

**INSTITUTUL GEOLOGIC
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE**

SERIA J

Stratigrafie

Nr. 8

**STUDIUL GEOLOGIC AL SECTORULUI
VESTIC AL BAZINULUI CRIŞULUI ALB
ŞI AL RAMEI MUNȚILOR CODRU
ŞI HIGHIŞ**

DE

DUMITRU ISTOCESCU

BUCUREŞTI
1971



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

**INSTITUTUL GEOLOGIC
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE**

SERIA J

Stratigrafie

Nr. 8

**STUDIUL GEOLOGIC AL SECTORULUI
VESTIC AL BAZINULUI CRIŞULUI ALB
ŞI AL RAMEI MUNȚILOR CODRU
ŞI HIGHIŞ**

DE

DUMITRU ISTOCESCU

BUCUREŞTI
1971



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

C U P R I N S

	<u>Pag.</u>
I. Introducere	7
a) Delimitarea și încadrarea regiunii	8
b) Istoricul cercetărilor geologice	9
II. Stratigrafie	15
A) Formațiunile de ramă și fundament	15
1. Seria cristalină cu intruzioni granitoide sinorogene	16
2. Paleozoicul	22
3. Mezozoicul	41
B) Formațiunile neogene ale bazinului Crișului Alb	59
a) Tortonianul	60
b) Sarmațianul	85
c) Pliocenul în facies pannonic	107
d) Eruptivul neogen	135
e) Cuaternarul	137
III. Tectonica	140
A) Tectonica formațiunilor de fundament	141
1. Unitatea munților Codru	141
2. Unitatea munților Hîgheș	145
3. Fundamentul bazinului Crișului Alb	147
B) Tectonica formațiunilor de cuvertură	148
IV. Datele geofizice din regiune și interpretarea lor geologică	154
V. Evoluția geologică a regiunii	156
A) Formațiunile prealpine	156
B) Formațiunile alpine	157
VII. Geomorfologie	161
VIII. Considerații de ordin economic	163
IX. Concluzii	163
X. Partea paleontologică	164
XI. Bibliografie	170
Rezumat	179





Institutul Geologic al României

**STUDIUL GEOLOGIC AL SECTORULUI VESTIC
AL BAZINULUI CRIŞULUI ALB ŞI AL RAMEI
MUNTILOR CODRU ŞI HIGHIŞ¹**

DE

DUMITRU ISTOCESCU²

Abstract

Geological Study of the Western Area from the Crişul Alb Basin and the Codru and Highiş Mountains Border. In this paper there are described the Mesozoic and Paleozoic crystalline formations which build up the Crişul Alb basin, and the Neogene deposits that compose the cover formations (Tortonian, Sarmatian, Pliocene). The rich paleontological, micropaleontological and palinological material which has been analysed, as well as the establishment of tectonical and stratigraphical relationships led to the working out of a general stratigraphical scheme for the whole region; the latter was likewise included in the general scheme admitted for the Apuseni Mountains and the Pannonian Depression. For the region under study a general geological map comprising 27 lithographical separations, a structural map and lithofacial maps have been drawn; the fossil remains of the region, which have led to the dating of the formations, are also figured.

I. INTRODUCERE

Bazinele externe ale Munților Apuseni, prin care se face contactul depresiunii pannonice cu regiunea muntoasă, reprezintă o serie de trepte cedorite în care sedimentarea neogenă a prezentat caractere particulare. Cercetările geologice întreprinse în bazinul Baia Mare, bazinul Șimleului, bazinul Vad-Borod și bazinul Beiușului, pe baza cărora au fost publicate lucrări monografice, au dus la o mai bună cunoaștere a geologiei acestora.

¹ Lucrare de doctorat susținută la 23.X.1970 la Univ. Al. I. Cuza-Iași.

² Întreprinderea geologică de prospecțiuni, Calea Griviței nr. 64, București.



O privire geologică de ansamblu asupra depresiunii pannonice și asupra ramificațiilor vestice ale Munților Apuseni nu poate fi însă considerată completă, fără un studiu detaliat și asupra bazinului Crișului Alb. Lucrarea de față își propune prin urmare să acopere lacuna existentă în literatura de specialitate privind geologia bazinului Crișului Alb și a ramei muntoase a acestuia.

Regiunea care face obiectul studiului de față se situează în extremitatea vestică a Munților Apuseni fiind alcătuită din următoarele unități geologice: extremitatea vestică a munților Codru, regiunea vestică a bazinului Crișului Alb și versantul nordic al munților Hîghiș. Această regiune, însumând o suprafață de cca 1200 km² cuprinde sectorul vestic al bazinului Crișului Alb și rama muntoasă a acestuia.

După realizarea hărții geologice a acestei regiuni au fost detaliate unele profile reprezentative pentru regiune, au fost colectate resturile fosile în vederea alcăturirii unei coloane stratigrafice tip și a fost urmărită descifrarea structurii geologice pe baza datelor geofizice și a forajelor.

Cu ocazia întocmirii acestei lucrări țin să aduc cele mai calde mulțumiri acelora care m-au îndrumat și sprijinit la realizarea ei.

Un sprijin prețios am primit din partea regretatului profesor doctor docent I. A. M. a x i m, sub îndrumarea căruia am început lucrarea de doctorat și care nu și-a cruțat osteneala de a mă îndruma în lucrările de teren.

Am primit un sprijin științific și moral permanent, atât în lucru pe teren, cât și la realizarea prezentei lucrări, din partea profesorului doctor docent N e c u l a i M a c a r o v i c i, căruia îi mulțumesc călduros, și față de care voi păstra o via recunoștință.

Un sprijin prețios am primit atât în lucrările de teren, cât și în cele de laborator din partea profesorului doctor docent M. P a u c ă cu care am avut numeroase discuții rodnice.

Mulțumesc în mod deosebit profesorului doctor docent R. D i m i - t r e s c u care m-a îndrumat spre acest studiu și mi-a insuflat interesul pentru formațiunile cristaline și eruptive, fără a căror înțelegere, lucrarea ar fi fost incompletă.

a). DELIMITAREA ȘI ÎNCADRAREA REGIUNII

Din punct de vedere fizico-geografic, cea mai mare parte a suprafeței cercetate face parte din depresiunea Zarandului, anexă a depresiunii pannonice. Această regiune este drenată axial de cursul Crișului Alb;



zonele marginale se situează pe versantul vestic al munților Codru, pe cîmpia Crișului Negru și pe versantul nordic al munților Highiș.

Suprafața astfel definită, situată pe teritoriul județelor Bihor și Arad, este delimitată la N de Crișul Negru, la S, de versantul nordic al munților Highiș, la W, de o linie convențională care ar uni localitățile Girișul Negru, Ucuriș, Beliu, Ineu, Siria, corespunzînd aproximativ limitei dintre Cîmpia Tisei și coline, iar la E, de o altă linie convențională, care ar uni localitățile Ursad, Poclușa, Clit, Cărănd, Minerău și Miniș.

Studiile geomorfologice întreprinse de Coteș (1956) conduc la separarea în cadrul acestei regiuni a mai multor unități morfologice : munții Codru, munții Highiș, depresiunea Zarandului și Cîmpia Tisei.

Contactul dintre dealurile depresiunii Zarandului și cîmpie este foarte strîns, întrepătrunderea dintre cele două unități putîndu-se compara cu înaintarea cîmpiei sub forma a două „golfuri” în interiorul depresiunii, pe cele două văi principale ale regiunii – Crișul Alb și valea Cigherului.

Depresiunea Zarandului include teritoriul cuprins în unghiul format de munții Codru și Highiș ; în acest sector depresiunea morfologică se suprapune peste bazinul neogen al Crișului Alb de forma unei guri de pîlnie. Forma bazinului a favorizat în timpul Neogenului, largi legături cu domeniul pannonic.

În cadrul depresiunii Zarandului se individualizează 7 unități morfologice : dealurile și depresiunile de pe latura vestică a munților Codru, cîmpia Crișului Alb, dealurile Mocrea-Cuied, cîmpia Cigherului, dealurile Tauțului, piemontul Tîrnova-Dud și dealurile Măderat-Pîncota.

Cursurile de apă din regiune sunt tributare Crișului Alb și Crișului Negru ; văile care își au izvoarele în versantul nordic al munților Highiș sunt colectate de cursul Crișului Alb, iar văile care drenăază versantul sud-vestic al munților Codru sunt tributare văii Teuzului, affluent al Crișului Negru.

b) ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE

Datele existente în literatura de specialitate privind geologia acestei regiuni sunt destul de numeroase. Totuși, acestea se referă adesea la suprafețe prea restrînse, iar alteori prezintă date cu totul generale sau privind zonele învecinate. În consecință lipsesc datele de literatură din care să rezulte constituția geologică a bazinului Crișului Alb și relațiile acestuia cu rama muntoasă.



Primele date geologice autentice asupra Munților Apuseni au fost publicate de H a u e r (1852) asupra munților Pădurea Craiului.

Prima cartare de ansamblu a Munților Apuseni aparține lui T h o m a s A m b r o s (1850—1858), manuscrisul acestei hărți păstrându-se la arhiva Institutului geologic al Ungariei, iar colecțiile la Institutul geologic din Viena. Colecțiile strânse de A m b r o s au făcut obiectul de studiu pentru W o l f (1861).

În munții Codru și Bihor, A m b r o s separă : gnais și micașisturi, grauwacke și șisturi argiloase, Buntsandstein, calcare de Guttenstein ; calcare de Hallstatt, gresii liasice, calcare jurasice, Cretacicul, sienite și profire.

În 1858 din inițiativa lui A l b r e c h t se organizează o expediție în munții Bihorului. În munții Codru s-au ridicat numai cîteva profile, astfel că la alcătuirea hărții geologice la scara 1 : 576.000, editată la Viena în 1861, s-au folosit și aceste date separându-se : șisturi argiloase cu roci elastice, formațiuni cărbunoase, șisturi și gresii roșii, Rotliegendes ?, Triasic, strate de Gresten, calcare jurasice și neocomiene. În regiunea Miniș autorul semnalează calcare de tip Leitha din care citează o bogată asociatie fosilă.

Acestor studii cu caracter de ansamblu, le-a urmat cercetările de detaliu întreprinse de P e t h ö (1885—1902), L ó c z y (1886), P a p p (1905), R o z l o z s n i k (1915, 1939), P á l f y (1913—1939).

P e t h ö întreprinde între 1885—1902 studii sistematice asupra munților Codru, munților Highiș și bazinului Crișului Alb separind în cadrul regiunii : roci de fundament, reprezentate prin micașisturi, gnaise, filite și granite cu muscovit intruse în micașisturi ; formațiuni permiene care cuprind arcoze și gresii conglomeratice, șisturi roșii și porfire cuartifere, tufuri de porfire, tufuri porfiritice și diabazice, breccii conglomeratice, șisturi micacee fin stratificate, formațiuni triasice reprezentate prin dolomite și calcare.

În cadrul bazinului Crișului Alb, P e t h ö separă : formațiuni mediteranean-superioare reprezentate prin pietrișuri, gresii, gresii conglomeratice, calcare și tufuri calcareoase fosilifere ; andezite piroxenice și tufuri, diatomite ; depozite sarmațiene reprezentate prin calcare cu ceriți ; depozite ponțiene constituite din marne, gresii, pietrișuri ; Cuaternarul alcătuit din pietrișuri, argile cu bohnerz și aluvioni.

Lucrările întocmite de P e t h ö (1889, 1890) conțin și bogate liste de faună ale punctelor fosilifere : Govăjdia (26 specii pentru Sarmățian și 5 specii pentru Pliocen), Miniș (145 forme fosile pentru Tortonian), Șilindia (8 specii pentru Ponțian) și Luguzău (6 specii pentru Ponțian).



Numeroasele lucrări de detaliu întocmite de Pethö în bazinul Crișului Alb, în munții Highiș și în munții Codru acoperă în întregime suprafața bazinului Crișului Alb și a ramei acestuia, însă moartea prematură a acestui cercetător l-a împiedicat să alcătuiască o lucrare de sinteză pentru care la vremea aceea ar fi avut material suficient.

Lóczy (1884) stabilește anumite jaloane stratigrafice ale formațiunilor ante-tertiare și tertiare ale acestei regiuni, menționând granitele de la Nădălbești și Susani și Triasicul din platoul Vașcăului; de asemenea în cadrul bazinului Crișului Alb stabilește prezența depozitelor mediteraneene și ponțiene.

Lucrările întreprinse de Pálfy și Rozloznik (1905, 1913) în munții Codru duc la completarea cunoașterii privind succesiunea stratigrafică a acestei unități.

După 1918 Pálfy, Rozloznik și Kutassy, bazați pe materialele existente la Institutul geologic din Budapesta, publică mai multe note paleontologice, care conțin și considerații generale privind stratigrafia și tectonica munților Codru.

Asupra munților Highiș cercetările geologice întreprinse de Rozloznik (1913) duc la separarea următoarelor formațiuni: granite, sisturi cristaline epizonale, cuarțite, dolomite, calcare în plăci și sisturi cu *Daonella*. Din punct de vedere structural, autorul consideră cristalinul Highișului în poziție tectonică peste depozitele triasice.

Lucrările anterioare cu caracter preliminar, le urmează lucrările de sinteză întocmite de Pálfy și Rozloznik (1939) și Paucă (1941).

Lucrarea întocmită de Pálfy și Rozloznik conține o hartă tectonică de ansamblu a Munților Apuseni, în care sunt delimitate principalele unități tectonice și pînze de șariaj. De asemenea această lucrare are anexată o hartă de detaliu a „munților Beliului”, fiind axată pe descrierea formațiunilor eruptive, cristaline și paleozoice. În cadrul acestor formațiuni sunt separate: fundamentul constituit din micașisturi, sisturi cuarțitice cu porfiroblaste, gnaise, intruziuni granitice și dioritice, roci bazice; Permianul inferior, constituit din conglomerate bazale și brece; gresii roșii, porfire cuarțifere de diferite tipuri, roci bazice, conglomerate porfirice; Permo-Triasicul, constituit din conglomerate și gresii cuarțitice; Triasicul constituit din depozite anisiene, ladiniene, carniene și noriene.



Paucă (1941), ocupîndu-se de studiul geologic al munților Codru, pune bazele stratigrafiei acestei unități separînd un fundament de șisturi cristaline, care cuprinde două serii metamorfice, peste care se dispun formațiuni permiene, triasice, jurasice și cretacice. În cadrul bazinului neogen sunt separate formațiuni tortoniene, sarmațiene, pliocene și cuaternare, precum și roci eruptive (andezite și aglomerate andezitice). Din punct de vedere tectonic autorul distinge cutările hercinice, care au metamorfozat Paleozoicul inferior și cutările alpine care au imprimat stilul tectonic în pînze de șariaj al munților Codru. Harta geologică la scara 1 :111.000 ce însoțește lucrarea de sinteză, reprezentă o primă lucrare de ansamblu, privind acest teritoriu.

Lucrările întreprinse de Ghițulescu, Socolescu (1941) și Macaroviči (1945, 1950) în partea estică a bazinului Crișului Alb, au condus la stabilirea succesiunii stratigrafice a Neogenului din regiunea Brad-Săcărîmb.

Sintiza datelor privind depozitele neogene din bazinele externe ale Munților Apuseni, datorată lui Paucă (1954) fixează jaloanele studiului stratigrafic al Neogenului.

După anul 1950, lucrările de cercetare în această regiune se intensifică, avînd ca obiectiv cartarea geologică pentru întocmirea hărții la scara 1 :500.000, valorificarea unor substanțe minerale utile și inventarierea conținutului fosil al diferitelor formațiuni.

Între anii 1957—1968, lucrările de cartare întreprinse sub conducerea lui M. Bleahu aduc noi precizări privind răspîndirea și stratigrafia formațiunilor cristaline, eruptive, paleozoice, mezozoice și neozoice. Aceste lucrări sunt concretizate în apariția hărții geologice a României la scara 1 :100.000 foia Moneasa, întocmită de către Bleahu (1963). Totodată este elaborată de către Bleahu (1963), schema stratigrafică a formațiunilor paleozoice din Munții Apuseni, care include seria de Biharea, seria de Păiușeni și șisturile verzi de la Arieșeni în Carboniferul inferior. Permianul, în concepția acestui autor, cuprinde în bază seria conglomeratelor laminate, la partea mediană — seria gresiilor vermiculare, iar la partea superioară seria porfirică, tufacee, oligomictică, vîrgată și seria breciilor cu cristalin.

Paralel cu lucrările desfășurate în munții Codru au fost întreprinse cercetări sistematice și asupra munților Hîgliș de către Paucă (1948), Giușcă (1957), Savu (1957), Papiu (1957), Hanganu și Toderiță (1954) și Dimitrescu (1962, 1966, 1967) care aduc importante contribuții la descifrarea structurii geologice a acestui masiv.



Studiile întreprinse de D imitrescu (1962, 1967) în versantul nordic al munților Highiș au condus la separarea seriilor cristalofiliene din această unitate, precizindu-se atât raporturile tectonice ale acestora, cît și relațiile cu rocile eruptive. Este semnalată de asemenea și prezența formațiunilor permiene, reprezentate prin roci porfirice de tipul ignimbritelor. Studiile microtectonice și petrografice întreprinse de acest autor au dus la precizarea atât a fazelor de cutare cît și a celor de magmatism din această unitate și din munții Bihorului. Studiile regionale întreprinse de R. D imitrescu în cadrul terenurilor cristaline și eruptive din Munții Apuseni au condus la elaborarea unor lucrări de sinteză privind evoluția geomagmatică și geotectonică a Munților Apuseni (1961, 1964) și a lanțului Carpato-Balcanic (1966).

În bazinul Crișului Alb lucrările de detaliu legate de valorificarea diatomitelor din regiunea Miniș, au condus la o cunoaștere detaliată a succesiunii stratigrafice a Neogenului și fazelor de erupție vulcanică. Aceste lucrări au fost întreprinse de Ghițulescu (1941), Vasilescu (1955) având ca obiectiv studiul detaliat al diatomitelor sarmatiene de la Miniș și Camna.

În perioada 1962—1969 apar o serie de note paleontologice privind conținutul fosil al depozitelor neogene și petrografia rocilor eruptive neogene.

În anul 1962 Savu și Neacsu publică rezultatele studiului privind vulcanismul neogen din bazinul Zarandului. În urma acestui studiu autorii stabilesc existența a trei linii de fractură, pe care au venit erupțiunile vulcanice și fac descrierea detaliată a principalelor tipuri de roci eruptive din regiune.

În 1963 Nicorici prezintă o succesiune de detaliu a depozitelor tortoniene de la Miniș din care este citată o asociație fosilă ce conține 46 specii de moluște și 16 specii de foraminifere. La limita dintre Tortonian și Sarmatian autorul semnalează existența unei alternanțe de depozite cu faună marină, cu depozite în care fauna este salmastră.

Antonescu (1964) semnalează noi puncte de apariție a Tortonianului în sectorul Archiș, de unde sînt figurate 5 forme fosile și este prezentată o listă de 26 microfosile, care caracterizează partea terminală a Tortonianului.

Krestel (1964) face un studiu asupra organismelor fosile cu schelet silicios din diatomitele de la Miniș, citind o asociație de diatomee, chrysomonadinae, silicoflagellidae și ebriidae de vîrstă sarmatiană.



În 1969 Alexandra Sagatovici și Bica Ionesi întreprind un studiu detaliat asupra depozitelor sarmațiene din regiunea Miniș-Silindia, fiind stabilită prezența Bessarabianului.

În același an, Istoescu (1970) prezintă o notă privind succesiunea stratigrafică și conținutul fosil al depozitelor pliocene din extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb. Autorul separă în cadrul regiunii un orizont inferior nisipos, un orizont al marnelor albe, orizontul marnelor nisipoase cu *Congeria rhomboidea* și un orizont superior nisipos din care citează o bogată asociație fosilă constituită din 140 specii.

În paralel, Olteanu și Oncescu (1971) prezintă un studiu privind asociațiile de ostracode ale orizonturilor separate de D. Istoescu în bazinul Crișului Alb.

Sinteză geologică a Munților Metaliferi întocmită de Ianovici, Giuşcă, Ghîțulescu, Lupu, Borcoș, Bleahu, Savu (1969) cuprinde o serie de date generale atât asupra Munților Apuseni cât și asupra bazinului Crișului Alb, aducând o importantă contribuție la încadrarea fenomenelor geologice în ansamblul evoluției geomagmatice și geotectonice a Munților Apuseni.

Majoritatea acestor date sunt concretizate în harta geologică a României la scara 1 :200.000 editată de Institutul geologic, textul explicativ al acesteia fixând și principalele jaloane stratigrafice și tectonice ale regiunii.

După anul 1964 regiunea care face obiectul studiului de față a fost cercetată intens prin metode geofizice: aeromagnetism, magnetometrie de detaliu, seismometrie și gravimetrie.

Lucrările geofizice executate în această regiune (Cristescu, 1964; Andrei și Proca, 1965–1966) contribuie la o mai bună interpretare a structurii sectoarelor unde formațiunile cuaternare au o largă dezvoltare, măscând numeroasele linii tectonice.

De asemenea lucrările de foraj efectuate în partea vestică a acestei regiuni au furnizat date interesante privind constituția geologică a funda-mentului precum și faciesurile și grosimile depozitelor neogene.

Din cele relatate, reiese că cercetările geologice în această regiune datează de peste un secol. Stadiul actual de cunoaștere al acestei regiuni este însă rezultatul activității desfășurate de geologi în această regiune mai ales în ultimul deceniu.



II. STRATIGRAFIE

Regiunea cercetată este alcătuită pe de o parte din formațiunile ramei muntoase ale munților Codru și Highiș, care formează fundamentul bazinului Crișului Alb, iar pe de altă parte din formațiunile neogene care alcătuiesc umplutura sedimentară a bazinului. Atât din punct de vedere stratigrafic, cât și din punct de vedere tectonic, aceste formațiuni pot fi grupate în trei mari unități: unitatea munților Codru, unitatea munților Highiș și bazinul neogen al Crișului Alb.

Bazinul Crișului Alb s-a instalat pe importante fracturi, după relaxarea forțelor tectonice, în regiunea care făcea legătura între munții Codru și munții Highiș.

A fost inclusă în lucrare și rama bazinului deoarece în cea mai mare parte, aceasta a constituit sursa de aport pentru depozitele neogene și pentru că atât fazele de mișcare cât și procesele litogenetice din bazin sunt în strânsă legătură cu evoluția geologică a zonelor de ramă. De asemenea înțelegerea evoluției geologice a bazinului, nu este posibilă fără cunoașterea constituției geologice și a comportării în timp a ansamblului din care face parte bazinul.

A) FORMAȚIUNILE DE RAMĂ ȘI FUNDAMENT

Formațiunile ramei muntoase și cele ale fundamentului bazinului neogen sunt constituite din sisturi cristaline, din roci sedimentare paleozoice și mezozoice precum și din roci eruptive.

Constituția geologică a munților Codru și Highiș este destul de asemănătoare, totuși nu pot fi făcute paraleлизări stratigrafice între cele două unități, la toate nivelele.

Cele mai vechi formațiuni care aflorează în cele două unități sunt constituite din complexul intruziunilor de Codru, peste care în munții Codru se dispun formațiuni carbonifer-superioare — permian-inferioare; în munții Highiș peste complexul intruziunilor de Codru se dispun formațiuni permiene și triasice, care suportă în poziție tectonică formațiuni de vîrstă devonian-carbonifer-inferioară. La nivelul Permianului superior are loc o uniformizare a faciesurilor în cele două unități, formațiunile permiene și triasice putindu-se corela îndeaproape.

În descrierea formațiunilor din munții Codru și Highiș vom adopta schema din tabelul alăturat (tabelul 1).



TABELUL 1

Corelarea formațiunilor cristaline paleozoice și mezozoice din munții Codru și Highiș

Munții Codru			Munții Highiș
Triasic	Ladinian Anisian-Campilian Seisian superior Seisian inferior	Orizontul șistos	Orizontul calcaros dolomitice Orizontul șisturilor micace Orizontul gresiilor cuarțitice
Permian-Carbonifer superior		Complexul superior vulcanogen Complexul mediu grezos Complexul inferior conglomeratic	Seria neagră
Carbonifer inferior-Devonian			Seria cristalinului blastodetritic
Paleozoic inferior-Proterozoic			Seria cristalină cu intruziuni granitoide sinorogene

1. SERIA CRISTALINĂ CU INTRUZIUNI GRANITOIDE SINOROGENE

Această serie aflorează în partea vestică-centrală a munților Codru și în partea nordică a munților Highiș, fiind alcătuită din roci granitoide sinorogene; este cunoscută în literatura de specialitate sub denumirea de „complexul intruziunilor de Codru”.

Deși magmatismul care a generat aceste roci se manifestă atât în partea nordică a munților Highiș cât și în munții Codru, printr-o injectare „lit par lit” a rocilor metamorfice și prin intruziuni de corpuri mai mari, la care se asociază și pegmatite, în lucrările recente (I a n o v i c i et al., 1969) există tendința de a considera magmatismul granitoid sinorogen din munții Codru, aparținând ciclului baicalian, iar granitoidele din nordul munților Highiș, magmatismului sinorogen al ciclului prebaicalian.

Lucrările de foraj executate în partea vestică a bazinului Crișului Alb (sonda 23 Turnu, sonda 31 Turnu, sonda 34 Turnu, sonda 19 Turnu, sonda 75 Peregu, sonda 120 Sântana, sonda 121 Sântana, sonda 5 Chișinău-Criș, sondele 6, 7, Chișinău Criș și sonda 8 Chereluș) în care au fost întlnite roci granitoide, gnaise și corneene arată o continuare pe sub coperța neogenă a bazinului, a rocilor granitoide din munții Highiș, pînă în apropierea marginii sud-vestice a munților Codru.

a) Munții Codru

Sisturile cristaline ale complexului intruziunilor de Codru, în zona de la S de valea Mărăușului, sunt constituite dintr-un nucleu central de



grănitoid, mărginit de zone în care șisturile cristaline nu mai prezintă intruziuni de granitoide.

În cadrul granitoidelor de Codru se disting 2—3 corpuri centrale de granitoide cu o direcție NW—SE, separate de benzi de gnaise și mica-șisturi, de la care înspre NE se face trecerea gradată, printr-o alternanță de filoane „lit par lit” de granite, corneene și migmatite, la seria de cuar-

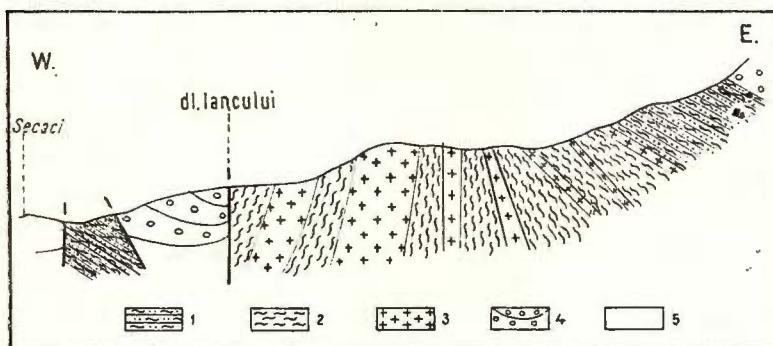


Fig. 1. — Secțiune geologică schematică în seria cristalină de Codru.

- 1. sisturi cuarțito-sericitooase ;
- 2. micașisturi, gnaise ;
- 3. roci granitoide ;
- 4. conglomerate metamorfozate ;
- 5. depozite neogene.

Schematischer, geologischer Schnitt in der kristallinen Codru-Folge.

- 1. quartz-serizitische Schiefer ;
- 2. Glimmerschiefer, Gneiss ;
- 3. granitartige Gesteine ;
- 4. metamorphisierte Konglomerate ;
- 5. neogene Ablagerungen.

țite micacee în care nu se mai întâlnesc filoane de roci granitoide. Pe flancul sud-vestic al nucleului de granitoide șisturile cuarțitice fără intruziuni granitoide aflorează pe valea Iancului, la E de Secaci (fig. 1).

Studiile întreprinse de Pálfy și Rozlozník (1939) în munții Codru pun în evidență o gamă variată de roci: cuarțite micacee, feldspatice, cuarțite micacee cu porfiroblaste de granați și pseudomorfoze de andaluzit, șisturi cu porfiroblaste biotitice, cuarțite feldspatice cu porfiroblastă de hornblendă și granați, șisturi cuarțitice micacee cu granați și andaluzit, micașisturi, gnaise și amfibolite, străbătute de granite aplitice muscovitice, granite muscovitice, granite trondhjemitice acide, granite trondhjemitice, diorite cuarțifere cu două mice și plagioclazi granitici acizi, granodiorite plagioclazice, diorite cuarțifere cu feldspat potasic, diorite cuarțifere cu hornblendă, tonalite bazice cu cuarț, etc.

Modul de apariție al acestor șisturi cristaline și roci eruptive, sugerează un fenomen de anatexie, care a generat migmatite heterogene tipice (Dimitrescu, 1962). Șisturile cristaline au suferit sub influența pro-

cesului de injecție numeroase modificări, materializate atât în transformările izochimice legate de ridicarea temperaturii, cât și schimbările chimismului rocilor inițiale, prin aportul datorit rocilor intrusive, rezultând corneene și migmatite (fig. 2, fig. 3).



Fig. 2. — Filoane „lit par lit” de roci granitoide și corneene pe valea Botfeiului
(a = granitoide).

„Lit par lit”-Gänge aus Granit — und hornfelsartigen Gesteinen bestehend im
Botfei-Tal (a = Granitoide).

În cadrul regiunii cercetate am separat cartografic șisturile cristaline, de rocile eruptive, în măsura în care scara hărții a permis această separare. Cele cîteva eșantioane analizate petrografic au permis identificarea următoarelor roci :

Șisturi cuarțito-sericitoase, cu textură šistoasă, structură granolepidoblastică și o culoare verzuie în stare proaspătă sau gălbui-roșcată în stare alterată. Acestea se dezvoltă pe valea Mărăușului, valea Secaciului, valea Botfeiului și valea Urvișului, formind flancurile nucleului de granitoide. În cadrul acestor șisturi cuarțitice pe Valea Mare (Mărăuș) apar pe fisuri și impregnații de pirită.

Micașisturi muscovito-biotitice, cu o textură šistoasă, structură granolepidoblastică, ce prezintă cloritizări pe seama biotitului, apar pe suprafețe destul de restrînse pe valea Secaciului și valea Botfeiului constituind o parte a benzilor de corneene, ce separă corporile și filoanele de roci granitoide;



Fig. 3. — Magmatite în complexul intruziunilor de Codru de pe valea Hășmașului.
Magmatite des Intrusionskomplexes von Codru im Hăşmaş-Tal.

Granite plagioclazice (trondhjemite) cu o structură hipidiomorf-granulară, textură masivă, uneori šistoasă sau ușor gnaisică, în compoziția cărora intră plagioclazul, cuarțul, muscovitul și biotitul; acestea au o culoare deschisă fiind cele mai răspîndite intruziuni, care formează atât corporile principale din zona centrală, cât și filoanele „lit par lit” din zona marginală a nucleului de granitoide.

În legătură cu rocile granitoide apar pegmatite cu microclin, muscovit și biotit.

Compoziția chimică a granitoidelor de Codru, corespunzînd unei compozitii mineralogice foarte variate (Pálfy, Rozložník, 1939; Dimitrescu, 1958; Iancovici et al., 1969) reflectă și tipurile de magme respective. Aceste granitoide corespund unor magme dioritice,

cuarț-dioritice, trondhjemitice, grano-dioritice și leucogranitice, formând o serie magmatică continuă de la magme intermediare, la magme acide și fiind caracteristică provinciei calco-alcaline (I a n o v i c i et al., 1969).

Studiile întreprinse de D i m i t r e s c u (1964) arată că intruziunile de Codru caracterizează plutonismul sinorogen hercnic și anume faza de „hochorogen”.

b) Munții Highiș

În această unitate, complexul intruziunilor de Codru se dezvoltă sub forma unui corp unitar de granitoide, situat la N de Galșa-Agrișul Mare, alcătuind dealul Pîncotei și Cioaca Măderatului; două mici apariții de sub depozitele triasice se mai întâlnesc la E de Tauț.

Pe marginea sudică a corpului principal de la Galșa-Agrișul Mare aflorează paragnaise biotito-muscovitice de culoare cenușiu-verzui cu filoane „lit par lit” de roci granitoide, care alcătuiesc o bandă cu o direcție aproximativ W—E și o lățime de 150—300 m (fig. 4).

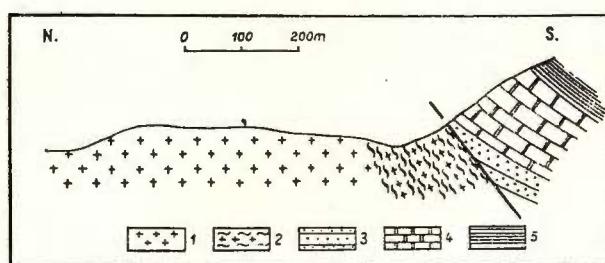


Fig. 4. — Secțiune geologică pe valea Zopitei (Măderat).
1, roci granitoide; 2, paragnaise biotito-muscovitice cu filoane de granite;
3, gresii cuarțitice; 4, dolomite; 5, gîsturi cu *Daonella*.

Geologischer Schnitt im Zopitei Tal (Măderat).

1. granitoidische Gesteine; 2. biotit-muskovitische Paragneisse mit Granitzän-
gen; 3. quartzitische Sandsteine; 4. Dolomite; 5. Daonella führende
Schiefer.

Studiile întreprinse de D i m i t r e s c u (1962, 1967) în această unitate scot în evidență intruziuni de granitoide atribuite tipului de Codru și corneene micacee.

Granitoidele, alcătuite din plagioclaz, puțin microclin, cuarț, biotit și muscovit, sănt de tip adamellitic, conținând xenoliți de paragnaise bio-

titice și fiind străbătute de numeroase filoane de pegmatite, granite pegmatoide muscovitice, aplite și mai rar cuart.

Paragnaisele biotito-muscovitice (corneene micacee) sunt alcătuite din benzi fine, predominant feldspatice, care alternează cu benzi exclusiv cuarțoase sau benzi biotito-muscovitice cu începuturi de cloritizare.

c) Fundamentul bazinului neogen al Crișului Alb

Forajele executate în extremitatea vestică a bazinului neogen al Crișului Alb au interceptat sub formațiunile neogene și triasice, complexul intruziunilor de Codru constituit din roci granitoide, corneene și sisturi cristaline.

Astfel, la S de paralela localității Siria, în foraje au fost întâlnite sisturi sericito-cloritoase constituite din granoblaste de cuarț și situate într-o masă de cristale de cuarț fin cristalizat, în alternanță cu benzi de lamele de sericit, clorit, muscovit și feldspat³. Apar de asemenea și rare granule de turmalină verde și zircon (sonda 49 Turnu adâncimea 1050–1050,50m).

Puțin mai la N de acest aliniament, forajele situate pe aceeași structură au întâlnit granite muscovito-biotitice (sonda 19 Turnu adâncimea 1892 m) și corneene (sonda 17 Turnu – adâncimea 1833 m).

La paralela localității Pîncota, sondele de la Sîntana au întâlnit granite aplitice (sonda 121 Sîntana – adâncimea 2613–2614 m) constituite din cuarț cu aspecte de îndințare ale cristalelor și cu incluziuni de minerale lamelare. Feldspații plagioclazi și potasici prezintă conture hipidiomorfe cu macle 20% albit, sericitizați și caolinizați. Muscovitul apare sub formă de lamele, biotitul, granații și sfenul apărând rar.

La paralela localității Ineu, sondele săpate la Chereluș și Chișinău Criș-Socodor au întâlnit granite cu muscovit, constituite din cuarț (46%), feldspat potasic (18%), feldspat plagioclaz (25%) și muscovit (10%) – în sonda 8 Chereluș adâncimea 700–700,5 m. Sonda 7 Chișinău Criș (adâncimea 877–878 m) a întâlnit gnaisse granitice cu o structură granoblastică și o textură masivă.

În lumina acestor date, regiunea care făcea legătura între munții Highiș, ocupată de depozitele neogene ale bazinului Crișului Alb, apare constituită dintr-un corp central unitar de granitoide, de mari dimensiuni, care înspre S și înspre N trece la zonele de corneene și migmatite și apoi la zonele cristaline propriu-zise, în care nu mai apar filoane de roci granitoide (fig. 5).

³ Descrierile petrografice au fost efectuate de T. Dănet.



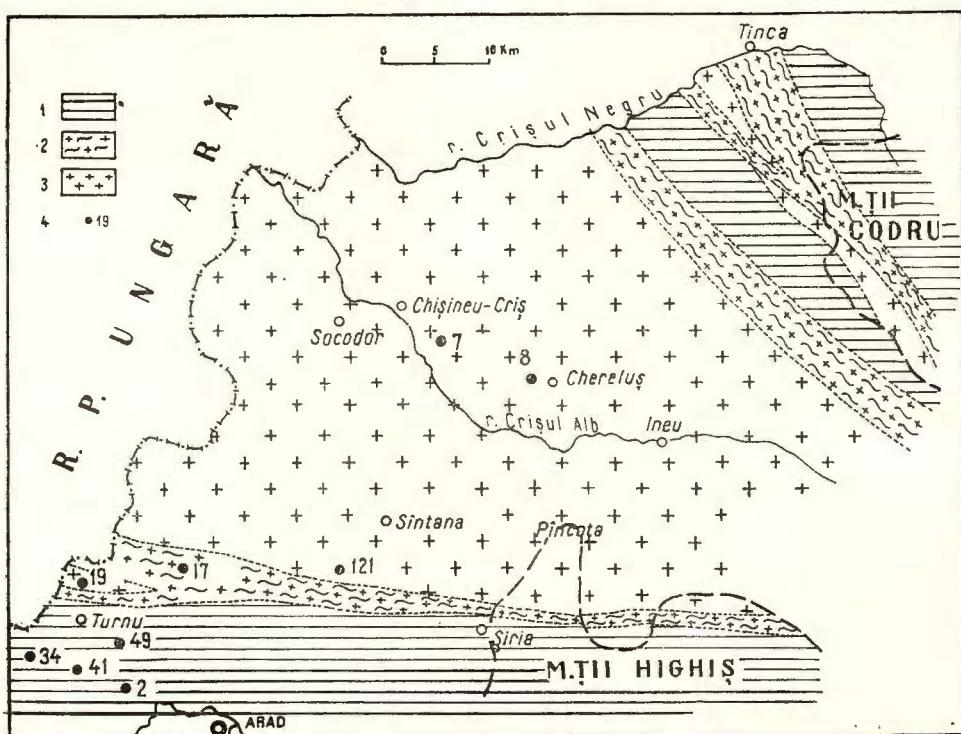


Fig. 5. — ARIILE DE RĂSPINDIRE ALE SERIEI CRISTALINE CU INTRUZIUNI GRANITOIDE SINOROGENE.

1. seria cristalină; 2. corneene și migmatite „lit par lit” de granită; 3. granită; 4. sonde care au interceptat fundamentul cristalin.

Verbreitung des Kristallins mit sinorogenen Granitoiden Intrusionen.

1. kristalline Serie; 2. Hornfelse und Migmatite mit Granitgängen „lit par lit”; 3. Granite; 4. Bohrungen die das kristalline Grundgebirge abgefangen haben.

2. PALEOZOICUL

Formațiunile paleozoice au o arie de răspândire importantă în cadrul regiunii, constituind culmea principală a munților Highiș și alcătuind flancurile seriei cristaline din munții Codru.

Separarea termenilor stratigrafici din Paleozoicul acestei regiuni implică multe dificultăți și riscuri, deoarece argumentele paleontologice adesea lipsesc, iar formațiuni de vîrstă diferită, îmbracă faciesuri asemănătoare. În plus, metamorfismul dinamic a dus la metamorfozarea sedimentelor și la crearea a numeroase plane de șistozitate, care în mare măsură îngreunează descifrarea caracterelor stratonomice ale rocilor și urmărirea unei succesiuni stratigrafice continue.



În munții Codru ca și în munții Highiș, Paleozoicul este reprezentat litologic prin roci asemănătoare: conglomerate, gresii și porfire, diferind numai gradul de metamorfism (fig. 6).

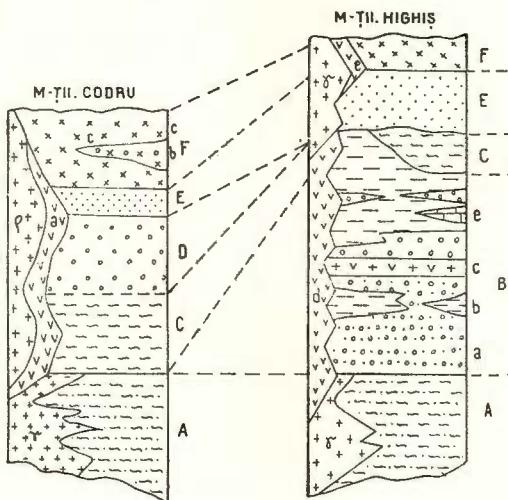


Fig. 6. — Coloanele stratigrafice ale formațiunilor cristaline și paleozoice din munții Codru și Highiș.

A, complexul intruziunilor de Codru (γ = granite); B, seria de Păiușeni: a, complexul grezo-conglomeratic; b, complexul filitos; c, tufuri bazice; d, dolerite; e, calcare cristalin; C, șisturi verzi (seria de Arieseni); D, complexul inferior conglomeratic; E, complexul mediu grezoș: γ , granite; e = roci bazice; F, complexul superior vulcanogen: ρ = rhyolite; a, roci bazice; b, aglomerate; c = porfire.

Stratigraphische Kolonnen der kristallinen und paläozoischen Bildungen der Codru- und Highiș-Gebirge.

A, Komplex der Codru Intrusionen (γ =Granite); B, Păiușeni-Serie; a, kon-globieraticher Sandsteinkomplex; b, fillitartiger Komplex; c, basische Tuffe; d, Dolerite; e, kristalline Kalksteine; C, Grünschiefer (Arieseni-Serie); D, konglomeratischer unterer Komplex; E mittlerer sandstein-artiger Komplex: γ , Granite; e=basische Gesteine; F, oberer vulkanogener Komplex: ρ = Rhyolite; a, basische Gesteine; b, Agglomerate; c = Porphyre.

Problema relațiilor dintre seria de Păiușeni (munții Highiș) și cea a complexului inferior conglomeratic din munții Codru, deși nu a făcut obiectul unor controverse explicite în literatura geologică, a fost rezolvată în mod diferit de cercetătorii părții nord-vestice a munților Apuseni. Giușcă (1937) pentru masivul Biharea face distincție între cele două serii: Permo-Carboniferul sernifitic (echivalent al seriei de Păiușeni) este separat de conglomeratele înglobate la Permian. Această distincție este păstrată și de Pálfy și Rozloznik (1939), care consideră seria de Păiușeni din munții Highiș ca aparținând cristalinului și Carboni-

ferului în munții Bihor, iar complexul inferior conglomeratic din munții Codru ar fi de vîrstă permiană.

În schimb, P a u c ă (1941) echivalează formațiunile conglomeratice din munții Codru, pe care le atribuie Carboniferului inferior cu cele care constituie cristalinul Hîghișului. K r ä u t n e r (1944) face aceeași echivalare în munții Bihorului.

Și opiniile recente, chiar la unul și același autor, au fost variate. Într-o notă preliminară, B l e a h u (1957) consideră complexul conglomeratic de la N de Arieșeni ca aparținând Carboniferului; ulterior însă (B l e a h u și D i m i t r e s c u, 1957; B l e a h u 1963; precum și pe harta geologică a României la scara 1 : 100.000, foile Moneasa și Arieșeni) distincția este făcută între conglomeratele permiene din pînzele de Arieșeni și Codru și seria blastodetritică (Păiușeni) din pînza de Biharea și cristalinul Hîghișului. Aceeași poziție este adoptată de D i m i t r e s c u (1958, 1962, 1965, 1967) și de I s t o c e s c u și D i m i t r e s c u (1967). În schimb S a v u (1962) nu face această distincție, atribuind atât conglomeratele din Hîghiș cît și cele din Codru, seriei de Păiușeni.

Opiniile recente (I a n o v i c i et al., 1969) fac o distincție netă între cele două serii, seria de Arieșeni fiind considerată ca un termen superior al cristalinului blastodetritic (Păiușeni).

Studiile geologice regionale întreprinse de D i m i t r e s c u⁴ și cercetările palinologice efectuate în seriile cristaline ale munților Bihor, Codru și Hîghiș (A d i n a V i s a r i o n, 1967, 1968), vin să soluționeze în mare măsură problema relațiilor dintre seria de Păiușeni și complexul inferior conglomeratic din munții Codru permînd separarea celor două serii: seria cristalinului blastodetritic (Păiușeni) corespunde intervalului Devonian-Carbonifer inferior, iar complexul inferior conglomeratic (Codru) revine Carboniferului superior — Permianului inferior.

Studiile întreprinse de B l e a h u (1963) privind Paleozoicul Munților Apuseni conduc la separarea Carboniferului reprezentat prin șisturile verzi din zona Arieșeni atribuite Viseanului, și la separarea Permianului reprezentat prin trei entități litologice: seria conglomeratelor laminatate (Permian inferior), seria gresiilor vermiculare și seria tufacee (Permian superior).

D i m i t r e s c u , B o r d e a și P u r i c e l (1965) aduc noi contribuții la cunoașterea formațiunilor paleozoice din zona Arieșeni, prin descrierea caracterelor petrografice ale șisturilor verzi carbonifere, în care sunt semnalate și nivele conglomeratice, a formațiunilor permiene,

⁴ Comunicare verbală.



precum și prin precizarea discordanței existente între șisturile verzi și conglomeratele permiene.

În lumina acestor date precum și a rezultatelor analizelor de sporopolen și a studiilor efectuate în cadrul Paleozoicului din regiune, am făcut următoarele separații: Devonian-Carbonifer inferior (seria de Păiușeni), Carbonifer superior-Permian inferior (complexul inferior conglomeratic din munții Codru), Permianul mediu și superior (complexul mediu grezos și complexul superior vulcanogen) — figura 6 și tabelul 1.

Procesele litogenetice din timpul Paleozoicului superior au fost condiționate de mișările pe verticală și magmatism, astfel că fiecărei unități litologice separate îi corespunde o anumită etapă din evoluția geosinclinalului hercinic, care în timp a migrat de la SW către NE, pe măsura consolidării și exondării zonelor de sedimentare.

Cele două momente principale de transgresiune din timpul Paleozoicului superior sunt marcate de sedimentarea unor importante grosimi de conglomerate. Astfel un prim moment, situat în Devonianul superior duce la sedimentarea seriei de Păiușeni. Cel de-al doilea moment situat în Carboniferul superior a generat complexul inferior conglomeratic din munții Codru. Magmatismul tardeorogen subsecvent hercinic, reprezentat prin importante mase de porfire cuarțifere este cel de-al treilea eveniment important din evoluția geosinclinalului hercinic, care a condiționat desfășurarea proceselor litogenetice din Permianul superior.

a) DEVONIAN-CARBONIFERUL INFERIOR (SERIA DE PĂIUŞENI)

În cadrul regiunii cercetate, formațiunile devonian-carbonifer-inferioare se dezvoltă numai în versantul nordic al munților Highiș, fiind cunoscute în literatura de specialitate sub numele de „seria de Păiușeni”.

Din punct de vedere litologic, studiile întreprinse de Dumitrescu (1962, 1967) în zona Șiria au dus la separarea a două orizonturi în cadrul seriei de Păiușeni: un orizont inferior, predominant conglomeratic și altul superior, pelitic, cu intercalații de șisturi verzi tufogene și calcare cristaline.

Orizontul inferior este constituit din conglomerate metamorfozate cu rare intercalații de tufuri bazice spre partea superioară, care aflorează numai în partea estică a localității Șiria. Conglomeratele metamorfozate, rocile predominante ale acestui orizont sunt constituite exclusiv din elemente de cuarț alb sau roz cel mai adesea cu conture angulare, axa lungă fiind orientată paralel cu șistozitatea rocii, prinse într-o matrice micacee,





Fig. 7. — Orizontul conglomeratic al seriei de Păiușeni din Dealul Cetății (Șiria).
Konglomeratischer Horizont der Păiușeni-Serie vom Hügel „Dealul Cetății“ (Şiria).

sericitoasă, mai rar silicioasă, de culoare cenușiu-argintie sau violacee. Elementele conglomeratelor se prezintă sortate, sortarea fiind evidentă și pe verticală sub forma unor ritmuri grosiere ce alternează cu ritmuri mai fine (fig. 7).

Conglomeratele se prezintă stratificate, stratificația fiind evidențiată de alternanța ritmurilor grosiere cu cele pelitice și făcând un unghiu mic cu planele de șistozitate care de asemenea prezintă înclinări sudice.

Orizontul superior pelitic, studiat în detaliu de către Dimitrescu (1962, 1967) în sudul acestei regiuni, este constituit dintr-o alternanță de filite sericitoase și șisturi clorito-sericitoase, cu filite cloritoase de natură tufogenă bazică. În cadrul acestui orizont se întâlnesc și alte roci: calcare cristaline, amfibolite și porfiroide.

Rocile seriei de Păiușeni sunt străbătute în zona Șiria-Agrișul Mare de 5 filoane de dolerite și de numeroase filoane de cuarț alb (fig. 8).

Gradul de metamorfism al acestei serii cristaline este apreciat de Dimitrescu (1962), corespunzînd epizonei superioare sau zonei a doua cu clorit în clasificarea lui Turner.

Seria cristalinului blastodetrític (seria de Păiușeni) se dispune tectonic peste formațiunile permo-triasice din sinclinalul culcat Galșa-Miniș și suportă în regiunea situată mai la S (valea Cladovei), o serie de cuarțite



Fig. 8. — Filoane de cuarț alb ce străbat seria de Păiușeni (Dealul Cetății — Șiria).

Weisse Quarzgänge die die Păiușeni-Serie durchqueren (Dealul Cetății-Șiria).

negre, echivalată de Dimitrescu (1962) și Bleahu (1963) cu gresiile vermiculare permiene.

Conținutul de spor-polen determinat de Adina Visarion, din mai multe probe recoltate de la partea superioară a orizontului conglomeratic ce aflorează în Dealul Cetății (Șiria) indică următoarea asociație :

Stenozonotriletes simplicissimus Naum.

Trachytriletes sp.

Punctatisporites glabratus (Luber.) Luber.

Leiotriletes microrugosus (Ibr.) Naum.

Zonotriletes cf. *auritus* Waltz.

Această asociație reprezintă intervalul Devonian superior-Carbonifer inferior (inclusiv Visean).

Această vîrstă concordă și cu cercetările palinologice efectuate recent în unitățile vecine. Astfel analizele de spor-polen efectuate de către Adina Visarion (1967) din seria de Păiușeni, dezvoltată în partea de Sud a munților Bihor, au putut preciza vîrsta carbonifer-inferioară atât a șisturilor verzi, cât și a unei părți din seria de Păiușeni. Asociațiile palinologice determinate pentru Carboniferul inferior din Bihor sunt caracterizate prin prezența speciilor : *Leiotriletes* sp., *Leiotriletes ornatus* Ishchenko, *Calamospora* sp., *Verrucosporites rariverrucosus* (Jus-

ch k o.) L u b e r ., *Microreticulatisporites* sp., *Reticulatisporites planus* H u g h . et P l a y f ., *Densosporites* cf. *variomarginatus* P l a y f ., *Triquitrites* sp., *Tripartites* sp., *Simozonotriletes* sp.. *Knoxisporites* sp. pentru șisturile verzi, iar pentru o parte a seriei de Păiușeni : *Leiotriletes* sp., *Calamospora microrugosa* (I b r .) S . W . et B ., *Verrucosporites* sp., *Granulatisporites microgranifer* I b r ., *Reticulatisporites* sp., *Triquitrites* sp., *Triquitrites* cf. *trivalvis* (W a l t z) P o t . et K r ., *Densosporites* sp., *Euryzonotriletes* sp., *Tetraporina* sp.

În toate aceste asociații, formele comune întâlnite aparțin genului *Leiotriletes* și *Zonotriletes*, care pentru șisturile verzi de la Arieșeni indică o vîrstă viseană. De asemenea, prezența acestora în asociația din Dealul Cetății (Șiria) ne îndreptățește în acordarea vîrstei carbonifer-inferioare intervalului din care a fost recoltată, adică limita dintre orizontul inferior conglomeratic și orizontul superior pelitic. În acest caz, partea bazală a seriei de Păiușeni ar putea corespunde Devonianului, iar partea superioară (orizontul superior pelitic) Carboniferului inferior și mediu.

În lumina acestor date, seria de Păiușeni cuprinde intervalul Devonian-Carbonifer mediu.

b) CARBONIFER SUPERIOR-PERMIANUL

În extremitatea nord-vestică a munților Codru se dezvoltă în cadrul Paleozoicului trei complexe litologice : un complex inferior conglomeratic, un complex mediu grezos, un complex superior vulcanogen, care au fost atribuite de cercetătorii anteriori, Permianului (P á l f y , R o z - l o z s n i k , 1939 ; P a u c ă , 1941 ; B l e a h u , 1963).

Cercetările pe care le-am întreprins în această regiune ne-au permis atribuirea complexului inferior conglomeratic intervalului Carbonifer superior-Permian inferior, celelalte complexe litologice revenind Permianului. Vîrsta complexelor litologice a fost acordată astăzi pe baza analizelor de spor-polen cît și datorită faptului că față de complexele superioare mai puțin metamorfozate, complexul inferior conglomeratic prezintă un grad mai avansat de metamorfism.

Complexul inferior conglomeratic (Carbonifer superior-Permian inferior)

Complexul inferior conglomeratic afloreză în extremitatea vestică a munților Codru, în regiunea Măriș-Poelușa, constituind cele două flancuri ale seriei cristaline ; rocile acestui complex apar de asemenea ca elemente remaniate în depozitele neogene de pe rama NE a bazinului Crișului Alb.



Din punct de vedere litologic, complexul inferior conglomeratic este alcătuit dintr-o alternanță de conglomerate și gresii micro-conglomeratice, metamorfozate regional; local apar și brecii conglomeratice metamorfozate.

Conglomeratele, rocile predominante ale acestui complex, sunt constituite frecvent din elemente de cuarț alb sau roz, cu conture angulare,



Fig. 9. — Intercalații pelitice în complexul inferior conglomeratic de pe valea Ogrezii.

Pellitische Einlagerungen im unteren konglomeratischen Komplex des „Valea Ogrezii“ Tal.

avind diametrul mai mic de 10 cm și prezintând o sortare evidentă pe verticală sub forma unor ritmuri grosiere ce alternează cu ritmuri în care granulația este mai mică (fig. 9).

Uneori în constituția conglomeratelor, în afara elementelor de cuarț apar și elemente de șisturi cristaline (micașisturi, gnais, șisturi grafitoase), în acest caz gradul de sortare fiind mai redus (fig. 10). Mai rar, apar și conglomerate constituite exclusiv din blocuri colțuroase de șisturi cristaline, cu un diametru ce depășește 20 cm, nesortate și dispuse haotic într-o matrice sericitoasă.

Cimentul conglomeratelor este constituit din sericit, muscovit, cuarț și feldspat, cu o structură granolepidoblastică și o textură pronunțată șistoasă, spațiile dintre elementele componente fiind ocupate de oxizi de fier.



Fig. 10. — Elemente de micașisturi și cuarț în complexul inferior conglomeratic de pe valea Gruiețului.

Glimmerschiefer und Quarz im unteren konglomeratischen Komplex von Valea Gruiețului.

Elementele constitutive ale conglomeratelor se prezintă aplăsite, iar benzile cuarțoase alternează cu cele muscovito-biotitice. În afara elementelor de cuarț alb sau șisturi cristaline, în masa cimentului (sub microscop) se observă granule xenomorfe, mai rar idiomorfe de cuarț și feldspați tulburi, transformații marginală în sericit. Culoarea conglomeratelor este cel mai adesea violacee, întâlnindu-se mai rar conglomerate de culoare cenușie sau verzuie și fiind în funcție de conținutul în oxizi de fier.

Conglomeratele se prezintă stratificate în bancuri metrice sau decimetrice, stratificația fiind evidențiată de alternanța ritmurilor grosiere cu cele pelitice, însă de cele mai multe ori, stratificația este mascată de puternicele plane de șistozitate.

Elementele conglomeratelor se prezintă alungite, axa lungă a acestora fiind paralelă cu planele de șistozitate (fig. 9).

Complexul inferior conglomeratic este străbătut de numeroase filoane de cuarț alb, iar în partea de N a regiunii, de mai multe filoane de riolite. Acest complex se prezintă metamorfozat dinamic, în faciesul epizonei superioare. Contactul dintre complexul inferior conglomeratic și seria cristalină cu intruziuni granitoide sinorogene este de natură tectonică, conglomeratele fiind uneori redresate la verticală și prezentând



Fig. 11. — Oglinzi de fricțiune pe suprafețele rocilor din complexul inferior conglomeratic.

Harnische, auf den Oberflächen der Gesteine des unteren konglomeratischen Komplexes..

numeroase oglinzi de fricțiune în vecinătatea limitei cu cristalinul (fig. 11). Acest contact tectonic este evidențiat și de elementele din constituția conglomeratelor, care nu provin din această serie cristalină, ci din alt tip de cristalin. Astfel, din compoziția conglomeratelor lipsesc rocile granitoide și șisturile cuațito-sericitoase cu care rocile complexului conglomeratic vin în contact direct; în schimb, în conglomerate sunt prezente elemente de micașisturi și șisturi grafitoase, care nu aflorează la suprafață în această regiune. Complexul inferior conglomeratic trece gradat către partea superioară la orizontul mediu grezos, reprezentat prin gresiile vermiculare.

Acest complex a fost descris de Bleahu (1963) sub denumirea de „seria conglomeratelor laminate” și atribuit Permianului inferior; totodată aceste formațiuni sunt considerate ca alcătuind molasa cutărilor varistice, de apă puțin adâncă.

Studiile întreprinse (Dimitrescu, Bordea, Puricel, 1965) în zona Arieșeni, arată că acest complex este cuprins între două faze de cutare. Prima fază, cea care a dus la metamorfozarea șisturilor verzi

carbonifer-inferioare, se situează după Visean, și surile verzi suportind discordant complexul inferior conglomeratic (probabil faza sudetă). Cea de a doua fază, care a determinat în conglomerate existența unei șistozități neconcordante cu stratificația, situație care nu se mai întâlnește în gresiile vermiculare și care a determinat metamorfozarea conglomeratelor, este probabil faza saalică. Este probabil că în această a doua fază s-a produs și contactul dintre seria cristalină cu intruziuni sinorogene și complexul inferior conglomeratic. Mediul de sedimentare era arid, în parte continental (culoarea roșie, păstrarea feldspațiilor).

Asociațiile de spor-polen din conglomeratele de pe valea Gruețului (Ciuntești), caracterizate prin prezența lui *Faveolatisporites* sp. indică intervalul Carbonifer superior-Permian. Același interval este indicat și de analizele de spor-polen efectuate din cadrul complexului inferior conglomeratic din pinza de Codru (munții Bihor).

Complexul mediu grezos (Permian)

Acest complex are o răspândire foarte redusă, apărînd numai în partea de N a munților Codru, pe valea Poelușei și în amontul văii Gruețului (Ciuntești); de asemenea, rocile acestui complex aflorează în partea estică a șisturilor cristaline cu intruziuni granitoide sinorogene de pe valea Botfeiului și ca elemente remaniate în conglomeratele neogene de pe marginea nord-estică a bazinului Crișului Alb.

Intercalații subțiri de gresii vermiculare apar și la partea superioară a complexului inferior conglomeratic.

Din punct de vedere litologic, complexul mediu grezos este alcătuit dintr-o alternanță de gresii roșii, micacee, litice, de tipul subgrauwacke cu bioglife și gresii argiloase mai fine sau gresii tufogene; uneori spre partea superioară a acestui complex, apar intercalații de roci porfirice (valea Botfeiului).

Pe valea Poelușei în gresiile vermiculare apar rare diaclaze umplute cu calcit de culoare albă, cu structură fibroasă. Gresiile, atât pe planele de stratificație, cât și intersectînd fețele de stratificație, prezintă numeroase mulaje cilindrice, cu un diametru de 0,2–10 mm și lungimi de 3–15 cm, ondulate, care par a fi urme de viermi.

Complexul mediu grezos cu o grosime ce nu depășește 150 m, se dispune peste orizontul inferior conglomeratic, printr-o trecere gradată avînd însă un grad de metamorfism mai redus decît cel al conglomeratelor. Acest complex suportă printr-o trecere gradată, complexul superior vulcanogen.



Complexul mediu grezos este echivalentul „seriei gresiilor vermiculare” (Bela h u, 1963), care pe criterii geometrice este atribuită Permianului.

Complexul superior vulcanogen (Permian superior)

Rocile complexului superior vulcanogen au fost generate în urma desfășurării ultimei etape a evoluției geosinclinalului hercinic și anume faza magmatismului subsecvent tardeorogen. În urma desfășurării acestui proces a luat naștere o gamă variată de roci, de la cele filoniene ale stâlpilor vulcanici, la cele vulcanogen-sedimentare.

Rocile acestui complex au o largă răspândire și aflorează atât în extremitatea nord-vestică a munților Codru cât și în versantul nordic al munților Highiș.

În regiune apare toată gama de roci vulcanogene, de la cele subvulcanice la cele efuzive, întâlnindu-se : profire granodioritice, riolite, porfire cuarțifere, lave scoriacee porfirice, aglomerate vulcanice, brecii și tufuri. Asociate acestor roci acide apar și roci bazice.

Rocile bazice apar în cadrul rocilor acide ca produse de diferențiere magmatică sau contaminare, aparținând aceluiași ciclu de erupție, în extremitatea vestică a munților Codru. În munții Highiș există însă filoane de dolorite care străbat rocile porfirice acide, aparținând unui ciclu ulterior.

Cele mai răspândite roci ale complexului superior vulcanogen sunt porfirele cuarțifere de tip comun întâlnite în Permianul Munților Apuseni, celealte roci având dezvoltări locale și nefiind cunoscute din lucrările anterioare.

Porfirele cuarțifere de tipul comun, ocupă suprafețe importante în extremitatea vestică a munților Codru, având cea mai mare dezvoltare în regiunea Olcea-Poelușa de Beliu ; aceste roci apar de asemenea în versantul nordic al munților Highiș, unde formează o fâșie aproape continuă între Siria și Camna, fiind prinse tectonic între seria de Păiușeni și depozitele triasice.

Porfirele cuarțifere au o culoare variabilă care merge de la violet, pînă la verde sau albicioasă, fiind asemănătoare din punct de vedere petrografic cu rocile descrise de P álf y și R o z l o z s n i k (1939), Bela h u (1963), D im i t r e s c u (1962, 1965, 1967), I sto c e s c u și D im i t r e s c u (1967).

În regiunea Olcea-Poelușa de Beliu porfirele cuarțifere sunt cuprinse într-o alternanță de roci tufogene metamorfozate, lave scoriacee porfi-

rice, șisturi argiloase și microconglomerate cu o matrice tufogenă. În sonda 35.711 IGEX Poelușa de Beliu, pe o grosime de 590 m a fost întâlnită o alternanță de porfire cuarțifere verzui, metamorfozate dinamic și epidotizate, cu șisturi sericitoase tufogene și gresii microconglomeratice tufogene.

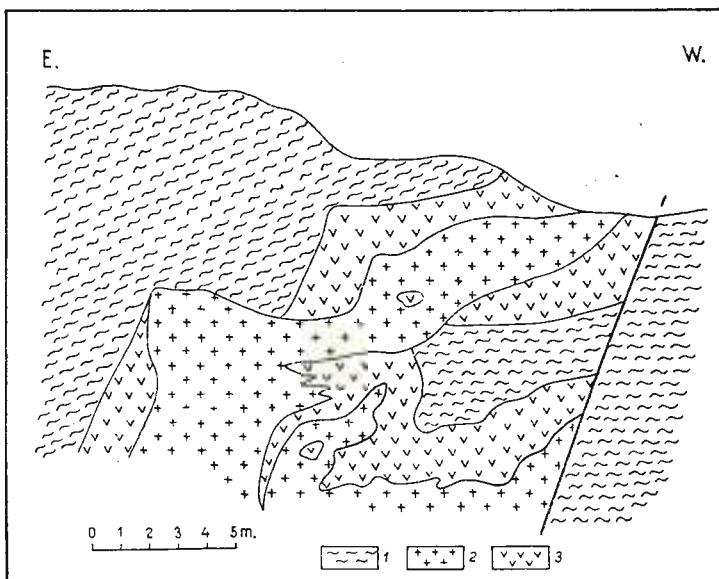


Fig. 12. — Schița de afloriment a filonului de porfire granodioritice de pe valea Secaciului.

1 șisturi cuarțito-sericitoase; 2, porfire granodioritice; 3, dolerite.

Fundortskizze des Granodiorit-Porphyr-Ganges von Valea Secaciului.

1. Quarzit-serizitische Schiefer; 2, granodioritische Porphyre; 3, Dolerite.

Caracterul stratiform al acestor roci și suprafețele mari pe care le ocupă, particularitățile lor petrografice care le situează între curgerile de lave și pirolastite, precum și proveniența acestora din aparate vulcanice de tip linear, au determinat pe Dumitrescu (1964, 1965, 1967) să le considere dezvoltate într-un facies ignimbritic.

Porfirele granodioritice se dezvoltă într-un mic filon din complexul intruziunilor de Codru de pe valea Secaciului. Acest filon este deschis pe o lungime de cca 10 m și o înălțime de cca 8 m fiind constituit dintr-un corp central cu o grosime de cca 5 m de porfire granodioritice gălbui, mărginit de porfire granodioritice verzui, cu pasta în parte cloritizată (fig. 12). Spre partea superioară a filonului precum și în inte-

riorul lui (ca anclave) apar diabaze verzui epidotizate. Studiul microscopic al acestor roci, întreprins de R. Dimtrescu, scoate în evidență o structură porfirică, prezentând fenocristale de cuarț, plagioclaz și ortoză într-o pastă microgranulară de tip hipoabisic; mineralele melanocrate se prezintă în parte cloritizate.



Fig. 13. — Filonul de riolite de pe valea Ogreszii (Ciuntești).

