab orientată — gnaistică	Granodioritelor cu biotit larg dezvoltat	Granodiorite
		Granodioritelor cu feldspat potasic poichilitic	Leucogranite Granodiorite
		Marginal	Granodiorite microgrăunțoase

Interesant este faptul că deși acest corp este de dimensiuni reduse, în comparație cu masivul de la Cărpiniș-Novaci, el este alcătuit aproximativ din aceleași tipuri de roci, aparținând de asemenea la cele două faciesuri caracteristice — faciesul granitoidelor de Cărpiniș și faciesul granitoidelor de Novaci — de unde rezultă că formarea și poziția actuală a granitoidelor de Novaci nu a fost întimplătoare și că acestea sunt stâns legate de evoluția granitoidelor de Cărpiniș, cărora le succed în mod normal, indiferent dacă corpul intrusiv din această regiune este mare sau mic. De altfel, în funcție de dimensiunile celor două corpurile este și mărimea suprafeței pe care se dezvoltă cele două faciesuri de roci granitoide în cuprinsul lor. Cu alte cuvinte, între masa celor două faciesuri granitoide există în fiecare corp o relație directă de determinare.

Corpurile de roci granitoide de dimensiuni reduse, răspândite în toată aria de dezvoltare a seriei de Lainici-Păiuș, sunt constituite în general din roci de tipul granitoidelor de Cărpiniș sau reprezintă granite pegmatoide caracteristice zonelor migmatice. Dintre acestea, cele mai importante se găsesc în bazinul văilor Sunătoarea și Crasna.

Atât corpurile de roci granitoide, cât și seria de Lainici-Păiuș sunt străbătute de numeroase filoane de diferite tipuri de roci eruptive, localizate pe cele trei sisteme de fisuri ce s-au format după consolidarea acestor for-



mațiuni. Rocile filoniene încheie succesiunea intruziunilor granitoide aparținând ciclului baicalian.

a) *Petrografia granitoidelor din faciesul de Cărpiniș*

Faciesul granitoidelor de Cărpiniș formează extremitatea vestică și partea nordică și sud-estică a plutonului de la Cărpiniș-Novaci, restul masivului fiind acoperit de depozitele învelișului sedimentar, aparținând ciclului alpin. În faciesul granitoidelor de Cărpiniș se găsesc numeroase tipuri de roci ca granodiorite, granite microgrăunțoase, leucogranite etc., roci care în anumite zone au suferit fenomene de autometamorfism. Aceste roci nu sunt distribuite la întâmplare, ci formează la rîndul lor trei zone sau subfaciesuri distințe în masa granitoidelor acestui facies (pl. X).

1. O zonă (subfacies) de granodiorite și granite microgrăunțoase, indicând vag un facies marginal (randfazies), care se dezvoltă în apropierea contactului cu șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, în special în partea de nord-vest a plutonului. Din cauza metamorfismului hercinic, rocile mai fine ale acestui subfacies sunt mai greu de recunoscut printre metagranitoidice.

2. O zonă (subfacies) de granodiorite cu cristale larg dezvoltate de feldspat potasic cu structură poichilitică, ce ocupă cea mai mare parte a plutonului, în special partea de nord și extremitatea vestică. Rocile granodioritice asemănătoare cu acestea mai apar însă și în partea de jos a bazinului văii Aninișu Mare, la sud de faciesul granitoidelor de Novaci, și pe valea Hirișești, unde, din cauza depozitelor sedimentare neogene, nu se poate stabili cu certitudine aria de răspândire a acestui tip de roci granitoide în jumătatea de sud a plutonului. S-ar putea ca granitoidele din acest subfacies să îmbrace pe la sud masa granitelor de Novaci, astfel ca aceasta să ocupe, în mod semnificativ, partea centrală a masivului (Savu, 1972). În acest subfacies care apare și în bazinul Gilortelului, se mai asociază uneori leucogranite și granitoide automorfizate.

3. O zonă (subfacies) de granodiorite cu biotit larg cristalizat, care se dezvoltă în apropierea faciesului granitelor de Novaci, la nord de masa acestora, în bazinul văilor Aninișu Mare, Aninișu Mic și Valea Mare (pl. X).

Între cele trei subfaciesuri ale faciesului granitoidelor de Cărpiniș nu apar limite nete, trecerea de la unul la altul făcîndu-se treptată.

G r a n o d i o r i t e l e m i c r o g r ă u n t o a s e care ar reprezenta faciesul marginal al plutonului principal, apar mai caracteristic pe văile Cărpinișului și Aninișu Mare. Astfel de roci neafectate de metamor-



fismul hercnic se întâlnesc și în bazinul Gilorțelului. Acestea sunt mai sărace în biotit decât alte granitoide și tind uneori să facă trecerea spre leucogranite. Ele constau din cuart, plagioclaz, feldspat potasic pertitic sau microclin. Uneori conțin mici cristale idiomorfice de almandin, de culoare slab rozie la microscop, care apar incluse în feldspați, ceea ce arată că granatul a cristalizat înaintea celorlalte minerale. Plagioclazul (An 12) este înlocuit cu aceeași asociatie de minerale secundare formată din sericit-caolinit-zoizit-albit (SCZA), ca și feldspații plagioclazi din celelalte roci granitoide sau din seria de Lainici-Păiuș și nu este zonat.

G r a n o d i o r i t e l e c u f e l d s p a t p o t a s i c p o i c h i l i t i c alcătuiesc cea mai mare parte a rocilor din faciesul granitoidelor de Cărpiniș, atât în plutonul principal, cât și în corpul de la nord de Crasna și din mici corpuri din zona migmatică. Ele se caracterizează prin structura hipidiomorf-grăunțoasă, granulația medie, prin textura uneori slab orientată și cu tendință gnaisică, precum și mai ales prin dezvoltarea poichilitică a feldspatului potasic, asemănător celui din granitoidele tardeogene de la Suseni (Savu, 1970).

Aceste granitoide constau din minerale caracteristice, a căror ordine de cristalizare a fost următoarea: zircon-apatit-monazit-hornblendă-plagioclaz-biotit-cuarț-feldspat potasic poichilitic-titanit și minerale secundare. Plagioclazul formează cristale hipidiomorfice maclate polisintetic după legile albit, albit-Karlsbad și periclin. De obicei este alterat, tulbure, fiind înlocuit cu asociatia de minerale secundare sericit-caolinit-zoizit-albit, dar cînd este proaspăt se observă că el prezintă o structură zonară. De obicei, interiorul (miezul) cristalelor are aproximativ aceeași compozitie (An 27) și prezintă în jur o structură formată din două-trei zone de compozitie foarte apropiată (An 27 – An 22 – An 20), care trec spre marginea la o zonă albit-oligoclasică (An 12). Cînd este alterat, miezul cristalelor, mai bazic, este întesat cu asociatia de minerale secundare SCZA, iar pe margini prezintă o aureolă albitică limpede (pl. IV, fig. 1), situație mai caracteristică în cazurile în care plagioclazul este inclus în feldspatul potasic.

Feldspatul potasic se dezvoltă uneori în cristale mari (3–5 cm diametru), cu contur neregulat, cum sunt cele de pe valea Aninișu Mare, în apropierea granitoidelor afectate de metamorfismul hercnic. Acestea se caracterizează printr-o dezvoltare poichilitică particulară (pl. IV, fig. 2) și prezintă structură micropertitică, pertitică sau de microclin. Se observă uneori și macula de Karlsbad (pl. IV, fig. 3). În comparație cu plagioclazul, care este de obicei alterat, feldspatul potasic este proaspăt. Acest carac-

ter și structura lui poichilitică arată că el s-a format în stadiul final al cristalizării magmei, după plagioclaz, hornblendă și biotit, astfel că a fost nevoie să se dezvolte în interstițiile dintre cristalele acestor minerale.

Hornblenda este o varietate verde cu următorul pleocroism : $Ng =$ verde închis ; $Nm =$ verde închis-brun ; $Np =$ gălbui-verzui ; $c : Ng = 22^{\circ}$. Ea se prezintă în cristale prismatice, uneori cu contur neregulat. Biotitul formează lamele ondulate, cu contur neregulat, și cu următorul pleocroism : $Ng = Nm =$ brun-închis ; $Np =$ gălbui. El include minerale accesori ca apatit și mai rar zircon, iar pe planele de clivaj apare uneori prehnit (pl. IV, fig. 4). Biotitul se formează uneori și pe seama hornblendei. În el apar separații de sagenit și este alterat adesea în clorit (penin) cu culori de birefringență anomale. Uneori formează în rocă mici separații melanocrate biotitice cu lungimea de 2–5 cm.

Printre mineralele accesori incluse în biotit apare în aceste granodiorite, titanitul, care se prezintă în cristale idiomorfe (pl. V, fig. 1) sau cu contur neregulat. De remarcat este faptul că în comparație cu granitoidele sinorogene de Sușița, granitoidele tardeorogene de Cărpiniș par să conțină în general mai puțin zircon. Mai rar apare ortitul care se prezintă fie în cristale subțiri și alungite, fie în cristale scurt-prismatice, dar în ambele cazuri cu structură zonară.

L e u c o g r a n i t e l e se întâlnesc ca separații cu caracter slab pegmatoid în rocile subfaciesului granitoidelor cu feldspat potasic poichilitic de pe valea Gilortului, care prezintă aici structura în șlire. Acestea se caracterizează printr-un conținut relativ redus de biotit și prin compozitia albitică (An 7–8) a plagioclazului care, în comparație cu plagioclazul din granodioritele înconjurătoare, este în general mai proaspăt. El formează cristale hipidiomorfe, maclate după legea albitului și albit-Karlsbad. Feldspatul potasic cu structură micropertitică sau criptoperititică prezintă uneori macla de Karlsbad. El se dezvoltă în acest caz în cristale cu tendință de idiomorfism, dar în mod obișnuit el este poichilitic ; uneori se observă structura microclinului.

Mineralele melanocrate sunt reprezentate numai prin biotit care, după cum s-a menționat, apare în cantitate redusă și în lamele fine, parțial cloritizate. Rare se observă granule opace de oxizi de fier.

Aceste roci sunt străbătute uneori de filonașe de albitite, care atestă formarea lor mai tîrzie și posibilitatea apariției unor acumulări de minerale rare în cadrul masivului (B e u s et al., 1962).

G r a n o d i o r i t e l e c u b i o t i t l a r g d e z v o l t a t alcătuiesc în cadrul granitoidelor de Cărpiniș un subfacies ce se extinde de



la Valea Mare (valea Radoșilor) pînă la est de pîriul Aniniș Mare, unde se afundă sub depozitele sedimentare neogene. Rocile prezintă aproximativ aceeași compoziție mineralologică, ca și granodioritele din faciesul anterior, de care se deosebesc însă, prin biotitul care se prezintă în lamele mari, idiomorfe și ondulate, al căror diametru poate atinge 1 cm. Acest mineral include numeroase cristale de plagioclaz, apatit și mai rar zircon. Cristalele de apatit sunt uneori destul de mari și nu se găsesc decît rareori în restul rocii. Se pare că după primele minerale care cristalizează în magma granitoidă (zircon, apatit și plagiocalz) se formează rapid cristalele de biotit, la care aderă mineralele cristalizate înainte și care sunt incluse în acestea, astfel că biotitul devine un colector de minerale accesorie. Pleocroismul său este : $Ng = Nm =$ brun ; $Np =$ gălbui. Uneori cristalele ondulate și încrețite de biotit sunt înlocuite cu clorit. În legătură cu aspectul ondulat al biotitului menționăm că, deoarece rocile nu au suferit o deformare mecanică evidentă, s-ar putea deci ca aceste ondulații să fi fost determinate fie de creșterea cristalelor de feldspați, fie de contractarea rocii în timpul răciri.

Plagioclazul este alterat ca și în celelalte roci, iar feldspatul potasic cu structură pertitică sau de microclin este în general mai proaspăt și se dezvoltă și în acest caz poichilitic.

Hornblendă este o varietate verde, asemănătoare cu cea din granodiorite, avînd următorul pleocroism : $Ng =$ verde ; $Nm =$ verde brun ; $Np =$ gălbui-verzui. Ea prezintă măle după 100. În aceste roci mai apar cristale idiomorfe de ortit și de titanit incluse în feldspatul potasic, alături de cristale mici de hornblendă și plagioclaz.

S e p a r a t i i l e m e l a n o c r a t e (a u t o l i t e) în general biotitice din faciesul granitoidelor de Cărpiniș apar atît în granodioritele cu feldspat potasic poichilitic, unde prezintă cîțiva centimetri în lungime, cît mai ales în granodioritele cu biotit larg dezvoltat, unde ating uneori 2,5 m în lungime și 1 m în grosime, cum sunt cele care apar pe malul stîng al văii Aniniș Mare, imediat la nord de limita cu granitul de Novaci.

Aceste autolite biotitice sunt roci de acumulare, cu compoziția apropiată de cea a dioritelor cuarțifere, bogate în biotit larg dezvoltat, cu care se mai asociază plagioclaz, puțină hornblendă, feldspat potasic, cuarț și minerale accesorie. Biotitul se dezvoltă în cristale mari, adesea idiomorfe, care ating uneori 1 cm diametru (pl. V, fig. 3), de obicei ondulate, rupte și străbătute frecvent de fisuri. El include plagioclaz alterat, zircon, magnetit, apatit, iar pe fisuri este adesea înlocuit cu pistătit galben-verzui

sub formă de filonașe sau cuiburi, în care se asociază uneori și ortit brun secundar. Pleocroismul biotitului este $Ng = Nm =$ brun; $Np =$ gălbui.

Merită o atenție deosebită plagioclazul (An 10) care prezintă o slabă structură zonară și este în cea mai mare parte împănat cu mineralele secundare din associația SCZA. Pe margini acesta prezintă o aureolă de albit limpede, ca și în cazul plagioclazului inclus în feldspatul potasic, albit care se pare că a fost depus din soluția tîrziu-magmatică în ultimul stadiu de cristalizare a rocii. El este maclat polisintetic, în special după legea albitului.

Amfibolul este o varietate asemănătoare cu aceea din roca gazdă și apare în cantitate redusă. În aceeași proporție se găsește cuartul, care are extincție rulantă. Ortitul, mineral accesoriu cu structură zonară, apare în cristale ce ating 1 mm grosime, colorate în brun la interior și numai pe margini prezintă 4–6 zone foarte înguste (pl. V, fig. 2) colorate diferit, în tonuri de la brun sau brun închis, pînă la incolor în ultima zonă marginală. El include mici granule opace de magnetit și cristale de apatit.

G r a n i t o i d e l e a u t o m e t a m o r f o z a t e reprezintă roci de tipul celor descrise mai sus, dar care au fost supuse acțiunii soluțiilor postmagmatice, cum sănt cele din bazinul văii Cărpiniș (pl. X). Ca urmare a alterării plagioclazului și biotitului, în aceste roci se formează uneori cristale izolate sau cuiburi de epidot, asociate cu biotit cloritizat sau incluse în plagioclazul transformat. Apar de asemenea filonașe de cuart cu epidot reprezentat prin varietățile clinozoizit incolor sau pistătit, a cărui culoare variază de la incolor pînă la slab verzui-gălbui.

Feldspatul potasic poichilitic este mai slab alterat decît plagioclazul, fiind înlocuit cu sericit. Uneori el este înlocuit fie cu albit fin-maclat, care poate substitui tot cristalul, fie cu albit sub formă de cristale fine, izometrice, care s-au format în timpul primei faze de albitizare sau după aceasta. Biotitul este înlocuit cu clorit sau pistătit, iar amfibolul este epidotizat. În aceste zone hidrotermalizate, alături de epidotul care formează filonașe, cristale izolate sau cuiburi, apar uneori și cristale de pirită și lamele mari de muscovit.

Pe valea Drăgoestilor au loc fenomene pneumatolitice, sub acțiunea căror se formează granitele cu turmalină descrise de noi anterior (Savu et al., 1972).

b) *Petrografia granitoidelor din faciesul de Novaci*

Faciesul granitoidelor de Novaci se dezvoltă mai larg în bazinul Gilortului, la nord de Novaci și se extinde spre vest pînă la Valea Mare



(Radoși), îngustindu-se treptat. Rocii granitoide din același facies se întâlnesc după cum am arătat, și în corpul de la nord de Crasna. În acest facies apar de asemenea mai multe varietăți petrografice, între care predomină însă, granitul de Novaci (pl. X), care prezintă lateral separații dioritice, cum sunt cele de pe văile Gilortului și Gilorțelului, uneori și separații melanocrate (autolite) cu hornblendă și biotit. Deși apar izolate pe marginile masei principale a granitului de Novaci, separațiile de diorite ar putea fi considerate eventual ca un subfacies mai bazic al acestora. Poziția lor la contactul dintre granitoidele din faciesul de Cărpiniș și granitul de Novaci ar fi o dovedă clară în sprijinul concluziei că acesta din urmă a fost pus în loc succesiv, în masa încă plastică a granitoidelor de Cărpiniș.

Granitele de Novaci alcătuiesc aproape în întregime faciesul granitoidelor de Novaci, atât în plutonul principal, cât și în corpul de la Crasna. Ele sunt formate din megacristale de feldspat potasic, prinse într-o masă fundamentală cu caracter granodioritic cu biotit și hornblendă, a cărei granulație este mai mare decât a rocilor granitoide din faciesul de Cărpiniș (pl. VI, fig. 1). Granitul de Novaci prezintă o structură deosebită de structura granitelor porfirice propriu-zise, cum sunt cele de la Stâncești de exemplu, în care există o masă fundamentală cu caracter granitic și în care plutesc din loc în loc fenocristale de feldspat potasic (Savu et al., 1972). În cazul granitului de Novaci este vorba de megacristale de feldspat potasic, care depășesc uneori 50% din masa rocii și sunt cimentate de masa fundamentală care este formată din cuarț, feldspat potasic, plagioclaz, biotit, hornblendă și minerale accesoria, masă care s-ar putea spune că ocupă interstițiile acestor cristale mari. Această structură granitică de tip Novaci se asemănă în oarecare măsură cu structura în blocuri a unor pegmatite, ceea ce ar explica și geneza acestor granite ca rezultat dintr-o magmă granitoidă reziduală, bogată în compoziții volatili și alcalii, în special K. Sub aspect structural și prin compoziția mineralologică și chimică, granitul de Novaci se asemănă cu granitul de Tismana descris de Pavelescu și Dumitrescu (1966), precum și cu unele granite precambriene din Finlanda (Väyrynen, 1954).

Megacristalele de feldspat potasic, având 1–5 cm lungime, sunt reprezentate prin microclin (pl. VI, fig. 2) sau microclin-pertit (pl. VI, fig. 3 și pl. VII, fig. 1) uneori un feldspat cu structură pertitică simplă (pl. VII, fig. 2), în general de culoare slab rozie, care includ cristale mici de plagioclaz ce prezintă uneori o aureolă de albit limpede, a cărui origine ar putea să rezide fie în albitul exolvit din feldspatul potasic, fie să reprezinte o depunere de albit care a precedat formarea feldspatului potasic. Această



depunere s-a putut realiza în momentul în care se produce dezechilibru dintr-o soluție tîrziu magmatică și cristalele de plagioclaz care uneori prezintă urme de coroziune magmatică. Drescher-Kaden (1969) presupune chiar că aureola de albit limpede din jurul plagioclazului inclus în feldspatul potasic s-ar putea datora și unui fenomen de metasomatoză.

Se remarcă faptul că separațiile de plagioclaz sodic din microclin-pertit sunt și ele maclate polisintetic după legea albitului. Planul de macle este paralel cu clivajul (010) al microclinului, respectiv perpendicular pe alungirea separațiilor de albit, care la rîndul lor sunt paralele cu planul (100) de macleare a mineralului, așa cum arată și Hatch et al. (1961). Feldspatul potasic este maclat uneori după legea de Karlsbad, macle ce se observă chiar și în cazul cînd structura în grătar a mineralului indică microclinul cel mai tipic.

În zonele în care granitul de Novaci a suferit procese de alterare post-magmatică mai intensă, feldspatul potasic suferă și el fenomene de sericitizare ce se propagă neregulat în cristale. În general însă, feldspatul potasic este mai proaspăt decît plagioclazul. Pe fisurile care îl străbat s-au depus albit, cuarț și lamele de stilpnomelan.

Între mineralele din masa fundamentală cuarțul este frecvent și se prezintă în cristale fine și cu extincție rulantă. El formează uneori concreșteri mirmekitice (pl. VII, fig. 3) cu plagioclazul albitic.

Plagioclazul (An 7–10) apare în cristale hipidiomorfe, maclate polisintetic după legea albitului și foarte rar după legea albit-Karlsbad. De obicei alterat sub acțiunea soluțiilor post-magmatice, el este împănat intim cu material fin-sericitic. Uneori cristalele de plagioclaz sunt sparte și îndoite, fapt ce se observă în cazul macelor fine. Adesea el este mai tulbure la interior, unde este înlocuit de asociația de minerale secundare SCZA, iar pe margini prezintă o aureolă de albit limpede, uneori și el maclat polisintetic.

Biotitul formează de obicei lamele mari, al căror diametru ajunge pînă la 5–6 mm, alteori lamele mai mici. Acestea sunt în parte clorizate și prezintă separații de sagenit sau de granule opace de oxizi de fier. Lamelele mari de biotit colectează sub formă de incluziuni, mineralele accesori din granitul de Novaci, ca apatit, zircon cu aureolă pleocroică, monazit (pl. VII, fig. 4) și magnetit care în restul rocii apar în cantitate mică. În afară de înlocuirea cu clorit, biotitul poate fi înlocuit pe fisuri de pistațit, mineral care formează uneori și cuiburi izolate în mica neagră. Pleocroismul biotitului este următorul: $Ng = Nm =$ brun roșcat; $Np =$ gălbui. Remarcăm și aici că lamelele mari de biotit sunt uneori ondulate, îndoite, fără ca în rocă să apară fenomene evidente de deformare mecanică.



Hornblenda este o varietate brun-verzuie bogată în fier, care apare în cantitate mai mică în comparație cu biotitul. Aceasta nu este prezentă în toate secțiunile subțiri și se pare că se găsește mai rar în granitele similare din corpul granitoid de la Crasna. Pleocroismul său este $Ng =$ verde-bruniu închis, $Nm =$ brun închis-verde, $Np =$ slab brun-închis, iar unghiul de extincție $c:Ng = 21^\circ$. Uneori apar macle după 100. Remarcăm că hornblenda și biotitul apar uneori xenomorfe, ocupând interstițiile dintre cristalele de plagioclaz și megacristalele de feldspat potasic. Pe seama amfibolului se formează uneori o hornblendă secundară verzui-albăstruie, slab pleocroică, care apare în cristale fine.

Mineralele accesoriale sunt reprezentate prin zircon, apatit, monazit și magnetit, minerale care se găsesc incluse în biotit și prin titanit și ortit. Zirconul apare în cristale mici de obicei rotunjite și opacitizate pe margini; uneori prezintă o culoare gălbuiu slabă. Monazitul se prezintă în cristale idiomorfe, alungite după prismă și cu clivaj evident; unghiul $c:Ng = 2-7^\circ$ (pl. VII, fig. 4). Apatitul se prezintă în cristale idiomorfe, care la interior sunt impregnate cu un praf fin, opac (grafitos?), din care cauză în această parte sunt greu transparente, pe cind pe margini sunt limpezi. Sfenul se dezvoltă fie în cristale mari, independente (pl. VIII, fig. 1), fie ca o aureolă în jurul magnetitului care se prezintă sub formă de cristale fine opace. Ortitul apare în cristale de 1–2 mm diametru, cu structură zonară, ale cărei zone sunt diferit colorate în tonuri de brun.

S e p a r a ţ i i l e m e l a n o c r a t e (a u t o l i t e) apar rar în granitul de Novaci. Cea mai caracteristică se găsește pe șoseaua turistică Novaci-Șugag, în apropiere de vîrful Scărița. Această separație melanocrată are 10 m grosime și se alterează radiar. Conține în principal din hornblendă și biotit, cu care se asociază în cantitate redusă plagioclaz, feldspat potasic, cuart, apatit, sfen, zircon, ortit brun și magnetit, respectiv toate mineralele din roca gazdă, dar în proporții diferite.

Hornblenda formează cristale mari de 2–8 mm lungime, având următoarele caracteristici fiziografice: $Ng =$ brun-verzui închis; $Nm =$ brun închis; $Np =$ brun-gălbui; $c:Ng = 15^\circ$. Adesea conține inclusiuni de magnetit, apatit, cuart, ortit brun și de zircon cu aureolă pleocroică. Biotitul se prezintă în lamele mari, al căror pleocroism este $Ng = Nm =$ brun închis, $Np =$ galben-bruniu. Ca și în granitul de Novaci, lamelele mari de biotit sunt adesea îndoite, ondulate. Biotitul include apatit, sfen, magnetit, zircon cu aureolă pleocroică și ortit brun.

În aceste separații melanocrate mai apar în cantitate foarte redusă cuart xenomorf, feldspat potasic și plagioclaz maclat polisintetic și în mare



parte sericitizat. Feldspatul potasic formează fie cristale mai mari cu structură slab zonară, fie concreșteri micrografice cu cuarțul, răspândite de obicei în interstițiile celorlalte minerale din rocă.

G r a n i t e l e r o s i i se întâlnesc pe șoseaua Novaci-Şugag, la sud de vîrful Scărița. Cu toate că apar ca filoane în granitul de Novaci, ele prezintă structură hipidiomorf-grăunțoasă și granulație asemănătoare rocilor intrusive. Pe alocuri aceste granite au suferit fenomene de milonitzare care se trădează printr-o rețea de plane de zdrobire a cristalelor, pe care s-au depus și granule fine de hematit, care dă culoarea roșie a rocii.

