

INSTITUTUL GEOLOGIC  
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

---

SERIA J

*Stratigrafie*

Nr. 11

---

STUDIUL GEOLOGIC AL REGIUNII  
VORONEȚ–SUHA MICĂ–PLOTONIȚA

DE

OPREA DICEA

BUCUREȘTI  
1974



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

## CUPRINS

	<u>Pag.</u>
<b>Abstract . . . . .</b>	7
<b>I. Introducere . . . . .</b>	7
Cadrul geografic . . . . .	8
<b>II. Istoriciul cercetărilor geologice . . . . .</b>	10
Lucrări de cartare geologică . . . . .	10
Lucrări geofizice . . . . .	15
Lucrări de foraj . . . . .	16
<b>III. Stratigrafie . . . . .</b>	16
A) Cretacic inferior și mediu . . . . .	17
1. Șisturi negre . . . . .	17
2. Complexul argilelor roșii și marnocalcarelor cu silicolite și tufite .	18
B) Cretacic superior . . . . .	20
1. Orizontul inferior al stratelor de Hangu . . . . .	20
Considerații asupra vîrstei . . . . .	21
Paleogen . . . . .	24
C) Danian și Paleocen . . . . .	24
1. Orizontul calcaro-grezos (orizontul superior al stratelor de Hangu) .	24
2. Nivelul breciei organogene . . . . .	27
3. Orizontul grezo-aleurolitic (strate de Voroneț) . . . . .	28
4. Nivelul gresiilor silicioase glauconitice tip Seorbura . . . . .	29
Considerații asupra vîrstei . . . . .	30
D) Eocen și Oligocen . . . . .	41
Unitatea superioară . . . . .	42
Subunitatea de Găinești . . . . .	41
Eocen . . . . .	41
Oligocen . . . . .	44
1. Orizontul gresiei de Lucăcești . . . . .	44
2. Orizontul marnelor bituminoase cu menilitizări . . . . .	45
3. Orizontul marnelor și argilelor disodiliforme . . . . .	45
4. Orizontul gresiei de Kliwa . . . . .	45
5. Orizontul gresiilor de Fusaru cu marne de tip Pucioasa și calcare sideritice . . . . .	45
6. Orizontul stratelor de Găinesti . . . . .	46
Subunitatea de Voroneț . . . . .	51
Faciesul intermediar . . . . .	51
Eocen . . . . .	51
Faciesul extern . . . . .	52



	Pag .
Eocen . . . . .	52
1. Orizontul stratelor de Straja . . . . .	52
2. Orizontul grezo-calcaros-argilitic cu nivelul argilelor și gresiilor contorsionate cu galeți și stratele plopoide . . . . .	54
3. Orizontul calcaros cu gresii contorsionate . . . . .	56
4. Orizontul gresiilor <i>glaucnitice</i> . . . . .	57
5. Orizontul argilelor roșii . . . . .	58
6. Orizontul stratelor de Plop . . . . .	59
Considerații stratigrafice . . . . .	60
Oligocen . . . . .	70
1. Orizontul gresiei de Lucăcești . . . . .	71
2. Orizontul marnelor și marnocalcarelor bituminoase . . . . .	76
3. Orizontul disodilic inferior . . . . .	76
4. Orizontul gresiei de Kliwa cu disodile . . . . .	77
5. Orizontul disodilic superior . . . . .	77
6. Orizontul menilitelor superioare . . . . .	78
Considerații stratigrafice . . . . .	79
Unitatea inferioară . . . . .	80
Faciesul extern (conglomeratic) . . . . .	80
Eocen . . . . .	80
1. Orizontul calcaros-grezos (de Păltinoasa) . . . . .	81
2. Orizontul argilelor roșii . . . . .	81
3. Orizontul stratelor de Biserici . . . . .	82
Oligocen . . . . .	83
Unitatea pericarpatică . . . . .	85
Paleogen . . . . .	85
Miocen . . . . .	86
1. Orizontul conglomeratic . . . . .	86
2. Orizontul gresiilor verzi . . . . .	87
3. Orizontul grezos-marnos-cenușiu . . . . .	87
4. Orizontul marnos cu eflorescențe saline . . . . .	88
Vîrsta orizonturilor Miocenului . . . . .	89
Platforma moldovenească . . . . .	91
Formațiuni întinute la suprafață . . . . .	91
Sarmațian . . . . .	91
Formațiuni întinute în foraje . . . . .	93
IV. Considerații paleoecologice, sedimentologice și paleogeografice . . . . .	95
V. Tectonica . . . . .	103
Unitatea superioară . . . . .	117
Unitatea inferioară . . . . .	122
Unitatea pericarpatică . . . . .	124
Versantul vestic al platformei . . . . .	125
Evoluția tectonică a regiunii și vîrsta încălecărilor . . . . .	125
VI. Considerații asupra perspectivelor economice ale regiunii Voronet–Suha Mică–Plotonița . . . . .	127
Bibliografie . . . . .	137
Rezumatul francez și explicația planșelor . . . . .	145



# STUDIUL GEOLOGIC AL REGIUNII VORONET-SUHA MICĂ— PLOTONIȚA<sup>1</sup>

DE

OPREA DICEA<sup>2</sup>

---

## Abstract

Geological Study of the Voronet-Suha Mică—Plotonița Region. This paper tackles the stratigraphy, tectonics and economical prospects of the external flysch zone, Neogene zone and the Moldavian Platform Border relying on maps carried out by the author as well as on the processing and interpretation of data yielded by geophysical works and drillings carried out in course of time in this region. The drawing of the limit between the Cretaceous and the Paleogene at the base of the Upper Hangu Beds, and of the Eocene-Oligocene at the base of the Lucăcești sandstone, is argued. New arguments for the nappe structure of the flysch and the Neogene zone, and new elements for the structure of the western border of the Moldavian Platform are presented. Both the lithologicalfacial and the structural analyses led to favourable conclusions as regards the economical prospects.

---

## I. INTRODUCERE

Zona flișului extern din Carpații Orientali a format în decursul anilor obiectul de cercetare a numeroși geologi. Problemele de ordin stratigrafic, tectonic și economic și-au găsit an de an rezolvări din ce în ce mai apropiate de realitate, fiecare generație de cercetători aducîndu-și aportul său la aprofundarea cunoștințelor asupra acestei importante unități geologice.

---

<sup>1</sup> Lucrare de doctorat susținută în ședință publică la Facultatea de geologie-geografie, a 3 mai 1968.

<sup>2</sup> Întreprinderea de Prospecții Geologice și Geofizice, str. Coralilor nr. 20, sector 8, București.



Cu toate acestea, dată fiind complexitatea structurii acestei zone precum și penuria de fosile, unele probleme de stratigrafie și tectonică nu au primit încă o rezolvare satisfăcătoare.

Lucrările de foraj executate în ultimii ani pentru descoperirea unor noi zăcăminte de hidrocarburi au prilejuit obținerea unui important volum de date, care a aruncat o lumină nouă asupra structurii geologice a flișului extern și zonei neogene. În vederea proiectării lucrărilor de foraj și, uneori concomitent cu aceste lucrări, s-au efectuat cercetări de detaliu prin metode geofizice, care și ele, la rîndul lor au furnizat noi date pentru înlesnirea descifrării tectonicii de adâncime a diferențelor unități structurale. Astfel un bogat material geologic obținut prin lucrările de cartare geologică, de prospecțiune cu metode geofizice și prin foraje s-a acumulat în ultimii ani și el nu a fost analizat și fructificat decât într-o mică măsură.

Lucrarea de față își propune să prezinte o interpretare unitară a stratigrafiei, tectonicii și perspectivelor economice ale unui sector restrîns din cuprinsul flișului extern și zonei neogene din Carpații Orientali și a marginii vestice a platformei moldovenești, pe baza datelor de teren ale autorului și analizei și interpretării datelor prospecțiunii geofizice și de foraj.

Lucrările de teren și laborator au fost efectuate sub îndrumarea regrețătilor profesori Nicolae Onicescu, Grigore Răileanu și Nicolae Grigoras cărora le aducem pe această cale un omagiu postum.

### Cadrul geografic

Regiunea Voroneț–Suha Mică–Plotonița este delimitată la nord și est de rîul Moldova, la vest de rîul Suha bucovineană, iar la sud de pîrul Suha Mică, pîrul Valea Cucalea și pîrul Braniște.