Rhyolit-Gang von Valea Ogreszii (Ciuntești).

R i o l i t e l e, descrise în regiune de către Istoceșcu și Dimirescu (1967) apar sub forma unor corpuri filoniene cu grosimi variabile (3–30 m) și lungimi de 50–2000 m în regiunea situată la E de localitatea Ciuntești.

Aceste roci sunt caracterizate macroscopic printr-o culoare cenușiu-verzui a pastei și prin dimensiunile mari ale fenocristalelor de feldspat (pînă la 5 cm) și cuarț (pînă la 1 cm). În cadrul acestor filoane se observă treceri de la faciesurile centrale acide, cu o granulație mare, la faciesuri laterale microgranulare, mai bazice. În cuprinsul corporurilor filoniene de riolite apar enclave de roci bazice, filioane centimetrice de cuarț alb și slabe mineralizații cuprifere (fig. 13, fig. 15).

Studiul microscopic al acestor roci, întreprins de R. Dimirescu, evidențiază o pastă microcristalină, cu elemente care ajung pînă la 0,1 mm, fenocristalele de cuarț și feldspat prezentând pronunțate

conture idiomorfe și fenomene de intensă coroziune magmatică. Cuarțul este înconjurat de o coroană de reacție cloritică. Feldspatul este reprezentat prin plagioclaz și subordonat prin micropertit sau Schachbrettalbit. Metamorfismul dinamic la care au fost supuse aceste roci este evidențiat sub microscop prin apariția în pastă a unor rare fișii de foițe sericitoase, orientate paralel, slabă extincție rulantă a cuarțului și uneori îndoarea lamelelor de maclă ale albitalui.

Caracterele riolitelor descrise, le situează în categoria rocilor subvulcanice, aceste filoane constituind rădăcinile erupțiunilor vulcanice permiene, care au generat pînze eruptive de mari dimensiuni (Dimitrescu, Borda, Puricel, 1965). Chimismul acestor roci este apropiat de cel al porfirelor cuarțifere după cum se poate constata și din tabelul alăturat :

TABELUL 2

Riolite — valea Ogresii		Porfire — munții Highiș			
Compoziție chimică %	Val. Niggli	Compoz. chim. %	Val. Niggli		
SiO ₂	63,80 %	si = 274	SiO ₂	69,15 %	si = 365
Al ₂ O ₃	14,16 %	al = 36	Al ₂ O ₃	19,30 %	al = 60
Fe ₂ O ₃	3,4 %	fm = 29	Fe ₂ O ₃	2,30 %	fm = 15
MgO	2,75 %	c = 16	MgO	0,76 %	c = 2
CaO	3,57 %	alk = 19	CaO	0,28 %	alk = 23
Na ₂ O	2,91 %	k = 0,37	Na ₂ O	1,15 %	k = 0,74
K ₂ O	2,67 %	mg = 0,61	K ₂ O	5,23 %	mg = 0,40
P.C.	1,35 %				

Chimismul acestor roci se încadrează în grupa magmelor granitice calco-alcaline, valoarea ridicată a conținutului de Al₂O₃ din porfire datorindu-se incluziunilor sedimentogene din masa fundamentală, iar conținuturile mai mari de CaO și MgO din riolite, fiind generate probabil de unele aporturi hidrotermale.

Aglomeratele porfirice în cadrul regiunii cercetate aflorează numai în amontul Văii de Izvoare (Hodișel), fiind constituite din blocuri rulate cu diametrul sub 20 cm de porfire violacee dure, prinse într-un ciment tufaceu albicios, în cea mai mare parte caolinizat.

Tufurile porfirice au o răspîndire importantă în cadrul suprafaței cercetate și aflorează atât în unitatea munților Highiș, în regiunea Minișel-Camna, cât și în extremitatea nordică a munților Codru, în regiunea Olcea-Poelușa. Aceste roci, situate înspre partea superioară a



complexului vulcanogen sint constituite dintr-o alternanță de șisturi sericitoase tufogene albe cu șisturi tufogene violacee. Din cadrul acestor roci care aflorează pe valea Doba, asociația de spor—polen este constituită din speciile :

- Corollina meyeriana* Malj.
- Cycloequisetites equisetostachia* Malj.
- Camerosporites secatus* Lesch.
- Granuloperculatipollis rufus* Venk. et G.
- Nuskoisporites dulhuntyi* Pont. et Klaus
- Mosulipolenites circularis* Singh.
- Entylissa martini* Lesch.
- Duplicisporites contactus* Krempp.
- Duplicisporites punctus* Krempp.
- Cyclogranisporites opressus* Clarke
- Triquitrites iraqiensis* Singh.
- Leiotriletes* sp.
- Latosporites* sp.
- Laevigatosporites* sp.
- Punctatisporites* sp.
- Calamospora* sp.
- Brodispora* sp.
- Granulatisporites* sp.

Această asociație conține atât forme permiene cât și forme triasice, intervalul care o conține, putind fi de vîrstă permian-superior — triasic-inferioară.

În regiunea Hoditel-Olcea, de unde a fost determinată această asociație, șisturile sericitoase tufogene suportă discordant gresile cuarțitice triasic-inferioare; în acest mod, șisturile sericitoase tufogene, ar putea avea o vîrstă permian-superioară.

Breciile cu cristalin aflorează numai pe marginea vestică a munților Codru, pe valea Hășmașului, formînd flancul vestic al nucleului de șisturi cristaline cu intruziuni granitoide sinorogene. Breciile sint alcătuite din elemente colțuroase, nesortate constituite din gnaise, granite, micașisturi și șisturi cuarțito-sericitoase, prinse haotic într-o matrice tufogenă porfirică de culoare verzuie. În cadrul acestei brecii, a cărei grosime este greu de apreciat, se constată uneori existența pe verticală a unei sortări a elementelor, precum și prezența unor separații bazice. Astfel, în baza breciei pe o grosime de 10—30 m elementele au un

diametru ce trece de 0,5 m; urmează apoi pe o grosime de 5–10 m o brecie cu elemente mai mici, colțuroase, sortate, peste aceasta dispunându-se o brecie conglomeratică, cu elemente parțial rulate (fig. 14).

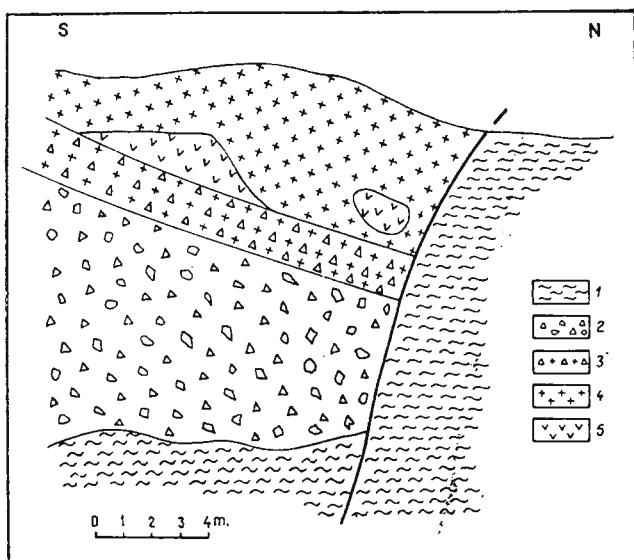


Fig. 14. — Seria breciilor cu cristalin de pe valea Hășmașului.

1. complexul intruziunilor de Codru; 2. brecie tufo-genă cu blocuri mari de granit și șisturi cristaline; 3. tufuri verzi cu elemente mici colțuroase de cristalin; 4. tufuri albe silicificate; 5. tufuri bazice.

Die Kristallin-Serie von Valea Hășmașului.

1. Codru – Intrusionen Komplex; 2. tufogene Breccie mit grossen Granit- und Kristallinschieferblöcken; 3. grüne Tuffe mit kleinen und eckigen Kristallinelementen; 4. silizifizierte weisse Tuffe; 5. basische Tuffe.

Brecia cu elemente de cristalin din această regiune se prezintă stratificată, stratificația fiind evidențiată de intercalările cu o granulație diferită. De asemenea datorită dispunerii haotice a blocurilor și a circulației apelor în cadrul acestei brecii, apar mici caverne. Brecia cu cristalin din această regiune suportă depozitele triasice reprezentate prin gresii și microconglomerate cuarțitice. Ca vîrstă, aceasta ar putea fi echivalentă cu întreg complexul vulcanogen, corespunzînd unei zone, în care paralel cu activitatea vulcanică, avea loc acumularea rapidă a unor grohotișuri de pantă.

Bazalte și dolerite. Asociate cu porfirele cuarțifere, cu riolitele, cu porfirele granodioritice sau cu breciile cu cristalin, în regiune apar și roci bazice.

Astfel, pe valea Poelușei, într-un mic afloriment din versantul drept al văii, în cadrul porfirelor cuarțifere apar bazalte cenușii, alterate, cu o tentă roșcată. Acestea prezintă sub microscop o structură fin granulară, fiind constituite din feldspați plagioclazi albitizați, piroxeni, cuarț și magnetit; roca este puternic laminată și străbătută de mici filoane de cuarț.



Fig. 15. — Enclave de roci bazice în corpul filonului de riolite de pe valea Ogresii.

Einschlüsse von basischen Gesteinen im Rhyolitgang von Valea Ogresii.

La E de Ciuntești, în zonele de efilare ale filoanelor de riolite, sau în faciesurile marginale ale riolitelor apar roci bazice de tipul bazaltelor și doleritelor; acestea se regăsesc și ca enclave în corpul filonului de riolite (fig. 15).

Bazaltele au o granulație fină și o structură amigdaloidă, fiind uneori puternic laminate și alterate.

Doleritele au o structură intergranulară, pasta fiind mai larg cristalizată, reprezentând ca și riolitele, roci subvulcanice.

Pe valea Hășmașului, în cadrul breciei cu cristalin există unele separații de roci bazice constituite din tufuri verzui, de natură bazică.

ACESTE roci bazice sunt asociate cu rocile eruptive acide permienne, reprezentând fie diferențieri magmatische în zonele marginale ale erupției.

nilor, fie contaminări ale lavelor acide, cu lave mai bazice, venite pe fracturi profunde care au afectat zone adânci din scoarță.

În versantul nordic al munților Hîghiș, pe valea Migieșului (Tauț) apare un corp de roci bazice, ce străbate porfirele cuarțifere. Acest corp prezintă un nucleu masiv și faciesuri laterale šistoase. Sub microscop, roca prezintă o structură intergranulară, fiind constituită din prizme de plagioclaz dispuse divergent, care au prinse între ele cristale de hornblendă uralitică, puternic decolorată și fasciculată terminal. Ca minerale accesori încearcă titanitul și magnetitul în cantități apreciabile (Fe metalic = 9,45 %, TiO_2 = 1,50 % ; aceste roci sunt descrise în detaliu de către I s t o c e s c u și D i m i t r e s c u, 1967).

Complexul superior vulcanogen este metamorfozat dinamic. Cu excepția filoanelor de riolite la care metamorfismul dinamic nu apare decât sub microscop, la celelalte roci ale complexului superior vulcanogen, efectul metamorfismului dinamic este evident. Acesta se manifestă atât prin šistozitatea pronunțată pe care o prezintă rocile, cât și prin transformările componenților mineralogici (extincția rulantă a cuarțului, feldspatul transformat în sericit, etc.). Acest metamorfism al rocilor complexului superior vulcanogen este un efect al mișcărilor palatine, (pfalzice), care au dus la cutarea formațiunilor paleozoice. O dată cu desfășurarea acestei faze se încheie și evoluția geosinclinalului hercinic.

Complexul superior vulcanogen suportă discordant rocile Triasicului inferior din unitatea munților Codru. În unitatea munților Hîghiș, caracterul limitei Permian-Triasic, este marcat de gradul avansat de tectonizare a rocilor.

În unitatea munților Codru, complexul superior vulcanogen se dispune în continuitate de sedimentare peste gresiile vermiculare. În unitatea munților Hîghiș, nu se cunosc termenii inferioiri ai Permianului, seria de Păiușeni venind în contact tectonic anormal cu rocile complexului superior vulcanogen. În regiunea Agrișul Mare-Tauț, porfirele cuarțifere permiene se dispun direct peste rocile granitoide ale seriei cristaline cu intruziuni granitoide sinorogene.

După mișcările orogenice principale hercinice, în stadiul tardecine-matic, corespunzînd fazei saalice, activitatea magmatică este reactivată prin manifestarea magmatismului subsecvent, care a generat rocile pe care le-am descris.

În lumina datelor prezentate, rezultă că vulcanismul permian în această regiune a avut un caracter exploziv, fiind prezente în regiune aproape toate rocile ce caracterizează acest tip de vulcanism : riolite, reprezentă prin faciesurile subvulcanice ale rocilor, stilpii vulcanici, cele-



lalte roci (porfirele cuarțifere, tufurile, aglomeratele și brecile) reprezentând produsele de erupție care au în general faciesuri ignimbritice.

Fenomenele hidrotermale care au însoțit activitatea vulcanică din Permian, sunt puțin reprezentate în regiune. Acest fapt se datorează în parte și dificultății recunoașterii acestor fenomene, pe un fond în care a acționat metamorfismul dinamic.

Filoanele de cuarț sau calcit care străbat riolitele sau rocile bazice, precum și fenomenele de caolinizare, cloritizare, cloritizare și epidotizare, pot fi puse eventual pe seama activității hidrotermale.

În forajele executate în partea vestică a regiunii cercetate nu au fost întâlnite formațiuni care să poată fi atribuite Paleozoicului superior.

3. MEZOZOICUL

După desfășurarea fazei palatine, care a dus la cutarea și metamorfizarea formațiunilor paleozoice, regiunea se exondează pentru o scurtă perioadă de timp, sedimentarea revenind la începutul Triasicului. Aria de sedimentare a Triasicului este mai mare decât aceea a Paleozoicului.

Ansamblul paleogeografic al regiunii în Mezozoic indică o deplasare continuă spre N a ariei de sedimentare, începînd cu Triasicul inferior și terminînd cu Cretacicul superior. Sedimentarea mezozoică s-a desfășurat pe toată aria Munților Apuseni, deosebindu-se mai multe etape: o primă etapă se situează în Triasic; o a doua etapă cuprinde Jurasicul inferior și mediu, a treia etapă cuprinde Jurasicul superior-Cretacicul inferior iar ultima etapă corespunde Cretacicului superior.

Procesele litogenetice care s-au desfășurat în timpul Mezozoicului pe teritoriul Munților Apuseni, sunt legate direct de natura fundamentului regiunii și de mișcările pe verticală putîndu-se deosebi trei zone cu particularități distincte: zona faciesului de Bihor, zona faciesului de Codru și zona Mureșului.

Din acest punct de vedere, regiunea care face obiectul studiului de față, se încadrează în zona faciesului de Codru. În cadrul acestei zone, existența în timpul Mezozoicului a unor blocuri ridicate și a altora coborârite, acestea din urmă evoluînd spre zone mobile ale geosininalului, a determinat grosimea și faciesurile formațiunilor.

Regiunea studiată comportă mai multe zone cu o evoluție diferită: zona Șiria-Miniș, în care s-au sedimentat formațiuni triasic-inferioare și medii, zona axială a bazinului Crișului Alb și a ramei vestice a munților Codru în care doar sporadic apar formațiuni triasic-inferioare și zona



centrală și nordică a munților Codru în care sedimentarea este aproape continuă, din Triasicul inferior, pînă în Cretacicul inferior inclusiv.

TRIASIC

Formațiunile mezozoice, care aflorează în regiunea cercetată, aparțin Triasicului. În cadrul acestuia pe baze litologice și paleontologice au fost separate mai multe orizonturi, paralelizabile cu intervalele similare din Munții Apuseni.

Depozitele triasice ocupă suprafețe importante atât în munții Codru, cât și în munții Hîgihîș, fiind tratate în lucrările anterioare numai la o scară regională.

În munții Hîgihîș, Rozloznik (1913) amintește de calcarele dolomitice de la Galșa, care suportă șisturile triasic-medii, cu *Daonella*.

În munții Codru, Păucă (1941) consideră că Triasicul începe cu un orizont de gresii șistoase micacee, peste care se dispun rocile carbonatate ale Triasicului mediu.

Bela hu (1963) separă pe harta geologică a României la scară 1:100.000 – foaia Moneasa, în cadrul Triasicului, Werfenianul inferior, constituit din ortocuarțite și conglomerate cuarțitice, Werfenianul superior, alcătuit din cuarțite în plăci și șisturi argilo-grezoase, Anisianul, reprezentat prin dolomite negre, Ladinianul, constituit din calcare negre, și Triasicul superior, ce cuprinde o suită variată de roci.

Istocescu și Dimitrescu (1967) separă în această regiune o serie cuarțitică (Werfenian inferior), o serie șistoasă (Werfenian superior) și o serie dolomitică (Triasic mediu), arătînd totodată caracterul discordant și transgresiv al limitei inferioare a Werfenianului inferior.

Patrulius și Bela hu (1967) referindu-se la Triasicul Munților Apuseni, separă în munții Codru depozite seisiene (conglomerate, cuarțite, gresii și șisturi argiloase violacee), formațiuni campilian-anisiene (dolomite, șisturi marnoase) și Ladinianul constituit din calcare negre.

Cercetările întreprinse în munții Hîgihîș și în partea vestică a munților Codru, ne-au condus la separarea a patru orizonturi litologice, în concordanță cu schema stratigrafică a Munților Apuseni : orizontul gresiilor cuarțitice (Seisian inferior), orizontul șisturilor micacee (Seisian superior), orizontul calcaros-dolomitic (Campilian-Anisian) și orizontul șisturilor cu *Daonella* (Ladinian).



a) Orizontul gresiilor cuarțitice (Seisian inferior)

Rocile acestui orizont aflorează în zona terminației vestice a munților Codru, în regiunea localităților Poelușa-Olcea; aceste roci se cunosc și pe marginea de vest a munților Codru la Hășmaș; în versantul nordic al munților Highiș, orizontul gresiilor cuarțitice aflorează în zona Șiria-Miniș.

Forajele executate în partea vestică a acestei regiuni, au interceptat rocile acestui orizont în vecinătatea localității Turnu (sonda 14 Turnu — adâncime 1050—1101 m; sonda 39 Turnu — ad. 963 m; sonda 40 Turnu — ad. 950 m; sonda 41 Turnu — ad. 1001 m; sonda 200 Turnu — ad. 994 m; sonda 9 Chereluș — ad. 1350 m; sonda 15 Nădab — ad. 1708 m).

Din punct de vedere litologic, orizontul gresiilor cuarțitice este alcătuit din gresii microconglomeratice cuarțitice, gresii albe cuarțitice, gresii micacee, șisturi micacee verzui și mai rar conglomerate.

În cadrul orizontului gresiilor cuarțitice, în baza acestuia se dezvoltă conglomerate și gresii microconglomeratice cuarțitice, la partea mediană — gresii albe cuarțitice în plăci, iar la partea superioară gresii micacee cu intercalații de șisturi micacee, trecerile dintre diferitele tipuri de roci, făcându-se gradat.

În baza acestui orizont, pe valea Poelușei și pe valea Doba, discordant și transgresiv peste formațiunile permiene, se dispun conglomerate poligene, alcătuite din elemente de cuarț alb, porfire cuarțifere și gresii roșii, prinse într-un ciment argilos sau silicios. Elementele de cuarț sunt bine rulate, cele de porfire și gresii fiind angulare, cu un diametru cuprins între 2 mm și 10 cm. În baza orizontului sortarea elementelor este redusă; spre partea superioară există o sortare pe verticală sub forma unor ritmuri grosiere, ce alternează cu ritmuri în care granulația este medie.

Peste acest nivel conglomeratic cu o grosime de 15—20 m, urmează gresii microconglomeratice cuarțitice, de culoare gălbui-albicioasă, cu intercalații de gresii albe cuarțitice, stratificate în lespezi cu grosimi decimetrice.

Gresiile albe cuarțitice dau nota caracteristică acestui orizont, stratificația și fisurile ducînd la dezagregarea acestora în blocuri cu fețe paralelipipedice. Acestea au o structură granulară (adesea echigranulară) și o textură masivă, uneori distingîndu-se macroscopic existența unor benzi milimetrice diferite colorate care dau aspectul unei stratificații încrucișate. Local, pe fețele de strat se remarcă existența unor urme de valuri.



Gresiile sănt alcătuite din granule de cuarț, de forme și dimensiuni variabile, care alcătuiesc 85—95% din masa rocii, rare granule de feldspați în parte sericitizați și minerale opace (extrem de rare), prinse într-un ciment silicios, în parte recristalizat sau sericitizat. Granulele de cuarț din compoziția gresiilor cuarțitice prezintă o extincție ondulatorie, aceasta datorindu-se atât metamorfismului dinamic suferit de gresii, cît și provenienței cuarțului din roci metamorfice.

Cîteva analize chimice efectuate asupra unor gresii cuarțitice de pe valea Pooclusei și valea Dudului indică următoarele conținuturi :

TABELUL 3

Nr. probei	Loc de colectare	%		
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
8019/65	Valea Pooclusei	90,82	3,40	3,05
6048/65	Valea Dudului	93,31	3,74	3,65
6060/65	Valea Dudului	98,28	0,02	0,87
6071/65	Valea Dudului	95,28	1,64	0,75

Eșantioanele analizate provin din gresiile albe cuarțitice, situate la partea mediană a orizontului gresiilor cuarțitice. Conținutul ridicat în SiO₂ se datorează granulelor de cuarț; Al₂O₃ provine din cimentul rocii și granulele de feldspat, iar Fe₂O₃ provine pe de o parte din cimentul rocii, iar pe de altă parte din rarele granule de minerale opace.

Pe baza compoziției chimice și mineralogice a gresiilor cuarțitice, precum și a aspectelor stratonomice, se pot trage unele concluzii de ordin paleogeografic privind condițiile care au favorizat formarea acestora. Astfel, predominarea cuarțului și absența mineralelor melanocrate, prezența feldspaților și a mineralelor argiloase în proporție redusă, presupun o alterare intensă suferită de rocile de pe continent (sisturi cristaline, granite, porfire) în condițiile unui climat arid. Acest climat a favorizat o intensă alterare superficială, care a dus la dezagregarea rocilor preexistente, din care pe loc au rămas granulele mai mari de cuarț, materialul mai fin (argile, praf), fiind îndepărtat de curenții atmosferici. Aceste acumulări mari de cuarț, favorizate și de rocile acide preexistente (granite, porfire) au dat naștere la dune, materialul acestora fiind apoi sedimentat într-un mediu subacvatic de adâncime redusă (urme de valuri). Existența climatului arid în care a avut loc sedimentarea acestui orizont este dovedită și de prezența evaporitelor la acest nivel stratigrafic, asociate cu gresiile cuarțitice în sondele din apropiere de Oradea (sonda



4018 IGEX — Toboliu — adîncimea 3182—3300 m) și în Ungaria de Nord. Orizontul gresilor cuarțitice se dispune în regiunea Hodisel-Poelușa, discordant peste porfirele cuarțifere și tufurile porfirice permiene, trecînd gradat spre partea superioară, la orizontul șisturilor micacee, printr-o alternanță de gresii cuarțitice albicioase sau verzui, cu șisturi micacee satinate.



Fig. 16. — Orizontul gresilor cuarțitice ce formează microcute pe valea din Majra (Şiria).

Quarzitischer Sandsteinhorizont der im Tal Majra (Şiria) kleine Falten bildet.

În versantul nordic al munților Highiş, orizontul gresilor cuarțitice se dispune fie peste porfirele cuarțifere (Tauț), fie direct peste complexul granitoidelor de Codru (Măderat).

Acest orizont are o grosime destul de greu de estimat, din cauza numeroaselor repetiții tectonice din vecinătatea liniilor de șariaj, formînd numeroase cute-solzi și microcute (fig. 16, fig. 17).

Orizontul gresilor cuarțitice este slab metamorfozat dinamic, mai ales în vecinătatea liniilor de șariaj, unde se constată orientarea componentelor din gresii, transformarea feldspațiilor și a argilelor în sericit și apariția unor filoane centimetrice de cuarț alb, în general discordante față de stratificație.

Analizele de spor-polen efectuate de Adina Visarion asupra unor probe ce provineau din intercalațiile mai pelitice ale gresilor cuarțitice din regiunea Șiria-Dud indică prezența următoarei asociații :

- Sphaeridiopollenites balmei* J a n s.
Sphaeridiopollenites sp.
Punctatisporites sp.
Vittatina minima J a n s.
Cycadopites sp.
Nuskoisporites sp.
Entyllisa sp.
Calamospora sp.
Granulatisporites sp.

Această asociație caracterizează intervalul Permian-Triasic, precizarea limitei Triasic-Permian și plasarea în spațiu a orizontului gresiilor cuarțitice, pe baze palinologice, nefiind posibilă.



Fig. 17. — Orizontul gresiilor cuarțitice ce formează cute strânse pe valea Dudului (munții Hîniș).

Quarzitischer Sandsteinhorizont der im Tal Dudu (Hîniș-Gebirge) enge Falten bildet.

Existența unei discontinuități stratigrafice între formațiunile permiene și orizontul gresiilor cuarțitice (discordanță unghiulară), constituția litologică a acestui orizont, asemănătoare cu cea a depozitelor werfeniene din alte zone, precum și trecerea gradată de sedimentare a orizontului gresiilor cuarțitice, la depozitele campiliene fosilifere, ne-au condus la paraleлизarea acestui orizont cu stratele de Seis.

b) Orizontul șisturilor micacee (Seisian superior)

Acest orizont are o răspândire destul de restrânsă, rocile sale aflorînd numai în versantul nordic al munților Highiș, în zona Dud-Camna, fiind situate la partea superioară a orizontului gresiilor cuarțitice.

Orizontul șisturilor micacee este alcătuit din punct de vedere litologic dintr-o alternanță de șisturi argiloase micacee, violacee sau verzui, cu gresii micacee sau gresii cuarțitice de culoare verzuie sau albicioasă. Litologic acest orizont aparține de orizontul gresiilor cuarțitice și a fost separat de acesta, acolo unde gresile micacee și șisturile micacee, predomină față de gresiile cuarțitice.

Orizontul șisturilor micacee cu o grosime de 50—100 m în această regiune este nefosilifer. În celealte unități ale Munților Apuseni, peste orizontul gresiilor cuarțitice se dispun de asemenea șisturi micacee roșcate sau verzui, stratificate, uneori satinate, conținînd doar rare resturi incarbonizate de plante și suportînd formațiuni calcaroase-dolomitice fosilifere.

Analizele de spor-polen efectuate de către Antonescu (1969) din orizontul șisturilor micacee, care apare la același interval stratigrafic în munții Plopiș, la Bucea, indică următoarea asociație : *Punctatisporites triassicus* Schultz, *Carnisporites* sp., *Retusotriletes* sp., *Nigrisporites nigritellus* (Lub.) Oschurk, *Granulatisporites pulvigerus* (Lub.) Lubener. *Cyclotriletes triassicus* Mäder, *Aequitriadites* sp., *Lundbladispora* sp., *Nuskoisporites* sp., *Stellapollenites talchiriensis* Lebe, *Triadispora crassa* Klaus, *Triadispora plicata* Klaus, *Triadispora* cf. *staplinii* Klaus, *Triadispora epigona* Klaus, *Illinites trivisus* Visscher, *Limitisporites moersensis* (Grobe) Klaus, *Chordasporites* cf. *singulichorda* Klaus, *Taeniaesporites novimundi* Janss., *Protohaploxylinus* sp., *Voltziaceasporites heteromorpha* Klaus, *Caytonipollenites pallidus* Lub. (Reisinger) Cuper, *Alisporites microreticulatus* Reinhard, *Marsupipollenites triradiatus* Balmé et Henn., *Cycadopites coxii* Visscher.

Această asociație caracterizează Triasicul inferior; orizontul din care a fost determinată asociația suportă în continuitate de sedimentare, un pachet de dolomite, peste care se dispun calcare negre cu *Costatoria (Costatoria) costata* (Zenker) și *Gervilleia mytiloides* Schloth., care atestă o vîrstă campilian-superioară — hydaspian-inferioară a calcarelor (Istoceanu, Ionescu, 1968). În acest mod, pentru formațiunile situate sub nivelul cu fauna menționată, se poate accepta vîrsta triasic-inferioară.

În munții Bihor și partea estică a munților Codru, limita Werfenian-Anisian este acceptată (Patrulius, Bleahu, 1967) la nivelul în



care apare seria calcaroasă (primul nivel de dolomite). Paralelizând această situație cu regiunea de care ne ocupăm, Werfenianului situat sub orizontul calcaros dolomitic iar reveni două orizonturi : orizontul inferior, cel al gresiilor cuarțitice și orizontul superior, cel al șisturilor micacee.

Aceste orizonturi cuprind probabil Werfenianul inferior delimitat la partea inferioară de o discordanță stratigrafică, iar la partea superioară făcîndu-se o trecere gradată la depozitele campiliene fosilifere.

c) Orizontul calcaros dolomitie (Campilian-Anisian)

În cadrul regiunii cercetate zocile orizontului calcaros dolomitic aflorează numai în versantul nordic al munîilor Hîghiș, în regiunea Galșa-Agrișul Mare și la N de localitatea Miniș, fiind constituit din dolomite și calcare dolomitice.

În regiunea Galșa-Agrișul Mare, în carierele de la Galșa s-a putut urmări succesiunea (fig. 18) :



Fig. 18. — Orizontul calcaros-dolomitic din carierele de la Galșa.

Dolomitkalkenthaltender Horizont im Steinbruch von Galșa.

(1) 22 m grosime în bază - dolomite gălbui, uneori roșcate sau negriicioase, fin granulare, masive, uneori stratificate în lespezi de 15—20 cm grosime, străbătute de numeroase diaclaze albe umplute cu calcit. Uneori au un aspect brecios, dezagregîndu-se ușor în blocuri mici (diametrul = 5 cm);

(2) 7m — calcare dolomitice negre, stratificate în plăci decimetrice, cu diaclaze albe de calcit. Stratificația este evidențiată de intercalăriile de culoare mai deschisă, care sunt constituite din numeroase cochilii diagenizate de gasteropode mici, aparținând grupului *Natica*. Pe fețele de stratificație apar pelicule milimetrice sericitoase, rezultate probabil din metamorfozarea unor argile ;

(3) 10 m — dolomite negrioase, tectonizate, diaclazate, cu aspectul unei brecii tectonice, în care apar intercalări lenticulare de șisturi argiloase verzui-cafenii, strivite și deformate tectonic ;

(4) 3 m — șisturi argiloase verzui-cafenii, tectonizate și laminate, cind au un aspect lenticular, fiind strivite între pachetele de dolomite ;

(5) 3 m — dolomite negrioase care la partea superioară au o intercalărie lumașelică, cu o grosime de 3 cm, formate din numeroase cochilii diagenizate de gasteropode ;

(6) 2 m — dolomite cenușii, microgranulare, cu aspect zaharoid, friabile ;

(7) 4 m — alternanțe de dolomite cenușii, uneori vacuolare și șisturi argiloase gălbui, friabile cu rare mulaje de fosile din care am putut determina :

Omphaloptychia gregaria Schloth.

Turbo sp.

Gervilleia mytiloides Schloth.

Costatoria (Costatoria) costata (Zenk)

(8) 3 m — dolomite negre diaclazate ce alternează cu dolomite gălbui cu aspect vacuolar. Golurile din rocă reprezintă mulaje de fosile și fisuri pe care s-a produs o dizolvare mai accentuată a rocii ;

(9) 0,20 m — marnocalcare gălbui fine, friabile cu aspect de calcar litografice ;

(10) 20 m — dolomite negrioase, stratificate în plăci, diaclazate, nefosilifere.

Orizontul calcaros dolomitic aflorează de asemenea la Agrișul Mare și la N de Miniș, unde pe suprafete restrânse apar dolomite cenușii zaharoide și calcare dolomitice.

Sub microscop, dolomitele se prezintă cristalizate, avînd o structură granulară (microgranulară, mai rar macrogranulară), cu o dispoziție în mozaic a cristalelor de dolomit și calcit ; în masa microgranulară carbonată apar și rare granule mici de cuarț. Această masă este străbătută de numeroase diaclaze umplute cu calcit, larg cristalizat. În masa rocii apar de asemenea rare conture de cochilii, în care calcitul este recristalizat în

întrregime, precum și goluri de diferite dimensiuni, care în cele mai multe cazuri, reprezintă resturile unor structuri organice; cochiliile se conservă rareori, fiind reprezentate prin conture de cochilii, umplute cu calcit larg cristalizat. Deși macroscopic stratificația rocii este evidențiată prin alternanță unor benzi de culoare diferită, la microscop apare o structură granulară masivă, lipsită de stratificație.

Analizele chimice efectuate asupra unor eșantioane ce cuprind aproape în întregime grosimea orizontului calcaros-dolomitic din munții Highiș, Codru și Plopiș, arată conținuturi foarte asemănătoare privind procentele de CaCO_3 și MgCO_3 .

TABELUL 4

Sectorul	Nr. probei	CaCO_3	MgCO_3	Rezidu insolubil			
				SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	Neseparat
Munții Plopiș	2844/64	58,01	41,49	0,59	0,38	0,68	
	2845/64	69,97	29,50	0,03	0,45	0,67	
	2846/64	55,01	43,74	0,48	0,38	0,42	
Munții Codru	2769/64	54,80	44,94	0,04	0,25	0,5	
	2799/64	58,01	41,49	0,55	0,38	0,68	
	2880/64	55,87	42,10	0,52	0,78	0,56	
	3031 f/68	54,21	37,90	0,34			7,55
	3032 c/68	54,80	44,73	0,42			
	3032 b/68	55,53	42,25	0,73			1,49
	3032 e/68	54,60	41,58	1,32			2,50
	3033 a/68	61,94	30,45	2,28			5,33
	3034 b/68	51,41	40,32	2,44			5,83
	3034 c/68	53,55	39,48	2,47			3,5
	3034 e/68	54,35	45,15	0,52			
	3035 d/68	55,22	42,18	1,12			1,48
	3036 j/68	54,92	44,62	0,35			
	3036 C/68	55,32	43,28	0,61			
	3037 a/68	53,97	41,58	1,85			2,40
Munții Highiș (Galșa)	877 b/68	52,12	43,68	2,57			1,53
	877 c/68	62,57	33,60	0,86			2,97
	877 f/68	55,69	44,10	0,50			

Numărul mic al elementelor analizate, precum și relativ puținele analize pe care le deținem, nu permit efectuarea unui studiu privind variația pe verticală a componenților și nici relațiile existente între diferenți componenți chimici și mineralogici ai rocii.

Conținutul în CaCO_3 și MgCO_3 plasează aceste roci în grupa dolomitelor, observându-se existența unei anumite proporții între cantitatea de Ca și Mg.



Existența în cadrul acestor roci a unor nivele bogat fosilifere, care alcătuiau adevarăate lumașele de cochilii de gasteropode și lamelibranhiate, conduc la ipoteza că roca inițială a fost un calcar organogen. Nu este exclus, ca unele nivele de dolomite dinspre baza succesiunii orizontului calcaros dolomitic, să reprezinte dolomite primare, precipitate direct din apa mării, concomitent cu formarea în alte regiuni a gipsurilor și a anhidritelor.

Rocile calcaroase inițiale, formate din aglomerări de cochilii, schelete de organisme calcaroase recifale (alge, corali) și detritus calcaros organic, au suferit un intens proces de diageneză, în cursul căruia s-a produs o îmbogățire a rocii în Mg, care a determinat recristalizarea rocii, însoțită și de modificările volumului acesteia.

Mecanismul acestui proces de diageneză s-ar desfășura astfel (Chillingar, Bissell, Fairbridge, 1967): aragonitul metastabil al cochiliilor, în anumite condiții de presiune, temperatură, compoziție chimică și Ph, se transformă în calcit, cînd are loc și o îmbogățire în Mg a rocii, pe seama ionilor de Mg din apa interstitială, formîndu-se dolomitul, un compus mai stabil decît aragonitul și calcitul.

În regiunea Gală-Agriș, orizontul calcaros dolomitic se dispune peste orizontul gresiilor cuartitice, care se prezintă puternic laminat tectonic (fig. 4), avînd grosimi de numai 10–15 m și suportă pe valea Zopiței, la Măderat, orizontul șisturilor cu *Daonella*.

Conținutul paleontologic al părții mediane a orizontului calcaros dolomitic, caracterizat prin prezența formelor *Costatoria (Costatoria) costata* (Zenker) și *Gervilleia mytiloides* Schloth., corespunde intervalului de timp Campilian superior-Anisian inferior (Hydaspian inferior). Peste nivelul cu fauna amintită, urmează un alt pachet de dolomite cu o grosime de cca 50 m, nefolosilifere, care făcînd trecerea la Ladinian ar putea corespunde Anisianului mediu și superior.

În unitatea munților Codru, se acceptă ca anisiană vîrstă primului orizont de dolomite (Paucă, 1941; Preda, 1962; Patrulius, Bleahu, 1967), dispus peste șisturile micacee-violacee sau verzu. Această vîrstă este acordată pachetului inferior de dolomite, atât în munții Codru, cît și în Pinza de Codru din Bihor, pe baza asociației de *Myophoria elegans* Dunk., *Pecten aff. discites* Schloth., și *Macrodon* sp. de la Piatra Pietranilor.

Studiile pe care le-am efectuat în această ultimă zonă, situată la 6,5 km nord-vest de Beiuș, au scos în evidență existența unei asociații de faună, ce pune în discuție vîrstă anisiană acordată dolomitelor de la

Piatra Pietranilor. Astfel la partea mediană a unui pachet gros de 150 m alcătuit dintr-o alternanță de dolomite cenușii zaharoide, dolomite vermiculare și dolomite spătice cu crinoide, am întâlnit forma *Dadocrinus gracilis* B u c h., care indică trecerea de la Campilian la Anisian. Atribuirea vîrstei anisiene întregului pachet de dolomite este astfel incorectă, cu atât mai mult, cu cât la Piatra Pietranilor nu se cunosc nici termenii inferiori, nici cei superiori ai dolomitelor.

În unitatea autohtonului de Bihor-Pădurea Craiului, orizontul bazadolomitic era considerat de asemenea ca reprezentând Anisianul, calcarale negre-Ladinianul, iar calcarele albe și dolomitele superioare, intervalul Carnian-Norian. Urmărirea unei succesiuni continue a depozitelor triasice din versantul sudic al munților Plopiș, precum și identificarea unor noi puncte fosilifere (I s t o c e s c u, D i a c o n u, F e l i c i a I s t o c e s c u, 1968 și I s t o c e s c u, I o n e s c u, 1968) au adus unele precizări privind vîrsta acestor complexe litologice.

Astfel, forma *Costatoria (Costatoria) costata* (Z e n k e r) întâlnită la partea mediană a calcarelor negre de la Bucea, le situează pe acestea în Campilianul superior-Anisian, dolomitele inferioare revenind Campilianului inferior. Asociația de *Encrinus aff. liliiformis* L a m., *Coenothyris aff. vulgaris* (S ch l o t h.), *Aulacothyris incurvata* B i t t., *Myophoria elegans* D u n k., *Cuspidaria siliqua* B i t t., *Cassianella* sp. și *Daonella* sp., recoltate de la partea superioară a calcarelor negre, indică Anisianul mediu. Anisianul superior cuprinde dolomitele superioare, limita Anisian-Ladinian, fiind situată înspre baza calcarelor albe marmoreene (D i a c o n u, D r a g a s t a n (1969).

Reconsiderarea unor asociații fosile, precum și găsirea unor noi puncte fosilifere (P a t r u l i u s, B l e a h u, 1967) au condus la confirmarea ipotezei emise de B l e a h u (1955) după care abia la nivelul calcarelor albe, se poate vorbi de Ladinian, în autohtonul de Bihor-Pădurea Craiului.

Am făcut această incursiune în unitățile geologice vecine pentru a putea paraleliza orizontul calcaros dolomitic din munții Hîgheș cu formațiunile similare din munții Codru și Bihor. După cum se observă, acest orizont se paralelizează litologic și faunistic cu orizontul dolomitelor masive și al calcarelor negre în lespezi din unitatea Bihor-Pădurea Craiului-Plopiș și probabil cu dolomitele bazale din munții Codru, corespunzînd intervalului Campilian-Anisian inclusiv.

Orizontul calcaros dolomitic din regiunea Galșa și Minîș se prezintă slab metamorfozat dinamic, metamorfismul manifestîndu-se atât în gradul



ridicat de cristalinitate al rocilor, cu transformarea intercalațiilor argiloase în șisturi cu sericit, cît și în prezența numeroaselor laminări de strate, microcute și fracturi.

d) Orizontul șisturilor cu *Daonella*

Acest orizont are o extindere extrem de redusă și aflorează numai pe valea Zopiței, la Măderat, în partea nordică a munților Highiș, unde pe o grosime de 25–30 m apar șisturi argiloase negre, fără să se poată urmări o succesiune continuă și fără să se poată observa clar limitele cu orizonturile superioare și inferioare (fig. 19).

Înclinările sudice, conforme cu cele ale orizontului calcaros dolomitic din aval, sugerează o poziție normală a șisturilor cu *Daonella*, peste dolomite. În amonte, contactul este de natură tectonică, orizontul șisturilor venind în contact tectonic anormal, cu orizontul gresiilor cuartitice seisiente.

Din punct de vedere litologic, orizontul șisturilor cu *Daonella* este caracterizat printr-o alternanță de șisturi argiloase verzui sau negricioase, satinate, cu rare strate centimetrice de argilite gălbui, fine, mai dure.

Șisturile argiloase se prezintă fin stratificate, nu prea dure, desfăcindu-se ușor în plăci de grosimi milimetrice. Pe fețele de stratificație prezintă numeroase mulaje de fosile (crinoide, lamelibranhiate, gasteropode, cefalopode) și rare concrețiuni limonitice neregulate, care uneori reprezintă resturi fosile diagenizate.

Aceste șisturi sub microscop se prezintă constituite dintr-o masă fin granulară de particole fine, de natură argiloasă, detritică (cuart) sau carbonatică (dolomit), slab cimentată. În masa rocii se întâlnesc numeroase goluri de dimensiuni milimetrice și rare granule limonitice neregulate. Golurile, cu conură geometrice, pătratice sau dreptunghiulare, reprezintă fie resturile unor agregate cristaline (calcit sau pirită), fie resturi organice dizolvate (eventual entroce de crinoide). Roca are o textură șistoasă.

Din materialul fosilifer relativ bogat al acestui orizont, reprezentat în general prin mulaje de lamelibranhiate, gasteropode, cefalopode și crinoide, datorită gradului avansat de tectonizare al rocii și al slabului metamorfism dinamic care a dat naștere la deformări, nu am putut determina decât speciile :

Encrinus sp.

Daonella sp.

Daonella cf. *moussonii* Merian



Tirolites illyricus M o j s.

Flemingites cf. *aplanatus* ((W h i t e)

Valoarea stratigrafică a acestei asociații fosile este diminuată de faptul că în regiunile învecinate, la acest nivel stratigrafic nu sunt citate



Fig. 19. — Orizontul șisturilor cu *Daonella* de pe valea Zopîtei.

Daonella-Schichten Horizont im Zopîta Tal.

decit resturi de *Daonella* și astfel nu se poate face o comparație, iar această asociație analizată izolat conține o contradicție greu de rezolvat. Astfel, forma *Tirolites illyricus* M o j s., reprezintă Campilianul, iar *Daonella* nu este citată pînă în prezent la un interval stratigrafic inferior Anisianului mediu. Nu se poate pune nici problema remanierilor, sau a existenței unui interval comprehensiv, deoarece toate fosilele provin din același nivel stratigrafic.

Fosilele citate se prezintă în general deformate și într-un număr mic de exemplare, astfel încît nu avem certitudinea că ele reprezintă asociația caracteristică a acestui orizont.

Forma pe care am atribuit-o speciei *Tirolites illyricus* M o j s., din care am avut trei exemplare întregi, cu un diametru de 10—15 mm,

rezintă în afara ornamentei, și linia lobată, încit asemănarea cu forma descrisă și figurată de Mojsisovics (1822 — pl. II fig. 10 pag. 68) și Smith (1932 — pl. XL fig. 12—16, pag. 84) este evidentă. De asemenea, în rocă se găsesc numeroase mulaje ce aparțin genului *Daonella*.

Folosirea formelor de *Daonella* în corelările stratigrafice, după cum arată Rieber (1968) este îngădăită de mai mulți factori : aceste forme sunt deosebit de greu de determinat specific ; fenomenele de convergență ce caracterizează diferitele specii, pot duce la determinări greșite și la concluzii stratigrafice false, prin nerecunoașterea homeomorfiei ; formele de *Daonella* sunt legate de faciesurile pelagice, lipsind în general din cele recifale.

Pentru precizarea vîrstei acestui orizont, vom face apel la unitatea muntilor Codru, unde peste dolomitele campilian-anisiene se dispune de asemenea un pachet de șisturi cu *Daonella*. Aceste șisturi cu *Daonella* aflorează în imprejurimile localității Răbăgani, la cca 15 km nord de Beiuș și la Căbești, pe valea Roșia, fiind constituite pe o grosime de 15—30 m din șisturi argiloase cafenii sau verzui cu *Daonella* sp., *Encrinus* sp., *Myophoria* sp., care suportă în continuitate de sedimentare, calcarale în facies de Reifling cu o faună de vîrstă ladiniană.

Asociațiile fosile ale șisturilor cu *Daonella* din muntii Codru, fiind nestudiate, nu se pot face alte precizări, decât că acestea sunt asemănătoare cu cele din muntii Highiș.

Şisturile cu *Daonella* din muntii Codru, ca și cele din muntii Highiș, să ar putea compara cu șisturile bituminoase — „Grenzbitumenzone” situate la limita dintre Anisian și Ladinian din Alpii Sudici (tabel 5).

Din analiza tabelului alăturat, se poate observa că Triasicul din muntii Highiș, se corelează la nivelul Seisan-Ladinianului cu faciesul de Codru. Triasicul din această regiune este dezvoltat într-un facies sud-alpin, Seisanul putându-se compara cu stratele de Seis (gresii) iar Campilianul cu stratele de Campil (marne, calcare). Orizontul calcaros dolomitic se poate compara cu calcarele de Recoaro și cu dolomitele de Mendola, iar orizontul șisturilor cu *Daonella* — cu șisturile bituminoase de limită situate între Anisian și Ladinian.

Triasicul din muntii Highiș se dezvoltă în faciesul de Codru al Mezozoicului din Munții Apuseni, unde sedimentarea este aproape continuă pînă în Cretacicul mediu. Absența formațiunilor triasic-superioare, precum și a celor jurasicice și cretacicice din regiune, nu poate fi pusă pe seama nesedimentării acestora, ci pe seama erodării aproape complete a lor. Succesiunea Triasicului din regiunea Galșa-Miniș s-a păstrat, fiind prote-

TABEL 5
TABEL DE CORELARE A DEPOZITELOR DIN MUNTII BIHOR, CODRU, HIGHIS SI REGIUNILE INVECINATE

MUNTII APUSENI		DE PRESIUNEA PANONICA		R.P. UNGARA		ALPII SUDICHI	
MUNTII HIGHIS	MUNTII CODRU	MUNTII BIHOR - PADUREA CRAIULUI - ILOPIS		MECSEK	BAKONY		
		Calcare negre					
		Șisturi cu Dianella și Trilobites illýricus	Dolomite cenușii și dolomite spătice cu: Dadoxinus gracilis Myophorbia elegans Pecten discites	Dolomite superioare Sisturi și în plăci cu: Encrius liliiformis Coenothyridis vulgaris Myophorbia elegans	Dolomite Calcare negre Costatorfa costata In plăci cu Calcare negre	Dolomite și calcare dolomitică Pecten discites și Rhynehedonella decutata Cu: Dolomite Calcare negre In plăci	Dolomite de Esino Mendola Calcarea de Recopro Dolomite de Sisturi bituminoase
			Dolomite vermiculare	Dolomite cu: Dolomite și șisturi dolomitică Myophorbia costata Gervilla mytiloides	Dolomite Gipsuri + anhidrite	Dolomite Gresii cu cuartice Conglomerate cuartice	Stratul de Campi
				Șisturi micacee Gresii albe cuartice	Șisturi micacee pestrițe Gresii albe cuartice	Șisturi grezoase Gresii cu intercalări de conglomerate cuartice	Strate de seas
				Conglomerate cuartice	Conglomerate cuartice	Sisturi roșii	



jată de importanța masă de conglomerate metamorfozate, care se dispun tectonic peste Triasic. În restul regiunii, unde formațiunile mezozoice n-au avut un coperiș protector, acestea au fost erodate pînă la fundament. Din această cauză, în extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb, ca și pe marginea vestică a munților Codru nu apare decît Triasicul inferior, cu o grosime extrem de redusă, numai în anumite compartimente, acoperit de formațiunile neogene.

În regiunea de care ne ocupăm, care se încadrează în faciesul de Codru sedimentarea s-a desfășurat probabil fără intrerupere, din Triasicul inferior, pînă în Cretacicul mediu, cînd formațiunile au fost cutate (faza austrică). În faza mediteraneană și subhercinică, zona cutată în fazele anterioare, este fragmentată de o serie de fracturi orientate pe direcția nord-vest sud-est, pe care se produce prăbușirea unor compartimente. Mai tîrziu, în fazele laramică, pirineică și savică au loc noi compartimentări ale fundamentului, schițîndu-se conturul bazinului neogen al Crișului Alb. O dată cu faza stîrică, compartimentul care făcea legătura dintre munții Highiș și munții Codru se prăbușește pe linii de fractură orientate nord-vest–sud-est, formîndu-se bazinul Crișului Alb.

Denudarea formațiunilor mezozoice din acest compartiment s-a făcut în intervalul Cretacic mediu-Tortonian, cînd cea mai mare parte a Munților Apuseni a fost exondată. La începutul Tortonianului se produce o inversionsie de relief, zonele cele mai ridicate prăbușindu-se, iar cele cedorîte, suferind o mișcare de ridicare.

Constituția geologică a fundamentului bazinului Crișului Alb poate fi dedusă atât din lucrările de foraj executate în partea vestică a acestuia, cât și din informațiile furnizate de elementele detritice din compoziția rocilor neogene.

Lucrări de foraj executate în depresiunea Pannonică, în continuarea spre vest a bazinului Crișului Alb, indică un fundament al depozitelor neogene, constituit din granite, peste care pe alocuri s-au întîlnit gresii cuarțitice triasice.

În cadrul depozitelor neogene din sectorul vestic al bazinului, se remarcă existența a două zone: o zonă, în care elementele detritice ale rocilor neogene aparțin unității de Codru și o altă zonă, în care elementele detritice aparțin unității de Highiș. Limita între cele două zone se pla-



sează pe cursul Crișului Alb ; s-ar putea conchide prin urmare, că ~~fundamentul~~ bazinei Crișului Alb ar fi alcătuit la nord de Crișul Alb din roci aparținând munților Codru, iar la sud din roci aparținând munților Hîghiș.

În zona care ar avea un fundament de tip Codru, în depozitele neogene de la Beliu, Archiș, Cărănd, precum și pe marginea sud-vestică a munților Codru, apar numeroase blocuri cu dimensiuni variabile, în general, puțin rulate, constituite din șisturi cristaline, conglomerate metamorfozate de tip Codru, gresii vermiculare, porfire cuarțifere și gresii albe cuarțitice. Aceste elemente sugerează prelungirea spre sud, cel puțin pînă la paralela localității Cărănd, a formațiunilor care aflorează pe rama vestică a munților Codru.

Se remarcă absența din constituția depozitelor neogene a rocilor carbonatate remaniate din Mezozoicul părții centrale a munților Codru.

În zona care ar avea un ~~fundament~~ de tip Hîghiș, la Șilindia și Mocrea, în formațiunile neogene apar remaniate blocuri de roci granitoide, a căror prezență poate fi interpretată ca provenind din prelungirea în fundiment, a corpului de granitoide de la Șiria-Pîncota. Blocuri de dolomite apar și în aglomeratele vulcanice de la nord de Miniș, fapt care indică prezența în fundiment a unor roci carbonatate, probabil în prelungirea celor situate pe valea Bremania.

Prezența acestor blocuri în depozitele neogene, nu implică neapărat și un fundiment similar, zona axială a bazinei în timpul Neogenului, situîndu-se pe actualul curs al Crișului Alb, munții Codru la nord și munții Hîghiș la sud, constituind regiunile de unde era transportat materialul, înspre interiorul bazinei.

Datele de foraj din depresiunea pannonică arată prelungirea în fundimentul bazinei, a rocilor granitoide și a gresiilor triasice care aparțin unității autohtone nordice a munților Hîghiș, înspre nord, pînă la un aliniament orientat nord-vest—sud-est, ce corespunde aproximativ cu continuarea spre nord-vest a horstului Benești-Beliu-Cărănd. Limita dintre unitatea Hîghișului și cea a Codrului ar corespunde astfel cu o zonă de fracturi, pe care apar la zi formațiunile miocene din horstul menționat, care înspre sud-est constituie și limita sudică a bazinei neogen al Crișului Alb.



B) FORMAȚIUNILE NEOGENE ALE BAZINULUI CRIȘULUI ALB

Umplutura sedimentară a bazinului neogen al Crișului Alb este alcătuită din formațiuni care aparțin Tortonianului, Sarmatianului, Pliocenului și Cuaternarului.

În partea estică a bazinului, în regiunea Brad-Săcărîmb prezența cărbunilor în depozitele neogene și mineralizațiile legate de eruptivul neogen, au determinat un studiu aprofundat atât al stratigrafiei depozitelor neogene, cât și al relațiilor acestora cu formațiunile eruptive, permitând stabilirea mai multor faze de eruptions. S-a realizat astfel pentru această regiune o orizontare stratigrafică de detaliu a Neogenului de către Ghîțulescu, Socolescu (1941), Macarovici (1945, 1950) și Ianovici et al. (1969).

Pentru extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb, cercetările geologice s-au axat de asemenea pe zonele cu substanțe minerale utile. În acest mod, pentru această regiune, cercetările geologice mai de detaliu, privind stratigrafia depozitelor neogene, s-au efectuat în zona Miniș-Minișel, unde încă din secolul trecut se cunoștea prezența diatomitelor.

Studiile întreprinse în extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb ne-au permis atât orizontarea stratigrafică a depozitelor neogene, cât și paraleлизarea diferenților termenii cu regiunile învecinate ; de asemenea au putut fi aduse precizări suplimentare privind fazele de eruptii vulcanice, relațiile dintre rocile vulcanice și cele sedimentare, precum și fazele de mișcări care au determinat procesele litogenetice, faciesurile și structura formațiunilor neogene.

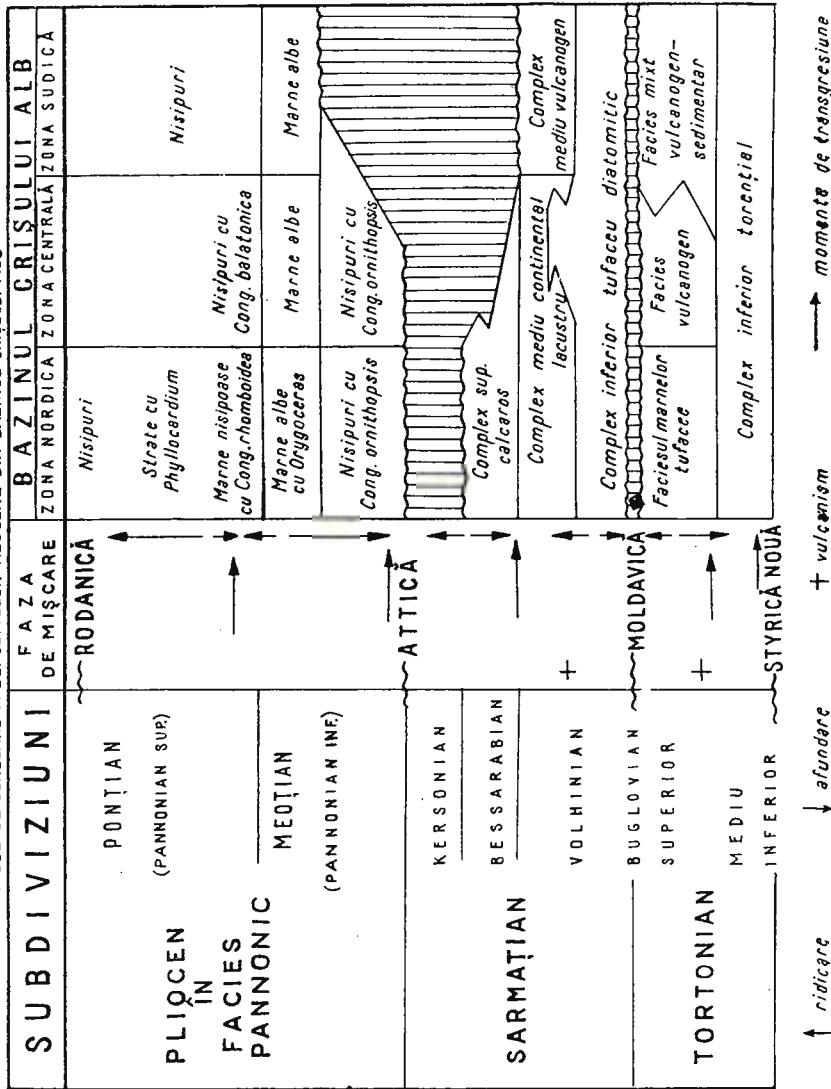
Procesele litogenetice din timpul Neogenului în această regiune sunt o funcție directă a mișcărilor scoarței și a vulcanismului.

În timp ce în regiunile aparținând geosinclinalului est carpatic, mișcările din faza stirică se manifestau sub formă de cutări și chiar de încălcări, pe suprafețele blocului Munților Apuseni, devenite rigide încă de la sfîrșitul Cretacicului, au avut loc numai fracturări, care au compartmentat regiunea în numeroase blocuri.

Mișcările din faza moldavică, attică și valahă au ca efect deplasări pe verticală ale acestor blocuri, care determină zonele de facies și fracturile ce afectează depozitele neogene.

Schematic formațiunile neogene din extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb, le-am grupat conform tabelului alăturat (tabelul 6).



Tabelul 6
TABEL DE CORELARE A DEPOZITELOR NEogene DIN BAZINUL CRISULUI ALB

a) TORTONIANUL

Formațiunile tortoniene aflorează atât pe marginile bazinului, cât și în zonele de ridicare din interiorul acestuia (fig. 20).

Din lucrările geologice anterioare sunt cunoscute formațiunile fosiliere din regiunea Miniș (Peters, 1851; v. Loczy, 1884; Pethö, 1899; Paucă, 1954; Nicorici, 1963), de unde sunt citate peste



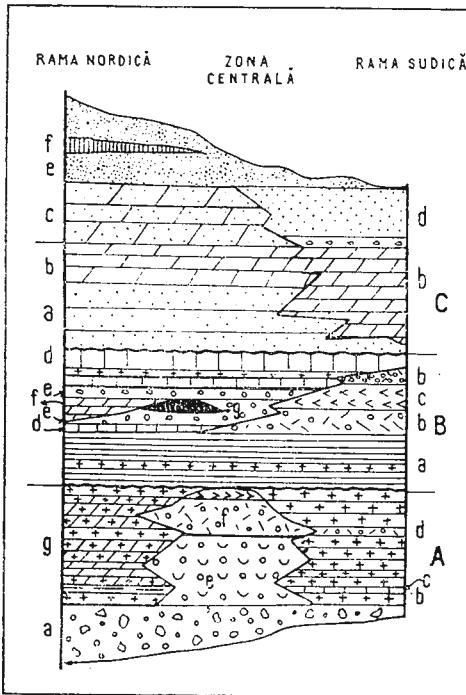
150 specii fosile, cuprinse într-o suita de depozite bogate în tufuri vulcanice, atribuite Tortonianului superior. În interiorul bazinului Crișului Alb în regiunea Archiș Antonescu (1964) pune în evidență depozite tortoniene din care citează 10 specii de moluște și 26 de specii de foraminifere.

Fig. 20. — Coloana stratigrafică a depozitelor neogene din bazinul Crișului Alb.

A, Tortonian: a, bolovanișuri și pietrișuri; b, tufuri; c, calcare; d, aglomerate vulcanice; e, depozite de lahar; f, curgeri de lave; g, marne tufacee. B, Sarmatian: a, orizontul tufaceu-diatomitic; b, aglomerate andezitice; c, curgeri de lave; d, calcare; e, pietrișuri torrentiale; f, marne tufacee; g, argile cărbunoase. C, Pliocen: a, orizontul inferior nisipos; b, orizontul marnelor albe; c, marne nisipoase cu *Congeria rhomboidea* și *Valenciennesia*; d, nisipuri cu *Congeria balatonica*; e, orizontul superior nisipos; f, nisipuri cu *Phyllocardium*.

Stratigraphische Kolonne der Neogenablagerungen im Crișul Alb-Becken.

A, Torton: a, Kiese und Geröll; b, Tufse; c, Kalksteine; d, vulkanische Agglominate; e, Laharablagerungen; f, Lavaflüsse; g, tuffartige Mergel. B, Sarmat: a, tuffartiger diatomitischer Horizont; b, andesitische Ablagerungen; c, Lavaflüsse; d, Kalksteine; e, torrentielle Gerölle; f, tuffartige Mergel; g, Kohlenlehm. C, Pliozän: a, unterer sandiger Horizont; b, weißer Mergel-Horizont; c, *Congeria rhomboidea* und *Valenciennesia* führende Mergel; d, *Congeria balatonica* führende Sande; e, oberer sandiger Horizont; f, *Phyllocardium* führende Sande.



Studiile pe care le-am întreprins în bazinul Crișului Alb, au dus la descoperirea de noi puncte de apariție a depozitelor tortoniene, atât pe marginile bazinului, cât și în unele sectoare din interiorul acestuia; de asemenea s-a separat în baza depozitelor tortonian-superioare din regiune, un complex de roci torrentiale (Tortonian inferior-mediu) care în lucrările anterioare (Paucă, 1941; Bleahu, 1963) a fost considerat ca având o vîrstă cuaternară.

Din punct de vedere litologic în suita Tortonianului există o mare diversitate de tipuri petrografice, legată atât de procesele litogenetice (vulcanism, mișcări pe verticală) cât și de factorii fizico-geografici locali (relief, climat, adâncimea apei, etc.). Astfel apar bolovanișuri, pietrișuri, nisipuri, aglomerate vulcanice, depozite de lahar, tufuri, marne, calcare

organogene, etc., putindu-se distinge în regiune două complexe litologice : un complex inferior torențial, care a fost atribuit Tortonianului inferior-mediu și un complex superior vulcanogen, ce revine Tortonianului superior.

Complexul inferior reprezintă materialul cu caracter de piemont, care a suferit un transport rapid de pe blocurile care se ridicau, pe suprafețele compartimentelor care se afundau, ca efect al mișcărilor stirice noi ; complexul superior vulcanogen este în bună parte, constituit din produsele vulcanice ale magmatismului subsecvent tardiv și anume ale fazei a două de erupție (Tortonian superior).

Separarea Tortonianului din această regiune în trei subdiviziuni (inferior, mediu și superior) este convențională și s-a făcut din următoarele considerente :

Existența Tortonianului superior este dovedită sigur, pe baza conținuturilor paleontologice ale depozitelor ;

Resturile fosile din complexul inferior torențial, nu permit atribuirea strictă a acestuia unui interval stratigrafic ;

Acest complex suportă Tortonianul superior ;

În zona estică a bazinului Crișului Alb, în cadrul Tortonianului au fost separate de asemenea trei complexe litologice, conglomeratele de Fața Băii corespunzînd Tortonianului inferior, pietrișurile de Almașul Mare — Tortonianului mediu, iar complexul vulcanogen — Tortonianului superior. Complexul inferior torențial din regiunea de care ne ocupăm, îl echivalăm cu pietrișurile de Almașul Mare (Tortonian mediu), deoarece partea superioară a acestui complex suportă Tortonianul superior ; de asemenea absența elementelor de roci eruptive din cadrul acestui complex este un argument în favoarea paraleлизării lui cu pietrișurile de Almașul Mare ;

În regiunea cercetată nu este exclusă posibilitatea ca sub depozitele complexului inferior torențial, să existe un termen mai vechi, care să poată fi echivalat cu conglomeratele de Fața Băii (Tortonian inferior).

Complexul inferior torențial

Acest complex se dezvoltă în baza depozitelor neogene din regiune și este constituit din bolovănișuri, nisipuri și argile, cu o stratificație torențială. Rocile acestui complex au fost întâlnite atât în lucrările de suprafață, pe rama estică și sudică a bazinului, cât și în forajele de la Tinca.

Pe bordura nord-estică a bazinului complexul inferior torențial aflorează în sectorul Secaci-Clit, pe o fâșie orientată NW-SE, cu o lungime



de 9,5 km și o lățime variabilă (0,5–2 km); pe marginea de S a bazinului, acest complex aflorează la Miniș.

Sectorul Secaci-Clit

Complexul inferior torențial este alcătuit în acest sector din bolovănișuri poligene. Elementele bolovănișurilor se prezintă uneori rulate,



Fig. 21. – Blocuri mari de conglomerate metamorfozate din complexul inferior torențial de pe valea Botfeiului.

Grosse metamorphisierte Konglomerat-Blöcke im unteren torrentiellen Komplex des Botfei Tales.

însă cel mai adesea, angulare cu un grad de sortare foarte redus (diametrul 2 cm–2 m), prinse haotic într-o matrice nisipoasă sau argiloasă de culoare gălbuiie, verzuie sau roșcată, friabilă. Uneori, bolovănișurile se prezintă stratificate în bancuri de 0,3–1,5 m grosime; alteori, stratificația este tipic torențială, indicând depozite care au luat naștere în condiții de piemont. Elementele bolovănișurilor sunt constituite din conglomerate metamorfozate, șisturi cristaline, porfire cuarțifere, gresii vermiculare, gresii albe cuarțifice, și roci granitoide. Uneori aceste bolovănișuri au aspectul unor breccii fiind constituite predominant din blocuri colțuroase de conglomerate metamorfozate cu un diametru de 1–5m (fig. 21).

Din constituția acestor bolovănișuri lipsesc elementele de roci carbonatate, care să provină din Mezozoicul părții centrale a munților Codru.