Feldspatul potasic prezintă structură pertitică; mai rar se observă structura în grătar a microclinului. Uneori cristalele de feldspat potasic sunt înlocuite pe fisuri cu albă în cristale fine, maclate polisintetic. Plagioclazul apare în cristale alterate, tuburi care prezintă macle polisintetice, și sunt uneori deformate sau sparte, ca de altfel și cuarțul care este transformat într-un mortar fin în lungul planelor de milonitzare.

Mineralele melanocrate sunt complet alterate, pe seama lor formindu-se granule fine de oxizi de fier opaci. Numai în cristalele de feldspat potasic se mai găsesc uneori incluse mici lamele de biotit.

Separatiile dioritice, care apar pe marginile masei granitoidelor de Novaci sau la interiorul acesteia, sunt alcătuite din următoarele varietăți: diorite și diorite cuartifere cu hornblendă și biotit, roci cu granulație mai fină decât a granitelor de Novaci.

D i o r i t e l e au fost întâlnite la vest de vîrful Scărița, în plină aria de dezvoltare a granitului de Novaci. Prin cantitatea de microclin prezintă de obicei în compoziția lor, aceste roci prezintă evidente tendințe spre sienodiorite. Ele au structură hipidiomorf-grăunțoasă, textură masivă și constau din plagioclaz, hornblendă, microclin, cuarț, biotit, sfen, apatit și epidot.

Plagioclazul (An 8–9) de obicei maclat polisintetic după legile albitalui și periclin, este uneori albitalizat și înțesat cu minerale secundare. Hornblenda se prezintă în cristale prismatice, uneori aproape idiomorfe, cu unghiul de extincție $c : Ng = 20^\circ$ și cu următorul pleocroism: $Ng =$ verde-brun la interior și albastru-verzui pe margini; $Nm =$ verde-bruniu pînă la brun-verzui; $Np =$ galben. Pe seama amfibolului se formează un biotit galben-bruniu în lamele fine, al cărui pleocroism este $Ng = Nm =$ galben-bruniu; $Np =$ incolor-slab galben. Microclinul se prezintă în cristale mari, xenomorfe, cu structură în grătar evidentă, uneori maclate după legea de Karlsbad. El ocupă de obicei interstițiile dintre



celelalte minerale pe care le include adesea, mai ales hornblenda, sfenul și magnetitul. Cuarțul apare în cantitate extrem de mică și este xenomorf. Uneori se găsesc cuiburi de pistațit secundar.

Dioritele cuarțifere apar ca separații în partea de nord a granitului de Novaci, pe valea Gilortului și Gilorțelului și în partea de nord a corpului de roci granitoide tardeorogene de la Crasna, unde sunt slab milonitizate. În bazinul văilor Gilorțelu Mare și Gilorțelu Mic dioritele sunt intim injectate de granite aplitice. Ele sunt roci de culoare cenușie-verzuie, cu structură hipidiomorf-grăunțoasă și textură în general masivă, uneori slab orientată, constând din cuarț, plagioclaz, hornblendă, biotit și minerale accesoria.

Cuarțul apare în cantitate redusă, intersticial și prezintă extincție rulantă. Plagioclazul este în general tulbure, alterat și înlocuit cu asociația de minerale secundare SCZA. Uneori, deși alterat la interior, el prezintă pe margini o aureolă subțire de albă lăptită, fără incluziuni de minerale secundare. Plagioclazul și hornblenda sunt primele minerale care au cristalizat în aceste roci. Hornblenda este o varietate verde, comună, care se prezintă în cristale prismatice sau xenomorfe cu următoarele proprietăți optice: $Ng =$ brun deschis-verde bruniu; $Nm =$ brun-brun verzui; $Np =$ slab brun-verzui; $c : Ng = 23^\circ$. Pe valea Sunătoarea, unde rocile sunt injectate de granite, hornblenda slab colorată în verzui este alterată și înlocuită cu un amfibol ectinolitic secundar, acicular-fibros, cu unghiul de extincție $c : Ng = 15^\circ$ și care prezintă macle polisintetice după 100. Uneori prezintă o aureolă de biotit care s-a format, se pare, pe seama sa, fapt demonstrat prin aceea că mica apare în cuiburi și la interiorul cristalelor de hornblendă (pl. VIII, fig. 2). Acest mineral este înlocuit de asemenea de pistațit, cum este cazul pe valea Ciocăzeaua Mare.

Biotitul apare în cantități variabile în diferitele corpuri de diorite din regiune. El se prezintă în lamele cu contur neregulat, având următorul pleocroism: $Ng = Nm =$ brun; $Np =$ galben. Uneori lamelele sunt îndoite și prezintă separații de sagenit, alteleori sunt slab alterate în clorit. În afară de lamelele independente din rocă și cele ce iau naștere pe seama hornblendei coexistente, se constată că acest mineral se formează și în jurul cristalelor de magnetit. În dioritele cuarțifere de pe valea Sunătoare, biotitul concrește cu lamele de muscovit. El include uneori cristale fine de ortit brun cu aureolă pleocroică.

Rar se întâlnesc puțin microclin intersticial, nealterat, care include hornblendă și alte minerale.



Apar de asemenea și cîteva minerale accesorii. Astfel, apătitul se prezintă în cristale în general idiomorfe, care în partea mediană sunt impregnate cu un praf opac fin, iar pe margini sunt limpezi. Titanitul apare în cristale mari, xenomorfe, sau formează o aureolă în jurul cristalelor de magnetit. Ortitul colorat în brun este de asemenea prezent.

Separățiile (autolite) din diorite, rezultate din acumularea mineralelor din prima cristalizare, sunt de două feluri și anume, melanocrate și leucocrate, ambele tipuri apărînd pe valea Gilortului.

S e p a r a ț i i l e m e l a n o c r a t e din diorite, deși megascopic sunt greu de observat, la microscop se constată că ele constau dintr-o acumulare de hornblendă verde și biotit brun-roșcat, cu care se asociază în cantitate redusă cuarț și plagioclaz.

S e p a r a ț i i l e l e u c o c r a t e apar în dioritele din partea de nord a carierei de pe valea Gilortului (pl. VIII, fig. 3). Acestea au formă sferică, ovoidală sau lenticulară cu diametrul de 10–20 cm și sunt de mare importanță petrologică, deoarece contactul lor cu dioritul cuarțifer înconjurător nu este net ca în cazul xenoliștilor, ci mineralele trec de la o rocă la alta normal, cele două roci deosebindu-se între ele doar prin proporția diferită a acestora, evident și prin structură.

Acstea separăți se remarcă prin caracterul lor leucocrat, fiind lipsite, aproape complet de minerale melanocrate, iar granulația lor este mai mare decît a dioritului cuarțifer înconjurător (pl. VIII, fig. 3). La contactul cu separația leucocrată, în diorit apare o zonă mai melanocrată, grosă de aproximativ 1 cm, în care abundă cristale alungite de hornblendă, dintre care unele mai lungi pătrund adîne în separația bogată în minerale felsitice. Acstea separăți constau din cuarț xenomorf, cu extincție rulantă, plagioclaz hipidiomorf maclat polisintetic și în general alterat, puțină hornblendă verde asemănătoare cu aceea din diorite și microclin în cristale xenomorfe și cu structura caracteristică. Mineralele accesori sunt reprezentate prin titanit în cristale idiomorfe sau xenomorfe, apatit și zircon.

Rocile filoniene

Rocile filoniene străbat atît șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, cît și granitoidele sinorogene și tardeorogene, de unde rezultă că au urmat în punerea lor în loc după intruziunile succesive ale plutonilor granitoizi. Ele sunt localizate pe cele trei sisteme de fisuri principale din rocile granitoide și metamorfice, iar punerea lor în loc s-a făcut succesiv (Savu, 1972).



Unele roci filoniene, cum sunt granitetele porfirice, si aplitele cu turmalină care le străbat pe acestea din urmă, apar numai în masa granitelor de Novaci (fig. 3). Cum alte relații sigure privind succesiunea punerii în loc a rocilor filoniene nu sunt, noi le vom descrie în următoarea ordine: lamprofire, porfirite dioritice, porfire granodioritice, granite porfirice, granite pegmatoide, aplite, porfire cuarțifere și filoane sau geode de cuarț.

L a m p r o f i r e l e aparțin în general spessartitelor, având în compoziția lor hornblendă și piroxen. Structura lor este porfircă, uneori cu aspect doloritic, ca în cazul celor două filoane de la izvoarele văii Aninișu Mare. Cele mai multe lamprofire sunt alterate sub acțiunea soluțiilor postmagmatice, dar granitoidele de pe valea Aninișu Mare sunt străbătute de lamprofire mai proaspete cu structură porfircă, constituie dintr-o masă fundamentală, microcristalină, în care apar fenocristale de piroxen sau de hornblendă, feldspat plagioclaz, uneori și pseudomorfoze de clorit după un mineral melanocrat.

Masa fundamentală comportă cristale fine de piroxen și de hornblendă brună, în mare parte alterate, prinse într-o țesătură fină sericitoasă-cloritoasă-albitică, în parte formată pe seama unor cristale fine de feldspat. Mai rar apar și microcristale de plagioclaz albitezat și tulbure. Amfibolul care apare în cristale cu dimensiuni variabile, de regulă scurt prismatice și orientate pe direcția de curgere a magmei, este o varietate brună cu următoarele caracteristici optice: $Ng =$ brun; $Nm =$ brun-închis; $Np =$ slab brun-gălbui; $c : Ng = 17^\circ$.

Fenocristalele de plagioclaz sunt alterate ca și microcristalele din pastă, fiind împănate cu minerale secundare. Piroxenul formează fenocristale izometrice de $0,50 - 0,25$ mm lungime (pl. IX, fig. 1), uneori grupate cîte 2–3 la un loc; ca de altfel și cele de plagioclaz, alcătuind ceea ce se cheamă o structură glomerofirică. El este incolor și prezintă macle polisintetice după 100, având următoarele proprietăți optice: $c : Ng = 39^\circ$; $Ng - Np = 0,025$, care caracterizează un diopsid.

Cele două filoane de roci cu structură apropiat doloritică de la izvoarele pîriului Aninișu Mare constau din cristale alungite de piroxen și de plagioclaz alterate și însoțite de numeroase granule de magnetit, masă în care apar rar pseudomorfoze de clorit după fenocristalele unui mineral melanocrat. Cristalele de piroxen prezintă următoarele caracteristici optice: $c : Ng = 45^\circ$; $Ng - Np = 0,029$, care indică un augit.

P o r f i r i t e l e d i o r i t i c e cu fenocristale de plagioclaz sunt roci de culoare cenușie care apar pe valea Gilortului. Ele au structură porfircă și constau dintr-o masă fin-granulară, formată

din cuart, plagioclaz și biotit. Cuarțul în granule fine și cu extincție rulantă este situat în interstițiile cristalelor de plagioclaz, care sunt în general alterate și transformate într-o masă sericitoasă fină, conținând granule fine de albit și de epidot. Ca mineral melanocrat apare un biotit brun-verzui, de obicei cloritizat. Apar de asemenea cristale fine cu contur neregulat și destul de numeroase de titanit, granule de pistătit pleocroic în culorile galben-verzui și ortit brun în cristale cu contur neregulat și cu incluziuni de granule de feldspat și de titanit, care dovedesc că mineralul s-a format în stadiul final de cristalizare. Ortitul prezintă uneori o aureolă de pistătit. Apar de asemenea apatit și granule de magnetit.

În această masă fundamentală se întâlnesc rare cristale mari de plagioclaz, în general alterate ca și cele din pastă și care conferă rocii caracterul său porfiric.

Porfiritele dioritice cu fenocristale de amfibol care apar de asemenea pe valea Gilortului, străbătînd granitul de Novaci, reprezentă o rocă cu aspect de andezit cu fenocristale lungi (3 – 5 mm) de hornblendă, orientate paralel cu pereții filonului și prinse într-o pastă holocrystalină, microgrăunțoasă, formată din cuart xenomorf, plagioclaz alterat, amfibol fin, biotit cloritizat, titanit, apatit și magnetit. În această masă fundamentală apar și fenocristale de plagioclaz alterat, ceva mai mici decât cele de amfibol.

Fenocristalele de amfibol alungite și foarte subțiri, prezintă macle polisintetice după 100 și structură zonară, fiind colorate astfel: $Ng =$ slab verzui la interior – verde pe margini; $Nm =$ bruniu la interior-verzui pe margini; $Np =$ verzui, aproape incolor. Fenocristalele de plagioclaz deși sericitizate, indică de asemenea o structură zonară anterioară, ce se poate deduce după felul cum se dispun mineralele secundare reprezentate prin albit și sericit.

Porfirele granodioritice apar pe valea Aninișu Mare și constau dintr-o masă fundamentală microgrăunțoasă, în care apar rare fenocristale de plagioclaz (An 8 – 9) maclat polisintetic și cu structură zonară, formată dintr-un miez și patru zone marginale, precum și cristale de hornblendă verde, biotit și minerale accesori. Din cauza proceselor de autometamorfism de care sunt afectate rocile filoniene, ca și cele granitoide, plagioclazul nu mai apare uneori decât sub forma unui cub de minerale secundare din asociația SCZA, în jurul căruia se dezvoltă o aureolă de albit împede, uneori și el maclat polisintetic.

Hornblenda este o varietate verde ca și aceea din granodioritele de Cărpiniș: $Ng =$ verde; $Nm =$ verde-bruniu; $Np =$ galbui-verzui; $c : Ng$



$= 24^\circ$. Biotitul cu pleocroismul $Ng = Nm$ = brun închis și Np = galben, prezintă pe clivaje separații de prehnit și cuiburi de epidot incolor (clinozoizit), iar în unele cazuri este înlocuit de clorit. Ca minerale accesori apar titanitul și ortitul (pl. IX, fig. 2).

Granitele porfirice se întâlnesc pe valea Gilortului la sud de carieră, pe pîrful Strugazului și la sud de vîrful Scărița, străbătînd în toate cazurile granitul de Novaci. Spre deosebire de granitul de Novaci, acestea constau dintr-o masă fundamentală cu granulație medie pînă la fină, în care apar fenocristale de feldspat potasic mai rare, de culoare roz, caracteristice.

Masa fundamentală de compoziție granodioritică pînă la granitică, constă din cuarț, biotit, plagioclaz, feldspat potasic și mineralele accesori. Plagioclazul (An 10) hipidiomorf prezintă macle polisintetice și este alterat în sericit. Biotitul este înlocuit de obicei cu clorit, separînd granule de oxizi de fier și de titanit sau acicule de rutil; apar de asemenea incluziuni de zircon cu aureolă pleocroică și de magnetit. Cristalele de zircon sunt tulburi și prezintă o tentă brunie. Rare se întîlnesc apatit.

În această masă fundamentală sunt prinse fenocristale de 2–5 cm lungime de feldspat potasic, în general idiomorfe și maclate după legea de Karlsbad, avînd fețe cristalografice clare; rareori apare structura poichilitică. Cea mai mare parte a cristalelor prezintă structură pertitică, în unele porțiuni neregulate avînd însă structura în grătar. Uneori se observă o oarecare structură zonară, zonele abia sesizabile stingînd la o diferență de unghi foarte mică; în multe cazuri chiar structura în grătar sau pertitică sunt distribuite zonar. Fenocristalele includ cristale de plagioclaz alterat, mai rar de biotit parțial cloritizat, dispuse paralel cu fețele cristalografice, respectiv paralel cu planul de maclă Karlsbad și perpendicular pe acest plan.

Granitele pegmatoidice care apar pe Valea Mare au granulație mare și acesta este caracterul prin care aceste roci se deosebesc de celelalte granitoide și roci filoniene. Ele nu prezintă concreșteri grafice caracteristice pegmatitelor, motiv pentru care le-am denumit granite pegmatoidice. Aceste roci constau dintr-o asociație formată din cuarț xenomorf, plagioclaz în general alterat, microclin sau microclin pertit parțial sericitizat și biotit slab cloritizat. Microclinul include cristale de plagioclaz cu aureolă de albit limpede.

Aplitele sunt cele mai frecvente roci filoniene din zona masivului granitoid. Ele constau dintr-o masă leucocrată, microgrăunțoasă, for-

mată din cuarț xenomorf cu extincție rulantă, plagioclaz și feldspat potasic, aproape lipsită de minerale melanocrate. Plagioclazul (An 8) apare în cristale hipidiomorfe, maclate polisintetic, în general proaspete și de compoziție albitică. În cazul rocilor care au suferit și fenomene de laminare,

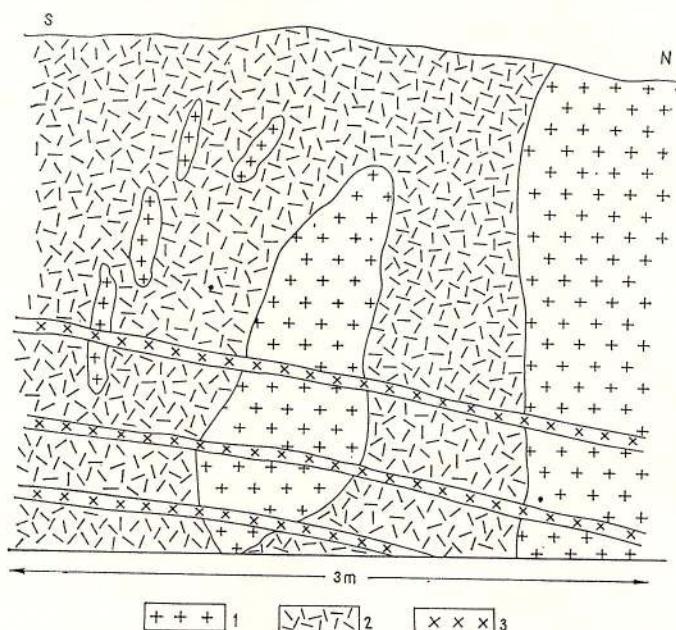


Fig. 3. — Relațiile dintre rocile filoniene și granitele de Novaci de pe valea Gilortului.

1, diorite cuartifere ; 2, filon de granit porfiric cu xenoliți de diorite cuartifere ; 3, filoane slab inclinate de aplite.

Relation between veined rocks and Novaci granites along the Gilort Valley.

1, quartziferous diorites ; 2, porphyry granite vein with quartziferous diorite xenoliths ; 3, slightly inclined aplite veins.

plagioclazul este alterat ca și cel din granite, fiind înlocuit cu aceeași asociatie de minerale secundare SCZA. În unele cazuri apar concreșteri mirmekitice. Uneori rocile sint străbătute de filonașe de albit. Feldspatul potasic de regulă xenomorf prezintă structură pertitică, în grătar sau de microclin-pertit și uneori suferă înlocuiri parțiale cu albit fin maclat.

Biotitul apare în lamele mari și este înlocuit uneori cu clorit, pirită și oxizi de fier. Într-un astfel de aplit de pe valea Gilortului (fig. 3) biotitul

este înlocuit cu turmalină, între ale cărei cristale se dezvoltă clorit. În această rocă mai apar și mici cristale de almandin, apatit și titanit.

Rocile hidrotermalizate mai intens sunt puternic impregnate cu epidot (pistațit), căpătind o culoare verde-albăstruie; uneori aceste roci sunt străbătute de filoane de epidot.

Porfirele cuarțifere (porfire microgranitice) reprezintă roci formate dintr-o masă fundamentală microgranitică sau aplitică, constituită din cuarț intersticial și cu extincție rulantă, plagioclaz și feldspat potasic, ambii puternic alterați și înlocuiți cu asociația sericit-caolinit-zoizit-albit și biotit parțial cloritizat. În această masă fundamentală se găsesc fenocristale de cuarț cu contur rotunjit și cu extincție rulantă. În alte roci apar și fenocristale de plagioclaz alături de cele de cuarț.

Filoanele de cuarț se întâlnesc mai rar în plutonul granitoid și în restul regiunii. Ele sunt constituite din cuarț alb, uneori cu cuiburi de clorit și foarte rar cu cristale idiomorfe de cuarț.

Geodele s-au format pe fisurile din granodioritele cu feldspat potasic poichilitic din faciesul de Cărpiniș de pe valea Aninișu Mare. Ele sunt tapiserate cu cristale idiomorfe de cuarț lungi de 1–3 cm și dispuse perpendicular pe pereții fisurilor. În jurul geodelor, granitoidele sunt puternic hidrotermalizate, constând de fapt din asociația mineralologică cuarț-sericit.

Efectele metamorfismului hercinic asupra granitoidelor baicaliene

Metamorfismul regional hercinic, determinat de faza de mișcări bretone, se manifestă în lungul unei zone situată în partea de nord a regiunii (pl. X). Acest metamorfism care a afectat seria de Tulișa din suprastructură, metamorfozând-o în condițiile faciesului săsturilor verzi, s-a resimțit destul de puternic și în infrastructură.

Pe baza concluziilor din lucrările anterioare (Savu, 1970; Savu et al., 1972) se poate deduce că partea nordică a plutonului tardeogen de la Cărpiniș-Novaci, seria de Lainici-Păiuș și granitoidele sinorogene de Sușița din infrastructură, care au alcătuit fundamentalul seriei de Tulișa, au fost antrenate în timpul metamorfozării acesteia într-o structură sinclinală orientată pe direcția ENE-WSW, care, pornind de la Nedeiu și trecând prin văile Gilortului, Sadului și Jiului la Rafailă, se continuă spre sud-vest pînă la Vaidei pe valea Sușița (Savu, 1970; 1972). În timp ce la vest de valea Sadului în această structură sinclinală pensată se mai pă-



trează neerodată seria de Tulișa, în porțiunea de la est de această vale, alcătuită dintr-un bloc mai ridicat, această serie a fost erodată și nu mai regăsim decât planele de laminare și efectele metamorfismului hercinic asupra infrastructurii regiunii (pl. X.) Astfel de zone „sinclinale” care s-au caracterizat printr-o mobilitate mai accentuată în timpul mișcărilor hercnice, mai găsim în autohtonul danubian și mai la nord de aceasta, și sunt marcate de regulă de suprafețele în care se păstrează încă seria de Tulișa. Aceste structuri sunt paralele cu zona descrisă și fac împreună un unghi ascuțit cu structurile baicaliene, fapt demonstrat de poziția foliațiilor S_1 și S_2 din seria de Lainici-Păiuș.

În lungul acestor zone șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș suferă un proces de allometromorfism, iar granitoidele sinorogene și cele tardeorogene în facies de Cărpiniș, precum și rocile filoniene cuprinse în aria acestor zone sunt metamorfozate în faciesul șisturilor verzi. De remarcat este faptul că metamorfismul granitoidelor și al rocilor filoniene care au structură omogenă, a fost mai accentuat decât allometromorfismul șisturilor cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, roci mai heterogene, atât în ceea ce privește structura, cât și compoziția. Dar cu toate că granitoidele au înregistrat acest fenomen în general mai puternic, se observă și în cadrul lor zone de laminare mai accentuată decât în altele, fapt constatat în lungul faliilor și al planelor de alunecare mai rapidă.

Procesul de metamorfism hercinic al granitoidelor începe prin orientarea mineralelor secundare formate pe seama plagioclazului, hornblendei și biotitului în planul S_2 și prin creșterea dimensiunilor acestor minerale în raport cu mărimea celor determinate de procesele de autometamorfism. În timp ce masa de minerale secundare din jurul său începe să se orienteze în planul S_2 , feldspatul potasic primar rezistă mai mult acestui fenomen de laminare păstrîndu-se aproape neschimbat, astfel că cristalele de plagioclaz incluse în el își mențin poziția inițială și forma idiomorfă sau hipidiomorfă (pl. IX, fig. 3). Faptul că aceste cristale de plagioclaz nu sunt laminate ca și cele de la exteriorul megacristalelor de feldspat potasic, precum și prezența biotitului ca inclusiuni în același feldspat potasic, în timp ce la exteriorul acestuia biotitul din rocă este cloritizat, constituie dovezi peremptorii că feldspatul potasic s-a format înaintea laminării și nu după aceasta. În cazul metamorfismului mai accentuat în același facies al șisturilor verzi, rocile granitoide capătă aspect de șisturi sau de filite argintii-verzui cu foliația S_2 foarte evidentă. Vechile fisuri baicaliene sunt sudate și umplute cu clorit de neoformătie. În rocile acestea apar fisuri noi de vîrstă hercinică.



Din cauza texturii lor orientate, toți cercetătorii anteriori au considerat granitoidele afectate de metamorfismul hercnic ca granite gnaisice, termen care nu se pare impropriu. Prin granite gnaisice trebuie să se înțeleagă granitele sinorogene sau tardeorogene a căror textură orientată (S_1) a luat naștere în timpul consolidării rocii sub influența stressului, de regulă la temperatură ridicată, ceea ce ar corespunde cu granitoidele sinorogene de Sușița sau tardeorogene din faciesul de Cărpiniș neafectate de metamorfismul hercnic. Rocile cu textură primară gnaisică sau masivă, afectate de metamorfismul hercnic de temperatură scăzută care determină apariția foliației secundare S_2 , trebuie să fie considerate ca metagranitoide (metagranite). Prin compoziția și structura lor, aceste roci corespund ortoșisturilor sericito-cloritoase, având textură șistoasă-lenticulară.

Masa granitoidelor recristalizează, rezultând metagranitoide formate din cuarț fin-granular, albit, sericit, clorit și stilpnomelan, mineralele micațee formind lamele orientate în planul foliației S_2 a rocilor, printre care apar cristale mai mari de albit maclat polisintetic. Unele cristale xenomorfe și mai mari de cuarț au trecut numai parțial într-un mortar fin, deși și ele sunt alungite. De asemenea, cristalele mai mari de feldspat potasic cu incluziuni de cristale de plagioclaz, care au rezistat stressului, sunt doar puțin aplatizate și au suferit un fenomen incipient de înlocuire cu schachbrettalbit.