Zona flișului extern formează un relief muntos, împădurit în proporție de 80 %, cu înălțimi moderate, ce nu depășesc decât foarte rar o mie de metri (vîrful Bîtea 1088,7 m, vîrful Piciorul Suvărîtei 1014 m și vîrful Prislop 1002 m).

Două culmi principale (obcine) traversează regiunea de la nord la sud, închizînd la mijloc bazinile hidrografice ale pîraielor Voroneț, Valea Cucalea și Suvărîta. Una din aceste culmi, Obcina Brusturosului, care domină partea vestică a regiunii, începe, în nord, de la confluența rîului Suha bucovineană cu rîul Moldova și se continuă spre sud prin dealul Bucșoița, Bîteuța Brusturosului, vîrfurile Brusturos, Bîtea, Piciorul Suvărîtei, Piciorul Slătioarei, depășind cadrul regiunii studiate. Cealaltă



culme, care domină partea estică a regiunii — Oabcina Voroneț — se dezvoltă între confluența pîrîului Slatina cu rîul Suha Mică la sud, cuprinzînd virful Obcina Voroneț, Obcina Bătrînă, vîrfurile Moara Dracului, Bîtea Cîrlanilor și Bîtea Surducului.

Cele două culmi principale concordă cu două ridicări majore din structura tectonică a flișului extern, cotele maxime fiind ocupate de formațiuni senoniene și dano-paleocene, iar flancurile de sinclinală cu formațiuni oligocene.

Partea sudică a regiunii este dominată de a treia culme principală care cuprinde de la vest spre est vîrfurile Pîrlituri, Prislop, Brusturoasa, Pietrosul, Moara Dracului, Bîtea Căprăriei și dealul Pleșul.

Din culmile principale se ramifică numeroase culmi secundare transversale, ce constituie interfluviiile dintre afluenții ce curg spre est sau vest în rețeaua hidrografică de bază.

La est de Obcina Brusturosul se eșalonează o serie de mameloane ce marchează, morfologic, traseul unui sinclinal de Oligocen cu gresie de Kliwa masivă. Același fenomen se constată și la est de Obcina Voroneț, gresia de Kliwa din sinclinalul cu Oligocen în ax, fiind marcată foarte pregnant în relief.

Zona neogenă se evidențiază morfologic, printr-un relief de dealuri rotunjite ce formează interfluviiile dintre principalele pîraie ce curg în estul regiunii, cu direcție aproximativ vest—est. Între zona flișului și zona neogenă contrastul morfologic este atât de pregnant, încît linia frontală a unității inferioare a flișului se poate trasa cu destulă aproximație și pe acest criteriu.

Rețeaua hidrografică din regiunea studiată este tributară în totalitate rîului Moldova. Pe porțiunea dintre comunele Bucșoaia și Mălini, rîul Moldova primește ca afluenți pe dreapta, rîul Suha bucovineană, pîraiele Bucșoia, Voroneț, Izvor, Isachia, Bălcoaia, Valea Seacă și rîul Suha Mică. Acești afluenți drenează, la rîndul lor, întreaga rețea din regiune.

Majoritatea pîraielor prezintă văi tinere, cu versanți abrupti, pantă mare, fără depunerile aluvionare. Rîul Suha bucovineană, pîraiele Voroneț, Isachia și rîul Suha Mică prezintă în cursul inferior văi largi cu șes aluvionar și terase de acumulare.

În determinarea profilului longitudinal și transversal al văilor constituția litologică joacă un rol esențial. Porțiunile străbătute prin zone formate din Oligocen cu gresie de Kliwa și menilite prezintă cascade, pereti escarpăți, versanți cu relief de stînci (Stîncile Brusturosului, Moara



Dracului) pe cînd porțiunile străbătute prin zona neogenă prezintă profil longitudinal cu pantă lină și versanți largi cu pantă mică și pornituri.

Prezența mai multor nivele de terase în cursul inferior al principalelor ape, dovedește că rîul Moldova, colectorul unic, și-a schimbat de mai multe ori nivelul de bază. La ieșirea din zona flișului în zona neogenă și Podișul moldovenesc, rîul Moldova prezintă un curs deja îmbătrînit cu o lunca inundabilă lată, pe alocuri de cîțiva kilometri și multe brațe părăsite.

În regiune se întâlnesc trei nivele de terase (superioare, medii și inferioare). Terasa inferioară se întâlnește pe malul drept al rîului Moldova, pe rîurile Suha bucovineană și Suha Mică și pe pîraiele Voronet, Isachia, Valea Seacă, Valea Cucalea și Braniște. Terasa medie se dezvoltă pe versantul stîng al pîrîului Voronet la confluența cu rîul Moldova și pe versantul drept al văii Moldova, de la nord de Capu Cîmpului pînă la Valea Seacă. Terasa superioară se întâlnește pe versantul stîng al pîrîului Miron și la confluența pîraielor Valea Cucalea, Suha Mică și Suvărîta.

## II. ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE

În regiunea care constituie obiectul prezentei lucrări s-au executat anterior lucrări de cartare geologică, lucrări de prospecție geofizică și lucrări de foraj.

### Lucrări de cartare geologică

Primele date asupra flișului zonei din nordul Moldovei aparțin lui Paul (1876) dar, în prezent, valoarea lor nu mai poate fi decît istorică.

Studiile sistematice din această zonă au ca precursor pe Savva Athanasiu (1913). În raportul asupra activității Institutului Geologic al României (1908–1910) menționează în valea Moldovei, Bartonianul cu brecii calcaroase cu particule verzi, gresii cuarțitice verzi și calcare silicioase cu numuliți, orbitoide, *Lithothamnum*, resturi de lamelibranhiate și echinizi și Oligocen cu șisturi menilitice și gresii silicioase.

Măcovici (1927), în lucrarea de sinteză asupra geologiei Cărpăților Orientali, făcînd referiri asupra flișului din Bucovina, atribuie șisturile negre Barremianului, iar marnele cu fucoide Senonianului.

Ștefănescu (1937) a identificat în bazinul văii Moldova, între Cîmpulung și Plătinoasa, formațiuni aparținînd Barremian-Cenomanianului, Senonianului și Paleogenului. În Barremian-Cenomanian încadrează șisturile negre iar în Senonian un orizont de marnocalcare cu fucoide și grezocalcare. În Paleogen separă Eocenul și Oligocenul, în constituția



cărora constată o trecere gradată de la un facies intern spre un facies extern. Faciesul intern al Oligocenului îl echivalează cu faciesul de Krosno din Oligocenul Carpaților polonezi.

În privința tectonicii autorul conchide că zona flișului se prezintă, după datele de suprafață, cu o structură aproape normală.

Utilizând toate datele geologice publicate și nepublicate, Grigoraș întocmește în 1947<sup>3</sup> harta geologică a Carpaților Orientali la scară 1 : 200.000 și construiește o serie de profile transversale.

Cu această ocazie Grigoraș ajunge la concluzia că șisturile negre, de pe teritoriul românesc, constituie o unitate în pînză, reprezentînd continuarea sudică a pînzei de Cernahora a geologilor polonezi. Zona paleogenă din fața pînzei șisturilor negre este considerată de asemenea în pînză.

Cerneea (1952) separă în flișul extern din valea Moldovei Senonian, Eocen, Oligocen și Miocen. În Senonian menționează, printre altele, marne cu globigerine, în Eocen recunoaște un facies al gresiei de Tarcău, la vest de Vama și un facies marginal la est, iar în Oligocen menționează stratele de Krosno, în care separă un orizont inferior grezos și un orizont superior curbicortical. În Miocen menționează gipsurile de la Plotonița.

Din punct de vedere tectonic Cernea consideră șisturile negre în pînză peste zona senonian-paleogenă. Eocenul în faciesul gresiei de Tarcău de la Plotonița este considerat ca un petec de acoperire ce stă pe Senonian și Oligocen de Krosno.

Cercetînd flișul extern și zona neogenă dintre Suha Mică și Suha Mare Jaja (1952) separă formațiuni aparținînd șisturilor negre, Senonianului, Eocenului, Oligocenului și Miocenului. În Senonian descrie calcare și marne cu fucoide și inocerami. În Paleogen separă : a) faciesul de Krosno în care Eocenul este reprezentat prin gresia de Tarcău și o parte din stratele de Găinești, iar Oligocenul prin stratele de Găinești ; b) faciesul marginal intern din solzul Fîntînelelor ; c) faciesul marginal extern din solzul Răchitiș-Corduneanu și d) faciesul marginal extern conglomeratic din solzul Dealul Mare—Prințata și solzul Cămeșoiu. Fiecare facies al Paleogenului este caracterizat de orizonturi litologice distincte. În Miocen, autorul separă un orizont conglomeratic și un orizont supraconglomeratic.