În talvegul văii Botfeiului, în partea estică a localității Botfei, la ultima moară, în cadrul complexului inferior torențial, se poate urmări succesiunea: în bază, aproximativ 5m de tufite parțial bentonizate, care suportă bolovănișuri torențiale cu o grosime de 200 m.



Fig. 22. — Intercalații de tufite în complexul inferior torențial de vîrstă tortoniană de pe valea Botfeiului.

Tuffiteinlagerungen im unteren torrentiellen Komplex tortonischen Alters im Botfei-Tal.

Tufitele din baza acestei succesiuni sunt constituite din următorii termeni:

- (1) În bază pe o grosime de 1,5 m, bentonite verzui-albicioase, diagenizate, cu o spărtură aşchioasă;
- (2) 0,50 m — marne cenușii tufacee, slab nisipoase, cu fragmente de cochilii;
- (3) 0,75 m — bentonite verzui, diagenizate, cu spărtură concoidală;
- (4) 1 m — tufite verzui cu fragmente de șisturi cristaline și cuarț conținând mulaje de *Chlamys*, *Amussium*, *Cardium* și un mulaj al unui echinoid deformat, care conservă bine spinii;
- (5) 0,02 m — tufuri grosiere roșcate;
- (6) 0,05 m — marne albe tufacee fin stratificate;

- (7) 0,03 m — tufite grosiere cenușii cu fragmente centimetrice de șisturi cristaline;
- (8) 0,15 m — marne tufacee albicioase cu fragmente de cochilii;
- (9) 0,02 m — nisipuri grosiere roșcate;
- (10) 0,05 m — marne tufacee albicioase;
- (11) 0,10 m — pietrișuri poligene cu elemente rulate având diametrul mai mic de 2 cm;
- (12) 0,10 m — marne tufacee albicioase;
- (13) 0,75 m — pietrișuri poligene cu liant tufaceu cenușiu;
- (14) 0,10 m — marne tufacee albicioase, cu aspect foios.

Peste acest orizont de tufite se dispun bolovănișuri poligene, cu o stratificație torențială și o grosime de aprox. 200 m, care la diferite nivele au intercalări lentiliforme de argile nisipoase sau tufite.

Analizele micropaleontologice calitative efectuate de către Michaela Gheorghian, din tufurile care apar în baza acestei succesiuni, indică următoarea asociație :

Martinottiella victoriensis Cus h.
Spiroplectamina carinata (d'Orb.)
Siphonina reticulata (Czjzek)
Dimorphina tuberosa d'Orb.
Elphidium macellum (Ficht. et Mol.)
Pullenia bulloides d'Orb.
Melonis pompiliooides (Ficht. et Mol.)
Ehrenbergina serrata Reuss
Bulimina elongata d'Orb.
Cibicides pseudoungerianus (Cus h.)
Cibicides boueanus (d'Orb.)
Cibicides floridanus (Cus h.)
Cibicides borislavensis Aisenstadt
Cibicides lobatulus (Walker et Jacob)
Planoelphidium laminatum (Terqu)
Cassidulina subglobosa Brady
Valvulinaria complanata (d'Orb.)
Nonion boueanus (d'Orb.)
Gyroidina girardana Reuss
Orbulina suturalis Bronn.

- Orbulina universa* J e d l.
Biorbulina bilobata d'Or b.
Turborotalia obesa B o l l i
Turborotalia mayeri (C u s h. et E l l i s i o r)
Globoquadrina altispira (C u s h. et J a r v i s)
Nodosaria longiscata C u s h.
Globigerinoides trilobus (R e u s s)
Amphimorphina haueriana H a u g.
Globulina gibba d'Or b.
Dentalina comunis d'Or b.

Această asociație prezintă 10 forme comune cu asociația micropaleontologică ce caracterizează pietrișurile de Almașul Mare (Tortonian mediu) din partea estică a bazinului (B o r c o ș, M a n t e a, 1964). De asemenea în cadrul acestei asociații, se remarcă frecvența mare a formelor de *O. suturalis* B r o n n., *O. universa* J e d l. și *Globigerinoides trilobus* (R e u s s), ce caracterizează zona cu lagenide a Tortonianului inferior din bazinul Vienei.

Acest complex se dispune peste conglomeratele carbonifer-superior—permian-inferioare, sau peste complexul intruziunilor de Codru și suportă o alternanță de marne tufacee și tufite sau depozite de lahar care aparțin Tortonianului superior.

Sectorul Minis

Pe rama sudică a bazinului Crișului Alb, complexul inferior torențial se dezvoltă numai în împrejurimile localității Minis unde, pe o grosime de 150 m, în baza depozitelor fosilifere ale Tortonianului superior afloreează bolovănișuri poligene cu stratificație torențială.

Spre partea superioară a complexului, elementele bolovănișurilor sunt în general rulate, cu un grad de sortare foarte redus, caracteristic depozitelor de piemont, prinse haotic într-o matrice argilo-nisipoasă gălbuie sau albicioasă, uneori tufacee. Acestea sunt constituite predominant din roci ale seriei de Păiușeni; subordonat apar filite violacee, cuarțite albe, porfire cuarțifere și roci eruptive silicificate, de tipul riolitelor.

Complexul inferior torențial din această regiune este nefosilifer, disponindu-se discordant peste un relief accidentat al fundamentului și suportând depozitele transgresive, fosilifere ale Tortonianului superior.



Sectorul Tinea

În forajele de la Tinca⁵, sub depozitele fosilifere ale Tortonianului superior, s-au întîlnit bolovănișuri și pietrișuri, pe care ie-am echivalat cu complexul inferior torențial de pe rama bazinului (pl. XII).

În sonda 1 IB Tinca, de la adâncimea de 277 m pînă la 307 m au fost întîlnite gresii argiloase verzui sau roșcate, cu fragmente de: șisturi cristaline, gresii cuarțitice albe, cuarț alb, cu diametrul de 2–5 cm, puțin rulate, lipsite de stratificație și fără resturi fosile; în rocă apar de asemenea rare granule de celestină.

În sonda 2 IB Tinca (pl. XII) între adâncimile de 245–265 m s-a întîlnit același complex argilos verzui sau roșcat, cu numeroase fragmente de roci, de dimensiuni centimetrice. În ambele sonde complexul argilos cu fragmente de roci suportă depozite date paleontologice și micropaleontologice ca aparținind Tortonianului superior.

Complexul inferior torențial, din cadrul regiunii cercetate, poate fi paralelizat cu pietrișurile de Almașul Mare, din partea estică a bazinului, corespunzînd probabil formațiunii cu sare din bazinul Transilvaniei.

Păuca (1967) consideră că în întreaga depresiune pannonică lipsește Tortonianul inferior și mediu argumentînd această absență prin lipsa evaporitelor. Analizele micropaleontologice scot însă în evidență prezența Tortonianului inferior, atât în bazinul Șimleului, cât și în bazinul Crișului Alb. Cercetările efectuate în partea estică a bazinului (Borcos, Mantea, 1964; Iancovici et al., 1969) pun în evidență și existența evaporitelor sub forma unor intercalații, uneori lenticulare, de gipsuri, în cadrul pietrișurilor de Almașul Mare.

Culoarea roșcată a depozitelor complexului inferior torențial și prezența granulelor de celestină dovedesc existența unui climat arid, care în anumite condiții a favorizat precipitarea evaporitelor, dovedite și de prezența gipsurilor în pietrișurile de Almașul Mare. Absența evaporitelor din regiunea cercetată nu implică absența depozitelor tortonian-inferioare și medii, ci arată că în cadrul acestei regiuni nu au fost întunite condițiile acumulării pe grosimi mari a evaporitelor.

Complexul superior vulcanogen

Rocile complexului superior vulcanogen prezintă o extindere mai mare decît aceleia ale complexului inferior torențial, ocupînd atât zonele

⁵ Sondele 1 IB și 2 IB Tinca au fost săpate de către Institutul balneologic în perioada 1958–1959. Carotele sunt păstrate la Muzeul de Științele Naturii din Tinca.

marginale ale bazinului, cît și zonele de ridicare situate în interiorul acestuia.

Pe rama nordică a bazinului, complexul superior vulcanogen este cunoscut atât în forajele de la Tinca, cît și în sectorul Botfei-Clit; pe bordura sudică a bazinului, rocile acestui complex aflorează în sectorul Miniș-Minișel, iar în interiorul bazinului în zonele de ridicare Beliu-Cărănd, Mocrea și Pîncota.

Din punct de vedere litologic complexul superior vulcanogen se prezintă foarte variat. Această variație litologică este determinată atât de distanța față de sursa materialului vulcanic, cît și de adâncimea și relieful fundului marin.

În cadrul regiunii cercetate se disting la acest interval stratigrafic (Tortonian superior) următoarele zone de facies (fig. 27): faciesul marnelor tufacee și al depozitelor organogene; faciesul vulcanogen; faciesul mixt, vulcanogen-sedimentar.

Faciesul vulcanogen ocupă partea centrală și estică a bazinului, înspre W și către rama bazinului, facindu-se trecerea la faciesul mixt (vulcanogen-sedimentar) și apoi la cel al marnelor tufacee și al depozitelor organogene. Aceste faciesuri sunt sincrone, distanța față de aparatele vulcanice determinând diferențele de constituție litologică și de conținut faunistic.

Faciesul marnelor tufacee și al depozitelor organogene

Depozitele tortoniene dezvoltate în acest facies au fost întâlnite în extremitatea nordică a regiunii, în forajele de la Tinca și pe rama de S a bazinului, la Miniș.

Sectorul Tinca

În soda 1 IB Tinca, faciesul marnelor tufacee al Tortonianului cuprinde următoarea succesiune (pl. XII):

(1) 207–211 m — marne cenușiu-gălbui, uneori verzui, tufacee, stratificate, cu numeroase resturi fosile aparținând genurilor *Corbula*, *Amussium*, *Ringicula*, *Ervilia*;

(2) 215–217 m — marne gălbui-albicioase, tufacee cu *Dentalium*, *Corbula*, ostracode și solzi de pești;

(3) 219–220 m — marne cenușii cu rare fragmente de cochilii de moluște;

(4) 224–230 m — marne albicioase, tufacee cu *Turritella*, *Ringicula* și *Dentalium*, având intercalații subțiri de tufuri cenușii;



(5) 234—238 m — marne cenușii cu intercalății de nisipuri grosiere cu *Corbula* și *Dentalium*;

(6) 238—241 m — gresii marnoase cenușiu-albicioase cu *Turritella*;

(7) 248—252 m — marne tufacee cenușii și tufuri verzui biotitice;

(8) 257—260 m — marne albe tufacee, slab micacee cu fragmente de *Dentalium*;

(9) 260—263 m — tufuri verzui biotitice și gresii tufacee glauconitice cu fragmente de roci conținând asociația micropaleontologică:

Spiroplectamina carinata (d'Orb.)

Martinottiella communis (d'Orb.)

Bigenerina nodosaria d'Orb.

Sigmoilina tenuis (Czjzek)

Bulimina aculeata d'Orb.

Bulimina striata d'Orb.

Bulimina pupoides d'Orb.

Eponides umbonatus (Reuss)

Melonis pompilioides (Ficht. et Mol.)

Hopkinsina bononiensis (Forst.)

Cancris sagra (d'Orb.)

Bolivina cf. hebes Macfald.

Siphonina reticulata Czjzek

Marginulina sublitus (Natali)

Marginulina cf. subaculeata (Cush.)

Robulus alato-limbacus (Gumm.)

Nodosaria affinis d'Orb.

Nonion boueanus d'Orb.

Cibicides floridanus (Cush.)

Cibicides dutemplei (d'Orb.)

Eponides heidingerii (d'Orb.)

Valvularia saulcii (d'Orb.)

Uvigerina uniserialis Jeldl.

Uvigerina sp.

Guttulina cf. lehneri Cush. et Ozawa

Orbulina suturalis Brönn.

Biorbulina bilobata (d'Orb.)

Globigerinoides trilobus (Reuss)

Globigerinoides quadrilobatus B + B

Turborotalia obessa Bölli



(10) 263—271 m — tufite cenușii cu elemente rulate de gresii albe cuarțitice, micașisturi și cuarțite negre cu diametrul cuprins între 1—3 cm.

Sub adâncimea de 277 m au fost întâlnite rocile complexului inferior torențial.

În sonda 2 IB Tinca, rocile complexului superior vulcanogen au fost întâlnite între adâncimile de 119—240 m, cuprinzînd următoarea succesiune (pl. XII) :

(1) 119—120 m — marne albe tufacee cu fragmente de *Dentalium*, avînd intercalății centimetrice de tufuri verzui bentonitizate ;

(2) 120—123 m — argile verzui foioase cu rare valve de ostracode ;

(3) 122—130 m — marne albe tufacee, uneori verzui, cu ostracode, resturi de pești și rare cochilii de *Amussium*, *Loripes*, *Corbula* ;

(4) 130—140 m — marne tufacee verzui, fosilifere cu *Corbula*, *Lucina*, *Amussium*, resturi incarbonizate de plante și resturi de crustacee (crabi) ;

(5) 140—153 m — marne tufacee verzui sau albicioase cu intercalății de tufuri verzui și cu resturi de crabi ;

(6) 153—160 m — marne tufacee cenușii cu intercalății de tufuri albicioase fine și marne albe tufacee, fosilifere cu *Turritella*, *Dentalium*, *Venus*, *Corbula* și crabi întregi ;

(7) 160—164 m — marne albicioase, tufacee cu *Corbula*, *Amussium*, *Balantium*, resturi de pești și crabi ;

(8) 164—166 m — marne tufacee verzui cu *Corbula* și *Dentalium* ;

(9) 166—174 m — marne tufacee albicioase cu *Murex*, *Turritella*, *Polinices*, *Ringicula* și *Corbula* ;

(10) 174—187 m — marne tufacee albicioase, cu intercalății de tufuri albe fine, cu *Balantium*, *Ringicula*, *Murex*, *Turritella* și exemplare întregi de crabi ;

(11) 182—202 m — marne tufacee cenușiu-albicioase cu numeroase exemplare de *Balantium* și rare exemplare de *Corbula* ; argile foioase disodiliforme ;

(12) 202—207 m — pietrișuri poligene cu elemente rulate de micașisturi, cuarțite albe, riolite albe epidotizate, cuarțite negre și gresii albe cuarțitice ;

(13) 207—208 m — marne albe tufacee cu resturi de plante incarbonizate ;

(14) 208—209 m — pietrișuri poligene mărunte, cu elemente angulare de micașisturi, cuarțite negre, gresii albe cuarțitice și cuarț alb, prinse într-o matrice tufacee cenușie ;



(15) 209—210 m — marne tufacee albe cu intercalații de șisturi disodilice, cu resturi de pești și resturi de plante incarbonizate;

(16) 210—225 m — marne tufacee cenușii sau albicioase cu intercalații de tufuri cenușii andezitice și de argile foioase disodiliforme, ce conțin cochilii de *Amussium*, *Ostrea*, *Corbula*, *Lucina*, *Operculina* și resturi de crustaceee;

(17) 226—230 m — marne tufacee cenușiu-albicioase cu intercalații de tufuri albe fine sau tufuri grosiere cenușii, din care Mihaila Gheloghi a determinat următoarea asociație micropaleontologică :

Spiroplectamina carinata (d'Orb.)

Textularia sp.

Siphonina reticulata Czjzek

Valvularia saulcii d'Orb.

Sigmoilina schlumbergerii Silb.

Sigmoilina tenuis Czjzek

Uvigerina macrocarinata Paap

Uvigerina uniserialis Jeld.

Cibicides floridanus (Oush.)

Cibicides dutemplei (d'Orb.)

Eponides heidingerii (d'Orb.)

Bulimina pupoides d'Orb.

Bulimina striata d'Orb.

Pullenia bulloides d'Orb.

Robulus alato-limbatus (Gümb.)

Marginulina sublituus (Natal)

Bolivina cf. *hebes* Macf.

Guttulina cf. *lehneri* Gush. et Ozawa

Lagenia cf. *perlucida* (Monto.)

Nonion boueanus d'Orb.

Globigerinoides trilobus (Reuss)

Globigerinoides quatrilocatus B + B

Turborotalia obessa Bölli

(18) 230—234 m — marne tufacee cenușiu-albicioase cu resturi de crabi și pești, precum și cu fragmente de cochilii de *Dentalium* și *Amussium* ;

(19) 234—240 m — tufite cenușii grosiere, glauconitice și tufuri albicioase cu biotit.

Sub adîncimea de 240 m în acest foraj s-au întîlnit rocile complexului inferior torențial.



Asociațiile micropaleontologice determinate în cele două sonde sunt destul de asemănătoare, provenind de la același interval stratigrafic. Aceste asociații, prin conținutul lor, se aseamănă cu asociațiile zonei cu bulimine și uvigerine din Tortonianul bazinului Șimleu (N i c o r i c i , 1967 ; C l i c h i c i , 1966).

Complexul superior vulcanogen din zona Tinca începe în bază, cu zona cu bulimine și uvigerine, iar la partea superioară suportă concordanță depozitele sarmatiene.

Sectorul! Miniş-Minişel

Faciesul marnelor tufacee și al depozitelor organogene are dezvoltarea caracteristică în zona văii Minișului, unde peste complexul inferior torrential, se dispune o suită de roci cu o grosime de aprox. 50 m, ce alcătuiesc următoarea succesiune (după datele prezentate de N i c o r i c i , 1963 și după observațiile personale) :

(1) în bază, 3 m — argile tufite cu elemente de pietriș ;

(2) 1 m — gresie tufacee cenușie cu *Cerithium* și *Neritina* ;

(3) 1 m — tufuri andezitice cu blocuri de calcare cu *Lithothamnium*, compacte, de culoare cenușie, conținând cochilii de *Divaricella ornata* A g a s ., *Loripes dujardini* (D e s h .), *Tellina donacina* L ., *Ervilia pu-silla* P hill ., *Laevicardium multicostatum* (B r o c c .), *Cardium turonicum* M a y e r , *Venus marginata* H o e r n ., *Pecten leythajanus* P a r t s c h ., *Ostrea digitalina* D u b ., *Corbula gibba* O l i v i , *Oxistele orientalis* C o s s m . -P e y r ., *Cerithium duboisi* H o e r n ., *Potamides picta* (D e f r .), *Turritella* sp ., *Natica millepunctata* L a m ., *Strombus coronatus* D e f r ., *Ancillaria obsoleta* B r o c c ., *Buccinum mutabile* L i n ., *Conus fuscoginculatus* B r o n n ., *Conus ventricosus* B r o n n .;

(4) 2 m — tufite fosilifere cu *Venus cincta* E i c h w ., *Ostrea* sp ., *Panopea* sp ., *Corbula* sp ., *Siliquaria anguina* L a m ., *Terredo* sp ., *Vermetus arenarius* L a m ., *Ficus geometrica* B o r s ., *Murex* cf. *lingua bovis* B a s t ., tuburi de viermi ;

(5) 3,5 m — calcar marnos cu *Lithothamnium*, tuburi de viermi, briozoare și moluște între care : *Loripes* cf. *dujardini* (D e s h .), *Tellina* cf. *planata* L ., *Ervilia pusilla* P hil ., *Laevicardium multicostatum* (B r o c h .), *Cardium* cf. *semisulcatum* R e u s s , *Cardium turonicum* M a y e r , *Pitaria lamarcki* A g ., *Anomia ephippium* L ., *Anomia* sp ., *Pecten besseri* A n d r ., *Pecten leythajanus* (P a r t s c h .), *Pecten tournali* S e r r e s , *Ostrea cochlear* P o l l i ., *Ostrea digitalina* D u b ., *Ostrea lamellosa* B r o c c ., *Aloides carinata* D u j ., *Oxistele orientalis* C o s s m m .—P e y r .,



Cerithium bronii P a r t s c h . , *Cerithium crenatum* B r o c c . , *Cerithium minutum* S e r r s . , *Cerithium rubiginosum* E i c h w . , *Potamides mitralis* E i c h w . , *Terebralia bidentata* D e f r . , *Turritella bicarinata* E i c h w . , *Vermetus arenarius* L a m . , *Ancilaria obsoleta* B r o c c . , *Natica redempta* M i c h t . , *Cyprea* sp . , *Strombus coronatus* L a m . , *Ancilaria glandiformis* L a m . , *Conus mercati* B r o c h i . , *Conus ventricosus* B r o n n ; în acest nivel a fost determinată de către N i c o r i c i (1963) și asociația micro-paleontologică ce cuprinde *Ammonia beccarii* (L i n n é) , *Asterigerina planorbis* d' O r b . , *Borelis melo* F i c h t . - M o l l . , *Cancris brogniarti* (d' O r b .) , *Cibicides lobatulus* (W a l k a - J a k o b) , *Cibicides ungerianus* (d' O r b .) , *Elphidium crispum* (L i n n é) , *Elphidium macellum* F i c h t . - M o l l . , *Cibicides dutemplei* (d' O r b .) , *Glandulina laevigata* d' O r b . , *Globulina rugosa* d' O r b . , *Nonion communis* d' O r b . , *Nonion labradoricus* (D a w s o n) , *Miliolina akneriana* (d' O r b .) , *Miliolina intermedia* (K a r r e r) , *Miliolina badensis* (d' O r b .) ;

(6) 1,5 m — marne cenușii tufacee, stratificate, cu *Nucula*, *Cardium*, *Meretrix* și *Turritella* ;

(7) 40 m — alternanță de tufuri andezitice și marne tufacee, care spre partea superioară are două intercalații de aglomerate andezitice. Această alternanță cuprinde 5 intercalații de marne fosilifere. Prima intercalație este situată cu 4 m mai sus de baza acestui nivel, conținând *Nuculana fragilis* C h e m n . și *Bittium* sp . ; următoarea intercalație se situează la 15 m deasupra celei precedente și conține numeroase mulaje de *Cardium lithopodolicum* D u b . și *Mactra eichwaldi* L a s k . Următoarele două intercalații, situate la 6 m de intercalația precedentă, conțin fosilele marine : *Corbula* sp . , *Cardium turonicum* M a y e r , *Venus* sp . și *Turritella turris* B a s t . La 10 m deasupra acestei intercalații apar argile diatomitice albe, fosilifere, cu *Mactra eichwaldi* L a s k . și *Cardium lithopodolicum* D u b . , care ar putea reprezenta Buglovianul.

Faciesul marnelor tufacee de la Miniș aparține Tortonianului superior (zona cu *Rotalia*, *Borelis* și *Spirialis*), conținând o asociație micro-paleontologică cunoscută în bazinul Șimleului la același nivel stratigrafic (N i c o r i c i , 1968 ; C l i c h i c i , 1967).

Tortonianul superior din acest sector are un puternic caracter transgresiv, depășind cu mult limitele de apariție ale complexului inferior torențial ; el conține o bogată faună marină, și spre partea superioară a succesiunii, prin episoade cu faună salmastră, face trecerea la depozitele volhiniene.

În afara acestui punct fosilifer, cunoscut încă din lucrările lui Peters (1861), L ó c z y (1884) și P e t h ö (1885), cercetările pe care



le-am întreprins în această regiune, au dus la descoperirea a noi puncte de apariție a Tortonianului superior. Aceste puncte sunt situate în bazinul hidrografic al văii Minișelului și anume : în versantul drept al văii Minișelului, la ultima casă din vestul localității Minișel ; pe affluentul văii Minișelului ce izvorăște de sub dealul Piatra Hogea și în talvegul văii Minișelului, la bifurcația drumului Tăut-Minișel spre dealul Broșoaiei.

Cu excepția ultimului punct, în celelalte două, Tortonianul se dezvoltă în același facies tufaceu-organogen, cu numeroase fosile, ca și la Miniș.

Ultima ivire de depozite tortoniene, din talvegul văii Minișelului este constituită din argile verzui tufacee, care apar pe vale cu o grosime în jur de 4 m, pe o distanță de aprox. 50 m.

Argilele verzui tufacee conțin numeroase valve de *Ostrea*, care formează un adevărat lumanăsel, din care am determinat următoarele fosile :

Lithotamnium sp.

Serpula sp.

Vermetus (Petaloconchus) intortus (L a m.)

Terebra (Striatoterebra) exbstriata S a c c o

Calliostoma sp.

Oxystele orientalis C o s s m. — P e y r.

Corbula (Varicorbula) gibba O l i v i.

Chama toulai D a v i t a s v.

Ostrea digitalina D u b.

Spaniodontella gentilis (E i c h w.)

Venus sp.

Cardium sp.

Chlamys cf. *malvinae* (D u b.)

Chlamys (Chlamys) gloriae D u b.

Chlamys (Aequipecten) spinulosa attenuata K o j. — S t r a s .

Asociația micropaleontologică a acestor argile verzui, determinată de M i h a e l a G h e o r g h i a n , cuprinde următoarele specii :

Planoelphidium laminatum (T e r q.)

Elphidium crispum (L i n n é)

Elphidium macellum (F i c h t.-M o l l.)

Elphidium aculeatum (S i l v.)

Porosonion subgranosus (E g g e r)

Cibicides boueanus (d' O r b .)

Cibicides borislavensis A i s e n s t a d t

Reusella cf. *spinulosa* (R e u s s)



- Quinqueloculina* cf. *consobrina* d'Orb.
Quinqueloculina *akneriana* d'Orb.
Cornuspira involvens (Reuss)
Nodobaculariella cf. *podolica* Didk.
Asterigerina cf. *planorbis* (d'Orb.)
Discorbis cf. *berthelooti floridensis* Cuss.
Nonion boueanus d'Orb.
Globigerina bulloides d'Orb.
Chrisia höernesii Reuss
Ammolagena clavata Jones
Ammonia beccarii (Linné)
Spiroloculina dilatata d'Orb.

În cadrul acestei asociații, apar de asemenea numeroase ostracode, radiile de echinoide, spiculi triaxoni și tetraxoni de spongieri, precum și briozare. Această asociație microfaunistică, deosebită de cele precedente, indică un mediu cu o salinitate mai scăzută, evidențiată și de dezvoltarea predominantă a ostreilor.

În regiunea localității Miniș depozitele tortonian-superioare suportă pe o grosime de 1–3 m, aglomerate și brecii andezitice, peste care se dispune complexul tufaceu diatomitic de vîrstă volhiniană.

Faciesul vulcanogen

Formațiunile vulcanogene tortoniene se dezvoltă pe rama sudică și în zonele de ridicare din interiorul bazinului Crișului Alb, în sectoarele Pîncota, Mocrea—Satu Mic, și Cărand-Săliște. O diferențiere netă între faciesul vulcanogen și faciesul mixt nu se poate face, deoarece în ambele faciesuri se dezvoltă roci cu o geneză mixtă, vulcanogen-sedimentară: aglomerate vulcanice, tufuri, depozite de lahar. La faciesul vulcanogen s-au separat atât curgerile de lave, cât și formațiunile în care rocile sedimentare apar subordonat.

Sectorul Pîncota

Tortonianul din această regiune este reprezentat prin aglomeratele și tufurile care aflorează la NE de localitatea Pîncota.

Aglomeratele vulcanice se dispun peste rocile granitoide, fiind constituite din blocuri de andezite, în general slab rulate, cu un grad de sortare redus, prinse într-un ciment cineritic de culoare cenușie. Uneori se



rezintă stratificate, având la diferite nivele intercalații lenticulare de tufuri albicioase sau gălbui, cu impresiuni foliare de plante.

Sectorul Moerea-Satu Mic

În această regiune, în dealul Mocrii, formațiunile vulcanogene sunt reprezentate prin andezite piroxenice, aglomerate vulcanice și tufuri.

Cea mai mare răspândire o au aglomeratele vulcanice, constituite din blocuri de andezite piroxenice, nesortate, cu un diametru variabil (2 cm–2 m), uneori bine rulate, alteori colțuroase, prinse haotic într-o matrice cineritică cenușie sau roșcată. Uneori prezintă o vagă stratificație, dată fie de intercalațiile de cinerite, fie de nivelele mai grosiere.

Andezitele piroxenice aflorează atât în cota cea mai mare a dealului Mocrii, cât și în partea vestică a acestuia, lîngă sanatoriu, prezentîndu-se stratificate în lespezi, bine consolidate, cu rare enclave de gresii albe cuarțitice. Andezitele suportă tufuri albicioase fine, cu resturi de plante incarbonizate; suprafața de contact dintre andezite și tufuri este foarte neregulată, prezentînd numeroase intrînduri.

Peste suita de roci vulcanogene descrise, în partea vestică a dealului Mocrii, în canalul de irigație săpat recent, apar argile bentonitice verzui cu glauconit și fragmente de cuarț. Prezența glauconitului indică un mediu marin și ca urmare am acordat atât rocilor vulcanogene cât și argilelor bentonitice, vîrstă tortoniană.

Sectorul Cărănd-Săliște

Tortonianul din această regiune cuprinde aglomerate andezitice, tufuri și curgeri de lave, peste care se dispune o alternanță de tufuri și pietrișuri.

Aglomeratele vulcanice formează dealul Husumal și sunt constituite dintr-o alternanță de aglomerate andezitice, cu cinerite cenușii sau albicioase, uneori caolinizate, alteori cuprinzînd blocuri de marne gălbui, remaniate.

În partea estică a dealului Husumal, la Cărănd, în aglomeratele vulcanice apar intercalate pe o grosime de cca 10 m, lave andezitice scoriacice, ce se separă în coloane prismatice verticale. Peste aglomeratele vulcanice de la Cărănd se dispune complexul tufaceu diatomitic de vîrstă volhiniană.

În partea vestică a dealului Husumal, la Săliște, peste aglomeratele vulcanice se dispune următoarea succesiune :



(1) 20 m — alternanțe de cinerite grosiere cenușii cu marne gălbui roșcate tufacee;

(2) 15 m — alternanță de pietrișuri și nisipuri albicioase, tufacee; pietrișurile sunt poligene, constituite din elemente de gresii albe cuarțitice, porfire cuarțifere și micașisturi. Elementele sunt bine rulate cu un grad de sortare avansat, diametrul acestora nedepășind 5 cm. Matricea este nisipoasă, friabilă; uneori cimentul este calcaros, dur, cînd apar adevărate bancuri de conglomerate;

(3) 10 m — tufite albicioase bentonizate, cu numeroase elemente de cuarț alb detritic, cu conture angulare, avînd un diametru mai mic de 5 mm; apar de asemenea concrețiuni și blocuri cu un diametru de 15—20 cm, constituite din calcare cu *Lithothamnium*;

(4) 2 m — pietrișuri poligene cu elemente de andezite, calcare cu *Lithothamnium* și gresii albe cuarțitice.

Vîrsta rocilor faciesului vulcanogen este apreciată ca aparținînd Tortonianului superior, atît după depozitele Volhinianului inferior pe care le suportă, în regiunea Archiș și Cărand, cît și după poziția rocilor vulcanogene în cadrul faciesului mixt, unde sunt date paleontologic.

Faciesul mixt, vulcanogen-sedimentar

Faciesul mixt se dezvoltă în zona centrală și cea a ramei nordice a bazinului, în sectorul Beliu-Archiș și Urviș de Beliu-Clit, fiind reprezentat prin aglomerate vulcanice, tufuri, depozite de lahar și marne tufacee.

Sectorul Beliu-Archiș

Formațiunile tortoniene din această regiune, descrise de A n t o n e s c u (1964) sunt constituite dintr-o alternanță de curgeri de lave cu cinerite și aglomerate vulcanice conținînd asociația : *Lucina cf. divaricata* L i n n é, *Glycimeris* sp., *Pecten* sp., *Venus* sp., *Cardium* sp., *Turritella subangullata* B a s t., *Turbanilla* sp., *Cerithium* sp., *Dentalium* sp., *Operculina* sp., la care se adaugă un număr de 26 de specii de foraminifere, care indică vîrsta tortonian-superioară. În afara depozitelor tortoniene de la N de satul Archiș, descrise de A n t o n e s c u, în toată zona de ridicare Beliu-Archiș am identificat noi puncte fosilifere, pe baza cărora se poate atribui vîrsta tortonian-superioară la toate formațiunile vulcanogene sedimentare din această zonă. În aceste puncte am întlnit mulaje aparținînd genurilor *Chlamys*, *Venus* și *Turritella*.

Din punct de vedere litologic, succesiunea Tortonianului din acest sector cuprinde următorii termeni : în bază un nivel de aglomerate ande-



zitice, care suportă depozite de lahar, suita fiind încheiată de o alternanță de aglomerate andezitice cu tufuri și marne tufacee. Pe porțiuni restrinse apar și lave andezitice, a căror poziție nu a putut fi precizată, din cauza lipsei unor aflorimente concluzante.

Depozitele de lahar au o largă răspândire pe interfluviul dintre valea Beliului și valea Archișului.

Lucrările întreprinse de Rădulescu și Peltz (1968) în munții Călimani-Hărghita au pus în evidență pentru prima dată pe teritoriul României, depozite de lahar pe care le definesc astfel: „laharul este o deplasare rapidă de material solid heterogen și apă pe pantele conului vulcanic; el este „o curgere noroioasă” o „avalanșă” de material vulcanic, a cărei declanșare este însă cel mai adesea independentă de activitatea vulcanică. Materialul astfel transportat se dispune la baza pantei conului vulcanic, sau în imediata apropiere a acestuia, în momentul în care capacitatea de transport scade brusc. Depozitele de lahar se caracterizează prin coexistența lipsită de orice regularitate a materialelor cu o granulație foarte diferită, prin dispunerea haotică a elementelor grosiere și prin neînsemnatul lor grad de rulare”.

Comparind aceste date, cu observațiile de teren din această regiune, rezultă că și în bazinul Crișului Alb apar depozite de lahar sau formațiuni asemănătoare acestora, formate pe seama rocilor eruptive și sedimentare, prin antrenarea acestora într-o „curgere noroioasă” pe pante. În acest mod a rezultat o categorie de roci destul de greu de definit.

În aflorimente apare un material constituit atât din roci eruptive și roci ale fundamentului, cât și din roci sedimentare neogene (marne, tufuri, calcar), dispuse haotice într-o matrice cineritică albicioasă gălbuiie sau maronie (fig. 23).

Materialul constitutiv se prezintă din punct de vedere granulometric foarte heterogen, puțin rulat, nesortat și lipsit de stratificație (fig. 24).

Depozitele de lahar din sectorul Beliu-Archiș conțin o asociatie paleontologică destul de bogată însă prost conservată, din care am determinat speciile :

Nuculana (Saceella) fragilis Ch e m m.

Chione (Clausinella) basteroti D e s h.

Venus (Ventricoloidea) multilamella L a m.

Pitar sp.

Arca sp.

Chlamys seniensis L a m. var *elegans* A n d r e z j.

Amussium cristatum B r.

Ostrea sp.



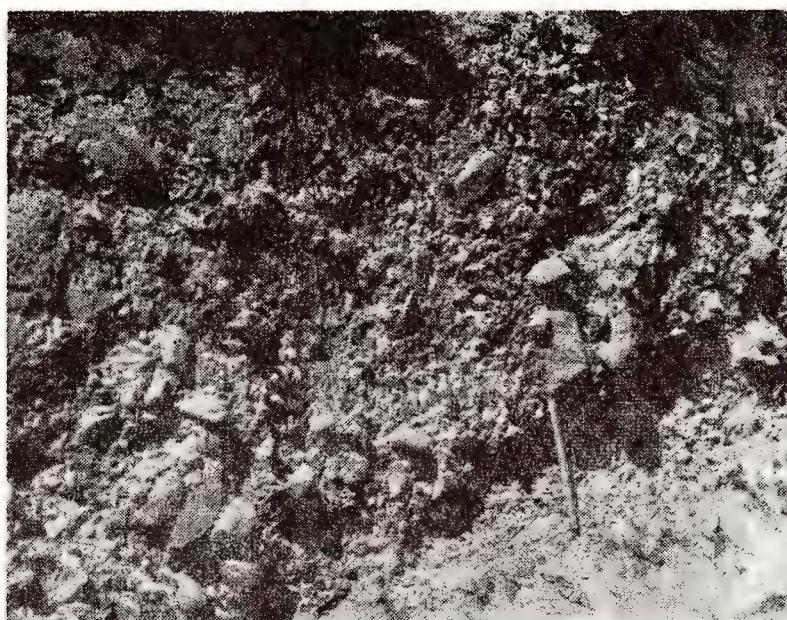


Fig. 23. Depozite de lahar pe valea Clitului.

Laharablagerungen im Clit-Tal.



Fig. 24. — Depozite de lahar pe valea Clitului.

Laharablagerungen im Clit-Tal.

Corbula (Varicorbula) gibba Olivii
Turritella (Torculoidella) subangulata Brocch.
Trochus sp.

Asociația micropaleontologică este constituită din speciile :

Globigerina bulloides d'Orb.
Orbulina suturalis Brönn.
Globigerinoides trilobus (Reuss)
Globorotalia scythula Brady
Melonis pompilioides (Ficht.-Möll.)
Cibicides lobatulus (Walker-Jakob)
Cibicides pseudoungerianus Cussh.
Sphaeroidina bulloides d'Orb.
Bolivina spathulata Will.
Bolivina antiqua d'Orb.
Gyroidina girardana (Reuss)
Pullenia bulloides d'Orb.
Cassidulina laevigata d'Orb.

Conținutul paleontologic al acestor depozite indică prezența Tortonianului superior.

Depozitele de lahar din această regiune s-au format într-un mediu subacvatic, reprezentând în mare parte, alunecări submarine ale unor depozite puțin consolidate. Aceste alunecări s-au produs fie din cauza cutremurelor scoarței în perioadele de explozie ale vulcanilor, fie din cauza acumulării pe grosimi mari a unor aglomerate vulcanice, pe o pantă înclinată, avînd un substrat marno-argilo-tufaceu neconsolidat. Materialul heterogen s-a consolidat apoi la baza pantei, avînd o dispoziție haotică.

Aceste depozite, în afara faunei și a microfaunei pe care o conțin în ciment sau în lentilele de tufuri și marne, au în constituția lor și blocuri de calcare organogene cu corali și alge, care reprezintă probabil resturile unor atoli, ce se dezvoltau în jurul conului vulcanic; acești atoli au fost distruiți periodic de către alunecările submarine.

În secțiuni subțiri calcarele se prezintă alcătuite din numeroase foraminifere, corali, alge și spiculi de echinoide, dintre care am identificat :

Orbulina sp.
Textularia sp.
Amphistegina sp.
Lithothamnium div. sp.



Sectorul Urviș de Beliu-Clit

Formațiunile vulcanogen-sedimentare din această regiune prezintă următoarea succesiune: în bază peste complexul inferior torențial se dispune o alternanță de tufuri și marne tufacee, urmată de depozite de lahar, suita fiind încheiată de aglomerate andezitice.



Fig. 25. — Goluri în depozitele de lahar de pe valea Clitului.
Lücken in den Laharablagerungen des Clit-Tales.

Alternanța de tufuri și marne tufacee, cu o grosime de aprox. 70 m se prezintă destul de tectonizată, conținând rare resturi incarbonizate de plante.

Depozitele de lahar sunt constituite din blocuri de roci granitoide, porfire cuarțifere, conglomerate metamorfozate, andezite, gresii cuarțitice, tufuri și marne tufacee, prinse haotic într-o matrice tufacee grosieră de culoare albicioasă sau maronie. În aflorimente rocile neogene — tufuri și marne tufacee — se prezintă ca lentile și fragmente strivite și deformate de roci mai dure (fig. 23); de asemenea se observă numeroase goluri neregulate, cu diametrul de 2 cm—3 m în masa acestui depozit, rezultate probabil din depunerea inițială a materialului, prin consolidarea rapidă a acestuia într-un mediu subaerian (fig. 25); acest ultim fapt este atestat și de prezența în matricea depozitului a numeroase resturi de plante (frunze și crengi) și de absența resturilor fosile marine (fig. 26).

Aglomeratele andezitice sunt constituite din blocuri de andezite, uneori bine rulate, cu un grad de sortare avansat, prinse într-o matrice tufacee cenușie.

Aglomeratele andezitice se prezintă stratificate în bancuri de ordinul metrilor, având intercalate tufuri cenușii grosiere.



Fig. 26. — Depozite de lahar pe valea Clitului.
Laharablagerungen im Clit-Tal.

Depozitele tortoniene în facies mixt din această regiune suportă formațiuni atribuite Volhinianului, datează paleontologic.

C o n c l u z i i p r i v i n d T o r t o n i a n u l d i n r e g i u n e

Începînd cu Tortonianul, Munții Apuseni intră în ultima și cea mai importantă etapă de evoluție. Această etapă este caracterizată prin manifestarea magmatismului subsecvent tardeorogen, paralel cu fazele de cutare din alte regiuni (faza stirică nouă).

Fazele principale de cutare se manifestă în această regiune prin fracturări ce compartimentează diferitele blocuri, paroxisme ale activității vulcanice și mișcări de basculă ale diferitelor blocuri.

Concomitant cu declanșarea erupțiilor vulcanice (Tortonian inferior), ca urmare a fazei stirice noi, începînd cu Tortonianul această regiune este

invadată de ape, invazie care atinge amplitudinea maximă în Tortonianul superior (fig. 27).

Succesiunea Tortonianului din regiune cuprinde două etape deosebite: continua adâncire de sedimentare de la începutul Tortonianului, care culminează cu maxima transgresiune din Tortonianul superior, după

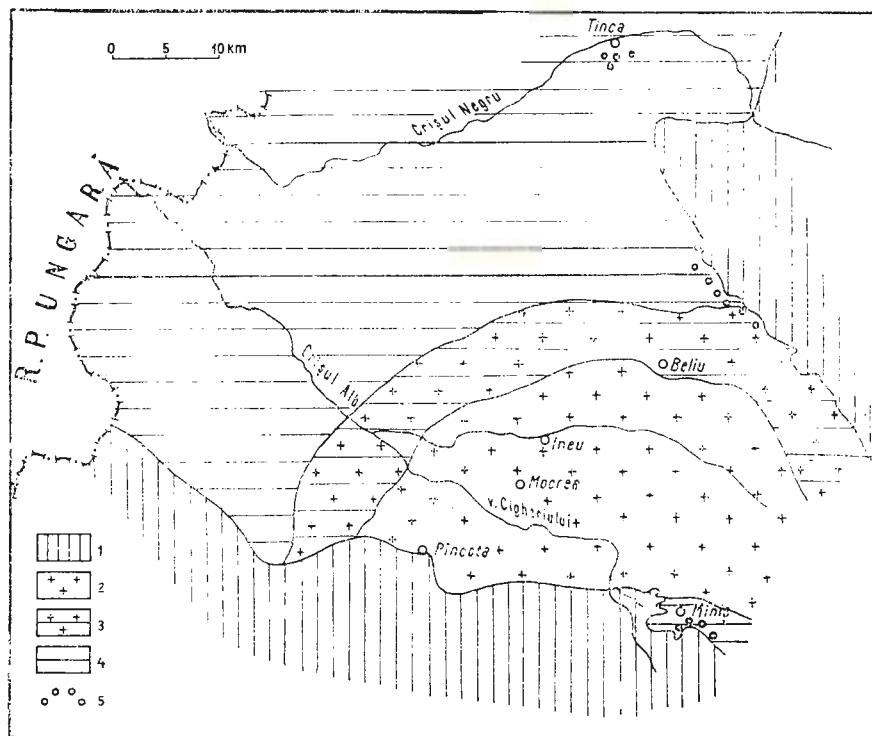


Fig. 27. — Harta litofacială a Tortonianului.

1, uscat; 2, formații vulcanogene; 3, formații vulcanogen-sedimentare; 4, faciesul marnelor tufacee; 5, formațiunile complexului inferior torean.

Lithofazielle Karte des Torts.

1. Festland; 2. vulkanogene Bildungen; 3. vulkanogen-sedimentäre Bildungen; 4. tuffartige Mergel-Fazies;
5. Bildungen des unteren toreanischen Komplexes.

care urmează, o mișcare de ridicare care se încheie cu exondarea regiunii la sfîrșitul Tortonianului (tabelul 3).

Sedimentarea tortoniană poartă amprenta atât a mișcărilor pe verticală cît și a vulcanismului efuziv. Legată direct de acești factori și de climat are loc și dezvoltarea organismelor.

Limite și subdiviziuni. Tortonianul se dispune peste diferiți termeni ai fundamentului și suportă depozitele Sarmațianului inferior. Se remarcă un puternic caracter de transgresivitate al Tortonianului superior. Constituția litologică și conținutul fosil al formațiunilor au condus la separarea în cadrul Tortonianului a două complexe litologice : un complex inferior torențial, echivalent cu pietrișurile de Almașu Mare (Tortonian inferior-mediu) și un complex superior vulcanogen (Tortonian superior), dezvoltate în cadrul a trei zone de facies (zona faciesului marnelor tufacee, zona faciesului vulcanogen și zona faciesului mixt).

Conținutul fosil și vîrsta. Bogata faună tortoniană din regiune dovedește legături largi ale bazinului Crișului Alb în timpul Tortonianului superior prin depresiunea pannonică, cu mările ce se dezvoltau în sudul și vestul Europei. În Tortonianul inferior au existat doar scurte episoade în care se realiza legătura cu marea.

Conținutul fosil al depozitelor a permis identificarea zonei cu lagenide în baza pietrișurilor de Almașu Mare și a zonei cu bulimine și uvigerine la partea superioară a acestora. Complexul superior vulcanogen din Tortonianul superior, prin prezența șisturilor disodiliforme și a marnelor tufacee cu *Balantium*, ar putea fi eventual comparat, cu orizontul șisturilor cu radiolari și cu cel al marnelor cu *Spirialis* de la exteriorul Carpaților, fiind identificată la Miniș zona cu *Rotalia*, *Borelis*, și *Spirialis*.

Condiții paleogeografice și paleobiologice. Pînă în Tortonian, regiunea a fost exondată și supusă unei intense eroziuni ; la începutul Tortonianului, după puternice linii de fracturi orientate NW-SE, se produce scufundarea bazinului Crișului Alb, sedimentîndu-se formațiuni torențiale, într-un climat caracterizat prin alternanța perioadelor aride, cu perioade bogate în precipitații. Zona bazinului a suferit o afundare pulsatorie, caracterizată prin momente de stagnare sau ridicare și momente de afundare intensă, cînd ajungeau în această regiune apele marine. La începutul Tortonianului superior, mișcarea de afundare se accentuează, marea pătrunzînd în întreaga regiune, iar activitatea vulcanică marcînd un important moment de paroxism.

Spre sfîrșitul Tortonianului, o dată cu colmatarea bazinului, se manifestă o ușoară mișcare de ridicare, care în Buglovian a dus la întreruperea temporară a legăturilor cu domeniul marin.



Activitatea vulcanică, prin produsele toxice pe care le degaja ca și prin importantele schimbări paleogeografice și climatice, a dus la distrugerea periodică a viețuitoarelor; de asemenea, curgerile noroioase, alunecările submarine ca și produsele care schimbau chimismul, temperatura, gradul de limpezire al apei, au dus atât la distrugerea unor recifi care se infiripau ca și a factorului edafic. Apele erau calde, bine oxigenate cu o salinitate normală, bogăția în alumo-silicați favorizând formarea glauconitului și a organismelor cu schelet silicios.

b) SARMAȚIANUL

Procesele litogenetice din cursul Sarmățianului au generat o mare diversitate de tipuri de roci, legate atât de mișcările pe verticală și de manifestările magmatismului subsecvent tardeorogen, cât și de factorii fizico-geografici locali.

În cuprinsul depozitelor sarmațiene din regiune, se remarcă existența a trei complexe litologice: complexul inferior tufaceu-diatomitic, complexul mediu vulcanogen sau continental-lacustru și complexul superior detritic-organogen. Aceste complexe litologice se dezvoltă în cadrul a două zone de facies: o zonă nordică, cea a faciesului organogen detritic și o zonă sudică, cea a faciesului vulcanogen. Această diferențiere a faciesurilor se produce mai cu seamă în Volhinianul superior, cind și activitatea vulcanică marchează un moment de paroxism și cind, ca efect al mișcărilor moldavice, regiunea se exondează parțial.

Ca arie de răspândire, Sarmățianul ocupă suprafețe mai mari decât Tortonianul, față de care este transgresiv.

Din lucrările anterioare sunt cunoscute depozitele sarmațiene din regiunea Miniș și cele de pe marginea vestică a munților Codru (Bleahu, 1963), de la Botfei-Ciuntești; în restul bazinului Sarmățianul a fost înglobat la formațiunile eruptive, nedivizate.

Cercetările pe care le-am întreprins în regiune au permis separarea stratigrafică a Sarmățianului și paraleлизarea diferenților termenii, cu regiunile învecinate. Astfel, în Sarmățian au fost separate trei complexe litologice: complexul inferior tufaceu-diatomitic, dezvoltat uniform în toată regiunea, complexul mediu, vulcanogen care apare pe rama sudică a bazinului, complexul mediu continental lacustru, echivalent cu cel vulcanogen, dezvoltat pe rama bazinului și complexul detritic superior organogen, cu o arie de răspândire foarte redusă, în nordul regiunii.



Complexul inferior tufaceu-diatomitic

Acest complex se dispune în baza depozitelor sarmațiene din regiune fiind constituit dintr-o alternanță de tufuri, diatomite, nisipuri și marno-argile albicioase, tufacee. Rocile acestui complex sunt bine reprezentate pe rama sudică a bazinului în regiunea Camna-Miniș; de asemenea acestea au fost întâlnite în forajele de la Tinca și pe rama vestică a munților Codru. În interiorul bazinului Crișului Alb complexul diatomitic-tufaceu aflo-rează în imprejurimile localității Beliu, la Tăgădău și la nord de Comănești, precum și între localitățile Cărand și Achiș.

În baza acestui orizont, pe o grosime redusă (pînă la 5 m) este posibilă existența depozitelor bugloviene, care nu au putut fi separate cartografic.

Sectorul Miniș-Camna

Dezvoltarea tipică a acestui complex o întîlnim în regiunea Miniș-Camna, unde pe o grosime de 12–15 m apare o alternanță de diatomite albe, uneori verzui, foioase, cu tufuri albe, parțial bentonitizate, cinerite grosiere cenușii și lapilli cimentați; în cadrul acestei alternanțe există o proporție aproape egală între diatomite și tufuri.

Conținutul paleontologic al acestui complex cuprinde următoarele specii⁶: *Cardium gatuevi* Kolesn., *Cardium lithopodolicum lithopodolicum* Dub., *Cardium lithopodolicum sarmaticum* Kolesn., *Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch) Lask., *Cardium pium* Zizh., *Ervilia dissita dissita* (Eichw.), *Ervilia dissita podolica* (Eichw.), *Mactra vitaliana eichwaldi* Lask., *Abra reflexa* (Eichw.), *Irus (Paphirus) vitalianus* d'Orb., *Hydrobia (Hydrobia) frauenfeldi* frauenfeldi (Hoerner), *Hydrobia (Hydrobia) suturata* (Fuchs), *Hydrobia (Hydrobia) stagnalis* stagnalis (Bast.), *Hydrobia (Hydrobia) uiratamensis* Kolesn., *Mohrensternia inflata inflata* (Andrzj), *Mohrensternia inflata hydroboidea* Hillber., *Mohrensternia banatica* Jek., *Pseudamnicola (Straja) tholosa* Jek., *Pirenella picta mitralis* (Eichw.), *Pirenella disjuncta disjuncta* (Sow.), *Pirenella fraterculus* (Mayer), *Terebralia lignitarum lignitarum* (Eichw.), *Dorsanum (Dorsanum) duplicitum* (Sow.), *Actaeocina (Actaeocina) lajonkaireana lajonkaireana* (Bast.).

⁶ Determinările faunistice au fost executate de Luciana Hinclovă de la Institutul geologic și de Alexandra Sagatovici, Bica Ionescu (1969, comunicare în sesiunea șt. a Univ. București).



Din cadrul aceluiași complex, Krestel (1964) citează o bogată asociație de organisme cu schelet silicios ce cuprinde diatomee, chrysomonadinae, silicoflagellidae și ebriidae :

Diatomee — *Achinantes brevipes intermedia* (Kuntz.) Cl., *Actinocyclus ehrenbergii tenulla* (Breb.) Hust, *Chetoceras affinis* Lande, *C. holsaticus* Schütt., *C. milleri* Lemn., *Cocconeis placentula* Ehrl., *Cymbella helvetica* Kuntz., *C. ventricosus* Kuntz., *Diploneis vacillans* (A. S.) Cl., *Fragilaria brevistriata* Grun., *F. construens* (Ehr.), *Grammatophora arctica* Cl., *G. marina* (Lygb.), *Hemiaulus kittoni* Grun., *Hydrodiscus fregnelli* Hannia, *H. subtilis* Baill., *Liradiscus ovalis* Grev., *Melosira ambigua* (Grun.) Müll., *Navicula placentula rostrata* Meyer, *Nitzschia punctata ovalensis* Börz., *N. angustata* (Sm.) Grun., *N. spectabilis* (Ehr.) Ralf., *Pinnularia rangoonensis* Grun., *Podosira hayalina* Jons., *Pseudopyxilla capreolus* Forti., *Pterotheca carinifera* Grun., *Rhoicosphenia curvata* (Kutz.) Grun., *Ropalodia gibberula magna* (Missuna) Kiss, *Synedra berolinensis* Lemn., *S. tabulata obtusa* Pant., *S. tenera* Sm., *S. ulna* (Nitzsch.) Ehr.

Chrysomonadinae — *Carnegia fregnelli* (Cler.) Defl., *Ontesia laevis* Gregn., *Archaeomonas mangini* Defl.

Silicoflagellidae — *Dictyocha fibula* Ehr., *D. crux* Ehr.

Ebriidae — *Hermesinium longispinosum* (Hov.) Defl., *Ammodictium rectangulare* (Schultz), *Ebriopsis narbonensis* Defl. Gagt.

Asociația de diatomee prezintă în baza complexului diatomitic, diatomee penate, spre partea superioară trecindu-se la diatomee centrice. Acest fapt ar fi legat de schimbarea salinității, care a evoluat de la ape mai îndulcite, la ape salmastre.

La Miniș, complexul tufaceu-diatomitic suportă aglomeratele vulcanice, diatomitele făcind obiectul unor exploatari în cariere, unde au fost întâlnite rare schelete de pești și rare trunchiuri silicificate de arbori.

La est de localitatea Camna, pe valea Satului și pe valea lui Doghihirt, peste formațiunile permiene sau triasic se dispune o alternanță de cinerite grosiere, marne cenușii și pietrișuri, care suportă pe o grosime de 15—20 m complexul tufaceu-diatomitic format din tufuri bentonitizate, diatomite și lapilli cimentați, care suportă complexul mediu vulcanogen; în cadrul acestui complex afectat de numeroase fracturi (fig. 34), se întâlnesc mulaje de *Trochus*, *Cerithium*, *Cardium* și *Ervilia*.



Sectorul Cărănd-Archiș-Beliu

Complexul inferior tufaceu diatomitic este reprezentat și în această regiune, printr-o alternanță de tufuri bentonitizate, diatomite și lapilli cimentați, având o grosime de cca 30 m și conținind rare mulaje de *Ervilia*.

Sectorul Tăgădău-Comănești

În această regiune, peste complexul vulcanogen-sedimentar al Tortonianului superior se dispune o alternanță de tufuri și diatomite. În baza acestei alternanțe, pe o grosime de 20 m se întâlnesc tufuri grozioare, uneori bentonitizate și diatomite albe foioase, care suportă marne tufacee albicioase și tufuri fosilifere (fig. 28).

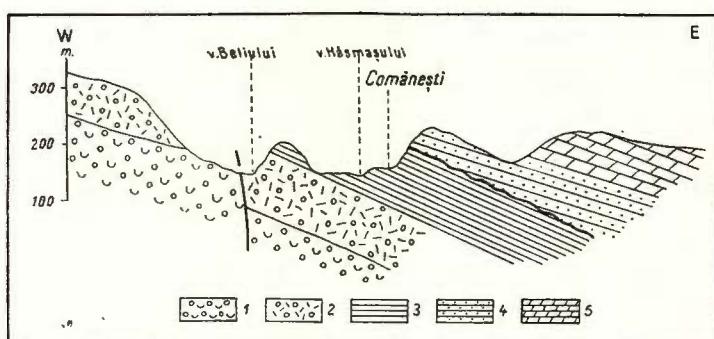


Fig. 28. — Secțiune geologică în depozitele neogene de la Comănești.
1, depozite de lahar (Tortonian); 2, aglomerate andezitice (Tortonian); 3, complex tufaceu-diatomitic (Volhynian); 4, orizontul inferior nisipos cu Melanopside; 5, orizontul marnelor albe.

Geologischer Schnitt durch die neogenen Ablagerungen von Comănești.

1, Laharablagerungen (Torton); 2, andesitische Agglomerate (Torton); 3, tuffartig-diatomitischer Komplex (Volhyn); 4, unterer sandiger Malanopsidenhorizont; 5, weißer Mergelhorizont.

Partea superioară a acestui complex este bine deschisă în partea estică a localității Comănești, unde în versantul drept al văii Hășmașului se poate urmări succesiunea (fig. 29) :

(1) În bază — tufite cenușii, slab argiloase, cu rare impresiuni de plante incarbonizate și rare fragmente de cochilii;

(2) 0,10 m — marne tufacee gălbui, cu numeroase cochilii de *Cardium vindobonense* (Partsch) Lask., care formează în baza nive-

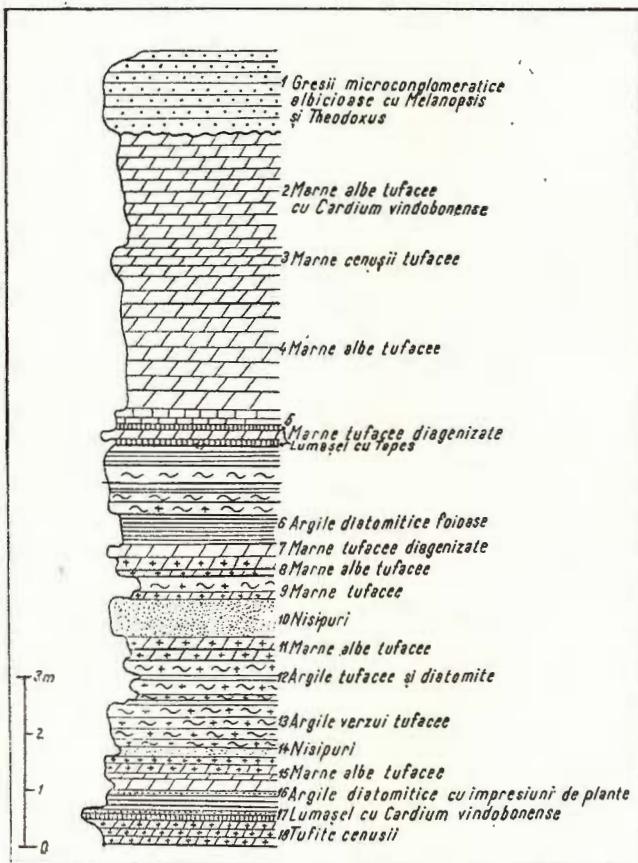


Fig. 29. — Coloana litologică a depozitelor sarmațiene din versantul drept al văii Hăşmaşului.

1, gresii microconglomeratice albicioase cu *Melanopsis* și *Theodoxus*; 2, marne albe tufacee cu *Cardium vindobonense*; 3, marne cenușii tufacee; 4, marne albe tufacee; 5, marne tufacee diagenizate, lumașel cu *Tapes*; 6, argile diatomitice foioase; 7, marne tufacee diagenizate; 8, marne albe tufacee; 9, marne tufacee; 10, nisipuri; 11, marne albe tufacee; 12, argile tufacee și diatomite; 13, argile verzui-tufacee; 14, nisipuri; 15, marne albe tufacee; 16, argile diatomitice cu impresiuni de plante; 17, lumașel cu *Cardium vindobonense*; 18, tufite cenușii.

Lithogenetische Kolonne der sarmatischen Ablagerungen am rechten Abhang des Hăşmaş-Tal.

1, mikrokonglomeratische weissliche *Melanopsis* und *Theodozus*-Sandsteine; 2, weisse tuffartige *Cardium vindobonense* – Mergel; 3, graue tuffartige Mergel; 4, weisse tuffartige Mergel; 5, diagenisierte tuffartige Mergel, *Tapes*-Lumachelle; 6, diatomitische blättrige Lehme; 7, tuffartige diagenisierte Mergel; 8, weisse tuffartige Mergel; 9, tuffartige Mergel; 10, Sande; 11, weisse tuffartige Mergel; 12, tuffartige Lehme und Diatomite; 13, grünlche tuffartige Lehme; 14, Sande; 15, tuffartige weisse Mergel; 16, diatomitische Lehme mit Pflanzenabdrücken; 17. *Cardium vindobonense* Lumachelle; 18, graue Tuffite.

lului, pe o grosime de 2,5 cm, un adevărat lumașel, și rare cochilii de *Cardium politioanei* Jek. Tot la acest nivel, apare o bogată asociatie de ostracode, din care R. Olteanu a determinat speciile :

- Loxoconcha aff. valiente* Stanc.
- Loxoconcha ornata* Schneid.
- Loxoconcha velata* Stanc.
- Leptocythere spinulosa* Voroch.
- Leptocythere mironovi* Stanc.
- Xestoleberis fuscata* Schneid.

(3) 0,02 m — nisipuri argiloase fine cu rare impresiuni de plante, numeroase mulaje de *Cardium vindobonense* (Partsch.) Lask., rare mulaje de *Modiolus* sp. ;

(4) 0,20 m — argile foioase diatomitice cu numeroase impresiuni foliare de plante, aparținând speciilor *Pinus maritima* Poir. și *Glyptostrobus europaeus* Heer.

(5) 0,03 m — nisipuri gălbui micacee fine, slab tufacee ;

(6) 0,05 m — marne albe tufacee ;

(7) 0,05 m — marne albe tufacee, fosilifere, conținând numeroase cochilii de *Cardium vindobonense* (Partsch.) Lask., *Cardium politioanei* Jek. și rare cochilii de *Ervilia* sp., *Trochus pictus* Eichw., *Modiolus* sp. ;

(8) 0,35 m — marne albe tufacee, slab micaferă, cu intercalații milimetrice de diatomite albe foioase ;

(9) 0,20 m — marne tufacee gălbui-maronii nefosilifere ;

(10) 0,02 m — tuf gălbui-roșcat bentonizat ;

(11) 0,06 m — argile diatomitice albicioase, foioase ;

(12) 0,12 m — nisipuri tufacee, lumașelice de culoare gălbui, conținând numeroase cochilii de *Potamides pictus* Bast., *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Ervilia podolica dissita* Eichw. și *Cardium vindobonense* (Partsch.) Lask. ;

(13) 0,70 m — argile verzui tufacee, parțial bentonizate, conținând rare exemplare de *Cardium inopinatum* Grisch., *Cardium gracili-costatum* Jek. și *Mactra vitaliana* d'Orb. ;

(14) 0,15 m — argile verzui bentonizate ;

(15) 0,60 m — alternanță de argile albe tufacee și diatomite albe foioase, cu rare exemplare de talie mare, aparținând speciei *Cardium politioanei* Jek. ;

(16) 0,40 m — marne albe tufacee cu intercalații centimetrice de tufuri ;



(17) 0,80 m – nisipuri gălbui fine, friabile, tufacee cu numeroase fragmente de cochilii ;

(18) 0,10 m – marne albe tufacee, diagenizate, cu rare mulaje de *Hydrobia* și *Cerithium* ;

(19) 0,30 m – marno-argile tufacee, de culoare cenușiu-gălbuiie, slab nisipoase conținând numeroase cochilii de :

Cardium vindobonense (P a r t s c h) L a s k.

Cardium gracilicostatum J e k.

Cardium politioanei J e k.

Cardium latisulcum M ü n s t.

Mactra vitaliana d'Or b.

Trochus pictus E i c h w.

Callostoma banaticum J e k.

Pseudamnicola producia J e k.

Hydrobia politioanei J e k.

Hydrobia subprotracta J e k.

Bulla lajonkaireana B a s t.

Acest nivel conține de asemenea și o bogată asociație micropaleontologică, alcătuită din speciile :

Porosononion subgranosus (E g g e r)

Porosononion marktobi B o g d.

Elphidium aculeatum (d'Or b.)

Elphidium niacellum (F + Mi)

Elphidium imperatrix (B r a d y)

Elphidium lessoni (d'Or b.)

Elphidium cf. *minutum* (R e u s s)

Ammonia beccarii (L i n n é)

Sphaeridia moldavica M a c e . + P a g h i d a

Bulimina elongata d'Or b.

(20) 0,15 m – argile tufacee cenușii cu filme diatomitice ;

(21) 0,30 m – marne tufacee gălbui cu filme diatomitice ;

(22) 0,35 m – marne albe tufacee cu *Cardium vindobonense* (P a r t s c h) L a s k., *Cardium politioanei* J e k., *Ervilia podolica* E i c h w., *Ervilia pussila andrussovii* K o l e s n ., *Tapes vitalianus* (d'Or b.), *Musculus naviculoides maximus* M e r k l - N e v ., *Trochus pictus* E i c h w ., *Dorsanum duplicatum* S o w ., *Bulla lajonkaireana grandis* S i m .- B a r b u . La acest nivel, asociația micropaleontologică cuprinde speciile :

Porosononion subgranosus (E g g e r)

Porosononion marktobi B o g d.

Nonion germanicum (E h r e n b.)



Elphidium macellum (F + M)

Elphidium lessoni (d'Orb.)

Elphidium imperatrix (Bradys)

Elphidium aculeatum (d'Orb.)

Quinqueloculina sp.