Biotitul și amfibolul sunt înlocuite complet cu clorit și, în associație cu aceasta se formează stilpnomelan, care apare în cuiburi, lentile sau benzi paralele cu foliația S_2 a rocii. În acest plan sunt orientate și lamele individuale ale acestui mineral, de unde rezultă că el se formează și în condițiile metamorfismului regional hercnic, realizat la nivelul faciesului șisturilor verzi de presiune medie și înaltă.

Fenomene de milonitzare în granitoidele tardeorogene

În lungul planului de încălecare a șisturilor cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș și granitoidelor peste depozitele formațiunii de Schela din partea de sud-vest a regiunii, rocile suferă fenomene de milonitzare. Procese asemănătoare au loc și în lungul unor falii care străbat granitoidele tardeorogene.

În condițiile acestor procese, masa granitoidelor este zdrobită. Foarte caracteristic este plagioclazuș care apare spart și îndoit, fapt ce se constată clar la cristalele care prezintă macle polisintetice (pl. IX, fig. 4). Cristalele de cuarț sunt transformate într-un mortar fin, iar feldspatul potasic este spart și înlocuit cu albit fin maclat. Mineralele melanocrate



au fost înlocuite complet cu minerale secundare, pe seama hornblendei formându-se un amfibol fibros. Pe fisurile rocilor și pe planele de zdrobire ale acestora au circulat uneori soluții reziduale care, pe seama calciuului spălat din plagioclaz și a fierului din mineralele melanocrate, au determinat formarea de epidot, în general pistătit, care se depune pe aceste căi de acces.

Petrochimia rocilor granitoide

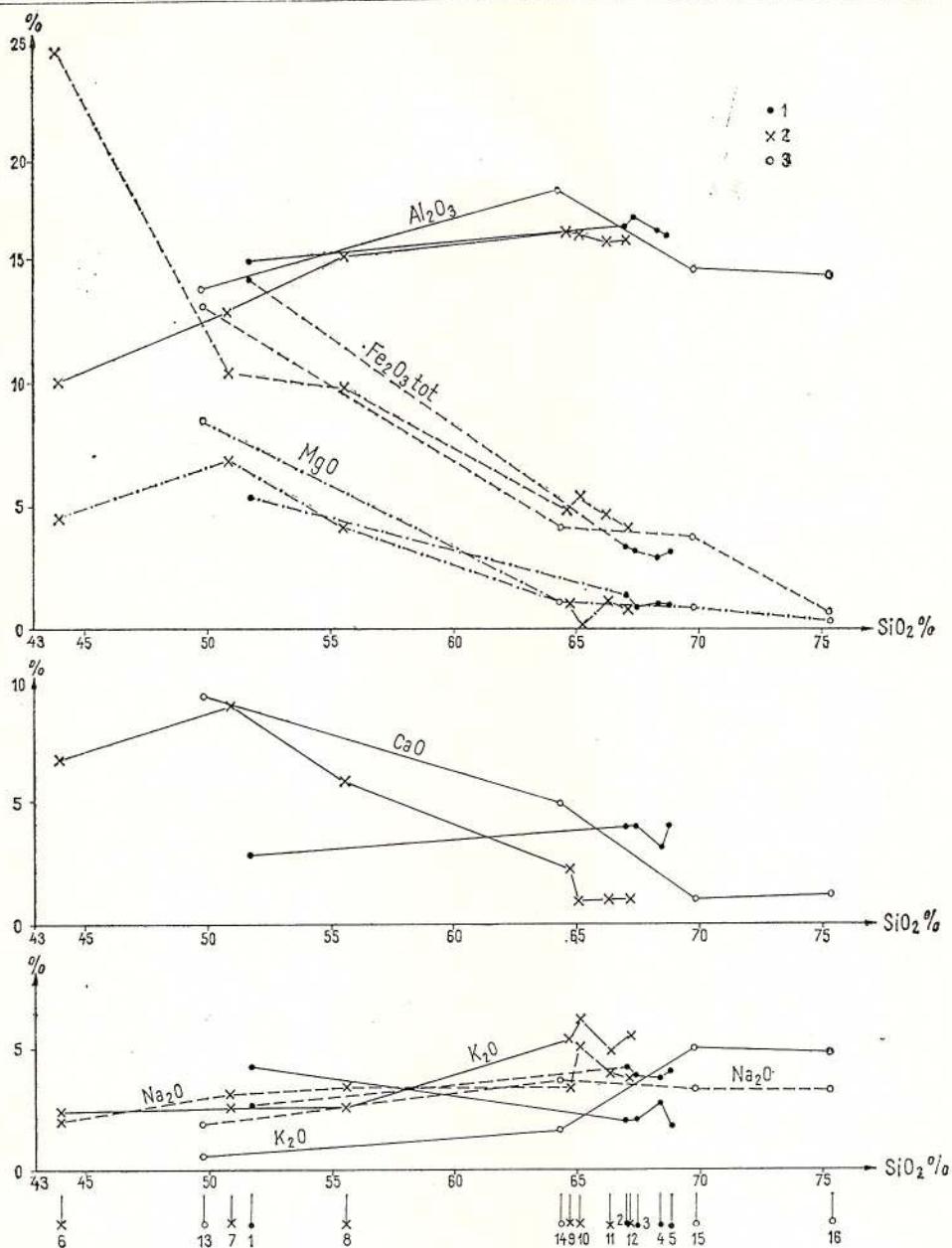
Rocile granitoide tardeorogene din regiune au fost analizate chimic (tab. 2)⁶, iar rezultatele obținute în urma prelucrării datelor prezentate în diferite tabele pe care rocile au fost grupate în granitoide de Cărpiniș, granitoide de Novaci și roci filoniene, aşa cum s-a făcut și descrierea lor petrografică, cu scopul de a scoate în evidență particularitățile petrochimice ale fiecărui facies petrografic.

Datele obținute din analiza chimică arată că între aceste trei grupe de roci există unele deosebiri de chimism, care sunt în strânsă legătură cu compoziția mineralologică a rocilor. Astfel, apar diferențe în ceea ce privește variația principaliilor oxizi, după cum urmează :

Oxizi	Granitoide de Cărpiniș %	Granitoide de Novaci %	Roci filoniene %
SiO_2	51,67 – 68,75	44,05 – 67,14	49,86 – 75,32
Al_2O_3	14,93 – 16,60	10,64 – 15,98	13,77 – 17,76
Fe_2O_3	1,04 – 4,51	1,58 – 5,94	0,29 – 3,42
FeO	1,66 – 8,71	0,44 – 16,52	0,28 – 8,76
MgO	0,83 – 5,30	0,25 – 6,86	0,36 – 8,49
CaO	2,84 – 3,97	0,89 – 8,93	1,03 – 9,29
Na_2O	2,67 – 4,19	2,03 – 4,99	1,89 – 3,77
K_2O	1,81 – 4,29	2,36 – 6,11	0,56 – 5,02
TiO_2	0,32 – 1,75	0,61 – 2,82	0,05 – 1,16

Din datele conținute în tabelul 2 și din diagrama de variație Tyrell (fig. 4) se constată că valorile cele mai scăzute pentru SiO_2 se găsesc în separațiile melanocrate (autolite) din granitoidele de Novaci și din cele de Cărpiniș, în unele diorite (44,05 – 51,67%) și într-un lamprofir de pe valea Aninișu Mare (49,86%). De la aceste roci conținutul crește treptat, atingând valoarea de 75,32% într-un aplit de pe valea Gilortului. Trebuie să menționăm că în granitele de Novaci, roci cu caracter alcalin, conținutul de SiO_2 variază între 64,71% și 67,14%.

⁶ Op. cit. pet. 2.

Fig. 4. — Diagrama de variație a oxizilor din rocile granitoide.⁷

1. granitoide de Cărpiniş; 2. granitoide de Novaci; 3. roci filoniene.

Variation diagram of oxides in granitoid rocks.

1. Cărpiniş granitoids; 2. Novaci granitoids; 3. veined rocks.

⁷ Legenda stabilită pentru această diagramă va fi utilizată și la celelalte.

TABELA
Compoziția chimică

Nr. crt.	1	2	3	4	5	6	7
Nr. probei	184	126	181	178	79	157	197
Tipurile de roci	Granitoide de Cărpiniș						
	Separație melanocr. biotitică	Grano-diorit cu biotit larg dezvoltat	Grano-diorit	Grano-diorit	Grano-diorit	Separație melanocr. amfibol. în gr. de Novaci	Diorit
Locul de colectare	V. Anișul Mare	V. Anișul Mare	V. Anișul Mare	V. Anișul Mare	V. Cărpiniș	Vf. Scărița	Vf. Scărița
SiO ₂	51,67	67,02	67,40	68,40	68,75	44,05	50,92
Al ₂ O ₃	14,93	16,19	16,60	16,11	15,93	10,64	12,81
Fe ₂ O ₃	4,51	1,46	1,13	1,05	1,04	5,94	4,19
FeO	8,71	1,66	1,84	1,68	1,81	16,52	5,58
MnO	0,20	0,06	0,07	0,06	0,06	0,34	0,19
MgO	5,30	1,34	0,83	0,94	0,92	4,55	6,86
CaO	2,84	3,97	3,97	3,16	3,97	6,67	8,93
Na ₂ O	2,67	4,19	3,88	3,81	4,06	2,03	3,13
K ₂ O	4,29	2,00	2,05	2,74	1,81	2,36	2,56
TiO ₂	1,75	0,36	0,36	0,33	0,32	2,82	1,69
P ₂ O ₅	0,33	0,12	0,13	0,12	0,11	0,92	1,04
CO ₂	—	0,33	0,56	0,22	0,24	—	—
H ₂ O ⁺	2,34	1,18	1,11	1,03	0,96	2,12	1,74
S	0,02	—	urme	urme	urme	0,09	—
Fe ₂ (FeS ₂)	—	—	—	—	—	0,08	—
ZrO ₂	—	—	—	—	—	0,51	—
Total	99,56	99,88	99,93	99,65	99,98	99,64	99,64
Indice de alcabilitate	1,86	1,89	1,81	2,03	1,84	1,68	1,71
Fe ₂ O ₃ : FeO	0,42	0,83	0,56	0,58	0,52	0,32	0,68
FeO :MgO	0,92	0,70	1,19	1,04	1,09	2,04	0,76

LUL 2

a rocilor granitoide

8	9	10	11	12	13	14	15	16
69	103	158	200a	200b	173	136	201	10
Granitoide de Novaci					Roci filoniene			
Diorit cuarțifer	Granit de Novaci	Granit roșu	Granit de Novaci	Granit de Novaci	Lam-profir	Porfir-grano-dioritic	Granit porfiric cu fenocr. roz	Aplit
V. Gi-lortului	V. Gi-lortului	Vf. Scărița	V. Gi-lortului	V. Gi-lortului	V. Ani-nișul Mare	V. Ani-nișul Mare	V. Gi-lortului	V. Gi-lortului
%	%	%	%	%	%	%	%	%
55,55	64,71	65,15	66,31	67,14	49,86	64,36	69,83	75,32
15,13	15,95	15,98	15,62	15,70	13,77	17,76	14,49	14,30
2,66	2,20	4,84	2,02	1,58	3,42	1,60	1,72	0,29
6,38	2,34	0,44	2,28	2,18	8,76	2,18	1,84	0,28
0,14	0,07	0,02	0,07	0,06	0,16	0,09	0,05	0,02
4,14	1,07	0,25	1,09	0,87	8,49	1,12	0,78	0,36
5,85	2,20	0,89	1,03	1,03	9,29	4,96	1,03	1,20
3,42	3,43	4,99	4,03	3,88	1,89	3,77	3,28	3,34
2,49	5,31	6,11	4,93	5,42	0,56	1,66	5,02	4,77
1,47	0,67	0,72	0,67	0,61	1,16	0,46	0,52	0,05
0,68	0,23	0,25	0,23	0,21	0,17	0,20	0,16	0,01
0,20	0,43	0,08	—	—	urme	0,14	—	—
1,68	1,19	0,49	1,44	1,08	2,62	1,35	1,15	0,36
0,07	urme	urme	urme	—	urme	urme	—	urme
0,06	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,92	99,80	100,21	97,72	99,76	100,15	99,65	99,87	100,30
1,78	2,21	3,90	2,88	2,73	1,24	1,63	2,46	2,51
0,38	0,88	10,00	0,78	0,65	0,35	0,65	0,84	1,00
1,23	1,19	1,00	1,19	1,48	0,58	1,11	1,32	0,44



Conținutul de Al_2O_3 prezintă valori mai mici în separațiile melanocrate, diorite și lamprofire, dar crește apoi treptat în rocile granodioritice, după care prezintă o ușoară scădere spre termenii cei mai acizi ai acestor grupe de roci granitoide. Remarcăm că conținutul cel mai ridicat de Al_2O_3 (17,76%) s-a determinat într-un porfir granodioritic de pe valea Aninișu Mare.

Suma oxizilor de fier prezintă în general o variație normală. Valoarea cea mai ridicată este atinsă în separația melanocrată amfibolică din granitul de Novaci, iar valoarea cea mai scăzută s-a determinat într-un aplit (anal. 16) de pe valea Gilortului. Conținutul de MgO , se constată în ansamblu, variază în același sens ca și conținutul de fier, descreșcând de la termenii mai bazici spre cei mai acizi ai celor trei grupe de roci. Sunt de remarcat unele cazuri în care raportul dintre conținutul de fier și cel de magneziu este antipatetic, cum este cazul separației melanocrate amfibolice (anal. 6) și al granitului roșu de Novaci (anal. 10).

În privința CaO , se constată unele fluctuații în variația acestui oxid în cele trei grupe de roci. Conținutul cel mai ridicat apare în diorite, lamprofire și în separația amfibolică din granitul de Novaci, de la care el scade treptat spre rocile acide, filoniene și în granitele de Novaci. În granitoidele de Cărpiniș care sunt în general de compoziție granodioritică, CaO variază în limite mult mai restrânse.

Oxidul de potasiu crește în general de la rocile bazice spre cele acide. Se constată în această privință un paralelism între curba granitoidelor de Novaci și cea a rocilor filoniene (fig. 4). Curba acestora din urmă indică însă valori în general mai scăzute decât curba granitoidelor de Novaci. În granitoidele de Cărpiniș variația conținutului de K_2O este întrucîntă diferită, situație determinată de faptul că primul termen al grupei este o separație melanocrată biotitică — rocă de acumulare — relativ bogată în K_2O , iar ultimii termeni prezintă un conținut de K_2O mai scăzut decât termenii acizi din celelalte grupe de roci. În ce privește conținutul de Na_2O , remarcăm o ușoară creștere la începutul fiecărei serii de roci, valorile conținutului său menținindu-se apoi în limite destul de apropiate. Cel mai ridicat conținut de Na_2O , ca și cel de K_2O , apare în granitul roșu de Novaci (anal. 10).

Din punct de vedere al conținutului de K_2O și Na_2O , există o deosebire destul de clară între granitoidele de Cărpiniș care sunt mai bogate în Na_2O decât în K_2O și cele de Novaci, în care raportul dintre acești doi compoziți se menține în favoarea K_2O (fig. 4).

Conținutul de TiO_2 prezintă de asemenea unele caracteristici. Astfel, se remarcă conținuturi destul de ridicate de TiO_2 în rocile mai baze, cum sunt separațiile melanocrate și dioritele, precum și conținuturi relativ ridicate (0,61–2,82%) pentru toată seria granitelor de Novaci, ceea ce constituie una din caracteristicile principale prin care aceste roci se deosebesc de granitoidele din alte grupe de roci intrusive acide din autohtonul danubian. Același caracter îl prezintă și rocile filoniene acide, care sunt derivate direct din magma granitoidelor de Novaci, cum este granitul porfiric de pe valea Gilortului (anal. 15).

Compoziția normată CIPW a rocilor granitoide, calculată din analiza chimică, scoate în evidență o serie de particularități ale acestora (tab. 3).

În timp ce în majoritatea rocilor granitoide cuarțul normativ este prezent, în separația melanocrată amfibolică din granitul de Novaci și în unul din dioritele din aceeași grupă de roci el lipsește. Remarcăm însă că în aceste roci apare ca mineral normativ olivina, care variază între 2,11 și 6,21%. În privința conținutului de cuarț normativ din celelalte roci se constată că el este mai ridicat în general în granitoidele din faciesul de Cărpiniș și în rocile filoniene, unde depășește 20%. Din contră, granitele de Novaci conțin cuarț normativ sub 20%.

În ceea ce privește variația conținutului de compoziții normative ai feldspațiilor (*or*, *ab*, *an*) se remarcă de asemenea unele deosebiri între cele trei grupe de roci, observații din care exceptăm însă separațiile melanocrate și dioritele. Astfel granitele de Novaci sunt mai bogate în feldspat potasic (28,91–36,14%) și mai sărace în anortit (1,95–7,23%). Rocile acide din faciesul granitoidelor de Cărpiniș se comportă invers; ele conțin ortoză normativă între 10,56 și 16,12% și anortit între 13,34 și 17,24%. Este evident că această deosebire este determinată pe de o parte de faptul că rocile acide din faciesul de Cărpiniș sunt reprezentate preponderent prin granodiorite, iar cele din grupa de Novaci prin granite și pe de altă parte de caracterul alcalin al acestora din urmă. Observăm de asemenea, că în trecut toate rocile din masivul granitoid de la nord de Novaci erau încadrare la granite. Cercetările noastre (Savu, 1972) au arătat că în cadrul acestui pluton se deosebesc mai multe tipuri de roci, dispuse în zone sau faciesuri și subfaciesuri diferite.

Valorile conținutului de albit normativ sunt mai variate în granitele de Novaci, în care acest component oscilează între 28,82 și 42,44%. În granitoidele de Cărpiniș variațiile conținutului de *ab* se mențin în limite mai restrinse și anume, între 31,96 și 35,63%. Rocile filoniene prezintă conținuturi de anortit normativ mult mai variabile, fapt ce se explică



TABELUL 3

Compoziția normală (C.I.P.W.) a rocilor granitoidice

Minerale norm.	Tipurile de roci		Granitoide de Cărpiniș						Granitoide de Novaci						Roci filoniene			
	Nr. crt.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
qu	1,98	25,14	28,02	27,96	28,32	—	—	7,62	19,38	11,34	19,98	19,86	2,88	23,40	28,02	34,32		
or	25,58	11,68	12,23	16,12	10,56	13,90	15,59	15,01	31,14	36,14	28,91	31,69	3,34	10,01	29,47	28,36		
ab	22,53	35,63	33,01	31,96	34,58	17,29	26,72	28,82	42,44	34,06	33,01	16,24	31,96	27,77	28,30			
an	12,23	16,68	15,29	13,34	17,24	12,79	13,07	18,35	7,23	1,95	4,45	4,45	27,24	22,80	4,45	5,84		
di	—	—	—	—	—	12,44	19,70	3,65	—	—	—	14,65	—	—	—	—		
hy	22,87	4,62	3,95	4,15	4,41	18,21	9,16	15,77	3,92	0,60	4,15	3,95	25,61	4,91	3,09	1,03		
ol	—	—	—	—	—	6,21	2,11	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
c	1,33	1,02	2,35	2,04	0,92	—	—	—	2,04	0,41	2,04	1,84	—	1,43	2,04	1,43		
ap	0,67	0,34	0,34	0,34	0,34	2,02	2,35	1,68	0,34	0,67	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	—		
cc	—	0,80	1,30	0,50	0,60	—	—	0,50	1,00	0,20	—	—	—	0,30	—	—		
il	3,34	0,76	0,76	0,61	0,61	5,32	3,19	2,89	1,37	0,91	1,37	1,22	2,28	0,91	0,91	0,15		
ru	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,24	—	—	—	—	—	—		
ml	6,50	2,09	1,62	1,62	1,39	8,58	6,03	3,94	3,25	—	3,02	2,32	4,87	2,32	2,55	0,46		
hm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,80	—	—	—	—	—	—		
pr	—	—	—	—	—	0,18	—	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—		
Q %	3,9	34,7	38,2	36,8	38,5	—	—	14,8	24,4	12,6	24,1	23,5	12,8	35,8	32,8	37,7		
Or %	51,1	16,1	16,7	21,2	14,4	44,6	36,8	29,2	39,3	40,2	34,8	37,5	15,2	15,3	34,6	31,2		
Ab %	45,0	49,2	45,1	42,0	47,1	55,4	63,2	56,0	36,3	47,2	41,1	39,0	72,0	48,9	32,6	31,1		



prin aceea că ele cuprind roci derivate atât din magma granitoidelor din faciesul de Novaci, cît și din aceea a granitoidelor de Cărpiniș sau dintr-o magmă tîrzie consanguină, cu totul specială, cum a fost magma din care au provenit lamprofirele.

Componenții mineralelor melanocrate prezintă și ei unele particula-rități în cele trei grupe de roci. În separația melanocrată amfibolică din granitul de Novaci și în cele două diorite apar ca minerale normative atât hiperstenul cît și diopsidul, iar la două din ele s-a menționat deja și olivina. Hiperstenul normativ apare însă în toate rocile și prezintă conținuturi mai ridicate în termenii bazici din fiecare grupă petrografică analizată.

Remarcăm că magnetitul normativ este prezent în toate grupele de roci, cu excepția granitului roșu de Novaci, în care fierul din compoziția sa se găsește sub formă de hematit, întrucât roca a suferit fenomene de autometamorfism.

Parametrii magmatici Niggli (B u r r i, 1959) repartizează rocile granitoide, cu excepția separațiilor melanocrate, la mai multe tipuri de magme (tab 4). Granitoidele din faciesul de Cărpiniș corespund magmelor normal-granodioritice pînă la farsunditice, tipuri de magmă ce aparțin seriei calco-alcaline. Rocile din faciesul granitoidelor de Novaci corespund și ele la următoarele tipuri de magmă : dioritele se încadrează la magmele normal-gabbro-dioritice, avînd parametrul k mai mare și la magme normal-dioritice spre lamprodioritice, magme ce aparțin de asemenea seriei calco-alcaline. În schimb, granitele de Novaci aparțin unor tipuri de magmă cu puternice tendințe spre seria magmelor alcali-potasice și anume : granitică-granosienitică, kalinordmarkitică cu parametrul mg mai mic, juvitică și repakiwitică cu parametrul si mai mic .

Pe baza acestor date putem stabili că provincia granitoidelor bai-caleiene din autohtonul danubian aparține seriei magmelor calco-alcaline, în cadrul său separîndu-se o subprovincie cu roci diferențiate din aceeași magmă, care au caracter tipice seriei magmelor alcali-potasice (S a v u et al., 1972)⁸, așa cum rezultă și din diagrama din figura 5, construită după modelul stabilit de W r i g h t (1969).

Rocile filoniene corespund la magme foarte variate, aparținînd atât seriei calco-alcaline (*al-hornblenditică* spre *hornblenditică*, *granodioritică*, *aplitgranitică*), cît și unor magme cu caracter mixt (*leucogranitică-rapa-kiwitică*).

⁸ Op. cit. pct. 2.

TABEULU 4
Valorile parametrilor Niggli pentru rocile granitoide

Nr. crt.	Tipurile de roci	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>w</i>	<i>Qz</i>	<i>Q</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	Tipul de magmă
1	Carpathians	144,1	24,5	52,1	8,5	14,9	0,52	0,42	0,16	3,7	0,34	0,32	-15,5	31,0	38,9	30,1	Dioritică-lamproitică
2	Granitoidic de Novaci	283,2	40,4	19,0	18,0	22,6	0,24	0,44	0,95	1,3	0,25	0,44	92,8	51,1	42,2	6,7	Granodioritică-farsunditică
3	Granitoidic de Novaci	295,3	42,9	16,0	18,7	22,4	0,26	0,34	1,2	1,3	0,26	0,36	105,7	52,7	40,7	6,6	Farsunditică
4	Granitoidic de Novaci	311,2	43,2	16,9	15,3	24,6	0,32	0,37	0,91	1,1	0,27	0,37	112,8	53,2	39,7	7,1	Farsunditică
5	Granitoidic de Novaci	307,0	41,8	16,4	19,0	22,8	0,22	0,38	1,2	1,1	0,27	0,32	115,8	53,6	40,9	5,5	Farsunditică
6	Rocă filionitică	104,4	14,8	60,0	16,9	8,3	0,43	0,27	0,28	5,0	0,85	0,25	-28,8	23,0	29,6	47,4	Kalihornblenditică
7	Rocă filionitică	127,0	18,9	45,4	23,8	11,9	0,35	0,56	0,52	3,1	1,0	0,40	-20,6	28,0	35,1	36,9	Gabbrodiortitică-melagabriodioritică
8	Granitoidic de Novaci	164,6	26,3	40,6	18,5	14,6	0,33	0,45	0,46	3,4	0,89	0,28	6,2	36,4	39,5	24,1	Dioritică-lamprodioritică
9	Granitoidic de Novaci	273,3	39,8	22,1	9,9	28,2	0,50	0,30	0,45	2,3	0,25	0,47	60,5	46,6	44,3	9,1	Granitică-granosienitică
10	Granitoidic de Novaci	277,5	40,2	18,4	4,1	37,3	0,45	0,08	0,22	2,3	0,51	0,91	28,3	42,3	50,7	7,0	Kalinordmarkitică
11	Granitoidic de Novaci	294,4	40,8	22,9	5,1	31,2	0,44	0,31	0,22	2,4	0,27	0,45	69,6	47,6	42,6	9,8	Juvitică
12	Granitoidic de Novaci	305,4	42,1	19,9	5,2	32,8	0,48	0,29	0,26	2,2	0,27	0,39	74,2	48,1	43,5	8,4	Rapakiwitică
13	Rocă filionitică	116,1	18,9	52,7	23,2	5,2	0,16	0,56	0,44	2,1	0,14	0,25	-4,7	30,8	29,8	39,4	Al-hornblenditică-hornblendiftică
14	Rocă filionitică	254,1	41,5	19,0	20,8	18,7	0,23	0,35	1,1	1,4	0,24	0,39	79,3	50,1	41,4	8,5	Granodioritică
15	Rocă filionitică	348,2	42,5	20,1	5,7	31,7	0,50	0,28	0,28	1,8	0,30	0,47	121,4	52,9	39,0	8,1	Leucogranitică-rapakiwitică
16	Rocă filionitică	443,2	49,5	6,0	7,4	37,1	0,49	0,53	1,2	0,4	-	0,50	194,8	58,5	38,8	2,7	Aplitgranitică



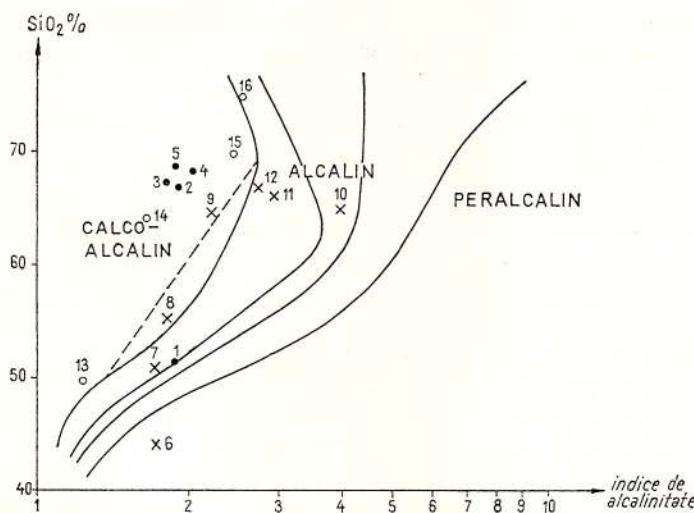


Fig. 5. — Distribuția rocilor granitoide pe diagrama de variație a raportului alcalinității.