În această lucrare (1952) Jaja propune pentru prima dată denumirea de „strate de Găinești” pentru depozitele marno-grezoase de la

<sup>3</sup> N. Grigoraș. Preliminary explanatory remarks on the new geological map of the Eastern Karpathians. G.M. 396/1947. Arh. Min. Petrolului.



Găinești, considerîndu-le de vîrstă eocen-oligocenă. Pe coloanele stratigrafice care însotesc lucrarea apare, pentru prima dată, denumirea de strate de Straja pentru orizontul din baza Eocenului.

Din punct de vedere tectonic J o j a consideră flișul extern dintre Suha Mică și Suha Mare ca prelungire spre nord a pînzei marginale din valea Neamțului și Cracăului.

Într-o lucrare care cuprinde și perimetru studiat de noi, Bănciilă (1952) a separat, în regiunea Gura Humorului—Voronet—Suha, o subzonă de vest și o subzonă de est a flișului și zona subcarpatică. În subzona de vest a flișului, autorul a inclus șisturile negre de vîrstă tortonian-senoniană și gresia de Prisaca de vîrstă eocenă. În subzona de est a flișului a descris Senonianul mediu-superior, reprezentat prin „stratele de Hangu”, Eocenul, reprezentat printr-un facies vestic grezos-marnos, apropiat de tipul Tarcău și altul estic, calcaros-grezos cu silicifieri, corespunzînd tipului „stratelor de Doamna” (sau Pasieczna) și Oligocenul, reprezentat, de asemenea, printr-un facies de Krosno, în vest și un facies normal în est. Între cele două faciesuri, atât în Eocen cît și în Oligocen nu există o limită tranșantă, ci o trecere gradată de la vest spre est.

În zona subcarpatică Bănciilă a descris depozite miocene, în care a separat un orizont inferior cu conglomerate și brecii cu elemente verzi și un orizont superior-orizontul roșu.

Din punct de vedere tectonic autorul a separat o pînză a șisturilor negre și a gresiei de Prisaca și o pînză marginală.

În 1953 A g h e o r g h i e s i și T u r t u r e a n u<sup>4</sup>, într-o lucrare de recunoaștere care înglobează și regiunea cercetată de noi, separă în cuprinsul flișului și Neogenului, următoarele zone: a) zona șisturilor negre (Barremian-Senonian inferior), în care se dezvoltă și gresia de Prisaca (Eocen); b) zona senonian-paleogenă, constituită din Senonian, Eocen și Oligocen; c) zona miocenă constituită din Burdigalian și Helvetian. În lucrare se arată că faciesul de Krosno este legat numai de zona de dezvoltare a Eocenului în facies de Tarcău. Celor trei zone stratigrafice le corespund trei unități tectonice și anume: pînza șisturilor negre, pînza intermedieră + marginală (neseparate) și autohtonul (zona miocenă).

În 1954 A g h e o r g h i e s i și S t o i c e s c u<sup>5</sup>, lucrînd sub conducerea și îndrumarea lui Grigoraș au separat în zona Găinești—

<sup>4</sup> V. A g h e o r g h i e s i, D. T u r t u r e a n u. Cercetări geologice între valea Moldovei și valea Neamțului. Raport nr. 161. Arh. I.P.G.G. M.P. București.

<sup>5</sup> V. A g h e o r g h i e s i, A. S t o i c e s c u. Cercetări geologice în regiunea Găinești—Stulpicani (Moldova de Nord). Raport nr. 181. Arh. I.P.G.G.—M.P. București.

Stulpicani, șisturi negre, Senonian, Eocen, Oligocen și Miocen. În butonierele de șisturi negre separă numai orizontul șistos. În Senonian recunosc faciesul stratelor de Hangu, în care semnalează și intercalații de marne și argile roșii cu tufite, pe care le consideră ca variații de facies. Eocenul este reprezentat prin stratele de Găinești în care se individualizează un nivel inferior cu gresii de Tarcău și un nivel superior marnos, cu o extindere foarte mare. Tot în Eocen sunt menționate stratele de Plopă fără a fi separate cartografic. Oligocenul este dezvoltat în faciesul intern de Krosno, în baza căruia apare orizontul gresiei de Lucăcești și orizontul marnelor bituminoase. În Miocen sunt incadrate gresiile gipsifere de la Plotonița, semnalate și de alți cercetători (Voitești, 1938).

Din punct de vedere tectonic separă o unitate internă, o unitate a șisturilor negre și o unitate senonian-paleogenă. În unitatea senonian-paleogenă se șteră o subzonă internă (vestică) și o subzonă externă (estică).

În 1957 Mușat și Dicea<sup>6</sup> au executat cercetări de detaliu în regiunea Gura Humorului, iar Filimon<sup>7</sup> în regiunea Suha Mică—Rișca Mare.

În zona senonian-paleogenă separă, din punct de vedere stratigrafic, Senonian, Eocen și Oligocen, iar în zona neogenă Burdigalian, Helvețian, Tortonian și Sarmațian. În Eocen se recunoaște un facies intermediar în vest și un facies marginal în est.

În 1958, Bancilă în „Geologia Carpaților Orientali” separă în flișul intern trei unități: vest-internă, est-internă și medio-internă, iar în flișul extern două unități: medio-marginală și externă. Formațiunea de molasă constituie unitatea pericarpatică. Raporturile dintre unități sunt de încălcare de la vest spre est.

În 1959<sup>8</sup> și apoi în 1960, P. Polonic și Gabriela Polonic (1962) cercetând regiunea Gura Humorului—Drăceni separă în Eocen, în afara orizonturilor deja cunoscute, stratele de Putna (Strujinoasa), iar în Oligocen un facies marginal extern conglomeratic, un facies normal cu gresia de Kliwa și un facies disodilic de tranziție.

În Miocen separă formațiunea inferioară cu sare, orizontul conglomeratelor de Pleșu și stratele de Drăceni. În concepția autorilor Helve-

<sup>6</sup> V. Mușat, O. Dicea. Cercetări geologice în regiunea Gura Humorului. Raport nr. 319. Arh. I.P.G.G.—M.P.

<sup>7</sup> T. Filimon. Raport geologic asupra regiunii Suha Mică—Rișca Mare. Raport nr. 320. Arh. I.P.G.G.—M.P.

<sup>8</sup> P. Polonic, Gabriela Polonic. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru cărunci în regiunea Gura Humorului—Bogata. I.P.L. (C.S.G. Prospecțiuni, 1959).



țianul ar fi reprezentat numai prin orizontul cenușiu. În tectonica regiunii cercetate disting zona flișului, zona miocenă și platforma. Se remarcă trasarea faliei pericarpaticice la contactul Tortonian-Sarmațian, ceea ce diferă de alte interpretări (Băncilă, 1963) precum și de cea adoptată în prezenta lucrare.

Băncilă și Gheorghiesi (1964), sintetizând observațiile de teren făcute asupra flișului dintre valea Suha Mare și valea Moldovei, au prezentat o imagine de ansamblu asupra acestei regiuni. Elementele noi aduse de autori cu această ocazie sunt următoarele :

Șisturile negre formează o unitate tectonică majoră al cărei caracter de încălecare este demonstrat de conturul liniei Audia, petecul de acoperire Găunoasa, lamboul Motreni, lamboul Măguricea și fereastra Suha Mică.

Anticinalul din valea Mestecănișului reprezintă o continuare nordică a anticinalului Ciumîrna. Sinclinalul Plotonița este faliat axial. În ax prezintă gipsuri. Stratele de Găinești se situează în partea mediană a Oligocenului.

Contactul dintre sinclinalul Plotonița, cu strate de Găinești, în ax și Senonianul din unitatea intermedie, din est, se face prin intermediul unei falii „à rebours”.

Eocenul cu gresii de Tarcău de la Plotonița reprezintă un petec de acoperire „petecul de acoperire Plotonița”. Acest petec este venit de la est, probabil, odată cu efectuarea încălecării „à rebours”.