Sphaeridia moldavica Mač. + Paghiada

(23) 0,20 m — marne albe tufacee, diagenizate cu *Mactra vitaliana* d'Orb. și *Cardium vindobonense* (Partsch) Lask.;

(24) 0,60 m — argile diatomitice verzui, foioase, cu *Bulla lajonkaireana grandis* Sim. + Barbu, *Ervilia podolica* Eichw. și *Mactra vitaliana* d'Orb.;

(25) 1,20 — marno-argile cenușiu-verzui, uneori foioase, puțin fosilifere;

(26) 0,10 m — lumașel cu *Tapes gregarius* Partsch, *Cardium politioanei* Jek., *Cardium vindobonense* (Partsch) Lask., *Musculus* sp., *Trochus pictus* Eichw., *Dorsanum duplicatum* Sow., *Buccinum verneuili* d'Orb., *Bulla lajonkaireana* Bast. și o asociație micropaleontologică asemănătoare cu cea precedentă, la care se adaugă forme de *Bolivina simplex* Phleger + Parker și *Bolivina cf. globosa* Cuss.;

(27) 0,15 m — marnocalcare diagenizate, tufacee cu *Cerithium* sp. și *Cardium* sp.;

(28) 0,35 m — lumașel cu *Tapes gregarius* Partsch, *Cardium subfittoni* Andr., *Cardium vindobonense* (Partsch) Lask., *Trochus pictus* Eichw., și *Bulla lajonkaireana* Bast.;

(29) 2,20 m — marne albe tufacee cu rare mulaje de cardiacee;

(30) 0,60 m — marne cenușii albicioase, tufacee cu *Cardium vindobonense* (Partsch) Lask., *Tapes gregarius* Partsch, *Trochus pictus* Eichw., *Bulla lajonkaireana* Bast. și o asociație de ostracode ce cuprinde speciile: *Mutilus (Aurila) angularis* (Schneid.), *Mutilus (Anrila) hungarica* (Mehes.), *Cyprideis elegans* Stanc., *Loxoconcha aff. viridis* (Müll), *Leptocythere spinulosa* Veroch., *Leptocythere mironovi* Stanc., *Leptocythere amabilis* Stanc., *Leptocythere turpe* Stanc., *Leptocythere pseudonavicularis* Stanc., *Leptocythere litiginosa* Stanc., *Xestoleberis fuscata* Schneid., *Xestoleberis elongata* Schneid.;

(31) 2 m — marne albe tufacee, cu rare exemplare de *Cardium vindobonense* (Partsch) Lask., *Cardium politioanei* Jek.: și cu următoarea asociație microfaunistică:

Pullenia bulloides d'Orb.

Bolivina cf. globulosa Cuss.



- Bolivina cf. simplex* Phil-Park.
Quinqueloculina consobrina d'Orb.
Elphidium aculeatum (d'Orb.)
Elphidium macellum (F + M)
Elphidium ungerii (Reuss)
Elphidium minutum (Reuss)
Ammonia beccarii (Linné)
Porosononion subgranosus (Egger)
Porosononion markobi Bogd.
Sphaeridia moldavica Mac. + Paghiida

Această asociație poate fi comparată cu asociația părții terminale a Volhinianului din platforma moldovenească și anume cu zona cu *Rotalia beccarii*, *Porosononion subgranosus* și *Quinqueloculina consobrina* (Ionesci, 1968).

Peste aceste depozite se dispune discordant orizontul inferior nisipos al stratelor inferioare cu congerii.

Sectorul Botfei-Urvîș

Pe rama nord-estică a bazinei Crișului Alb, rocile complexului inferior tufaceu diatomitic aflorează în bazinul hidrografic al văii Sălăoasa, pe valea Botfeiului și valea Urvișului.

În versantul drept al văii Urvișului, complexul inferior tufaceu diatomitic prezintă următoarea succesiune (fig. 30) :

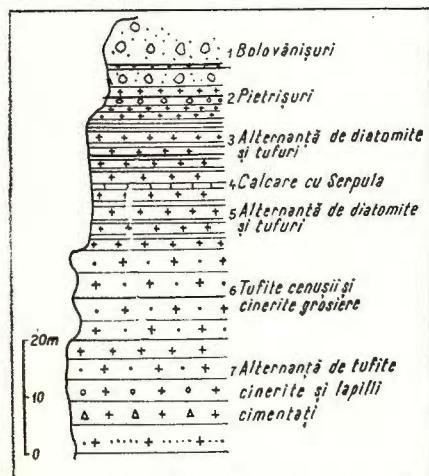


Fig. 30.—Coloana stratigrafică a Sarmatianului din versantul drept al văii Urvișului.
 1, bolovanișuri; 2, pietrișuri; 3, alternanță de diatomite și tufuri; 4, calcare cu *Serpula*; 5, alternanță de diatomite și tufuri; 6, tufite cenușii și cinerite groși; 7, alternanță de tufite, cinerite și lapilli cimentați.

Stratigraphische Kolonne des Sarmat am rechten Abhang des Urviș Tales.

1, Gerölle; 2, Kiese; 3, Wechsellagerung von Diatomiten und Tuffen; 4, *Serpula*-Kalke; 5, Wechsellagerung von Diatomiten und Tuffen; 6, graue Tuffite und grobe Aschen-tuffe; 7, Wechsellagerung von Tuffiten, Aschentuffen und zementierten Lapilli.

(1) În bază peste formațiunile tortoniene, pe o grosime de 10 m apare o alternanță de tufite verzui bentonitizate, cinerite grosiere cenușii și lapilli cimentați;

(2) 8 m — tufite cenușii și cinerite grosiere, cu spărtură neregulată, nefosilifere;

(3) 12 m — alternanță de cinerite grosiere cenușii, tufuri albe bentonitizate, lapilli cimentați, diatomite albe foioase și calcare tufacee fosi-



Fig. 31. — Complexul inferior tufaceu-diatomitic din versantul stîng al văii Botfeiului.

Unterer tuff-diatomitartiger Komplex am linken Abhang des Botfei-Tales.

lifere cu *Serpula* sp., *Hydrobia* sp., *Mactra vitaliana eichwaldi* L a s k. și *Ervilia dissita podolica* (E i c h w.) Grosiniea stratelor din această alternanță este de 2–12 cm, diatomitele și tufurile fiind în proporții aproximativ egale, celealte roci apărind subordonat sub forma unor strate cu grosimi de 2–10 cm.

Pe valea Sălăoasa și valea Botfeiului, complexul tufaceu diatomitic este reprezentat printr-o alternanță de diatomite și tufuri bentonitizate, care spre partea superioară trece grădat la complexul mediu continental lacustru (fig. 31).

Sectorul Tinca

În extremitatea nordică a regiunii cercetate, complexul inferior tufaceu diatomitic a fost întlnit în sondele de la Tinca (pl. IX).

În sonda 1 IB Tinca, acest complex, întlnit între adîncimile de 185 și 207 m, cuprinde următoarea succesiune :

(1) 185—188 m — marne albe tufacee cu ostracode, solzi de pești și numeroase fructificații de *Tectochara meriani meriani* Gr a m b a s t, ce alternează cu tufuri albe biotitice.

(2) 188—192 m — marno-argile albe diatomitice cu ostracode și resturi incarbonizate de plante, ce alternează cu tufuri albe ;

(3) 192—199 m — marne albe tufacee cu impresiuni de *Castanea* sp., ce alternează cu tufuri și diatomite ;

(4) 199—201 m — marne tufacee, tufuri și diatomite cu *Hydrobia* sp. ;

(5) 203—207 m — argile tufacee albe cu intercalatii milimetrice de tufuri cenușiu-verzui. Sub adîncimea de 207 m a fost întlnită o asociație fosilă tortoniană.

În sonda 2 IB Tinca, rocile complexului tufaceu diatomitic au fost întlnite între adîncimile de 102—119 m, alcătuind următoarea succesiune (pl. XII) :

(6) 102—103 m — marne albe tufacee cenușiu-albicioase cu ostracode și numeroase fructificații de *Tectochara meriani meriani* Gr a m b a s t ;

(7) 103—104 m — marne tufacee cenușiu-gălbui cu *Ervilia* sp., *Mohresternia* sp., resturi de pești și resturi incarbonizate de plante ;

(8) 104—109 m — marno-argile verzui cu *Hydrobia*, impresiuni de plante și resturi de pești, avînd intercalatii de diatomite albicioase ;

(9) 109—110 m — marno-argile albe tufacee, cu intercalatii de tufuri verzui fine, ce conțin numeroase fructificații de *Tectochara meriani meriani* Gr a m b a s t ;

(10) 111—113 m — marne tufacee cu ostracode, resturi de pești și resturi de plante incarbonizate ;

(11) 113-119 m — marno-argile verzui, cu filme albe diatomitice conținînd ostracode și resturi incarbonizate de plante. Sub adîncimea de 119 m au fost identificate depozite aparținînd Tortonianului superior.

Conținutul paleontologic al complexului tufaceu-diatomitic din bazinul Crișului Alb este relativ sărac, resturile fosile păstrîndu-se cel mai adesea sub forma unor mulaje, exceptînd frustulele de diatomee care se găsesc în cantități apreciabile. Acest conținut, prin prezența speciilor *Macra eichwaldi* L a s k., *Ervilia* — diferite specii, *Mohrensternia* — diferențe specii, caracterizează Volhinianul.

În cuprinsul acestui complex, asociația de moluște, foraminifere și diatomee indică o salinitate redusă în baza complexului, o salinitate ceva

mai ridicată la partea mediană, pentru ca la partea superioară a complexului salinitatea să scadă din nou.

În cadrul complexului inferior tufaceu diatomitic nu s-au putut face separații de zone biostratigrafice, acest complex cuprinzând Volhinianul și probabil înspre centrul bazinului (la Comănești) și trecerea la Bessarabian. Este posibil ca în baza acestui complex să fie prezentate pe grosimi foarte reduse și depozitele bugloviene pe care nu le-am putut separa.

Pe marginile bazinului, la un nivel inferior limitei Volhinian-Bessarabian, apare complexul mediu continental lacustru sau vulcanogen. Sedimentarea inițială a Volhinianului în ape îndulcite, care evoluează spre ape salmastre indică o intrerupere între Tortonian și Sarmațian, depozitele bugloviene fiind puțin reprezentate în această regiune și adesea lipsind.

C o m p l e x u l m e d i u c o n t i n e n t a l – l a c u s t r u

Peste complexul tufaceu diatomitic de pe rama nord-estică a bazinului Crișului Alb, în zona centrală precum și pe rama sud-vestică a acestuia, se dispun bolovănișuri torrentiale, nisipuri grosiere sau argile deltaice, pe care le-am grupat sub denumirea de „complexul mediu continental-lacustru”. Acest complex se dispune peste depozitele volhiniene sau peste formațiuni mai vechi și suportă calcare organogene de vîrstă bessarabiană.

În zona ramei nord-estice a bazinului, rocile acestui complex au fost întâlnite în forajele de la Tinca și pe marginea vestică a munților Codru, între localitățile Ciuntești și Urviș de Beliu, unde formează o fâșie aproape continuă, cu o lățime variabilă. În zona centrală a bazinului, rocile acestui complex aflorează în regiunea localităților Bochia, Tăgădău și Agrișu Mic. Pe rama sudică a bazinului complexul mediu continental lacustru aflorează la sud de localitatea Tauț.

Sectorul Tinca

Complexul mediu continental lacustru a fost întâlnit în sonda 1 IB Tinca, între adincimile de 158–185 m, unde prezintă următoarea succesiune (pl. XII) :

(1) 158–159 m—pietrișuri poligene cu elemente de cuarțite micacee negricioase și pegmatite ;

(2) 159–163 m — argile tufacee verzui, cu elemente angulare de sisturi cristaline și cuarț alb ;



(3) 163—168 m — argile tufacee verzui cu elemente milimetrice, angulare de șisturi cristaline și cuart;

(4) 168—170 m — argile verzui fine, slab micaferă, cu concrețiuni neregulate, dure, calcaroase, de culoare albicioasă;

(5) 170—178 m — argile plastice de culoare verzuie, cu oglinzi de fricțiune;

(6) 178—182 m — argile verzui fine cu concrețiuni calcaroase dia-genetice de culoare albicioasă, cu forme neregulate, dure;

(7) 182—185 m — argile verzui sau albicioase tufacee cu cochilii de *Planorbis* și *Helix*;

În sonda 2 IB Tinca între adâncimile de 81—98 m au fost întâlnite rocile complexului mediu continental lacustru, care prezintă următoarea succesiune (pl. XII):

(1) 81—82 m — argile verzui cu elemente angulare de cuart și șisturi cristaline;

(2) 85—90 m — marno-argile cenușiu-gălbui tufacee și argile plastice verzui;

(3) 92—95 m — marno-argile cenușii, cu resturi incarbonizate de plante și fragmente de cochilii; argile verzui cu concrețiuni calcaroase neregulate;

(4) 97—98 m — argile cărbunoase de culoare negricioasă cu cochilii de *Helix* și *Planorbis*.

Sectorul Ciuntești-Urvăș de Beliu

Pe marginea vestică a munților Codru, complexul mediu continental lacustru aflorează pe valea Cremenoasa, valea Dușii și valea Ruginoasă, disponindu-se peste rocile triasice sau permiene. Din punct de vedere litologic, în această regiune complexul mediu continental lacustru este alcătuit din argile nisipoase grosiere, roșcate, și pietrișuri mărunte cu un liant nisipos roșcat, care suportă depozitele fosilifere ale Sarmațianului mediu.

La S de paralela localității Mărăuș, disponindu-se peste formațiunile mai vechi sau peste rocile complexului inferior tufaceu-diatomitic, apar bolovănișuri poligene, care în bază sunt stratificate în bancuri de grosimi metrice, spre partea superioară a succesiunii, elementele bolovănișurilor fiind dispuse haotic sau prezentând o stratificație torențială (fig. 32).

Acest complex se dispune concordant peste complexul inferior tufaceu-diatomitic, printr-o trecere gradată cu o grosime de 10—15 m



Fig. 32. — Complexul mediu continental lacustru de pe valea Botfeiului, care în bază prezintă intercalării de tufuri.

Mittlerer festländisch-lakustrer Komplex vom Botfei-Tal, auf Tuffitzwischenlagerung liegend.

unde există o alternanță de pietrișuri și tufuri; acest complex suportă depozite datate paleontologic ca aparținând Bessarabianului inferior.

Pe valea Fundătura, la Bochia, dispunindu-se peste complexul mediu continental lacustru, apar argile nisipoase, cenușiu-negricioase, foioase, cu impresiuni de plante incarbonizate, peste care urmează argile bentonitice gălbui, slab nisipoase cu o grosime de 0,30 m având mulaje de *Modiolus* sp., *Tapes* sp. și *Cardium* sp., argile bentonitice cenușii cu o grosime de 0,50 m, care suportă o alternanță de bentonite și nisipuri cu o grosime de 0,70 m, peste care se dispun depozitele ponțiene.

În versantul stîng al văii Urvișului, la S de Urviș de Beliu, dispunindu-se peste complexul bolovănișurilor, într-un mic afloriment apar nisipuri gălbui, uneori cimentate sub forma unor trovanți, ce conțin o asociatie micropaleontologică între care s-au recunoscut speciile :

Porosononion subgranosus (E g g e r)

Elphidium macellum (F i c h t.-M o l l.)

Ammonia beccarii L i n n é

Sphaeridium moldavica M a c. + P a g h i d a

Sectorul Tăgădău-Bochia-Archiș

În această regiune peste formațiunile vulcanogen-sedimentare ale Tortonianului sau peste complexul inferior tufaceu-diatomitic se dispun pietrișuri poligene constituite din elemente de cuarț alb, porfire cuarțifere, gresii albe cuarțitice, bine rulate, sortate cu un diametru ce nu depășește 5 cm. Acestea au intercalate la unele nivele, strate decimetrice de tufite albicioase.

Sectorul Tăut

Complexul mediu continental lacustru, pe rama de S a bazinului Crișului Alb are o extindere foarte redusă și aflorează numai pe valea Migieșului, la S de localitatea Tăut.

Peste gresiile cuarțitice din acest sector se dispune un complex de argile tufacee verzui, cu rare cochilii de *Planorbis* și *Helix*; pe baza asemănărilor litologice cu depozitele de pe rama nordică a bazinului, aceste argile au fost atribuite complexului mediu continental lacustru.

Absența resturilor fosile din cadrul complexului mediu continental lacustru face dificilă stabilirea vîrstei acestuia pe baza criteriilor paleontologice.

Relațiile de superpoziție ale acestui complex permit o apreciere relativă a vîrstei lui. Astfel pe rama nordică a bazinului, complexul mediu continental lacustru este cuprins între Volhinian în bază și Bessarabianul inferior la partea superioară; în zona centrală a bazinului la acest interval stratigrafic există două situații diferite. Una din situații este asemănătoare cu cea a ramei nordice a bazinului, complexul mediu continental-lacustru dispunându-se peste Volhinian. Cealaltă situație este reprezentată de profilul de la Comănești, unde partea terminală a Volhinianului este reprezentată prin formațiuni marnoase ce conțin o faună salmastră.

Mișcarea generală de ridicare ce se manifestă puternic în cadrul Munților Apuseni, după sedimentarea unei părți a Volhinianului, a avut ca efect, pe de o parte compartimentarea regiunii pe linii de fractură cu o direcție NW-SE, iar pe de altă parte, formarea unor depozite grosiere torențiale pe marginile bazinului sau pe pantele zonelor care se ridicau; în acest timp înspre centrul bazinului, în compartimentele cedorite, se sedimentau în continuare formațiuni pelitice.

Complexul mediu continental lacustru din această regiune își are un echivalent în zona Brad-Săcărîmb, unde se cunosc zăcăminte de cărbuni (Macaroviči, 1945).



Complexul mediu vulcanogen

Concomitent cu sedimentarea complexului mediu continental lacustru de pe rama nordică a bazinului, în zona ramei sud-estice a bazinului Crișului Alb, în sectorul Tauț-Camna, avea loc acumularea unor formațiuni vulcanogene.



Fig. 33. — Andezite bazaltoide în cadrul complexului mediu vulcanogen în carierele de la Camna.

Basaltartige Andesite innerhalb des mittleren vulkanogenen Komplexes im Camna-Steinbruch.

Complexul mediu vulcanogen este reprezentat prin aglomerate vulcanice și curgeri de lave.

În sectorul Tauț-Camna, peste rocile complexului inferior tufaceu-diatomitic, sau peste formațiunile mai vechi, se dispun aglomerate andezitice, care la Camna au intercalate curgeri de lave (fig. 33, fig. 34).

Aglomeratele sunt constituite predominant din blocuri de andezite bazaltoide, slab rulate, de dimensiuni variabile, prinse într-o matrice cineritică albicioasă sau gălbuiie, uneori fosiliferă, conținînd rare mulaje de *Tapes* și *Cerithium*. Aglomeratele se prezintă uneori stratificate, avînd intercalații decimetrice sau metrice de cinerite grosiere cenușii.

În sectorul Miniș-Tauț, aglomeratele andezitice au o grosime de 2—50 m; pe valea Satului și valea lui Doghihirt, la Camna, în cadrul aglomeratelor andezitice apare o intercalație de curgeri de lave, cu o grosime de 10—25 m, constituită din andezite bazaltoide cu textură de curgere, care se separă în coloane prizmatice verticale (fig. 34).

Studiile întreprinse în regiunea Camna-Miniș de către Savu și Neacsu (1962), scot în evidență prezența andezitelor piroxenice și a plagiobazaltelor, uneori întâlnindu-se hialoandezite sau andezite cu hipersten.

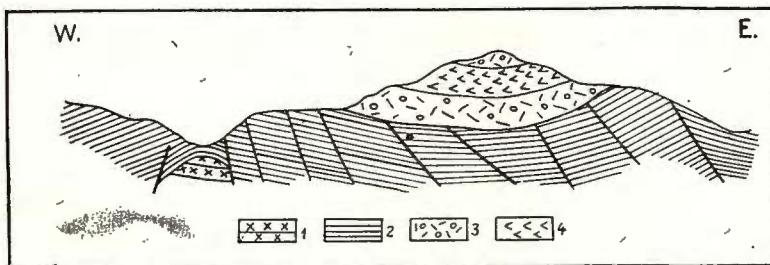


Fig. 34. — Secțiune geologică prin depozitele sarmatiene de pe valea Satului (Camna).

1. porfire cuartifere; 2. complexul tufaceu diatomitic; 3. aglomerate andezitice; 4. andezite bazaltoide.

Geologischer Schnitt durch die sarmatischen Ablagerungen im Valea Satului (Camna).

1. Quarzporphyr; 2 Diatomeentuff-Komplex; 3, andesitische Agglomerate. 4. Basaltandesite.

Complexul mediu vulcanogen suportă depozitele fosilifere de la Chișindia, care aparțin Bessarabianului inferior (Sagatovici, Ionesci, 1969).

Paralel cu mișcarea de ridicare, care a generat rocile complexului mediu continental lacustru de pe rama nordică și din zona centrală a bazinului, pe marginea sudică a bazinului Crișului Alb, activitatea vulcanică marchează un ultim moment de paroxism, care a generat rocile complexului mediu vulcanogen.

Complexul superior detritic—organogen

Aria de răspândire a complexului superior detritic-organogen în cadrul regiunii cercetate, este foarte redusă. Acest complex a fost întâlnit numai în zona ramei nord-vestice a munților Codru în sondele de la Tinca și în sectorul Văleni de Beliu-Stoinești.

Din punct de vedere litologic acest complex este alcătuit din calcare organogene, nisipuri și mai rar marne tufacee.

Sectorul Tinca

În această regiune, rocile complexului superior detritic-organogen au fost întâlnite numai în sonda 1 IB Tinca, între adîncimile de 126—158 m unde s-a putut urmări succesiunea (pl. XII) :

- (1) 126—128 m — marne tufacee verzui sau albicioase și tufite verzui cu mulaje de *Cardium*, *Tapes* și *Modiolus* ;
- (2) 128—133 m — calcare și gresii calcaroase, dure, microconglomeratice sau lumașelice cu *Tapes* și *Cerithium* ;
- (3) 133—136 m — gresii albicioase tufacee cu *Trochus* și mulaje de *Mactra*, *Tapes* și *Cardium* ;
- (4) 136—138 m — calcare cenușii organogene, microgranulare cu *Elphidium*, ostracode, *Hydrobia*, *Cerithium* și *Tapes* ;
- (5) 139—142 m — calcare albe tufacee, bioclastice, friabile cu fragmente de cochilii și fragmente de roci ;
- (6) 142—147 m — calcare albe tufacee cu *Cerithium* și *Trochus* ;
- (7) 147—152 m — gresii cenușii, micacee, calcare tufacee albicioase, calcare grezoase cenușii și marno-argile verzui cu oglinzi de fricțiune, conținând rare exemplare de *Hydrobia*, *Ervilia*, *Modiolus* și *Cardium* ; sub adîncimea de 158 m au fost întâlnite rocile complexului mediu continental-lacustru.

Sectorul Vălani-Stoinești

În cadrul acestui sector depozitele complexului superior detritic-organogen aflorează pe valea Cremenoasa, la Vălani de Beliu, pe valea Dușii la Ciuntești și pe valea Ruginoasă, la Stoinești.

Pe valea Cremenoasa, la Vălani de Beliu, peste nisipurile grosiere roșcate ale complexului mediu continental lacustru, se dispun roci silicioase care cuprind : silexuri vacuolare roșcate, silexuri albicioase compacte, nisipuri grosiere roșcate cu cruste de epidot, silexuri albe fine, sticloase, etc. Aceste roci silicioase sunt dure, prezintă o spărtură concoidală, pe suprafețele de alterație observându-se numeroase mulaje de *Cerithium*, *Trochus*, *Hydrobia*, *Tapes*, *Mactra* și *Cardium*.

Studiul microscopic al acestor roci evidențiază un calcar organogen, inițial microgranular, recristalizat, levigat și înlocuit parțial sau total cu cuarț. Roca prezintă o masă de bază alcătuită din granule micronice de cuarț (1—20 microni) și resturi de oxizi de fier sau material argilos, în care se remarcă numeroase conture organice, în care cuarțul este cristalizat mai larg. Această rocă (după părerea lui Ghilescu, care a avut amabilitatea să cerceteze acest material) a fost generată în urma proceselor diagenetice, desfășurate într-un calcar inițial, levigat, în go-



Iuri depunîndu-se silicea, iar prin evoluarea procesului de diageneză, producîndu-se nodule silicioase sau microcristale de cuarț.

Acest proces poate fi atribuit circulației unor soluții calde mineralizate, care au levigat calcitul, depunînd silice, epidot și oxizi.

Structura rocilor precum și prezența a numeroase mulaje de cochilii, arată că acestea s-au format prin silicifierea unor calcare oolitice cu foraminifere și calcare lumașelice.

Rocile silicioase de pe valea Cremenoasă, suportă discordant marnele nisipoase ponțiene.

În versantul stîng al văii Dușii, la Ciuntești, peste complexul mediu continental-lacustru se dispun pe o grosime de 15–25 m calcare organogene.

Calcarele au o culoare albă, se prezintă masive sau vacuolare, stratificate în bancuri decimetrice, fiind constituite din numeroase cochilii de moluște, oolite, foraminifere, fragmente de roci și material tufogen.

Din cadrul acestor calcare am putut determina următoarele fosile :

Pirenella cf. *mitralis* Eichw.

Callostoma sp.

Hydrobia sp.

Cardium sp.

Tapes cf. *gregarius* Partsch

Mactra sp.

Modiolus sp.

Elphidium sp.

Pe affluentul stîng al văii Dușii, la ieșirea dinspre N a localității Ciuntești, apar blocuri mari de roci silicioase, asemănătoare cu cele de pe valea Cremenoasă, care uneori au cruste de epidot.

Depozitele sarmașiene din această regiune suportă nisipurile gălbui-albicioase pliocene.

Pe valea Ruginoasă, la Stoinești, peste rocile complexului mediu continental-lacustru, se dispune următoarea succesiune (fig. 35) :

(1) 1 m — roci silicioase vacuolare de culoare cafeniu-ruginie, cu cruste de epidot și cu numeroase mulaje de *Cerithium*, *Tapes* și *Cardium* ;

(2) 2 m — calcare oolitică de culoare gălbui-albicioasă, tufacee cu numeroase mulaje de cochilii de moluște ;

(3) 1,5 m — microconglomerate organogene, cu ciment calcaros-tufaceu, prezintă numeroase fragmente de cochilii și cochilii de gasteropode mici, precum și numeroase elemente angulare de cuarț alb sau roz ;

(4) 5 m — calcare albicioase dure, diagenizate, vacuolare cu numeroase mulaje de *Cerithium* și *Trochus*.

Sub microscop roca prezintă o structură microgranulară, uneori oolitică; în rocă se observă frecvent fragmente de cuarț detritic și numeroase cochilii de moluște și miliolide, parțial limonitizate.

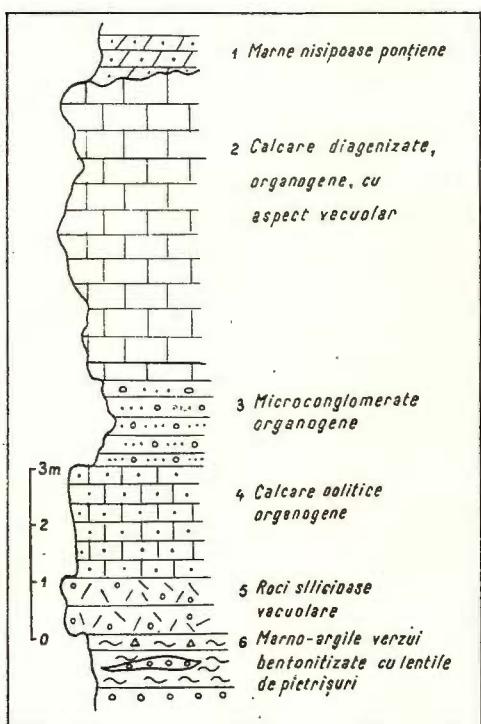


Fig. 35.—Coloana litologică a depozitelor sarmatiene de pe valea Ruginoasă (Stoinești).
1, marne nisipoase, pontiene; 2, calcare diagenizate organogene cu aspect vacuolar; 3, microconglomerate organogene; 4, calcare oolitice organogene; 5, roci silicioase vacuolare; 6, marno-argile verzui bentonitizate cu lentile de pietrișuri.

Lithologische Säule der Sarmatablagerungen im Tale Valea Ruginoasă (Stoinești).

1, Sandmergel, Pont; 2, organogene diagenisierte Kalksteine, vakuolärer Art; 3, organogene Mikrokonglomerate; 4, organogene oolithische Sandsteine; 5, vakuoläre kieselige Gesteine; 6, grünliche bentonitisierte Mergelhelme mit Geröllinsen.

Complexul superior organogen detritic a avut o extindere mai mare decât cea conturată de aparițiile la zi ale acestuia deoarece rocile acestui complex apar remaniate în depozitele pliocene, în regiuni în care la suprafață nu se cunosc astfel de roci (la Comănești), fiind îndepărtate de eroziune.

Conținutul paleontologic al complexului superior organogen detritic nu face posibilă precizarea vîrstei acestuia. Poziția stratigrafică a acestuia, peste complexul mediu continental-lacustru a cărui vîrstă este volhinian-superioară, și sub depozite pontiene, conduce la atribuirea unei vîrstă bessarabiene, complexului superior organogen-detritic.

Faciesul acestui complex, asemănător cu cel al Bessarabianului inferior din platforma moldovenească, permite paraleлизarea acestui complex, cu orizontul inferior al Bessarabianului, în facies litoral-neritic din Moldova (P a g h i d a, 1963; I o n e s i, 1968).

Apariția complexului superior organogen-detritic, la acest nivel stratigrafic a fost determinată de mișcarea generală de afundare, care a urmat după sedimentarea complexului mediu continental-lacustru sau vulcanogen.

Concluzii privind Sarmatianul din regiune

Sarmatianul din această regiune este caracterizat prin manifestarea unor mișcări pe verticală și a unui nou moment de paroxism al activității vulcanice.

Astfel, mișările fazei moldavice care în aria Carpaților au dus la întreruperea legăturilor cu marea, determinând formarea unui bazin salmastru, în regiunea de care ne ocupăm au avut ca efect o retragere a apelor, astfel, încât depozitele bugloviene cu un caracter regresiv sunt puțin reprezentate.

În bazinul Beiușului, la limita dintre Tortonian și Sarmatian, pe o grosime de 0,30–0,50 m apare o formațiune deltaică, uneori lenticulară, cu resturi de vertebrate, care corespunde probabil Buglovianului. În regiunea Miniș, deși Sarmatianul se dispune concordant peste Tortonian, lipsesc depozitele care să poată fi atribuite Buglovianului. În această situație, absența Buglovianului poate fi explicată prin nesedimentarea acestuia, sau sedimentarea pe grosimi foarte reduse. Întreruperea de sedimentare dintre Tortonian și Sarmatian este dovedită și de asociațiile paleontologice care nu indică o evoluție normală a salinității apelor din bazin. Astfel salinitatea apei nu scade treptat de la Tortonian la Sarmatian prin intermediul depozitelor bugloviene; partea inferioară a Volhinianului din regiune este sedimentată în ape cu o salinitate foarte scăzută (dezvoltarea diatomeelor penate a ostracodelor și hydrobiilor), care printr-o concentrare gradată trec la apele salmastre ale Sarmatianului mediu, cu o concentrație de săruri mai mare (dezvoltarea foraminiferelor și a genurilor *Buccinum* și *Bulla*).

La începutul Volhinianului, ca urmare a unei mișcări generale de afundare, regiunea este invadată de ape. În Volhinianul mediu, mișcarea generală de ridicare, care în platforma moldovenească a avut ca efect formarea unor turbării, în această regiune a dus la formarea unor depozite continentál-lacustre.

Paralel cu această mișcare de ridicare, activitatea vulcanică marchează un nou moment de paroxism. La sfîrșitul Volhinianului, ca efect



al unei mișcări generale de coborîre, apele mării invadă regiunea sedimentind complexul superior detritic-organogen (fig. 36).

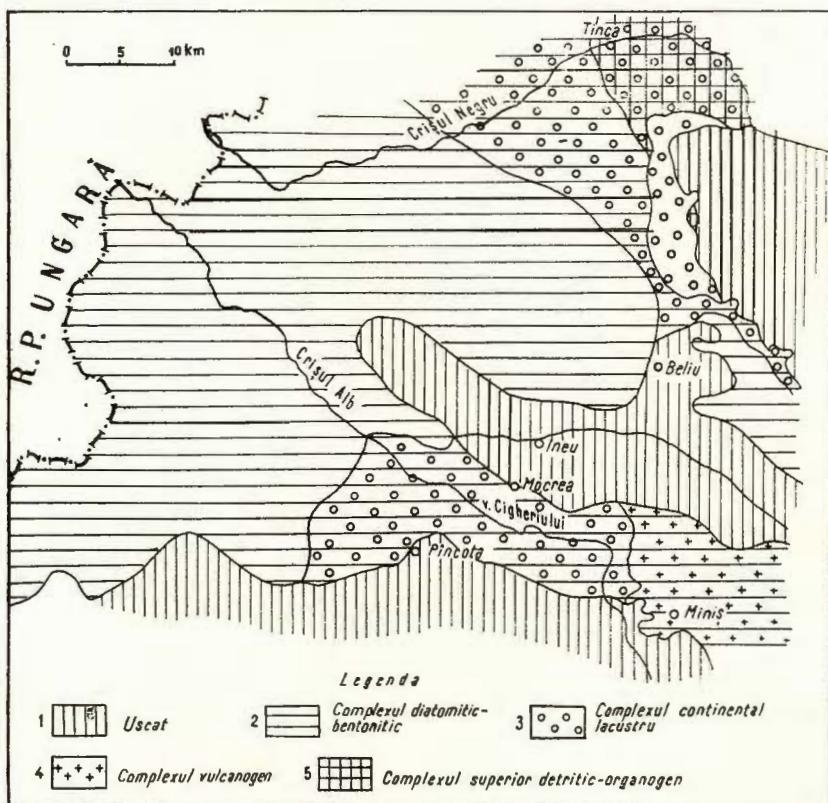


Fig. 36. — Harta litofacială a Sarmățianului.

1, uscat; 2, complex diatomitic-bentonitic; 3, complexul continental-lacustru; 4, complexul vulcanogen; 5, complexul superior detritic-organogen.

Lithofazielle Karte des Sarmats.

1, Festland; 2, bentonitischer Diatomeen-Komplex; 3, festländischer Komplex; 4, vulkanogener Komplex; 5, organogen-detritischer oberer Komplex.

La sfîrșitul Bessarabianului sau în timpul Kersonianului, ca efect al mișcărilor din faza attică, regiunea se exondează fiind supusă unei intense eroziuni.

Mișcările pe verticală și activitatea vulcanică desfășurate în timpul Sarmățianului sunt reflectate direct în procesele litogenetice (fig. 36).

Limite și subdiviziuni. Sarmațianul se dispune peste Tortonian sau peste diferiți termeni ai fundamentului și suportă discordant depozitele pliocene. Constituția litologică și conținutul fosil al formațiunilor au condus la separarea în cadrul Sarmațianului a trei complexe litologice: un complex inferior tufaceu diatomitic (Volhinian inferior), un complex mediu continental-lacustru sau vulcanogen (Volhinian superior) și un complex superior detritic-organogen (Bessarabian inferior).

Conținutul fosil și vîrstă. Sarmațianul este caracterizat în general prin abundența resturilor fosile și a rocilor organogene. În Volhinian o dezvoltare importantă o au organismele silicioase, favorizată de bogăția în silice coloidală a apelor, o consecință a activității vulcanice. În Bessarabian se dezvoltă organismele cu schelet calcaros.

Conținutul fosil al depozitelor indică pentru complexul inferior tufaceu-diatomitic, o vîrstă volhiniană. Pe principiul raporturilor geometrice și al conținutului fosil, complexul mediu continental-lacustru sau vulcanogen a fost atribuit Volhinianului superior, iar complexul superior organogen-detritic, Bessarabianului inferior.

Condiții paleogeografice și paleobiologice. Regimul marin instalat în această regiune la sfîrșitul Tortonianului, prin întreruperea legăturilor cu oceanul și printr-o îndulcire treptată a apelor, provocată de aportul rîurilor de pe continent, se transformă într-un regim salmastru cu ape sărace în carbonați și bogate în soluții coloidale de silice, datorită erupțiilor vulcanice. În Volhinianul mediu cînd activitatea vulcanică a manifestat un ultim moment de paroxism, legătura cu marea se întrerupe temporar sau linia de țărm suferă o deplasare spre interiorul bazinului; această întrerupere s-a datorat unei mișcări pozitive pe verticală, ce caracterizează întreaga regiune estică a depresiunii pannonice.

La sfîrșitul Volhinianului, o ușoară mișcare de afundare duce la restabilirea legăturilor cu domeniul marin, care favorizează o largă dezvoltare a organismelor calcaroase. Această dezvoltare a organismelor cu schelet calcaros a fost determinată și de un climat cald, de ape puțin adânci (oolite), bogate în carbonați.

c) PLIOCENUL ÎN FACIES PANNONIC

Stratigrafia depozitelor pliocene în facies pannonic a făcut obiectul multor studii și dispute în literatura de specialitate, însă nici pînă în prezent nu s-a realizat o unitate de vederi în privința subdiviziunilor și a paralelizării termenilor din bazinul pannonic cu bazinul euxinic.



Bazinul dacic, situat între bazinul euxinic și cel pannonic, având o succesiune neîntreruptă a depozitelor de la Sarmațian la Pleistocen, asemănări mari cu bazinul euxinic și prezintă în succesiunea sa la unele nivale, o faună de tip pannonic, reprezentă cheia rezolvării unitare a stratigrafiei Pliocenului, pentru întreg teritoriul țării noastre (M a c a r o v i c i, M a r i n e s c u, M o t a ș, 1966).

Pentru realizarea paralelizării termenilor din bazinul dacic, cu cei din bazinul pannonic, în afara asociațiilor de faune comune, trebuie luate în considerație și principalele momente de mișcare, care au avut caracter regionale, determinând formarea unor complexe litologice asemănătoare, spre deosebire de dezvoltarea faunelor, care au avut caracter endemice, determinate de condițiile locale ale fiecărui bazin.

Pannonianul a fost definit în 1879 de către R o t h v o n T e l e g d, cuprindând complexul de strate în coperișul Sarmațianului și culcușul Diluviului. Acest termen a fost acceptat de L ö r e n t h e y (1902) în sensul lui T e l e g d, deși în 1875 N e u m a y r și P a u l atribuie Ponțianului, stratele cu *Congeria rhomboidea*. T e i s s e y r e (1909) propune limitarea denumirii de Pannonian numai pentru stratele inferioare cu congerii din bazinul Dunării mijlocii, deoarece stratele cu *Congeria rhomboidea*, fuseseră acceptate ca echivalente cu Ponțianul din bazinul euxinic.

Ulterior, denumirea de Pannonian a fost fie respinsă (J e k e l i u s, 1935, 1943; P a u c ă, 1945, 1954, 1965) fie folosită numai pentru stratele inferioare cu congerii (S z á d e c z k y, 1938) sau pentru întreaga stivă de depozite ce se dispune peste Sarmațian (F r i e d l, 1931, 1934; J a n o s c h e k, 1943, S t r a u s z, 1942, etc.).

P a p p (1953) folosește denumirea de Pannonian atât pentru stratele inferioare cu congerii, cât și pentru stratele superioare cu congerii, împărțind Pannonianul inferior în 5 zone care ar cuprinde Bessarabianul, Kersonianul și Meotianul, iar Pannonianul superior, echivalent al straturilor superioare cu congerii, în două zone ce cuprind Ponțianul *s. str.* În concepția aceluiași autor, Meotianul din bazinul euxinic și dacic este echivalent cu stratele inferioare și mijlocii cu congerii ale Pannonianului inferior din bazinul Dunării mijlocii.

S t e v a n o v i ć (1951, 1959) separă Pannonianul *s. str.*, echivalent cu Pannonianul inferior din Austria și Ungaria și Ponțianul *s. str.*, echivalent cu Pannonianul superior din Austria și Ungaria.

Studiile detaliate întreprinse pe teritoriul românesc al depresiunii pannonice după 1954, s-au bazat în general pe lucrările lui P a p p din



bazinul Vienei și ale lui Stevanović din Iugoslavia, axindu-se pe identificarea orizonturilor și zonelor biostratigrafice din bazinul Vienei.

Acestor lucrări de detaliu, le-au urmat studii de sinteză (Măcarovici, Marinescu, Motas, 1966; Bomiță, Ghenea, Marinescu, 1968), în care depozitele pliocene din bazinul dacic sunt paralelizate cu cele din bazinul pannonic. Astfel, stratele inferioare cu congerii (Pannonian s. str.) sunt echivalente cu Bessarabianul, Kersonianul și Meotianul din bazinul dacic, iar stratele superioare cu congerii (Pontian s. str.) sunt echivalente cu Pontianul.

Întrucât în cadrul regiunii cercetate, stratele inferioare cu congerii se dispun discordant peste Bessarabian sau Volhinian și conțin o asociație fosilă ce cuprinde și specii comune cu Meotianul din bazinul dacic, am paralelizat stratele inferioare cu congerii, cu Meotianul, ca și Tisseyre (1909). Această paralelizare s-a făcut și pe seama asemănărilor litologice dintre cele două regiuni. Astfel, faza de mișcare ce s-a manifestat la începutul Meotianului printr-o afundare generală, a sedimentat atât în bazinul dacic, cât și în cel pannonic, aceleași tipuri de roci — conglomerate și gresii, iar activitatea vulcanică a determinat prezența tufurilor la același nivel stratigrafic în ambele bazine.

Asociația paleontologică predominantă a depozitelor pliocene de pe marginea estică a depresiunii pannonice (depozitele pliocene din această regiune le considerăm ca și Pauca în 1954, dezvoltate într-un facies particular — cel pannonic), cuprinde numeroase fosile caracteristice acestui facies (*Melanopsis*, *Congeria*, *Limnocardium*), însă la aproape toate nivelele se întâlnesc și fosile comune cu bazinul dacic, astfel încât considerăm că este posibilă paralelizarea depozitelor din cele două bazine, cu atât mai mult, cu cât în prezent ele sunt despărțite doar de cîțiva zeci de kilometri.

Deosebirile litologice dintre cele două bazine (bazinul dacic și pannonic) nu sunt prea mari, putindu-se admite că la formarea depozitelor au condus aceleași procese litogenetice, determinate de acțiunea acelorași mișcări pe verticală.

Deosebirile faunistice, în special la nivelul stratelor inferioare cu congerii, sunt mari și considerăm că acest fapt este normal, având în vedere următoarele :

Fauna meotiană a bazinului dacic și euxinic este descendenta directă a faunei sarmatiene, care s-a adaptat treptat în timpul Kersonianului, la condițiile de viață într-un mediu cu o salinitate din ce în ce mai scăzută; această faună a format în timpul Meotianului o provincie zoogeografică bine definită;



Fauna stratelor inferioare cu congerii nu este descendenta faunei sarmatiene din bazinul pannonic, care a dispărut brusc fără urmași, datorită exondării și schimbărilor bruste de salinitate, la sfîrșitul Bessarabianului și în Kersonian, ci este descendenta faunei de moluște a faciesului limnic-fluviatil care trăia pe marginile bazinului pannonic, încă din Miocenul inferior (Jekelius, 1935). O dată cu transgresiunea pliocenă, această faună capătă o dezvoltare extraordinară, instalându-se în toate zonele de facies și formind o a doua provincie zoogeografică cu caracterele ei particulare ;

Existența la nivelul stratelor inferioare cu congerii a unor fosile comune indică legătura care s-a stabilit între cele două bazine ; numărul redus al formelor comune se datorește nu lipsei legăturilor dintre cele două bazine, ci procesului de adaptare biologică a speciilor din cele două provincii. Pe măsură ce ne ridicăm în scara stratigrafică, se observă tot mai multe fosile comune, care demonstrează o adaptare treptată a organismelor dintr-o provincie, la condițiile celeilalte provincii.



Depozitele pliocene din extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb sunt puțin cunoscute din lucrările anterioare.

Studiile întreprinse de Pethö (1890) în partea de S a bazinului, pun în evidență o asociație fosilă ce caracterizează Ponțianul dintre Șiliindia și Luguzău. Același autor, studiind împrejurimile localității Beliu, arată că Ponțianul este reprezentat prin marne și nisipuri cu *Limnaeus*, *Planorbis* și ostracode.

Paucă (1941, 1954) separă în această regiune depozite ponțiene marnoase și formațiuni pliocen-superioare, nisipoase.

Colectivul condus de Bleahu (1960)⁷ separă pe marginea sudică a munților Codru, depozite ponțiene, în cadrul căror este descris un orizont inferior marnos și un orizont superior nisipos.

Studiile întreprinse de Dennis Lupp (1963) în partea de E a bazinului, la Hălmagiu și Mermești pun în evidență o bogată asociație de faună care este atribuită Pannonianului s. str.

În 1965, Csák⁸ prezintă un inventar al faunei pliocene de la Beliu, constituit dintr-un număr de 32 specii, care sunt atribuite Ponțianului.

⁷ M. Bleahu, Ștefana Balș, Iosefina Bordea, Camelia Dia, S. Bordea. Raport geologic privind cartările din munții Codru-Moma. 1960. Arh. M.M.P.G. București.

⁸ C. Csák. Contribuții la cunoașterea depozitelor pliocene fosilifere din valea Beliu (manuscris). 1965. A doua sesiune științifică a muzeelor. București.



În afara acestor studii, depozitele pliocene din extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb, nu au mai făcut obiectul vreunei cercetări stratigrafice.

În cadrul Pliocenului acestei regiuni, cercetările pe care le-am întreprins, au dus la separarea mai multor orizonturi litologice, care corespund unor zone biostratigrafice distincte (tabelul 3) :

Orizontul inferior nisipos cu *Orygoceras*, *Melanopsis impressa* și *Congeria ornithopsis* ;

Orizontul marnelor albe cu *Orygoceras* și *Congeria croatica* ;

Orizontul marnelor nisipoase cu *Valenciennesia* și *Congeria rhomboidea* ;

Orizontul superior nisipos cu *Phyllocardium complanatum*.

Orizontul inferior nisipos cu *Orygoceras*, *Melanopsis impressa* și *Congeria ornithopsis*

Acest orizont are o răspindire redusă în cadrul regiunii cercetate, întâlnindu-se numai în două puncte, situate pe valea Beliului, anume în dreptul localității Beliu și la Comănești.

În talvegul văii Beliului, lîngă fosta fabrică de sticlă din Beliu, la punctul numit „izvorul Prica” apar pe o distanță de 50 m și o grosime de cca 5 m, pietrișuri și nisipuri.

În baza acestui orizont, situat discordant peste complexul tufaceu diatomitic de vîrstă volhiniană, se întâlnește pe o grosime de 0,50 m un nivel de pietrișuri poligene, constituite predominant din elemente de roci eruptive (andezite), rulate, bine sortate, cu un diametru ce nu depășește 5 cm, prinse într-o matrice nisipoasă friabilă, uneori slab argiloasă, de culoare verzuie sau ruginie. În matrice apar de asemenea numeroase granule milimetrice de quart, avînd cel mai adesea conture xenomorfe, uneori întâlnindu-se și quart cu conture idiomorfe, fragmente prizmatice de hornblendă, fragmente de sticlă vulcanică și de cochilii.

Urmează pe o grosime de 4,5 m, nisipuri grosiere gălbui sau verzui cu rare elemente rulate de andezite, avînd un diametru mai mic de 0,5 cm, conținînd o bogată asociatie de faună fosilă⁹ :

Theodoxus (Theodoxus) brennerii

(H a n d.) (frecvent)

Theodoxus (Theodoxus) eugenii longa-

tolineatus P a p p (frecvent)

⁹ Speciile însemnate cu asterisc sunt cuprinse și în lista de faună pe care o dă C. Csák (op. cit. pct. 8).



- Theodoxus (Theodoxus) leobersdorfensis*
leobersdorfensis (H a n d.) (frecvent)
 **Theodoxus (Theodoxus) mariae* H a n d. (frecvent)
Theodoxus (Theodoxus) intracarpa-
ticus J e k. (rar)
 **Theodoxus (Theodoxus) zografi*
petralbensis J e k. (rar)
Valvata (Cincinnna) obtusaeformis L ö-
r e n t h. (frecvent)
Valvata carasiensis J e k. (frecvent)
Caspia sp. (moderat)
Prososthenia zitteli L ö r e n t h. . . . (rar)
Orygoceras sp. (moderat)
 **Melanopsis pygmaea* H ö r n. (f. frecvent)
 **Melanopsis bouei bouei* F e r u s s. . . (f. frecvent)
 **Melanopsis bouei sturi* F u c h s . . . (f. frecvent)
 **Melanopsis stricturata* B r u s (frecvent)
 **Melanopsis fossilis* (M a r t.-G m e -
lin) (f. frecvent)
Melanopsis impressa K r a u s (moderat)
 **Melanopsis vindobonensis* F u c h s . . (f. frecvent)
Melanopsis inermis H a n d. (f. frecvent)
Melanoptychia brusinai J e k. (rar)
Gyraulus sabljari B r u s (frecvent)
 **Congeria partschi globosatesta* P a p p . (moderat)
Congeria rampophora B r u s. (moderat)
 **Congeria doderleini* B r u s (rar)
 **Congeria ornithopsis* B r u s. (rar)
Limnocardium promultistriatum J e k. (f. frecvent)
 **Limnocardium conjungens* P a r t s c h (rar)
 **Psilunio (Psilunio) atavus* (P a r-
t s c h) (moderat)

Majoritatea cochiliilor de talie mare se prezintă rulate; împreună cu acestea se întâlnesc și rare cochilii rulate de *Mactra*, *Ervilia*, *Cardium*, *Cerithium* și concrețiuni de *Lithothamnium*. Peste nisipurile fosilifere din această regiune se dispun depozitele aluviale ale văii Beliului.

La Comănești, în versantul drept al văii Beliului, la cca 300 m amonte de confluența cu valea Hășmașului, peste depozitele sarmatiene se dispune orizontul inferior nisipos.



În baza acestui orizont, pe o grosime de 10 m se întâlnesc gresii tufacee, microconglomeratice, cu ciment calcaros, de culoare gălbui sau albicioasă, prezintând rare elemente rulate de dimensiuni centimetrice, constituite din calcare sarmațiene, gresii albe cuarțitice, porfire cuarțifere, andezite, sticlă vulcanică și cuarț alb.

Gresile se prezintă stratificate în lespezi cu grosimi de 5—30 cm, stratificația fiind evidențiată de alternanța dintre bancurile mai cimentate, cu cele friabile. Uneori gresiile sunt bioclastice, alcătuite din numeroase fragmente de cochilii și cochilii rulate de *Melanopsis bouéi* F e r u s s., *Melanopsis fossilis* (M a r t . - G m e l i n), *Melanopsis inermis* H a n d., *Theodoxus* sp., *Congeria rhaphophora* B r u s . , *Cerithium* sp.

Studiul microscopic al gresiilor evidențiază o masă carbonatică, parțial recristalizată, în care se întâlnesc cristale xenomorfe de feldspati plagioclazi acizi, maclați polisintetic, ușor tulburi, cuarț cu conture rotunjite sau xenomorfe, provenind din roci cristaline (extincție ondulatorie) sau roci eruptive noi (conture idiomorfe cu extincție normală), hornblendă opacitizată cu conture xenomorfe, calcare oolitice lumașelice cu miliolide și cochilii de moluște.

Peste pachetul de gresii descris, pe o grosime de cca 50 m se dispun nisipuri grosiere albicioase sau gălbui, uneori slab cimentate, ce alternează cu nisipuri fine, slab argiloase de culoare gălbui. Aceste nisipuri sunt constituite din cuarț, fragmente de feldspat, hornblendă, minerale opace și argile prăfoase cu o granulație uniformă, medie și un grad de cimentare redus. În alcătuirea petrografică a orizontului inferior se remarcă abundența la unele intervale, a elementelor care provin din rocile eruptive neogene : elemente rulate de andezite (diametrul = 1—5 cm), sticlă vulcanică, cuarț cu conture idiomorfe, feldspat și hornblendă.

În cadrul acestui orizont se întâlnesc numeroase resturi fosile reprezentate atât prin fragmente de cochilii, cât și prin cochilii întregi de moluște. Acestea formează la unele nivele, roci lumașelice, distribuția pe verticală a speciilor fiind uniformă și nefăcînd posibilă separarea unor zone biostratigrafice.

Asociația faunistică a orizontului inferior nisipos ce aflorează la Comănești cuprinde speciile :

- Theodoxus (Th.) brennerii* (H a n d.) (frecvent)
- Theodoxus (Th.) eugenii longatolineatus*
- P a p p (f. frecvent)
- Theodoxus (Th.) leobersdorfensis leobers-*
- dorfensis* (H a n d.) (f. frecvent)
- Theodoxus (Th.) mariae* (H a n d.) . . (f. frecvent)
- Theodoxus (Th.) soceni J e k* (frecvent)

- Theodoxus (Th.) turislavicus* J e k. . . (frecvent)
Theodoxus (Th.) zografi petralbensis
 J e k. (moderat)
Theodoxus (Calvertia) ștefănescui F o n-
 t a n n e s (rar)
Bulimus (Bulimus) jurinaci Br u s. . (frecvent)
Valvata carasiensis J e k. (freevent)
Valvata (Cincinnna) obtusaeformis L ö-
 r e n t h. (frecvent)
Valvata (Cincinnna?) gradata gradata
 F u c h s. (rar)
Valvata (Valvata) simplex F u c h s . . (rar)
Orygoceras scolecostomum Br u s. . . (frecvent)
Orygoceras fuchsii filocinctum Br u s. . (frecvent)
Orygoceras fuchsii (K i t t l). . (frecvent)
Orygoceras cnemopsis Br u s . . . (rar)
Orygoceras fistula Br u s (rar)
Prososthenia zitteli L ö r e n t h. . . (frecvent)
Prososthenia serbica Br u s. . . . (frecvent)
Caspia (Socenia) politioanei J e k . . . (frecvent)
Brotia varsarhelyi H a n t k e n . . . (f. rar)
Melanopsis bouéi multicostata H a n d. (f. frecv.)
Melanopsis bouéi affinis H a n d. . . (f. frecv.)
Melanopsis bouéi sturi F u c h s. . . (f. frecv.)
Melanopsis bouéi bouéi F é r u s s. . (f. frecv.)
Melanopsis bouéi rarispina L ö r e n t h. (f. frecv.)
Melanopsis fossilis constricta H a n d. . (frecv.)
Melanopsis fossilis fossilis (M a r t.-
 G m e l i n) (f. frecv.)
Melanopsis fossilis pseudoimpressa
 P a p p. (moderat)
Melanopsis fossilis (M a r t.-G m e l i n) (f. frecv.)
Melanopsis rugosa H a n d. (moderat)
Melanopsis pumila Br u s. (f. frecv.)
Melanopsis inermis H a n d. (f. frecv.)
Melanopsis impressa posterior P a p p. (frecv.)
Melanopsis austriaca austriaca H a n d. (frecv.)
Melanopsis vindobonensis vindobonensis
 F u c h s. (f. frecv.)
Melanopsis handmanni Br u s (moderat)



- Melanopsis zujovici* Brus. (rar)
Melanopsis sturii Fuchs. (rar)
Melanopsis pygmaea Höernes. . . (frecv.)
Melanopsis pseudopygmaea Jeck. . . (rar)
Melanopsis varicosa varicosa Hand. (frecv.)
Melanopsis varicosa nodifera Hand. (frecv.)
Melanopsis carasiensis Jeck. (rar)
Melanopsis scalariformis Papp . . . (f. rar)
Melanopsis stricturata Brus (rar)
Melanoptychia brusinai Jeck. (moderat)
Gyraulus sabljadi Brus. (frecv.)
Gyraulus turislavicus Jeck. (moderat)
Congeria zujovici Brus. (rar)
Congeria partschi partschi Czjzek . . (rar)
Congeria partschi carinacurvata Papp. (frecv.)
Congeria subglobosa longitesta Papp . (moderat)
Congeria politioanei Jeck. (moderat)
Congeria plana Lörenth. (frecv.)
Congeria ornithopsis Brus. (moderat)
Congeria neumayri Andrušsov. . (rar)
Congeria pancici pancici Pavlovič. (moderat)
Congeria drzici Brus. (moderat)
Congeria scrobiculata carinifera Lö-
 renth. (frecv.)
Congeria ramphophora vösendorfensis
 Papp. (frecv.)
Congeria gitneri Brus. (frecv.)
Congeria budmani Brus. (rar)
Congeric hoernesi Brus. (f. rar)
Congeria czjzeki Höernes (f. rar)
Limnocardium preinflatum Papp. . (rar)
Limnocardium stoosi Brus. . . . (rar)
Limnocardium aff. conjungens Par-
 tsch. (moderat)
Limnocardium promultistriatum Jeck. (f. frecv.)
Limnocardium humilicosiatum Jeck. (rar)
Limnocardium aff. spinosum Lö-
 renth. (rar)
Limnocardium timisense Jeck. . . . (frecv.)
Limnocardium carpatinum (Jeck.) . . (frecv.)



- Parvidacna laevicostata* (Wenz.) . . . (f. rar)
Didacna (*Pontalmyra*) *tinnyeana* (Lörentz.) (rar)
Psilunio (*Psilunio*) *atavus* (Partsch) (moderat)
Psilunio (*Psilunio*) *vasarhelyii* (Lörentz.) (rar)

În cadrul orizontului inferior nisipos, alături de asociația fosilă citată, apar și rare cochilii remaniate, mai frecvente în baza orizontului, aparținând speciilor :

- Cerithium rubiginosum* Eichw.
Pirenella picta Defr.
Terebralia lignitarum (Eichw.)
Murex sp.
Ervilia sp.
Tapes sp.
Cardium vindobonense *vindobonense* (Partsch) Lask.

Asociația fosilă a orizontului inferior nisipos, cuprinde numeroase exemplare ale unor specii, într-o stare de conservare excepțională, întîlnindu-se la multe specii aproape toate stadiile de dezvoltare. Uneori, cochiliile mari de *Melanopsis*, se prezintă rulate, însă această rulare s-a produs la unele forme, chiar în timpul vieții organismului respectiv, deoarece cochilia păstrează urmele unor traumatisme vindecate.

Analizând această asociație în comparație cu alte regiuni (tabelul 4), se constată că un număr de 50 specii sunt întâlnite la Soceni (Jekeliuș, 1944), iar 60 specii sunt cotate de Papp (1953) în Pannonianul din bazinul Vienei (zonele B-H), neputindu-se diferenția asociații caracteristice pentru anumite nivele din cadrul orizontului inferior nisipos ; majoritatea speciilor se întâlnesc pe toată grosimea acestuia. Proporția speciilor caracteristice faciesului pannonic din cadrul acestei asociații este de cca 90%.

Din cadrul asociației fosile prezentate, ce caracterizează orizontul inferior nisipos, unele specii sunt cotate și la exteriorul Carpaților, în Meotianul zonei subcarpatice (Hanganu, 1966 ; Pănă, 1966) : *Congeria ornithopsis* Brus., *Congeria gitneri* Brus., *Congeria neumayri* Andrus., *Theodoxus zografi petralensis* Jek., *Theodoxus* (*Calvertia*) *ștefănescui* Font., *Valvata obtusaformis* Lörentz., *Valvata simplex* Fuchs, *Caspia politioanei* Jek. Proporția de participare a speciilor întâlnite și în bazinul dacic este de numai cca 10 %, față de speciile pannonice.

Asociația micropaleontologică a acestui orizont cuprinde următoarele specii (tabelul 5): *Ammonia beccarii* Linné, *Eucypris sie-*



beri Mehes, *Iliocypris gibba* (R a m d.), *Prionocypris aff. marginata* Schneid., *Cyprideis cf. punctilata* Brad y, *Cyprideis pannonica* Mehes., *Cyprideis pannonica tuberculata* Mehes., *Xestoleberis mari-pora* Stan c., *Leptocythere* sp.

Din cadrul acestei asociații, aproape jumătate din speciile citate (44%) se întlnesc și în Meotianul de la exteriorul Carpaților. Dintre acestea, *Cyprideis pannonica* Mehes., cu o frecvență mare în orizontul inferior nisipos, este ciată numai în Meotianul inferior al zonei subcarpatice și în Pannonianul inferior din Ungaria.

Pe baza asociației paleontologice a orizontului inferior nisipos și a asemănărilor litologice, acesta ar putea fi paralelizat cu partea inferioară a Pannonianului inferior în accepțiunea lui Papp (1953) — zonele B,C,D, cu Pannonianul s. str. în accepțiunea lui Stevanović (1959) — Slavonianul și partea inferioară a Serbianului din domeniul pannonic. Orizontul inferior nisipos, cuprindând unele specii întlnite și în Meotianul inferior al bazinului dacic, ar putea fi paralelizat și cu Meotianul bazinului dacic — nivelul cu congerii carenate de tip pannonic (Măcărovici, Marinescu, Motas, 1966). Acest orizont se dispune discordant și transgresiv peste depozitele sarmațiene și suportă în continuitate de sedimentare, orizontul marnelor albe (fig. 37).

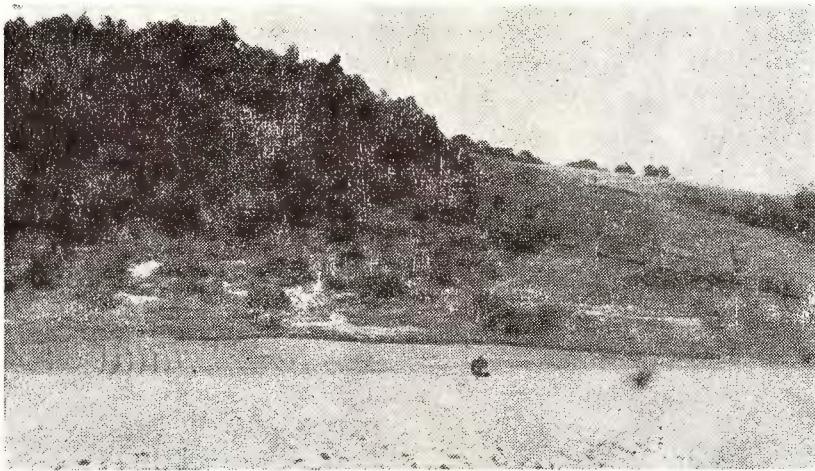


Fig. 37. — Limita dintre orizontul inferior nisipos și orizontul marnelor albe, la Comănești.

a, orizontul inferior nisipos; b, crizontul marnelor albe; c, depozite aluviale.

Grenze zwischen dem unteren sandigen Horizont und dem Horizont der weissen Mergel, bei Comănești.

a, unterer sandiger Horizont; b) weißer Mergel-Horizont; c, alluviale Ablagerungen.

Orizontul inferior nisipos se dezvoltă regional, fiind cunoscut atât în bazinul Beiușului (P a u c ă, 1935 ; I s t o c e s c u, 1968 ; P a n ă, 1969), cât și în partea estică a bazinului Crișului Alb (D e n i s a L u p u, 1963), unde are aceleași particularități litologice și faunistice.

Orizontul marnelor albe cu *Orygoceras* și *Congeria croatica*

Rocile acestui orizont aflorează în regiunea cercetată pe suprafețe mai mari decât rocile orizontului inferior nisipos, întlnindu-se în cadrul cuvetei Hășmaș, pe valea Hășmașului, valea Groșilor, valea Bluhoiaia, pîrul Birzeștilor și valea Iagărului.

Orizontul marnelor albe se dispune la Comănești, concordant și în continuitate de sedimentare peste orizontul inferior nisipos (fig. 37) ; în celelalte puncte, acest orizont se dispune transgresiv peste formațiunile mai vechi.

Din punct de vedere litologic, acest orizont este în general uniform, fiind constituit pe o grosime de cca 200 m, din marne albicioase sau cenușii cu spărtură solzoasă, marne slab nisipoase sau tufacee albicioase, marne albăstrui și marne maronii-roșcate, fără o stratificație evidentă. În spărtură proaspătă culoarea marnelor este adesea cenușie sau cenușiu-albăstruie, prin alterare devenind gălbuiu sau albicioasă.

Asociația fosilă a acestui orizont este săracă, numărul speciilor și al indivizilor fiind relativ mic și întlnindu-se mai ales în cuiburi izolate ; rareori apar nivele fosilifere de 2—3 cm grosime. Cele mai răspîndite resturi fosile în cadrul acestui orizont sunt cochiliile de *Orygoceras*, *Gyralulus*, mai rar *Limnocardium*, de cele mai multe ori substituite prin marcașită ; apar de asemenea destul de frecvent, resturi incarbonizate de plante și solzi de pești.

Orizontul marnelor albe care aflorează pe valea Hășmașului cuprinde următoarele specii :

<i>Valvata (Turrivalvata) turislavica</i> J e k.	(frecv.)
<i>Valvata (Cincinnna) socenii</i> J e k.	(frecv.)
<i>Valvata ranjinai</i> B r u s.	(frecv.)
<i>Caspia acicula</i> B r u s.	(frecv.)
<i>Orygoceras corniculum</i> B r u s.	(f. frecv.)
<i>Caspia dybowskii</i> B r u s.	(f. frecv.)
<i>Caspia (Caspia) latior</i> (S a n d b.) . .	(frecv.)
<i>Caspia (Caspia) vujici</i> B r u s.	(moderat)
<i>Hydrobia (Baglivia) rugosula</i> (B r u s.)	(moderat)



<i>Hydrobia (Hydrobia) frauenfeldi</i>	H ö r-
n e s. (moderat)
<i>Micromelania (Goniochilus) glandulina</i>	
<i>heidingeri</i> (S t o l i c z.) (rar)
<i>Melanopsis fossilis constricta</i>	H a n d. . (frecv.)
<i>Melanopsis fossilis coaequata</i>	H a n d. (rar)
<i>Melanopsis vindobonensis vindobonensis</i>	
<i>F u c h s.</i> (frecv.)
<i>Melanopsis senatoria</i>	H a n d. . . . (rar)
<i>Undulotheca</i> sp. (rar)
<i>Gyraulus sabljadi</i>	B r u s. (f. frecv.)
<i>Congeria partschi</i>	<i>partschi</i> C z j z e k . (f. frecv.)
<i>Congeria ramphophora</i>	<i>ramphophora</i>
B r u s. (f. rar)
<i>Congeria croatica</i>	B r u s. (rar)
<i>Limnocardium</i> sp. (frecv.)