Distribution of granitoid rocks on the variation diagram of the alkalinity ratio.

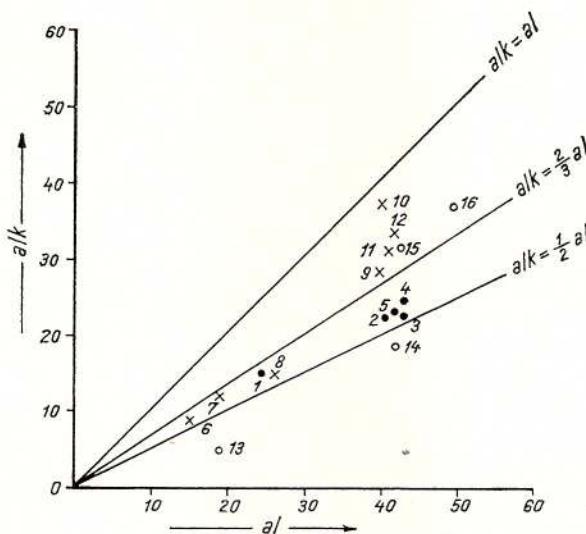


Fig. 6. — Diagrama $al : alk$.
 $al : alk$ diagram.

Diagrama *al : alk* (fig. 6) scoate de evidență caracterul de roci cu conținut de alcalii intermediu al granitoidelor de Cărpiniș, caracterul de diferențiate sărace în alcalii al rocilor filoniene care le însotesc pe acestea și tendința de îmbogățire treptată în alcalii a granitelor de Novaci și a rocilor filoniene asociate lor. Acestea din urmă se păstrează în domeniul bogat în alcalii, una din roci (anal. 10) fiind destul de aproape de limita cu domeniul rocilor paracalcaroase. Se remarcă faptul că rocile melanocrate formează un cîmp separat de cel al rocilor leucocrate, situat în apropierea colțului diagramei, ceea ce presupune valori mici ale parametrilor *al* și *alk* ai acestor roci în raport cu parametrii celor leucocrate, din a căror magmă au derivat fie prin acumulare de cristale (separații melanocrate — autolite), fie prin diferențiere magmatică de altă natură (diorite și lamprofir).

Separatiile melanocrate și dioritele, roci bogate în mafite, se proiectează pe diagrama *al : fm* (fig. 7) în general între cîmpul femic și cel semi-

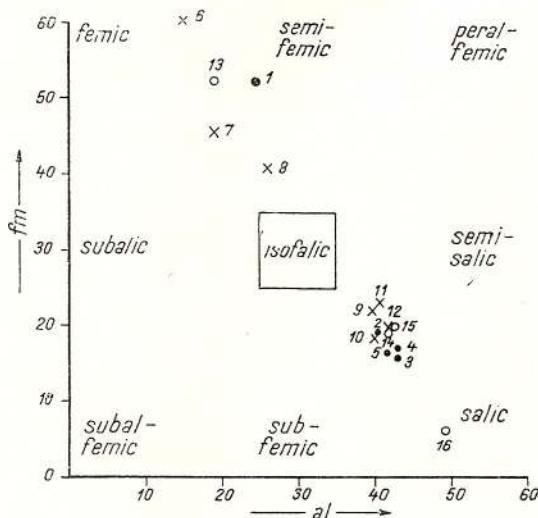


Fig. 7. — Diagrama *al : fm*.

al : fm diagram.

femic, iar majoritatea granodioritelor de Cărpiniș și a granitelor de Novaci se situează între cîmpurile izofalic și salic. O singură rocă, aplitul de pe valea Gilortului (anal. 16) se proiectează în cîmpul salic. Comparativ cu rocile granitoide cercetate în regiunea valea Sadului-Stăncești (Savu et al., 1972), există unele deosebiri de chimism, în sensul că rocile sino-

rogene și tardeorogene din zona menționată se proiectează de regulă, în cîmpul salic.

Rocile leucocrate din plutonul de la Cărpiniș-Novaci sunt în general mai bogate în cuart, astfel că pe diagrama QLM (fig. 8) ele se proiectează în cea mai mare parte deasupra liniei PF și în apropierea laturei QL.

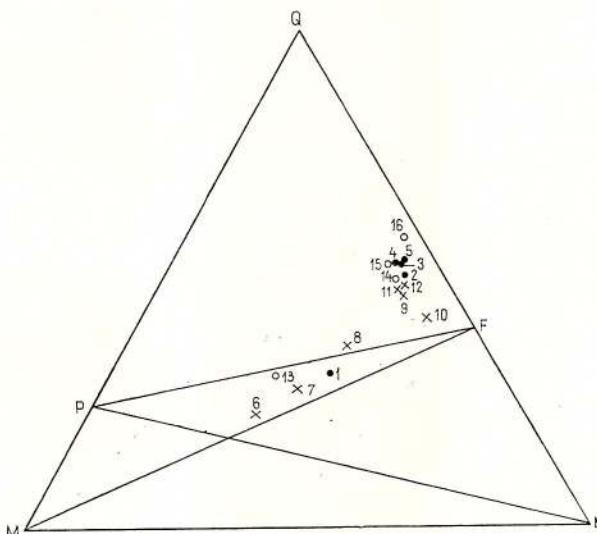


Fig. 8. — Diagram QLM.
QLM diagram.

Din contră, rocile bazice (diorite și lamprofire) și separațiile melanocrate se găsesc pe diagramă sub latura PF, în cîmpul rocilor sărace în SiO_2 , sau nesaturate în acest component.

Caracteristicile petrochimice ale rocilor granitoide din cele trei grupe de roci rezultă clar și din diagrama din figura 9, pe care ele se proiectează într-un cîmp cuprins între diagonalele $0,6\text{ K} - 0,6\text{ mg}$ și $1,0\text{ K} - 1,0\text{ mg}$. Fac excepție două roci, și anume, granitul roșu de Novaci (anal. 10) al cărui parametru mg este foarte mic și în consecință roca se proiectează sub diagonala $0,6\text{ K} - 0,6\text{ mg}$, și aplitul de pe valea Gilortului (anal. 16) care se proiectează puțin deasupra diagonalei $1,0\text{ K} - 1,0\text{ mg}$. Distribuția rocilor în sensul orientării celor două diagonale indică faptul că magma granitoidă primară a urmărit în principal linia de diferențiere a magmelor calco-alcaline. Trebuie subliniat faptul că în cadrul cîmpului de proiecție al rocilor din plutonul de la Cărpiniș-Novaci, granitele de Novaci formează

un grup aparte, caracteristic, ele grupindu-se în partea inferioară a domeniului de proiecție cuprins între cele două diagonale.

Linia de diferențiere a magmelor granitoide din plutonul de la Cărpiniș-Novaci rezultă cu mai multă claritate din diagrama din figura 10. După cum se poate constata, parametrii *al* și *alk* urmăresc un sens ascen-

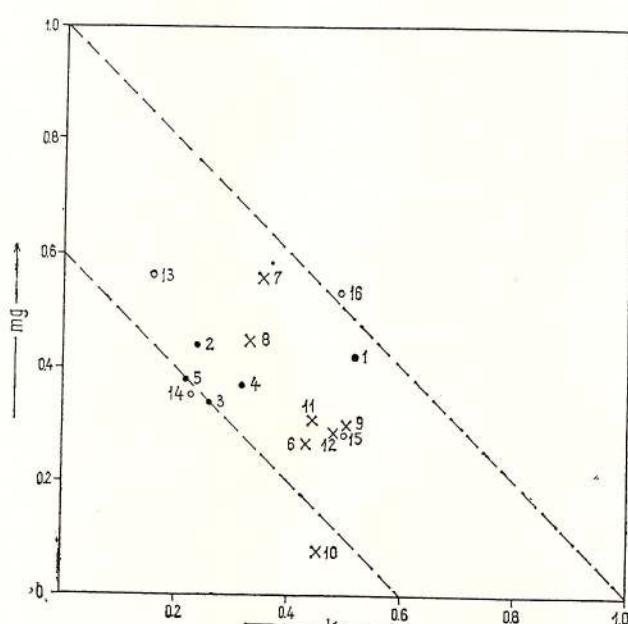


Fig. 9. — Diagrama $k : mg$.

$k : mg$. diagram.

dent, curbele lor menținîndu-se aproape paralele. Curbele parametrului *fm* din cele trei grupe de roci prezintă un sens de variație descendent, scăzînd mai puternic în porțiunea cuprinsă între rocile bazice și cele granodioritice, ele menținîndu-se grupate într-un fascicol destul de strîns, ca de altfel și curbele parametrilor *al* și *alk*. Într-un mod mai deosebit se comportă parametrul *c* ale cărui curbe, deși sead de la rocile mai bazice spre cele mai acide, sînt în general mai îndepărtate între ele.

Punctul de izofalie (*al/fm*) al întregii asociații de roci granitoide tardeorogene din plutonul de la Cărpiniș-Novaci se situează în intervalul în care $Si = 200-220$, interval specific provinciilor calco-alcaline. Remarcăm aici, aşa cum a rezultat și din alte diagrame anterioare, că între

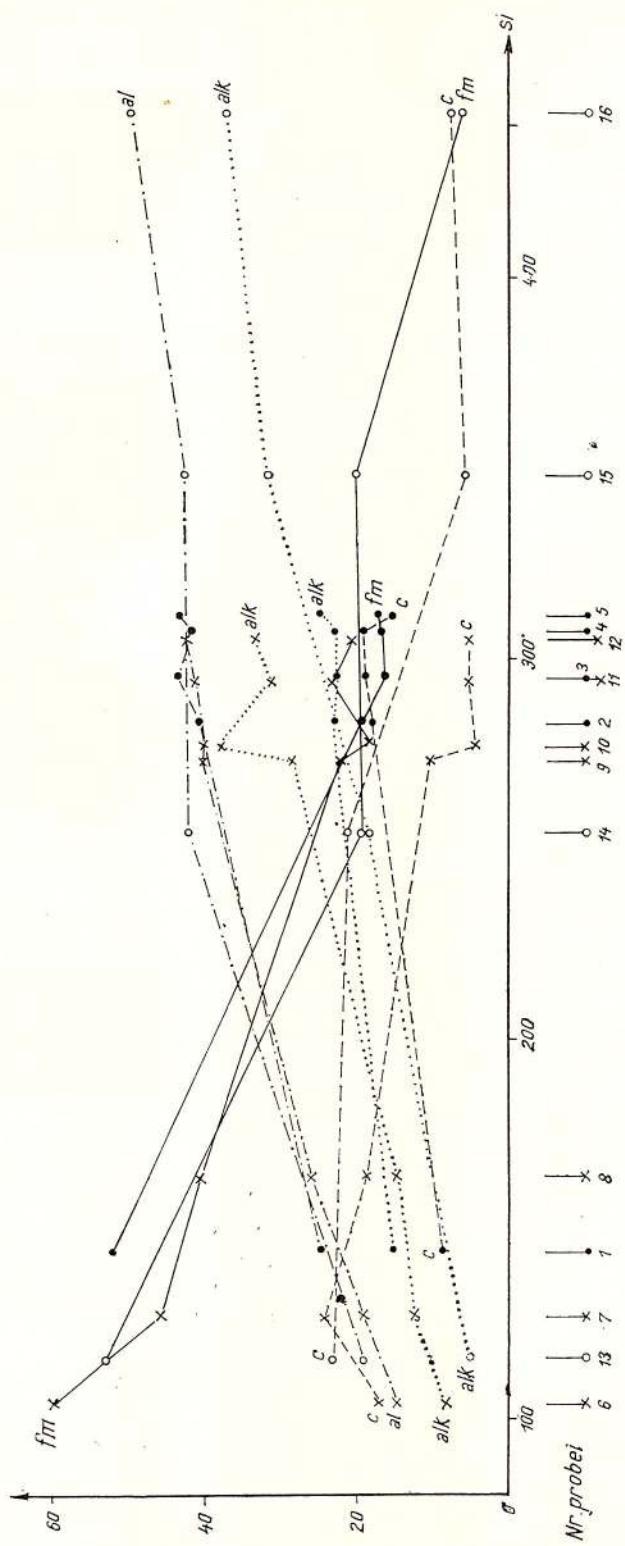


Fig. 10. — Diagrama de diferențiere a rocilor din faciesurile granitoide.
Differentiation diagram of rocks from granitoid facies.



separațiile melanocrate și cele dioritice asociate granitoidelor nu apar roci intermediare, ceea ce ar demonstra caracterul lor de roci de acumulare, constituite din cristale formate în prima fază de cristalizare a magmei calco-alcaline.

Distribuția elementelor minore în rocile granitoide

Pentru a stabili unele concluzii privind legile de distribuție a elementelor minore din rocile granitoide tardeorogene din faciesurile plutonului de la Cărpiniș-Novaci și din regiunea înconjurătoare, au fost analizate prin spectroscopie de emisie rocile tardeorogene din tabelul 2, care fiind analizate și chimic, permit o aprofundare a relațiilor dintre elemente majore și cele minore (tab. 5). Pe lângă acestea, pentru a avea o vedere mai largă asupra distribuției elementelor minore în gama foarte variată de roci granitoide din regiune, au mai fost analizate spectral încă 36 probe,

TABELUL 5

*Elementele minore din rocile granitoide
din tabelul 2*

	Nr. crt.	Nr. probei	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sr	Ba	Be	Li	Zr
			p. p. m.											
Granitoide de Cărpiniș	1	184	8	160	26	28	27	20	83	250	1750	<1	38	290
	2	126	11	47	16	5,5	5	3	28	700	870	1,3	26	105
	3	181	14	70	18	3,5	4	<1	14	670	640	1,6	36	145
	4	178	16	50	17	1,5	3	<1	11	360	770	2,0	38	160
	5	79	19	110	17	3	4	1	20	390	310	1,6	27	100
Granitoide de Novaci	6	157	9	66	34	15	26	11	140	110	400	5,0	22	1400
	7	197	9	23	18	125	21	120	110	700	1300	2,0	19	280
	8	69	10	53	20	35	20	53	92	480	880	3,2	41	380
	9	103	18	72	19	3,5	5	1,5	21	340	1450	2,6	19	480
	10	158	17	105	12	2,5	3	1,5	13	140	1400	2,0	4	580
	11	200a	12	105	17	3,5	6,5	1,5	16	270	1170	3,0	34	560
	12	200b	16	98	20	3,5	7,0	1,5	15	240	1200	2,3	24	500
Roci filoniene	13	173	5	155	14	140	40	235	175	190	90	<1	8	130
	14	136	20	34	21	3	4	2	22	530	520	1,8	45	160
	15	201	15	63	20	3,5	4,5	2	16	240	1050	3,2	19	400
	16	10	25	34	14	1	<2	<1	<2	230	390	<1	1-3	<40



care cuprind de asemenea roci din faciesurile granitoidelor de Cărpiniș și de Novaci și roci filoniene (tab. 6).

Pentru probele analizate chimic s-a calculat indicele de diferențiere după Nockolds și Allen (1953, 1954, 1956) de forma $\left(\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K}\right) - (\text{Ca} + \text{Mg})$ și rapoartele dintre elementele minore și cele majore pe care le pot substitui izomorf (tab. 7). În funcție de aceste date, elementele minore și cele majore au fost proiectate, după afinitățile lor geochemice, în diferite diagrame de variație, pe a căror abscisă s-au luat valorile indicelui de diferențiere din tabelul 7 sau în diagrame de corelație.

Pentru toate probele analizate s-au calculat rapoartele dintre diferitele perechi de elemente minore cu proprietăți geochemice apropriate sau

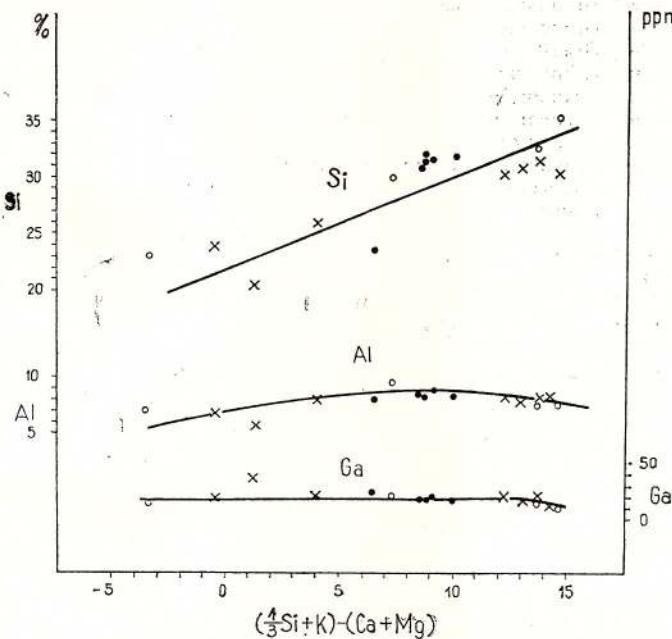


Fig.11. — Diagrama de variație a Si, Al și Ga.

Variation diagram of Si, Al and Ga.

asemănătoare și s-au proiectat aceste perechi de elemente în coordonate dublu-logaritmice. Au fost excluse din aceste considerații rocile filoniene ale căror puncte de proiecție sunt foarte dispersate.

După cum rezultă din diagrama din figura 11, curba de variație a Ga pentru întreaga asociație de roci granitoide considerată ca o singură

TABELA

Elemente minore

	Nr. ct.	Nr. probei	Tipul de rocă	Locul de colectare	Pb	Cu
Granitoide de Cărpiniș	1	127	Granodiorit	V. Mare-Radoși	14	100
	2	18	Granodiorit	V. Gilort	16	76
	3	85	Granodiorit hidrotermalizat	V. Cărpiniș	16	9
	4	135	Granodiorit	V. Mare-Radoși	17	115
	5	21	Granodiorit	V. Gilort	12	10
	6	8	Granodiorit gnaasic	V. Gilort	18	8
	7	17	Granodiorit	V. Gilort	13	13
	8	70	Granit fin	V. Gilort	25	10
	9	140	Granit fin	V. Aninișu Mare	13	10
	10	129	Granodiorit	V. Aninișu Mare	6	16
	11	80	Granodiorit	V. Cărpiniș	14	7
	12	133	Granodiorit	V. Aninișu Mare	8	16
	13	182	Granodiorit cu feldspat potasic poichilitic	V. Aninișu Mare	13	25
	14	179	idem	V. Aninișu Mare	13	11
	15	77	Granodiorit	V. Cărpiniș	13	11
	16	56	Leucogranit fin	V. Gilort	26	14
	17	195	Granit pegmatoid	V. Ciocăzeaua Mare	38	15
	18	28	Granit filonian	V. Drăgoești	40	56
Granitoide de Novaci	19	198	Diorit cuarțifer	Vf. Scărița	7	110
	20	194	Diorit cuarțifer	V. Ciocăzeaua Mare	8	87
	21	59	Diorit cuarțifer	V. Gilortului	14	74
	22	38	Diorit cuarțifer	V. Sunătoarea	12	17
	23	68	Separație dioritică	V. Gilortului	14	48
	24	67	Diorit cuarțifer	V. Gilortului	12	58
	25	36	Diorit cuarțifer	V. Sunătoarea	6	110
	26	74	Granit de Novaci	V. Gilortului	18	14
Roci filoniene	27	101	Porfir cuarț-dioritic	V. Gilortului	14	325
	28	110	Porfir cuarț-dioritic	V. Gilortului	6	15
	29	134	Porfir dioritic epidotizat	V. Mare-Radoși	15	8
	30	42	Porfir dioritic	V. Sunătoarea	8,5	95
	31	137	Porfir granodioritic	V. Aninișu Mare	7	100
	32	58	Porfir granitic	V. Gilortului	5,5	19
	33	9	Porfir	V. Gilortului	18	10
	34	202	Porfir granitic	P. Strugazului	22	7
	35	19	Aplit	V. Gilortului	22	48
	36	102	Aplit cu turmalină	V. Gilortului	20	115
	37	82	Porfir granitic	V. Cărpinișului	26	38
	38	49	Aplit	V. Crasna	11	15
	39	75	Aplit	V. Gilortului	22	5
	40	71	Aplit	V. Gilortului	42	110



LUL 6

din rocile granitoide

Ga	Ni	Co	Cr	V	Sr	Ba	Be	Li	Zr	$\frac{Sr}{Ba}$	$\frac{Co}{Ni}$	$\frac{Cr}{Ni}$	$\frac{Cr}{V}$
16	4	4,5	4	40	420	380	1,7	20	90	1,10	0,89	1,00	0,10
18	4	5	3,5	30	340	480	1,7	22	130	0,71	1,25	0,87	0,12
18	3,5	5	2	27	225	360	2,0	43	76	0,62	1,43	0,57	0,07
18	3	4	2	27	310	530	1,8	43	90	0,58	1,33	0,66	0,07
17	3,5	3,5	2	26	250	440	2,4	23	115	0,57	1,00	0,57	0,08
18	2,5	3,5	1,5	26	400	1000	1,5	38	120	0,40	1,40	0,60	0,06
18	4,5	3,5	2	24	300	420	2,5	26	82	0,71	0,78	0,44	0,08
22	3,5	4,5	5	22	165	780	4,3	52	290	0,21	1,28	1,42	0,23
18	2,5	4,5	1,5	22	520	1300	1,6	36	90	0,40	1,80	0,60	0,07
19	5	4	3	22	680	600	1,6	41	120	1,13	0,80	0,60	0,14
16	3	4	1,5	21	350	280	1,5	38	115	1,25	1,33	0,50	0,07
18	3	4	1,5	18	520	720	1,8	46	92	0,72	1,33	0,50	0,08
17	2,5	3,5	1	18	480	1300	1,6	32	120	0,37	1,40	0,40	0,06
21	2,5	4	1	17	500	620	2,0	43	120	0,81	1,60	0,40	0,06
17	2,5	2,5	1,5	16	720	950	2,0	20	130	0,76	1,00	0,60	0,09
14	2	2	<1	4	55	470	2,6	1-3	74	0,12	1,00		
19	3	2,5	<1	2	75	660	<1	3	<40	0,11	0,83		
14	2,5	<2	<1	<2	52	480	1,2	5	<40	0,11		0,60	
15	135	32	230	260	780	1350	2,5	20	260	0,58	0,24	1,70	0,88
17	34	35	50	230	600	1050	2,3	19	280	0,57	1,03	1,47	0,22
22	40	25	28	220	670	2100	3,3	24	470	0,32	0,62	0,70	0,13
17	14	21	54	185	440	470	2,5	18	190	0,94	1,50	3,85	0,29
23	29	18	58	155	390	1300	3,6	66	390	0,30	0,62	2,00	0,37
15	37	20	<1	140	620	1100	2,9	32	420	0,56	0,54		
23	18	17	65	100	500	570	2,6	26	240	0,88	0,94	3,61	0,65
18	4	6,5	2	29	350	1400	3,6	16	500	0,25	1,62	0,50	0,07
26	13	13	11	75	290	750	4,6	51	400	0,39	1,00	0,84	0,15
16	15	11	9	74	540	570	<1	40	125	0,95	0,73	0,60	0,12
32	3	4	2	52	300	35	3,0	6	52	8,57	1,33	0,66	0,04
22	5	7	8	41	140	220	2,1	31	210	0,84	1,40	1,60	0,19
22	3	5	1,5	23	660	680	1,8	30	140	0,97	1,67	0,50	0,06
20	5,5	5	4	21	210	1250	2,9	23	320	0,17	0,91	0,70	0,19
19	2,5	4	1,5	19	315	950	1,7	32	130	0,33	1,60	0,60	0,80
19	2	3,5	3	8	150	1000	2,8	9	230	0,15	1,75	1,50	0,37
14	2,5	<2	1,5	8	128	200	1,0	1-3	<40	0,64		0,60	0,19
19	2	<2	<1	3	34	160	5,4	<1	40	0,21			
15	<1	<2	<1	2	70	90	1,8	1-3	40	0,78			
17	2,5	3	<1	<2	145	110	2,6	<1	<40	1,32	1,20		
15	<1	<2	<1	5	130	950	1,3	1-3	80	0,14			
14	2	<2	<1	<2	75	280	2,2	3	<40	0,27			



TABE

Rapoartele dintre elementele minore

Nr. crt.	Nr. probei	$Co \times 10^3$	Fe^{2+}	$Co \times 10^3$	Mg	$Co \times 10^3$	Fe_{tot}	$Ni \times 10^3$	Fe^{2+}	$Ni \times 10^3$	Fe_{tot}	$Gr \times 10^3$	Fe^{3+}	$Gr \times 10^3$	Fe_{tot}	Cr/Ni	Co/Ni	$V \times 10^3$	Fe^{3+}
1	184	0,39	0,84	0,27	0,41	0,87	0,28	0,63	0,20	0,71	0,96	2,63							
2	126	0,38	0,61	0,21	0,42	0,68	0,23	0,29	0,13	0,54	0,91	2,74							
3	181	0,27	0,80	0,18	0,24	0,70	0,15					1,14	1,77						
4	178	0,22	0,52	0,14	0,11	0,26	0,07					2,0	1,51						
5	79	0,28	0,72	0,18	0,21	0,55	0,14	0,14	0,05	0,33	1,38	2,74							
6	157	0,20	0,94	0,15	0,11	0,54	0,08	0,26	0,06	0,73	1,73	3,37							
7	197	0,48	0,50	0,28	2,88	3,02	1,71	4,09	1,65	0,96	0,17	3,75							
8	69	0,40	0,80	0,29	0,70	1,40	0,51	2,85	0,78	1,51	0,57	4,95							
9	103	0,27	0,76	0,14	0,19	0,53	0,10	0,10	0,04	0,43	1,43	1,36							
10	158	0,88	2,00	0,08	0,73	1,66	0,56	0,04	0,04	0,60	1,20	0,38							
11	200a	0,36	0,98	0,20	0,19	0,53	0,11	0,11	0,05	0,43	1,86	1,13							
12	200b	0,41	1,34	0,25	0,20	0,67	0,12	0,14	0,05	0,43	2,00	1,36							
13	173	0,58	0,78	0,43	2,05	2,77	1,52	9,83	2,55	1,68	0,28	7,32							
14	136	0,23	0,59	0,14	0,17	0,44	0,11	0,18	0,07	0,07	1,33	1,96							
15	201	0,31	0,95	0,17	0,24	0,74	0,13	0,17	0,08	0,57	1,28	1,33							
16	10				0,24		0,24												

serie este practic paralelă cu abscisa și diferă foarte puțin de curba Al, ceea ce arată că conținuturile acestui element în rocile granitoide, indiferent de aciditatea lor, sănt foarte apropiate ca valoare. Raportul $Co \times 10^3/Al$ oscilează între 0,14 și 0,33, media aritmetică situându-se la 0,22. Excepție face separația melanocrată amfibolică (anal. 6, tabelul 7), în care conținutul de Co este de 34 ppm, iar raportul $Co \times 10^3/Al = 0,60$.