Cercetând regiunea Găinești—Stulpicani, Alexandrescu (1962), cuprinde și o mică suprafață din regiunea cercetată de noi. Pe harta anexată la lucrare lipsește Eocenul cu gresii de Tarcău de pe pîrîul Braniște, Oligocenul din vîrful Obcioarei și Eocenul de pe pîrîul Mestecăniș, porțiunea respectivă fiind cercetată, probabil mai sumar. În ceea ce privește structura regiunii, autorul consideră că între zona de solzi (Audia) și zona senonian-paleogenă din față, există un contact anormal de încălecare abruptă.

În limita nordică a regiunii a efectuat cercetări Ionesci (1961, 1965). Acest autor include în Turonian? Senonian-Danian numai orizontul inferior al stratelor de Hangu (marnocalcarele cu fucoide), în timp ce orizontul superior, calcaro-grezos cu *Lithothamnium* îl include la Paleocen. Eocen inferior. În Eocen separă mai multe orizonturi pe care le datează pe bază de foraminifere mari. În tectonica zonei separă o unitate superioară (marginală) și o unitate inferioară (externă), folosind ca argumente faciesurile Oligocenului și evoluția diferenților solzi.



## Lucrări geofizice

Pentru descifrarea tectoniciei de adîncime a zonei flișului Carpaților Orientali, s-au făcut cercetări prin metodele gravimetrică și seismometrică.

Lucrările gravimetrice au fost executate de Dumitru (1951)<sup>9</sup> și Popescu (1955)<sup>10</sup>. Hărțile întocmite evidențiază, pe fondul unei descreșteri regionale a valorilor gravitației, de la est la vest (1 mgal pe km) două subzone importante — una de minim și alta de maxim. — Anomalia negativă se suprapune pe zona miocenă și este pusă pe seama Miocenului salifer. Maximul gravimetric se situează în vest, la contactul fliș-Miocen și este pus pe seama solzificării flișului.

Plăvan (1966)<sup>11</sup>, executând măsurători gravimetrice în Moldova de nord, confirmă concluziile lucrărilor anterioare. Pe baza hărții anomaliei regionale, autorul presupune existența unor falii transversale de fundiment. Constatind că pe harta anomaliei locale minimele din estul regiunii cercetate se plasează la contactul zonei miocene cu Sarmațianul Platformei moldovenești, sau în cuprinsul celui din urmă, Plăvan trage concluzia că masivele de sare trebuie căutate în această zonă sub Sarmațian și nu mai la vest.

Lucrările de prospecțiune seismică au fost executate prin metoda corelării undelor reflectate, fie prin profile de corelație continuă (Şerbănu, 1950; Vasiliu, 1951)<sup>12</sup> fie prin seismosondaje spațiale de masă (Rodina et al., 1960; Ali Mehmed et al. 1965, 1966)<sup>13</sup>.

Prin aceste lucrări s-au obținut reflecții corelabile de la anhidritul tortonian de pe marginea platformei și din cuprinsul zonei flișului și zonei

<sup>9</sup> S. Dumitru. Prospecțiuni gravimetrice în regiunea Tg. Neamț—Gura Humorului—Rădăuți, 1951. Arh. C.S.G. și M.P.

<sup>10</sup> N. Popescu. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice în regiunea Sucevița—Gura Humorului—Drăceni. Raport nr. 172. Arh. I.P.G.G.—M.P.

<sup>11</sup> L. Plăvan. Comunicare sesiunea științifică a I.P.L. 1966.

<sup>12</sup> P. Șerban. Prospecțiuni seismice în regiunea Gănești—Fălticeni—Dolhasca. Raport Arh. C.S.G. 1950.

P. Vasiliu. Prospecțiuni seismice în regiunea valea Suha Mare. Raport Arh. C.S.G. 1951.

<sup>13</sup> V. Rodina et al. Raport asupra lucrărilor de seismometrie executate în flișul Carpaților Orientali în zona Suha Mare, Suha Mică și Moldova. Arh. C.S.G. 1960.

Ali Mehmed et al. Raport final asupra prospecțiunilor seismice prin metoda SSM executate în regiunea văii Moldovei și văii Ozanei. Arh. I.P.G.G.—M.P. 1965.

Raport final asupra prospecțiunilor seismice executate în regiunea Vama—Rădăuți. Arh. I.P.G.G.—M.P. 1966.



neogene. S-au putut face separații între regimul de platformă și regimul formațiunilor intens cutate ale flișului și molasei miocene.

Interpretarea geologică a datelor prospecțiunii seismice s-a făcut în concepția structurii în pînze a zonei flișului și molasei.

### Luerări de foraj

În regiunea cercetată de noi s-au forat mai multe sonde în scopul descoperirii unor eventuale zăcăminte de hidrocarburi.

Un foraj amplasat în apropierea liniei de contact dintre subunitatea de Voronet și subunitatea de Găinești (pl. XVII) a străbătut de la zi depozite senoniene pînă la 2620 m, unde a intrat în Eocen inferior. La 2964 m a ieșit din Eocen și a intrat din nou în Senonian, în care a rămas pînă la adîncimea finală (3091 m).

Al doilea foraj, la 2,5 km de contactul fliș-Miocen (pl. XVII), în zona flișului, a străbătut pînă la cca 1500 m depozitele unității superioare. Între 1500—2600 m a străbătut depozitele unității inferioare, iar la 2600 m a intrat în Miocenul cu sare al unității pericarpaticе, în care a rămas pînă la adîncimea de 3001 m.

Al treilea foraj amplasat la cca 1 km spre est de contactul fliș-Miocen, în zona miocenă, a străbătut pînă la 425 m Helvețianul, apoi a intrat în Burdigalian, în care a forat pînă la 954 m. De la 954 m la 1568 m a străbătut Acvitanianul cu sare și gipsuri, iar la 1568 m a intrat în Sarmațianul de platformă în care a rămas pînă la adîncimea finală de 2206 m.

Mai la nord, în Valea Seacă, în axul unui anticlinal de Miocen, o sondă a intrat la 520 m, de la suprafață, din Miocenul conglomeratic în Sarmațianul de platformă.

În valea Moldovei o altă sondă a intrat la cca 3500 m adîncime, din Paleogenul unității superioare și sedimentarul de platformă, reprezentat prin Tortonian, Eocen (?) și Cretacic superior. Această sondă nu a întîlnit sub unitatea superioară depozitele unității inferioare.

Alte sonde s-au mai săpat la nord și la sud de perimetru la care se referă prezenta lucrare, dar rezultatele lor vor fi luate în considerație la capitolul de interpretare a datelor geofizice și de foraj.

### III. STRATIGRAFIE

În regiunea studiată se întâlnesc formațiuni aparținînd flișului extern, molasei pericarpaticе și platformei moldovenești.



Pe criterii lito-faciale și de superpoziție geometrică, în flișul extern, din regiunea cercetată, s-au distins două unități structurale majore, cu caracter de pînze de șariaj: unitatea superioară și unitatea inferioară. În cuprinsul unității superioare raporturile spațiale dintre zonele faciale ale Paleogenului au permis separarea subunității de Găinești în vest și a subunității de Voroneț în est.

Formațiunea de molasă constituie o altă unitate structurală majoră cu caracter de pînză, unitatea pericarpatică (M r a z e c , V o i t e ș t i , 1913 ; B ă n c i l ă , 1958).

Din platformă, lucrarea cuprinde numai marginea vestică a Platformei moldovenești care, aşa cum se va vedea, reprezintă, în sectorul studiat, un autohton comun pentru toate cele trei unități menționate.

Criteriile de separare a unităților precum și corespondențele cu datele deja cunoscute în literatură, vor fi expuse pe larg la capitolul tectonică.

Formațiunile ce apar la zi în cuprinsul regiunii Voroneț—Suha Mică—Plotonița aparțin Cretacicului inferior, mediu și superior, Paleogenului și Miocenului.

#### A) Cretacic inferior și mediu

Seriile atribuite Cretacicului inferior și mediu sunt reprezentate prin șisturi negre, argile și marnocalcare roșii și verzi cu tufite și silicolite.

**1. Șisturi negre.** În afara de șisturile negre din unitatea de Audia care se dezvoltă în vestul regiunii, în cuprinsul zonei flișului extern se mai întâlnesc cîteva aflorimente de șisturi negre la contactul dintre subunitatea de Găinești și subunitatea de Voroneț și în interiorul celei dintîi, care apar ca niște lame tectonice scoase pe falii.