Pe valea Iagărului, la Cărand, marnele albe cuprind speciile :

<i>Orygoceras corniculum</i>	B r u s. (f. frecv.)
<i>Hydrobia</i> sp. (frecv.)
<i>Gyraulus fuchsi</i>	L ö r e n t h. (frecv.)
<i>Radix korlevici</i>	B r u s. (frecv.)
<i>Ancylus</i> sp. (rar)
<i>Limnocardium</i> sp. (rar)

Asociația micropaleontologică a orizontului marnelor albe cuprinde următoarele specii de ostracode : *Eucypris sieberi* (M é h e s.), *Erpetocypris abissa* (R e u s s.), *Erpetocypris recta* (R e u s s.), *Bakunella centro-punctata* (S u z i n), *Amplocypris* aff. *reticulata* (Z a l a n y), *Amplocypris marginata* Z a l a n y, *Hungarocypris hieroglyphica* (M e h e s.), *Candona* (*Camptocypria*) *prochaszkai* P o k., *Candona* (*Camptocypria*) *lobata* (Z a l a n y), *Candona* (*Camptocypria*) *lóczyi* (Z a l a n y), *Candona* (*Caspiocypris*) *alta* (Z a l a n y), *Candona* (*Caspiocypris*) *danuviensis* S t a n c., *Candona* (*Lineocypris*) *lunata* (M e h e s.), *Candona ungVICULUM* P o k., *Iliocypris gibba* (R a m d.), *Cyprideis* aff. *aculeata* (L i l l e), *Cyprinotus* aff. *salinus* (B r a d y), *Cyprideis heterostigma obessa* (R e u s s.), *Hemicytheria pokornyi* S o k., *Loxoconcha granifera* R e u s s., *Loxoconcha sub-*



rugosa Z a l a n y, *Zenocypris membranae* (L i v.), *Leptocythere* sp., *Xestoleberis maripora* S t a n c., *Xestoleberis* sp.

În comparație cu alte regiuni, asociația paleontologică a orizontului marnelor albe cuprinde în proporție de 76 % forme caracteristice faciesului pannonic (10 specii în bazinul Vienei, 15 specii la Soceni) și într-o proporție de 24 %, specii care sunt cotate în Meotianul bazinului dacic, dintre care menționăm: *Radix korlevici* Br u s., *Valvata socenii* J e k., *Valvata turislavica* J e k., *Caspia dybowskii* Br u s. și *Caspia latior* (S a n d b.). Asociația de ostracode conține 80 % forme pannonice și 20 % specii dacice, dintre care *Cyprideis heterostigma obessa* (R e u s s) apare în explozie de indivizi. Această specie caracterizează Meotianul de la exteriorul Carpaților, fiind cunoscută și la partea superioară a stratelor inferioare cu congerii din Jugoslavia, Ungaria și Cehoslovacia.

Asociația paleontologică a orizontului marnelor albe ar putea situa acest orizont la partea superioară a Pannonianului inferior din bazinul Vienei (P a p p, 1953) — zonele BCDEF și în Meotianul din zona subcarpatică. În ambele zone de sedimentare, reprezentanții genului *Orygoceras*, apar numai pînă la acest nivel stratigrafic, fapt care ar trebui luat în considerație în efectuarea paralelizărilor dintre cele două bazine.

Pe baza conținutului paleontologic și a asemănărilor litologice, orizontul marnelor albe s-ar putea paraleliza cu „marnele albe calcaroase cu *Limnaeus*, *Planorbis*, *Valvata* și *Congeria*” din Croația (după M o o s fide P a p p, 1960 și după G o r j a n o v i c i — K r a m b e r g e r — fide J e k e l i u s, 1943), precum și cu Meotianul mediu și superior din regiunea subcarpatică (orizontul marnos nisipos — după H a n g a n u, 1966 și P a n ă, 1966).

Orizontul marnelor albe reprezintă deci partea terminală a stratelor inferioare cu congerii din această regiune, fiind probabil echivalent cu Meotianul mediu și superior.

Acest orizont are o răspîndire regională, fiind cunoscut atît în bazinul Beiușului, cît și în majoritatea forajelor săpate pe teritoriul românesc al depresiunii pannonicе.

În cadrul regiunii cercetate, între partea superioară a orizontului marnelor albe și depozitele pontiene, o lacună de observație datorită lipsei aflorimentelor, nu ne-a permis urmărirea unei succesiuni continue a Pliocenului.



Orizontul marnelor nisipoase cu *Valenciennesia* și *Congeria rhomboidea*

Rocile acestui orizont au o largă răspândire în cadrul extremității vestice a bazinului Crișului Alb; acestea aflorează atât pe rama nordică a bazinului, unde îmbracă un facies marnos-nisipos (valea Fântânelelor, valea Rogozului, valea Ciuntăhazului, valea Mărăușului, valea Secaciului, valea Fundătura, pîrîul lui Gligor), cât și în zona centrală a acestuia, unde îmbracă un facies predominant nisipos (afluenții văii Cigherului și cursul mediu al Crișului Alb).

Acest orizont oferă în general puține aflorimente, încît stabilirea unei succesiuni continue este dificilă, iar variațiile laterale de facies sunt greu de urmărit.

În linii cu totul generale, în cadrul regiunii cercetate orizontul marnelor nisipoase cu *Valenciennesia* și *Congeria rhomboidea* cuprinde termenii: în bază — marnele care aflorează în dealul Corna (Rîpa), la partea mediană, marnele nisipoase din regiunea Mărăuș-Rogoz-Ucuriș, care corespund în partea centrală a bazinului, cu nisipurile de la Luguzău-Șilindia, iar la partea superioară — nisipurile cu *Phyllocardium complanatum* de la Belfir.

În versantul drept al Crișului Negru, la baza dealului Corna, situat la S de Rîpa, apare un afloriment cu o înălțime de 19 m și o lungime de 100 m, în care se poate urmări succesiunea:

(1) În bază pe o grosime de 6,5 m — marne cenușiu-albăstrui, slab-nisipoase, cu o spărtură solzoasă neregulată, lipsite de stratificație, ce conțin numeroase fragmente de cochilii și rare cochilii întregi aparținând speciilor:

- Melanopsis cf. handmanni* Brus. . . . (f. rar)
- Zagrabica naticina* Brus. (frecv.)
- Valenciennesia reussi* Neum. (frecv.)
- Congeria zahalkai* Spalek (f. frecv.)
- Congeria aff. czjzeki* Höernes (frecv.)
- Limnocardium zagabiense* Brus. . . (moderat)
- Pisidium amnicum* Müll. (frecv.)
- Chrysophrys* (dinti) (rar)

(2) 8 m — marne cenușiu-albăstrui în stare umedă și albicioase în stare uscată, lipsite de stratificație, cu numeroase concrețiuni de marcasită, care uneori substituie cochiliile de moluște. Acest nivel conține rare cochilii aparținând speciilor:



Congeria zahalkai Spalek. (frecv.)

Congeria rhomboidea Hörn es. (f. rar)

Limnocardium (Arpadicardium) mayeri

Hörn es (rar)

(3) 5 m — depozitele aluviale ale terasei Crișului Negru.

În imprejurimile localității Rogoz de Beliu și Mărăuș, orizontul marnelor nisipoase cuprinde următoarea succesiune (fig. 38) :

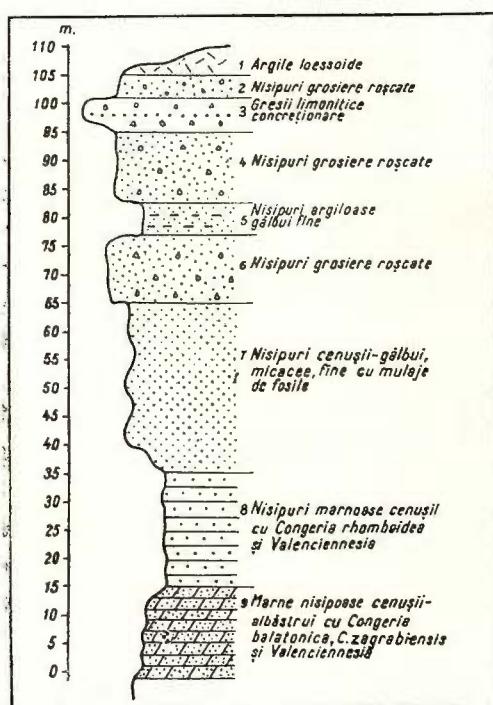


Fig. 38. — Succesiunea stratigrafică a depozitelor pliocene de la Mărăuș-Ucuriș.

1. argile loessoide ; 2, nisipuri grosiere roșcate ; 3, gresii limonitice concretionare ; 4, nisipuri grosiere roșcate ; 5, nisipuri argiloase, gălbui fine ; 6, nisipuri grosiere roșcate ; 7, nisipuri cenușii-gălbui, micacee, fine cu mulaje de fosile ; 8, nisipuri marnoase cenușii cu *Congeria rhomboidea* și *Valenciennesia* ; 9, marne nisipoase cenușii-albăstrui cu *Congeria balatonica*, *C. zagrebiensis*, *Valenciennesia*.

Stratigraphische Serie der Pliozänablagerungen von Mărăuș-Ucuriș.

1. loessartige Lehme ; 2, rötliche grobe Sande ; 3, limonitische Konkretionäre Sandsteine ; 4, rötliche grobe Sande ; 5, feine gelbliche lehmige Sande ; 6, rötliche grobe Sande ; 7, gelblich-graue feine Glimmer mit Fossilabdrücken ; 8, graue Mergelsande mit *Congeria rhomboidea* und *Valenciennesia* ; 9, graublauliche Sandmergel mit *Congeria balatonica*, *C. zagrebiensis*, *Valenciennesia*.

(1) în bază, pe o grosime de cca 12 m — marnele care aflorează în talvegul văii Mărăușului, în amonte de confluența cu valea Rogozului. Acestea sunt constituite din marne cenușii, uneori cu o nuanță gălbuiie alteori cu o nuanță albăstruie, nisipoase, din care am recoltat următoarele specii fosile :

Caspia (Socenia) soceni turislavica Je k. (f. rar)

Odontohydrobia cryptodonta Je k. . (rar)

Valenciennesia pelta Brus. (frecv.)

Radix kobelti Brus. (rar)

Dreissenomya sp. (f. rar)

- Congeria zagrabiensis* Brus. (rar)
Congeria balatonica Partsch . . . (freccv.)
Limnocardium zagrabiense Brus. . . (freccv.)
Limnocardium prionophorum Brus. (moderat)
Limnocardium (Arpadicardium) mayeri Hörn. (rar)
Cardium (Didaena) otiophorum Brus. (rar)

(2) 12 m — marne nisipoase cenușii și nisipuri fine slab marnoase, care în versantul drept al văii Mărăușului, în dreptul localității Mărăuș,



Fig. 39. — Marnele nisipoase și nisipurile din versantul drept al văii Mărăușului.

Sandmergel und Sande aus dem rechten Ufer des Mărăuș Tales.

formează o deschidere cu o înălțime de cca 12 m (fig. 39). Acestea cuprind următoarea asociatie paleontologică :

<i>Melanopsis handmanni</i>	B r u s	(rar)
<i>Zagrabica naticina</i>	B r u s	(f. frecv.)
<i>Radix kobeltii</i>	B r u s	(moderat)
<i>Valenciennesia pelta</i>	B r u s	(f. rar)
<i>Congeria rhomboidea</i>	H ö r n	(f. frecv.)
<i>Congeria balatonica</i>	P a r t s c h	(rar)
<i>Congeria zahalkai</i>	S p a l e k	(f. frecv.)
<i>Limnocardium apertum</i>	M ü n s t	(rar)
<i>Limnocardium prionophorum</i>	B r u s	(rar)
<i>Limnocardium zagrabiense</i>	B r u s	(frecv.)
<i>Limnocardium secans</i>	F u c h s	(rar)
<i>Limnocardium (Arpadicardium) mayeri</i>		
H ö r n . var. <i>multicostata</i>	G i l l e t	(f. frecv.)
<i>Caladaena steindachneri</i>	B r u s	(rar)
<i>Pisidium amnicum</i>	M ü l l	(moderat)

(3) 38 m — nisipuri fine, argiloase de culoare gălbui sau albicioasă ; aceste nisipuri au intercalătii marnoase și conțin pe valea Fîntînelelor, la Ucuriș, următoarea asociație fosilă ;

<i>Valenciennesia reussi</i>	N e u m	(frecv.)
<i>Congeria rhomboidea</i>	H ö r n	(frecv.)
<i>Limnocardium aff. riegeli</i>	H ö r n	(rar)
<i>Limnocardium (Bosphoricardium) banaticum</i>	F u c h s	(frecv.)
<i>Limnocardium (Arpadicardium) proximum</i>	F u c h s	(rar)
<i>Limnocardium penslpii</i>	F u c h s	(rar)
<i>Plagiodacna</i> sp.	(moderat)
<i>Paradacna ocrugici</i>	(B r u s .)	(rar)
<i>Monodacna simplex</i>	F u c h s	(rar)
<i>Sciaena</i> sp. (otolit)	(f. rar)

(4) 10 m — nisipuri grosiere roșcate alcătuite din elemente angulare de cuarț cu dimensiuni de 2—5 mm, prinse într-o matrice argilo-nisipoasă. Aceste nisipuri aflorează în zona Mărăuș-Hodișel ;

(5) 5 m — nisipuri argiloase gălbui, fine, cu rare mulaje de *Limnocardium* și *Congeria*. Acest nivel aflorează la Mărăuș și Rogoz ;

(6) 10—20 m — nisipuri grosiere roșcate, care spre partea superioară au numeroase concrețiuni limonitice. Acest nivel aflorează în versantul stîng al Văii Mari a Hodișelului, cuprinzînd succesiunea :



(7) 1,25 m — pietrișuri poligene cu elemente de șisturi cristaline, cuarț alb și gresii albe cuarțitice, având un liant nisipos, friabil, de culoare gălbui-roșcată;

(8) 0,20 m — gresie limonitică dură, microconglomeratică, cu cruste de gips;

(9) 6,3 m — nisipuri grozioare gălbui roșcate cu concrețiuni limonitice;

(10) 3 m — pietrișuri poligene mărunte, cu matrice argilo-nisipoasă.

Analizele chimice informative efectuate pe cîteva eșantioane provenind de pe Valea Mare a Hodîșelului, valea Mărăușului și interfluviul dintre valea Ruginoasă (Stoinești) și valea Mărăușului arată importante concentrații de oxizi de fier, după cum se poate constata în tabelul alăturat.

Nr. probei	Loc de recoltare	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	Al ₂ O ₃	S
1000/68	valea Hodîșelului	20,35	58,25	0,35	5,85	0,08
847/68	valea Mărăușului	61,37	27,78	0,15	4,00	—
3505/65	Stoinești	34,32	51,90	1,64	4,00	0,10

SiO₂ provine din granulele de cuarț care constituie roca, iar Fe₂O₃, MnO, S și Al₂O₃ provin din cimentul în care sînt prinse granulele de cuarț. Roca inițială a avut un procent redus de Fe₂O₃, probabil sub 10 %, însă acesta s-a concentrat și a precipitat în golorile din rocă, provenind din antrenarea în soluții a oxizilor de fier din conglomeratele paleozoice, care în această regiune formează rama bazinului și care conțin procente de 5–8 % Fe₂O₃.

Procesul de îmbogățire în Fe al rocii s-a desfășurat într-un climat cald (crustele de gips) probabil în momentul în care regiunea s-a exondat, apele superficiale concentrînd oxizii și precipitîndu-i în aceste roci poroase.

În regiunea sudică și centrală a bazinului Crișului Alb, la intervalul stratigrafic al orizontului marnelor nisipoase cu *Valenciennesia* și *Congeria rhomboidea*, se dezvoltă un facies nisipos, reprezentat prin nisipuri micacee, gălbui-albicioase, fine, uneori argiloase, alteori grozioare, trecînd chiar la pietrișuri.

Nisipurile aflorează în regiunea Camna-Șilindia, alcătuind versantul drept al văii Cigherului, iar pietrișurile apar sporadic în baza nisipurilor,



la W de Șilindia, fiind constituite din blocuri rulate, cu diametrul de 2–15 cm de granite și andezite, prinse într-o matrice nisipoasă, slab tufacee. Din nisipurile care apar între Camna și Luguzău, Pethö (1890) semnalează prezența următoarelor fosile: *Melanopsis martiniana* Fergus., *Melanopsis pygmaea* Hörn., *Congeria balatonica* Partsch, *Congeria cf. triangularis* Partsch, *Congeria simplex* Barbot, *Congeria aff. radmanesti* Fuchs, *Congeria auricularis* Fuchs, *Dreissenomia cf. schröckingeri* Fuchs, *Limnocardium aff. banaticum* Fuchs, *Limnocardium cf. penslii* Fuchs, *Limnocardium aff. rothi* Halav., și *Limnocardium* sp.

Asociația de ostracode a nisipurilor marnoase cenușii din regiunea Mărăuș-Rogoz-Ucuriș, determinată de R. Olteanu și C. Oncescu, cuprinde următoarele specii (tabelul 5): *Erpetocypris recta* (Reuss), *Bakunella centropunctata* (Suzin), *Bakunella* sp., *Amplocypris aff. reticulata* (Zalany), *Hungarocypris pannonica* (Zalany), *Candona (Campiocyparis) prochazkai* Pok., *Candona (Campiocypria) acuminatea* (Zalany), *Candona (Campiocypria) balcanica* (Zalany), *Candona (Campiocypria) lobata* (Zalany), *Candona (Campiocypria) lóczyi* (Zalany), *Candona (Campiocypria) alta* (Zalany), *Candona (Caspio-cypris) danuviensis* Stanč., *Candona (Lineocypris) lunata* (Méhes.), *Candona (Lineocypris) trapesoidea* (Zalany), *Cyprideis macrostigma* Kollmann, *Hemicytheria pokornyi* Sok., *Zenocypris membranae* (Liev.) Leptocytere sp., *Xestoleberis maripora* Stanč.

Această asociație este caracterizată prin apariția în explozie a speciei *Cyprideis macrostigma* Koll. și frecvența mare a speciilor *Candona balcanica* (Zalany), *Candona alta* (Zalany) și *Candona lunata* Méhes.

Conținutul paleontologic al orizontului marnelor nisipoase cu *Congeria rhomboidea* din această regiune cuprinde o proporție de cca 44% specii caracteristice faciesului pannonic și de cca 56% specii care se întâlnesc și în Pontianul zonei subcarpatice, astfel încât paraleлизarea acestui orizont cu Pontianul din bazinul dacic se poate face fără rezerve (tabelul 4).

Pe baze paleontologice, stratigrafice, precum și datorită asemănărilor faciale, orizontul marnelor nisipoase cu *Congeria rhomboidea* poate fi paralellizat cu stratele superioare cu congerii – zonele FG (Papp, 1953) din Pannonianul superior al bazinului Vienei, corespunzând Pontianului s. str. în accepțiunea lui Stevanović (1951).



Orizontul superior nisipos cu *Phyllocardium complanatum*

Orizontul marnelor nisipoase cu *Valenciennesia* și *Congeria rhomboidea* Hörn., trece gradat spre partea superioară, la un complex de nisipuri și pietrișuri, în general fără resturi fosile. În alte situații, nisipurile se dispun direct peste formațiunile mai vechi, astfel încit datarea acestora devine dificilă.

În extremitatea nordică a regiunii, la Tinca, sub depozitele aluviale ale Crișului Negru, în talvegul Crișului și în fruntea terasei intermediare la Belfir apar nisipuri grosiere cenușiu-verzui, stratificate, prezentând intercalări de marne nisipoase cenușii cu resturi de plante și cu numeroase mulaje de cochilii, aparținind speciilor :

Limnocardium (Pannonicardium) dumicici

Gorj.-Kramb. (f. frecv.)

Limnocardium para-zujovici Stev. . . (moderat)

Cu ocazia săpării unui puț, în 1947, în versantul stâng al Crișului Mort, la Belfir, s-au întîlnit nisipuri și gresii grosiere friabile cu o bogată faună fosilă. Această faună, păstrată la Muzeul de Științele Naturii din Tinca, prin bunăvoie conducerii muzeului ne-a fost pusă la dispoziție pentru studiu. Asociația paleontologică de la Belfir cuprinde speciile :

Valvata cf. tenuistriata Fuchs. . . (moderat)

Pyrgula eugeniae (Neum.) . . . (moderat)

Pyrgula sp. (rar)

Micromelania obradovici Brus. . . (rar)

Hydrobia ventrosa Montf. . . (frecv.)

Bulimus aff. labiatus Neum. . . (rar)

Gyraulus sp. (moderat)

Dreissensia semendriensis Stev. . . (f. frecv.)

Dreissensia superfoetata Brus. . . (f. frecv.)

Limnocardium (Pannonicardium) dumicici Gorj.-Kramb. (f. frecv.)

Limnocardium para-zujovici Stev. . (frecv.)

Limnocardium secans (Fuchs). . . (frecv.)

Limnocardium (Bosphoricardium) banticum Fuchs. (frecv.)

Limnocardium pseudo-petersi Stev. (moderat)

Limnocardium (Arpadicardium) proximum Fuchs. (f. frecv.)

Phyllocardium complanatum Fuchs. (frecv.)



Orizontul superior nisipos cu *Phyllocardium complanatum* se dispune la Tinca, peste orizontul marnelor nisipoase cu *Congeria rhomboidea* (fig. 44) și suportă nisipurile argiloase gălbui, nefosilifere din regiunea Tinca-Husasău.

Asociația paleontologică a orizontului superior nisipos cu *Phyllocardium* conține o proporție predominantă (cca 90%) de specii caracteristice faciesului pannonic și o proporție redusă de specii (cca 10%), care se întâlnesc în Ponțianul zonei subcarpatice.

Pe baza conținutului paleontologic și a poziției stratigrafice, orizontul superior nisipos cu *Phyllocardium*, corespunde stratelor superioare cu congerii din Ungaria și Austria, putindu-se paraleliza cu Ponțianul de la exteriorul Carpaților.

O succesiune completă a depozitelor pliocene a putut fi urmărită și în sonda 1 IB Tinca, unde de la suprafață pînă la limita cu depozitele sarmațiene s-a întîlnit următoarea succesiune (pl. IX) :

- (1) 0—9 m — depozitele aluviale ale Crișului Negru ;
- (2) 9—17 m — nisipuri marnoase cenușii, uneori grosiere cu :

Limnocardium zagrabiense Brus.

Limnocardium brunense Horne.

Dreissensia sp.

Acest nivel s-ar situa în baza orizontului superior nisipos cu *Phyllocardium*, care aflorează în talvegul Crișului la 1 km în aval și la Belfir.

(3) 17—25 m — marne cenușiu-deschise, nisipoase, micacee, nestratificate cu fragmente de *Congeria* și *Limnocardium* ;

(4) 25—27 m — nisipuri grosiere cenușii, cu elemente colțuroase de cuarț alb și sisturi cristaline ;

(5) 27—36 m — marne cenușiu-deschise, slab nisipoase, nestratificate cu rare resturi incarbonizate de plante și fragmente de *Limnocardium* ;

(6) 36—38 m — nisipuri argiloase cenușii cu *Congeria rhomboidea* Horne ;

(7) 45—61 m — marne nisipoase cenușii cu intercalații de marne albicioase, prezentând rare fragmente de *Limnocardium* cf. *banaticum* Fuchs.

Intervalul cuprins între 36—61 m, corespunde ca aspect litologic cu depozitele care apar pe valea Fîntînelelor la Ucuriș.

(8) 61—70 m — marne cenușiu-gălbui, nisipoase, cu resturi de plante și cu fragmente de cochilii de moluște ;



(9) 70—85 m — marne nisipoase cenușii cu *Limnocardium* cf. *apertum* Müns t., fragmente de *Congeria* și resturi de plante incarbonizate;

Intervalul cuprins între 61—85 m, ca aspect litologic este asemănător cu marnele nisipoase din regiunea Rogoz-Mărăuș;

(10) 87—89 m — marne gălbui-albicioase cu fragmente de *Limnocardium* și *Congeria* de talie mare; s-au întîlnit de asemenea intercalății centimetricce de tufuri cenușii cu biotit;

(11) 89—92 m — marne cenușiu-gălbui, cu spărtură neregulată, având resturi de plante și rare fragmente de cochilii;

(12) 98—104 m — marne albicioase cu intercalății de marne cafenii-roșcate, având rare fragmente de cochilii;

(13) 104—114 m — marne albicioase cu fragmente de cuart detritic și cu fragmente de cochilii de *Congeria* de talie mare;

Intervalul cuprins între 89—114 m, se asemănă din punct de vedere litologic, cu orizontul marnelor albe care aflorează între Comănești și Hășmaș;

(14) 120—126 m — nisipuri fine de culoare albicioasă, slab tufacee, friabile, conținînd numeroase cochilii de *Theodoxus* și *Melanopsis*. Acest ultim pachet se asemănă din punct de vedere litologic și faunistic, cu orizontul inferior nisipos care aflorează la Comănești și se dispune discordant peste formațiunile sarmațiene.

Grosimea formațiunilor pliocene din sondele de la Tinca (pl. XII) este mai mică decît cea a depozitelor care au fost întîlnite în lucrările de suprafață. Acest fapt se explică prin amplasamentul sondelor, pe o zonă mai ridicată a fundamentului, în care Neogenul are grosimi reduse (fig. 44).

Recapitulind succesiunea întîlnită în sonda 1 IB Tinca, se observă că formațiunile separate la suprafață au fost întîlnite și în sondă, excepțind orizontul superior nisipos cu *Phyllocardium*, sonda fiind amplasată direct pe orizontul marnelor cu *Congeria rhomboidea*.

În forajele executate în depresiunea pannonică, în continuarea spre W a acestei regiuni, succesiunea Pliocenului se prezintă în general asemănătoare cu cea din bazin, intervenind unele particularități locale.

În unele din situații, peste formațiunile sarmațiene sau mai vechi se dispune un orizont de nisipuri sau gresii albicioase, urmate de un complex de marne albicioase care suportă marne cenușii, nisipoase, ca și în bazin.

În alte situații, direct peste formațiunile mai vechi se dispun marnele albe, urmate de marnele nisipoase, lipsind orizontul nisipurilor inferioare.

O situație mai rară este aceea în care orizontul marnelor albe, dispus în baza depozitelor pliocene, are intercalate spre partea inferioară, nisipuri albicioase și suportă marne nisipoase (fig. 40).

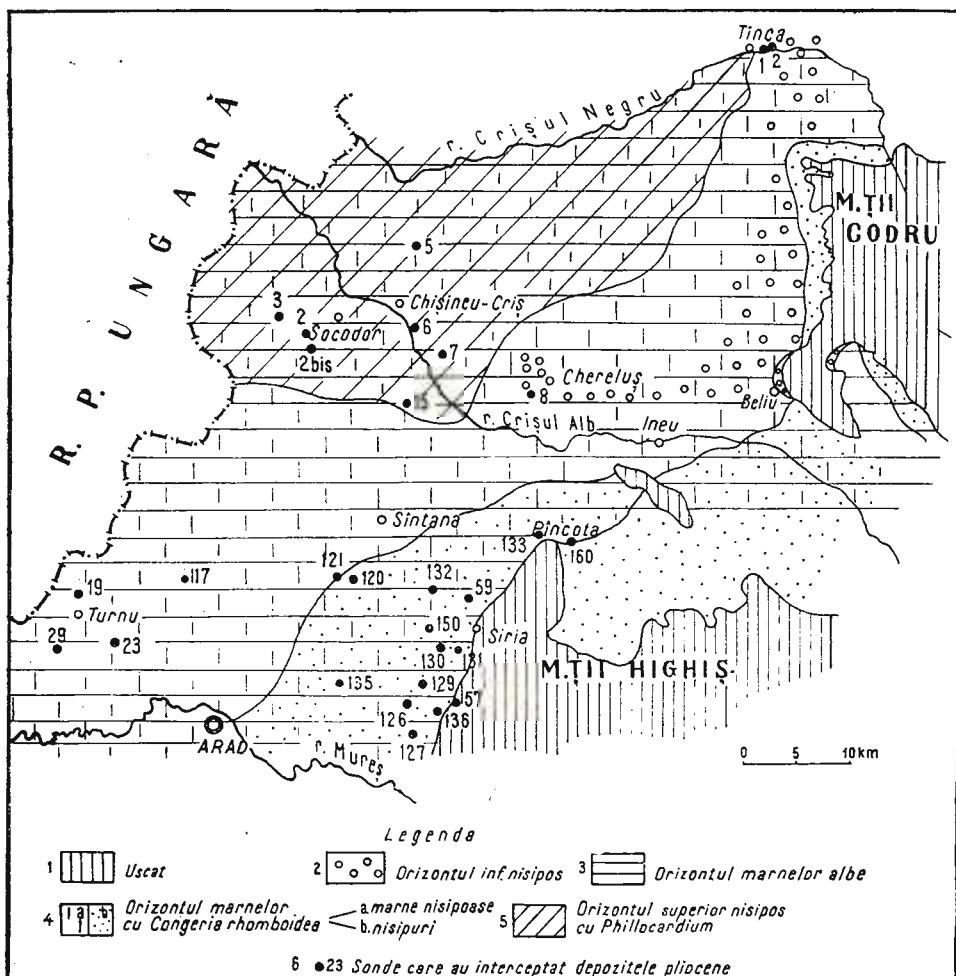


Fig. 40. — Harta litofacială a Pliocenului.

1. uscat; 2. orizontul inferior nisipos; 3. orizontul marnelor albe; 4. orizontul marnelor cu *Congeria rhomboidea* (a. marne nisipoase; b. nisipuri); 5. orizontul superior nisipos cu *Phyllocardium*; 6. sonde care au interceptat depozitele pliocene.

Lithofazielige Karte des Pliozäns.

1. Festland; 2. unterer sandiger Horizont; 3. Horizont der weissen Mergel; 4. *Congeria rhomboidea* Mergel-Horizont (a. Sandmergel; b. Sande); 5. oberer sandiger *Phyllocardium* Horizont; 6. Bohrlöcher die pliozäne Ablagerungen abgefangen haben.

Concluzii privind Pliocenul din regiune

Limite și subdiviziuni. Pliocenul din regiune se dispune discordant și transgresiv peste formațiunile mai vechi. În cadrul acestuia, pe considerente litologice și biostratigrafice au fost separate 4 orizonturi: orizontul inferior nisipos cu *Orygoceras*, *Melanopsis impressa* și *Congeria ornithopsis*, orizontul marnelor albe cu *Orygoceras* și *Congeria croatica*, orizontul marnelor nisipoase cu *Valenciennesia* și *Congeria rhomboidea* și orizontul superior nisipos cu *Phyllocardium complanatum*.

Primele două orizonturi, aparținând stratelor inferioare cu congerii se pot paraleliza cu Meotianul, iar ultimele două orizonturi aparținând stratelor superioare cu congerii se pot paraleliza cu Ponțianul bazinului dacic.

Conținutul fosil și vîrsta. Distribuția pe verticală a fosilelor pliocene din regiune este legată atât de condițiile locale de facies, cât și de vîrsta formațiunilor în care sunt incluse. Urmărind în timp evoluția asociațiilor faunistice din domeniul pannonic, se constată o creștere progresivă a numărului speciilor comune cu bazinul dacic (fig. 41).

Amestecul faunei pannonice cu cea din bazinul dacic s-a produs prin migrări succesive dintr-un bazin în celălalt, probabil în regiunea văii Dunării, unde exista o legătură între cele două bazine. Această evoluție a faunei s-a produs în strânsă corelație cu evoluția salinității. Scăderea gradată a salinității din bazinul dacic s-a făcut atât prin aportul apelor de pe continent, cât și prin amestecul cu apele dulci ale lacului pannonic.

Scăderea salinității bazinului dacic și creșterea prin compensare a salinității bazinului pannonic, a făcut ca la nivelul Ponțianului să se realizeze o salinitate uniformă pentru ambele bazine, care a facilitat și o oarecare uniformizare faunistică (fig. 40).

Curba salinității Meotianului din bazinul dacic (Pană, 1966) arată importante variații ale salinității și este caracterizată prin alternanță faciesurilor limnice, oligohaline și mezohaline. În Pontian, această curbă este relativ uniformă, caracterizată prin faciesuri oligohaline în ambele bazine. După Ponțian, datorită mișcărilor de ridicare, comunicaările între cele două bazine au avut un caracter intermitent, iar faunele au evoluat separat.

În cuprinsul Pliocenului bazinului Crișului Alb, diferitelor orizonturi litostratigrafice le corespund asociații de faună caracteristice (din acestea au fost excluse speciile comune mai multor orizonturi).

Astfel, pentru orizontul inferior nisipos se individualizează următoarea asociatie paleontologică: *Theodoxus (soceni, eugenii, zografi, stefănescui, brenneri, löbersdorfensis, turislavicus, mariae)*, *Orygoceras (scolecostomum, fuchsii, cnemopsis, fistula)*, *Prososthenia (zitteli, serbica)*, *Melanopsis (impressa, austriaca, pumila, inermis, varicosa, scalariformis, bouéi)*,

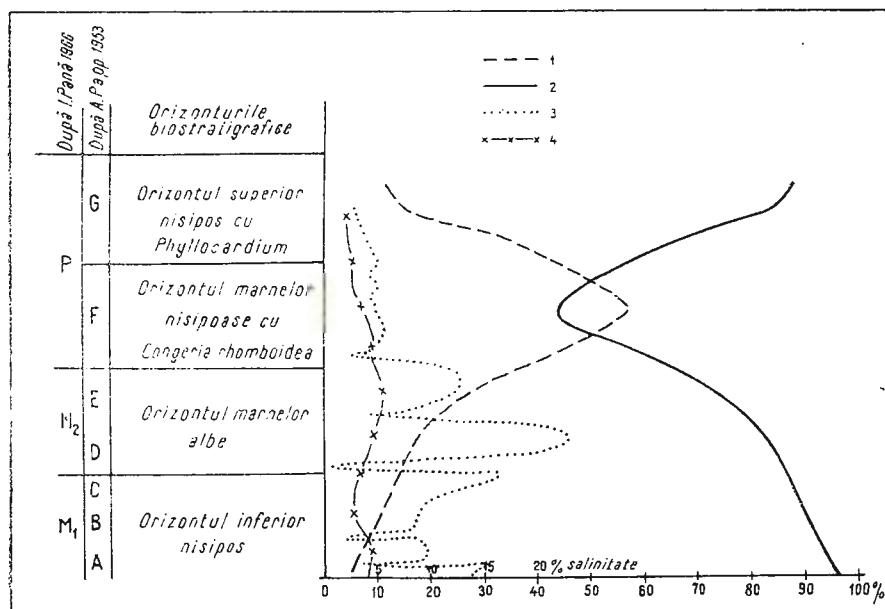


Fig. 41. — Curbele frecvenței speciilor pannonice și dacice în depozitele pliocene ale bazinului Crișului Alb și curbele de salinitate ale bazinului dacic și pannonic.
 1, specii comune cu bazinul dacic; 2, specii pannonice; 3, curba salinității în bazinul dacic (Buzău) — după I. Pană; 4, curba salinității în bazinul pannonic — după A. Papd.

Häufigkeitskurven der pannonischen und dazischen Arten in den pliozänen Ab- lagerungen des Crișul Alb Beckens und Salzgehaltkurven des dazischen und pannoni- schen Beckens.

1, gemeinsame Arten mit dem dazischen Becken; 2, pannonische Arten; 3, Salzgehaltkurve im dazischen Becken (Buzău) — nach I. Pană; 4, Salzgehaltkurve im pannonischen Becken — nach A. Papd.

Congeria (zujovici, subglobosa, ornithopsis, neumayri, gitneri, hörnesi, politoanei, pancici, plana), Limnocardium (preinflatum, promultistriatum, hu- milicostatum, stoosi), Psilunio (atavus, vasarhelyi), Ammonia beccarii, Pri- nocypris marginata, Cyprideis (pannonica, punctilata).

Pentru orizontul marnelor albe se individualizează următoarea asociatie: *Orygoceras corniculum, Caspia (acicula, dybowskii, latior, vujicii)*,

Hydrobia rugosula, *Undulotheca*, *Congeria croatica*, *Erpetocypris abissa*, *Hungarocypris hieroglyphica* și *Cyprideis heterostigma*.

Asociațiile celor două orizonturi caracterizează atât stratele inferioare cu congerii (Pannonian s. str.) cît și Meotianul bazinului dacic.

Orizontul marnelor nisipoase conține următoarea asociatie fosilă : *Radix kobelti*, *Valenciennesia (reussi, pelta)*, *Congeria (rhomboidea, zagra-biensis, balatonica, zahalkai)*, *Limnocardium (apertum, prionophorum, ma-yeri)*, *Caladacna steindachneri*, *Monodacna simplex*, *Cyprideis macro-stigma* și *Candona balcanica*.

Pentru orizontul superior nisipos ca fosile caracteristice se pot cita speciile : *Pyrgula eugeniae*, *Limnocardium (dumicici, parazujovici, pseudo-petersi)* și *Phyllocardium*.

Asociațiile celor două orizonturi superioare caracterizează Pontianul mediu.

Lacuna de observație dintre partea superioară a orizontului marnelor albe și partea inferioară a marnelor nisipoase cu *Congeria rhomboidea* corespunde probabil cu stratele cu *Congeria ungula-caprae*, situate la limita dintre Pannonianul inferior și Pannonianul superior din bazinul Beiuș și Ungaria, echivalente cu intervalul Meotian superior-Pontian inferior.

Sedimentarea stratelor inferioare cu congerii în această regiune începe probabil la nivelul Meotianului, necunoscîndu-se termeni mai vechi, care să poată fi echivalenți cu Bessarabianul superior și Kersonianul.

Condiții paleogeografice și paleobiologice. Datorită mișcărilor de afundare ale fazei attice, la începutul Pliocenului în această regiune se instalează un regim lacustru care a avut o influență covîrșitoare în evoluția faunei de moluște. Formele caracteristice faciesului limnic-fluviatil, care trăiau pe marginile bazinului pannonic încă din Miocen, în timpul Bessarabianului și Kersonianului cînd regiunea se exondează, se retrag în micile lacuri rămase în interiorul depresiunii pannonice și în râuri. O dată cu venirea apelor pliocene în bazin, aceste forme capătă o dezvoltare extraordinară, instalîndu-se în toate zonele de facies. În paralel cu expansiunea apelor pliocene, bazinul dacic comunică în unele momente cu cel pannonic, producîndu-se și un amestec al faunei din provincia pannonică, cu cea din provincia dacică, tinzînd spre o uniformizare faunistică.

Numărul mare de specii și indivizi ai orizontului inferior nisipos indică o explozie a populației de *Melanopsis* și *Congeria*, favorizată de apele cu o salinitate foarte scăzută, avînd o adîncime mică, fiind bine aerisite și calde (cochilii mari și robuste).



După sedimentarea orizontului inferior nisipos, mișcările de afundare se accentuează, ducind la sedimentarea unor faciesuri pelitice. Sedimentarea acestor faciesuri poate fi legată și de coborîrea zonei de uscat, sau de atingerea unui echilibru de către rețeaua hidrografică.

Condițiile de viață din timpul sedimentării marnelor albe au fost în general puțin favorabile pe fundul lacului, din cauza absenței curenților verticali, care să asigure oxigenarea apelor. Aceste condiții sunt reflectate atât de compoziția asociației de faună (forme planctonice-*Orygoceras*), cât și de concrețiunile de marcasită din marne, care dovedesc un mediu toxic, bogat în H_2S , pe fundul lacului.

După sedimentarea orizontului marnelor albe, ca urmare a unei ușoare mișcări de ridicare, regiunea se exondează, fiind probabil colmatată cu nisipuri și argile cărbunoase, deoarece la intervalul stratigrafic echivalent stratelor cu *Congeria ungula-caprae*, în bazinul Beiușului și bazinul Vad-Borod se dezvoltă faciesuri deltaice cu cărbuni.

La începutul Ponțianului, ca urmare a unei afundări generale, regiunea este puternic invadată de ape, sedimentându-se orizontul marnelor nisipoase cu *Valenciennesia*. Condițiile de viață din timpul sedimentării acestui orizont erau prielnice atât dezvoltării organismelor limnice, care trăiau în milul de pe fundul lacului (limnocardiide cu zona sifonală dezvoltată), cât și organismelor planetonice.

În Ponțianul mediu regiunea muntoașă probabil începe să se ridice. Această ridicare s-a produs diferențiat: mișcarea de ridicare a munților Hîghiș a început foarte probabil în Ponțianul inferior sau chiar în cursul Meotianului, terminându-se în Ponțianul mediu, prin exondarea părții de S a bazinului; ridicarea munților Codru a început în timpul sedimentării stratelor cu *Congeria rhomboidea*, terminându-se în timpul sedimentării stratelor cu *Phyllocardium*, prin exondarea regiunii.

Condiții de sedimentare. Procesele litogenetice din timpul Pliocenului au fost legate în ansamblu numai de mișcările pe verticală. Aceste mișcări, pînă în Ponțian au avut un caracter regional. În Ponțianul mediu se manifestă în regiune o mișcare de ridicare, care se desfășoară gradat, de la E la W și de la S la N, sedimentând faciesuri grosiere.

Mișcarea generală de afundare de la începutul Pliocenului, însotită de ridicarea zonelor muntoase, determină o intensă eroziune a uscatului, care se manifestă atât în erodarea unei însemnate părți din Sarmațian, cât și în acumularea de depozite grosiere (orizontul inferior nisipos). Această mișcare stagnează la sfîrșitul Meotianului, pentru că în Ponțian, paralel cu ridicarea regiunilor muntoase, regiunea ocupată de bazin să



se afunde din nou. În Ponțianul mediu, se manifestă în această regiune, ca efect al fazei rodanice, o mișcare de ridicare care are drept consecință atât ridicarea zonei muuntoase cît și sedimentarea unor faciesuri grosiere.

d) ERUPTIVUL NEOGEN

În succesiunea depozitelor neogene din regiune apar și formațiuni vulcanogene, care se dezvoltă atât în zonele marginale ale bazinului, cît și în interiorul acestuia, în compartimentele ridicate.

Aceste formațiuni nu au constituit pînă în prezent obiectul unor studii petrografice de detaliu, ci au fost înglobate în categoria rocilor eruptive, nefiind precizată natura petrografică și proveniența acestora și nici fazele de erupție care le-au generat.

Cercetătorii anteriori (Pauca, 1954; Savu, Neacsu, 1962) admit în această regiune existența unor erupții de tip linear, pe patru aliniamente de fracturi. Pe aceste linii de fracturi, în concepția autorilor menționați, se înșiruie mai multe aparate vulcanice.

Observațiile noastre de teren și datele geofizice obținute în regiune, ne determină să nu acceptăm în totalitate această ipoteză. Astfel, rocile vulcanogene din cadrul regiunii sunt situate nu numai pe compartimentele ridicate tectonic; prospecțiunile aeromagnetice dovedesc că și în compartimentele coborite, în care la zi aflorează depozitele pliocene, există formațiuni vulcanogene. În această regiune se cunosc curgeri de lave, aglomerate vulcanice și formațiuni mixte vulcanogen-sedimentare, lipsind rocile cu structură porfirică ce caracterizează stilpii vulcanici. De asemenea, faptul că în toate zonele de apariție a rocilor vulcanogene s-au putut separa aceleași complexe litologice, demonstrează existența unui singur centru vulcanic care a generat aceste roci. Regiunea cercetată s-ar situa astfel, la periferia vestică a unui gigantic aparat vulcanic, care funcționa în Miocen în zona Sebiș-Gurahonț. Fracturile ulterioare (post-sarmatiene) au fragmentat acest aparat vulcanic, astfel încît rocile vulcanogene apar la zi numai în compartimentele ridicate. În compartimentele coborite, formațiunile vulcanogene, situate la adâncimi mai mari sunt acoperite de depozitele pliocene, fapt evidențiat și de anomalia aeromagnetică pozitivă ce caracterizează întreaga extremitate vestică a bazinului.

Apartenența rocilor vulcanogene la un singur centru de erupție, situat în estul regiunii cercetate, este dovedită și de sortarea gradată pe orizontală de la E la W a rocilor vulcanogene. Astfel în estul regiunii apar curgeri de lave și aglomerate andezitice grosiere; mai la W, apar de-



pozite de lahar, iar în extremitatea vestică a regiunii apar formațiuni mixte vulcanogen-sedimentare, microaglomerate și cinerite.

Un argument în plus pentru absența unor aparate vulcanice propriu-zise în această regiune îl reprezentă și lipsa fenomenelor hidrotermale, legate de apropierea centrilor vulcanici și rocile subvulcanice, ce caracterizează în general zonele coșurilor vulcanice.

Rocile vulcanogene din această regiune sunt legate de activitatea vulcanică din zona Brad-Săcărîmb, care s-a manifestat puternic în timpul Neogenului. Această activitate vulcanică reprezentă manifestarea magmatismului subsecvent tardiv al mișcărilor alpine. Domeniul de existență geologică a magmatismului subsecvent tardiv se suprapune în cea mai mare parte, cu aria de subsidență a depozitelor neogene.

Analiza relațiilor dintre rocile eruptive și cele sedimentare neogene scoate în evidență manifestarea a două momente de paroxism ale activității vulcanice: un moment se plasează în Tortonianul superior (aglomeratele andezitice din regiunea Săliște-Cărand, Mocrea și Pîncota, curgerile de lave de la Cărand și Mocrea, depozitele de lahar și cinerite din regiunea Beliu-Archiș, Urviș de Beliu-Clit și Mocrea-Pîncota); cel de-al doilea moment se plasează la partea terminală a Volhinianului și este reprezentat prin aglomeratele și lavelle andezitice din regiunea Miniș-Camna.

Vulcanismul în această regiune s-a manifestat însă intermitent din Tortonian, pînă în Pontian. Această activitate vulcanică intermitentă s-a desfășurat prin scurte perioade de explozii, care au generat intercalațiile de tufuri și lapilli din depozitele tortoniene, sarmatiene și pliocene. Un ultim nivel de tuf a fost identificat în orizontul marnelor albe din sonda 1 IB Tinca.

În cadrul activității vulcanice din această regiune se constată schimbarea chimismului magmelor, în timp, făcîndu-se trecerea de la magme acide (Tortonian—riolite, dacite, andezite) la magme bazice (Sarmatian—plagiobazalte). Din analiza succesiunii rocilor vulcanogene din această regiune, situată la periferia vestică a unui gigantic aparat vulcanic, rezultă că acest aparat vulcanic era de tip stratovulcan, perioadele de erupție ale lavelor alternînd cu perioadele de explozie, cînd materialul vulcanic consolidat era pulverizat și expulzat pe suprafețe considerabile.

Analiza petrografică și cea a chimismului rocilor care alcătuiesc suita eruptivă a acestui aparat vulcanic depășesc cadrul lucrării de față. Studiile efectuate în Munții Metaliferi (I a n o v i c i et al., 1969), regiune în care vulcanismul neogen s-a desfășurat intens și unde existența unor



mineralizații a determinat efectuarea unor studii sistematice, scot în evidență existența unei evoluții în trei cicluri, a vulcanismului terțiar din Munții Apuseni.

Rocile eruptive din extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb, ar apartine ciclului II, care a început din Tortonianul superior și s-a desfășurat pînă în Pliocen; acesta a evoluat prin mai multe faze: faza dacitică de Cîinel-Roșia, faza andezitică de Barza, faza dacitică de Cetraș.

Caracterele petrografice ale rocilor vulcanice din extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb sunt însă puțin diferite de cele stabilite în zona Brad-Săcărîmb, rocile predominante fiind andezitele piroxenice și andezitele amfibolice și cuarțifere.

Activității magmatische din Neogen iau urmat procesele postvulcanice. Manifestările postvulcanice ale activității vulcanice din Neogen sunt puțin reprezentate în regiune. Dintre acestea putem menționa izvoarele bicarbonatace de la Mocrea și de la stațiunea balneară Tinca, situate pe zonele de fractură. De asemenea procesele de silicifiere ale calcarelor sarmațiene din regiunea Stoinești-Ciuntești trebuie să fie legate tot de această activitate postvulcanică. Silicifierea calcarelor sarmațiene s-a produs în intervalul Bessarabian mediu-Meoțian inferior, cînd, ca urmare a fazei attice, se produce o fracturare a regiunii, însotită probabil de manifestarea proceselor postvulcanice.

Relativa absență a proceselor postvulcanice actuale din această regiune în comparație cu lanțul vulcanic Călimani-Hărghita, nu se datoră deosebirilor de chimism ale magmelor, ci desfășurării acestor procese într-o perioadă anteroară.

e) CUATERNARUL

Depozitele cuaternare au o mare răspîndire în extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb, fiind reprezentate prin tipuri genetice diferite: depozite aluviale, depozite gravitaționale și cu geneză mixtă.

Depozitele aluviale. Aceste depozite reprezentate atît prin aluviu-nile recente, cît și prin aluviu-nile vechi ale majorității nivelelor de terasă sunt repartizate în general pe cele trei cursuri principale de apă ale regiunii: Crișul Negru, Crișul Alb și valea Cigherilului.

Terasele, dezvoltate asimetric în versanții celor trei văi amintite au o lățime care crește de la E la W, înspre W nivelul inferior contopindu-se cu Cîmpia Tisei. În această regiune am putut separa 4 nivele de terasă, care corespund la tot atîtea nivele de eroziune: nivelul superior



cu altitudine relativă de 80—100 m și o altitudine absolută de 180—200 m; nivelul mediu, având o altitudine relativă de cca 50 m și o altitudine absolută de 160—180 m; nivelul intermediar cu altitudinea relativă de 8—16 m și altitudinea absolută de 123—131 m; nivelul inferior cu o altitudine relativă de 4—8 m și o altitudine absolută de 114—123 m.

Cele două nivele superioare au fost atribuite Pleistocenului, iar cele inferioare Holocenului.

Considerăm utilă pentru stabilirea în viitor a unei succesiuni stratigrafice a Cuaternarului din Câmpia Tisei, pe baza unor lucrări de foraje, prezentarea compoziției petrografice a fiecărui nivel de terasă.

Nivelul superior este alcătuit predominant din pietrișuri cu elemente de cuarț alb, bine rulate, sortate, cu un diametru ce nu depășește 5 cm, prinse într-o matrice nisipoasă roșcată. Ruptura de pantă ce separă acest nivel de nivelele inferioare este în general acoperită de depozitele deluviale, care maschează constituția litologică atât a aluviunilor, cât și a formațiunilor mai vechi. La W de Bîrsa, pe Crișul Alb, peste depozitele pliocene, apar pe o grosime de 1 m pietrișuri poligene, bine rulate și sortate, alcătuite predominant din elemente de cuarț alb, gresii cuarțitice și sisturi cristaline, care suportă pe o grosime de 0,75 m, nisipuri gălbui, argiloase, fine, cu lentile de pietrișuri cuarțoase mărunte; urmează pe o grosime de 4 m, argile gălbui loessoide, care înspre bază, au concrețiuni fero-manganoase. Nivelul superior de terasă din această regiune prezintă un bombament de formă mamelonară cu o înălțime de cca 7 m, situat înspre fruntea terasei. Acest relief nu poate fi pus pe seama eroziunii sau a acumulărilor ulterioare, ci poate fi explicat numai ca rezultat al mișcărilor neotectonice.

Nivelul median este alcătuit pe Crișul Negru, la S de Cociuba Mare, din următoarea succesiune: în baza succesiunii pe o grosime de 2,5 m se întâlnesc pietrișuri poligene bine rulate, cu un grad de sortare avansat (diametrul mai mic de 10 cm), constituite predominant din gresii albe cuarțitice (95%); urmează pe o grosime de 2 m — pietrișuri mărunte cu lentile de nisipuri grosiere cenușii sau roșcate, care suportă argile loessoide de culoare gălbui (3,5 m).

Pe Crișul Alb, la S de Voevodeni, acest nivel este alcătuit pe o grosime de 2—6 m din bolovănișuri poligene, rulate, constituite predominant din gresii albe cuarțitice, cuarțite albe, cuarțite negre, dolomite negricioase, andezite și silexuri, care suportă pe o grosime de 1-3 m — argile gălbui loessoide.



Pe valea Dudului, affluent al văii Cigherilui, acest nivel este alcătuit din pietrișuri cuarțoase cu lentile de nisipuri care suportă pe o grosime de 0,5 m — nisipuri gălbui fine, peste care se dispun pe o grosime de 1,5 m — bolovănișuri aluviale, iar ultimul termen este constituit pe o grosime de 3-5 m, din argile gălbui loessoide, în care se observă două nivele de soluri fosile.

Nivelul intermedian, identificat numai în versantul stîng al Crișului Mort — braț al Crișului Negru, reprezintă o treaptă morfologică alcătuită din nisipuri și pietrișuri poligene, care suportă pe o grosime de 2—4 m, argile gălbui loessoide.

Nivelul inferior pe cursul Crișului Negru este constituit pe o grosime de 3—5 m din bolovănișuri poligene, bine rulate, sortate, alcătuite predominant din gresii cuarțitice. Subordonat se întâlnesc și alte roci: cuarțite negre epidotizate, riolite, dolomite, cuarțite albe și calcar. Urmează pe o grosime de 0,5—3 m argile loessoide care în bază prezintă concrețiuni limonitice neregulate, uneori cilindrice.

Pe valea Crișului Alb, acest nivel este alcătuit pe o grosime de 2—4 m din bolovănișuri poligene, bine rulate și sortate alcătuite predominant din gresii cuarțitice; subordonat se întâlnesc elemente de cuarțite albe, sisturi cristaline, silexuri și andezite, care suportă pe o grosime de 1—3 m — argile gălbui loessoide.

Din analiza compoziției petrografice a diferitelor nivele de terasă apare ca evidentă legătura dintre alcătuirea litologică a acestora și zonele de eroziune ale diferitelor riuri. Astfel, pe cursul Crișului Alb, apar în constituția aluviunilor vechi, elemente provenind din eruptivul neogen, de unde rezultă că acesta a fost supus unei intense eroziuni, încă de la începutul Cuaternarului.

Ca un fapt deosebit, apare alcătuirea litologică a nivelului superior de terasă, în care predomină elementele de cuarțite albe; la acest nivel de terasă constituția litologică nu mai apare legată de constituția petrografică a zonelor de eroziune, ci independentă de aceasta, pe toate cursurile de ape acumulându-se elemente de cuarțite albe. Aceste elemente de cuarțite albe au format probabil pietrișurile cu care s-a încheiat sedimentarea Pliocenului din regiune. O dată cu exondarea, acestea au fost îndepărtațe de către acțiunea de eroziune a apelor curgătoare; este posibil ca aceste pietrișuri să reprezinte termenul final al sedimentării din lacul pannonic.

Depozitele gravitaționale sunt reprezentate prin grohotișuri, deluvii de pantă, conuri de dejecție și alunecări de teren, care se



dezvoltă aproape în toată regiunea, formarea lor fiind favorizată atât de alterarea intensă a rocilor, cât și de relief.

Formarea acestor depozite a început în unele regiuni încă din Miocen cînd actualul amplasament al bazinului, a început să se scufunde. Pe marginile acestuia, unde pantele erau mari, se acumulau importante mase de grohotișuri. Astfel, grohotișurile din zona Tauț-Şiria, ar putea fi mai vechi decît Pleistocenul.

D e p o z i t e c u g e n e z ă m i x t ă . Aceste depozite au o largă răspîndire, fiind constituite din argile gălbui loessoide, cu concrețiuni fero-manganoase. Aceste argile cu o origine în parte eoliană și fluviatilă, formate în condițiile unui climat periglaciar acoperă atît culmile principale ale regiunii cât și podurile teraselor. Argilele loessoide au o culoare gălbuiie, uneori roșcată, săt fine, slab micacee, prezintînd uneori mici lentile de nisipuri și avînd dispuse haotic în masa argilei, concrețiuni fero-manganoase neregulate, de dimensiuni mici.

Abundența argilelor galbene loessoide se datorește alterării intense a rocilor preexistente și redempunerii acestora de către apele de șiroire (M a c a r o v i c i , 1969).

III. TECTONICA

Structura formațiunilor care alcătuiesc regiunea cercetată a rezultat în urma unei îndelungate evoluții geologice care a cuprins două cicluri orogenice : ciclul hercinic și ciclul alpin. Aceste principale etape de evoluție au determinat existența a trei etaje structurale în care se pot grupa formațiunile geologice din regiunea cercetată : etajul inferior aparținînd ciclului hercinic, etajul median care cuprinde etapa mezozoică a ciclului alpin și etajul superior aparținînd tot ciclului alpin, însă etapei neozoice.

Formațiunile ciclului hercinic și cele ale etapei mezozoice ale ciclului alpin alcătuiesc fundamentul regiunii, iar cele ale etapei neozoice constituie formațiunile de cuvertură.

Evoluția proceselor magmatice, litogenetice și tectonice s-a făcut în strînsă legătură cu etapele de evoluție ale geosinclinalului hercinic și alpin.

Magmatismului inițial bazic, i-a urmat plutonismul sinorogen, apoi sedimentarea molasică a Paleozoicului superior și magmatismul subsecvent tardeorogen, ciclul hercinic fiind încheiat de cutarea și exondarea formațiunilor la sfîrșitul Permianului.



Formațiunile ciclului anterior au prefigurat în Munții Apuseni conțurul geosinclinalului alpin, a cărui evoluție a determinat atât desfășurarea proceselor magmatice și litogenetice, cât și structura formațiunilor.

În evoluția ciclului alpin se pot urmări două etape importante: mezozoică în care se dezvoltă întreaga gamă a formațiunilor ce caracterizează zonele geosinclinale (calcare, fliș, waldflysch și molasă) și etapa neozoică, caracterizată prin desfășurarea magmatismului subsecvent tardoerogen și a sedimentării molasice, care încheie la sfîrșitul Pliocenului evoluția acestui ciclu.

Formațiunile ciclului hercnic din Munții Apuseni care au fost cutate în Paleozoic, au fost antrenate și în cîrările alpine, ariile geosinclinale alpine suprapunîndu-se peste ariile vechilor zone de mobilitate din Paleozoic.

A) TECTONICA FORMAȚIUNILOR DE FUNDAMENT

Formațiunile de fundament aparținînd ciclului hercnic și etapei mezozoice a ciclului alpin alcătuiesc în cadrul regiunii cercetate două unități majore: unitatea munților Codru și unitatea munților Highiș (pl. X).

1. Unitatea munților Codru

Această unitate reprezintă un vechi nucleu hercnic, reluat în mișcările alpine, constituit din formațiuni cristaline, paleozoice și mezozoice.

Stabilirea elementelor structurale de detaliu ale acestei unități este îngreunată în cadrul regiunii cercetate, atât de numărul redus al aflorimentelor concludente, cât și de lipsa unor orizonturi reper, la intervale stratigrafice mai mici. Ca orizonturi repere în stabilirea elementelor structurale au fost luați termenii: complexul intruziunilor de Codru, complexul inferior conglomeratic (Carbonifer superior-Permian inferior), complexul superior vulcanogen (Permian superior) și orizontul gresiilor cuarțitice (Triasic inferior), care prezintă însă inconvenientul că nu au grosimi constante sau cunoscute. Astfel, complexul intruziunilor de Codru și complexul inferior conglomeratic nu au grosimi cunoscute, iar la celelalte complexe litologice, grosimile sunt variabile: la complexul superior vulcanogen, grosimile sunt în funcție de distanța față de liniile de erupție, iar la orizontul gresiilor cuarțitice, eroziunea a fost mai intensă în unele zone.

De asemenea, nu toate pozițiile măsurate în teren pot fi luate în considerație, deoarece în multe situații, stratificația inițială a rocii este mascată de șistozitate.

În lumina cercetărilor pe care le-am efectuat, unitatea munților Codru se prezintă în regiunea cercetată alcătuită din două elemente structurale (pl. XI): subunitatea nordică sau parautohtonă și subunitatea sudică în pînză de șariaj, ambele făcînd parte din unitatea de valea Finișului (B l e a h u, 1963) și fiind separate de o linie de încălecare.

a) **Subunitatea nordică sau parautohtonă.** Aceasta este alcătuită din formațiunile permiene și triasice care aflorează între Șoimi și Olcea. Aceste formațiuni se prezintă slab metamorfozate regional, strîns cutate, într-un sistem de cute-solzi cu direcții E–W, deversate spre N avînd flancurile inverse laminate.

Elementele structurale de detaliu ale acestei unități nu pot fi urmărite pe distanțe mari, din cauza intervenției numeroaselor fracturi, care produc decroșări. În aflorimentele de pe valea Pooclusei, în gresiile triasice se observă numeroase cute solzi, microcute și fracturi, care din cauza absenței unor repere, nu se pot urmări pe distanțe mari.

În cadrul subunității nordice, cutile solzi și fracturile determină existența unor compartimente ridicate sau cobești, însă nu se pot face delimitări stricte ale acestora. Astfel, porfirele cuarțifere din avalul văii Olcii, de pe Valea de Izvoare (la N de Cărășau) și de pe valea Doba, pot fi considerate ca aparținînd unui compartiment ridicat; gresiile cuarțitice de pe valea Pooclusei și din dealul Gogota constituie un compartiment cobești; porfirele cuarțifere din perimetru localității Pooclusa aparțin unui compartiment ridicat, iar gresiile cuarțitice de pe Valea Mare a Hodişelului, valea Dușei și amontul văii Ogrăzii alcătuiesc un compartiment cobești, prins sub planul de încălecare al subunității sudice.

Linia de șariaj care separă subunitatea nordică parautohtonă de subunitatea sudică, avînd o direcție aproximativ W–E, se poate urmări spre E, pînă în valea Finișului, iar spre W este mascată de depozitele neogene. Amplitudinea încălecării, apreciată după distanța petecelor de acoperire față de fruntea pînzei, este de 3–4 km.

Planul de șariaj are în aflorimente o cădere verticală sau înclinări de 75–85° spre S. Înclinările mari ale planului de șariaj sunt reflectate și de caracterul aproape rectiliniu al liniei de șariaj, fiind datorate probabil reluării în mișcările mai noi a acestui accident tectonic.

Observațiile pe care le-am făcut, arată că elementele structurale ale subunității parautohtone sunt legate genetic, de împingerile care au deter-



minat șariajul subunității sudice. Astfel, direcțiile stratelor și ale axelor structurale din subunitatea nordică sunt aproximativ paralele cu direcția liniei de șariaj. De asemenea laminarea flancurilor inverse (sudice) ale cutelor, precum și existența unor plane de șistozitate cu direcția E–W și căderi spre S, arată o legătură directă dintre structura subunității nordice și punerea în loc a pînzei de șariaj din subunitatea sudică. Cele mai noi formațiuni prinse sub acest plan de șariaj, în bazinul hidrografic al văii Finișului, aparțin Jurasicului (P a u c ă , 1941 ; B l e a h u , 1963), încit vîrsta șariajului poate fi apreciată ca alpină (probabil austrică — în corelație cu tectonica de ansamblu a munților Codru).

b) Subunitatea sudică. În această subunitate complexul intruziunilor de Codru formează nucleul unei zone ridicate, alungită pe direcția NW—SE, flancată spre SW și NE de formațiunile paleozoice și mezozoice.

Contactul dintre primul termen sedimentar (complexul inferior conglomeratic de vîrstă carbonifer superioară-permian inferioară) și complexul intruziunilor de Codru nu este însă un contact de transgresiune, ci unul de natură tectonică. Acest contact se face după importante linii de fractură, care la S de Valea Mare (Mărăuș) au o direcție aproximativ paralelă cu cea a corpuri de granitoide (NW—SE), iar la N de valea Mărăușului, o direcție aproximativ W—E, aproape perpendiculară pe prima direcție.

Pozițiile sigure măsurate în complexul inferior conglomeratic, indică în regiunea situată la S de Valea Mare, o direcție a stratelor NW—SE, cu căderi verticale, încit este de presupus că rocile acestui complex formează un sistem de cute strânse, afectate de fracturi.

Atât complexul intruziunilor de Codru, cât și complexul inferior conglomeratic prezintă un avansat grad de tectonizare, care este evidențiat prin numeroasele plane de șistozitate, care în cele mai multe cazuri nu au direcții și inclinări concordante cu cele ale planelor de stratificație. Planele de șistozitate ale rocilor situate între linia de șariaj la N și valea Mărăușului la S, au în general o direcție E—W și inclinări de 30—75° spre S, făcind un unghi de 10—20° cu direcția planelor de stratificație, care de asemenea prezintă inclinări sudice cu valori de 50—75°.

La S de valea Mărăușului, pe flancul estic al nucleului de granitoide și la E de meridianul punctului situat pe valea Gruețului, la 2 km spre E de confluența văii Gruețului cu valea Ogrezii, în partea nordică a granitoidelor, direcțiile măsurate în conglomerate sunt aproximativ paralele cu cele ale corpului de granitoide (NW—SE), cu inclinări de 80—90° spre W (fig. 42); planele de șistozitate au orientarea N 15°E/65° W, inter-



sestind sub un unghi de 60° direcția principală a corpurilor de roci granitoide din complexul intruziunilor de Codru.

În partea nordică a acestei subunități, pe valea Ogresii și valea Gruețului, mai multe filoane de riolite, orientate NW-SE străbat atât seria cristalină, cât și complexul inferior conglomeratic. Direcția acestor



Fig. 42. — Complexul inferior conglomeratic din flancul estic al nucleului de granitoide de pe valea Botfeiului, prezentând inclinări vestice.

Unterer konglomeratischer Komplex aus dem östlichen Abhang des Granitoidkerns im Botfei Tal, mit westlichen Neigungen.

filoane corespunde în cea mai mare parte cu direcția corpurilor de roci granitoide din complexul intruziunilor de Codru, fiind determinată probabil de fracturile și mișcările de cutare ale fazei saalice, care au declanșat magmatismul tardeorogen hercinic.

Structura subunității sudice este foarte complicată. Această subunitate, la N de valea Mărăușului reprezintă în linii generale un monoclin cu o direcție aproximativ W-E și căderi spre S, care în N se dispune tectonic peste subunitatea nordică, iar la S de valea Mărăușului suportă tectonic complexul intruziunilor de Codru. Complexul intruziunilor de Codru for-

mează la S de valea Mărăușului, un larg anticlinoriu, afectat de numeroase fracturi.

Mișcările de împingere au acționat de la S la N, sensul acestora fiind apreciat atât după direcțiile structurilor din subunitatea parautohtonă — perpendicularare pe direcția de împingere, cît și după direcția planelor secundare de șistozitate ale rocilor din ambele subunități ale munților Codru.

2. Unitatea munților Highiș

Versantul nordic al munților Highiș, cuprins în regiunea cercetată, este alcătuit din două subunități tectonice : o subunitate inferioară nordică sau parautohtonă și o subunitate superioară sudică în pînză de șariaj, separate printr-o linie de încălecare.

a) Subunitatea nordică sau parautohtonă. În această subunitate complexul intruziunilor de Codru formează o largă zonă de ridicare, pe a cărei margine sudică se dispun monoclinale formațiunile permiene și triasice.