Pe diagrama din figura 12 se constată că în raport cu curbele Fe_{tot} și Mg, curbele V, Ni și Cr sunt puternic descendente în sensul de la separații melanocrate și lampprofire spre diorite, după care, în granodiorite, granite și în rocile filoniene acide conținuturile acestor elemente minore se caracterizează prin valori foarte mici. Curba Co este paralelă cu cea a Fe_{tot} și a Mg, prezentind același tendință de scădere de-a lungul întregii serii de roci granitoide.

Comportarea elementelor minore asociate geochimic cu Fe și Mg este evidențiată și de variația rapoartelor acestor elemente față de conținutul de Fe_{tot} . Astfel, valorile rapoartelor $V \times 10^3/Fe_{tot}$, $Ni \times 10^3/Fe_{tot}$ și $Cr \times 10^3/Fe_{tot}$ (fig. 13) descresc spre termenii acizi ai seriei, descreștere datorată scăderii mai pronunțate a valorilor acestor elemente minore în comparație cu Fe_{tot} . Separarea melanocrată amfibolică (anal. 6, tabelul 7) ale cărei rapoarte prezintă valori în general mai scăzute, se proiectează de obicei sub aceste curbe. Paralelismul curbelor de variație



LUL 7

și elementele majore în rocile granitoide

$V \times 10^2$	Ti	$V \times 10^3$	Mg	$V \times 10^3$	Fe_{tot}	$\frac{Gr}{V}$	$Sr \times 10^2$	Ca	$Sr \times 10^3$	Ca + K	$Ba \times 10^2$	K	$Sr \frac{Ba}{Sr}$	$Li \times 10^3$	Mg	$Ga \times 10^3$	Al	$\left(\frac{1}{3} Si + K \right) -$ $-(Ca + Mg)$
0,79	2,59	0,84	0,24	1,23	4,47	4,91	0,14	1,19	0,33				+ 6,38					
1,33	3,46	1,21	0,11	2,46	15,55	5,24	0,80	3,21	0,19				+ 8,45					
0,66	2,80	0,63		2,36	14,75	3,76	1,05	7,20	0,20				+ 8,86					
0,55	1,93	0,54		1,59	7,95	3,39	0,47	6,67	0,20				+ 10,10					
1,05	3,64	0,94	0,05	1,37	8,99	2,07	1,26	4,91	0,20				+ 8,82					
0,82	5,11	0,82	0,08	0,23	1,63	2,04	0,27	0,80	0,60				+ 1,31					
1,08	2,66	1,51	1,09	1,10	8,23	6,13	0,54	0,46	0,26				- 0,47					
1,04	3,68	1,35	0,57	1,15	7,68	4,25	0,54	1,64	0,25				+ 4,04					
0,52	3,23	0,62	0,07	2,16	5,68	3,29	0,23	2,92	0,22				+ 12,27					
0,30	0,87	0,35	0,12	2,18	2,45	2,71	0,10	2,66	0,14				+ 14,43					
0,40	2,42	0,50	0,09	3,65	5,59	2,86	0,23	5,15	0,20				+ 13,02					
0,41	2,88	0,54	0,10	3,24	5,33	2,67	0,20	4,61	0,24				+ 13,70					
2,53	3,42	1,90	1,35	0,29	2,68	1,96	2,11	0,16	0,19				- 3,53					
0,81	3,28	0,78	0,09	1,50	10,77	3,37	1,02	7,46	0,22				+ 7,20					
0,30	3,40	0,61	0,12	3,24	4,89	2,52	0,23	4,04	0,26				+ 13,84					
				2,67	4,77	0,98	0,59		0,18				+ 14,62					

ale Co și Fe_{tot} se reflectă și în valorile raportului dintre aceste două elemente care se dispun de-a lungul unei drepte paralelă cu abscisa (fig. 13).

Corelația Ni—Co (fig. 14) este pozitivă în toată seria de roci granitoide, acestea proiectându-se în diagrama respectivă de-a lungul unei drepte. Excepție fac dioritele de la vîrful Scărița (anal. 7, tabelul 5 și anal. 19, tabelul 6) care au conținuturi de Ni și Cr mai ridicate în comparație cu celelalte diorite.

O tendință de corelație pozitivă prezintă și perechea de elemente minore Cr—V (fig. 15). Totuși, în acest caz un număr de roci din grupa dioritelor se situează la valori mai ridicate de V în comparație cu cele de Cr (anal. 20—23, tabelul 6). Se remarcă faptul că aceleași roci (leuocgranitul, granitul pegmatoid și cel filonian) de la Drăgoești care sunt asociate faciesului granitoidelor de Cărpiniș și se caracterizează prin cele mai mici conținuturi de Ni, Co, Cr și mai ales V, prezintă și un conținut mai scăzut de Sr.

Curba de variație a litiuului prezintă un aspect ușor ascendent care merge de la separațiile melanocrate și diorite spre granodiorite, după care valorile acestui element scad în rocile filoniene acide. Este de remarcat faptul că granitul roșu de Novaci prezintă un conținut scăzut de Li (4 ppm) în comparație cu celelalte probe din granitul de Novaci, care conțin între



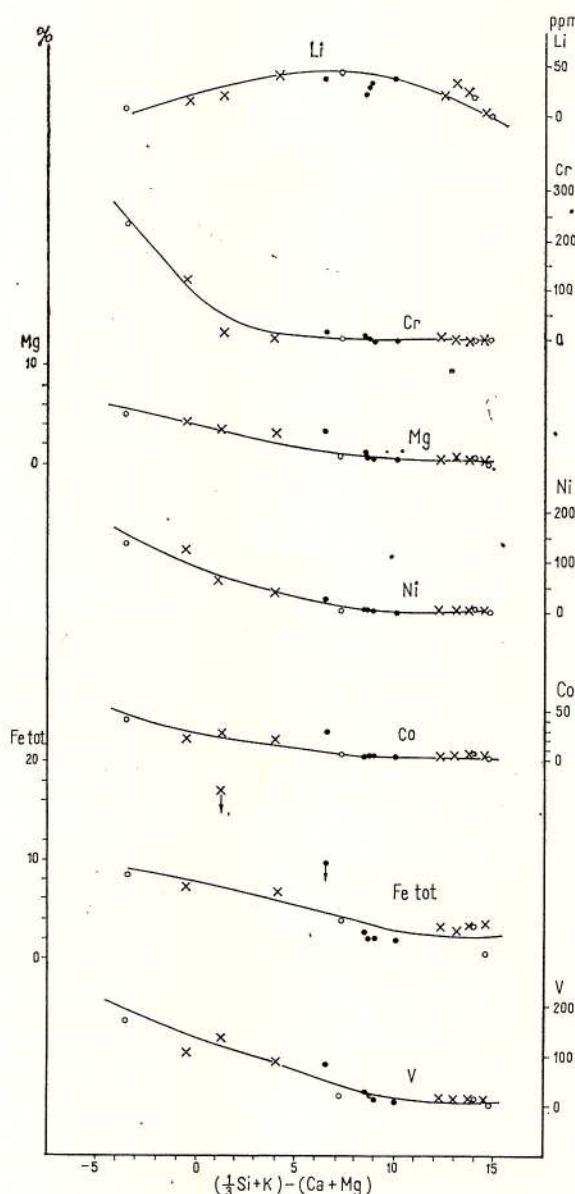


Fig. 12. — Diagrama de variație a Li, Cr, Mg, Ni, Co, Fe_{tot} și V.

Variation diagram of Li, Cr, Mg, Ni, Co, Fe_{tot} and V.

16 și 34 ppm Li. Conținuturi scăzute de Li s-au determinat și în leuco-granite, granite pegmatoide și granite filoniene din faciesul granitoidelor de Cărpiniș. Aplitele prezintă cele mai mici valori pentru conținutul de Li.

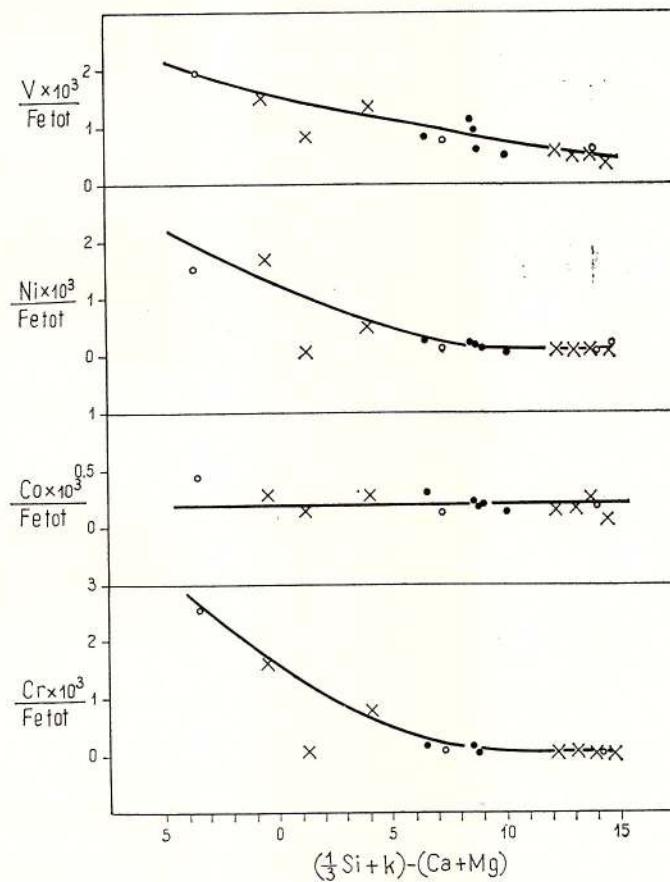


Fig. 13. — Diagramele de variație a raporturilor $V \times 10^3/\text{Fe}_{\text{tot}}$, $\text{Ni} \times 10^3/\text{Fe}_{\text{tot}}$, $\text{Co} \times 10^3/\text{Fe}_{\text{tot}}$ și $\text{Cr} \times 10^3/\text{Fe}_{\text{tot}}$.

Variation diagrams of $V \times 10^3/\text{Fe}_{\text{tot}}$, $\text{Ni} \times 10^3/\text{Fe}_{\text{tot}}$, $\text{Co} \times 10^3/\text{Fe}_{\text{tot}}$ and $\text{Cr} \times 10^3/\text{Fe}_{\text{tot}}$ ratios.

Punctele de proiecție ale rocilor în funcție de conținutul de Sr și Ba (fig. 16) sunt mai disperse. Acest mod de comportare este cauzat de procesele de alterare a feldspațiilor plagioclazi și potasici, care determină fluctuații în conținutul de Ca și K, elemente de care sunt legate Sr și Ba. Se observă totuși o creștere a conținutului de Ba spre rocile mai acide,

o dată cu creșterea cantității de K. Pe diagrama Ba—K (fig. 17) rocile se proiectează de-a lungul unei drepte. Excepție face aplitul (anal. 16, tabelul 5), rocă filoniană și pusă în loc după consolidarea celorlalte roci

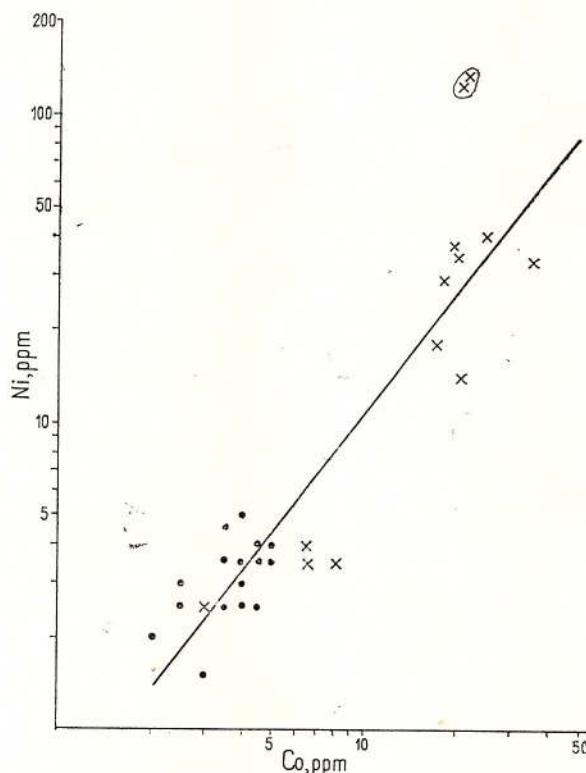


Fig. 14. — Relația Ni—Co în rocile din faciesurile granitoide.
Ni—Co relation in rocks from granitoid facies.

granitoide și probabil la o temperatură mai scăzută, fapt care ar explica conținutul mai redus de Ba.

Raportul $Sr \times 10^2/Ca$ (fig. 18) crește în lungul seriei datorită scăderii accentuate a Ca, ceea ce indică substituirea Sr și în rețeaua feldspatului potasic (Heier, 1962); raportul Sr/Ba se menține în lungul unei drepte orizontale. Mult deasupra acestei drepte se situează lamprofirul de pe valea Aninișu Mare (anal. 13, tabelul 5), din cauza valorii foarte scăzute a conținutului de Ba (90 ppm).

Raportul Sr/Ba variază în limite restrânse în dioritele din faciesul granitoidelor de Novaci ($\bar{X} = 0,63$) și în granodioritele de Cărpiniș ($\bar{X} = 0,74$). Pe diagrama Sr—Ba (fig. 19) aceste roci se proiectează în lungul

unei drepte ascendentе. Granitele de Novaci, roci cu caracter alcalin, bogate în K, se grupează într-un cîmp aparte, reflectînd astfel conținuturile lor ridicate de Ba (1170—1450 ppm). Printre granitoidele de Cărpiniș

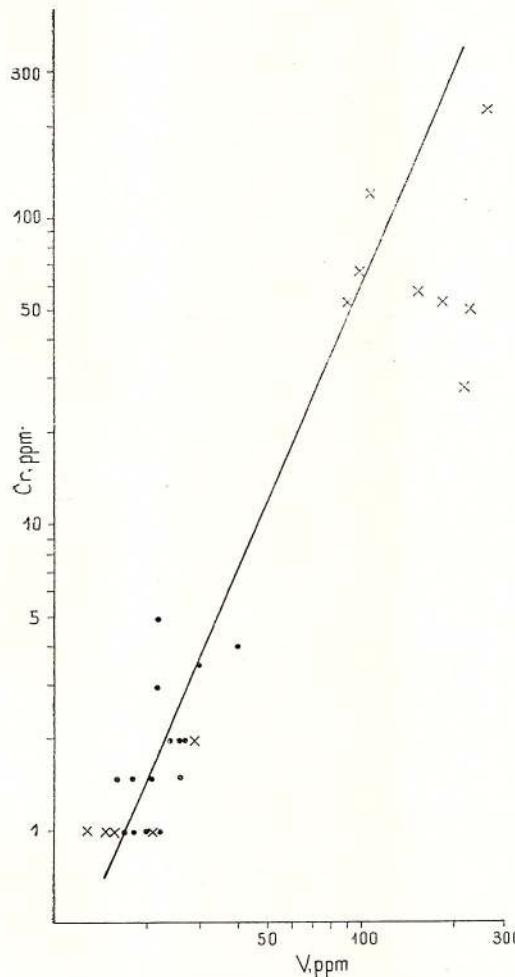


Fig. 15. — Relația Cr—V în rocile din faciesurile granitoidice.

Cr—V relation in rocks from granitoid facies.

numai unele roci prezintă conținuturi de Ba de acest ordin de mărime; menționăm în acest sens un granit fin (anal. 9, tabelul 6) și un granodiorit cu feldspat potasic poichilitic (anal. 13, tabelul 6) în care conținutul de Ba atinge 1300 ppm.

În general, conținuturile mari de Ba sunt o caracteristică a granitoidelor de Novaci, reprezentând diferențiate mai tîrziu ale magmei din care

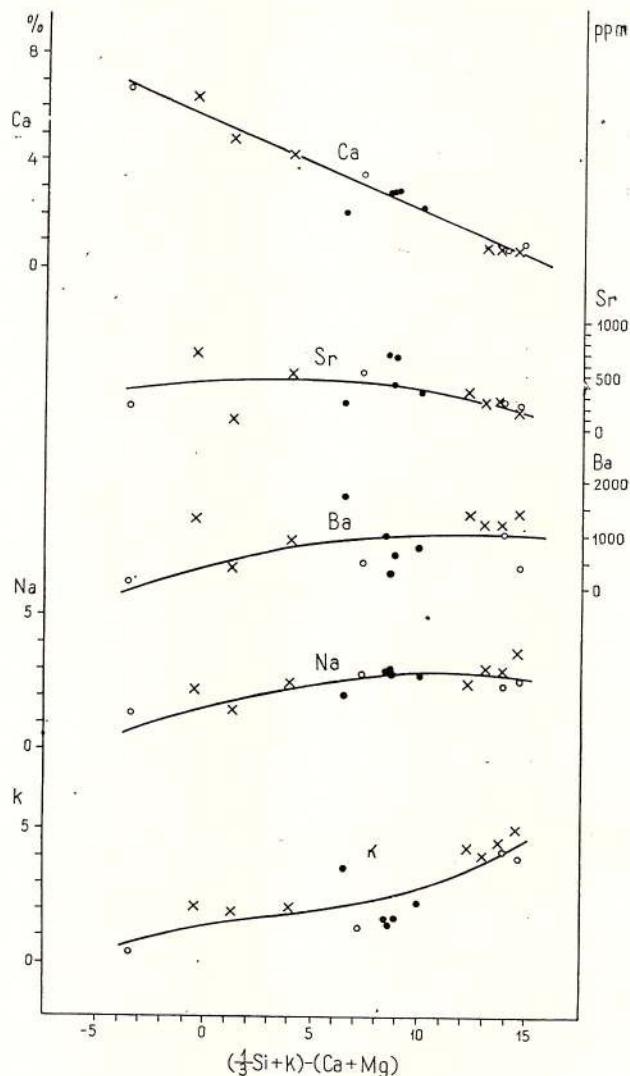


Fig. 16. — Diagrama de variație a Ca, Sr, Ba, Na și K.
Variation diagram of Ca, Sr, Ba, Na and K.

a rezultat plutonul tardeogen. Remarcăm că, chiar și dioritele din această grupă prezintă conținuturi mai ridicate de Ba. Excepție fac dioritele de pe valea Sunătoarea (analizele 22 și 25, tabelul 6) care reprezintă roci în a

căror compoziție lipsește feldspatul potasic, mineral prezent însă în celelalte diorite; aceste roci au conținuturi mai scăzute de Ba (470—570 ppm).

Datorită conținuturilor scăzute de Sr (52—75 ppm), leucogranitul, granitul pegmatoid și cel filonian din grupa granitoidelor de Cărpiniș se

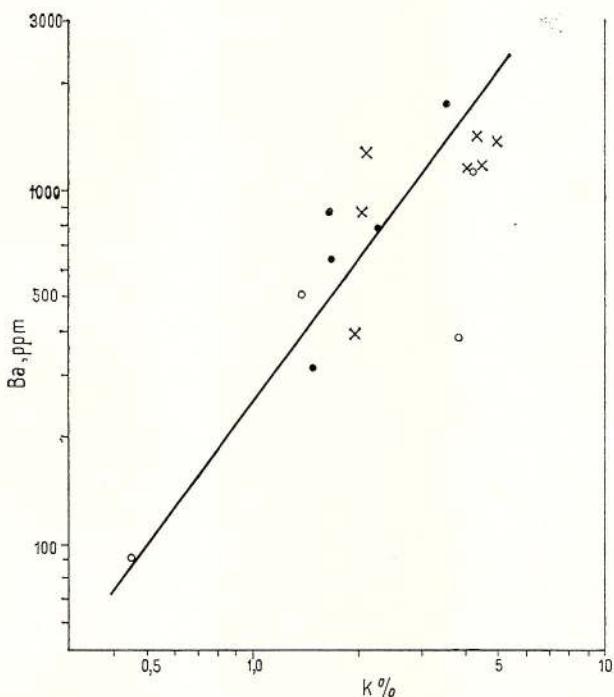


Fig. 17. — Relația Ba — K în rocile din faciesurile granitoide.

Ba—K relation in rocks from granitoid facies

proiectează pe diagrama Sr—Ba (fig. 19) mult sub dreapta în lungul căreia se dispun majoritatea rocilor granitoide, formînd un domeniu aparte de cel al granitelor de Novaci.

Plumbul are o comportare normală în produsele de diferențiere, valorile lui crescînd ușor de la rocile mai bazice spre cele mai acide, \bar{X} fiind egal cu 10 ppm în dioritele de la Novaci, 14 ppm în granodioritele de Cărpiniș și 16 ppm în granitele de Novaci. Valorile cele mai ridicate se întîlnesc însă la granitele de Cărpiniș (13—40 ppm), în care \bar{X} atinge 28 ppm, valoare care depășește media de 15—20 ppm Pb, stabilită de Wedepohl (1956) pentru rocile acide.

Conținuturile de Cu prezintă valori foarte variate în lungul seriei de roci granitoide, aspect care caracterizează toate grupele de roci analizate. Trebuie semnalat faptul că foarte multe roci, indiferent de faciesul petrografic la care aparțin, conțin Cu în cantități mai mari decât media de 16 ppm

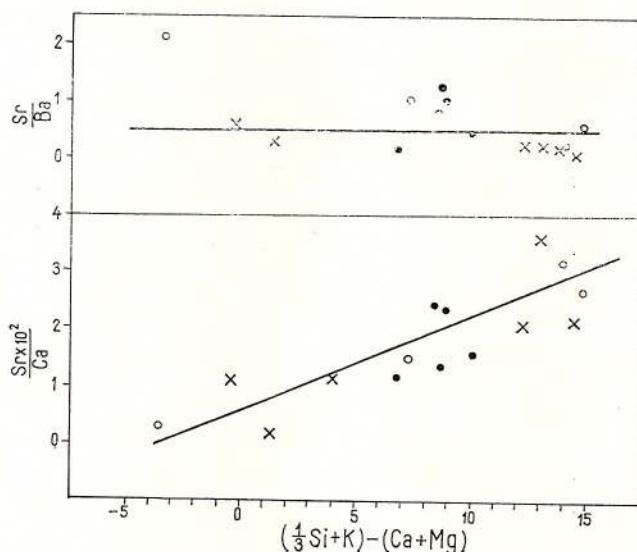


Fig. 18. — Diagramele de variație ale rapoartelor Sr/Ba și $\text{Sr} \times 10^2/\text{Ca}$.