Astfel, în pîrul Brusturosu, affluent al pîrului Braniște, pe cca 100 m grosime stratigrafică, se întâlnește o alternanță strînsă de argilite negre silicificate, argilite vernil, gresii sticloase cu vine de calcit, marne negre compacte cu vine de calcit, gresii calcaroase brecificate cu vine de calcit, cu aspect torsionat și calcare negre silicificate. Spre amonte alternanța descrisă suportă stratele de Hangu inferioare, iar spre aval stă peste stratele de Găinești, ambele contacte fiind tectonice.

În pîrul Jghiabului, la cca 200 m, de confluență cu pîrul Valea Cucalea, pe o grosime stratigrafică de cca 120 m, apare o alternanță formată din marne negre, fin micaferă cu spărtură concoidală, argilite

negre șiștoase, calcară negre fine, cu aspect litografic, calcară sideritice, gresii cuarțitice negre, cu vine de calcit, silicolite vernil și gresii negre micaferă cu vine de calcit. Spre partea superioară se întâlnesc blocuri de marnocalcară roșii. Alternanță descrisă suportă la partea superioară stratele de Hangu inferioare, iar la partea inferioară stă peste gresii de Fusaru, ambele contacte fiind tectonice.

În pîrîul Valea Cucalea, la cca 40 m amont de confluența cu pîrîul Găunoasa Mare, pe cca 10 m, se întâlnesc argilite negre, șiștoase, brecificate, calcară sideritice în plăci, apoi gresii cenușii negricioase cu vine de calcit și bancuri de marnocalcară cenușii, roșii și liliachii cu fucoide și diaclaze mari umplute cu calcit. Aflorimentul suportă în amont stratele de Găinești iar în aval stratele de Hangu inferioare.

Pe pîrîul Găunoasa, la cca 350 m, de confluența cu pîrîul Valea Cucalea se întâlnesc, pe cca 15 m, o alternanță formată din gresii cuarțitice, marne grezoase compacte, argilite șiștoase negre, gresii calcaroase, cenușii și calcară sideritice. Aflorimentul este înconjurat de strate de Găinești, iar unitatea de Audia se găsește la cca 150 m mai sus de pîrîu. Poziția acestui afloriment 1-a făcut pe Băncilă (1964) să-l considere ca petec de acoperire în fața unității de Audia.

O ultimă apariție de șișturi negre a fost întâlnită pe pîrîul Runcu, affluent stîng al pîrîului Suvărița, la cca 250 m amonte de confluență. Aici o pornitură maschează deschiderea, dar se pot observa fragmente de argilite negre și cuarțite negre, care nu au de unde veni din altă parte.

**2. Complexul argilelor roșii și marnocalcarelor cu silicolite și tufite.**  
Pe pîrîul Mestecăniș, affluent stîng al pîrîului Valea Cucalea, la cca 200 m în amonte de confluență, se întâlnesc, pe o grosime stratigrafică de 30 m, o alternanță formată din argilite roșii și vernil cu spărtură paralelipipedică, tufite vernil cu cruste manganifere, marne roșii și ciocolatii, compacte, cu spărtură concoidală, silicolite negre, cenușii și vernil, urmată spre partea superioară de cuarțite brecificate, brecii cu matrice argiloasă, argilite negre, gresii cenușii cu elemente verzi, feldspat roz și prisme de inocerami, prezintănd pe suprafața straturilor concrețiuni de pirită, marne cenușii cu vine de calcit, calcară negre cu aspect litografic, calcară vernil în alternanță cu argilite și tufite și o gresie cuarțitică sticioasă foarte brecifiată. În continuare, pe pîrîu, se dezvoltă gresia de Tarcău din anticinalul Mestecăniș.

În pîrîul Suvărița, la cca 500 m aval de confluența cu pîrîul Suvărițica, se întâlnesc o alternanță similară cu cea descrisă în pîrîul Mestecăniș



argilite roșii și vernil, tufite vernil, marnocalcare roșii, gresii cuarțitice silicolite și argilite negre (pl. I, fig. 1). Și în acest afloriment se văd efectele unei puternice tectonizări (breccifieri, calcitizări, microfalii, oglinzi de fricțiune, etc.).

În pîriurile Brusturosu, Jghiabu și Valea Cucalea se întâlnesc, în loc, sau blocuri, marnocalcare roșii, la contactul cu stratele de Hangu inferioare.

Din descrierile prezентate se pot desprinde cîteva concluzii generale și anume: șisturile negre se dezvoltă numai prin orizontul șistos și parțial, orizontul gresiilor glauconitice, care aşa cum au remarcat și alți cercetători (A g h e o r g h i e s i, S t o i c e s c u, 1954<sup>14</sup>; B ă n c i l ă, A g h e o r - g h i e s i, 1964) aici nu mai prezintă dezvoltarea tipică din „Unitatea Audia”. Peste șisturile negre se dezvoltă complexul argilelor și marnocalcarelor roșii cu silicolite și tufite. În acest complex se întâlnesc atât elemente arenitice de șisturi verzi cît și feldspat roz.

Prezența feldspatului roz ca și a fragmentelor de granodiorite a fost pusă (M u r g e a n u, F i l i p e s c u) pe seama Cordilierei cumane (M u r - g e a n u, 1937), care a furnizat acest material în tot lungul Carpaților Orientali (F i l i p e s c u, A l e x a n d r e s c u, 1962).

În ceea ce privește vîrsta seriilor descrise, nu s-au întîlnit elemente paleontologice noi care să modifice cele deja cunoscute din literatură.

B ă n c i l ă și A g h e o r g h i e s i (1964) au acordat șisturilor negre din subunitatea de Găinești vîrsta Barremian-Albian superior, iar orizontului argilelor și marnocalcarelor roșii cu silicolite și tufite vîrsta Vraconian-Cenomanian.

A l e x a n d r e s c u (1962), în lucrarea care cuprinde și subunitatea de Găinești, acordă complexului șistos al șisturilor negre vîrsta Valangian-Albian inferior, complexului gresiilor glauconitice vîrsta Albian mediu-Albian superior iar argilelor și marnocalcarelor roșii vîrsta Vraconian-Cenomanian-Turonian inferior. Aceste vîrste concordă cu cele acordate de F i l i p e s c u în alte sectoare ale Carpaților Orientali (1951, 1952, 1955, 1957, 1961).

În aflorimentele descrise lipsind, tectonic, partea inferioară a seriei șisturilor negre, adică orizontul șistos cu sferosiderite (F i l i p e s c u, 1951, 1952) rezultă că ceea ce apare la zi reprezintă numai Barremian-Albianul. Complexul argilelor și marnocalcarelor roșii pot fi paraleлизate cu stratele de Cîrnu (B ă n c i l ă, 1956) din valea Bistriței, cu stratele de Tisaru superioare din valea Putnei în accepțiunea lui D u m i t r e s c u

<sup>14</sup> Op. cit. pct. 5.



(1963) și cu stratele de Luchipanu din valea Oituzului (Dumitrescu, 1952).

Acest complex stă peste Albianul superior (gresiile cuarțitice) și suportă Turonian?-Senonianul (stratele de Hangu inferioare) deci vîrsta lui poate fi Vraconian-Turonian inferior.

### B) Cretacic superior

În regiunea care constituie obiectul prezentei lucrări Cretacicul superior este reprezentat prin orizontul inferior al stratelor de Hangu (Atanasiu, 1943).

Cercetări anterioare (Bâncilă, 1952; Joja, 1952; Aghiorghiesi, Stoicescu, 1945<sup>15</sup>; Mușat, Dicea, 1957<sup>16</sup>; Filimon, 1957<sup>17</sup>; Filimon, 1957; P. Polonic, Gabriela Polonica, 1962) în regiune sau în apropiere, au condus la separarea în stratele de Hangu a două orizonturi: orizontul marnocalcarelor cu fucoide și orizontul grezos-calcaros, care au fost atribuite, global Turonian?-Senonianului.

Cercetări mai recente (Ionesci, 1961; 1965), la nord de valea Moldovei, stabilesc pentru stratele de Hangu inferioare vîrsta Turonian?-Senonian-Danian, iar pentru stratele de Hangu superioare vîrsta paleocenă (Ionesci, 1966). Ionesci propune cu această ocazie pentru stratele de Hangu inferioare, denumirea de „strate cu Inocerami s.str.”.

În lucrarea de față stratele de Hangu inferioare vor fi atribuite Turonian-Senonianului, iar stratele de Hangu superioare Paleocenului, respectiv Danianului pe baza argumentelor ce vor fi expuse mai departe.