Lucrările de geofizică și de foraj efectuate în bazinul Crișului Alb indică o mare arie de dezvoltare a corpului de granitoide de la Pincota, acesta ajungînd pe sub formațiunile neogene ale bazinului, pînă aproape de marginea sud-vestică a munților Codru. Acest corp de granitoide pare a fi unitar, formînd un bloc de mari dimensiuni, delimitat la S și la NE de corneene și migmatite cu filoane „lit par lit” de roci granitoide (fig. 5).

Formațiunile permiene și triasice de pe marginea sudică a corpului de granitoide formează în linii cu totul generale, un sinclinal culcat, asymmetric, cu flancul nordic normal, iar cel sudic laminat și acoperit tectonic de subunitatea superioară sudică. În cadrul acestei zone sinclinale numeroasele fracturi longitudinale produc ridicări sau afundări ale unor compartimente ; de asemenea se constată prezența unor cute-solzi, care uneori au o amplitudine mai mare, putîndu-se urmări pe distanțe de 2—3 km (regiunea Dud-Tauț, fig. 43). Direcția principală a acestei structuri este W-E, în extremitatea estică a regiunii cercetate, la Minîș, devenind NE-SW, cu tendința de a căpăta o direcție aproape N-S.

Studiile microtectonice întreprinse de D i m i t r e s c u (1967) în masivul de granitoide de la Misca-Măderat evidențiază prezența a două direcții principale ale filoanelor și diaclazelor : o direcție primară, E-W legată de consolidarea granitoidelor și o altă direcție, N 45°W, care apare

și în depozitele triasice, indicând sensul mișcării post-triasice, care a imprimat stilul tectonic al acestei subunități.

Mișcarea de împingere s-a manifestat de la SW, către NE și a produs șariajul subunității sudice peste cea nordică, generind și planele de șistozitate secundară a rocilor.



Fig. 43. — Plane secundare de șistozitate și microcute cu inclinări sudice în gresiile triasice de pe valea Dudului.

Sekundäre Schichtung und Mikrofalten mit südlichen Neigungen in Triassandsteinen im Dudu Tal.

În cadrul subunității nordice, un singur filon de roci bazice, situat pe valea Migieșului la Tauț străbate rocile permiene.

b) Subunitatea superioară sudică. Această subunitate este constituită din seria de Păiușeni, care încalecă înspre N, flancul invers al zonei sinclinale Gală-Miniș, în lungul unui plan de șariaj cu o direcție aproximativ E—W și cu o inclinare de $45-80^{\circ}$.

Studiile întreprinse de Dumitrescu (1962, 1967) scot în evidență că această subunitate se prezintă ca un flanc normal al unei cufe sinclinale (succesiune normală, inclinări spre S ale stratificației și șistozității, precum și unghiurile mici dintre acestea). Lucrările magnetometrice efectuate în această subunitate evidențiază existența unui sinclinal culcat spre N.

Subunitatea superioară sudică este străbătută în regiunea Șiria-Agris, de mai multe filoane de dolorite; șistozitatea acestor filoane demonstrează caracterul lor premetamorfic.

Amploarea șariajului apreciată după distanța dintre fruntea pînzei și petecele de acoperire este de 1—4 km. Această pînză reprezintă echivalentul pînzei de Biharea, care de asemenea este alcătuită din seria de Păiușeni, avînd același parautohton și același stil de încălecare, cu păstrarea flancurilor inverse.

Linia de încălecare este decroșată în partea estică a regiunii cercetate, de mai multe fracturi, care determină două compartimente căzute (Piatra Hogea și Miniș), despărțite de un compartiment ridicat.

Cele mai noi depozite prinse sub planul de încălecare aparțin Triasicului, vîrsta acestui șariaj fiind tot alpină.

3. Fundamentul bazinului Crișului Alb

Alcătuirea litologică și structura formațiunilor din munții Codru prezintă numeroase analogii cu munții Highiș. Ambele unități sunt constituite din complexul intruziunilor de Codru peste care se dispun formațiuni paleozoice și mezozoice; de asemenea cele două unități sunt caracterizate prin existența unor pînze de șariaj puse în loc prin împingeri de la S către N.

ACESTE ASEMĂNĂRI, precum și vecinătatea celor două unități, arată că acestea au constituit o unitate majoră, care a fost fragmentată de fracturi și pe care în zona centrală, s-a instalat bazinul neogen al Crișului Alb.

Forajele executate în Cîmpia Tisei, în prelungirea spre W a regiunii cercetate, au întîlnit sub depozitele neogene, rocile granitoide ale complexului intruziunilor de Codru; peste acestea, pe suprafete restrînse și avînd grosimi reduse, au fost întîlnite și rocile orizontului gresiilor cuarțice din Triasicul inferior.

Din aceste fapte se poate deduce că suprafața pe care s-a instalat bazinul Crișului Alb, înaintea Tortonianului, a fost exondată și supusă unei intense eroziuni, care a îndepărtat toată stiva de depozite mezozoice și probabil și formațiunile mai vechi ale unor unități situate în pînză, rămînind numai rocile granitoide, iar în compartimentele coborîte și rocile Triasicului inferior ale unității parautohtone.

Lucrările geofizice de gravimetrie (Andrei, Proca, 1965, 1966) și seismometrie (Danăna, 1967) efectuate atât în regiunea cercetată, cit și în extremitatea vestică a acesteia, evidențiază o structură în horsturi și grabene a fundamentului bazinului Crișului Alb, delimitate



de puternice linii de fractură. Dintre acestea sunt și fracturi profunde, care au favorizat manifestarea magmatismului subsecvent neogen; sistemul de fracturi Rogoz-Groșeni, care înspre SE se continuă pînă dincolo de Brad și fractura Beliu-Săliște-Cărand care spre SE se continuă pînă dincolo de Brad și fractura Beliu-Săliște-Cărand care spre SE se continuă pînă la S de Mădrizești. Fracturile care afectează fundamentul au funcționat în Neogen ca zone de mobilitate, determinînd existența unor compartimente ridicate sau cobeante, care au format relieful din interiorul bazinului.

Tectonica formațiunilor neogene nu este rezultatul acțiunii forțelor tangențiale, ci este efectul acestui relief al fundamentului, pe fondul căruia sedimentarea a avut anumite particularități, iar fazele de mișcare și fracturile ulterioare, au accentuat sau au diminuat acest relief.

Studiul hărții structurale a părții estice a R. P. Ungarie evidențiază prezența în fundamentul depresiunii pannonice a formațiunilor cristaline cu intruziuni granitoide și a formațiunilor paleozoice și mezozoice, afectate de două principale sisteme de fracturi: un sistem orientat W-NW—E-SE, situat în prelungirea spre W a liniei de încălecare Galșa-Miniș și un sistem cu aceeași direcție, care se situează în prelungirea spre NE a ramei nordice a bazinului neogen (sistemul de fracturi Rogoz-Groșeni). Între cele două sisteme de fracturi, o largă zonă de scufundare se situează în prelungirea spre W a regiunii ocupate de bazinul Crișului Alb, mărginită spre N și S de compartimente ridicate.

B) TECTONICA FORMAȚIUNILOR DE CUVERTURĂ

Formațiunile de cuvertură, care constituie umplutura sedimentară a bazinului Crișului Alb, aparțin Neogenului (Tortonian, Sarmațian, Pliocen). Structura acestor formațiuni puțin cunoscută din lucrările anterioare, este determinată atât de relieful preexistent al fundamentului, cât și de fazele de diastrofism, care în această regiune s-au manifestat prin mișcări de basculă ale unor blocuri din fundament, fracturări și paroxisme ale activității vulcanice.

Mișcările anterioare Tortonianului au avut ca efect cutarea și fragmentarea întregii regiuni ce cuprinde atât munții Codru, cât și munții Hîghiș. Astfel, mișcările mezo-cretacice (probabil faza austrică) au generat pînzele de șariaj din munții Codru (subunitatea sudică) și din munții Hîghiș (subunitatea superioară sudică) determinînd probabil în fundamentele bazinului Crișului Alb puternice fracturări sau linii de încălecare.



Amploarea acestor accidente tectonice se accentuează în faza subhercnică sau mediteraneană, cînd o parte a unității de Codru decolcază peste autohtonul de Bihor. Probabil începind cu Cretacicul superior, regiunea cercetată se exondează și este supusă unei puternice eroziuni. Fazele ulterioare (laramică, pirineică și savică) au avut ca efect, mișările de basculă ale unor blocuri și fragmentarea regiunii după importante linii de fractură. Tot în aceste faze sunt reactivate și liniile tectonice rezultate din mișările anterioare.

La începutul Tortonianului, ca urmare a fazei stirice, regiunea care făcea legătura între munții Codru și Highiș suferă o puternică scufundare, fiind acoperită de ape. Această regiune a avut un relief dominat de două culmi orientate NW—SE, care delimitau în cadrul bazinului trei cuvete de sedimentare. Aceste culmi, determinate de compartimentele ridicate ale fundamentului în timpul Neogenului au suferit procese de ridicare sau afundare, ca urmare a fazelor de mișcare, determinînd structura formațiunilor neogene ale bazinului Crișului Alb.

Din punct de vedere structural, bazinul Crișului Alb se prezintă ca o largă cuvetă sinclinală, cu inclinări ale depozitelor dinspre margini, spre interiorul bazinului, constătindu-se în cuprinsul acestuia diferite compartimente ridicate sau coborîte.

Zonele ridicate alternează cu cele coborîte, dispoziția acestora fiind divergentă, structurile depărtîndu-se spre W și apropiindu-se spre E, sub forma unui evantai. Elementele structurale ale bazinului sunt constituite din compartimente ridicate sau coborîte în lungul unor linii de fractură; tasarea diferențiată a rocilor pe un relief preexistent și mișările pe verticală au generat în cadrul bazinului aceste structuri largi, afectate de fracturi.

Contactul dintre depozitele neogene și rama muntoasă este gradat în zona terminației nord-vestice a munților Codru, unde fundamentul coboară treptat, apărînd la zi pe văile mai adînci (valea Olcii, Valea Mare a Hodîșelului, afluentii văii Ciuntăhazului). De la Mărăuș spre SE, contactul dintre bazin și rama muntoasă are un caracter linear, acesta fiind puternic marcat și morfologic, printr-o ruptură de pantă cu o direcție NW—SE, care se continuă de la N de Mărăuș, pînă dincolo de Groșeni. Această puternică linie de fractură, pe care am pus-o în evidență în anul 1965 și pe care am denumit-o falia Secaci, după care se face contactul dintre bazinul neogen al Crișului Alb și munții Codru, are un caracter regional, continuîndu-se spre SE, pînă dincolo de zona Brad-Săcărîmb, unde în lungul ei se dispun o serie de aparate vulcanice.



În regiunea cercetată această fractură este evidențiată pe valea Urvișului și valea Botfeiului prin înclinările depozitelor neogene către rama munțoasă; în regiunea Secaci-Botfei această fractură este reprezentată printr-un sistem de fracturi paralele, apropiate, orientate pe direcția NW-SE.

Fractura Rogoz-Groșeni face parte din importantul sistem de fracturi după care s-au prăbușit Munții Apuseni. Astfel, bazinul Vadului, bazinul Beiușului și bazinul Crișului Alb sunt mărginite spre NE de fracturi puternice, cu o direcție NW-SE, care au funcționat ca zone labile, încă din Cretacicul superior.

Bazinul neogen s-a instalat la S de această fractură, care a funcționat ca o zonă mobilă în timpul sedimentării unor termeni ai Neogenului. Pe liniile de fractură ale acestui sistem vin în contact tectonic diferiți termeni ai ramei munțoase, cu formațiunile tortoniene, sarmatiene și pliocene.

La diferite intervale stratigrafice ale depozitelor neogene din vecinătatea acestui sistem de fracturi, se întâlnesc intercalații de bolovănișuri, pe baza cărora pot fi fixate în timp, momentele de mișcare (afundarea fundamentului bazinului sau ridicarea ramei munțoase). Astfel, un prim moment se situează la începutul Tortonianului (faza stircă nouă), cînd actualul amplasament al bazinului se scufundă; momentul următor se situează în Tortonianul superior (faza moldavică) cînd se acumulează depozitele de lahar; momentele următoare se situează în Volhinianul inferior, cînd are loc ridicarea ramei munțoase, în Bessarabian și în Pliocen (faza attică), cînd regiunea suferă ușoare mișcări de afundare, urmate de exondări.

Înspre NW, acest sistem de fracturi pe care l-am denumit „sistemul de fracturi Rogoz-Groșeni” nu mai este atât de evident la suprafață. Prezența acestuia a fost însă identificată prin lucrările seismometrice, pînă la granița de W a țării, tînzind să capete o direcție aproximativ W-E și intersectînd granița la cîțiva km N de Salonta. Înspre SE, amplitudinea fracturii se accentuează, depășind probabil cîteva mii de metri.

Contactul dintre bazinul și rama munțoasă a Hîghișului este mascat în cea mai mare parte de către depozitele cuaternare. Acest contact se face probabil printr-o afundare gradată a fundamentului, de la S la N, evidențiată și de numeroasele iviri ale fundamentului, de sub depozitele neogene din regiunea Tăut-Camna.

În interiorul bazinului Crișului Alb am separat mai multe elemente structurale, reprezentînd compartimente ridicate sau afundate ale fundamentului, care determină o alternanță de horsturi și grabene; identificate și prin lucrările geofizice (Andrei, Proca, 1966): 1) horstul Mărăuș-



Tinca ; 2) grabenul Craiva-Hăşmaş ; 3) horstul Beneşti-Beliu-Cărănd ; 4) grabenul Ineu-Voivodenii ; 5) horstul Moeciu-Miniş ; 6) grabenul Morodă-Miniş ; 7) horstul Pîncota-Drauţ-Miniş.

1. Horstul Mărăuş-Tinca

Acest compartiment reprezintă terminația vestică a munților Codru având un maximum de ridicare pe aliniamentul localităților Olcea-Belfir-Girișul Negru. În partea de E a acestei culminații, care a funcționat și ca relief în timpul Neogenului, fundamentele se afundă lin, diferenții termenii ai Neogenului depășindu-se transgresiv.

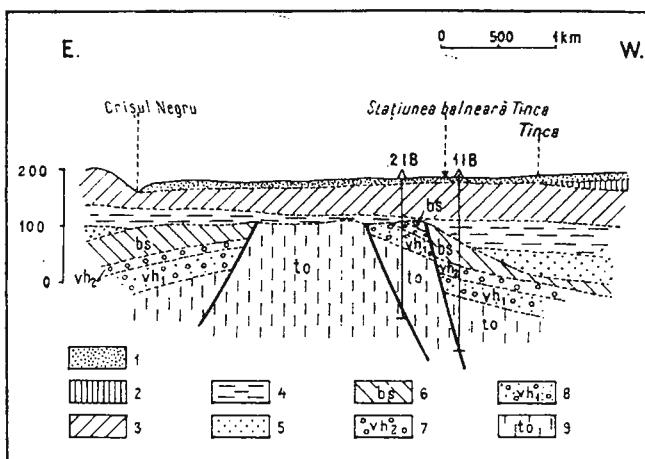


Fig. 44. — Secțiune geologică prin depozitele neogene dintre Rîpa și Tinca.

1. depozite aluviale; 2. orizontul nisipurilor cu *Phyllocardium*; 3. orizontul marnelor cu *Congeria rhomboidea*; 4. orizontul marnelor albe; 5. orizontul nisipurilor inferioare; 6. orizontul calcaros; 7. orizontul continental lacustru; 8. orizontul tufaceu-diatomic; 9. Tortonian.

Geologischer Schnitt durch die neogenen Ablagerungen zwischen Rîpa und Tinca.

1. alluviale Ablagerungen; 2. Sandhorizont mit *Phyllocardium*; 3. Mergelhorizont mit *Congeria rhomboidea*; 4. weißer Mergelhorizont; 5. Horizont der unteren Sande; 6. Kalkstein Horizont; 7. Festländisch-sumpfiger Horizont; 8. Diatomeen Tuffhorizont; 9. Tortonian.

Cele două sonde de la Tinca s-ar situa tocmai pe panta vestică a acestei zone de ridicare (fig. 44). Înclinările depozitelor întâlnite în foraje prezintă importante variații : în sonda 1 IB la adâncimea de 185 m, incli-

nările sint de 30° (Sarmațian); în sonda 2 IB la adîncimea de 113 m sint de 7° (Sarmațian), la adîncimea de 170 m au valori de 25° (Tortonian), iar la adîncimea de 229 m (Tortonian) ajung la 35° . Depozitele neogene din această regiune sint afectate de numeroase fracturi evidențiate și de oglinziile de fricțiune pe care le prezintă rocile în carote (sonda 2 IB – adîncimea 229 m).

În partea de SW a culminăției Olcea-Giriș, peste formațiunile fundamentului se dispun depozite sarmațiene și pliocene cu înclinări mici ale stratelor spre SW, care formează un monoclin.

Luerările gravimetrice indică în regiunea Mărăuș, desprinderea a două fracturi principale din sistemul de fracturi Rogoz-Groșeni : o fractură cu o direcție NW-SE, cu tendința de a deveni E-W, care reprezintă continuarea spre W a fracturii majore Rogoz-Groșeni și o fractură de mai mică amploare, cu o direcție aproximativ N-S, între Mărăuș și Vălani, de unde are tendința de a căpăta o direcție NW-SE. Această fractură de mică amploare separă blocul de maximă ridicare a terminației vestice a munților Codru, de o treaptă mai coborită, ocupată de depozitele neogene din regiunea Rogoz-Ucuriș. Această treaptă s-a scufundat mai târziu, abia la începutul Volhinianului. Pe linia de fractură Vălani-Mărăuș, cu o direcție N-S, în cursul Bessarabianului au circulat soluții slab mineralizate care au determinat silicifierea calcarelor.

Horstul Mărăuș-Tinca este delimitat spre S de sistemul de fracturi Rogoz-Groșeni ; un sistem de fracturi perpendicular pe acesta se dezvoltă între Chișlaca și Secaci, determinând afundarea compartimentului nord-vestic al acestui horst.

2. Grabenul Craiva-Hășmaș

Acest compartiment are o direcție NW-SE, reprezentând o zonă de afundare, delimitată spre NE de sistemul de fracturi Rogoz-Groșeni, iar spre SW de falia Cărănd-Bochia.

Pe marginea nordică a acestei cuvete, depozitele miocene și pliocene vin în contact tectonic cu formațiunile cristaline sau paleozoice ale munților Codru ; pe marginea de SW formațiunile pliocene vin în contact tectonic cu cele sarmațiene sau tortoniene. Cuveta, alungită pe direcția NW-SE, cu o lățime mică, de numai cîțiva km, prezintă aspectul unui sănț cu o ridicare axială în regiunea Secaci-Comănești, de unde spre NW și SE se produce o afundare gradată. La W de Benești, axul principal al cuvetei tinde să se bifurce, fiind separat de o mică ridicare.



3. Horstul Benești-Beliu-Cărand

Acest compartiment reprezintă un sector al unei structuri regionale, dezvoltate între Sebiș și Cermei, în care apar formațiunile tortoniene și sarmațiene. Spre NE, este delimitat de fractura Cărand-Bochia, iar spre SW de fractura Cărand-Beliu. În cadrul acestui horst, o fractură de mică amplitudine aduce în contact tectonic depozitele sarmațiene cu cele tortoniene de la N de localitatea Archiș.

4. Grabenul Ineu-Voivodeni

Această structură este o zonă de afundare, alungită pe direcția NW-SE, în care aflorează pe porțiuni restrânse formațiunile pliocene. Cea mai mare parte a acestei zone de afundare este acoperită de depozitele aluviale ale Crișului Alb.

5. Horstul Moarea-Miniș

Acest compartiment reprezintă o zonă de ridicare pe care în sectorul Moarea-Satu Mic aflorează formațiunile vulcanogene, tortoniene, iar în sectorul Camna-Miniș, formațiunile fundamentului și cele miocene. Această zonă de ridicare, alungită pe direcția NW-SE este destul de îngustă, prezentând o afundare axială în sectorul Șilindia. Acest compartiment ridicat este delimitat spre NE și SW de linii de fractură, care sunt vizibile mai ales în complexul tufaceu diatomitic din regiunea Miniș-Camna (fig. 34).

6. Grabenul Moroda-Minișel

Această structură este o zonă de afundare neregulată, care se îngustează mult spre E și W, fiind compartimentată de numeroase fracturi; această zonă este acoperită în cea mai mare parte de depozite cuaternare.

7. Horstul Pineota-Drauț-Dudu-Minișel

Acest ultim compartiment reprezintă flancul nordic al zonei de ridicare a munților Highiș, cu un contur destul de neregulat, care în parte dovedește și afundarea mai lină a fundamentului, fiind acoperit în cea mai mare parte de depozitele cuaternare.



V. DATELE GEOFIZICE DIN REGIUNE ȘI INTERPRETAREA LOR GEOLOGICĂ

În descifrarea structurii geologice a fundamentului și a formațiunilor geologice din depresiunea pannonică, acoperită în cea mai mare parte de depozitele cuaternare, un mare rol revine cercetărilor prin metode geofizice.

Regiunea care face obiectul studiului de față a fost cercetată prin metode gravimetrice, aeromagnetice și magnetometrice de detaliu (Andrei, Proca, 1965, 1966; Cristescu 1965; Marcosan, 1966).

Lucrările gravimetrice efectuate în bazinul Crișului Alb, la S de paralela localității Mărăș (Andrei, Proca, 1965, 1966) evidențiază un minim gravimetric pentru întreaga regiune ocupată de bazin, datorită afundării formațiunilor fundamentului. Acest minim larg, comportă o serie de maxime și minime, care separă în cadrul bazinului mai multe zone anomale: minimul Craiova-Chișlaca-Agris; maximul Beliu-Săliște-Cărănd; minimul Ineu-Bocsig; maximul Mocrea-Miniș; minimul Pincota-Chier-Miniș-Şilindia.

Zonele anomale de minim sunt interpretate ca reprezentând afundări ale fundamentului, iar cele de maxim — ridicări; această interpretare este bazată pe de-o parte pe apariția la zi în zonele de maxim a formațiunilor mai vechi și în cele de minim a formațiunilor mai noi, iar pe altă parte pe identificarea în foraje și în lucrările seismometrice a unor zone de ridicare sau afundare, situate în continuarea spre W a acestor anomalii.

Liniile de gradient orizontal maxim al gravitației sunt interpretate ca reprezentând fracturi (pl. X).

Datele gravimetrice evidențiază o structură în horsturi și grabene a fundamentului bazinului, delimitate de fracturi sau zone de fracturi.

Elementele structurale care rezultă din lucrările gravimetrice sunt următoarele :

1) Sistemul de fracturi Rogoz-Groșeni-Sebiș, evidențiat prin scădereea rapidă a valorilor gravitației, care ating 15—20 mgl/2 km;

2) Grabenul Craiva-Chișlaca-Agris-Honțișor, o zonă de minim gravimetric în care anomalia negativă Bouguér atinge intensitatea maximă (—35 mgl) în apropiere de Buhanî, unde probabil se situează zona de maximă afundare a acestui graben;

3) Linia de fracturi Someșcheș-Mădrizești este reprezentată printr-un cordon de gradient, care prezintă unele atenuări sau decroșări. Această linie reprezintă în regiunea Almaș marginea de S a bazinului;

4) Horstul Cermei-Joia Mare este evidențiat printr-un maxim gravimetric care atinge valoarea maximă la SE de Beliu;



5) Falia Cermei-Joia Mare, avind o amplitudine redusă este evidențiată de liniile de gradient;

6) Grabenul Gurba-Buteni este reprezentat printr-un minim gravimetric, delimitat spre S de un cordon de gradient, care reflectă existența unor fracturi ce converg în regiunea localității Bocsig;

7) Zona de fracturi Șicula-Bocsig-Păiușeni evidențiată de un cordon de gradient, determină afundarea în trepte spre NE a horstului sudic;

8) Horstul Șicula-Miniș evidențiat de un maxim gravimetric la Mocrea se leagă înspre W cu zona de ridicare Chișineu-Criș;

9) Grabenul Chier – un minim gravimetric, delimitat de jur împrejur de cordoane de gradient, ce reprezintă fracturi, are zona de afundare maximă situată în regiunea localității Chier.

Datele gravimetrice obținute în această regiune confirmă în cea mai mare măsură pe cele geologice, oferind pentru suprafețele acoperite de depozitele cuaternare, elementele necesare pentru interpretarea structurii depozitelor neogene și a fundamentului acestora.

Cercetările aeromagnetice efectuate în această regiune (Cristescu, 1964, 1965) evidențiază o anomalie generală pozitivă în extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb, determinată probabil, de existența formațiunilor vulcanogene.

În cadrul acestei anomalii regionale se disting mai multe zone anormale pozitive, separate de zone în care anomalia aeromagnetică este mai scăzută. Zonele anormale pozitive sunt următoarele :

a) O zonă anomală situată între Pîncota și Ineu, ce cuprinde 3 centri – un centru la W de Chier, unul la Zărand și ultimul la S de Ineu, separați de o anomalie de minim cu un contur neregulat, care atinge maxima amplitudine negativă la SW de Ineu. Acești centri anomali pozitivi corespund în linii generale cu apariția la zi a rocilor vulcanogene tortoniene ;

b) O zonă anomală situată în regiunea localității Beliu, ce cuprinde 5 centri anomali, în care valoarea cîmpului geomagnetic atinge 200 gamma ; un centru este situat pe valea Teuzului, pe meridianul localității Beliu, un altul la jumătatea distanței dintre Săliște și Cărand, și 3 centri grupați între Beliu și Benești. Conturul acestei zone anormale se suprapune în cea mai mare parte cu dezvoltarea la suprafață a formațiunilor vulcanogene tortoniene ;

c) O altă zonă anomală situată pe terminația vestică a munților Codru, unde între Hodişel și Poelușa se constată un maximum al valorilor ΔT_a , pe un aliniament aproximativ W-E.

Pentru conturarea ultimei zone anomale, precum și pentru o mai bună interpretare a acesteia, s-au efectuat prospecțiuni geomagnetice de detaliu (Marcoșanu, Peský, 1966). Aceste lucrări au evidențiat o zonă anomală de maximum geomagnetic, alungită pe direcția W-E, în care se individualizează 5 centri anomali, cu valori cuprinse între 100—180 gamma, care descresc de la W la E. Această anomalie a fost interpretată ca fiind legată de un corp intrusiv de natură granodioritică și s-a propus săparea unei sonde.

Anomalia geomagnetică din regiunea Hodişel-Pooclusa se suprapune în cea mai mare parte, peste linia de șariaj după care subunitatea sudică i-a contact cu cea nordică, atingând valoarea maximă, acolo unde planul de șariaj este vertical. Spre E, unde planul de șariaj are înclinări mai mici, anomalia se dispersează, căpătind o amplitudine mai mare pe orizontală, iar intensitatea acesteia scăzând. Se pare astfel că anomalia geomagnetică din această regiune nu este legată de intruziuni de coruri granodioritice sau bazice, ci este determinată de planul de șariaj, pe care se realizează fie concentrarea unor minerale cu susceptibilitate magnetică mai mare, fie un contrast de susceptibilitate magnetică între gresiile albe cuarțitice triasice și conglomeratele cu ciment feruginos ale complexului inferior conglomeratic (Carbonifer superior-Permian inferior). Este posibil ca pe această linie tectonică de vîrstă austrică, reluată în mișcările ulterioare să existe coruri intrusive.

Forajul 36711 IGEX amplasat pe gresiile triasice ale subunității parautohtone, la cca 250 m spre N de linia de șariaj, a întâlnit limita dintre gresiile cuarțitice și complexul superior vulcanogen (Permian superior) la 65 m adâncime. De la 65 m pînă la adâncimea de 640 m sonda a străbătut complexul superior vulcanogen în care s-a oprit, fără a întâlni corpurile eruptive presupuse de granodiorite sau roci bazice.

VI. EVOLUȚIA GEOLOGICĂ A REGIUNII

A) FORMATIUNILE PREALPINE

În cadrul fundamentalului prealpin al Munților Apuseni, studiile întreprinse de Iancovici et al. (1969) scot în evidență trei cicluri tectono-magmatice: prebaicalian, baicalian și hercnic.

Întrucît problema vîrstei seriilor cristaline din Munții Apuseni depășește cadrul lucrării de față, ne vom rezuma la prezentarea ciclului hercnic, care a durat probabil din Cambrian pînă în Permian inclusiv, timp în care s-a desăvîrșit formarea sistemelor cristaline din regiunea cercetată.



Considerăm ca și Dimitrescu (1964) că primele momente ale evoluției geosinclinalului hercinic (sedimentarea și magmatismul inițial bazic) au generat o gamă variată de roci, care au fost antrenate în magmatismul sinorogen, prin apportul termic și chimic rezultând importante transformări care fac dificilă reconstituirea rocilor inițiale.

În stadiul tardecinematic, are loc sedimentarea unor formațiuni de molasă (Devonian-Permian inclusiv) și manifestarea magmatismului subsecvent (Permian).

În cadrul ciclului hercinic se individualizează două momente principale de transgresiune: un prim moment care marchează începutul sedimentării seriei de Păiușeni (Devonian) și cel de-al doilea, marcat de începutul sedimentării complexului inferior conglomeratic din munții Codru (Carbonifer superior).

Prezența rocilor grosiere în seria de Păiușeni, alternanță ritmică a conglomeratelor cu roci pelitice, precum și grosimea mare a formațiunilor indică un domeniu de sedimentare în care mișările oscilatorii se desfășurau în paralel cu sedimentarea.

După metamorfozarea seriei de Păiușeni, care s-a produs probabil în Carboniferul mediu (faza sudetă), aria de sedimentare se deplasează spre N, unde se acumulează pe grosimi mari formațiunile de molasă ale orogenezei hercinice (Carbonifer superior-Permian inferior).

În Permianul mediu, ca urmare a mișărilor din faza saalică, are loc metamorfozarea complexului inferior conglomeratic și declanșarea magmatismului subsecvent, ciclul hercinic încheindu-se în Permianul superior prin cutările din faza palatină.

Aceste faze de cutare desfășurate după etapa magmatismului sinorogen au imprimat formațiunilor paleozoice plane secundare de șistozitate și un metamorfism dinamic care corespunde epizonei superioare. Intensitatea proceselor de metamorfism a scăzut în scara geologică, în legătură cu consolidarea și exondarea zonelor de sedimentare.

B) FORMAȚIUNILE ALPINE

În evoluția formațiunilor alpine din cadrul regiunii cercetate am putut urmări numai câteva etape: începutul sedimentării în Triasic, cutarea din Cretacicul mediu și stadiul tardecinematic caracterizat prin sedimentarea molasică și declanșarea magmatismului subsecvent neogen.

Aria de sedimentare a ciclului alpin în această regiune se schițează la începutul Triasicului, cînd o parte a soclului hercinic se scufundă, fiind



invadată de ape. La începutul Seisianului sedimentarea are loc într-un domeniu continental-lacustru, în Seisianul superior căpătind un caracter tipic marin.

Faciesul depozitelor mezozoice din această regiune se încadrează în zona faciesului de Codru, care a evoluat ca arie geosinclinală, formațiunile de fliș fiind întâlnite în Cretacicul inferior.

Desfășurarea proceselor litogenetice, magmatische și tectonice din regiunea cercetată în intervalul Triasic mediu-Tortonian este greu de reconstituit, din cauza absenței la suprafață a formațiunilor respective.

Pe baza interpretării fenomenelor geologice care s-au desfășurat în unitățile vecine, se pot face unele considerații de ordin general. Astfel, pentru regiunea de care ne ocupăm, se poate considera că sedimentarea, ca și în munții Codru, s-a desfășurat aproape fără întrerupere, din Cretacicul inferior, pînă în Cretacicul mediu, cînd probabil se instalează un facies de fliș.

În Cretacicul mediu, ca urmare a fazei austrice, formațiunile sunt cutate, producîndu-se și cele de la S la N. Din Cretacicul mediu, această regiune se exondează fiind supusă unei intense eroziuni, astfel că mișcările din etapele ulterioare (faza subhercinică, laramică, pirineică, savică) au accentuat dislocațiile produse în faza austrică și au generat importante linii de fracturi, care au compartimentat blocul unitar al munților Codru și Highiș, realizat pînă la mișcările din faza austrică.

Stadiul tardecinematic al ciclului alpin este bine reprezentat în regiune, atît prin formațiunile de molasă, cît și prin manifestarea magmatismului subsecvent.

La începutul Tortonianului, legat de un sistem de fracturi cu direcția NW-SE, sectorul ocupat în prezent de bazinul neogen, se scufundă, în paralel cu scufundarea bazinului declanșîndu-se și activitatea vulcanică.

Mișcarea de subsidență continuă pînă în Tortonianul mediu, pentru ca în Tortonianul superior, o dată cu declanșarea celei de-a doua faze de erupție să se manifeste în sens invers, ducînd la retragerea temporară a apelor. După această scurtă perioadă de retragere a apelor, din timpul Buglovianului are loc, ca urmare a manifestării mișcărilor din faza moldavică, o nouă compartimentare și o deplasare a ariei de sedimentare. Astfel, în timpul Volhinianului, în partea centrală a bazinului, o importantă porțiune a zonei ocupate de formațiunile vulcanogene ale Tortonianului rămîne exondată. Pe de altă parte aria de sedimentare a Volhinianului nu se suprapune întocmai peste cea a Tortonianului, în multe



situații, Volhinianul dispunindu-se transgresiv peste termenii mai vechi decât Tortonianul.

Sedimentarea Volhinianului inferior a avut loc în condițiile unei mări puțin adânci, mărginită de un relief cu o energie mică, astfel încât au fost sedimentate numai roci pelitice. În paralel cu sedimentarea, activitatea vulcanică s-a manifestat prin scurte perioade explosive, care au generat cenuși vulcanice și lapilli.

La finele Volhinianului inferior, ca urmare a unei mișcări generale de ridicare, sedimentarea pelitică este înlocuită prin sedimentarea unor formațiuni grosiere. Apele mării se retrag pentru o scurtă perioadă de timp, făcând loc unui facies lacustru, fluviatil sau chiar continental. Totodată se declanșează și ultimul moment de paroxism al activității vulcanice, marcat prin aglomeratele vulcanice și curgerile de lave (plagiobazalte) din regiunea Miniș-Camna.

La sfîrșitul Volhinianului și începutul Bessarabianului, ca urmare a unei mișcări de afundare, în regiune vin din nou apele mării, însă acestea ocupă o arie mai mică. S-ar putea ca aria de răspîndire a Bessarabianului să fi fost mult mai mare ca cea actuală, însă eroziunea din fază care a urmat, a dus la îndepărțarea celei mai mari părți a depozitelor.

În Bessarabianul mediu sau chiar mai tîrziu, ca urmare a mișcărilor din fază attică, depozitele neogene sunt fragmentate de fracturi cu o direcție NW-SE și NE-SW. După manifestarea acestei faze de mișcare, întreaga regiune se exondează și este supusă unei intense eroziuni. Mișcările din fază attică sunt reflectate atât de dispunerea transgresivă și discordantă a depozitelor pliocene peste formațiunile sarmațiene, cât și de prezența fragmentelor de roci și de fosile sarmațiene remaniate în baza Pliocenului dovedind fază de eroziune antepliocenă.

Eroziunea dinaintea Pliocenului a dus la îndepărțarea celei mai mari părți a depozitelor miocene, Pliocenul dispunindu-se direct peste Volhinian sau termenii mai vechi. Această eroziune a determinat și formarea unui relief accidentat, încât mișcarea generală de afundare de la începutul Pliocenului a dus la invadarea de către ape numai a zonelor depresionare ale acestui relief. Pe măsura accentuării mișcării de afundare are loc pe de o parte o uniformizare a reliefului, prin colmatarea zonelor depresionare, iar pe de altă parte o extindere a ariei de sedimentare, orizontul marnelor albe depășind toți termenii mai vechi. După sedimentarea orizontului marnelor albe, mișcarea de afundare a regiunii stagnează sau se manifestă în sens invers pentru o scurtă perioadă de timp corespunzătoare depunerii stratelor cu *Congeria ungula caprae*, cînd în bazinul Beiușului și bazinul Vadului se formează cărbuni.



La începutul Ponțianului, mișcarea de afundare a bazinului se accentuează, însă în paralel cu aceasta are loc și o mișcare de ridicare a masivelor muntoase.

În Ponțianul mediu se manifestă și în cadrul bazinului o mișcare de ridicare, care se produce gradat, de la E la W, ducind la colmatarea celei mai mari părți a bazinului Crișului Alb. Această mișcare, ca efect al fazei rodanice, s-a manifestat și prin producerea unor ușoare deranjamente tectonice, în special în regiunea ramei nord-estice a bazinului, care a suferit o ridicare maximă.

Fazele de mișcare ale etapelor ulterioare au dus la exondarea întregii regiuni, cînd are loc și o accentuare a accidentelor tectonice anterioare, atât prin tasarea depozitelor, cît și prin slabele mișcări de basculă.

Mișcările neotectonice sunt reflectate în această regiune atât în forme de relief sau în traseele unor cursuri de apă cît și în deformările suferite de nivelele de terasă. Aceste mișcări au avut o amploare destul de redusă.

Domeniul de existență al rocilor rezultate din magmatismul subsecvent tardiv se suprapune în cea mai mare parte, în cadrul regiunii cereterminate, cu aria de subsidență a bazinului neogen. Între cele două fenomene (magmatismul subsecvent și sedimentarea neogenă) la o primă privire, pare să nu fie o legătură cauzată de interdependență, ambele fiind efectul aceleiași cauze majore.

Existența vulcanismului subsecvent a influențat însă atât natura materialului sedimentar în timpul Miocenului, cît și distribuția în spațiu a ariilor de sedimentare în diferitele momente de evoluție ale bazinului. Mergind mai departe, s-ar putea admite că chiar scufundarea zonei ocupate de bazinul neogen s-a datorat vulcanismului subsecvent. În acest sens, se poate presupune că vetrele magmatice care au alimentat aparatele vulcanice, prin expulzarea unei cantități immense de material, au creat importante deficiențe de masă, care au fost compenseate prin aceste mișcări de scufundare ale unor compartimente.

Vulcanismul neogen din această regiune se datorește unei cauze majore, care a determinat manifestarea proceselor magmatice, pe un vast teritoriu, ce cuprinde întreg lanțul carpatic. Magmatismul neogen din această regiune apare ca o continuare a magmatismului banatitic, prin reactivarea vechilor vetre magmatice, datorindu-se unui mecanism de palingeneză de subîmpingere (Dimitrescu, 1964).

Aceste vetre magmatice s-au format în intervalul Cretacic-superior-Tortonian, cînd diferitele faze de mișcare au pe unele aliniamente, modificări în adîncimea scoarței, favorizînd formarea magmelor.



Vulcanismul neogen din această regiune a evoluat în trei cicluri vulcanice caracterizate prin anumite asociații de roci, generate în condiții tectono-magmatische diferite.

Localizată stratigrafic, activitatea vulcanică din regiunea cercetată cuprinde două momente de paroxism: un prim moment situat la finele Tortonianului și un al doilea moment situat în Volhinianul mediu.

Rocile vulcanogene care aflorează în regiunea cercetată reprezintă numai produsele activității efuzive, centrii de erupție situându-se probabil mai spre E, în afara regiunii cercetate.

VII. GEOMORFOLOGIE

Relieful regiunii este dependent atât de constituția litologică a formațiunilor și structura acestora, cât și de desfășurarea în timp a fenomenelor geologice (mișcări pe verticală, vulcanism, configurație paleogeografică, climat, etc.).

Geneza reliefului din bazinul Crișului Alb este legată direct de evoluția rețelei hidrografice din ultima perioadă continentală; cea a reliefului ramei muntoase este mai greu de urmărit, având o vîrstă mai veche și din cauza interferenței diferenților factori care au acționat într-un timp indelungat.

Privit dinspre Cîmpia Tisei, relieful ramei muntoase a munților Codru, prezintă două trepte morfologice: o treaptă joasă cu altitudini de 600–800 m, ce corespunde nucleului de șisturi cristaline și flancului vestic al acestuia și o treaptă înaltă ce se individualizează la S de Ciuntești, formind culmea principală a munților Codru, cu altitudini care ajung pînă la 1100 m. Între cele două trepte, o ruptură de pantă marchează apariția capetelor de strate ale formațiunilor paleozoice și mezozoice; această ruptură de pantă se suprapune în parte peste fractura ce delimită spre E nucleul de șisturi cristaline cu intruziuni granitoide, de complexul inferior conglomeratic. Linia de șariaj Ciuntești-Finiș este de asemenea marcată morfologic, printr-o puternică ruptură de pantă.

În cadrul munților Highiș se pot deosebi de asemenea două trepte morfologice, corespunzînd celor două subunități tectonice, ruptura de pantă dintre acestea suprapunîndu-se în cea mai mare parte cu linia de șariaj Șiria-Miniș.

După Cotet (1957) întreaga înfățișare a reliefului depresiunii Zarandului a rezultat în urma desfășurării acțiunii rețelei hidrografice, de la sfîrșitul Pontianului pînă în prezent.

Intensitatea eroziunii, apreciată după nivelul pe care l-a avut lacul pliocen (cca 500 m) și după amploarea mișcărilor de subsidiență din depresiunea pannonică a fost deosebit de mare. Rezultatul acestei eroziuni intense îl constituie atât relieful sculptural al colinelor, cît și relieful de acumulare format de apele curgătoare.

Cu excepția dealurilor și depresiunilor de pe latura vestică a munților Codru, care nu reflectă structura depozitelor neogene, fiind legate mai ales de constituția litologică a formațiunilor, restul elementelor morfologice ale depresiunii, sunt un ecou direct al structurilor geologice. Astfel, cursurile principale de ape își au traseul pe zonele de maximă afundare a compartimentelor coborîte (valea Teuzului și valea Crișului Alb curg în lungul cuvetei Ineu-Voivodeni, iar valea Cigheriu lui în lungul cuvetei Moroda-Minișel); în alte situații, o parte a acestor cursuri de apă s-au instalat pe fracturi sau zone de fracturi (valea Botfeiului, valea Urvișului).

Dealurile cele mai înalte din cuprinsul depresiunii Zarandului (dealul Gălălen, dealul Husumal, dealul Mocrea, dealul Pîncotei-Boereta) se situează în lungul unor importante zone de ridicare.

Rupturile de pantă ce delimitizează aceste coline, în cele mai multe cazuri corespund unor linii de fractură. Dealurile Gălălen-Husumal, alcătuite din roci vulcanogene, corespund zonei ridicate (horstului) Beliu-Cărănd, fiind delimitate spre N și S de rupturi de pantă ce corespund unor fracturi. Dealurile Mocrea-Satu Mic și Șilindia-Camna corespund unui alt horst.

Relieful de acumulare din această regiune reflectă o deplasare continuă a cursurilor de apă de la S la N: nivelele de terasă se păstrează numai în versantul stîng, în versantul drept, la viiturile mari, văile avînd o acțiune erozivă. Această deplasare în timp a cursurilor de apă de la S la N are un caracter regional și o cauză majoră, constatîndu-se și la celelalte cursuri de apă: Crișul Negru și Crișul Repede.

Analizat în parte, fiecare element morfologic corespunde unei anumite litologii și structuri a formațiunilor care îl alcătuiesc. Prezența rocilor vulcanogene determină un relief pronunțat, pe cără vreme rocile pelitice sau cele slab consolidate dau un relief șters.

Mișcările pe verticală determină atât acțiunea de eroziune a rîurilor, cît și grosimea și amploarea reliefului de acumulare, constatîndu-se un paralelism în timp între mișcările de ridicare și cele de afundare. Astfel, pe măsură ce zona estică a regiunii a suferit un proces de ridicare, în aceeași măsură zona vestică s-a afundat.



VIII. CONSIDERAȚII DE ORDIN ECONOMIC

În cadrul regiunii cercetate există unele substanțe minerale utile, care pot prezenta un interes de ordin economic, dintre care amintim: diatomitele, bentonitele, dolomitele, gresiile cuarțitice, gresiile feruginoase, rocile de construcție, apele minerale, etc.

Diatomitele, cantonate în complexul inferior tufaceu diatomitic fac obiectul unor exploatari în cariere, în regiunea Miniș. Dezvoltarea acestui complex și pe rama nord-estică a bazinului, face ca rezervele cunoscute de diatomite să poată fi mărite. De asemenea analizele informative efectuate asupra unor bentonite de pe valea Botfeiului indică mari capacitați de decolorare ale acestora, care au valori de 110–115% față de etalon, interesând în acest caz și exploatarea intercalărilor de bentonite din complexul tufaceu-diatomitic.

Dolomitele prin conținuturile ridicate în MgO ar putea fi interesante la obținerea unor materiale refractare.

De asemenea gresiile cuarțitice prin conținuturile ridicate în SiO₂ ar putea fi utilizate la fabricarea sticlei sau la fabricarea unor materiale refractare, rezervele acestora putind fi considerate practic inepuizabile.

Gresile feruginoase, prin conținuturile ridicate de Fe₂O₃, în situația în care ar prezenta o răspândire mai mare, ar putea fi interesante din punct de vedere economic.

Ca roci de construcție în regiunea cercetată sunt folosite pe plan local atât granitoidele, cât și rocile triasice și rocile eruptive neogene care fac obiectul unor exploatari în cariere.

Apele minerale cunoscute în regiune la Mocrea și la Tinca sunt ape bicarbonatate, cu un grad de mineralizare scăzut.

Cele de la Tinca, prin aportul ionilor de iod și brom, provenind din ape de zăcămînt, fac obiectul utilizării în cura internă sau balneară, în tratamentul unor afecțiuni gastrice sau reumatice.

IX. CONCLUZII

Studiul geologic de față și-a propus să acopere o lacună din literatura de specialitate privind cunoașterea atât a depozitelor neogene ale bazinului Crișului Alb, cât și a terminațiilor vestice ale munților Codru și Highiș.

Acest studiu a rezultat atât în urma cercetărilor bibliografice privind această regiune și regiunile învecinate, cât mai ales pe baza cercetărilor de teren care au condus la stringerea unui bogat material petrografic



și paleontologic precum și la alcătuirea unei hărți geologice și structurale a regiunii.

Bogatul material paleontologic, micropaleontologic și palinologic analizat, precum și stabilirea relațiilor stratigrafice și tectonice ale diferenților termeni, au condus la elaborarea unei scheme stratigrafice unitare pentru întreaga regiune și încadrarea acesteia în schema generală admisă pentru Munții Apuseni și depresiunea pannonică.

Acest studiu are mai mult un caracter descriptiv, axindu-se pe prezentarea în detaliu a situațiilor stratigrafice și tectonice din regiune, necunoscute pînă în prezent, autorul considerînd că pentru generalizări privind întreaga arie a Munților Apuseni sau a depresiunii pannonice sunt necesare mai întîi aceste studii de detaliu. Plecînd de la aceste considerente, generalizările au fost făcute numai pentru încadrarea acestei regiuni în ansamblul geologic din care face parte.

X. PARTEA PALEONTOLOGICĂ

În acest capitol sunt cuprinse principalele specii întîlnite în regiunea studiată.

I. Clasa : Gasteropoda

Familia : Neritidae

Subfamilia : Neritinae

Genul : *Theodoxus* M o n t f o r t 1810

Theodoxus (*Theodoxus*) *soceni* Jekeli u s
(Pl. I, fig. 1a, 1b)

Theodoxus soceni — Jekeli u s (1944), p. 51, pl. 5, fig. 7—26; p. 113, pl. 41, fig. 25—46.

Theodoxus (*Theodoxus*) *soceni* — Jekeli u s, Papp (1953), p. 96, pl. 2, fig. 12—15.

Orizontul inferior nisipos de la Comănești.

Theodoxus (*Theodoxus*) *leobersdorffensis* *leobersdorffensis* (H a n d m a n n)
(Pl. I, fig. 5a, 5b)

Theodoxus (*Theodoxus*) *leobersdorffensis* *leobersdorffensis* (H a n d .) Papp (1953), p. 98, pl. 2, fig. 29—31.

Orizontul inferior nisipos de la Comănești și Beliu.

Theodoxus (*Theodoxus*) *mariae* (H a n d m a n n)
(Pl. I, fig. 2a, 2b)

Theodoxus mariae — H a n d m a n n, Jekeli u s (1944), p. 115, pl. 42, fig. 22—24.



Theodoxus (Theodoxus) mariae — (Handmann), Papp, (1953), p. 101,
pl. 3, fig. 9—12.

Orizontul inferior nisipos de la Comănești și Beliu.

Theodoxus (Teodoxus) zografi petralbensis Jekelius
(Pl. I, fig. 4)

Theodoxus petralbensis — Jekelius, Jekelius (1944), p. 155, pl. 42,
fig. 25—26.

Theodoxus (Theodoxus) zografi petralbensis — Jekelius, Papp (1953), p. 102, pl. 1, fig. 20,
pl. 3, fig. 5—7.

Orizontul inferior nisipos de la Comănești și Beliu.

Familia : **Valvatidae**

Genul : *Orygoceras* Brusina 1882

Orygoceras corniculum Brusina
(Pl. I, fig. 11)

Orygoceras corniculum — Brusina, Brusina (1902), pl. 2, fig. 34—37

Orizontul marnelor albe de la Hășmaș.

Orygoceras fuchsi filocinctum Brusina
(Pl. I, fig. 13)

Orygoceras filocinctum — Brusina, Brusina (1902), pl. 2, fig. 23—28.

Orygoceras fuchsi filocinctum — Brusina, Jekelius (1944), p. 118, pl. 43,
fig. 24—25.

Orygoceras fuchsi filocinctum — Brusina, Papp (1953), p. 112, pl. 5 fig. 4.

Orizontul inferior nisipos de la Comănești.

Familia : **Hydrobiidae**

Subfamilia : **Hydrobiinae**

Genul : *Hydrobia* Hartmann 1821

Subgenul : *Baglivia* Brusina 1892

Hydrobia (Baglivia) rugosula Brusina
(Pl. I, fig. 19)

Hydrobia rugosula — Brusina, Brusina (1902), pl. 10, fig. 38—40.

Orizontul marnelor albe de la Hășmaș.

Familia: **Stenothyridae**

Genul : *Prososthenia* Neumann 1869

Prososthenia zitteli Lörenthey
(Pl. I, fig. 14)

Prososthenia zitteli — Lörenthey, Lörenthey (1902), p. 239, pl. 18, fig. 22—24.

Prososthenia zitteli — Lörenthey, Jekelius (1944), p. 119, pl. 44, fig. 1—7.

Orizontul inferior nisipos de la Comănești și Beliu.



Prososthenia serbica Brus.

(Pl. I, fig. 15a, 15b)

Prososthenia serbica — Brusina, Brusina (1902), pl. 8, fig. 21, 23.

Orizontul inferior nisipos de la Comănești.

Familia : **Thiaridae**Subfamilia : **Melanatriinae**Genul : *Brotia* H. Adams 1866*Brotia (Tinnyea) vasarhelyi* Hantken

(Pl. I, fig. 20)

Melania (Melanoides) vasarhelyi — L örentey (1902), p. 201, 203, pl. 14, fig. 1—2, pl. 15, fig. 11.*Brotia (Tinnyea) vasarhelyi* — Hantken, Jekelius (1944), p. 127, pl. 47, fig. 1—2.

Orizontul inferior nisipos de la Comănești.

Subfamilia : **Melanopsinae**Genul : *Melanopsis* Féru ssac 1807*Melanopsis fossilis pseudoimpressa* Papp

(Pl. II, fig. 1a, 1b)

Melanopsis fossilis pseudoimpressa — Papp (1953), p. 135, pl. 11, fig. 5—8.

Orizontul inferior nisipos.

Melanopsis fossilis constricta Handmann

(Pl. II, fig. 2)

Melanopsis fossilis — Martini, Jekelius (1944), p. 133, pl. 52, fig. 1—9.*Melanopsis fossilis constricta* — Handmann, Papp (1953), p. 134, pl. 11, fig. 1—4.

Orizontul inferior nisipos și orizontul marnelor albe.

Melanopsis vindobonensis vindobonensis Fuchs

(Pl. I, fig. 26a, 26b)

Melanopsis vindobonensis — Fuchs, Jekelius (1944), p. 165, pl. 53 fig. 1—17.*Melanopsis vindobonensis vindobonensis* — Fuchs, Papp (1953), p. 137, pl. 11, fig. 13—16.

Orizontul inferior nisipos și orizontul marnelor albe.

Melanopsis inermis Handmann

(Pl. II, fig. 15a, 15b)

Melanopsis textilis — Brusina (1902), pl. 5, fig. 55—56.*Melanopsis inermis* — Handmann, Jekelius (1944), p. 135, pl. 54, fig. 1—20.*Melanopsis inermis* — Handmann, Papp (1953), p. 138, pl. 9, fig. 24—27.

Orizontul inferior nisipos.

Melanopsis bouéi rarispina L örenthey

(Pl. II, fig. 24a, 24b)

Melanopsis rarispina — L örenthey (1902), p. 215, pl. 17, fig. 18—30, 33—36.*Melanopsis bouéi rarispina* — L örenthey, Jekelius (1944), p. 129, pl. 48, fig. 8—13.*Melanopsis bouéi rarispina* — L örenthey, Papp (1953), p. 145, pl. 12, fig. 7, 8.

Orizontul inferior nisipos.



Melanopsis austriaca Handmann

(pl. II, fig. 6a, 6b)

Melanopsis austriaca — Handmann, Jekelius (1944), p. 130, pl. 49, fig. 4.

Orizontul inferior nisipos de la Comănești.

II. Clasa : Lamellibranchiata

Familia : Dreissenidae

Genul : Congeria Partsch 1835

Congeria zahalkai Spalek

(pl. III, fig. 5a, 5b)

Congeria zahalkai — Spalek, Papp (1953), p. 157, pl. 13, fig. 5–7, pl. 18, fig. 1, 2, 3, 5.

Orizontul manelor nisipoase de la Mărăus.

Congeria ramphophora vösendorfensis Papp

(Pl. III, fig. 3a, 3b, 3c)

Congeria ramphophora vösendorfensis — Papp (1953), p. 159, pl. 13, fig. 26–28.

Orizontul inferior nisipos Comănești și orizontul manelor albe de la Hășmaș.

Congeria plana Lörenthey

(Pl. III, fig. 4a, 4b)

Congeria plana — Lörenthey (1902), p. 159, pl. 9, fig. 12–13.

Congeria plana — Lörenthey, Papp (1953), p. 164, pl. 13, fig. 22–25.

Congeria scrobiculata carinifera Lörenthey

(Pl. III, fig. 10a, 10b)

Congeria scrobiculata var. *carinifera* — Lörenthey (1902), pl. 9, fig. 14.

Congeria scrobiculata carinifera — Lörenthey, Papp (1953), p. 165, pl. 13, fig. 13–15.

Orizontul inferior nisipos de la Comănești.

Congeria ornithopsis Brusina

(Pl. IV, fig. 3a, 3b)

Congeria ornithopsis — Brusina (1902), pl. 19, fig. 12–17.

Congeria ornithopsis — Brusina, Lörenthey (1902), pl. 9, fig. 1–8.

Congeria ornithopsis — Brusina, Papp (1953), p. 167, pl. 15, fig. 3–5.

Congeria hoernesi Brusina

(Pl. VI, fig. 3)

Congeria hoernesi — Brusina, Jekelius (1944), p. 143, pl. 60, fig. 1–2.

Congeria hoernesi — Brusina, Papp (1953), p. 168, pl. 15, fig. 6–7.

Congeria croatica Brusina

(Pl. IV, fig. 1a, 1b)

Congeria croatica — Brusina, Jekelius (1944), pl. 60, fig. 3.

Orizontul manelor albe de la Hășmaș.

Congeria partschi partschi Czjzek

(Pl. IV, fig. 2a, 2b)

Congeria partschi partschi — Czjzek, Papp (1953), p. 173, pl. 16, fig. 1–2.

Orizontul manelor albe de la Hășmaș.



Congeria rhomboidea Hörnes

(Pl. VI, fig. 1a, 1b, 1c)

Congeria rhomboidea — Hörnes, Wenz (1944), p. 116, pl. 60, fig. 619.*Congeria rhomboidea* — Hörnes, Stevanović (1951), p. 203, pl. 1, fig. 1–3, pl. 13, fig. 5.

Orizontul marnelor nisipoase de la Mărăuș.

Congeria subglobosa longitestata Papp

(Pl. III, fig. 1a, 1b)

Congeria subglobosa longitestata — Papp (1953), p. 177, pl. 19, fig. 2.

Familia : Cardiidae Linnaé

Subfamilia : Limnoardiidae

Genul : *Limnocardium* Stoliczka 1870*Limnocardium promultistriatum* Jekelius

(Pl. VII, fig. 6a, 6b)

Limnocardium promultistriatum — Jekelius (1944), p. 148, pl. 63, fig. 16–21.*Limnocardium promultistriatum* — Jekelius, Papp (1953), p. 192, pl. 22, fig. 1–3, pl. 24, fig. 1.

Orizontul inferior nisipos de la Comănești.

Limnocardium parazujovici Stevanović

(Pl. VII, fig. 7a, 7b)

Limnocardium parazujovici — Stevanović (1951), p. 330, pl. 5, fig. 8–9, pl. 16, fig. 5–7.

Orizontul superior nisipos de la Belfir.

Limnocardium pseudopetersi Stevanović

(Pl. VII, fig. 2a, 2b)

Limnocardium pseudopetersi — Stevanović (1951), p. 243, pl. 15, fig. 1–4.

Orizontul superior nisipos de la Belfir.

Limnocardium vagrabiense Brusina

(Pl. VIII, fig. 6)

Limnocardium zagrabiense — Brusina (1898), pl. 19, fig. 1.*Limnocardium zagrabiense* — Brusina, Andrusov (1903), p. 50, pl. 4, fig. 4–5.

Orizontul marnelor nisipoase de la Mărăuș, Rîpa și Tinca.

Limnocardium (Pannonicardium) dumicici Gorjanovic-Kramberger

(Pl. VII, fig. 9)

Limnocardium (Pannonicardium) dumicici — Gorjanovic-Kramberger Stevanović (1951), p. 241, pl. 18, fig. 1–3.

Orizontul superior nisipos de la Belfir.

Limnocardium (Arpadicardium?) proximum Fuchs

(Pl. VII, fig. 4)

Limnocardium proximum — Fuchs, Gillet (1943), p. 67, pl. 5, fig. 16–17.*Limnocardium (Arpadicardium?) proximum* — Fuchs, Stevanović (1951), p. 250, pl. 17, fig. 4–6.

Orizontul superior nisipos de la Belfir.

Limnocardium (Arpadicardium) mayeri Hörnes var *multicosta* Gillet.
(Pl. VII, fig. 16)

Limnocardium mayeri — Hörnes, Gillet (1943), p. 53, pl. 5, fig. 4—6.

Limnocardium (Arpadicardium) mayeri — Hörnes, var. *multicosta* Gillet, Stevanovič (1951), p. 248, pl. 6, fig. 10—11.

Orizontul marnelor nisipoase de la Mărăuș.

Limnocardium (Bosphoricardium) banaticum Fuchs
(Pl. VII, fig. 3)

Limnocardium banaticum — Fuchs, Gillet (1943), p. 66—67, pl. 4.

Limnocardium (Bosphoricardium) banaticum — Fuchs, Stevanovič, (1951) p. 247,
pl. 6, fig. 7—8.

Orizontul inferior nisipos Belfir.

Phyllocardium complanatum Fuchs
(Pl. VIII, fig. 1a, 1b)

Phyllocardium complanatum — Fuchs, Stevanovič (1951), p. 251 pl. 7 fig. 2—4
pl. 15, fig. 1.

Orizontul superior nisipos Belfir.

Caladacna steindachneri-Brusina
(Pl. VIII, fig. 11)

Caladacna steindachneri — Brusina, Wenz (1943), p. 128., pl. 66, fig. 690—692,
pl. 71, fig. 742.

Caladacna steindachneri — Brusina, Stevanovič (1951), p. 267, pl. 9. flg. 1,
Caladacna steindachneri — Brusina, Hanganu (1966). pl. 24, fig. 2.

Orizontul marnelor nisipoase de la Mărăuș.



BIBLIOGRAFIE

- Antonescu E. (1964) Asupra prezenței Tortonianului la N de satul Archiș. *D.S. Com. Geol.* XLIX/2, București.
- Mantea G. h. (1966) Asupra vîrstei piroclastitelor din zona Ribița-valea Bradului (Munții Metaliferi). *D.S. Inst. Geol.* LII/1, București.
 - (1969) Cîteva date preliminare asupra conținutului palinologic al Triasicului inferior (Seisian) de la Bucea. *D.S. Inst. Geol.* LVI/3, București.
- Atanasiu I. (1945) Le Sarmatien du Plateau Moldave. *Ann. Ac. Roum. Mem. Sect. Scient.* III, série XX, București.
- Macarović N. (1950) Les sediments miocenes de la partie septentrionale de la Moldavie. *An. Com. Geol.* XXIII, București.
- Bartha F. (1959) A Balaton körneki felsöpannon Koru kepzdőmenye finomrelegtani vizsgalatainak földtani eredményei. *Föld. Közl.* LXXXIX, Budapest.
- Bittner A. (1902) Trias von Bosnien, Dalmatien etc. *Jahrb. d. k.k. geol. Reich.* LII, Wien.
- Bleahu M. (1956) Cercetări geologice în regiunea Padis-Cetățile Ponorului. *D.S. Com. Geol.* XLI, București.
- Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni (cu privire specială asupra Cristalinului și Mezozoicului). *Anal. Rom. Sov.* II, București.
 - (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, București.
 - Dimian M. (1968) Şanțul geosinclinal al Metaliferilor și poziția sa în raport cu Carpații și Dinaridele. *D.S. Inst. Geol.* LIII/3, București.
- Boda J. (1959) Das Sarmat in Ungarn und seine Invertebratenfauna. *A Magyar Állami Föld. Int. Evk.* XLII 3, Budapest.
- Bombiță G., Ghenea C., Marinescu F. I. (1968) Progrès dans l'étude des formations néozoïques de Roumanie. *Ann. Com. Geol.* XXXVI, București.
- Borcoș M., Mantea G. h. (1964) Vîrsta formațiunilor neogene din bazinul Zlatna-Almașul Mare. *D.S. Com. Geol.* XLIX/2, București.
- (1968) Vîrsta formațiunilor și a activității vulcanice neogene în bazinul Roșia Montană: *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol.* 13/2, București.
- Brestenska E. (1961) Present Knowledge and problems of the Pliocene of the W Carpathians. *Geol. Prace* 60, Bratislava.
- Brusina S. (1881) Orygoceras, eine neue Gasteropoden-Gattung der Melanopsiden- Mergel Dalmatiens. *Beiträge z. Paleont. Ost. Ung.* II, Wien.
- (1889) Die Fauna der Congerienschichten von Agram. *Beitr. Paläont. Ost. Ung.* III/4, Wien.
 - (1902) Iconographia molluscorum fossilium in tellure tertaria. Agram.



- Buday T., Cicha I., Senes G. (1965) Miozän der Westkarpaten, Bratislava.
- Casati E., Gnacolini M. (1967) Geologia della Alpi Orbie occidentali. *Rev. Ital. Paleont. Stratigraf.* 73/1, Milano.
- Chilingar G. V., Bissel H. J., Fairbridge R. W. (1967) Carbonate Rocks. Developments in Sedimentology 9 A Elsevier, Amsterdam.
- Chivu Maria, Dragu Valentina, Enache Gh., Isac D., Mărgărit Eugenia (1966) Contribuții la stratigrafiile Neogenului din bazinul Silvaniei. *D.S. Com. Geol.* LII/1, București.
- Clichici O. (1966) Studiul sedimentarului neogen din partea estică a bazinului Șimleului. *Autoreferat la teza de doctorat*, București.
- Coteț P. (1957) Depresiunea Zarandului. *Acad. Rom. Probl. geogr.* IV, București.
- Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa. *An. Com. Geol.* XXI, București.
- (1961) Asupra poziției vulcanismului neogen din Munții Apuseni în cadrul sistemului carpatic. *Com. Acad. R.P.R.* XI/1, București.
 - (1962) Cercetări geologice în regiunea Șiria. *D.S. Com. Geol.* XLV, București.
 - (1964) Contribuții la cunoașterea evoluției geomagmatice a Munților Apuseni în relație cu geotectonica. *D.S. Com. Geol.* XLIX, București.
 - Bordea S., Puricel R. (1965) Notă asupra structurii Paleozoicului din regiunea Arieșeni (Bihor). *D.S. Com. Geol.* LI/1, București.
 - (1966) Beiträge zur Kenntnis der magmatisch-tektonischen Verhältnisse im Karpatisch-Balkanischen Raum. *Acta. Geol. Hung.* X, Budapest.
 - (1967) Contribuții la cunoașterea structurii părții de NW a masivului cristalin Highiș. *D.S. Inst. Geol.* LIII/1, București.
 - Bleahu M. (1967) Contribuții la cunoașterea stratigrafsiei și structurii pînzei de Biharea. *D.S. Inst. Geol.* LII/2, București.
- Dragoș V., Nedelcu L. (1962) Cercetări geologice în bazinul Orăștie. *D. S. Com. Geol.* XLIV, București.
- Dușa A. (1969) Stratigrafia depozitelor mezozoice și terțiare de la Căprioara-Coșteiu de Sus. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Eberzin A. G., Motas I. C., Macarovici N., Marinescu F.I. (1966) Afinități pannonice și euxinice ale Neogenului superior din bazinul dacic. *Acad. Rom. Stud. Cerc. Geol.* II (2), București.
- Erhan V., Oniceanu N. (1965) Asupra prezenței Tortonianului în regiunea de la NE de orașul Brad. *An. Univ. Al. I. Cuza, S. N.* II/11, Iași.
- Filipescu M. G. (1942) Recherches géologiques sur la Nord-Ouest de l'Olténie. *Bull. Soc. Roum. Géol.* V, București.
- Florei N. (1957) Contribuții la studiul faunei de la Tirol. *Stud. Univ. „Babeș-Bolyai” Cluj*, III, 5, 1, Cluj.
 - (1961) Contribuții la cunoașterea faunei miocene de la Zorlențul Mare. *Acad. R.P.R.* 4, București.
 - (1969) Observații asupra Pannonianului de la Apadia-Delinești-Zorlențu Mare. *Stud. Univ. „Babeș-Bolyai”*. XIV, 2, Cluj.
- Fuehs Th. (1870) Die Fauna der Congerienschichten von Rădmănești bei Lugoj im Banat. *Verh. d.k.k. Geol. R.A.*, Wien..
- Gavăt I., Airinei Șt., Botezatu R., Socolescu M., Stoeneșcu S., Venecov I. (1962) La structure géologique profonde de la R.P.R. *Rev. Geol.-Geofiz. Acad. R.P.R.* 9/1, București.