Variation diagrams of the Sr/Ba and $\text{Sr} \times 10^2/\text{Ca}$ ratios.

stabilită de Sandel și Goldich (1943). Aceste valori ajung să se situeze uneori între 100 și 300 ppm; ele ar putea fi determinate eventual de prezența accidentală a unor cristale de pirită, în aceste roci. Este cunoscut faptul că acest mineral poate să conțină Cu în soluție solidă sau să prezinte incluziuni fine de calcopirite.

În ceea ce privește distribuția Be în rocile granitoide, se constată că în rocile din faciesul de Novaci el variază între 2 și 3,6 ppm, valori apropiate de media menționată de Shaw (1964), în timp ce în granitoidele din faciesul de Cărpiniș conținutul său este mai redus, situându-se între 1,5 și 2,5 ppm. Excepție face un leucogranit fin de pe valea Gilortului (anal. 8, tabelul 6) care conține 4,3 ppm. Conținuturi mai ridicate de Be s-au determinat și în unele roci filoniene, cum sunt porfiritul cuarț-dioritic (anal. 27, tabelul 6) și aplitul cu turmalină (anal. 36, tabelul 6), ambele de pe valea Gilortului.

Zirconul marchează diferențe nete între cele două faciesuri de roci granitoide. Se remarcă astfel conținuturi foarte ridicate de Zr în toate

granitoidele de Novaci, care variază între 190 și 560 ppm. Separația melanocrată amfibolică din granitele de Novaci, care după cum s-a arătat reprezintă un acumulat format din minerale cristalizate timpuriu, printre care cel mai frecvent este zirconul, conține pînă la 1400 ppm Zr. Media

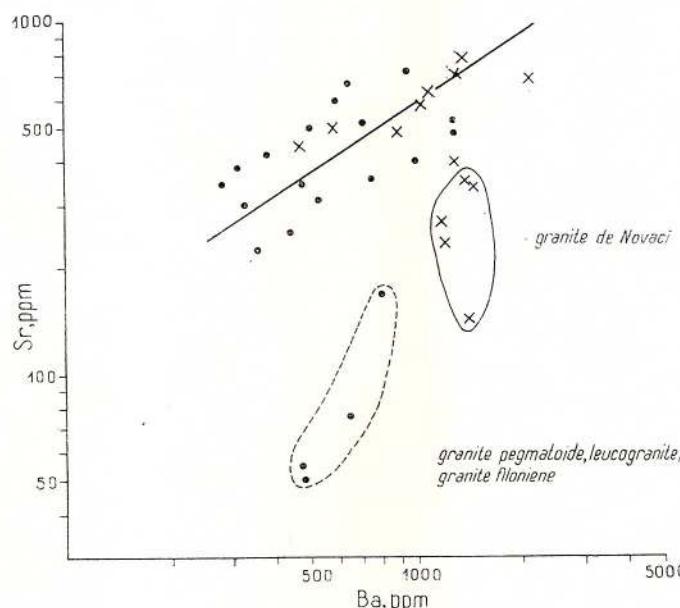


Fig. 19. — Relația Sr-Ba în rocile din faciesurile granitoide.
Sr-Ba relation in rocks from granitoid facies.

aritmetică a conținuturilor de zirconiu în granitoidele de Novaci se situează la 462 ppm. Mult mai scăzute sunt conținuturile de Zr în granitoidele de Cărpiniș, în care ele variază între 74 și 290 ppm, media aritmetică fiind de 124 ppm. Cele mai mici conținuturi de Zr s-au determinat însă în granitele pegmatoide și în celelalte roci filoniene acide.

Distribuția Zr în rocile granitoide din plutonul de la Cărpiniș-Novaci se reflectă foarte bine în diagrama din figura 20, pe care granitoidele de Novaci se inseră pe o curbă ușor ascendentă, iar cele de Cărpiniș pe una descendentală, a cărei alură este foarte apropiată de cea a curbei Zr din granitoidele din partea de vest a plutonului sinorogen de Șușița (Savu et al., 1971, 1972).

Originea faciesurilor granitoidelor din plutonul tardeorogen

Cu câțiva timp înainte (Savu et al., 1971, 1972) am expus geneza magmei granitoide primare din care au rezultat plutonii din provincia granitoidelor baicaliene din avanfosa autohtonului danubian. Am arătat

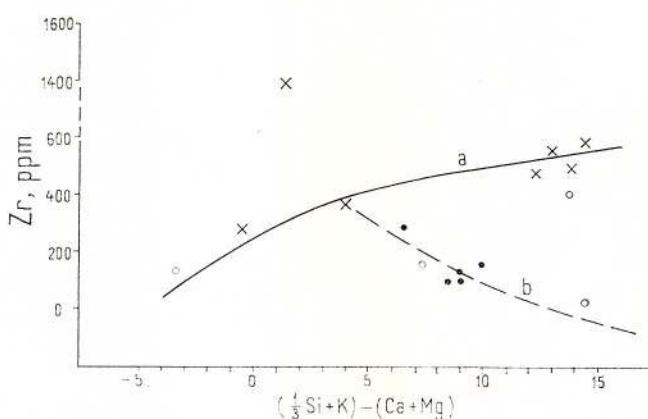


Fig. 20. — Diagrama de variație a conținutului de Zr din rocile granitoide.

a, curba granitoidei de Novaci; b, curba granitoidelor de Cărpiniș.

Variation diagram of the content in Zr from the granitoid rocks.

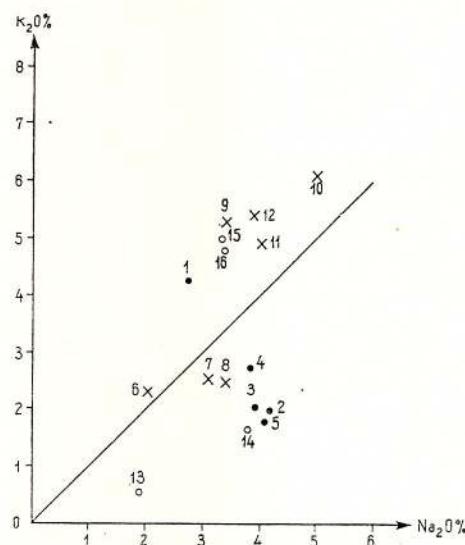
a, curve of Novaci granitoids; b, curve of Cărpiniș granitoids.

astfel, că această magmă s-a format în părțile profunde ale scoarței prin mobilizarea palingenă a păturii granitice și prin anatexia parțială a păturii sialice constituită din cele mai vechi șisturi cristaline prebaicaliene-postcareliene din aria acestei zone mobile, proces care a urmărit legile topiturilor naturale cercetate de K r a n c k și O j a (1960), von P l a t e n (1965), W i n k l e r (1967) și mai recent de B r o w n și F y f e (1970).

Această magmă cu compoziție granodioritică odată formată, este supusă unui proces complicat și îndelungat de evoluție sincron formării cutelor care alcătuiesc structura în virgație a cristalinului baicalian; din adâncime sănt pulsate în stadiul sincinematic intruziuni importante de magmă, în general slab diferențiată, din care rezultă corperi intrusive cu forme variate (G r o u t , 1945 ; M a r t i n , 1952 ; F y f e , 1970), în general plutoni sinorogeni alungați și cantonați în zona axială a structurilor anticlinale (S a v u , 1970). Așa este de exemplu plutonul sinorogen de Șușita care apare la zi pe o lungime de aproximativ 70 km și din care numai o mică parte este cuprinsă pe harta alăturată (pl. X).

În același timp, magma granodioritică primară din adîncime suferă procese de diferențiere, astfel că în stadiul tardeorogen continuă să fie puse în loc magme cu caracter granodioritic, cum sunt cele din care au rezultat granitoidele din faciesul de Cărpiniș. Din această magmă încep

Fig. 21. — Diagrama
 $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$.
 $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ diagram.



însă să se diferențieze pe de o parte rocile dioritice mai bazice care apar în cantitate foarte mică și pe de alta, magmele îmbogățite în K_2O și compoziții volatili din care au rezultat granitele de Novaci cu megacristale de feldspat potasic (fig. 21), a căror compozitie chimică indică, după cum am văzut, magme alcali-potasice. Acest proces de diferențiere este susținut de felul cum variază rapoartele Ca/Sr , Ba/Sr și Ba/K în întreaga serie de roci granitoide tardeorogene din plutonul de la Cărpiniș-Novaci, fapt observat de Taylor și Heier (1960), Taylor (1965) și Condrie (1969) în cazul altor corpuri de roci granitoide. În cazul de față, noi considerăm ca fiind reprezentative pentru caracterizarea evoluției magmei granitoide și relațiile $\text{Ni}-\text{Co}$ și $\text{Cr}-\text{V}$. Foarte sugestivă este în această privință și variația conținutului de Ba și de Zr , elemente ce se concentrează în granitoidele mai tîrzii—granitele tardeorogene de Novaci — ceea ce este în concordanță cu observațiile lui Rankama și Sahama (1950).

În aceste condiții se formează plutonul tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci și celelalte intruziuni satelite, a căror magmă având temperatură în jur de 700°C este pusă în loc la o adîncime de aproximativ 15 km și care se consolidează, din această cauză, în decursul a zeci de milioane de

ani (Larsen, 1948; Read, 1957), influențând astfel prin energia sa termică, metamorfismul regional (Savu, 1970).

Magma ce se consolidează în aceste condiții la presiunea de 4–5 Kb, conduce la formarea rocilor granodioritice subsolvus din faciesul de Căr-

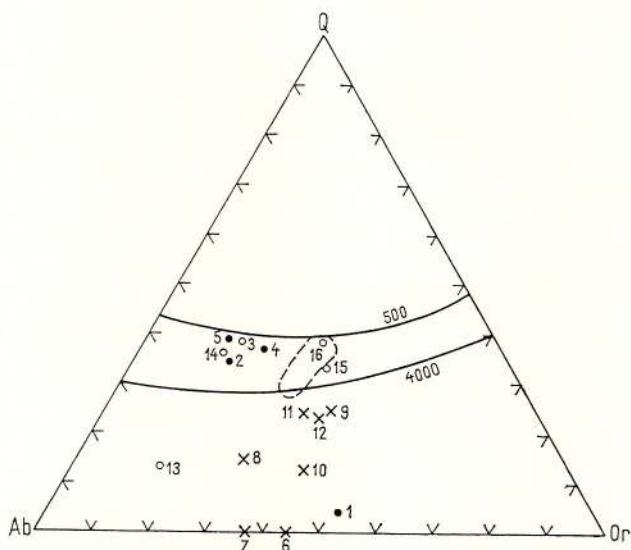


Fig. 22. — Diagrama QAbOr.

QAbOr diagram.

pinis, care au fost urmate imediat de punerea în loc a granitoidelor din faciesul de Novaci cu caracter alcalin. Pe diagrama QAbOr (Tuttle și Bowen, 1958; Luth et al., 1964) din figura 22, granitele de Novaci se proiectează sub planul presiunilor de 4 Kb, în domeniul rocilor alcalini, cum a fost deja semnalat (Savu, 1968). Este interesant de remarcat faptul că granitele de Novaci se proiectează pe această diagramă în cîmpul de proiecție al „granitelor potasice” din Finlanda, descrise într-o amplă lucrare de Härmä (1965), în legătură cu efectele lor metasomatice asupra sisturilor cristaline înconjurătoare. Aceste granite au fost considerate de Eskola (1955) și Simonen (1960) ca fiind de origine palingenă.

Dar dacă din punct de vedere al presiunilor sub care s-au consolidat magmele din cele două faciesuri granitoide puse în loc succesiv, condițiile au fost aproximativ aceleași în diferitele părți ale plutonului, magmele găsindu-se la același nivel litostatic, întrebarea care se ridică este, cui se

datorește formarea subfaciesurilor granitoidelor de la interiorul masei plutonului granitoid și în special din faciesul de Cărpiniș?

Este evident că la presiune litostatică constantă și în condiții de răcire lentă în decurs de milioane de ani—cu excepția subfaciesului marginal al granitelor microgrăunțoase din apropierea contactului, care s-a răcit mai repede — particularitățile structurale din diferitele subfaciesuri se datoresc altei cauze. Aceasta nu poate fi decât modificarea presiunii compozițiilor volatili din magma primară și din masa plutonului granitoid. Ca urmare, pe măsura răcirii magmei de la marginea spre interiorul plutonului tardeogen și a îmbogățirii sale în compozиti volatili, granulația rocilor crește de la subfaciesul marginal prin subfaciesul granodioritelor cu feldspat potasic poichilitic spre granodioritele cu biotit larg dezvoltat din faciesul de Cărpiniș și apoi la faciesul granitoidelor de Novaci în care toate mineralele, dar mai ales feldspații potasici, cresc în dimensiune.

Reținem deci intruziunea succesivă și creșterea tensiunii de vaporii în magma pe cale de cristalizare ca factori esențiali ai formării structurii zonare a plutonului granitoid, care determină modificarea granulației mineralelor, fenomen care se accentuează pe măsura diferențierii și consolidării magmei granitoide. Menționăm că Hall (1969) care recunoaște o variație regională a compozиiei granitoidelor caledoniene din Anglia, presupune că aceasta ar putea fi determinată de relația dintre presiunea H_2O și compozиia magmei granitoide, în timpul formării acesteia din urmă.

Într-o lucrare anterioară (Savu et al., 1972) am atras atenția asupra faptului că, printre granitoidele tardeogenene sunt unele care prezintă compozиie chimică și caracter structural special, cum sunt granitele de Novaci, Stâncești și de Tismana. Acestea, deși aparțin la structuri anticliniale diferite (Savu, 1970 a), se situează toate în zona în care aceste structuri iau contact cu vechiul scut (panten) valah, constituit din sisturi cristaline, migmatite și granite arhaic-careliene și care, în timpul mișcărilor baicaliene a acționat printr-un fenomen de subîmpingere (Savu et al., 1971), astfel că structurile baicaliene și plutonii granitoizi localizați în zona lor axială sunt deversați spre acest vechi continent, ce se comportă încă din acele timpuri ca un vorland rigid (Savu, 1970 b).

În lumina noii teorii a extensiunii fundului oceanelor, putem considera, spre deosebire de inițiatorii ei, că încă din Precambrian zona Europei vestice în parte oceanică și în parte acoperită cu o crustă de sisturi cristaline precambrian-medii (prebaicaliene) se insinua, printr-un fenomen de subducție, sub continentul est-european, în care condiții formațiunile baicaliene erau cutate și deversate spre continent, iar materialul sialic

prebaicalian era topit și injectat printre aceste cufe, aşa cum s-a arătat mai sus.

Dacă între zona în care se dezvoltă granitoidele tardeorogene de tip Novaci-Tismana și zona cu implicații tectonice majore situată în apropierea marginii vechiului scut ne apare o legătură directă, nu tot atât de clare sunt cauzele ce au favorizat procesele care au condus la formarea acestor tipuri de roci granitoide. Este posibil că în această zonă în care se realizează fenomenul de subîmpingere ca un proces colateral al celui de submergență, condițiile de labilitate și de topire a magmelor să fi fost menținute o perioadă de timp mai îndelungată, ceea ce a permis manifestarea unui proces de diferențiere mai îndelungat, care a determinat acumularea de componente volatili în magmă și de îmbogățire a acesteia în alcalii.

După consolidarea plutonului, acesta este străbătut de roci filoniene. Întrebarea care se ridică în legătură cu punerea în loc a acestor roci este: cum se poate ca la același nivel din scoarța terestră să găsim alături atât roci plutonice de adâncime mare, cît și filoane de roci porfirice de vîrstă foarte apropiate, unele având chiar aspectul de roci vulcanice sau subvulcanice?

Cum de la intruziunea plutonului granitoid și pînă la punerea în loc a rocilor filoniene nu se poate admite că a trecut o perioadă de timp prea îndelungată, încît formațiunile geosinclinalului care abia încetaseră de a se mai cuta, să fi fost atât de mult erodate, astfel că presiunea să scădă pînă într-atît, încît filoanele ce se consolidau la acest nivel să capete aspecte de roci porfirice de mică adâncime, rezultă că scăderea presiunii și răcirea mai rapidă a filoanelor se datorează altor cauze. În momentul punerii în loc a filoanelor, rocile intrusive și sisturile cristaline depășiseră stadiul de roci plastice și se consolidaseră, cel puțin la acest nivel, ce se găsea la adâncimea de aproximativ 15 km. Ca urmare, în rocile răcite se formează diferite sisteme de fisuri și fracturi deschise (Savu, 1970 a), în planul cărora se produce o descărcare de presiune. Aceste plane au fost folosite drept căi de acces de rocile filoniene, care sunt puse în loc deci la presiune mică și care se consolidatează rapid, rocile din pereții filoanelor având o temperatură mult mai scăzută (fig. 2).

Concluzii

Concluziile principale care se degajă în urma cercetărilor asupra structurii plutonului granitoid tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci și asupra seriei de Lainici-Păiuș, sunt următoarele:



Plutonul granitoid care este localizat în seria de Lainici-Păiuș ocupă zona axială a structurii anticlinale marginale externe Olteț-Novaci-Cărpiniș.

Metamorfismul care a afectat seria de Lainici-Păiuș este un metamorfism de tip danubian de presiune joasă, care a rezultat din acțiunea combinată a metamorfismului regional și a metamorfismului de contact sincinematic și s-a realizat în condiții în care $T = 470 - 700^{\circ}\text{C}$ și $P = 4 - 5 \text{ Kb}$; au luat astfel naștere două zone metamorfice: zona cu sillimanit și zona cu biotit.

Plutonul granitoid tardeorogen prezintă o structură zonară în care se deosebesc două faciesuri principale: faciesul granitoidelor de Cărpiniș și faciesul granitoidelor de Novaci cu mai multe subfaciesuri.

Formarea faciesurilor și subfaciesurilor granitoidelor din plutonul de la Cărpiniș-Novaci se datorează unor factori ca diferențierea magmei granodioritice primare, intruziunea succesivă a magmelor diferențiate și îmbogățirea treptată a magmei în alcalii, în special K_2O , și în compoziția volatililor. Această concluzie este susținută atât de caracteristicile petrochimice ale rocilor, cît și de modul de distribuție a elementelor minore în rocile din diferitele faciesuri granitoide.

Caracterul petrochimic general al provinciei granitoidelor baicaliene din autohtonul danubian este cel al unei serii calco-alcaline. În cadrul ei se separă însă o subprovincie cu evidente tendințe spre magmele alcali-potasice, în care se încadrează granitele de Novaci.

Apariția granitelor alcaline de Novaci, caracterizate printr-o structură particulară, a fost favorizată probabil de menținerea în această zonă de mobilitate maximă, situată la limita dintre domeniul carpatic și vechiul scut arhaic-carelian, a unor condiții speciale de topire a magmelor, ceea ce a determinat o diferențiere avansată a magmei primare.

Apariția la același nivel litostatic a rocilor plutonice în faciesuri diferențiate și în final a rocilor filoniene, arată că condițiile de consolidare a magmelor au variat continuu; rocile filoniene s-au consolidat pe fisurile rocilor plutonice și metamorfice, după ce acestea se consolidaseră și se răciseră în cea mai mare parte.

Concluzia finală este că în condițiile cutării formațiunilor unui geosinclinal, însotită de intruziuni granitoide, toate procesele prezintă anumite caracteristici comune, deoarece ele se încadrează într-un fenomen major care este orogeneza și care constituie punctul culminant cu care se încheie evoluția unei zone mobile sau o etapă importantă a unei astfel de zone.



BIBLIOGRAFIE

- Althaus E. (1967) The Triple point andalusite-sillimanite-kyanite. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 16.
- Barth T. F. W. (1952) Theoretical Petrology. John Wiley, New York.
- Beus A. A., Severov E. A., Sitnin A. A., K. D. Subotin (1962) Albitizirovanie i greizenizirovanie granit (apogranit). *Akad. Nauk. SSSR*, Moskva.
- Brown G. C., Fyfe W. S. (1970) The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 28,
- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel u. Stuttgart.
- Codarcea Al., Pavelescu L. (1963) Considérations sur la genèse des roches grani-
toïdes de l'autochtone danubien des Carpates Méridionales. *Asoc. Géol. Carp. Balk. Congr.* V, II, Bucureşti.
- Codarcea-Dessila Marcela, Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică
a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol., geof.,
geogr., seria Geol.* 12, 2, Bucureşti.
- Condrie K. C. (1969) Pétrology and geochemistry of the Laramie Batholith and related
metamorphic rocks of Precambrian age. Eastern Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80.
- Drescher-Kaden F. K. (1969) Granitprobleme. Akad. — Verlag, Berlin.
- Eskola P. (1955) About the granite problem and some masters of the study of granite.
C.R. Soc. Géol. Finlande, 28.
- Fyfe W. S. (1970) Some thoughts on granitic magmas. *Geological Journ., spec. issue*, 2.
— Turner F. J., Verhoogen J. (1959) Metamorphic reactions and metamor-
phic facies. Baltimore.
- Ghika-Budeşti St. (1970) Les Carpates méridionales centrales. *Ann. Inst.
Géol. Roum.*, XX, Bucureşti
- Giuşcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectono-
magmatic pre-Alpine cycles on the territory of Roumania. *Acta Geol., Acad. Scient. Hung.*
13, Budapest.
- Goldschmidt V. M. (1954) Geochemistry. Oxford.
- Grout F. F. (1945) Scale models of structures related to batholiths. *Am. J. Sci.*, 243, A.
- Guitard G. (1970) Le métamorphisme hercynien mesozonal et les gneiss oeillés du massif
du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. du B.R.G.M.*, 63.
- Hall A. (1969) Regional variation in the composition of British Caledonian granites. *Jour.
Geol.* 77, 4.
- Hatch F. H., Wells A. K., Wells M. K. (1961) Petrology of the igneous rocks.
Thomas Murby, London.
- Härmä M. (1965) On the potassium migmatites of southern Finland. *Bull. Comm. Géol.,
Finland.* 219.
- Heier K. S. (1962) Trace elements in feldspars — a review. *Norsk Geol. Tidsskr.* 42.
— Adams J.A. S. (1964) The geochemistry of the alkali metals. *Phys. and Chem. of the
Earth*, 5.
- Ionescu-Bujor D. (1912) Granitul de Sușița. Bucureşti.
- Kranck E. H., Oja R. V. (1960) Experimental studies of anatexis. *Internat. Geol.
Congress 21 st. Copenhagen*, 1960, Rept. pt. 14.



- Larsen E. S. (1948) Batholith and associated rocks of Southern California. *Geol. Soc. America, Mem.* 29.
- Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F. (1964) The granitic system at pressures of 4–10 Kbars. *Jour. Geophys. Research.*, 69.
- Manolescu G. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpathes Méridionales-Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București.
- Martin N. R. (1962) The structure of the granite massif of Flamanville, Manche, North-West-France. *Quart. Jour. Geol. Soc. London* CVIII, 432.
- Mehnert K. R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. *Elsevier Publ.*, Amsterdam.
- Miyashiro A. (1961) Evolution of Metamorphic Belts. *Journ. Petrology*, 2, 3.
- Mrazec L. (1899) Contribution à l'histoire de la vallée du Jiu. *Bul. Soc. St. VIII*, București.
- Munteanu - Murgoci G. (1912) Asupra formațiunii de Schela. *D.S. Inst. Geol. Rom.* IV, București.
- Nockolds S. R., Allen R. (1953, 1954, 1956) The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 5, 9.
- Pavelescu L., Dimitrescu R. (1966) Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana. *D.S. Com. Geol.* LII/1, București.
- Pavelescu Maria (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali (Munții Vulcan-Paring). *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.
- Platen H. (1965) Experimental anatexis and genesis of migmatites. In „Controls of metamorphism”. W. S. Pitcher and G. W. Flinn edit., Oliver a. Boyd, Edinburgh and London.
- Rankama K., Sahama Th. G. (1950) Geochemistry, Chicago.
- Read H. H. (1957) The granite controversy. Thomas Murby, London.
- Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell P. M. (1969) Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Amer. Jour. Sci.*, 267, 3.
- Sandel E. B., Goldich S. S. (1943) The rare metallic constituents of some American, igneous rocks. *Jour. Geol.*, 51.
- Savu H. (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia și poziția lor în structura cristalinului Lotrului. *D.S. Com. Stat. Geol.* LIII/3, București.
- (1969) Sur les conditions thermodynamiques qui ont contrôlé la genèse des zones métamorphiques des Monts Semenic. *Acta Geol., Acad. Scient. Hung.* 13, Budapest.
- (1970a) Structura plutonului granitoid de Sușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.*, LVI/5, București.
- (1970b) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din Munții Semenic. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.
- (1972) Relația de timp și spațiu dintre cutarea seriei de Lainici-Păiuș și intruziunea granitoidelor tardeogene din regiunea Cărpiniș-Novaci (Munții Paring). *D. S. Inst. Geol.* LVIII/5, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1971) Studiul petrologic și geochemical al granitoidelor sinorogene și tardeogene din zona plutonului de Sușița (Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol.*, XXXIX, București.
- (1972) Geneza granitoidelor și șisturilor cristaline din regiunea valea Sadului-Stâncești (Munții Paring). *D.S. Inst. Geol.* LVIII/1, București.
- Shaw D. M. (1964) Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson, Paris.

- Simonen A. (1960) Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. *Bull. Comm. Géol., Finlande*, 189.
- Streckeisen A. (1968) Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpaten. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, B. 48, H. 3.
- Ştefănescu Gr. (1883) Anuarul biroului geologic. Bucureşti.
- Taylor S. R. (1965) The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. and Chem. of the Earth.*, 6.
- Heier K. S. (1960) The petrological significance of trace element variation in alkali feldspars. *Internat. Geol. Congress 21 st., Copenhagen*, 1960, Rept. pt. 14.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na AlSi₃O₈ — KAlSi₃O₈ — SiO₂ — H₂O. *Geol. Soc. America Mem.* 74.
- Väyrynen H. (1959) Kristalliceskii fundament Finlandii. Moskva.
- Wedeppohl K. (1956) Untersuchungen zur Geochemie des Pb. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 10.
- Winkler H. G. F. (1967) Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin.
- Wright J. B. (1969) A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 106, 4.