**1. Orizontul inferior al stratelor de Hangu.** În regiunea Voroneț-Suha Mică-Plotonița, orizontul inferior al stratelor de Hangu este foarte bine dezvoltat în partea vestică a subunității de Voroneț, unde formează anticlinoriul Bucșoaia-Găinești, în baza solzului Voroneț, a solzului Obeina Bâtrînă și a solzului Măgura-Slatina. În subunitatea de Găinești stratele de Hangu inferioare apar în axul anticlinalului Mestecăniș și la baza solzului Plotonița.

Din punct de vedere litologic, stratele de Hangu inferioare sunt formate dintr-o alternanță de marnocalcare cenușii cu fucoide, marne

<sup>15</sup> Op. cit. pct. 5.

<sup>16</sup> Op. cit. pct. 6.

<sup>17</sup> Op. cit. pct. 7.



sistoase negricioase și uneori albicioase, bancuri de gresii calcaroase micaferă, cenușii, gresii calcaroase cu vine de calcit și argile vernal sau cenușii. Elementul caracteristic al orizontului îl constituie marnocalcarele cenușii-azurii în spărtură proaspătă și albicioase pe fețele expuse, în masa cărora se găsesc numeroase fucoide de dimensiuni și forme foarte variate. În afara fucoidelor masa rocii este străbătută în toate sensurile de diaclaze umplute cu calcit.

Studiul microscopic, efectuat asupra marnocalcarelor cu fucoide, arată că e vorba de un marnocalcar aleuritic cu un stadiu avansat de diagenizare.

În afara marnocalcarelor mai pot fi menționate intercalăriile de marne șistoase cărbunoase cu concrețiuni de pirită și foraminifere piritizate și bancurile de gresii calcaroase care se prezintă, uneori, în bancuri de 0,05–0,8 m, cu laminație paralelă și turboglifică mari la baza stratelor (pl. VIII, fig. 1) formate din microconglomerate.

Mai apar, subordonat, strate de calcare grezoase, intercalate între bancurile de marnocalcare.

Grosimea stratigrafică a orizontului inferior al stratelor de Hangu variază, în regiunea studiată între 300 și 400 m.

Pe valea Suha Mică, la cca 1 km în aval de comuna Găinești, în baza stratelor de Hangu inferioare se întâlnește un pachet de strate format predominant din marne nisipoase, șistoase, cenușii albicioase, bancuri de gresii micaferă, pământoase, friabile, cu elemente cărbunoase și subordonat, bancuri de marnocalcare cu fucoide. Acest pachet se poate urmări pe cca 200 m grosime stratigrafică. Noi l-am considerat ca reprezentând echivalentul părții inferioare a stratelor de Hangu inferioare, separat de J o j a (1963) în valea Putnei. Acest pachet nu a fost întâlnit la zi, decât în valea Suha Mică și de aceea nu a fost separat cartografic.

În partea vestică a zonei cercetate (pl. XVI) bancurile de gresii calcaroase și calcaro-gresiile, ce se intercalează între stratele de marnocalcare își sporesc grosimea, uneori pînă la 1–1,5 m, prezintă totodată numeroase crăpături de decalcifiere și torsionări, care dă aspectul unor coji de piine. Acest aspect amintește de stratele de Horgazu (B ă n c i l ă, 1956).

#### *Considerații asupra vîrstei*

În orizontul inferior al stratelor de Hangu, din regiunea cercetată nu am găsit decât rare prisme și fragmente nedeterminabile de inocerami, încât pentru determinarea vîrstei am recurs la elementele furnizate în



zone mai apropiate sau mai îndepărtate de regiune și la analizele de microfaună.

În literatură, sînt citate cîteva specii de inocerami, care după locul de recoltare menționat de autori, provin din orizontul inferior al stratelor de Hangu.

Botez (1911) a găsit în Valea Largă, lîngă Tg. Ocna un fragment de inoceram pe care l-a determinat ca *Inoceramus salisburgensis* Fug. et Kast.

Macovei și Atanasiu (1926) au găsit în bazinul Bistriței în același orizont *Inoceramus balticus* Böhm și *I. salisburgensis* Fug. et Kast.

Joja (1952) a găsit în regiunea Rîșca-Agapia un exemplar de *Inoceramus* cf. *lamarki* Park., dar, după cum afirmă autorul determinarea pare a fi nesigură.

Turtoreanu a găsit *Inoceramus balticus* Böhm pe pîrîul Dăița<sup>18</sup> affluent drept al pîrîului Neamțului și pe pîrîul Mihăetului<sup>19</sup>, la confluența acestuia cu pîrîul Pipirig și *Inoceramus regularis* d'Orbigny pe pîrîul Pietrosu, affluent al pîrîului Neamțului, la Priboești.

Filimon<sup>20</sup> a găsit pe pîrîul Pietrosu, affluent stîng al pîrîului Rîșca, *Inoceramus salisburgensis* Fug. et Kast.

*Inoceramus balticus* este cunoscut din Campanian pînă în Maestrichtian superior, *I. salisburgensis* din Coniacian pînă în Danian?. *I. regularis* din Campanian superior pînă în Maestrichtian iar *I. lamarki* din Turonian.

Toate exemplarele de inocerami menționate au fost recoltate, după cît am putut să recunoaștem locul, numai din orizontul inferior al stratelor de Hangu, de unde rezultă că vîrstă ce se poate acorda acestui orizont este Turonian inferior-Senonian.

Din cariera fabricii de ciment, din valea Putnei, T. Joja (Joja, Chiriac, 1964) a recoltat amoniții *Peroniceras* cf. *l'épéei* Fallot și *Desmoceras ponsianum* de Grossouvre, din jumătatea superioară a stratelor de Hangu inferioare, la cca 100–150 m, sub limita cu stratele de Hangu superioare. Acești amoniți indică vîrstă coniaciană pentru pachetul de strate în care au fost găsiți.

<sup>18</sup> Op. cit. pct. 4.

<sup>19</sup> D. Turtoreanu, C. Lebenzon. Raport geologic asupra regiunii Dolhești-Magazia. Arh. I.P.G.G.—M.P. 1957.

<sup>20</sup> Op. cit. pct. 7.

S-ar putea, după părerea autorilor citați, ca în restul de 500–600 m de strate pînă la baza stratelor de Hangu inferioare să fie cuprins Turonianul în întregime și eventual Cenomanianul.

Din probele colectate din partea superioară a stratelor de Hangu inferioare, am determinat următoarea asociație microfaunistică :

- Ammodiscus cretaceus* (Reuss)
- Arenobulimina presli* (Reuss)
- Biglobigerinella* cf. *algeriana* ten Dam et Sigal
- Trochamminoides irregularis* White
- Trochamminoides contortus* (Graz)
- Globotruncana arca* (Cushman)
- Globorotalia pschadae* (Keller) – *Globotruncana havanensis* Woerwijk. 1961
- Globotruncana gagnebini* (Tilley)
- Glomospira charoides* (Park. et Jones)
- Gyroidina quadratus* (Cushman)
- Hypperammina grzybowski* Dylazanka
- Hormosina excelsa* Dylazanka
- Osangularia* sp.
- Plectina coniformis* (Grazbowski)
- Pseudotextularia elegans* (Reehak)
- Recurvoidea* sp.
- Reophax splendidus* Grazb.
- Saccammina placenta* (Grazb.)
- Spiroplectamina spectabilis* (Grazb.)

Această asociație conferă părții superioare a orizontului inferior al stratelor de Hangu vîrstă Maestrichtian. Aceeași vîrstă rezultă și din asociațiile determinate din stratele de Hangu inferioare din valea Putnei (Joga, Cosma, Dumitrescu, 1961). De asemenea se coreleză cu subzonele B și C stabilite de Tocorjeșcu (1960) în complexul marnelor roșii de pe valea Podul Corbului, affluent al văii Prahova.

Mergind mai departe, pe linia corelărilor regionale stratele de Hangu inferioare le echivalăm cu stratele de Lepșa (Dumitrescu, 1952) din valea Putnei și, probabil, cu partea inferioară a stratelor de Cașin (orizontul inferior și mediu al stratelor de Cașin, după Dumitrescu, 1963). De asemenea se coreleză cu orizontul inferior al stratelor de Strîi (O. S. Vialov et al.) și cu orizonturile inferior și mediu ale stratelor cu inocerami din unitatea de Skole, din Polonia (Bieda et al., 1963).