- Gheorghiu C. (1954) Studiul geologic al văii Mureșului între Deva și Dobra. *An. Com. Geol.* XXVII, București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Géol. Roum.* XXI, București.
- Verdes Gr., Chintă R. (1968) Zăcămintele de silicilate din bazinul neogen al Bradului. *Acad. Rom. Stud. Cerc. Geol.* 13/1, București.
- Gillet Susette (1943) Les Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.* IV, București.
- (1957) Contribution à l'histoire du Bassin méditerranéen et euxinique au néogène et au Quaternaire. *Bull. Serv. Cart. Geol. Als. Lott.* X, 2, Strasbourg.
- Giuşcă D. (1937) Les phénomènes de métamorphisme hydrotermale des roches paléozoïques des Monts de Bihor. *Bull. Lab. Min. Gen. Univ. Buc.* I, București.
- (1962) Observații asupra formațiunilor cristaline și metamorfismul de contact al granitelor din masivul Hăgiș. *Acad. Rom. Stud. Cerc. Geol.* VII/2, București.
- Givulescu R. (1957) Cercetări geologice în bazinul neogen al Borodului. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* VIII/1—2, Cluj.
- Hanganu E. (1966) Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre valea Teleajen și Prahova. *Com. Geol. St. Tehn. Econ.* J/2, București.
- Hauer F. (1852) Über die geologische Beschaffenheit des Körstales. *Jahrb. der. k.k. Geol. R. A.* III, Wien.
- Hörner M. (1870) Die fossilen Mollusken des Tertiär Beckens von Wien. *Abh. d. k. Geol. R.A.* IV, Wien.
- Ianovici V., Giuşcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Ichim T., Popa M., Costea I., Lebenson C., Voinea V. (1967) Contributions à la stratigraphie mio-pliocène de la dépression pannonique. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr.* VIII, Bograd. Reports. Stratigraphie, Beograd.
- Ilie M. (1955) Bazinul Transilvaniei. Cercetări geologice în regiunea Alba Iulia—Sibiu—Făgăraș—Rupea. *An. Com. Geol.* XXVIII, București.
- Ilieșcu O., Hinculov A., Hinculov Luciana (1968) Bazinul Mehadia. Studiul geologic și paleontologic. *Mem. Inst. Geol.* IX, București.
- Ionesi Bica (1960) Microfauna Sarmatianului inferior din regiunea Pîrtești de Jos—Strigoaia—Ilecesti. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, S.M.*, sect. 2/IV/4, Iași.
- (1963) Contribuții la studiul Buglovianului din partea de N a platformei moldovenești. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” — Iași, sect. 2 (St. Nat.) IX*, Iași.
 - (1968) Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei. Ed. Acad. R.S.R. București.
 - Ionesi L. (1968) Contribuții la cunoașterea Buglovianului dintre valea Siretului și valea Sucevei. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza”*. S.N. sect. 2, b, XIV, Iași.
- Istocescu D., Diaconu M., Istocescu Felicia (1965) Contribuții la cunoașterea Miocenului superior din marginea nord-estică a bazinului Beiuș. *D.S. Com. Geol.*, LI/1, București.
- Dimitrescu R. (1967) Studii geologice în partea de NW a masivului Hăgiș, cu privire specială asupra erupțiunilor permiene. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași. S.N. sect. 2 b, XIII*, Iași.

- Diaconu M., Istoceșcu Felicia (1969) Contribuții la studiul stratigrafic al depozitelor mezozoice de pe marginea sudică a munților Rez. *D.S. Inst. Geol.* LIII/3, București.
- (1970) Stratigrafia Pliocenului din extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb. *D.S. Inst. Geol.* LVI 4, București.
- Ionescu Gh. (1970) Geologia părții de N a depresiunii pannonice. *D.S. Inst. geol.* LV/5, București.
- Mihai A., Diaconu M., Istoceșcu Felicia (1970) Studiul geologic al regiunii cuprinse între Crișul Repede și Crișul Negru. *D.S. Inst. geol.* LV/5, București.
- Iankovich I. (1969) Eine unterpannonische Fauna von Östoros. *Föld. Közl.* XCIX/1/122, Budapest.
- Janoschek R. (1943) Das Pannon des Inneralpinen Wiener Beckens. *Mitt. d. Reichsamt. f. Bodenf.* 45, Wien.
- Jeanrenaud P. (1953) Asupra geologiei podișului moldovenesc din partea de N a județului Vaslui și Fălcu. *D.S. Com. Geol.* XXXVI, București.
- (1961) Contribuții la studiul stratelor cu faună de apă dulce din Sarmatianul platformei moldovenești. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași. IX*, Iași.
- (1961) Contribuții la geologia podișului central moldovenesc. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași. VII/2*, Iași.
- Jekelius E. (1932) Die Moluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Brașov. *Mem. Inst. Geol. Rom.* II, București.
- (1935) Der weisse Traiskalk von Brașov. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII, București.
- (1935) Die Parallelisierung der Pliozän Ablagerungen Südosteuropas. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII, București.
- (1943) Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken. *An. Inst. Geol. Rom.* XXII, București.
- (1944) Sarmat und Pont von Soceni. *Mem. Inst. Geol. Rom.* V, București.
- Jijenko V. P. (1958) Printipi stratigrafiei i unifițirovania shema daleniai Kainozoiskikh otlojenii severnogo Kavkaza i smegnih oblastei. Moskva.
- Kojungieva L. (1961) Étude paléontologique et biostratigraphique du Méotian inf. de la Bulgarie du nord-ouest. *An. Dir. Gen. Sofia.*
- Körössy L. (1965) Geologischer Bau der ungarischen Becken. *Z. deutsch. geol. Ges.* Hanover.
- Kräutner Th. (1944) Obsérvations géologiques sur le Mézozoïque à l'ouest du massif cristalin de Gilău et sur les rapports tectoniques avec la série de Codru. *C.R. Inst. Geol. Rom.* XXVIII, București.
- Krestel Svetlana (1964) Contribuții la studiul diatomitelor din Sarmatianul de la Minișul de Sus. *Acad. Rom. Stud. Cerc. Geol.* IX/1, București.
- Kutassy A. (1928) Die Triasschichten des Beler und Bihargebirges. *Mitt. bes. Ruckschicht auf die strat. Verh. geol. L. A.*
- Latiu V. (1958) Studiul microscopic al unor probe de sondaj recoltate din profunzimile Depresiunii Pannonice. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Chimice.* V, 1–2, Timișoara.
- Löczy L. (1884) Bericht über die geologische Detailaufnahme während des Somers 1883 in Gebirge der Maros und der Weissen Kőross. *Föld. Közl.* XIV, Budapest.
- Leörenthy E. (1902) Die pannonische Fauna von Budapest. *Paleontographica* 48, Budapest.
- Lupu Denisa (1963) Observații asupra Pannonianului de la Hălmagiu și Mermești. *Acad. Rom. Stud. Cerc. Geol.* VIII, București.

- Măcarovici N.** (1945) Asupra Miocenului din bazinul Brad-Hunedoara. *Rev. St. „V. Adamachi” Iași*, XXXI/1—2, Iași.
- (1950) Asupra faunei fosile din bazinul Brad—Baia de Criș. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași* II/2, Iași.
 - Jeanrenaud P. (1958) Revue générale du Néogène de la Platforme de la Moldavie. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași*. IX/2, Iași.
 - (1960) Contribuții la cunoașterea geologiei Moldovei meridionale. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași* VI; Iași.
 - Marinescu Fl., Motaș I. C. (1966) Aperçu sur le Néogène supérieur et le Pontien s. str. du Bassin Dacique. *Acad. RSR. Stud. Cerc. Geol.*, 10/2, București.
 - Ionesi Bica, Paghida—Trelea Natalia (1967) Sur la position, stratigraphique du Buglovien dans le Miocene de la Roumanie. *Asoc. Geol. Carp. Balc., Congr. VIII. Beograd. Reports. Stratigraphie*, Belgrad.
 - (1969) Geologia Cuaternarului. Ed. Did. Ped. București.
- Macovei G., Atanasiu I.** (1933) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétace. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVI, București.
- Marinescu Fl.** (1964) Propuneri cu privire la orizontarea Ponțianului din partea occidentală a bazinului Getic. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* (1) 9, București.
- Maxim I.** (1944) Prezența Sarmațianului inferior în regiunea Beclean pe Someș. *Rev. Muz. Min. Geol. Cluj.* VIII/1, Cluj.
- Ghilcrea V. (1960) Forme noi de moluște din Pliocenul superior de la Derșida (Sălaj). *Comunic. Acad. R.P.R.* X, 7, Cluj.
 - Chintăoan I. (1969) Ostracode din Ponțianul văii Budacului. *Stud. Univ. „Babeș-Bolyai”, ser. geol. An.* XIV, 2, Cluj.
- Meszáros N., Nicorici E.** (1962) Contribuții la stabilirea limitei dintre Tortonian și Sarmațian între Cluj și Turda, cu privire generală asupra conținutului și poziției stratigrafice a Buglovianului. *Acad. RPR. Stud. Cerc. Geol.* VII/1, Cluj.
- Mojsisovics E.** (1893) Über die Triadischen Pelecipoden der Gattungen *Daonella* und *Halobia*. *Abh. d.k.k.R.A.* Wien.
- (1893) Die Cephalopode der Hallstatterkalk der Gebirge um Halstadt. *Abh. d.k.k.R.A.* Wien.
- Murgeanu G., Saulea Emilia, Popescu Gr., Motaș I. C.** (1960) Studiul actual al problemelor de stratigrafie a Terțiarului în R.P.R., *Acad. RPR. Stud. Cerc. Geol.* (2) 5, București.
- Patrulius D. (1960) Les formations mézozoïques des Carpathes Roumanies et de leur avant-pays. *Ann. Inst. Publ. Hung.* XLIX/1, Budapest.
- Neumayr M., Paul C. M.** (1875) Die Congerien—und Paludinenschichten Slavoniens. *Abh. Geol. R.A.I.* Wien.
- Nicorici E.** (1962) Asupra limitei Sarmațian-Pliocen pe bordura nord-estică a munților Rezului. *Com. Acad. R.P.R.* XII/9, București.
- (1963) Date noi asupra Tortonianului de la Miniș. *Stud. Univ. „Babeș-Bolyai”* 2, Cluj.
 - (1965) Asupra prezenței depozitelor tortoniene la Vînători-Ciucea. *Stud. Univ. „Babeș-Bolyai”*. 2, Cluj.
 - (1968) Studiul stratigrafic al depozitelor neogene din partea sudică a bazinului Șimleu. *Autoreferat la teza de doctorat*. București.
- Olteanu F.** (1958) Depresiunea subcarpatică între văile Ozanei (pârâul Neamțului) și Buzăului. *An. Inst. Geol.* XXXI, București.



- Olteanu R., Onicescu C. (1971) Asociații de ostracode ale Pliocenului din extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb. *D.S. Inst. geol.* LVII/3, București.
- Paghida Natalia (1963) Contribuții la studiul microfaunistic al Sarmațianului mediu din regiunea Pietrișu-Ruginoasa. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași.* IX, Iași.
- Pálfy M. (1913) Beiträge z. Geologie des Gebirges von Bel. *Jahrb. Kgl. ung. geol. Anst.* Budapest.
- Rozloznik P. (1939) Geologie des Bihar — und Belergebirge. *Geol. Hung. Ser. Geol.* 7, Budapest.
- Pană Ioana (1966) Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău și valea Bălăneasa. *Com. Geol. St. Tehn. Ec.* J/1, București.
- Papiu V. C. (1959) Recherches géologiques dans le Massif de Drocea. *Ann. Com. Geol.* XXVI-XXVIII, București.
- Papp A. (1953) Die Molluskenfauna des Pannons im Wiener Becken. *Mitt. d. geol. Gesell. in Wien.* 44, Viena.
- (1960) Umfang und Gliderung des oberen Miozän im Mittelmeergebiet und in Mitteleuropa. *Verh. Com. Neogen Meditheraneen Wien. Mitt. geol. Ges.* LII, Wien.
- Papp K. (1905) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Menyhaza. *Jahresb. d.k. ung. Geol. Anst.* 1905, Budapest.
- Patrulius D. (1961) Contributions à l'étude géologique de Pădurea Craiului. *C.R. Com. Geol.* XL-XLI, București.
- Bleahu M. (1967) Le Trias des Monts Apuseni. *Geol. Sbornik.* XVIII/ 2, Bratislava.
- Paucă M. (1935) Le bassin néogène de Beiuș. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVII, București.
- (1940) Geologische Probleme in dem Codru und Moma Gebirge. *Bull. Soc. Roum. Geol.* IV, București.
 - (1941) Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Moma. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXI, București.
 - (1954) Neogenul din bazinile externe ale Munților Apuseni. *An. Inst. Geol.* XXVII, București.
 - (1964) Bazinul neogen al Silvaniei. *An. Inst. Geol.* XXXIV, București.
 - (1965) Problemele Pliocenului din interiorul arcului carpatice. *Acad. R.P.R. Progresul științei.* 3, București.
 - (1967) Problems of Pliocene Pannonian Facies Rumania. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.* 51/5, Tulsa.
 - (1967) Contribuții la geneza zăcămintelor de săruri miocene din România, *D.S. Inst. Geol.* LIII/2, București.
 - (1969) Problèmes tectoniques dans le Bassin de Transylvanie. *Geol. Rundschau.* 58/2, Stuttgart.
 - Istocescu D., Istocescu Felicia (1968) Bazinul neogen al Vadului. *D.S. Inst. Geol.* LIV/1, București.
- Pethö J. (1885) Die Tertiärgebildungen des Feherkörstales zwischen den Hegyes-Drocea und Pleas Codru Gebirge. *Jahresb.* 1885–1887, Budapest.
- (1887) Die Geologischen Verhältnisse der Gegend von Borojenö, Opatelek, Butyse und Bel, in Feherkörstale. *Jahresb. k. ung. geol. A.* Budapest.
 - (1887) Geologische Studien in den nördlichen Ausläufern des Hegyes — Droceagebirges in dem linken Ufer der Weissen körös. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. s.* Budapest.
 - (1890) Erdgazungsaufnahme in den rechts-und linksufrigen Teilen des Feherkörstales. *Föld. Közl.* XXII, Budapest.



- Pop E. (1957) Studiul geologic al bazinului Mehadia. *An. Com. Geol.* XXX, Bucureşti.
- Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roşia-Meziad. Ed. Acad. R.P.R. Bucureşti.
- Rado G. (1963) Contribuţii la cunoaşterea faunei tortoniene din regiunea Alba Iulia. *An. Univ. Bucureşti Geol. Geograf.* XI/37, Bucureşti.
- Rădulescu D., Peltz S. (1969) Asupra prezenţei depozitelor de lahar în munţii Călimani-Gurghiu. *D.S. Com. Geol.* LIV/1, Bucureşti.
- Răileanu Gr., Patrulius D., Bleahu M., Năstaseanu S. (1968) Aspects fondamentaux de la géologie du mésozoïque de Roumanie. *Ann. Com. Geol.* XXXVI, Bucureşti.
- Rieber H. (1968) Artengruppe der Daonella elongata Mojs aus der Grenzbitumen-zone der mittleren Trias des Monts Sangeorgio. *Paläont. Zeitschr.* 42/1–2, Stuttgart.
- Rozloznik P. (1915) Geologische Beobachtungen in verschiedenen Gliedern im weiteren Sinne genommenen Bihar—Gebirgsgruppe. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Anst. f.* 1914, Budapest.
- Sagatovici Alexandra (1967) Studiul geologic al părţii de vest centrale a bazinului Oaş. *Com. Geol. Stud. Tehn. Ec.* J/5, Bucureşti.
- Saulea Emilia (1965) Contributions à la stratigraphie du Miocène supérieure. *Asoc. Geol. Carp. Balk. Congr.* VII, Sofia.
- (1967) Geologia istorică. Edit. Did. Ped. Bucureşti.
- Savu H. (1962) Cercetări petrografice în cristalinul masivului Drocea. *D.S. Com. Geol.* XLIV, Bucureşti.
- Neacşu Gh. (1962) Vulcanismul neogen din bazinul Zarandului. *D.S. Com. Geol.* XLVIII, Bucureşti.
- Simionescu I., Barbu I. Z. (1940) La faune sarmatiene de Roumanie. *Mém. Inst. Géol. Roum.* III/3, Bucureşti.
- Smith J. P. (1932) Lower Triassic Ammonoidea of North America. *Geol. Surv. Prof. Pap.* 167.
- Stevanović P. M. (1951) Pontische Stufe im engeren Sinne—Obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. *Serb. Akad. Wiss. Sender* 187, Beograd.
- (1959) Pont im nördlichen Jugoslawien, seine Fazies und Horizonte, mit einem Rückblick auf die Verhältnisse in den Nachbarländern. *Föld. Közl.* 89/1–15, Budapest.
- Strausz L. (1942) Versuch einer Parallelisierung des Pannons. *Föld. Közl.* 72, Budapest.
- (1942) Das Pannon des Mittleren Westungarns. *Ann. Hist. Nat. Musei Nat. Hung.* XXXV, Budapest.
- Szontagh Th., Pálfy M., Rozloznik P. (1909) Das mesozoische Gebiet des Kodru Moma. *Jahresb. d.k. ung. geol. A.f.* 1909, Budapest.
- Szurový Gy. (1948) Erdgeschichtliche und geotektonische Entwicklung der Grossen ungarischen Tiefebene. *Föld. Közl.* XXVI, Budapest.
- Teisseyre W. (1909) Asupra etajelor Meotic, Pontic și Dacic din regiunea subcarpatică a Munteniei de răsărit. *Inst. Arte Grafice, Carol Göbl.* Bucureşti.
- Todirîţă-Mihăilescu Victoria (1966) Studiul geologic al bazinului Roşia. *Com. Geol. Stud. Tehn. Ec.* J/3, Bucureşti.
- Tollmann A. (1968) Beiträge zur Frage der Skyth-Anis Grenze in zentral alpinen Fazies des Ostalpen. *Sonderabdruck aus der Verhandl. Geol. Bund Heft.* 1–2, Wien.
- Tudor Mirea (1955) Stratigrafia și fauna depozitelor tortoniene și sarmațiene dintr-o judecătorească. Ed. Acad. R.P.R. Bucureşti.



- Vadász E. (1960) Quéstions fondamentales du Mézozoïque Hongrois. *Ann. Inst. Publ. Hung.* 49/1, Budapest.
- (1960) Magyarorszag földtana. Budapest.
- Vancea A. (1960) Neogenul din bazinul Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R. București.
- (1967) Limita Miocen-Pliocen în bazinul Transilvaniei. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol.* XII/2, București.
- Visarion Adina (1967) Notă asupra prezenței unei asociații palinologice carbonifere din partea sudică a munților Bihor. *D.S. Com. Geol.* București.
- (1968) Asupra prezenței unei asociații microfloristice în seria de Muncel. *D.S. Inst. Geol.* LV/3, București.
- Wenz W. (1942) Die Mollusken des Pliozäns der Rumänischen Erdölgebiete. *Senckenbergiana* 24, Frankfurt a Main.
- Wolf H. (1861) *Verhandl. d.k.k. geol. R.* a 1861, Wien.

LUCRĂRI NEPUBLICATE

- Andrei J. (1965) Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice din munții Highiș-Drocea-Codru și bazinul Zarandului. Arh. M.I.M.G. București.
- Andrei J., Proca A., Proca Angela (1966) Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice din munții Codru Moma și bazinul Zarandului. Arh. M.I.M.G., București.
- Bleahu M. (1963) Harta geologică a României la scara 1 : 100.000 foaia Moneasa. Inst. Geol. București.
- Cristescu Tr. (1964, 1965) Ridicări aeromagnetice în depresiunea pannonică și Munții Apuseni. Arh. M.I.M.G., București.
- Hanganu Elena, Todiră Victoria (1954) Raport geologic asupra regiunii Siria (Arad). Arh. M.I.M.G., București.
- Ichim și colaboratorii (1966) Sinteză geologică a depresiunii pannonice. Arh. M.I.M.G., București.
- Marcoșan I., Pesky R. (1966) Prospecțiuni magnetometrice în munții Codru. Arh. M.I.M.G., București.
- Pană Ioana (1966) Contribuții la cunoașterea faunei pannoniene din bazinul Beiuș. Sesiunea de comunicări științifice a Universității, București.
- Tollman A. (1968) Tektonische Karte des Alpen-Karpaten Bogens.
- Vasilescu L. (1955) Raport geologic asupra regiunii Camna-Minișel. Arh. M.I.M.G., București.



Institutul Geologic al României

GEOLOGISCHES STUDIUM DER WEST ZONE DES CRİŞUL ALB-BECKENS UND IHRER UMRAHMUNG IM CODRU— UND HIGHİŞ-GEBIRGE

(Zusammenfassung)

EINLEITUNG

Die Gegend, die hier studiert wird, befindet sich im westlichen Teil des Apuseni-Gebirges ; sie umfasst den westlichen Abschnitt des Crișul Alb—Beckens sowie ihre Umrahmung im Codru- und Highiş-Gebirge. Im N grenzt die Gegend an den Wasserlauf des Crișul Negru, im S an die Parallele der Ortschaft Şiria, im O an den Meridian der Ortschaft Ursari und im W an die Gipfel der Grenze zwischen der Zarand-Senke und Tisa-Ebene.

Innerhalb dieser Gegend haben wir eine geologische Gesamtkarte aufgenommen, die 27 litostratigraphische Einheiten, eine Strukturalkarte und lithofazielle Karten enthält ; wir haben ausserdem alle Fossilreste der Gegend inventarisiert, welche zur Bestimmung des Alters der Ablagerungen geführt haben.

Wir haben die kristallinen, paläozoischen und mesozoischen Gesteine beschrieben die das Grundgebirge des Beckens sowie die neogenen Ablagerungen (Torton, Sarmat, Pliozän) der Beckenfüllung bilden.

STRATIGRAPHIE

Das untersuchte Gebiet besteht aus den Gesteinen der Umrahmung des Codru- und Highiş-Gebirges, die auch das Grundgebirge des Crișul Alb-Beckens bilden, sowie aus den neogenen Bildungen der sedimentären Auffüllung des Beckens.



Institutul Geologic al României

A. UMRAHMUNG UND GESTEINE DES GRUNDGEBIRGES

Die Bildungen der Gebirgsumrahmung und diejenigen des Grundgebirges des Neogen-Beckens bestehen aus Kristallin, aus paläozoischen und mesozoischen Ablagerungen sowie aus Eruptivgesteinen.

1. KRISTALLIN DES GRUNDGEBIRGES SAMT SYNOROGENEN GRANITOÏDEN

Das Kristallin das durch den „Komplex der Codru Intrusionen“ dargestellt wird, streicht im Codru- sowie im Highiș-Gebirge aus. Es besteht aus Hornfelsen und Migmatiten die mit Granitoiden und grösseren Granitoid-Gesteins Gängen „lit-par-lit“ abwechseln.

Im Rahmen der Codru-Intrusionen unterscheidet man in ihrer Axialzone grosse Granitoid-Körper und gegen die Aussenseite hin wird der Übergang zu den Kristallinschiefern, in denen man nicht Erscheinungen die man am synorogenen Magmatismus erkennen kann, durch eine Abwechslung von Hornfels und Migmatiten hergestellt. Dimitrescu (1962) ist der Meinung dass der Komplex der Codru-Intrusionen aus typischen heterogenen Migmatiten besteht, die durch den herzynischen sinorogenen Plutonismus bestimmt sind.

Der Komplex der Codru-Intrusionen verbreitet sich in grossem Masse im Grundgebirge des Crișul Alb-Beckens, wo er in den Bohrungen fast auf der ganzen Oberfläche, die sich zwischen dem Westrand des Codru-Gebirges und dem Nordrand des Highiș-Gebirges erstreckt und die aus Muskovit-Biotit Graniten und Hornfels (Gneis, Glimmerschiefer) besteht.

2. PALÄOZOIKUM

Im Rahmen des Paläozoikums dieser Gegend entwickelt sich im Highiș-Gebirge die Păiușeni-Folge (Ober Devon — Unter Karbon) und der obere vulkanogene Komplex permischen Alters; im Codru-Gebirge entwickelt sich der konglomeratische untere Komplex (Oberkarbon — Unter perm), der mittlere Sandstein Komplex (Perm) und der obere vulkanogene Komplex (Perm).

a) Devon — Karbon (Păiușeni Folge)

Die von Dimitrescu (1962, 1967) studierte Păiușeni-Folge des Highiș-Gebirges enthält zwei lithologische Komplexe: ein unterer konglomeratischer Komplex und ein oberer pellitischer Komplex, beide in der Fazies der oberen Epizone metamorphisiert.



Der palinologische Inhalt dieser Folge, der von Adina Visarion untersucht wurde, welcher aus der Gegend von Siria stammt, zeigt uns die folgende Vergesellschaftung: *Stenozonotriletes simplicissimus* Naum., *Trachytriletes* sp., *Punctatisporites glabratus* (Luber) Luber, *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum., *Zonotriletes cf. auritus* Waltz.

Diese Vergesellschaftung, die von der Grenze zwischen dem konglomeratischen und pellitischen Komplex stammt, sehr ähnlich derjenigen der Grünschiefer von Arieșeni und der Păiușeni Folge von Bihor ist, charakterisiert die Grenze Oberdevon — Unterkarbon.

b) Oberkarbon — Perm

Unterer konglomeratischer Komplex

Im NW Teil des Codru-Gebirges, auf den Abhängen des Komplexes der Codru-Intrusionen entwickelt sich ein konglomeratischer Komplex, der aus metamorphisierten Konglomeraten besteht.

Die Bestandteile der Konglomerate bestehen vorwiegend aus weissem Quarz, manchmal aus Glimmerschiefer und Graphitschiefer, in einer glimmerigen oder serizitischen Masse eingelagert. Die Konglomerate treten als Einlagerung ein und sind sehr fortgeschritten tektonisiert.

Der palinologische Inhalt des unteren konglomeratischen Komplexes, durch die Form *Faveolatisporites* sp. charakterisiert, tritt an der Grenze von Oberkarbon und Unterperm an. Die Beziehungen dieses Komplexes mit der kristallinen Folge sind tektonischer Art; gegen oben zu geht es allmählich in den mittleren Sandstein-Komplex über.

Mittlerer Sandsteinkomplex

Der mittlere Sandsteinkomplex entwickelt sich in dem oberen Teil des unteren Konglomeratkomplexes. Er besteht aus rotem litischem Glimmersandstein, mit Biogliphen. Dieser ist gleichbedeutend mit der vermiculären Sandsteinfolge (Beahu, 1963).

Oberer vulkanogener Komplex

Während die beiden beschriebenen lithologischen Komplexe nur in der Codru-Einheit ausstreichen, entwickelt sich der oberen vulkanische Komplex sowohl im Codru wie auch im Highis Gebirge.

Vom lithologischen Standpunkt aus besteht dieser Komplex aus vielen Gesteinsarten. Als Stellung im Rahmen des vulkanischen Appa-



rates, sowie bezüglich der petrographischen Zusammenstellung, kann man folgende Gesteine unterscheiden: Quarzporphyre, Basalte und Dolerite, Rhyolite, granodioritische Porphyre, Lavaströme, vulkanische Agglomerate und sedimentär-vulkanogene Mischgesteine (Tuffe, vulkanische Breccien). Die Arbeiten die wir angefangen, haben uns erlaubt auch andere Gesteinstypen abzusondern: granodioritische Porphyre, Rhyolite, Basalte und Dolerite, vulkanische Agglomerate, Breccien und Tuffe.

Die Quarzporphyre gewöhnlichen Typus, in einer ignimbritischen Fazies entwickelt (Dimitrescu, 1964, 1965, 1967) sind am meisten verbreitet. Man trifft sie im Codru-Gebirge sowie auf dem nördlichen Abhang des Highiș-Gebirges an.

Die granodioritischen Porphyre hat man als einen kleinen Gang, mit NW-SO Streichen auf dem linken Abhang des Secaciu-Tales identifiziert. Zusammen mit den granodioritischen Porphyren dieses Ganges vereinigt, erscheinen auch basische Gesteine doleritischen Typus, mit einer mikrogranulären hypoabisischen Struktur.

Die Rhyolite erscheinen auch als Gangkörper im Rahmen des unteren konglomeratischen Komplexes, im Osten der Ortschaft Ciuntești. Das mikroskopische Studium dieser Gesteine, das von R. Dimitrescu unternommen wurde, zeigt eine mikrogranuläre Grundmasse hypoabisischen Typus an. Diese Gänge stellen die permischen vulkanischen Eruptionen dar, die grosse Eruptivdecken gebildet haben.

Die Agglomerate sind wenig verbreitet, sie entwickeln sich gegen den oberen Teil des vulkanogenen Komplexes in den Tälern Doba und Izvoare.

Die Tuffe, als eine weisse tuffogen-serizitische Schichtenabwechslung mit lilafarbigen tuffogenen Serizitschichten oder tuffartigen Sandsteinen, enthalten eine palinologische Assoziation, welche nach A. Vassarion durch die folgenden Formen charakterisiert sind: *Corollina meyeriana* Malj., *Cycloquisetites equisetostachia* Malj., *Camerosporites secatus* Lesch, *Granuloperculatipollis rufus* Venk. et G., *Nuskiosporites dulhuntyi* Pont. et Klaus, *Duplicisporites contactus* Krempe, *Mosulipolenites circularis* Singh., *Cyclogranisporites opressus* Clarke, *Triquitrites iraqiensis* Singh., *Leiotriletes* sp. usw. Diese Vergesellschaftung stammt aus den Handstücken die wir im Doba-Tal gefunden haben. Sie zeigt die Grenze Oberperm – Untertrias an.

Die Breccien mit Kristallin die man im Hăşmaş-Tal identifiziert hat, bestehen aus eckigen Felsen, mit gemässigtem Sortierungograd.



Sie stammen aus dem Codru-Intrusionskomplex, der in einer tuffartig-porphyrischen Grundmasse eingebettet ist.

Basalte und Dolerite. Basische Gesteine, durch Basalte und Dolerite dargestellt, erscheinen mit Quarzporphyren, Rhyoliten, granodioritischen Porphyren und Kristallin-Breccien im NW Teil des Codru-Gebirges.

Auf dem Nordabhang des Highiș-Gebirges, im S von Tauț erscheinen die basischen Gesteine nicht mit den anderen permischen Eruptivgesteinen, sondern sie durchdringen die Quarzporphyre, die einer späteren Eruptionsphase angehören.

Der obere vulkanogene Komplex stellt die Tätigkeit des spätorogenen subsequenten Magmatismus der herzynischen Orogenese dar. Dieser Komplex, genau wie die anderen paläozoischen Gesteine, sind dynamisch metamorphisiert: darüber befinden sich diskordant die Untertrias-Ablagerungen.

3. MESOZOIKUM

Nach der pallatinischen Phase, die zur Faltung und Metamorphisierung der paläozoischen Ablagerungen führte, exondierte sich die Gegend für einen kurzen Zeitraum, bis in die Untertrias.

Die mesozoischen Ablagerungen gehören dem Unter- und Mitteltrias an, und sie entwickeln sich in der Codru-Fazies.

Diese Ablagerungen, die im Codru- und Highiș-Gebirge anstehen, wurden in den früheren Arbeiten im allgemeinen behandelt. Wir verfügen noch nicht über ein eingehendes stratigraphisches Studium.

Im Rahmen der Trias-Ablagerungen der Gegend wurden vier lithostratigraphische Horizonte separiert: Quarz-Sandstein Horizont, Glimmerschiefer Horizont, dolomitischer-Kalkstein-Horizont und *Daonella* Schichten Horizont.

Der Quarz-Sandstein Horizont, der im unteren Teil ein konglomeratisches Niveau von 15–20 m hat, liegt über den permischen Ablagerungen diskordant. Dieser Horizont besteht aus Konglomeraten, quarzitisch-konglomeratischen Sandsteinen und quarzitischen weissen Sandsteinen mit Wellenspuren. Manchmal lässt sich auch eine Kreuzschichtung erkennen. In den Bohrungen im extremen Westen des Crișul Alb-Beckens, wurde dieser Horizont in den Bohrlöchern der Ortschaften Turnu, Nădab und Chereluș angetroffen.

Der Horizont der quarzitischen Sandsteine steht im Codru- und Highiș-Gebirge an, in den parautochtonen Untereinheiten einiger Über-



schiebungsdecken, die sich in diesem Falle sehr tektonisiert darbieten (Anfangsmetamorphose) und zahlreiche Faltungsschuppen bilden.

Dieser Horizont ähnelt, vom lithologischen Standpunkt und stratigraphischen Stellung aus, sehr den Ablagerungen die dem Seisien des Bihor und Pădurea Craiului-Gebirges zugeschrieben sind (Patruliș, Bleahu, 1967).

Der Horizont der Glimmerschiefer, am nördlichen Abfall des Highiș-Gebirges (Zone südlich von Tăut) entwickelt, besteht aus einer Abwechslung von Quarzsandsteinen, Glimmersandsteinen und rötlichen oder grünlichen Glimmer-Ton-Schichten.

Auf Grund der stratigraphischen Stellung, sowie des palinologischen Inhaltes, lässt sich dieser Horizont mit den Ablagerungen die dem Oberseisien vom südlichen Abhang des Plopiș-Gebirges zugeschrieben sind, parallelisieren (Istoescu, Ionescu 1968, Antonescu 1969).

Der dolomitische Kalkstein-Horizont steht im Rahmen der untersuchten Gegend Gală-Miniș-Zone an, und besteht aus einer Abwechslung von Dolomiten und Dolomit-Kalkstein, mit einer Fossilvergesellschaftung die die Arten *Omphaloptychia gregaria* Schloth., *Turbo* sp., *Gervilleia mytilodes* Schloth., *Costatoria (Costatoria) costata* (Zenker) enthält.

Diese Vergesellschaftung die von der Mitte des dolomitischen Kalksteinhorizontes gesammelt wurde, kennzeichnet den Intervall Campiliun-Unteranisien.

Horizont der Daonella Schichten. Über dem dolomitischen kalkhaltigen Horizont der Măderat Gegend, liegt ein Tonschichten Horizont der grünlich, bräunlich oder gelblich und ungefähr 30 m mächtig ist. Er enthält eine fossile Vergesellschaftung mit: *Encriinus* sp., *Daonella* sp., *Daonella* cf. *moussonii* Merian., *Tirolites illyricus* Mojs. und *Flemingites* cf. *aplanatus* (Witte). Dieser Horizont ist im Rahmen der Codru-Deckim Pădurea Craiului von Ablagerungen die vom paläontologischen Standpunkt aus, dem Ladinien angehören, überlagert. Wir haben diesem Horizont ein oberanisisch-unterladinienisches Alter zugeschrieben. Man kann diesen mit den Grenzschichten zwischen Anisien und Ladinien, die in den südlichen Alpen beschrieben wurden, parallelisieren.

In dieser Gegend, an der Oberfläche sowie in den Bohrungen, lassen sich keine neueren Ablagerungen als mittlere Trias finden. Deswegen nimmt man an, dass die Ablagerungen von Obertrias an bis Mittel-Kreide, die in der Codru Fazies des Codrugar-Gebirges abgelagert wurden, in der langen Abtragungsphase die der Sedimentierung des Tortons vorausging, entfernt wurden.



B. NEOGEN-BILDUNGEN DES CRIŞUL ALB-BECKENS

Die sedimentäre Auffüllung des Crișul Alb-Beckens besteht aus Schichten die dem Torton, dem Sarmat und dem Pliozän angehören.

a) T o r t o n

Biostratigraphische und lithologische Merkmale führen uns — im Rahmen des Beckens — zur Aufstellung von zwei lithologischen Komplexen : der untere torrentielle Komplex, gleichwertig mit den Almașul Mare-Schottern der Ostgegend des Beckens (Unter-Mitteltorton) und oberer vulkanogener Komplex (Obertorton).

Unterer torrentieller Komplex

Der untere torrentielle Komplex entwickelt sich im Bett der neogenen Ablagerungen der Gegend. Er ist am westlichen Rand des Codru-Gebirges (Secaci-Clit und Tinca-Zone) sowie am nördlichen Rand des Highiș-Gebirges (Minîș-Zone) durch torrentielle Ablagerungen vertreten..

Vom lithologischen Standpunkt aus besteht dieser Komplex aus Geröll, Sand und Ton mit Kreuzschichtung, die im Botfeul-Tal Zwischenlagerungen von fossilenthaltenden Tuffen mit *Chlamys*, *Amusium* und *Cardium* enthalten. Die mikropaläontologischen Analysen ergeben eine reiche Foraminiferen-Vergesellschaftung mit *Orbulina suturalis* Brönn., *Orbulina universa* J e d l., *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Spiroplectamina carinata* (d'Orb.), *Martinottiella victoriensis* C us h., *Valvularia complanata* (d'Orb.) *Nodosaria longiscata* C us h., *Dentalina comunis* d'Orb. Diese Vergesellschaftung ist derjenigen der Almașul Mare-Gerölle der Gegend Brad-Săcărîmb sowie derjenigen der Lageniden-Zone im Untertorton des Wiener Beckens ähnlich.

In den Randzonen des Beckens sowie in den Bohrungen überlagern den unteren torrentiellen Komplex die fossilführenden Ablagerungen des oberen vulkanogenen Komplexes (Obertorton).

Oberer vulkanogener Komplex

Die Gesteine des oberen vulkanogenen Komplexes sind weiter verbreitet als diejenigen des unteren torrentiellen Komplexes. Sie befinden sich in den Randzonen des Beckens, sowie in den erhöhten Abteilungen im Innern des Beckens.

Vom lithologischen Standpunkt aus lässt sich eine grosse Verschiedenheit lithologischer Typen feststellen, die mit der Entfernung von den



vulkanischen Apparaten sowie mit der Gestaltung des Paläoreiefs in Verbindung ist. Man kann drei Fazies unterscheiden : eine tuffartige Mergel-Fazies mit organogenen Ablagerungen, eine vulkanogene Fazies und eine gemischte sedimentär-vulkanogene Fazies.

Die vulkanogene Fazies nimmt den mittleren und östlichen Teil des Beckens ein, gegen den Rand zu wird der Übergang zur gemischten Fazies, dann zu derjenigen der tuffartigen Mergel und der organogenen Ablagerungen hergestellt.

Die tuffartige Mergelfazies und die organogenen Ablagerungen. Die Tortonablagerungen die in dieser Fazies entwickelt sind, wurden im nördlichen Teil der Gegend angetroffen, in den Bohrungen von Tinca und am südöstlichen Rand des Beckens, in der Nähe der Ortschaft Miniş.

Im Rahmen dieser Fazies entwickelt sich auf einer Mächtigkeit von 50 – 120 m, eine Abwechslung von tuffartigen Mergeln, Tuffen und Sanden. Örtlich trifft man noch *Lithothamnien* enthaltende Riffkalke an. Die Gesteine dieser Fazies enthalten zahlreiche Fossilienreste, davon die Gattungen : *Strombus*, *Conus*, *Ancillaria*, *Natica*, *Cerithium*, *Murex*, *Turritella*, *Chlamys*, *Cardium*, *Ostrea*, die zahlreiche Arten enthalten (ungefähr 160 Arten wurden von Minиш bestimmt). Diese lassen sich mit den fossilen Vergesellschaftungen des Obertortons von Lăpugiu, Buituri, Coștei und Simleul Silvaniei vergleichen.

Die mikropaläontologische Vergesellschaftung der tuffartigen Mergel von Tinca und Minish enthält zahlreiche Arten, von denen wir folgende erwähnen : *Bulimina striata* d'Orb., *B. pupoides* d'Orb., *B. aculeata* d'Orb., *Valvularia saulcii* (d'Orb.) *Uvigerina uniserialis* Jeld., *Ammonia beccarii* (Linné), *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Borelis melo* Ficht - Moll., *Miliolina akneriana*, usw. Diese lassen sich mit den Vergesellschaftungen der *Bulimina* und *Uvigerina* enthaltenden Zone vergleichen sowie mit denen der *Rotalia*, *Borelis* und *Spirialis* enthaltenden Zone des Obertortons vergleichen.

Vulkanogene Fazies. Die vulkanogene Fazies des Tortons ist bei Pincota, Moerea und Satu Mic, Cărand-Săliște und Urviș de Beliu, durch vulkanische Vergesellschaftungen, Aschen und Lavaströmungen vertreten. Diese Gestein erscheinen als Einlagerungen in Schichten die mikropaläontologisch als Oberterton bestimmt wurden.



Gemischte vulkanogen-sedimentäre Fazies. Die gemischte vulkanogen-sedimentäre Fazies, die den Übergang von der vulkanogenen Fazies zu derjenigen der tuffartigen Mergel bildet, wird durch eine Abwechslung von vulkanischen Agglomeraten, Tuffiten, tuffartigen Mergeln und Lahar-Lager (Ablagerungen die durch Mitreissen eines heterogenen Materials in schlammartigen Flüssen auf Abhängen gebildet werden) dargestellt.

Im Rahmen der Lahar-Ablagerungen der Gegend Beliu-Archiș wurden Mollusken (*Nuculana*, *Venus*, *Arca*, *Corbula*, *Ostrea*) sowie Foraminiferen-Formen bestimmt, die den Obertorton charakterisieren. In den Lahar-Ablagerungen erscheinen Riffkalkblöcke mit Korallen, *Lithothamnium* und *Amphistegina*, die wahrscheinlich die Reste einiger Riffe darstellen, die während der submarinen Rutschungen zerstört wurden.

Während des Tortons beginnt im Apuseni-Gebirge die letzte Evolutionsetappe, die sich durch die Entwicklung des tardeorogenen-subsequenten Magmatismus und durch eine mollassenartige Ablagerung charakterisiert lässt.

Die tortonischen Ablagerungen lassen die senkrechten Bewegungen und den effusiven Vulkanismus wahrnehmen, die die Entwicklung der Lebewesen beeinflusst haben. Die Tortonablagerungen der Gegend, bestehen aus zwei verschiedenen Etappen, am Anfang des Tortons eine ununterbrochene Ablagerungsvertiefung, die mit der maximalen Transgression des Obertortons endet. Zu gleicher Zeit erreicht die vulkanische Tätigkeit ein Paroxismus. Danach folgt am Ende des Tortons eine allgemeine Hebung.

b) Sarmat

Die lithogenetischen Prozesse, die während des Sarmats stattgefunden hatten, erzeugten eine Mannigfaltigkeit von Gesteinstypen, die in Verbindung mit den Vertikalbewegungen sowie mit der Äusserung des subsequenten Magmatismus und mit den physisch geographischen Lokalfaktoren waren. Im Bereich der sarmatischen Ablagerungen der Gegend, lassen sich drei lithologische Komplexe unterscheiden : unterer diatomitischer tuffartiger Komplex, mittlerer festländisch-lagunärer oder vulkanogener Komplex und oberer detritisch-organogener Komplex.

Unterer diatomitischer tuffartiger Komplex

Die sarmatischen Ablagerungen der Gegend liegen auf einer Abwechslung von Tuffen, Diatomiten, weisslichen tuffartigen Mergellehmern, Sanden

und verfestigten Lapilli, Gesteine die wir unter dem Namen „unterer diatomitischer tuffartiger Komplex“ zusammengefasst haben.

Dieser Komplex wird in der Gegend Miniş-Camna am Südrand des Beckens, in der Gegend Comăneşti-Cărănd im Inneren des Beckens und auf dem Westrand des Codru-Gebirges und in der Gegend der Ortschaften Botfei-Hăşmaş angetroffen.

Die paläontologische Vergesellschaftung dieses Komplexes zeichnet sich durch die Formen : *Cardium lithopodolicum* D u b., *C. vindobonense* (P a r t s c h) L a s k., *C. pium* Z h i z h., *Ervilia dissita* (E i c h w.), *Mactra eichwaldi* L a s k., *Mohrensternia inflata* H i l b., *Pirenella picta* (E i c h w.), *Actaeocina lajonkaireana* B a s t. aus. Diese Vergesellschaftung charakterisiert den Volhyn; im Liegenden des Volhyns ist es möglich dass auch der Buglov mit einer sehr geringen Mächtigkeit gefunden werden kann. Er konnte nicht kartographisch getrennt werden. Im Beiuş-Becken ist er durch festländisch-lagunäre Ablagerungen vertreten.

Im Berich des tuffartigen diatomitischen Komplexes von Miniş, wurde ebenfalls eine Vergesellschaftung von Fossilien mit siliziumt haltendem Skelett bestimmt (K r e s t e l, 1964) und eine Foraminiferen Vergesellschaftung (S a g a t o v i c i, I o n e s i, 1969) die den Volhyn charakterisiert.

Im oberen Teil dieses Komplexes, im Bereich der Ortschaft Comăneşti wird die paläontologische Vergesellschaftung durch die Formen : *Cardium vindobonense* (P a r t s c h) L a s k., *C. politioanei* J a k., *C. gracilicostatum* J e k., *C. inopinatum* G r i s c h., *Mactra vitaliana* d' O r b., *Tapes gregarius* P a r t s c h., *Actaeocina lajonkaireana* B a s t. dargestellt. Diese stratigraphische Abteilung enthält eine mikropaläontologische Vergesellschaftung mit folgenden Formen : *Quinqueloculina consobrina* d' O r b., *Elphidium aculeatum* (d' O r b.), *E. macellum* (F. M.), *E. ungerii* (R e u s s), *E. minutum* (R e u s s), *Porosononion subgranosus* (E g g e r), *P. marikobi* B o g d., *Sphaeridia moldavica* M a c. et P a g h i d a.

Die Mollusken-sowie die Mikrofossilien-Vergesellschaftungen zeigen für den oberen Abschnitt des tuffartigen diatomitischen Komplexes ein Alter an, das dem Ende des Volhyn entspricht.

Mittlerer Komplex, kontinental-lagunärer Entstehung

Über dem diatomitischen tuffartigen Komplex am nord-östlichen Rahmen des Crişul Alb-Beckens (Tinca-Hăşmaş Zone), in der zentralen Zone (Beneşti – Tăgădău Zone), sowie in der Zone des südlichen Rah-



mens (Tauț Zone) lagern sich grobe Sande, deltaische Lehme und Gerölle mit Kreuzschichtung, die wir als „mittlerer kontinental lagunärer Komplex“ ausscheiden. Im Rahmen dieses Komplexes kann man die Gegenwart von Tuffzwischenlagerungen auf seiner ganzen Mächtigkeit beobachten.

Die fossilen Reste fehlen meistens oder sind durch Fossilien der kontinental-lagunären Fazies (*Helix*, *Planorbis*) dargestellt, so dass dieser Komplex, auf Grund der Überlagerung dem Obervolhyn zugeschrieben wurde.

Mittlerer vulkanogener Komplex

Gleichzeitig mit der Ablagerung des mittleren kontinentallagunären Komplexes aus dem übrigen Becken, entstand in der Gegend-Miniș-Camna der „mittlere vulkanogene Komplex“. Dieser Komplex besteht aus andesitischen Agglomeraten in der ein basaltartiger Andesit-Strom zwischengelagert ist.

Der mittlere vulkanogene Komplex überlagert die Gesteine des unteren diatomitischen tuffartigen Komplexes, darüber befinden sich die fossilenthaltenden Ablagerungen des unteren Bessarab der Zone Silindia.

Oberer organogen-detritischer Komplex

Der obere organogen-detritische Komplex, aus organogenen Kalken, diagenisierten oolitischen Kalken, Sanden und seltener tuffartigen Mergeln bestehend, deckt den mittleren kontinentallagunären Komplex des N-O Rahmens des Beckens (Tinca-Urvăs Gegend) mit kleiner Flächenausbreitung.

Die zahlreichen fossilen Reste dieses Komplexes, die schwer abzutrennen und zu bestimmen sind, werden durch *Cerithium* sp., *Hydrobia* sp., *Tapes gregarius* P a r t s c h, *Mactra* sp., *Modiolus* sp. — Abdrücke vertreten. Die Mikrofossilien sind durch *Elphidium* sp., *Porosononion subgranosus* (E g g e r), *Sphaeridia moldavica* Mac. et Paghida, vertreten und können mit den im unteren Bessarab der anderen Gegenden bekannten Vergesellschaftungen verglichen werden.

Nach der Ablagerung des oberen organogenen-detritischen Komplexes, wurde die Gegend gehoben und stark abgetragen. Dies führte zur Beseitigung eines bedeutenden Teils der in den vorhergehenden Zeitintervallen akkumulierten Bildungen. Diese Hebung, als Effekt der Bewegungen der attischen Phase, lässt sich an der diskordanten Überlagerung



der pliozänen Ablagerungen über dem Sarmat und an der Umlagerung der sarmatischen Gesteinselemente im Liegenden des Pliozäns, erkennen.

c) Pliozän in pannonischer Fazies

Es wird die Geschichte der verwendeten Terminologie im pannonischen Becken bezüglich der Bildungen die den Sarmat überlagern und vom Quartär bedeckt sind, dargestellt. Der Verfasser vertritt die Meinung über die Anwesenheit im Crișul Alb-Becken, nur der Ablagerungen die dem Pliozän (Mäot + Pont) angehören, während die Glieder die dem Oberbassarab und Kerson entsprechen, abwesend sind.

Im Rahmen der Pliozän-Ablagerungen des Crișul Alb-Beckens, die in den vorhergehenden Arbeiten wenig bekannt sind, werden vier lithostratigraphische Horizonte unterschieden :

- unterer sandiger *Orygoceras*-, *Melanopsis impressa*- und *Congeria ornithopsis*-Horizont ;
- weisser Mergel *Valenciennesia* und *Congeria rhomboidea* — Horizonte.
- sandige Mergel *Valenciennesia* und *Congeria rhomboidea* horizont,
- oberer sandiger *Phyllocardium complanatum*, Horizont.

Unterer sandiger Horizont

Dieser Horizont, der verhältnismässig wenig verbreitet ist, steht in der Gegend Beliu-Comănești an. Er besteht aus gelblich-weissen Sanden, manchmal grob, andermal feiner, 50—70 m mächtig, die die sarmatischen Ablagerungen überlagern.

Die paläontologische Vergesellschaftung des unteren sandigen Horizontes enthält zahlreiche Fossilien, von denen man ungefähr 80 Arten bestimmt hat, die durch die folgenden Arten vertreten sind : *Theodoxus (brenneri, eugenii, leobersdorfensis, mariae, socenii, turislavicus, petralbensis, stefănescui)*, *Valvata (carasiensis, obtusaeformis, gradata, simplex)*, *Orygoceras (scolecostomum, fuchsii, cnemopsis, fistula)*, *Prososthenia (zitteli, serbiae)*, *Melanopsis (bouei, fossilis, vindobonense, impressa, pumila, rugosa, varicosa, scalariformis)*, *Gyraulus (turislavicus, sabljari)*, *Congeria (partsci, subglobosa, politioanei, plana, ornithopsis, neumayri, pancici, rambahphora, gitneri)*, *Limnocardium (preinflata, stoosi, conjungens, promultistriatum, spinosus, carpatinum, timisense)*, *Psilunio (atavus, vasarhelyii)*.

Einige Fossilien dieser Vergesellschaftung werden auch im Mäot der Aussenseite der Karpaten erwähnt : *Teodoxus (petralensis, stefă-*



nescui), Valvata (simplex, obtusaeformis), Congeria (gitneriorhithopsis, neu-mayri).

Von den Ostrakoden erscheinen sehr häufig in diesem Horizont die Form *Cyprideis pannonica* Méhes. Auf Grund der lithologischen Ähnlichkeiten und der paläontologischen Vergesellschaftungen des unteren sandigen Horizontes, lässt sich diese mit dem Pannon s. str. (Zonen B,C,D) des pannonischen Beckens vergleichen. Da man im unteren sandigen Horizont in seiner ganzen Mächtigkeit Fossilien antrifft die auch im Mäot des dazischen Beckens vorkommen, wird die Meinung geäussert das seine Ablagerung erst in Niveau des Mäots und nicht eher angefangen hat und zwar im Bessarab oder im Kerson, die dem Liegenden des Pannons s. str. der benachbarten Gegenden zugeschrieben wurden.

2. Horizont der weissen Mergel

Der Horizont der weissen Mergel liegt konkordant über dem unteren sandigen Horizont. Er besteht aus weissen, tuffartigen Mergeln, bräunlich-rötlichen Mergeln, grau-bläulichen Mergeln, ohne sichtbare Schichtung.

Dieser Horizont, der eine grössere Fläche als der untere sandige Horizont bedeckt, enthält wenig Fossilreste die durch: *Valvata (turislavica, socenii, ranjinai)*, *Orygoceras corniculum*, *Caspia (acieula, dybowskii, latior)*, *Hydrobia (frauenfeldi, rugosula)*, *Melanopsis (fossilis, vindobonensis, senatoria)*, *Gyraulus sablari*, *Undulotheca* sp., *Radix korlevici*, *Congeria (partschi, ramphophora, croatica)*, vertreten sind. Diese Vergesellschaftung enthält ungefähr 25% Fossilarten die gleich denen der mäotischen Ablagerungen des dazischen Beckens sind und zwar: *Valvata (socenii, turislavica)*, *Caspia (dybowskii, latior)* *Radix korlevici*, *Cyprideis heterostigma obessa*.

Den Horizont der weissen Mergel, dem paläontologischen Inhalt und lithologischen Kennzeichen nach, lässt sich mit den letzten Schichten des Pannons s. str. (weisse Kalk-Mergel mit *Limnaeus*, *Planorbis*, *Valvata* und *Congeria* aus Croatiens) parallelisieren. Dieser Horizont könnte dem oberen Mäot (Mergel-Sand-Horizont) des dazischen Beckens entsprechen.

Sandiger Mergel-Horizont

Die Gesteine der sandigen Mergel sind sehr weit in der westlichen Gegend des Crișul Alb-Beckens verbreitet. Dieser Horizont besteht aus einer Wiederholung von grauen sandigen Mergeln und feinen tonigen



Sanden, die gelblich oder grau sind. Zur oberen Seite der Reihenfolge zu herrschen die Sande vor.

Die paläontologische Vergesellschaftung dieses Horizontes, in dem man ungefähr 40 Arten bestimmt hat, wird durch *Melanopsis cf. handmanni*, *Zagrabica naticina*, *Radix kobelti*, *Valenciennesia (reussi, pelta)*, *Congeria (rhomboidea, balatonica, zahalkai, zagrabiensis)*, *Limnocardium (zagrabiense, apertum, prionophorum, secans, mayeri, penslui, banaticum)*, *Caladacna steindachneri*, *Monodacna simplex*, *Pisidium amnicum usw.* dargestellt.

Der Pont wird durch diese Vergesellschaftung sowie durch jene Ostrakodenvergesellschaftung, die in diesem Horizont bestimmt sind, charakterisiert.

Oberer sandiger Horizont

Der obere sandige Horizont ist bedeutend verbreitet und besteht aus feinen mergeligen Sanden, die manchmal grob sind. Im nördlichen Teil der Gegend — bei Belfir und Tinca — enthält er eine Fossilvergesellschaftung mit: *Valvata cf. tenuistriata*, *Pyrgula eugeniae*, *Micromelania obradovici*, *Hydrobia ventrosa*, *Bulimus labiatus*, *Gyraulus sp.*, *Dreissensia (semendriensis, superfoetata)*, *Limnocardium (dumicici, para-zujovici, secans, banaticum, pseudopetersi, proximum)*, *Phyllocardium complanatum*. Dieser Horizont überlagert bei Tinca und Belfir den *Valenciennesia*-Horizont der sandigen Mergel und ist von gelblichen fossilleeren mergeligen Sanden überlagert.

Der Verfasser beschreibt eingehend die Reihenfolgen die in den Bohrungen vorkommen, wo er dieselben litho-biostratigraphischen Horizonte angetroffen und getrennt hat.

Der Pliozän der Gegend liegt diskordant und transgressiv über den älteren Formationen und besteht aus 4 Horizonten. Die ersten zwei Horizonte (der untere sandige und die weissen Mergel), die den unteren *Congeria*-Schichten (Pannon s. str.) des dazischen Beckens, infolge einiger mit dem Mäot gemeinsamen Fossilien des dazischen Beckens, könnten dem Mäot entsprechen. Die zwei weiteren Horizonte (derjenige der sandigen Mergel und der oberen Sande) die den oberen *Congerien*-Schichten entsprechen, gehören dem Pont an.

Zwischen den unteren und oberen *Congerien*-Schichten liegt in der Gegend eine Beobachtungslakune. Infolgedessen lässt sich nicht eine vollständige Folge des Pliozäns erkennen. Durch diese Lakune konnte



man nicht die *Congeria ungula-caprae*-Schichten erkennen, die sich im Beiuş-Becken und in Ungarn in diesem stratigraphischen Intervall (Grenze Mäot-Pont) entwickeln.

d) Neogene Eruptivgesteine

In der Reihenfolge der neogenen Ablagerungen der Gegend erscheinen auch vulkanogene Bildungen die dem subsequenten tardeorogenen Magmatismus der alpinen Orogenesis angehören.

Diese vulkanogenen Bildungen, die gleichzeitig mit der magmatischen Tätigkeit der Brad-Săcărîmb-Gegend stattgefunden haben, lassen sich in zwei Momenten des vulkanischen Paroxismus erkennen : im Ober-torton (Urviş von Beliu-Clit, Cărând-Săliște, Mocrea-Satu Mic und Pîncota) und im Volhyn (Miniş-Camna). Die Zugehörigkeit der vulkanogenen Gesteine an ein einziges Eruptionszentrum, das sich im Osten des untersuchten Gebietes befindet, wird durch folgende Tatsachen bestätigt :

- ähnliche Reihenfolge in allen Zonen mit vulkanogenen Gesteinen ;
- Fehlen von tiefen subvulkanischen Gesteinen ;
- Sortierung der vulkanogen-sedimentären Mischgesteine in der Richtung nach Westen ;
- sowie die aeromagnetischen Arbeiten die in der Gegend ausgeführt wurden. Alle diese Tatsachen bezeugen das Vorhandensein eines einzigen Eruptionszentrum das im Osten unserer Gegend liegt.

e) Quartär

Die quartären Ablagerungen, die eine grosse Verbreitungsfläche in der untersuchten Gegend besitzen, enthalten Gesteine der verschiedenen genetischen Typen : alluviale Ablagerungen, gravitationelle Ablagerungen und Ablagerungen gemischten Ursprungs.

TEKTONIK

Der Bau der Gesteine, die die untersuchte Gegend bilden, resultierte als Folge einer andauernden geologischen Entwicklung, die zwei orogenischen Phasen enthält : herzynische und alpine Phase.

Die Gesteine der herzynischen Phase und diejenigen der mesozoischen Etappe des alpinen Zyklus erscheinen als die Deckbildungen.



Die Entwicklung der magmatischen, lithogenetischen und tektonischen Prozesse, war in enger Verbindung mit den Entwicklungsetappen des herzynischen und alpinen Geosynklinals.

Dem basischen Anfangsmagmatismus folgte der sinogene Plutonismus, dann die molassische Ablagerung des Oberpaläozoikums und der subsequente Magmatismus; des herzynische Zyklus endete mit der Faltung und Exondierung der Gesteine am Ende des Perms.

In der Entwicklung des alpinen Zyklus lassen sich zwei wichtige Etappen unterscheiden: die mesozoische Etappe in der sich die ganze Reihenfolge der Bildungen entwickelt die die geosynkinalen Zonen charakterisieren (Kalke, Flysch, Wildflysch und Molasse), und die neozoische Etappe die sich durch die Tätigkeit des späten subsequenten Magmatismus und Molassen-Abtragung charakterisiert. Diese findet bis Ende der Exondierung am Ende des Pliozäns statt.

A) TEKTONIK DES GRUNDGEBIRGES

Die Gesteine des Grundgebirges bilden, im Rahmen des untersuchten Gebietes, zwei Haupteinheiten: Einheit des Codru- und Einheit des Higliş-Gebirges.

1. EINHEIT DES CODRU-GEBIRGES

Die Einheit des Codru-Gebirges, die in dieser Gegend aus der „Einheit Valea Finişului“ (B l e a h u, 1963) besteht, enthält zwei Untereinheiten, die durch eine Überlagerungslinie getrennt sind: a) die nördliche oder die paraautochtone Untereinheit aus permischen und Triasbildungen bestehend, bildet ein Schuppen-System das gegen Norden zu gerichtet ist; b) die südliche Untereinheit, als Überschiebungsdecke, aus kristallinen und paläozoischen Bildungen bestehend; im Rahmen dieser Untereinheit überlagern die paläozoischen Bildungen den Komplex der Codru-Intrusionen; die paläozoischen Bildungen sind von mehreren Rhyolit-Gängen durchdrungen, die dem permischen subsequenten Magmatismus angehören.

2. EINHEIT DES HIGHIŞ-GEBIRGES

Der nördliche Abhang des Highiş-Gebirges, das sich in der untersuchten Gegend befindet, wird gleichfalls von zwei tektonischen Untereinheiten gebildet.

Die nördliche oder paraautochtone Untereinheit besteht aus dem Komplex der Codru-Intrusionen und aus paläo- und mesozoischen



Bildungen. Sie stellen eine liegende Mulde dar, dessen südlicher Abhang überkippt und von Verwerfungen durchsetzt ist.

Die südliche Untereinheit als Überschiebungsdecke, besteht aus der Păiușeni-Serie, die im Norden die überkippten Schichten der parautochtonen Untereinheit überlagert.

3. GRUNDGEBIRGE DES CRİŞUL ALB-BECKENS

Die Fläche auf der sich das Becken des Crișul Alb gebildet hat, wurde vor dem Torton einer starken Abtragung unterworfen, die den grössten Teil der mesozischen und paläozoischen Ablagerungen entfernt hat. Unter den neogenen Ablagerungen, traf man in den Bohrlöchern den Komplex der Codru-Intrusionen an und auf geringen Flächen konnte man Unterriasbildungen identifizieren, die möglicherweise die Reste einiger Verzweigungen der Zone die die Verbindung zwischen dem Codru- und Highiș-Gebirge herstellten.

Diese Bildungen die von wichtigen Verwerfungslinien durchsetzt sind, bilden eine Abwechslung von Horsten und Graben, die sich auch im Bau der neogenen Ablagerungen wiederspiegeln.

B) TEKTONIK DER DECKBILDUNGEN

Der Bau der Deckbildung (Torton, Sarmat, Pliozän) wurde durch den bestehenden Relief des Grundgebirges sowie durch die Entfaltung der Diastrofismusphasen bestimmt, die sich in dieser Gegend durch Kippbewegungen einiger Schollen des Grundgebirges, durch Brüche und den Paroxysmus der vulkanischen Tätigkeit geäussert haben.

Die Strukturelemente des Beckens bestehen aus erhobenen sowie aus gesenkten Schollen längs einiger Verwerfungslinien, die gewöhnlich ein NW-SO Streichen aufzeigen und eine Abwechslung von Horsten und Graben bilden : der Horst Märäuş-Tinca, im Süden vom Verwerfungssystem Rogoz-Groșeni begrenzt ; von Craiva-Hăşmaş-Graben ; vom Benești-Beliu-Cărănd-Horst ; vom Graben Ineu-Voivodeni ; vom Horst Mocrea-Miniș, vom Graben Moroda-Minișel ; vom Horst Pîncota-Drauț.

GEOPHYSISCHEN ANGABEN DER GEGEND UND IHRE GEOLOGISCHE DEUTUNG

In der untersuchten Gegend wurden auch gravimetrische, luftmagnetische und detailmagnetometrische Studien unternommen.



Die gravimetrischen Arbeiten heben eine Anzahl von Maximum- und Minimumanomalien hervor ; die Maximumanomalien entsprechen den Horstbildungen, während die Minimumanomalien den Grabenbildungen ; die Gradientlinien werden als Brüche angesehen.

Die luftmagnetischen und magnetometrischen Detailuntersuchungen haben eine positive Hauptanomalie hervorgehoben, die den ganzen westlichen Abschnitt des Beckens charakterisiert. Im Rahmen dieser Hauptanomalie lassen sich mehrere Zonen unterscheiden in denen die Anomalie eine maximale Intensität erreicht ; diese Zonen entsprechen im allgemeinen dem Anstehen der neogenen Eruptivgesteine. Im NW Ende des Codru-Gebirges (Hodișel-Poeluşa-Gegend) befindet sich über der Überschiebungslinie Poeluşa — Hodișel, die magnetische Anomalie, an der Stelle wo die Überschiebungsfäche eine senkrechte Lage besitzt.

GEOLOGISCHE ENTWICKLUNG DER GEGEND

Auf Grund der stratigraphischen, lithologischen und tektonischen Tatsachen, sind in diesem Abschnitt die wichtigsten Momente der Entwicklung des herzynischen und alpinen Geosynklinals wiederhergestellt.

Nach der Entwicklung des herzynischen sinorogenen Plutonismus, lassen sich mehrere Bewegungsphasen erkennen die sich in den lithogenetischen sowie in den magmatischen und tektonischen Prozessen wieder spiegeln. So, zum Beispiel, im Rahmen der Molasse-Ablagerung lassen sich zwei Transgressions-Hauptmomente unterscheiden : im Oberdevon (Ablagerung der Păiușeni-Serie) und im Oberkarbon (Ablagerung des unteren konglomeratischen Komplexes). Gleichfalls lassen sich mehrere Faltungsphasen unterscheiden : sudetische Phase (Metamorphisierung der Păiușeni-Serie), saalische Phase (Metamorphisierung des unteren konglomeratischen Unterkomplexes und Ausbruch des subsequenten Magmatismus), palatine Phase (Faltung der Ablagerungen und Exondierung der Gegend).

Im Rahmen der alpinen Ablagerungen lassen sich gleichfalls mehrere Bildungsphasen verfolgen : Beginn der Ablagerung (Untertrias) einschliesslich ununterbrochene Vertiefung der Ablagerungsoberfläche während der Mitteltrias-Unterkreide, Faltung und Exondierung derselben (Mittelkreide), Entstehen eines starken Bruches (unterherzynische, laramische, pyrenäische, savische Phasen).