FACIES OF GRANITOIDS FROM THE CĂRPINIŞ- NOVACI LATE OROGENIC PLUTON (PARÎNG MOUNTAINS), THEIR PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY

(Summary)

Continuing their researches in plutonic rocks from the province of Baikalian granitoids (Danubian Autochthonous), the authors are concerned in this paper about the petrology and geochemistry of the facies of granitoids pertaining to the Cărpiniş-Novaci late orogenic pluton located in the southern part of the Paring Mts. (Plate X). There are also succinctly discussed the petrology of the metamorphic Lainici-Păiuş Series, and of the synorogenic Suşiţa granitoids from the neighbourhood of the late orogenic granitoid massif.

The Cărpiniş-Novaci late orogenic pluton (Savu, 1970 a; 1972) is located in the axial zone of the marginal anticlinal structure from Olteţ-Novaci-Cărpiniş, which is a part of the virgation structure characterizing the primary tectonics as a whole of the Baikalian infrastructure of the Danubian Autochthonous. This structure consists of the Lainici-Păiuş crystalline schists trending ENE – WSW, and presents south-south-eastern overturned folds (vergenz) towards the Carpathian Foreland (Savu, 1970 a,b; 1972).

Characteristic metamorphism zones and parageneses of the Lainici-Păiuş Series. This series, which forms the cover of the granitoid pluton, has resulted from the metamorphism, during the Baikalian orogenesis, of sedimentary flysch-like deposits, accumulated in the Baikalian geosyncline during the Upper Precambrian. This series is built up of alternations of paragneisses and microgneisses, more seldom quartzites bearing biotites or biotites and amphiboles, micaceous paragneisses, quartz-feldspar gneisses, micaceous quartzitic schists, crystalline limestones and limestones with silicates, as well as graphitic schists, rocks whose structure often indicates phenomena of rythmical sedimentation. Metamorphosed basic rocks, representing the products of the initial magmatism of the Baikalian gesyncline are very seldom encountered.

As a function of the metamorphism degree of the Lainici-Păiuş Series two metamorphic zones were distinguished, namely the biotite zone and the sillimanite zone.

a) The biotite zone is found again west of the granitoid pluton, in the region north of the Mănăstirea Crasna (Plate X). This zone is including micaceous quartzitic schists bearing biotite, fine nodular gneisses and two intercalations of crystalline limestones and micalimestones (cipolines) wherein parageneses (1) – (3) do occur, among which the quartz-biotite-plagioclase association (1) proved to be characteristic. This metamorphic zone is rarely crossed by granite veins.



b) The sillimanite zone comprises most crystalline schists of the Lainici-Păiuș Series from this region, formations that have been submitted to a strong migmatization process under the influence of solutions migrated from the mass of granitoid plutons or from the source generating the granitoid magma. The crystalline schists from this zone, which build up the substratum (paleosome) of arterite migmatites, include chiefly paragneisses and quartzites associated with quartz-feldspar gneisses, gneisses bearing sillimanite and cordierite (Plate I, Fig. 1, 2 and 3) and gneisses with sillimanite (Plate II, Fig. 2), cordierite and andalusite (Plate II, Fig. 3), silicates bearing carbonate rocks (Plante II, fig. 4) and metamorphosed basic rocks. This varied range of rocks includes parageneses (4) — (17) among which the most characteristic associations are as follows: (10) quartz-plagioclase (An_{27-30})-sillimanite-cordierite(pinite)-almandine-biotite, (11) quartz-plagioclase-sillimanite-cordierite almandine-biotite (muscovite), (15) calcite-forsterite (serpentine)-pyroxene-garnet-talc(graphite), (17) hornblende-plagioclase-pyroxene-biotite-quartz.

Arterite migmatites, which have formed on the substratum (paleosome) consisting of the above crystalline schists, are quite varied as to their structure, and usually several types are associated in the same place (Plate III, Fig. 1). The paleosome is penetrated by acid material, in general, with a pegmatoid character, there particularly resulting synkinematic lenticular and stromatite migmatites. Migmatites with a nebulitic character, ophthalmitic migmatites and ptygmatic veins are rare.

The metamorphism of the Lainici-Păiuș Series took place under the conditions of a peculiar type of metamorphism, the Danubian (Savu, 1970 a). The metamorphism of the zone bearing biotite was carried out under the conditions of regional metamorphism *s. str.*, and namely, under the thermodynamical conditions where $T = 470-500^{\circ}\text{C}$ and $P = 4\text{Kb}$, at the transition limit to the almandine zone.

The metamorphism of the sillimanite zone is the result of two synchronous processes: the regional metamorphism *s. str.* and the synkinematic contact metamorphism determined by the emplacement of granitoid synorogenic or lateorogenic plutons, and by the thermic energy released by the magmatic source of the latter. These two metamorphism processes are displaying almost in the same time, their effects cumulating and thus rising the metamorphism degree up to the regional scale. As a function of geological conditions and mineral parageneses from this zone, as well as of experimental results as to the stability of polymorphs Al_2SiO_5 , the conclusion is reached that the metamorphism of the sillimanite zone took place at about the same pressure as the biotite zone (4—5 Kb) but at a much higher temperature, namely 650—700°C (Fig. 1).

In case when the regional metamorphism would have displayed only under the control of the normal geothermic gradient (20—25°/km) and tangential movements, the increase of temperature in the geosyncline area, at the present erosion level would have followed the curve (1) of the Fig. 2, and the formations would have been metamorphosed at the level of the biotite zone, eventually the almandine zone. The intrusion of granitoid plutons, the migration of magmatic solutions and the thermic energy released from the source of their formation have determined a rise of the geothermic gradient up to about 50—60°/km within some zones of the geosyncline, and therefore the metamorphic temperature is following in these zones the curve (2) of the Figure 2. These phenomena have determined the manifestations of the metamorphism of Danubian type.

Considerations on structure and petrography of Sușița synorogenic granitoids. These granitoids, whose emplacement has taken place almost in the same time with the above geological processes, build up a pluton located in the northern part of the region (Plate X), and located



in the axial zone of the Nedeiu-Sușita-Tismana major anticlinal structure. This pluton is generally composed of biotite- and amphibole-bearing granodiorites and granites with potassic feldspar megacrystals. These granitoids have been later completely affected by the Hercynian metamorphism which also metamorphosed the Tulișa Series under the conditions of the greenschist facies, along the Nedeiu-Rafailă-Vaidei Zone (Savu, 1970). The vein rocks which intrude the granitoids are also affected by this process.

Facies of late orogenic granitoids and their petrography. The late orogenic granitoids build up several intrusive bodies (Plate X) : the Cărpiniş-Novaci pluton, the most important, a small body located north of the Crasna locality and several apophyses of reduced size localized in crystalline schists.

The western outermost part of the Cărpiniş-Novaci pluton displays a very irregular shape ; in the eastern part, numerous xenoliths of crystalline schists pertaining to the lower complex of the Lainici-Păiuş Series do occur in its mass. Two main petrographical facies may be distinguished in the structure of this pluton : an outer facies of the Cărpiniş granitoids, and an inner one of the Novaci granitoids (Table 1). Within both facies scarce melanocratic separations (autoliths), oriented parallel to the elongation of the granitoid body, may be noticed.

The Crasna body is located along the trend of the crystalline schists. In the southern part this body is tectonically overthrusting the deposits of the Schela formation (Plate X). Although this body is small-sized, in its structure one may likewise identify the two granitoid facies — the Cărpiniş facies and the Novaci facies — fact implying that the occurrence of the Novaci granitoids is closely related to the evolution of the Cărpiniş granitoids, normally succeeding to the latter indifferently whether the intrusive body is larger or smaller.

The small bodies of granitoid rocks within the mass of migmatized crystalline schists are generally built up of rocks showing the type of Cărpiniş granitoids.

Both the bodies of granitoid rocks and the Lainici-Păiuş Series are crossed by numerous types of veined rocks, which close the sequence of granitoid intrusions pertaining to the Baikalian cycle.

a) *Petrography of granitoids from the Cărpiniş facies.* In the main body there are distinguished in this facies granodiorites, microgranulite granites, leucogranites, etc., rocks which have occasionally undergone autometamorphism phenomena. These types of rocks form in turn three zones or subfacies (Plate X). 1) A zone(subfacies) with granodiorites and microgranulite granites vaguely indicating a marginal facies and located nearby the contact with the crystalline schists of the Lainici-Păiuş Series. As this subfacies is to be found in the zone displaying the Hercynian metamorphism, the fine-grained rocks are not so easily recognized among the metagranites. 2) A granodiorite zone (subfacies) with widely developed potash feldspar crystals showing a poikilitic structure, which covers the largest part of the pluton both north of and south of the Novaci granite facies. 3) A granodiorite zone (subfacies) with widely crystallized biotite which is developing nearby the facies of the Novaci granites.

Among the three subfacies of the Cărpiniş granitoids no clear-cut limits appear, the transition from one to another being gradual. These granitoids are characterized by a white or light grey colour. The granitoids from the marginal facies present a fine granulation, whereas from the two other ones they are characterized by a median granulation. Within the second subfacies the potassic feldspar which forms crystals of 3–5 cm in diameter with a poikilitic structure and a plagioclase with a zoned structure (An 27—An 22—An 20—An 12). The melanocratic minerals are represented by a green hornblende and particularly biotite. The latter forms small melanocratic separations. Within the third subfacies a biotite, which forms idiomorph



undulated crystals (Plate IV, Fig. 4) whose diameter reaches 1 cm, and which include almost all the accessory minerals as apatite, zircon, occasionally small plagioclase crystals, proves to be characteristic. In this subspecies there occur sometimes melanocratic separations (autoliths) abundant in biotite associated with green hornblende, minerals which have crystallized from granitoid magma (Plate V, Fig. 3).

The plagioclase from granitoid rocks is in its most part altered (Plate IV, fig. 1) and replaced by secondary minerals in the SKZA association (sericite-kaoline-zoisite-albite). Quite locally autometamorphism phenomena do occur; during the last process the potassic feldspar is also sericitized, in very rare cases it undergoes pneumatolysis, and the rocks are invaded by tourmaline.

b) Petrography of granitoids from the Novaci facies. In this facies the Novaci granite predominates; it presents occasionally melanocratic separations, in the inner side and laterally dioritic separations (Plate X), that would present a clear evidence that this granite was emplaced within a still plastic mass of the Cărpiniș granitoids. The Novaci granite is characterized by a large granulation of the fundamental mass displaying a granodioritic character, and by the abundance of white or reddish potassic feldspar megacrystals, which occasionally exceed 50 per cent of the bulk of the rock (Plate VI, Fig. 1). This granodioritic structure of the Novaci type would indicate the formation of these rocks from the residual magma rich in alkalies, especially in K and volatile components. The feldspar megacrystals 1–5 cm in length are composed of microcline (Plate VI, Fig. 2), microcline-perthite (Plate VI, Fig. 3 and Plate VII, Fig. 1) or perthite (Plate VII, Fig. 2). They include small crystals of altered plagioclase which sometimes presents an albite aureole, clearly twinned. Along the fissures of crystals albite, quartz and stilpnomelane lamellae have deposited. Melanocratic components are represented by biotite (Plate VII, Fig. 4) and amphibole, minerals which are agglomerating within the melanocratic separations (autoliths).

Diorites and quartziferous diorites consist of plagioclase, hornblende, biotite (Plate VIII, Fig. 2), quartz, sphene, apatite and epidote. Some varieties contain a certain amount of microcline, fact that indicates a tendency of rocks from this group to form syenno-dioritic separations. In dioritic rocks melanocratic separations occur, and also some leucocratic ones (Plate VIII, Fig. 3); for the latter an amphibole in elongated crystals is characteristic.

The vein rocks crossing the late-orogenic Cărpiniș-Novaci pluton and occasionally the Lainici-Păiuș Series are represented by lamprophyres (Plate IX, Fig. 1), dioritic porphyries, granodioritic porphyries, granite porphyries, pegmatoid granites, aplites, aplites with tourmaline, quartziferous porphyries, quartz veins which have been successively emplaced (Fig. 3). In some cases along the open fissures, geodes with automorphic quartz crystals 1–3 cm in length have formed.

Effects of the Hercynian metamorphism on Baikalian granitoids. The regional Hercynian (Breton) metamorphism is displaying along a zone located in the northern part of the region (Plate X). This metamorphism has strongly influenced the infrastructure, determining allotremorphism phenomena in the Lainici-Păiuș Series, and a dynamical metamorphism in the Sușița synorogenic granitoids and in the late-orogenic ones from the northern part of the Cărpiniș-Novaci pluton. Even the vein rocks which cross it are affected by this dynamic metamorphism.

The intensity of the metamorphism (lamination) of granitoid rock under the conditions of the greenschist facies is varied; in some parts they are but slightly affected by this process, whereas in others they are transformed into sericite-chloritous schists whose secondary minerals gradually oriented in the foliation S_2 , as the process becomes more intense. The feldspar mega-



crystals are very resistent with respect to this process, and therefore their plagioclase and biotite inclusions are not disturbed (Plate IX, Fig. 3), fact demonstrating that the megacrystals have formed before the lamination phenomenon, and not subsequently to it, as presumed by some petrologists.

As a result of the Hercynian metamorphism there have formed metagranitoids, schistous rocks composed of fine-grained quartz, albite, sericite, chlorite, amphibole and occasionally stilpnomelane. The old granitoid fissures are joined and filled up with chlorite. A new Hercynian fissure system has formed.

Mylonitization phenomena in late-orogenic granitoids. Along the overthrust plane of granitoids on the Schela formations from the south-western part, and along some fault planes, the granitoid rocks have undergone mylonitization phenomena whose groundmass was broken. The plagioclase which is broken and bent proves to be most characteristic (Plate IX, Fig. 4). The quartz is transformed into a fine-grained mortar, and the potassic feldspar is broken and replaced by finely twinned albite.

Petrochemistry of granitoid rocks. On purpose to study the chemical composition and the evolution of the primary granitoid magma, the late-orogenic granitoid rocks have been analysed (Table 2), and the results are presented in various tables according to the facies to which the rocks pertain or in groups of rocks in view to make a comparison of their chemical composition.

With regard to the variation of the content of major elements (oxides) as it results from Table 2 and Figure, 4, the former presents for each granitoid rock facies its peculiarities. A clear distinction between the Cărpiniş granitoid facies and the Novaci granitoid one may be observed as to the content in alkalines, the first being richer in Na_2O and the second in K_2O . A few peculiar features are also resulting from the normative composition (CIPW) of rocks (Table 3), as well as from their magmatic parameter values (Table 4). As a function of the latter, the granitoids from the Cărpiniş facies are referable to normal-dioritic magmas up to the farsunditic which pertain to the calc-alkaline series. The more basic rocks from the Novaci granitoid facies correspond to normal — gabbro-dioritic magmas and normal-dioritic ones, both of the calc-alkaline series, however, the Novaci granites correspond to magmas displaying strong tendencies to the alkali-potassic series, and namely : granitic-granosyenitic, kalinordmarkitic, juvitic, and rapakivitic magmas. For this reason, the conclusion was reached that the province of Baikalian granitoids from the Danubian Autochthonous area pertains to the series of calc-alkaline magmas ; within it a subprovince with differentiated rocks from the same magma may be separated ; the latter display features typical of the series of alkali potassic magmas, so as it results from Figure 5.

The petrochemical characteristics of granitoid rocks from various facies or groups of rocks, and the sense of their differentiation showed by the primary granodioritic magma, do also result from diagrams of Figures 6,7,8,9, and particularly from the differentiation diagram, (Figure 10). The isofalic point ($\text{al} = \text{fm}$) is located in the $\text{si} = 200 - 220$ interval specific to calc-alkaline provinces.

Distribution of trace elements in granitoid rocks. On purpose to establish the distribution of trace elements in granitoid rocks, as well as their relations with major elements, the granitoids from the facies of the Cărpiniş-Novaci pluton have been spectrographically analysed (Tables 5 and 6). Relying on values obtained there were computed ratios between trace and major elements which may be replaced by isomorphism phenomena (Table 7).

As it results from diagram of the Figure 12 the curves of the elements V,Ni,Cr and to a certain extent Co are generally decreasing with respect to the Fe and Mg curves, or parallel



to the latter, fact also resulting from the variation of ratios of these elements (Fig. 13) Ni-Co and Cr-V correlations (Fig. 14 and 15) are positive.

Projection points of rocks as a function of Sr and Ba (Fig. 16) are more dispersed, fact that might have been determined or influenced also by autometamorphic alteration phenomena of plagioclase and potassic feldspars, which might have generated fluctuations in Ca and K contents. However, there may be observed a rise of the content in Ba towards the more acid rocks, concomitantly with a rise of the amount of K, this resulting also from the Figure 17 (Ba-K relation), on which the rocks are projected along a straight-line. The $Sr \times 10^2/Ca$ ratio (Fig. 18) rises along the series of granitoid rocks, whilst the Sr/Ba ratio is maintaining along a horizontal straight-line.

On the Sr-Ba diagram (Fig. 19) the granitoid rocks are projected along the ascending straight-line whereas the Novaci granites, alkaline rocks rich in K and hence also in Ba, fall into a distinct group. This situation may be considered as normal since the Novaci granites represent later differentiated products of the magma which has generated the granitoid pluton.

Besides the other elements as Pb, Cu and Be, less significant for the magmatic evolution, Zr was also determined, this element marking clear-cut differences between the Cărpiniș granitoid facies and the Novaci one. Thus, very high contents in Zr within the Novaci granitoids are noticed and which on the diagram of the Figure 20 are recorded on a slightly ascending curve, whereas the Cărpiniș granitoids form a descending curve whose aspect reminds the Zr curve of the Sușița synorogenic granitoids (Savu et al., 1971).

Origin of granitoid facies. The primary magma from which have derived rocks of the Baikalian granitoid province had formed by the palingenetic mobilization of the granitic cover and by the partial anatexis of the sialic cover consisting of Prebaikalian-post-Carelian crystalline schists from the Danubian Autochthonous Foredeep Zone (Savu et al., 1971). From this granodioritic magma, synorogenic granitoid plutons composed of less differentiated rocks were pulsed towards the surface. During its long subsequent evolution this magma has undergone a slow differentiation process, so that the lateorogenic stage, intrusions of granodioritic magma generating rocks from the Cărpiniș facies have still continued. From this magma there are distinguished, on the one hand, dioritic products, and on the other hand, a magma enriched in K_2O and volatile components from which alkaline granites of the Novaci facies will result (Fig. 21). It is noteworthy that on the Q Ab Or diagram (Fig. 22) these rocks fall into the field of "potassic granites" described by Härmä (1965) in Finland.

Owing to the successive intrusions of these magmas the Cărpiniș-Novaci late-orogenic pluton with its two facies has formed; it was emplaced at a depth of about 15 km (present level), the magma displaying a temperature of about $700^\circ C$, and thus influencing by its thermal energy the regional metamorphism.

The formation of subfacies within these two facies, and especially within the facies of Cărpiniș granitoids, took place subsequently to the emplacement of intrusions, during the cooling of the pluton, in the course of million years. A marginal facies (subfacies) is formed which is more rapidly consolidated, whereas the magma from the inner side of the body had enriched in volatile components, fact that has finally led, by means of a slower cooling, to the formation of the subfacies of granitoids with poikilitic potassic feldspar megacrystals and of the subfacies with largely developed biotite crystals.

Hence we will retain as essential factors in the formation of the zonary structure of the granitoid pluton the successive intrusion and rise of the volatile pressure within the magma in the course of crystallization; the last factor contributes to the formation of a larger granulation,



phenomenon which becomes more pronounced as the differentiation and consolidation of the granitoid magma are advancing.

As regards the causes which have preserved these conditions and have finally led to the occurrence of the Novaci granite showing alkaline features and a large granulation, it is presumed that phenomena resembling the extension of the ocean floor and subduction have taken place also in the Precambrian at the limit of the Carpathian field, partly oceanic, and of the East European Schield formed during the Archean-Karelian cycles. In this zone of maximum lability, magmas have been preserved in their melted state a longer time interval, fact that favoured the displaying of a slower differentiation process which led to the accumulation of volatile components in magma, and to its enrichment in alkalies.

After the consolidation and the cooling of the pluton, at least at the present erosion level, concomitantly with the formation of fissures, from depth are pulsed acid residual or basic magmas (lamprophyres) which have generated veined rocks, so that finally we find at the same lithostatic level both rocks with plutonic features in various facies, and porphyric or fine-grained rocks showing hypabyssal features.

These primary structures are subsequently overlain by the Hercynian metamorphism, which in more intensely affected zones began to remove the structural peculiarities of the granitoid rocks.





Institutul Geologic al României

PLANŞA I



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

- Fig. 1. — Cristal de cordierit (în centru) cu incluziuni aciculare de sillimanit în gneisele din paleosoma migmatitelor arteritice de pe valea Aninișu Mare. Nic. +, x 30.
Cordierite crystal (in centre) with acicular sillimanite inclusions in gneisses from the paleosome of arterite migmatites from the Aninișu Mare Valley. Nic. +, x 30.
- Fig. 2. — Cristal de cordierit (c) pinitizat pe margini și pe fisuri. Valea Aninișu Mare. Nic. +, x 40.
Cordierite crystal (c) replaced by pinite along margins and fissures. Aninișu Mare Valley. Nic. +, x 40.
- Fig. 3. — Cristale fibroase de sillimanit incluse în pinit care a înlocuit cordieritul. Valea Aninișu Mare. Nic. II, x 60.
Fibrous sillimanite crystals included in pinite which has replaced the cordierite. Aninișu Mare Valley. Nic. II, x 60.
- Fig. 4. — Cristal de granat substituit de biotit (bi) pe fisuri. Valea Aninișu Mare. Nic. II, x 26.
Garnet crystal substituted for biotite (bi) along the fissures. Aninișu Mare Valley. Nic. II, x 26.

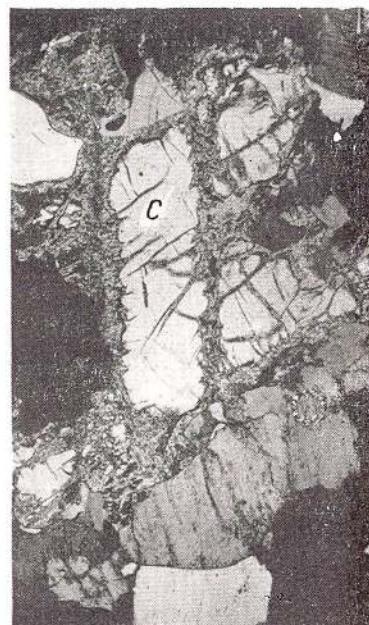


H. SAVU et al. Granitoidele din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș
Novaci.

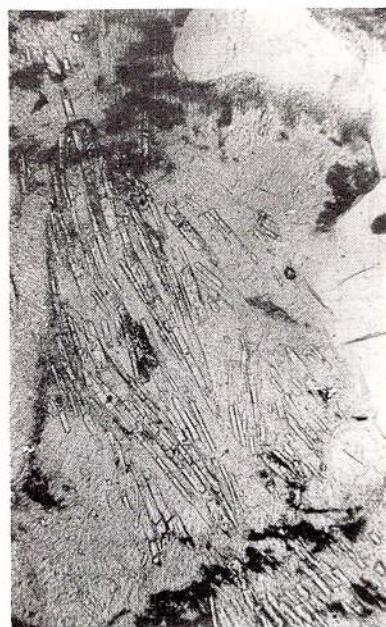
Pl. I.



1



2



3



4

Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



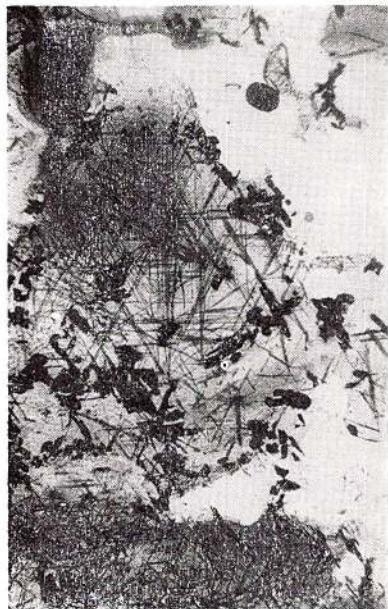
Institutul Geologic al României

PLANŞA II

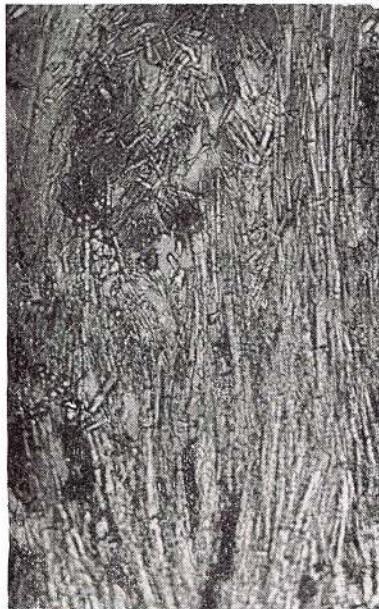
- Fig. 1. — Sagenit format în biotitul din paleosoma migmatitelor. Valea Aninișu Mare. Nic. II, x 87.
Sagenite formed in biotite from paleosoma of the migmatites. Aninișu Mare Valley. Nic. II, x 87.
- Fig. 2. — Sillimanit fibros ce se dezvoltă pe seama biotitului. Valea Aninișu Mare. Nic. II, x 90.
Fibrous sillimanite developed at the expense of biotite. Aninișu Mare Valley. Nic. II, x 90.
- Fig. 3. — Cristal de andaluzit (a) cu incluziuni de sillimanit, biotit și magnetit. Valea Aninișu Mare. Nic. +, x 30.
Andalusite crystal (a) with sillimanite, biotite and magnetite inclusions. Aninișu Mare Valley. Nic. +, x 30.
- Fig. 4. — Cristal de forsterit înlocuit pe fisuri de serpentin, inclus în calcit. Pîriul Cerbului. Nic. +, x 36.
Forsterite crystal replaced along the fissures by serpentine included in calcite. Cerbul Stream Nic. +, x 36.