## Paleogen

Sistemul paleogen este reprezentat prin Danian, Paleocen, Eocen și Oligocen. Variațiile de facies ale flișului paleogen au constituit principalul criteriu de separare a zonelor stratigrafice, iar raporturile geometrice dintre faciesuri sincrone și heteropice au condus pe cercetătorii anteriori (M r a z e c , V o i t e ș t i , 1913 ; A t a n a s i u , 1943 ; B ă n c i l ă , 1952 ; J o j a , 1952) la separarea unităților tectonice din flișul extern, din Bucovina.

### C) Danian și Paleocen

Între orizontul inferior al stratelor de Hangu, în bază și orizontul stratelor de Straja, la partea superioară, se dezvoltă o succesiune de strate în care s-au putut face, de jos în sus, următoarele separații : 1, orizontul calcaro-grezos (orizontul superior al stratelor de Hangu) ; 2, nivelul breciei organogene cu *Lithothamnium* ; 3, orizontul grezo-aleurolitic (stratele de Voronet) ; 4, nivelul gresiilor silicioase glauconitice, tip Scorbura.

Această succesiune poate fi urmărită în întregime pe pîrîul Chiului (afluent pe stînga al rîului Suha Mică, amonte de Mănăstirea Slatina) și cu dezvoltare incompletă, (fără nivelul gresiilor silicioase) pe pîrîul Izvorului, pîrîul Mămuca și pîrîul Ivalani.

Din separațiiile menționate, numai orizonturile 1 și 3 au o grosime stratigrafică mai mare, celelalte două (2 și 4) au grosime mică ; ultimul nu are o dezvoltare generală ci numai în partea mediană și vestică a regiunii, adică în domeniul faciesului intermedian al Paleogenului.

**1. Orizontul calcaro-grezos (orizontul superior al stratelor de Hangu).** În continuitate de sedimentare, peste orizontul marnocalcarelor cu fucoide se dezvoltă un pachet de strate format predominant din calcare grezoase, gresii calcaroase, gresii micacee și subordonat argile, argilite și marne. Grosimea acestui orizont variază între 150 și 300 m, fiind mai gros în vest și mai subțire în est. Separarea lui pe teren, acolo unde succesiunea din pat și acoperiș este completă, este relativ ușoară. El se individualizează față de orizonturile superioare prin culoarea caracteristică a gresiilor și calcarelor grezoase, cenușie-albăstruie, iar față de orizontul inferior al stratelor de Hangu din pat, prin lipsa bancurilor de marnocalcare cu fucoide.

Calcarele grezoase formează bancuri de 0,20—1 m grosime, constituind elementul litologic dominant al orizontului. Sînt de culoare cenușie-



albăstruie în spărtură proaspătă și gălbuie-cenușie pe fețele expuse alterării. Diaclaze de dimensiuni variabile brăzdează roca în toate sensurile, fiind umplute cu calcit.

La microscop roca se prezintă constituită dintr-o masă fundamentală de calcit, larg cristalizat și parțial din calcit criptocristalin, cu umbre argiloase. În masa de calcit se observă foarte numeroase granule de cuart, fragmente de cuarțite, silicolite, lamele de muscovit, clorit, granule de glauconit și foraminifere diagenizate. Unele granule de cuart sunt corodate de calcit. Foarte rar se întâlnesc fragmente de feldspați plagioclazi. Conturul granulelor de cuart este subangular.

Gresile calcaroase se prezintă în bancuri de 0,30–0,80 m grosime, au culoarea cenușie-azurie în spărtură proaspătă și cenușie-gălbuie pe fețele alterate. În interiorul unor strate se observă o laminație cu dispoziție uneori paralelă, alteori oblică sau chiar convolută. De asemenea se observă fenomenul de granuloclasare. Prin lovire cu ciocanul stratele se sparg după fețele de laminație. Pe aceste fețe se observă numeroase resturi de plante carbonificate și paie de mică. Aceste resturi carbonificate formează de asemenea un element caracteristic, atât pentru gresii cât și pentru orizont, în general. La partea inferioară gresiile prezintă hieroglife de curent (turboglife și xinnoglife). Pe unele bancuri hieroglifele ating dimensiuni foarte mari și sunt constituite dintr-un material mărunt conglomeratic (pl. VIII, fig. 2) reprezentat prin fragmente de șisturi verzi, calcare roz, fragmente de *Lithothamnium*.

În secțiuni subțiri roca este formată din fragmente colțuroase de cuart cu extincție ondulatorie, feldspat plagioclaz (foarte abundant), glauconit, lamele de clorit și muscovit, toate având dimensiuni aleuritice (0,02–0,01 mm). Cimentul este calcit larg cristalizat cu structură bazală. Roca este brăzdată de diaclaze umplute cu calcit cristalizat.

Se observă numeroase granule de cuart corodate de cimentul calcaros. Din loc în loc se observă impregnații granulare de limonit. De asemenea apar foraminifere diagenizate.

Din punct de vedere petrografic, roca este o microgresie cu ciment calcitic.

Gresile micaferă formează strate de 0,10–0,50 m grosime, au culoare cenușie închisă în spărtură proaspătă și brun gălbuie pe fețele alterate. Prezintă hieroglife de curent la partea inferioară, uneori prezintă și bioglife. Prezintă laminație paralelă și fragmente de plante carbonificate pe fețe. Paietele de mică sunt mai numeroase pe fețele de desprindere a laminelor.



Și aceste gresii prezintă în interiorul stratului fenomenul de grano-clasare.

Microscopic roca este formată predominant din granule detritice de cuart, fără o sortare a dimensiunilor, cu contururi subangulare. Majoritatea granulelor prezintă crăpături în toate sensurile și extincție ondulatorie. În afară de cuart se mai observă rare granule de feldspat ortoclaz, glauconit și lamele de clorit, muscovit și biotit. Apar de asemenea fragmente de cuarțite. Fragmentele detritice sunt cimentate cu cuart de supra-creștere, iar porii sunt umpluți cu calcit microgranular (ciment cu structură poroasă-peliculară). Mai apar minerale grele (granat și zircon) forma-minifere diagenizate în calcit și, sporadic limonitzări. Sortarea materialului detritic este slabă.

Caracterele petrografice ale rocilor care dău nota dominantă a orizontului (calcarogresile, gresile calcaroase și gresile micacee) printre care slabă sortare mecanică a fragmentelor clastice (cuart, litice, etc.), contururile în general angulare sau subangulare corodate, fără creșteri secundare, prezența feldspaților uneori proaspeti sau puțin alterați, alteori corodați cimentul în general calcaros, prezența fragmentelor litice și a matricei în procente medii constituie criterii pentru încadrarea lor în grupa subgrauwakelor (Pettijohn, 1957) iar din punct de vedere genetic în grupa flișului A după Frollio (1961).

În legătură cu încadrarea unor roci sau secvențe de roci în categoria flișului sau molasei aşa după cum arată Bentz (1961), caracterele petrografice macroscopice sau microscopice nu sunt întotdeauna edificatoare.

Sunt multe tipuri de roci (grauwake, subgrauwake) care pot fi întâlnite atât în componenta flișului cât și a molaselor. Din acest punct de vedere rezultă deci, că definirea categoriei de fliș sau molasă nu se poate face numai pe criterii petrografice care, local, pot fi identice, ci trebuie apelat, în fiecare caz în parte și la ansamblul structural regional pentru stabilirea locului exact pe care roca sau seria respectivă îl ocupă în stadiile de evoluție ale unui geosinclinal. Bineînțeles că acest lucru trebuie făcut abia după stabilirea în amănunt a tuturor caracterelor petrografice, texturale și structurale.

În afara rocilor descrise pînă aici și care de fapt îi dău nota caracteristică, între bancurile de calcare și gresii se întâlnesc pachete de argile verzui-cenușii uneori vernil, alteori verzui-albăstrui, iar alteori negricioase.

Alături de argile, se dezvoltă marne nisipoase cenușii negricioase, compacte sau șistoase cu elemente cărbunoase, iar uneori cu cruste albe de sulfati de magneziu.



Argilele formează pachete de 0,10–1,5 m grosime, iar marnele, strate și pachete de 0,05–0,80 m.

La baza stratelor de gresii, în deosebi la baza gresiilor calcaroase, se dezvoltă, mai ales începând din jumătatea superioară a orizontului, pelicule sau aglomerări locale de microconglomerate cu fragmente de șisturi verzi, calcare albe și roz și fragmente de *Lithothamnium*. Uneori aceste microconglomerate conțin prisme de inocerami și rare foraminifere mari.