Das spätkynematische Stadium des alpinen Zyklus wird in der Gegend durch Molassebildungen sowie durch einen subsequenten Magma-



tismus gekennzeichnet. In der jungen steirischen Phase, zusammen mit der Auslösung der vulkanischen Tätigkeit, findet auch eine Senkungsbewegung statt und gleichzeitig sinkt auch das Becken des Crișul Alb, das vom Wasser überschwemmt wird. Die Subsidenzbewegung setzt sich bis in den Obertorton fort; während dem Abrollen des zweiten vulkanischen Paroxismus setzt sich die Bewegung im entgegengesetzten Sinn fort und führt zum vorübergehenden Rücktritt des Wassers.

Am Anfang des Volhyn senkt sich die Gegend von neuem und zum Schluss des Volhyn zusammen mit dem Abrollen des dritten vulkanischen Paroxismus lässt sich eine allgemeine Emporhebung wahrnehmen. Die marine Ablagerung kommt zum Anfang des Bessarab wieder, und dauert möglicherweise bis in den Oberbessarab oder Kerson fort. Im Kerson, als Folge der attischen Phase, wird die ganze Gegend exondiert und einer starken Abtragung ausgesetzt. In derselben Phase entstehen auch eine Anzahl Bruchlinien.

Am Anfang des Pliozäns findet eine allgemeine Senkungsbewegung statt, die bis in den Pont andauert. Als Folge der rhodanischen Phase werden der Gebirgsrahmen, sowie auch die Ablagerungen des neogenen Beckens gehoben.

GEOMORPHOLOGIE

In diesem Abschnitt wird die Abhängigkeit des Reliefs von der lithologischen Beschaffenheit und der Struktur der Bildungen analysiert, sowie die zeitliche Abrollung der geologischen Erscheinungen.

WIRTSCHAFTLICHE FRAGEN

Im Rahmen der untersuchten Gegend gibt es einige nutzbare Mineralien, die ein wirtschaftliches Interesse darbieten: sarmatische Diatomite und Bentonite, triasische Dolomite und Sandsteine, pliozäne eisenenthaltende Sandsteine, Baugesteine, Mineralgewässer und vom Komplex der Codru-Intrusionen oder der permischen Ganggesteine abhängige Mineralisationen.

Durch die vorgeschlagenen geologischen Projekte, werden diese Substanzen den Gegenstand einiger Lagerstättforschungen ausmachen.



ALLGEMEINE SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Originalbeiträge dieser Arbeit sind die folgenden :

1. KARTOGRAPHISCHE BEITRÄGE

Als Folge der Aufnahme der Gegend, wurde eine geologische Karte im Maßstab 1:50 000 verwirklicht, die gegenüber der vorhergehenden Arbeiten zahlreiche neue Elemente bringt :

Es werden zum ersten Mal im Rahmen des vulkanogenen Komplexes oberpermischen Alters, verschiedene Gesteinstypen: Agglomerate, Breccien, subvulkanische Ganggesteine, Basalte und Dolerite getrennt.

Es wurden getrennt : die permischen Ablagerungen zwischen den Ortschaften Dud und Miniş, die vorher in die kristalline Reihe einverleibt waren ; in derselben Gegend wurden auch Triasablagerungen, die vorher dem Perm einverlebt waren, getrennt.

Im Rahmen der Trias sind zum erstenmal in der Gegend, vier lithostratigraphische Horizonte getrennt.

Im Torton wurden zwei lithologische Komplexe getrennt, im Rahmen des oberen vulkanogenen Komplexes wurden zum ersten Mal Laharaablagerungen abgesondert.

Auf dem Westrand des Codru-Gebirges sind die Ablagerungen des unteren torrentiellen Komplexes (Torton) getrennt die früher dem Pleistozän eingegliedert waren.

Im Rahmen des Sarmats ist der mittlere lakustrisch-kontinentale Komplex abgesondert, der gleichfalls von den vorhergehenden Forschern dem Pleistozän eingegliedert waren.

Im Rahmen des Pliozäns werden zum ersten Mal in der Gegend vier lithostratigraphische Horizonte getrennt.

Vom tektonischen Standpunkt aus, werden auf der geologischen Landkarte der Gegend zum ersten Mal angezeigt :

das Bruchsystem Rogoz-Groşeni,

die Brüche die den Cărand-Beliu-Horst trennen, die östliche Fortsetzung der von R. Dumitrescu angezeigten Überschiebungslinie Siria-Agriş zwischen Dud und Miniş.

2. STRATIGRAPHISCHE BEITRÄGE

Die Analyse der geometrischen Beziehungen, der Faziesveränderungen und des paläontologischen oder palinologischen Inhalts der Abla-



gerungen erlaubten die genaue Angabe des Alters, sowie einiger stratigraphischer Aufeinanderfolgen. Vom stratigraphischen Standpunkt aus, wurden folgende neue Elemente erbracht :

Auf palynologische Angaben, wurde das Alter Oberdevon-Untercarbon der Păiușeni Reihe bestimmt.

Auf palynologische Angaben wurde eine genaue Bestimmung des Alters des unteren konglomeratischen Komplexes als Obercarbon — Unterperm erbracht.

Mit Hilfe palynologischer Forschungen konnte man das Alter des konglomeratischen Unterkomplexes (Obercarbon-Unterperm) genau angeben.

Zwischen den permischen und triasischen Ablagerungen wurde eine Winkeldiskordanz hervorgehoben.

Mit Hilfe paläontologischer Arbeiten wurde das Alter des dolomitischen Kalkkomplexes (Campilien-Anisien) und jenes des *Daonella*-Komplexes als Anis-Ladin angegeben.

Auf Grund mikropaläontologischer Arbeiten, konnte man das untere-mittlere Tortonalter des unteren torrentiellen Komplexes bestimmen.

Mit Hilfe paläontologischer und mikropaläontologischer Forschungen, konnte man im Rahmen des Pliozäns lithostratigraphisch vier Horizonte trennen.

Es wurde eine stratigraphische Diskordanz zwischen den pliozänen und den sarmatischen Ablagerungen erkannt.

3. PALÄONTOLOGISCHE BEITRÄGE

Die systematische Sammlung und Studium des paläontologischen Materials der Gegend führte zur Bestimmung einiger fossilen Vergesellschaftungen, die unbekannt in den vorhergehenden Arbeiten sind, und zwar :

Bestimmung der *Costatoria* (*Costatoria*) *costata* enthaltenden Vergesellschaftung im dolomitischen Kalkkomplex von Galșa und der Vergesellschaftung mit *Tirolites illyricus* in den *Daonella*-Schiefern von Măderat.

Es wurde eine Vergesellschaftung von Mollusken und Foraminiferen im unteren torrentiellen Komplex tortonischen Alters entdeckt.

Bestimmung einiger reichen Vergesellschaftungen von pliozänen Fossilien die jedem Horizont charakteristisch sind. Es wurden 130 Arten zum ersten Mal in den pliozänen Ablagerungen dieser Gegend angegeben.



Durch die mikropaläontologisch analysierten Proben, konnte man die Inventur einiger reichen Foraminiferen und Ostrakoden-Vergesellschaftungen, die die neogenen Ablagerungen der Gegend charakterisieren, erreichen.

4. TEKTONISCHE UND PALÄOGEOGRAPHISCHE BEITRÄGE

Auf Grund der Oberflächen-, geophysischen und Bohrungsdaten, wurden nachstehende Beiträge erbracht :

Zusammenstellung der lithofaziellen Karten für den Torton, Sarmat und Pliozän, sowie der Verbreitungsoberflächenkarten der Kristallinschiefer.

Die Tektonik der Deckbildungen ist in enger Beziehung mit der geologischen Entwicklung der Gesteine des Grundgebirges und mit den Entwicklungsetappen des herzynischen und alpinen Geosynklinals.

ERKLÄRUNG DER TAFELN

Tafel IX

Geologische Karte des W-Endes des Crișul Alb-Beckens und dessen Ramens.
 Quartär, Holozän ; 1, Anschwemmungen : a, neu ; b, alt ; 2, Erdrutschungen ; 3, Schuttkegel ; 4, Abhangsedimente ; 5, Gehängeschnitt ; 6, Terrasse : a, niedere ; b, mittlere. Pleistozän : 7, Terrasse ; a, mittlere ; b, hohe ; 8, Bohnerzton. Neogen, Pannon, Oberpannon ; 9, sandiger Horizont ; a, Sande ; b, Kies ; 10, *Phyllocardium* — Schichten ; 11, *Congeria rhomboidea* — Schichten ; Unterpannon : 12, weisser Mergelhorizont ; 13, unterer sandiger Horizont. Miozän, Sarmat, Bessarabien. 14, Oberkomplex : oolithische Kalksteine ; 15, mittlerer Komplex, Kies und Sande : a, Andesite, b, Agglomerate ; 16, unterer tuffartiger Diatomien-Bentonit Komplex. Torton, oberer vulkan-sedimentärer Komplex : 17, Tuff-Mergel Fazies, a, Kies ; 18, andesitische Laven ; 19, Laharablagerungen ; 20, Agglomerate und Aschentuff ; 21, unterer torrientaler Komplex, Geröll und Kies. Trias, Werfen : 22, *Daonella*-Schichten Horizont ; 23, dolomitischer Kalkstein Horizont ; 24, Glimmerschichtenhorizont ; 25, Quarz-Sandstein Horizont. Unterperm-Oberkarbon ; 26, oberer vulkanischer Komplex : a, Quarzporphyre ; b, Porphyragglomerate ; c, Rhyolite ; d, Kristallinbreccien ; a, Granodiorit-Porphyre ; b, Basalte und Dolerite ; 27, mittlerer Sandsteinkomplex — vermiculäre Sandsteine ; 28, unterer konglomeratischer Komplex. Unterkarbon — Devon : 29, Dolerite ; 30, basische Tuffe ; 31, chlorit-serizitische Phyllite ; 32, metamorphisierte Konglomerate. Proterozoikum — Unterpaläozoikum ; 33, sinorogene Kristallschiefer, a, Granitoide. 34, Fossilpunkt ; 35, Richtung der geologischen Schnitte ; 36, Bohrungen ; 37, Diatomite ; 38, artesische Brunnen ; 39, Gasfundstelle ; 40, salzige und CO₂ Quellen ; 41, Steinbrüche ; 42, Überschiebungslinien ; 43, Bruch ; 44, Richtung und Fallen der Schichten ; 45, Richtung und Fallen der Schichtflächen.



Tafel X

Geologische Schnitte im W-Ende des Crişul Alb-Beckens (siehe Erklärung der Tafel I).

Tafel XI

Strukturelle Karte des Crişul Alb—Beckens auf Grund der Oberflächen — Gravimetrie — und Luftpumagnetischen-Angaben zusammengestellt.

1, Quartär ; 2, Pliozän ; 3, Miozän ; 4, Mesozoikum + Paläozoikum + Kristallin ; I, III nördliche paraautochtonen Untereinheiten ; II, IV, südliche überschobene Untereinheiten ; 5, durch geologische Aufnahmen entdeckte Störungen : a, Brüche b, Überschiebungslinien 6, durch gravimetrische Arbeiten entdeckte Elemente: a, Erhebungszenen ; b, Senkungszenen ; c, Brüche und Fallrichtung der gesunkenen Scholle ; 7, Luftpumagnetische Anomalien (Δ Ta) positiv

Tafel XII

Lithologische Kolonne der Bohrungen 1 I.B und 2 I.B Tinca.

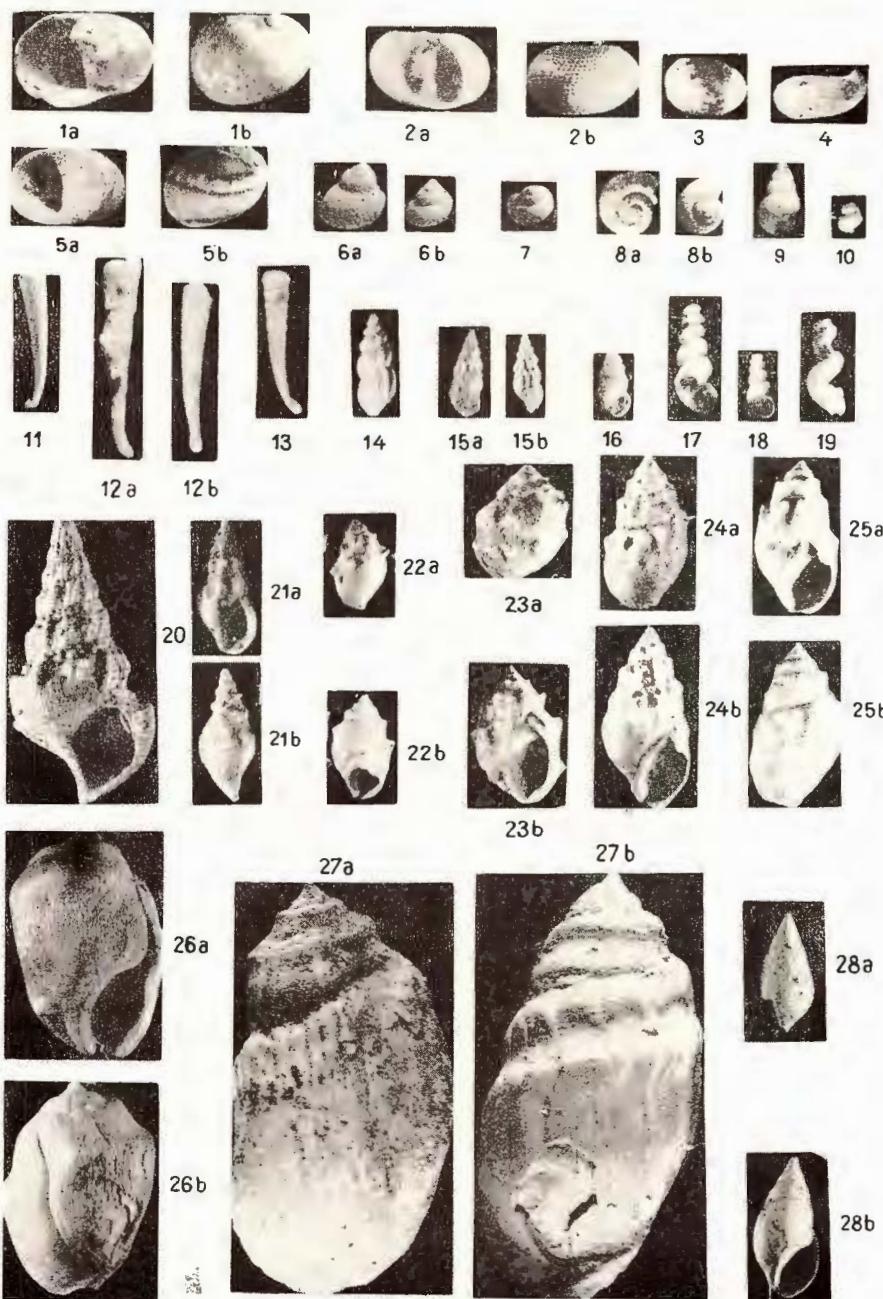


PLANŞA I

- Fig. 1a, 1b. — *Theodoxus (Theodoxus) soceni* J e k. $\times 2$. Comăneşti.
- Fig. 2a, 2b. — *Theodoxus (Theodoxus) mariae* (H a n d). $\times 4$. Comăneşti.
- Fig. 3. — *Theodoxus (Theodoxus) eugenii longatolineatus* P a p p. $\times 2$. Comăneşti.
- Fig. 4a, — *Theodoxus (Theodoxus) zografi petralbensis* J e k. $\times 3$. Comăneşti.
- Fig. 5a, 5b. — *Theodoxus (Theodoxus) leobersdorffensis leobersdorffensis* H a n d. $\times 3$. Comăneşti.
- Fig. 6a, 6b. — *Valvata (Cincinnia) obtusaformis* L ö r e n t h. $\times 5$. Comăneşti.
- Fig. 7. — *Valvata (Turrivalvata) soceni* J e k. $\times 8$. Comăneşti.
- Fig. 8a, 8b. — *Valvata (Turrivalvata) turislavica* J e k. $\times 8$. Comăneşti.
- Fig. 9. — *Valvata carasiensis* J e k. 45. Comăneşti.
- Fig. 10. — *Valvata ranjinae* Br u s. $\times 10$. Hăşmaş.
- Fig. 11. — *Orygoceras corniculum* Br u s. $\times 6$. Hăşmaş.
- Fig. 12a, 12b. — *Orygoceras fistula* Br u s. $\times 8$. Comăneşti.
- Fig. 13. — *Orygoceras fuchsii filocinctum* Br u s. $\times 8$. Comăneşti.
- Fig. 14. — *Prososthenia zilleli* L ö r e n t h. $\times 3$. Comăneşti.
- Fig. 15a 15b. — *Prososthenia serbica* Br u s. $\times 2$. Comăneşti.
- Fig. 16. — *Caspia dybowskii* Br u s. 5 \times . Hăşmaş.
- Fig. 17. — *Caspia (Socenia) acicula* Br u s. $\times 8$. Comăneşti.
- Fig. 18. — *Hydrobia (Baglivia) rugosula* (Br u s.). $\times 8$. Hăşmaş.
- Fig. 20. — *Brotia vasarhelyi* H a n t k. 1/1. Comăneşti.
- Fig. 21a, 21b. — *Melanophlychia brusinai* J e k. $\times 3$. Comăneşti.
- Fig. 22a, 22b. — *Melanopsis bouei bouei* F e r. 1/1. Comăneşti.
- Fig. 23a, 23b. — *Melanopsis bouei multicostata* H a n d. 1/1. Comăneşti.
- Fig. 24a, 24b. — *Melanopsis bouei rarispina* L ö r e n t h. 1/1. Comăneşti.
- Fig. 25a, 25b. — *Melanopsis bouei affinis* H a n d. 1/1. Comăneşti.
- Fig. 26a — 26b. — *Melanopsis vindobonensis vindobonensis* F u c h s. 1/1. Comăneşti.
- Fig. 27a, 27b. — *Melanopsis fossilis fossilis* (M a r t.-G m e l i n) 1/1. Comăneşti.
- Fig. 28a, 28b. — *Melanopsis handmanni* Br u s. $\times 2$. Mărăuş.



D. ISTOCESCU. Geologia sectorului vestic al bazinului Crișului Alb
și al ramei munților Codru și Hăgiș. Pl. I.



Studii tehnice și economice, seria J nr. 8.



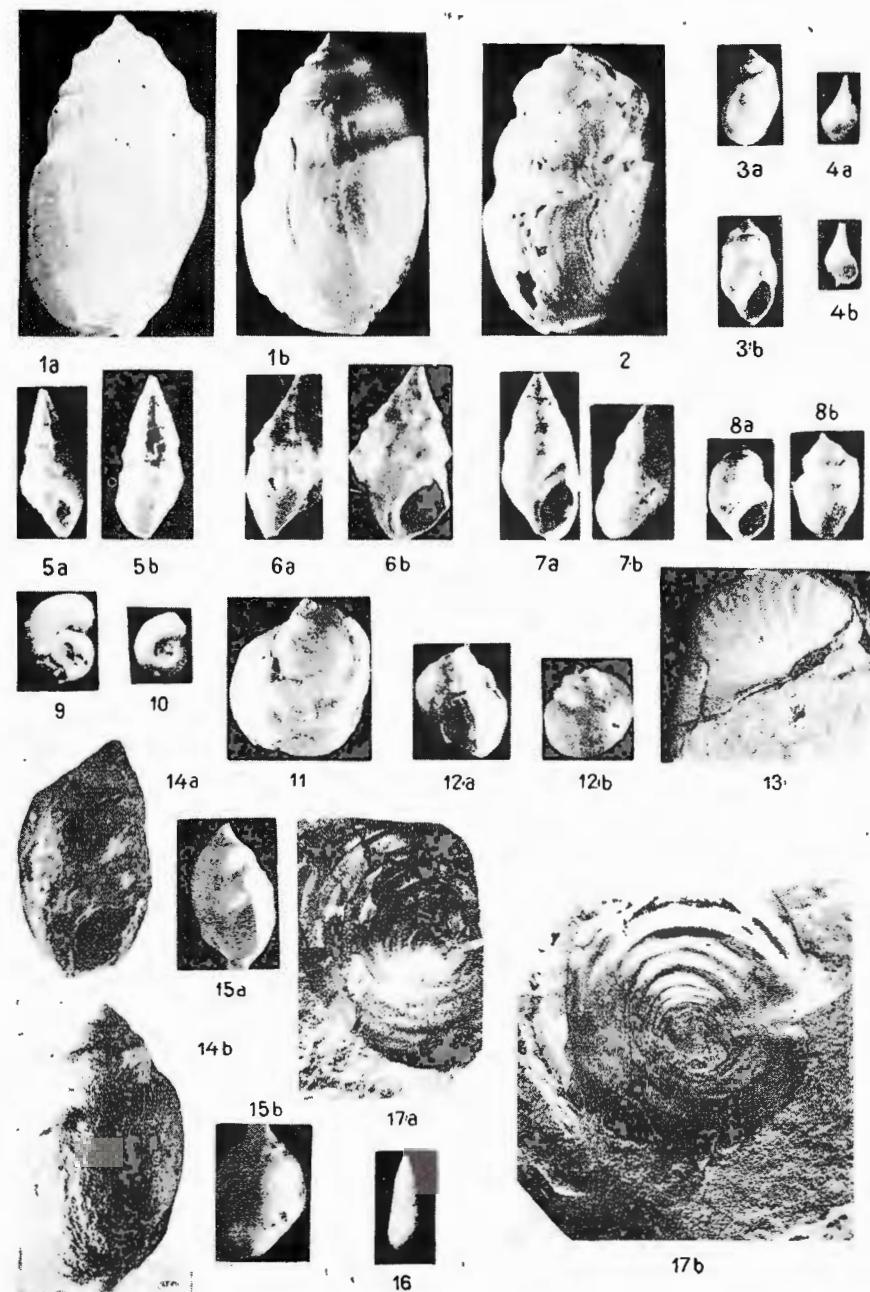
Institutul Geologic al României

PLANŞA II

- Fig. 1a, 1b. — *Melanopsis fossilis pseudoimpressa* Papp. 1/1. Comăneşti.
Fig. 2. — *Melanopsis fossilis constricta*. 1/1. Comăneşti.
Fig. 3a, 3b. — *Melanopsis pumila* Brus. 1/1. Comăneşti.
Fig. 4a, 4b. — *Melanopsis carasiensis* Jek. x2. Comăneşti.
Fig. 5a, 5b. — *Melanopsis zujovicai* Brus. x2. Comăneşti.
Fig. 6a, 6b. — *Melanopsis austriaca* Hand. x2. Comăneşti.
Fig. 7a, 7b. — *Melanopsis stricturata* Brus. x2. Comăneşti.
Fig. 8a, 8b. — *Melanopsis varicosa varicosa*. 1/1. Comăneşti.
Fig. 9. — *Gyraulus sabljari* Brus. x5. Comăneşti.
Fig. 10. — *Gyraulus turislavicus* Jek. x5.
Fig. 11. — *Radix kobelli* Brus. 1/1. Mărăuş.
Fig. 12a, 12b. — *Zagrebica naticina* Brus. x2.
Fig. 13. — *Undulotheca* sp. 1/1. Hăşmaş.
Fig. 14a, 14b. — *Melanopsis senatoria*. 1/1. Hăşmaş.
Fig. 15a, 15b. — *Melanopsis inermis* Hand. x2. Comăneşti.
Fig. 16. — *Melanopsis pygmaea* Hornes. x2. Comăneşti.
Fig. 17a, 17b. — *Valenciennesia pelta* Brus. 1/1. Rogoz.



D. ISTOCESCU. Geologia sectorului vestic al bazinului Crișului Alb
și al ramei munților Codru și Highiș. Pl. II.



Studii tehnice și economice, seria J nr. 8.



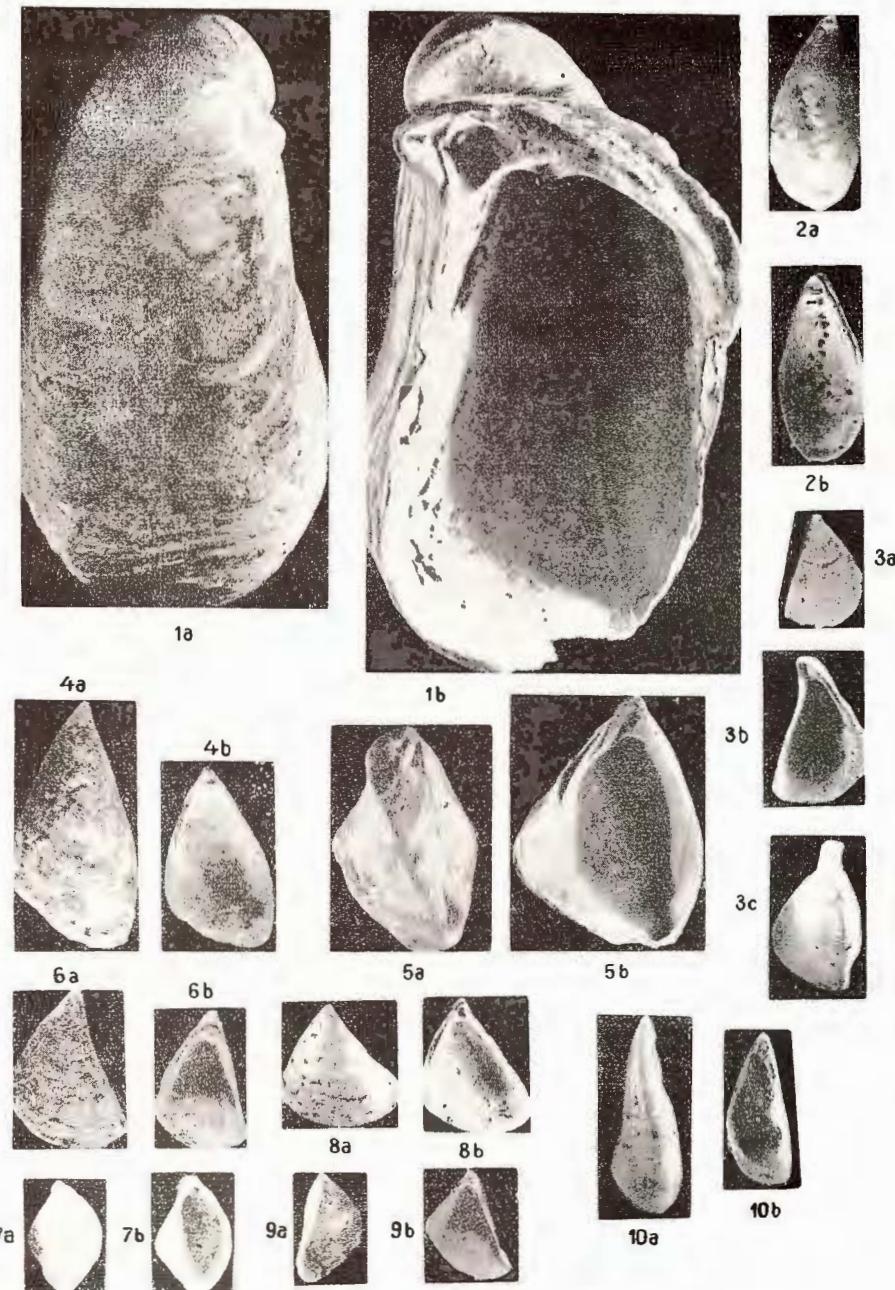
Institutul Geologic al României

PLANSA III

- Fig. 1a, 1b. - *Congeria subglobosa longilesta* Papp, 1961, Comănești.
Fig. 2a, 2b. - *Congeria czjzeki* Wörnle, 1961, Comănești.
Fig. 3a, b, c. - *Congeria ramphophora vösendorfensis*, 1961, Comănești.
Fig. 4a, 4b. - *Congeria plana* Lörentz, 1821, Comănești.
Fig. 5a, 5b. - *Congeria zahalkai* Spalek, 1961, Mărăuș.
Fig. 6a, 6b. - *Congeria drzici*, 1921, Comănești.
Fig. 7a, 7b. - *Congeria partschi carinacurvata*, 1961, Comănești.
Fig. 8a, 8b. - *Congeria politioanei* Jeek, 1961, Comănești.
Fig. 9a, 9b. - *Congeria ramphophora ramphophora*, 1961, Haışmaş.
Fig. 10a, 10b. - *Congeria scrobiculata carinifera* Lörentz, 1821, Comănești.



D. ISTOCESCU. Geologia sectorului vestic al bazinului Crișului Alb
și al ramei munților Codru și Hăgiș. Pl. III.



Studii tehnice și economice, seria J nr. 8.



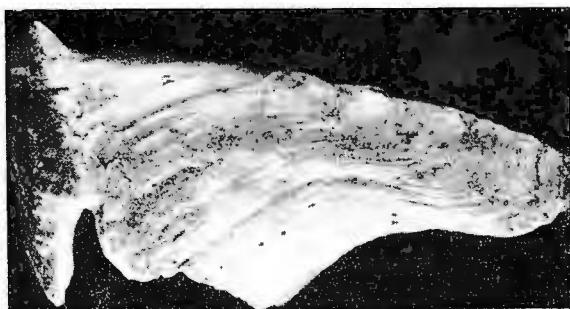
Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

- Fig. 1a, 1b. — *Congeria croatica* Brus. 1/1. Hăşmaş.
Fig. 2a, 2b. — *Congeria partschi partschi*. Czjzek. 1/1. Hăşmaş,
Fig. 3a, 3b. — *Congeria ornithopsis* Brus. 1/1. Comăneşti.
Fig. 4. — *Congeria rumana* Ştef. 1/1. Mărăuş.



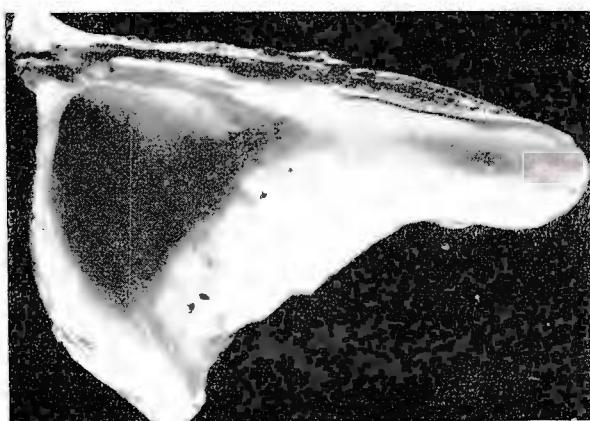
D. ISTOCESCU. Geologia sectorului vestic al bazinului Crișului Alb
și al ramei munților Codru și Hăgiș. Pl. IV.



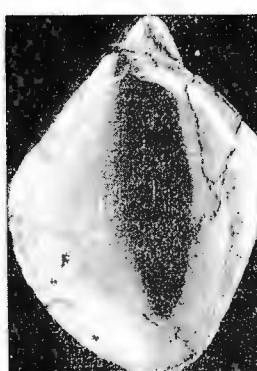
1a



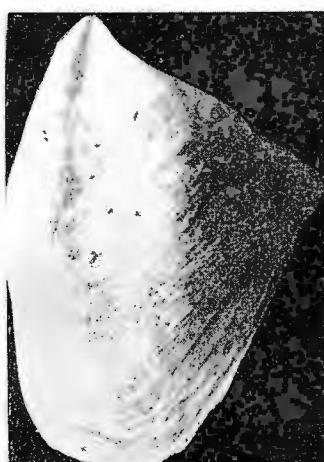
2a



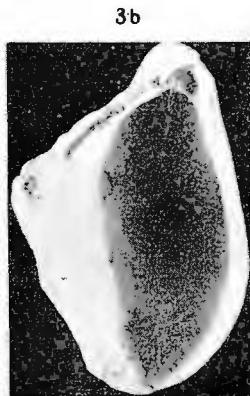
1b



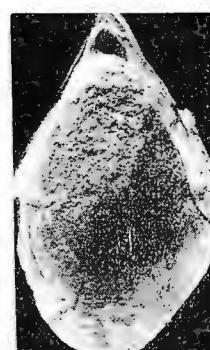
2b



3a



3b



4

Studii tehnice și economice, seria J nr. 8.



Institutul Geologic al României

PLANŞA V

Fig. 1a, 1b. — *Congeria zujovici* Brus. 1/1. Comăneşti.

Fig. 2a, 2b. — *Congeria pancicii* Pavlović. 1/1. Comăneşti.



Institutul Geologic al României

D. ISTOCESCU. Geologia sectorului vestic al bazinului
Crișului Alb și al ramei muntăilor Codru
și Hîghiș

Pl. V.



1a



1b

2a



2b



Studii tehnice și economice, seria J nr. 8.



Institutul Geologic al României

PLANŞA VI

- Fig. 1a, 1b, 1c. — *Congeria rhomboidea* Hörn es. 1/1. Mărăuş.
Fig. 2. — *Congeria balatonica* P arts ch. 1/1. Rogoz.
Fig. 3. — *Congeria hocnesi* Brus. 1/1. Comăneşti.



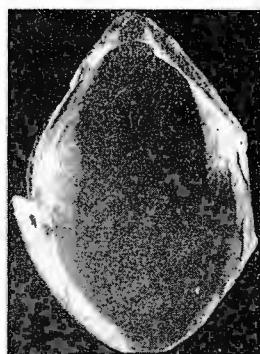
Institutul Geologic al României

D. IȘTOCESCU. Geologia sectorului vestic al bazinului
Crișului Alb și al ramei munților Codru
și Hăgiș.

Pl. VI.



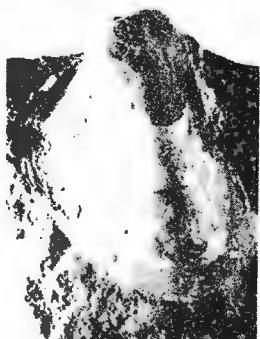
1a



1b



1c



2



3

Studii tehnice și economice, seria J nr. 8.

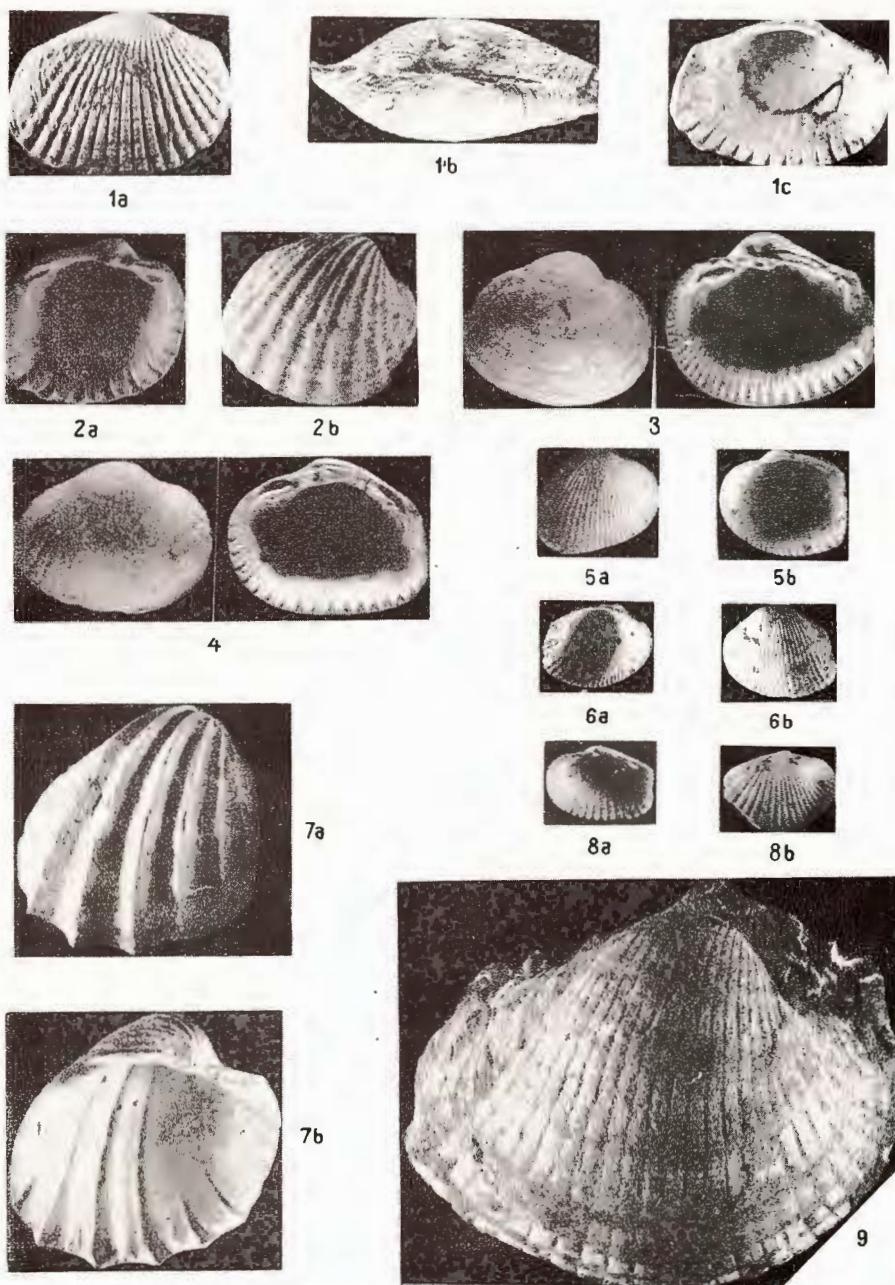
PLANSA VII

- Fig. 1a, 1b, 1c. *Limnoocardium mayeri* (Löbel) n. sp., f. 1, Mărcăuș.
 Limnoocardium mayeri multicostata Gille, f. 1, Rogoz.
Fig. 2a, 2b. *Limnoocardium pseudopetersi* Slev., f. 1, Belfir.
Fig. 3. *Limnoocardium (Desphoricaeum) banaticum* Fuchs, f. 1, Belfir.
Fig. 4. *Limnoocardium (Apatadicardium) proximum* Fuchs, f. 1, Belfir.
Fig. 5a, 5b. *Limnoocardium carpatinum* (Jek.) x2, Comănești.
Fig. 6a, 6b. *Limnoocardium promultistriatum* Jek. f. 1, Comănești.
Fig. 7a, 7b. *Limnoocardium para-zujovici* Slev., f. 1, Comănești.
Fig. 8a, 8b. *Limnoocardium humilicostatum* Jek. x2, Comănești.
Fig. 9. -- *Limnoocardium (Pannonicardium) dumeticii* Gerj. x2 Kramb., f. 1, Belfir.



Institutul Geologic al României

D. ISTOCESCU. Geologia sectorului vestic al bazinului Crișului Alb
și al rânei munților Codru și Hăgiș. Pl. VII.



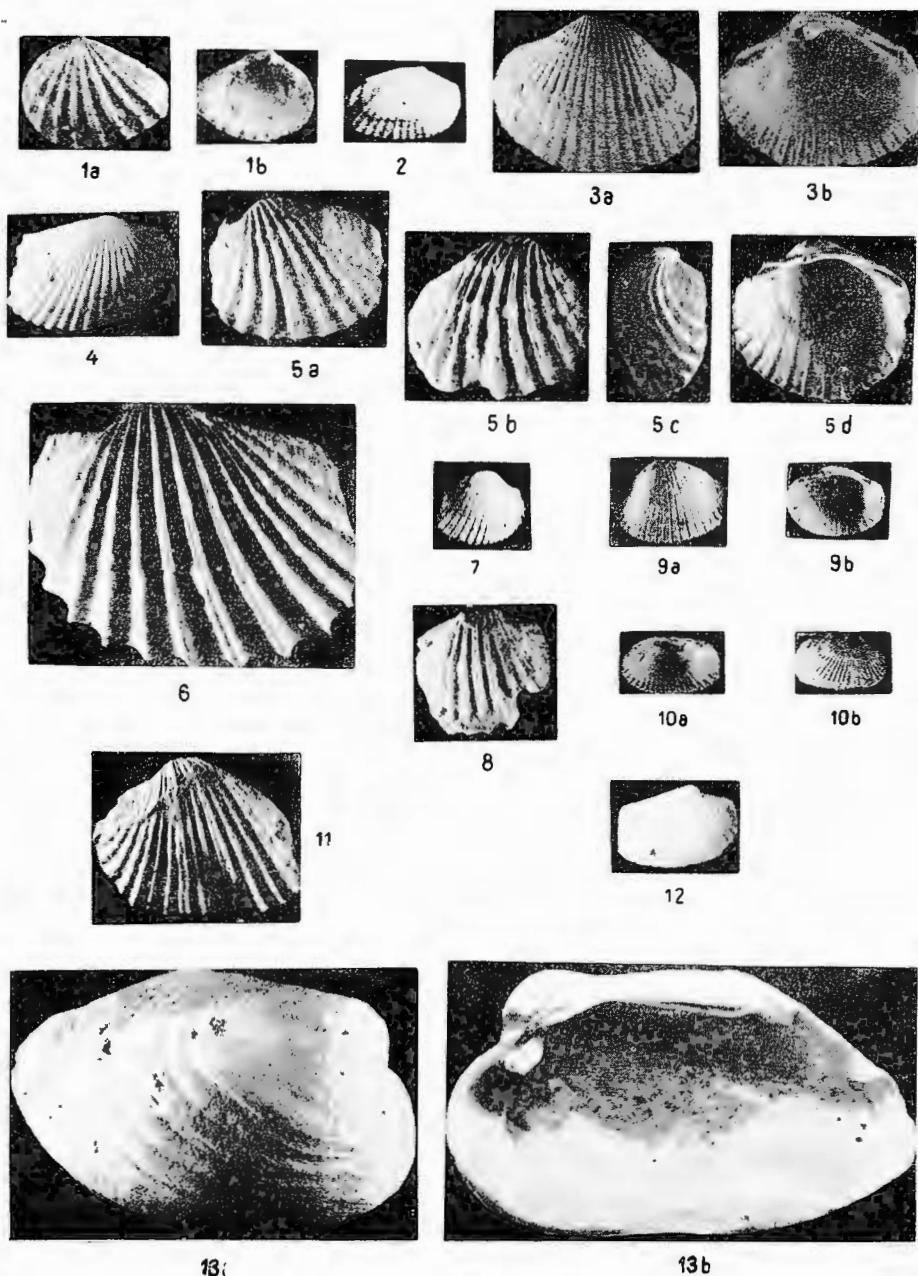
Studii tehnice și economice, seria J nr. 8.

PLANŞA VIII

- Fig. 1a, 1b. — *Phyllocardium complanatum* F u c h s. 1/1. Belfir.
Fig. 2. — *Limnocardium limisense* J e k. ×2. Comăneşti.
Fig. 3a, 3b. — *Limnocardium proximum* F u c h s. 1/1. Belfir.
Fig. 4. — *Limnocardium spinosum*. ×3. Comăneşti.
Fig. 5a, b, c, d. — *Limnocardium aperlum* M ü n s t. 1/1. Mărăuş.
Fig. 6. — *Limnocardium zagrabiense* B r u s. 1/1. Tineea.
Fig. 7. — *Limnocardium aff. conjungens* P a r t s c h. 1/1. Comăneşti.
Fig. 8. — *Limnocardium secans* F u c h s. 1/1. Mărăuş.
Fig. 9a, 9b. — *Limnocardium sloosi* B r u s. ×4. Comăneşti.
Fig. 10a, 10b. — *Monodacna simplex* F u c h s. 1/1. Mărăuş.
Fig. 11. — *Caladacna steindachneri* B r u s. 1/1. Mărăuş.
Fig. 12. — *Didacna (Pontalmyra) linnyeana* (L ö r e n t h.). ×4. Comăneşti.
Fig. 13a, 13b. — *Psilunio (Psilunio) atavus* (P a r t s c h.). 1/1. Comăneşti.



D. ISTOCESCU. Geologia sectorului vestic al bazinului Crișului Alb
și al ramei munților Codru și Hăgiș. Pl. VIII.



Studii tehnice și economice, seria J nr. 8.

D. ISTOCESCU

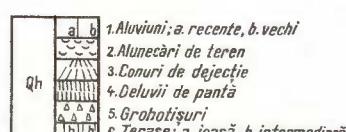
HARTA GEOLOGICĂ A EXTREMITĂȚII VESTICE A BAZINULUI CRİŞULUI ALB ȘI A RAMEI ACESTUIA

0 1 2 3 Km

LEGENDA

CUATERNAR

HOLOCEN

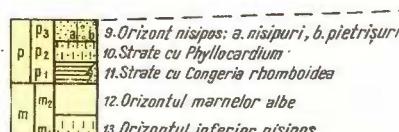


PLEISTOCEN



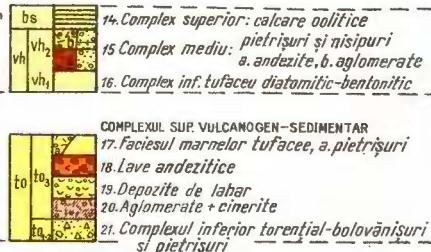
NEOGEN

PANNONIAN



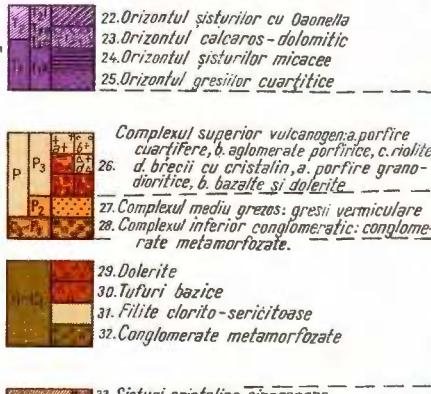
MIOCEN

SARMATIAN

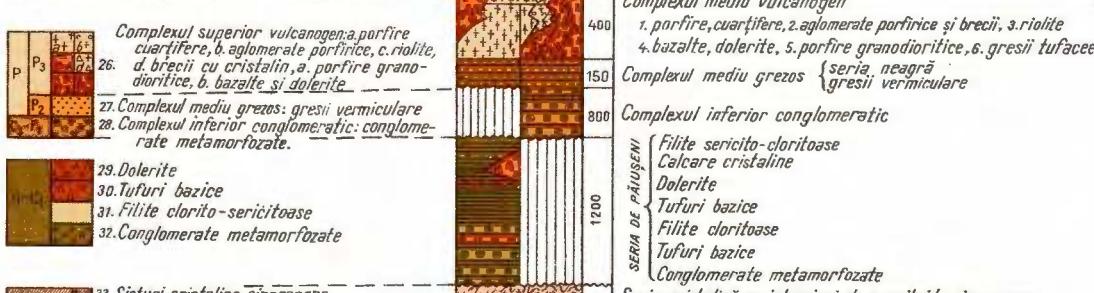


TRIASIC

WERFENIAN



PERMIAN

PERMIAN INF.
CARBONIFER SUPCARBONIFER INF.
DEVONIANPROTEROZOIC-
PALEOZOIC INF.COLOANA STRATIGRAFICĂ A FORMAȚIUNILOR DIN PARTEA
DE NW A MUNTILOR CODRU, VERSANTUL NORDIC AL MUNTILOR HIGHIȘ
ȘI EXTREMITATEA VESTICĂ A BAZINULUI CRİŞULUI ALB

CONSTITUȚIA PETROGRAFICĂ

MTU HIGHIȘ MTU CODRU

GROUPE

STRAT

SUBSTRAT

CĂRĂBUNA

CARACTERE-LITO-STRATIGRAFICE

Pietrișuri, nisipuri și pietrișuri terasei joase, celei intermedii și susurilor aluviale
Grohotișuri
Pietrișuri și nisipuri aparținând terasei superioare și medie
Argile însoțite cu concrețiuni feromanganooase

Nisipuri argiloase fine, pietrișuri
Nisipuri grozăre
Marne nisipoase cenușii
Marne albe
Pietrișuri, nisipuri, gresii

Marne, tufuri, nisipuri, calcare oolitice
Pietrișuri, nisipuri, depozite detritice, argile cărbunoase

Aglomerate, lave andezitice
Bentonite, diatomite, tufuri

Alternanță de tufuri, marne, gresii, calcare și sturi disolubile

Aglomerate și curgeri de lave, pietrișuri

Lave andezitice

Aglomerate de lăhar

Aglomerate vulcanice

Bolovanișuri, pietrișuri

Sisturi negricioase ardeziene

Dolomite, calcare dolomitică

Orizontul șisturilor micacee

Conglomerate, gresii quartice

Complexul mediu vulcanogen

1. porfirie, quartifer, 2. aglomerate porfirice și brecii, 3. riolite

4. basalte, dolerite, 5. porfirie granodioritică, 6. gresii tufacee.

Complexul mediu gresios {seria neagră gresii vermiculare}

Complexul inferior conglomeratic

Filite sericito-cloritoase

Calcare cristaline

Dolerite

Tufuri bazice

Filite cloritoase

Tufuri bazice

Conglomerate metamorfozate

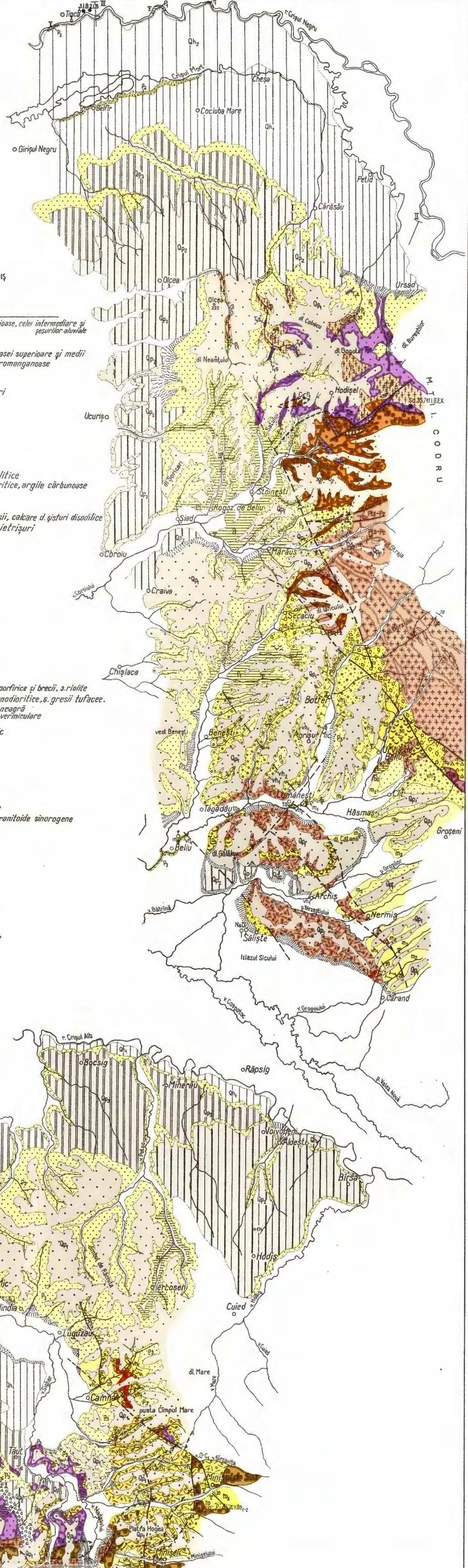
Seria de șisturi

42. Linii de incălcare

43. Falie

44. Direcția și inclinarea stratelor

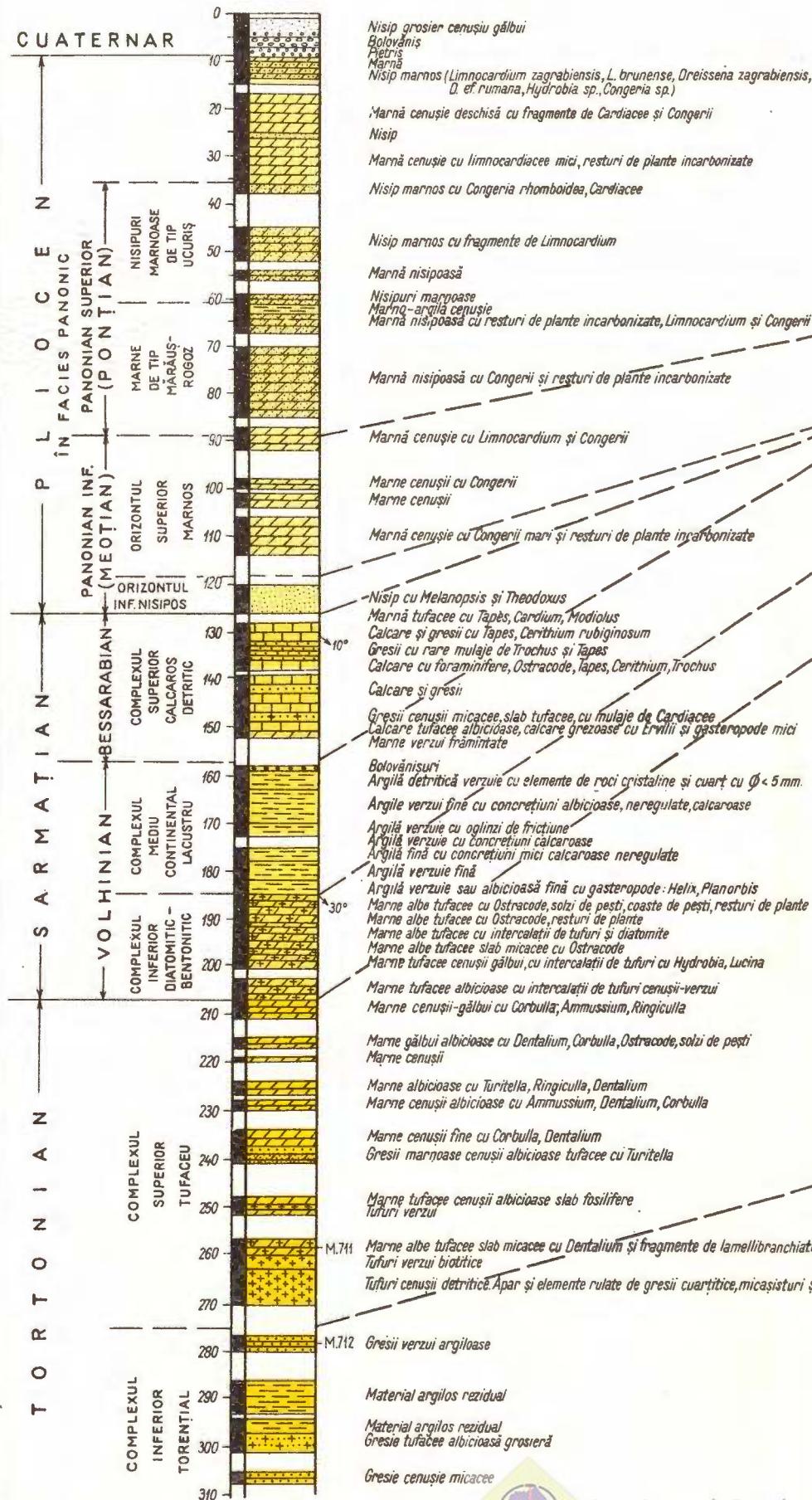
45. Direcția și inclinarea planelor de șistozitate



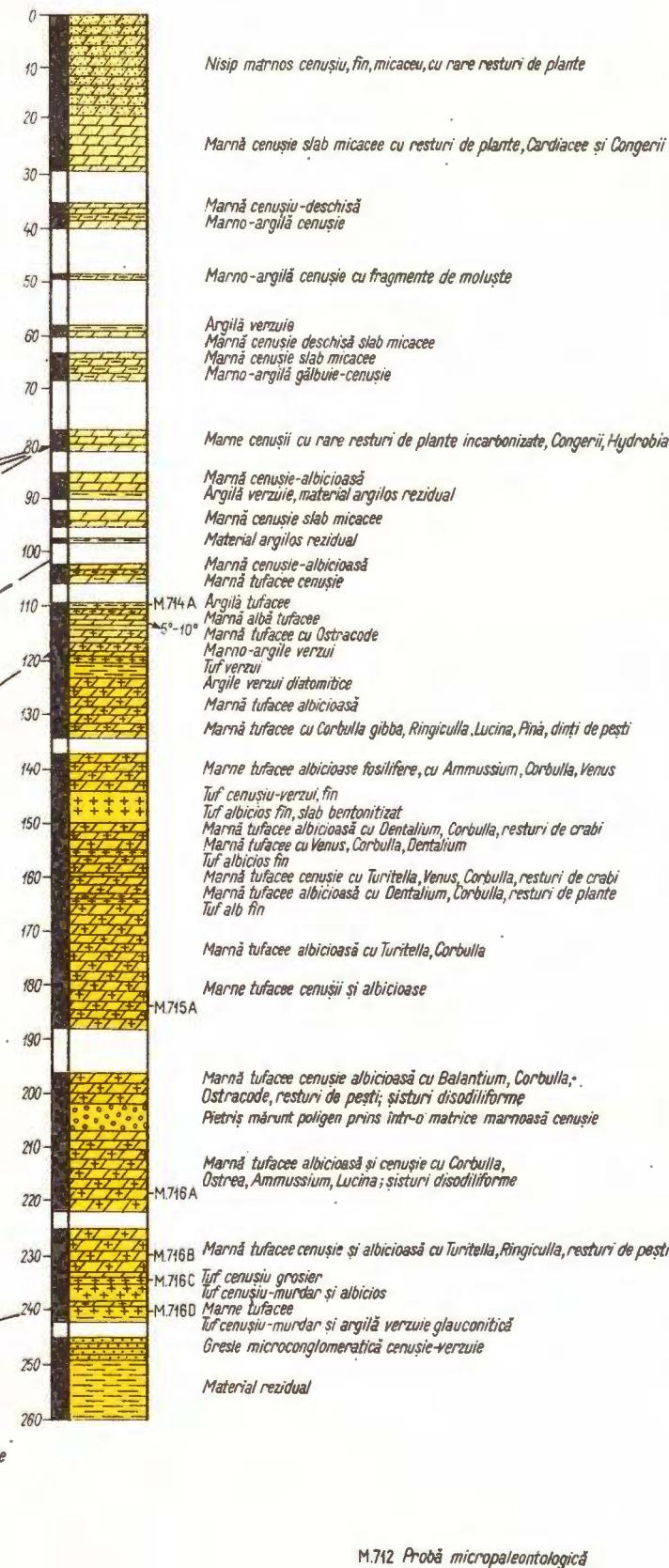
D. ISTOCESCU
COLOANE LITOLOGICE ALE SONDELOR 1.I.B. ȘI 2.I.B. TINCA

0 10 20 30m

SONDA 1



SONDA 2



D.ISTOCESCU

HARTA STRUCTURALĂ A BAZINULUI CRİȘULUI ALB

(ÎNTOCMITĂ PE BAZA DATELOR DE SUPRAFAȚĂ, DATELOR GRAVIMETRICE ȘI DATELOR AEROMAGNETICE)

0 2 4 Km

LEGENDA

1 Cuaternar

2 Pliocen

3 Miocen

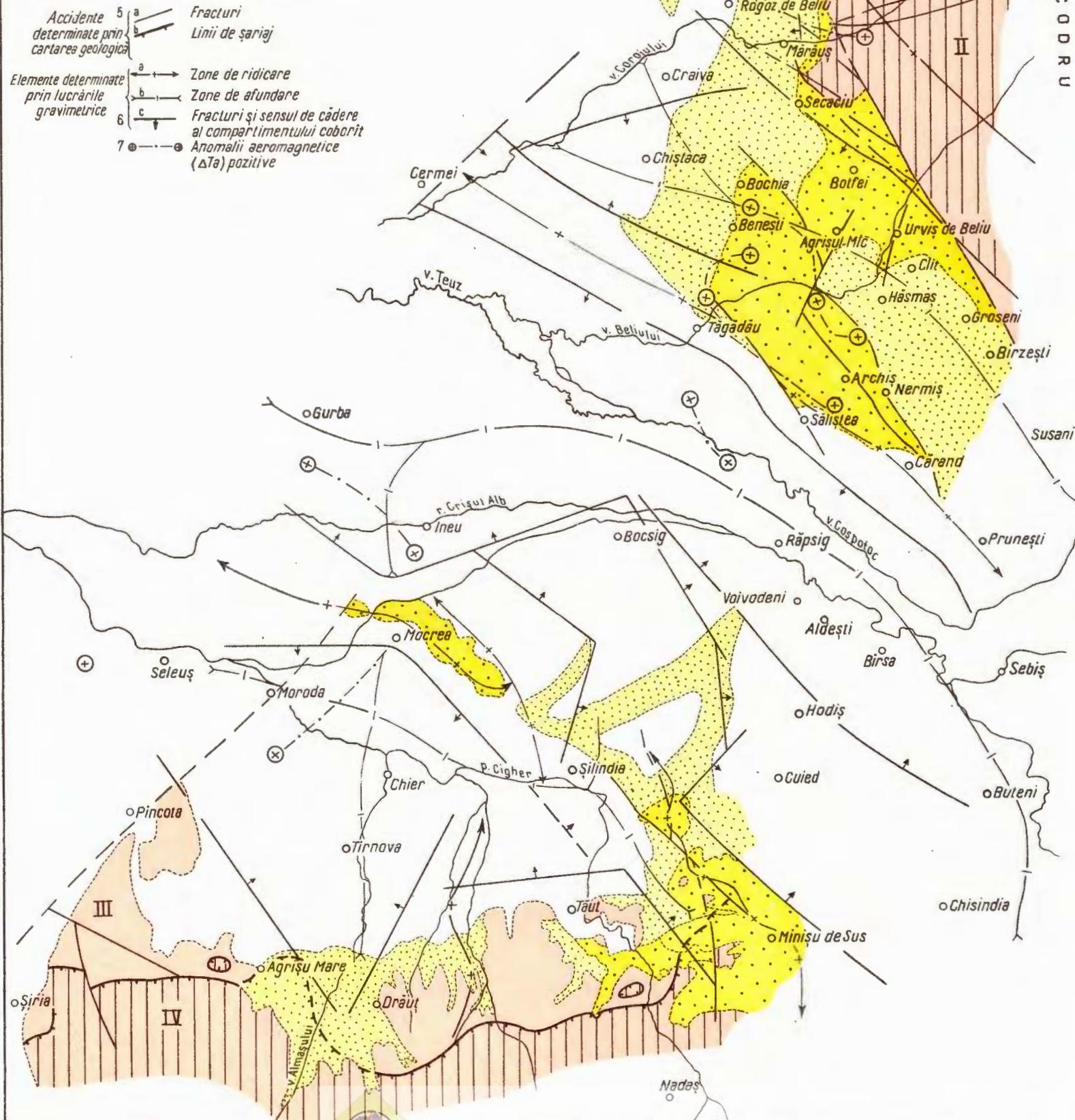
4 Mezozoic +
Paleozoic + Cristalin

I III Subunitățile parautohtone nordice
II IV Subunitățile sudice șariate

5 a Fracturi
determinate prin
cartarea geologică

6 a Zone de ridicare
b Zone de afundare
c Fracturi și sensul de cădere
al compartimentului coborât

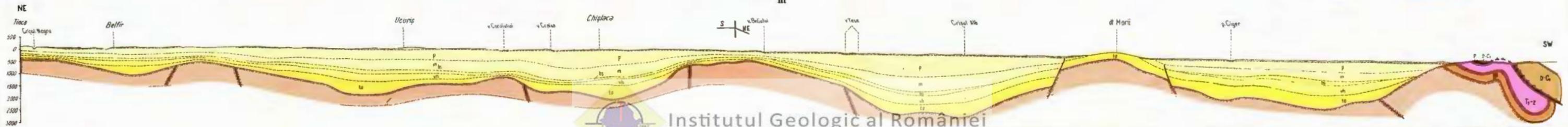
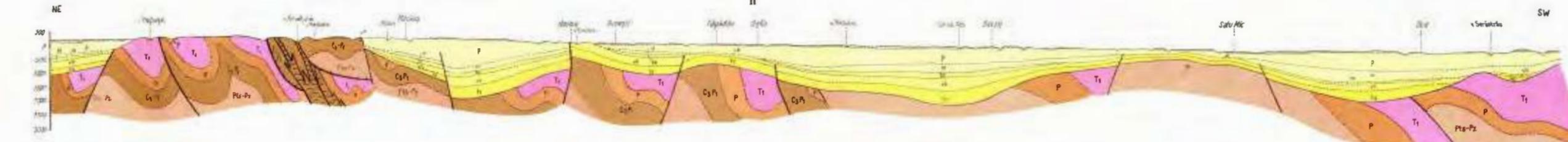
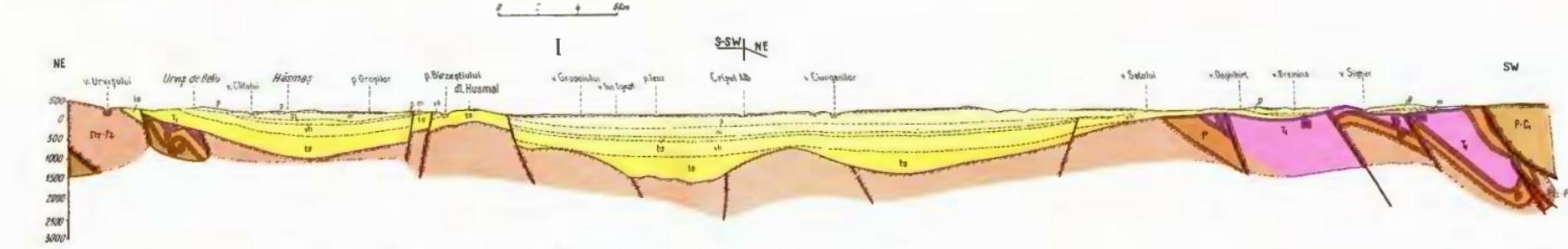
7 Anomalii aeromagnetice
(ΔT_a) pozitive



D. ISTOCESCU

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN EXTREMITATEA VESTICĂ A BAZINULUI CRIȘULUI ALB

D. ISTOCES



Redactor : MARGARETA PELTZ, FELICIA ISTOCESCU
Corector : GEORGETA BORLEA
Traducător : ILEANA REPEZEANU
Ilustrație : V. NITU

*Dat la cules iunie. 1971. Bun de tipar: oct. 1971. Tiraj: 900 ex. Hirtie
scris IA 70×100/56 g. Coli de tipar: 12³/4. Com. 1293. Pentru biblioteci indicele
de clasificare 55 (058).*

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația”. Str. Brezoianu,
nr. 23-25, București-România.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României