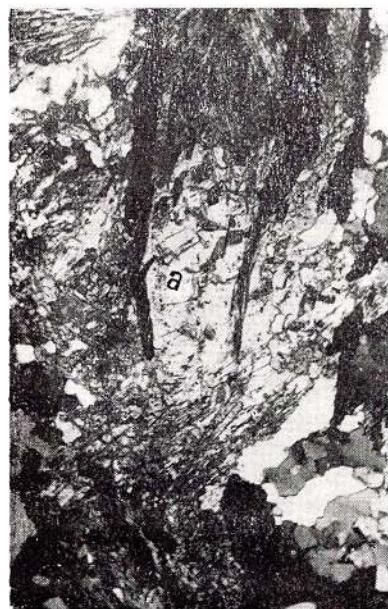
• SAVU et al. Granitoidele din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș —
Novaci. Pl. II.



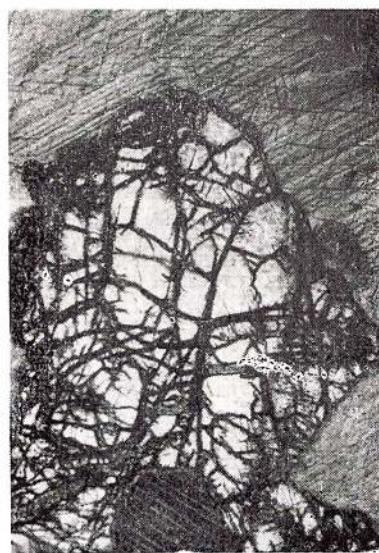
1



2



3



4

Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

PLANŞA III

Fig. 1. — Migmatit arteritic cu structură heterogenă. Valea Aninișu Mare.

Arterite migmatite showing a heterogenous structure. Aninișu Mare Valley.

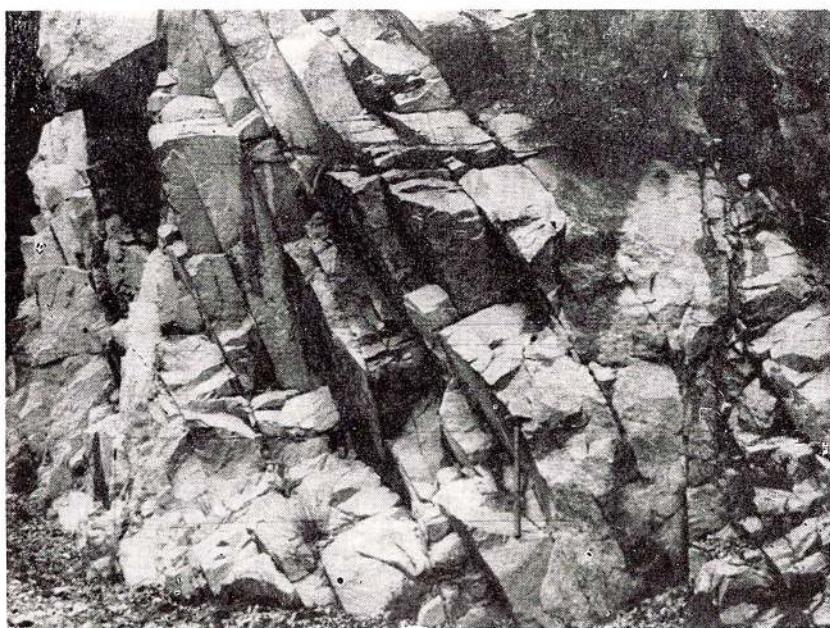
Fig. 2. — Fisuri ac în granitoidele din faciesul de Cărpiniș pe valea Aninișu Mare, a căror poziție arată că axul structural al plutonului se afundă spre vest-sud-vest (la stînga). Ac joints in the Cărpiniș facies granitoids from the Aninișu Mare Valley, whose position shows that the structural axis is dipping west-south-westwards (to left).



Institutul Geologic al României



1



2

Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.

PLANŞA IV

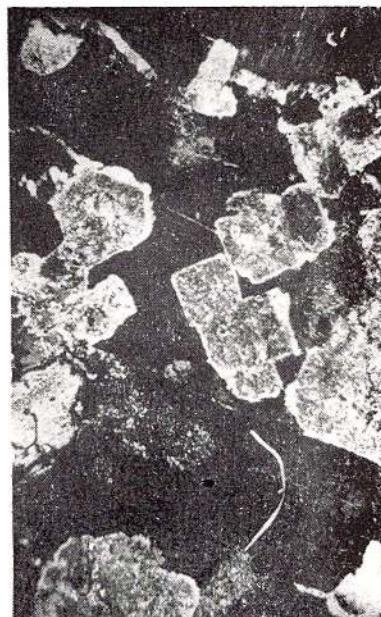
- Fig. 1. — Plagioclaz alterat, cu aureolă de albite limpede (în centru). Valea Aninișu Mare. Nic. +, x 26.
Altered plagioclase with a clear albite aureole (in centre) Aninișu Mare Valley. Nic. +, x 26.
- Fig. 2. — Structura feldspatului poikilitic (negru) care include cristale fine de plagioclaz alterat, cu aureolă fină de albite. Valea Aninișu Mare. Nic. +, x 30.
Structure of the poikilitic feldspar (black) which includes altered fine plagioclase crystals with a fine albite aureole. Aninișul Mare Valley. Nic. +, x 30.
- Fig. 3. — Feldspat potasic maclat după legea Carlsbad în granitele de pe Valea Gilortului. Nic. +, x 37.
Twinned potassic feldspar according to the Carlsbad law within granites along the Gilortu Valley. Nic. +, x 37.
- Fig. 4. — Bioit ondulat cu separații lenticulare de prehnit (alb) pe planele de clivaj. Valea Aninișu Mare. Nic. II, x 30.
Undulated biotite with prehnite (white) lenticular separations along the cleavage planes. Aninișu Mare Valley. Nic. II, x 30.



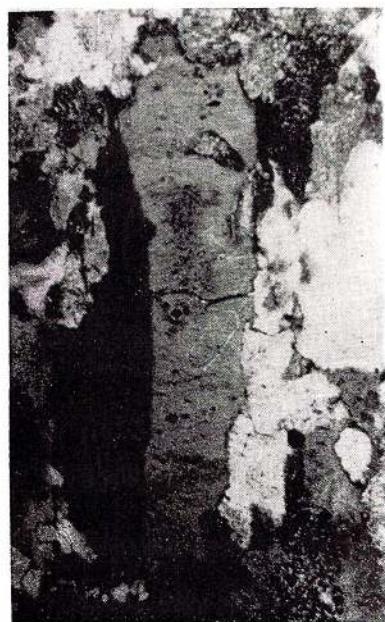
H. SAVU et al. Granitoidele din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș —
Novaci. Pl. IV.



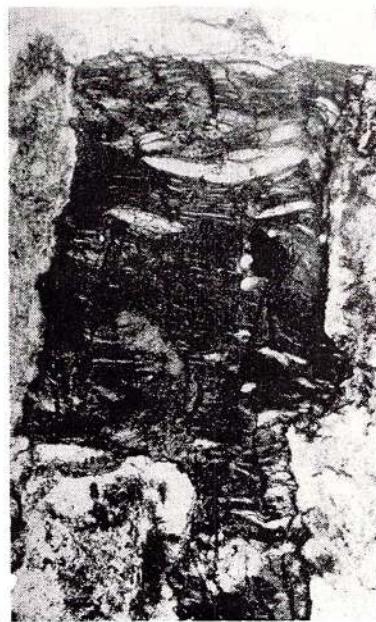
1



2



3



4

Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

PLAVŞA V

Fig. 1. — Cristal idiomorf de titanit (în centru) în granitele de pe valea Aninişu Mare. Nic. II. x 60.

Titanite idiomorphic crystal (in centre) within the Aninişu Valley granites. Nic. II, x 60.

Fig. 2. — Cristal de ortit cu structură zonară din separația melanocrată biotitică de pe valea Aninişu Mare. Nic. II, x 40.

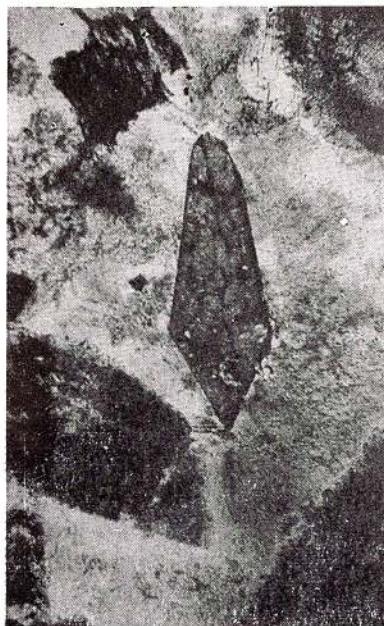
Orthite crystal showing a zonal structure from the melanocratic biotite separation along the Aninişu Mare Valley. Nic. II, x 40.

Fig. 3. — Structura separației melanocrate biotitice de pe valea Aninişu Mare. Mărime naturală.

Structure of the melanocratic biotite separation along the Aninişu Mare Valley. Real size.



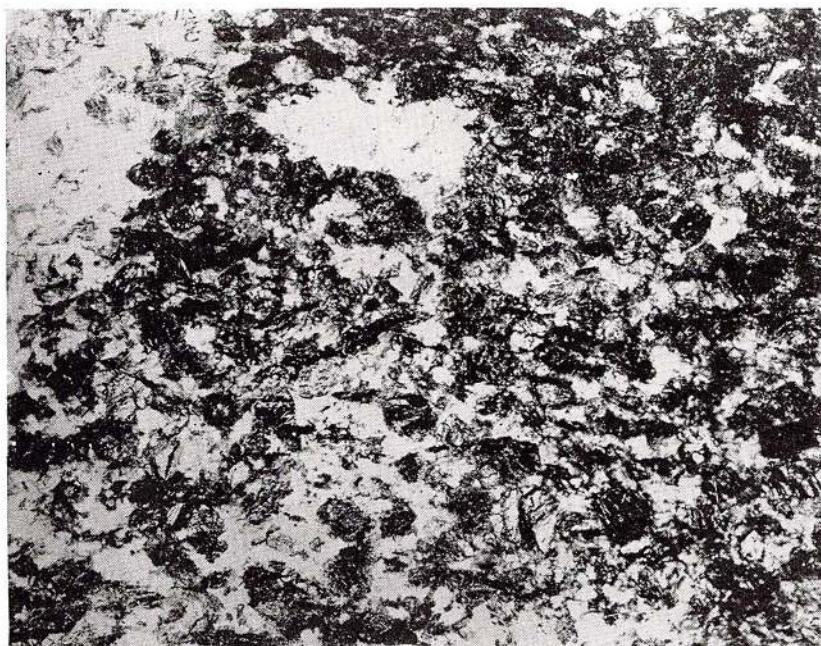
H. SAVU et al. Granitoidele din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș —
Novaci. Pl. V.



1



2



3

Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

PLANŞA VI

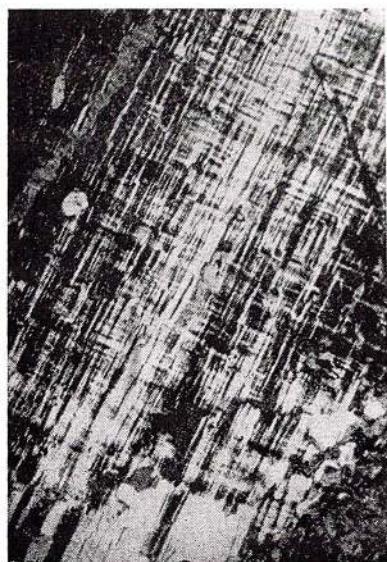
- Fig. 1. — Structura caracteristică a granitului de Novaci cu megaeristale de feldspat potasic (alb). Valea Gilortului. x 0,80.
Characteristic structure of the Novaci granite with megacrystals of potassic (white) feldspar. Gilortul Valley. x 0,80.
- Fig. 2. — Structură de microclin intr-un megacristal de feldspat potasic din granitul de Novaci. Valea Gilortului. Nic. +, x 30.
Microcline structure in a potassic feldspar megacrystal from the Novaci granite. Gilortul Valley. Nic. +, x 30.
- Fig. 3. — Structură de microclin-pertit într-un megacristal de feldspat potasic din granitul de Novaci de pe valea Gilortului. Nic. +, x 32.
Microcline-perthite structure in a potassic feldspar megacrystal from the Novaci granite, in the Gilortul Valley. Nic. +, x 32.



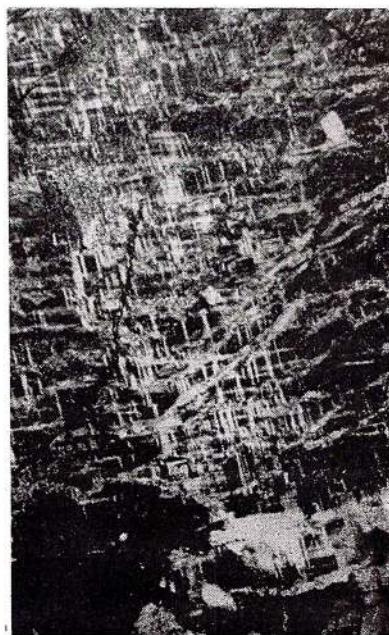
H. SAVU et al. Granitoidele din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș —
Novaci. Pl. VI.



1



2



3

Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

- Fig. 1. — Structură de microclin-pertit neregulată într-un magacristal de feldspat potasic din granitul de Novaci de pe valea Gilortului. Nic. +, x 28.
Irregular microcline-perthite structure in a potassic feldspar megacrystal from the Novaci granite in the Gilortul Valley. Nic. +, x 28.
- Fig. 2. — Structură pertitică într-un megacristal de feldspat potasic cu structură zonară din granitul de Novaci de pe valea Aninișu Mare. Nic. +, x 28.
Perthitic structure in a potassic feldspar megacrystal with a zonary structure from the Novaci granite in the Aninișu Mare Valley. Nic. +, x 28.
- Fig. 3. — Concreștere mirmekitică între cuarț și plagioclaz într-un granit de Novaci de pe valea Aninișu Mare. Nic. +, x 50.
Myrmekitic intergrowth between quartz and plagioclase in a Novaci granite in the Aninișu Mare Valley. Nic. +, x 50.
- Fig. 4. — Cristal de monazit (în centru) inclus în biotit. Valea Gilortului. Nic. II, x 66.
Monazite crystal (in centre) included in biotite. Gilortul Valley. Nic. II, x 66.



H. SAVU et al. Granitoidele din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș —
Novaci. Pl. VII.



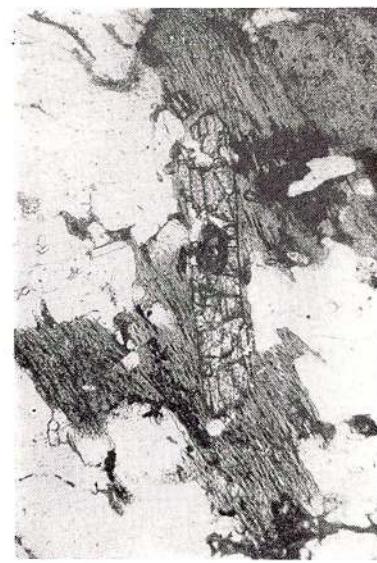
1



2



3



4

Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

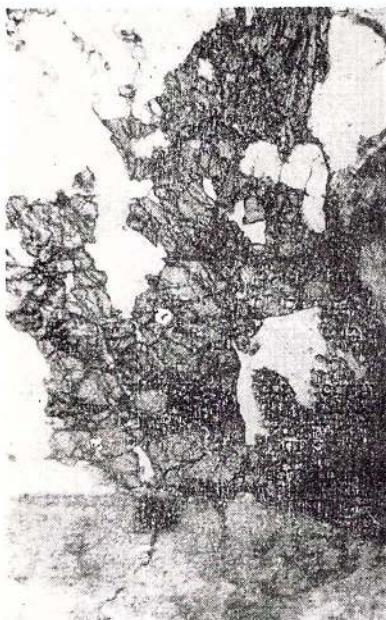
PLANŞA VIII

- Fig. 1. — Cristal de titanit xenomorf în granitul de Novaci. Valea Gilortului. Nic. II, x 30.
Xenomorphic titanite crystal in the Novaci granite. Gilortul Valley. Nic. II, x 30.
- Fig. 2. — Cristal de amfibol (ho) înlocuit pe margini de biotit (negru) în dioritele de pe valea Sunătoarea. Nic. II, x 30.
Amphibole crystal (ho) replaced on the borders by biotite (black) in diorites in the Sunătoarea Valley. Nic. II, x 30.
- Fig. 3. — Separație leucocrată în dioritele cuarțifere de pe valea Gilortului.
Leucocratic separation in quartziferous diorites in the Gilortul Valley.

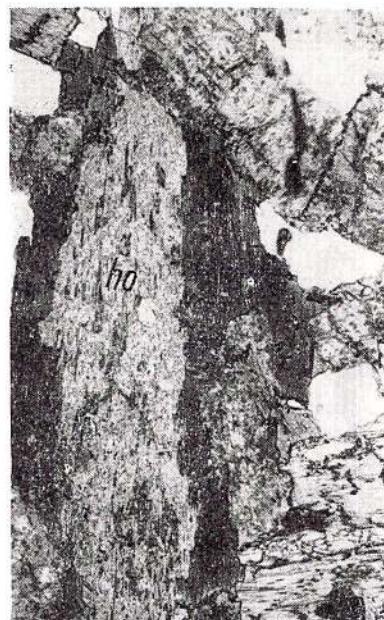


H. SAVU et al. Granitoidele din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș –
Novaci.

Pl. VIII.



1



2



3

Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

PLANŞA IX

- Fig. 1. — Lamprofir cu piroxen (in centru) de pe valea Aninișu Mare. Nic. II, x 30.
Lamprophyre with pyroxene (in centre) in the Aninișu Mare Valley. Nic. II, x 30.
- Fig. 2. — Cristal de ortit alungit (in centru) într-un porfir granodioritic de pe valea Gilortului. Nic. II, x 30.
Elongated orthite crystal (in centre) within a granodioritic porphyry in the Gilortul Valley. Nic. II, x 30.
- Fig. 3. — Cristale de feldspat potasic deformate (fp), în care incluziunile de plagioclaz (pl) își mențin forma și orientarea primară, într-un metagranit de pe valea Gilortului. Nic. +, x 20.
Deformed potassic feldspar crystals (fp) wherein the plagioclase inclusions (pl) preserve their primary form and orientation, within a metagramite of the Gilortul Valley. Nic. +, x 20.
- Fig. 4. — Granit milonitizat în care cristalele sunt sparte și îndoite, ceea ce se observă mai clar la plagioclazul maclat. Valea Gilortului. Nic. +, x 47.
Mylonitized granite wherein the crystals are broken and bent, phenomena more clearly observed in the twinned plagioclase. Gilortul Valley. Nic. +, x 47.



H. SAVU et al. Granitoidele din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș —
Novaci.

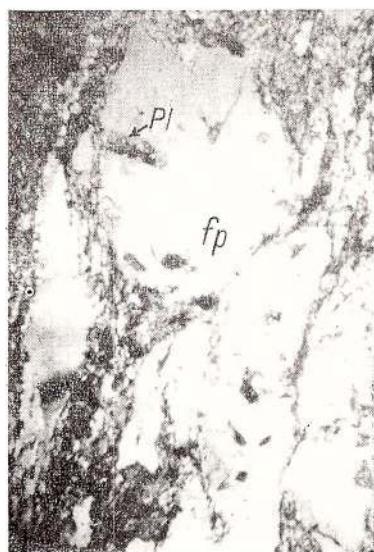
Pl. IX.



1



2



3



4

Anuarul Institutului Geologic, vol. XL.



Institutul Geologic al României

EXPLANATION OF PLATE

Plate X

Geological map of the Crasna-Novaci region (Paring Mts).

1 a, alluvial deposits ; 1 b, terraces. Alpine cycle : 2, Pliocene-Tortonian ; 3, Mesozoic formations : sandstones and conglomerates (a) and limestones (b), Hercynian cycle. Superstructure : 4, Schela formation. Infrastructure : 5, Hercynian metamorphism, retro-morphism, lamination (S_2), milonitization. Baikalian cycle : 6, quartz veins (Q) ; 7, lamprophyres (λ) ; 8, aplites and microgranitic porphyries (z) ; granitic porphyries ($\pi\gamma$) ; pegmatites (P) ; 9, dioritic porphyries ($\pi\delta i$). Late-orogenic granitoids. Novaci granitoid facies : 10 a, Novaci granites with melanocratic separations ; 10 b, quartziferous diorites ; 10 c, red granites. Cărpiniș granitoid facies : 10 d, hydrothermalized granitoids ; 10 e, tourmaline-bearing granites ; 10 f, poikilitic potassic feldspar-bearing granodiorites and granites, and melanocratic separations ; 10 g, widely developed biotite-bearing granodiorites ; 10 h, micro-grained granitoids. Synorogenic granitoids : 11 a, granites and granodiorites ; 11 b, autometamorphosed granitoids ; 11 d, granites bearing potassic feldspar megacrystals. Lainici-Păiuș Series : 12 a, injection lit par lit migmatites or the metasomatic ones (arteritic) ; 12 b, rocks bearing sillimanite + cordierite ± andalusite ; 12 c, fine-grained quartzitic biotite-bearing schists ; 12 d, crystalline dolomites and silicates with limestones ; 12 e, biotite ± almandine quartzites ; 12 f, amphibolites and metamorphosed basic rocks ; 12 g, paragneisses and microgneisses with biotite-muscovite-garnet ; 12 h, quartz-feldspathic gneisses ; 13, metamorphism isogrades ; 14, faults ; 15, overthrust faults ; 16, profile line ; 17, primary foliation of granitoid rocks ; 18, foliation and lineation ; 19, fault planes ; 20, axis of the anticlinal ; 21, axis of the synclinal ; 22, quarry ; 23, chemical and spectral analyses ; 24, spectral analysis.


95823



Institutul Geologic al României

H. SAVU
HARTA GEOLOGICĂ
A
REGIUNII CRASNA - NOVACI
(MUNȚII PARÎNG)

1500m



LEGENDA

- CICLUL ALPIN**

1 Aluvioni (a), terase (b)

2 Pliocen-Tortonian

3 Formațiuni mezozoice: gresii și conglomerate (a) și calcare (b)

SUPRASTRUCTURA

4 Formațiunea de Schela

CICLUL HERCINIC

5 Metamorfism hercinic, retramorfism, laminare (S_2), milonitizare

6 Filoane de cuart (Q)

7 Lamprofire (λ)

8 Aplite și porfire microgranitice (π), porfire granitice (πδ), pegmatite (P)

9 Porfirite dioritice (πdi)

GRANITOIDE TARDEOROGENE

10 Granitoide de Novaci și separații melanocrate (a), diorite cuartifere (b), granitoare roșii (c), granitoide hidrotermalizate (d), granitoare cu turmalină (e), granodiorite cu feldspat potasic poichilic și separații melanocrate (f), granodiorite cu biotit larg dezvoltat (g), granitoide microgrăunoase (h)

FACIESUL GRANITOIDELOR DE NOVACI

FACIESUL GRANITOIDELOR DE CÂRPINIS

CICLUL BAIICIAN

11 Granite și granodiorite (a), granitoide autometamorfozate (b), granite cu megacristale de feldspat potasic (c)

GRANITOIDE SINOROGENE

CICLUL LAINICI-PAIUȘ

12 Migmatite lit par lit de injectie sau metasomatice (arteritice)

13 Roci cu sillimanit ± cordierit ± andaluzit

14 Sisturi cuartitice fine cu biotit

15 Dolomite cristaline și calcare cu silicati

16 Cuarțite cu biotit ± almandin

17 Amfibolite și roci bazice metamorfozate

18 Paragnaise și micrognaise cu biotit ± muscovit ± granat

19 Gnaise cuarto-feldspatice

20 Izograde de metamorfism

21 Falii

22 Falii inverse și de încălcare

23 Linie de profil

24 Foliația primară a rocilor granitoide

25 Foliația și lineație

26 Plane de falii

27 Ax de anticinal

28 Ax de sinclinal

29 Carieră

30 Analiză chimică și spectrală

31 Analiză spectrală

Redactor : MARGARETA PELTZ
Tehnoredactor : GEORGETA BORLEA
Traducători : MARGARETA HÂRJEU, MARIANA SAULEA
Illustrația : V. NITU

Dat la cules: ian. 1973. Bun de tipar: iunie 1973. Tiraj: 1000 ex. Hirtie
seris IA 70 × 100/56 g. Coli de tipar: 19 1/4, Com. 533. Pentru biblioteci
indicele de clasificare 55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația”, str. Brezoianu
nr. 23 - 25.





Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



Institutul Geologic al României

INSTITUT GÉOLOGIQUE

ANNUAIRE
DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE

TOME XL



Institutul Geologic al României