La partea superioară a orizontului calcaro-grezos, microconglomeratele ajung să formeze bancuri în exclusivitate, care au fost separate ca nivel al breciei organogene.

Rocile descrise mai sus formează orizontul superior al stratelor de Hangu. În regiunea Voroneț–Suha Mică–Plotonița ele ocupă alături de orizontul marnocalcarelor cu fucoide baza solzilor din anticlinoriul Bucșoița–Găinești, a solzilor Văratec–Postăvarul, Maghernița–Pietrosul, Voroneț, Obcina Bătrînă, Măgura–Slatina și Obcina Largă–Dealul Mare.

**2. Nivelul breciei organogene.** S-a arătat mai sus că microconglomeratele cu elemente verzi și fragmente de *Lithothamnium* ajung să formeze la partea superioară a orizontului calcaro-grezos adevărate bancuri, care se pot urmări pe cuprinsul întregii regiuni și pot folosi ca orizont reper în cartarea geognostică.

Nivelul breciei organogene este format, aşa cum arată și denumirea, dintr-o brecie în constituția căreia intră fragmente de șisturi verzi, calcare albe și roz, fragmente de *Lithothamnium*, prisme de inocerami și foraminifere mari. Se prezintă în bancuri de 0,50–1 m grosime. Numărul bancurilor variază de la 1 la 5, dar grosimea totală a nivelului nu depășește 4–6 m. Cea mai tipică dezvoltare o prezintă în pîrul Izvor affluent drept al rîului Moldovei, unde la nivelul respectiv se dezvoltă cîteva cîte secundare care repetă orizontul de mai multe ori, în pîrul Brusturosu, la izvorul pîrului Voroneț, pîrul Varniței și pîrul Cracu Brusturosu. Se constată că în partea vestică materialul din care este formată brezia este mai grosier și mai puțin cimentat, cu numeroase prisme de inocerami, pe cînd în est, dimensiunea elementelor constitutive descrește, iar cimentarea este foarte puternică, încît dă impresia unui calcar detritic. Această constatare conduce la concluzia că în timpul depunerii stratelor respective zonele mai puțin adînci se găseau în vestul regiunii. Totodată vorbește și despre migrarea cutării de la vest spre est.



În secțiuni subțiri, roca se prezintă alcătuită din fragmente de șisturi verzi-blastopelitice și blastoaleuritice, fragmente de calcare organogene cu structuri centrice, fragmente de *Lithothamnium* și characee. Se întâlnesc în număr redus fragmente de cuart metamorfic înconjurate cu pelicule de calcit oolitizate. Se observă de asemenea fragmente de calcare cu globigerine, rondele de echinide, foraminifere libere, precipitații de glauconit, oxidate la suprafață și rare granule de pirită. Într-un preparat se observă cîteva secțiuni ecuatoriale în numuliți.

Într-un alt preparat microscopic care provine din zona estică, se mai observă granule de feldspați plagioclazi și lamele de clorit. Liantul este format din calcit granular, larg cristalizat, iar elementele detritice prezintă contur subrotunjit și subcolțuros. Cimentul are structura bazală și parțial poikilitică.

Prezența fragmentelor de *Lithothamnium* și characee denotă existența, în imediata apropiere, a mediului propice dezvoltării acestor alge, de unde puteau fi sedimentate în zona breciei.

Formarea breciei organogene trebuie pusă în legătură cu mișcările orogene ce au avut loc la sfîrșitul Cretacicului și care au putut crea unele zone mai ridicate (cordiliere) la început submerse, apoi emerse și devenite pradă acțiunii valurilor. Materialul constitutiv trădează natura rocilor preexistente din care a provenit prin eroziune și resedimentare. Conturul colțuros al fragmentelor, precum și prezența oolitelor vorbesc despre o depunere în apropierea imediată a țărmului, în zona de agitație a valurilor, fără un transport continental îndelungat (pl. XXII, fig. 1).

**3. Orizontul grezo-aleurolitic (stratele de Voroneț).** Acest orizont, a cărui grosime nu depășește 40–60 m este bine deschis în pîraiele Izvor, Chiului, Mămuca, izvorul pîrîului Voroneț, pîrîul Bîrca Neagră affluent drept al pîrîului Voroneț, gura pîrîului Dorothaea, pîrîul Căprăriei și pîrîul Brusturoasa.

Peste nivelul breciei organogene urmează o alternanță strînsă formată din gresii verzi, glauconitice, cu ciment calcaros, ce trece spre partea superioară a stratelor la aleurolite și apoi la argilite verzi, ce se sparg în fragmente poligonale și solzoase, și calcare verzui, silicificate, cu spărtură paralelipipedică și diaclaze rectilinii, umplute cu calcit. Grosimea stratelor de gresii și calcare variază între 0,03 și 0,05 m, și nu prezintă deocît foarte rar hieroglife.

Stratele de gresii și calcare sunt separate de pachete formate din argile, uneori nisipoase, șistoase. Alături de argile și mai ales acolo unde



în orizont predomină calcarele silicificate, intercalațiile sint alcătuite din argilite vinete și vernal.

Grosimea intercalațiilor de argile și argilite variază între 0,05–0,20 m. Orizontul prezintă variații în constituția sa de la vest la est. Astfel, în piraiele Brusturosu, Voroneț, Chiului și Izvor, în constituția sa predomină gresiile cu variații în cadrul stratului de la grosier la aleuritic și pelitic și argilele verzi, care ajung uneori la paritate cu gresiile (pîrul Chiului, pîrul Izvor). În pîrul Mămuca orizontul este format aproape exclusiv din plăci de calcare silicificate (0,03–0,40 m grosime) cu intercalații de argilite sistoase (pl. I, fig. 3).

La gura pîrului Dorotheia argilitele capătă, pe alocuri o tentă ciocolatice. Tot aici argilele și argilitele par să predomine asupra gresiilor și calcarelor. Aceste elemente sint foarte importante pentru corelațiile regionale.

În anul 1957 (Mușat, Dicea) s-a separat în regiune de la nord de valea Moldovei, sub stratele de Straja, un orizont cu grosime de 40–60 m, care a fost numit „orizontul grezo-calcarelor inferioare”, fiind considerat ca orizont de trecere de la Senonian la Eocen.

Prezența pe mai multe profile a nivelului breciei organogene, care se situează în baza orizontului grezo-aleurolitic, demonstrează că pachetul de strate descris, în care nu se dezvoltă strate de brecii sau conglomerate cu elemente verzi, nu trebuie legat de orizontul calcaro-grezos. După stabilirea acestui element limitativ, se pune problema dacă pachetul de strate de cca 40 m grosime care se dezvoltă între brecia organogenă și orizontul argilelor și argilitelor roșii ce aparțin sigur stratielor de Straja, trebuie să intre în componența orizontului stratielor de Straja sau să fie separat de acestea.

Detectarea nivelului gresiilor silicioase glauconitice tip Scorbura în piraiele Chiului, Suha Mică, Dorotheia și Bîrgovanului (afluent drept al pîrului Suha), la baza stratielor de Straja și peste orizontul grezo-aleurolitic, a determinat separarea ca orizont a pachetului de strate cuprins între brecia organogenă în bază și gresiile silicioase glauconitice la partea superioară. Elementele litologice de care s-a vorbit mai sus, se găsesc menționate în descrierile petrografice ale altor cercetători în regiuni învecinate sau mai depărtate, fără a se merge însă la separațiile făcute de către noi. Acest orizont l-am numit „strate de Voroneț” deoarece apare bine dezvoltat în bazinului pîrului Voroneț.

**4. Nivelul gresiilor silicioase glauconitice tip Scorbura.** În pîrul Chiului, la cca 250 m de confluența cu pîrul Suha Mică, se găsesc sub



orizontul stratelor de Straja, 5 strate de gresie verzuie-albicioasă, formată predominant din cuarț și granule de glauconit, care seamănă ca aspect cu gresia de Kliwa și cu gresia de Scorbura (J o j a , 1952). Stratul de gresie cu grosimi cuprinse între 0,50 m și 1 m constituie un nivel de cca 10 m grosime. Aceste gresii au mai fost întâlnite în pîriul Suha Mică, în pîriul Dorotheia (pl. I, fig. 4) în versantul drept al pîriului Suha și în pîriul Bîrgovanul. Ca strate mai subțiri, fără a forma un nivel de grosimea menționată, gresia silicioasă glauconitică a mai fost întâlnită și în pîriul Izvor.

Sub nivelul gresiilor silicioase, se găsește, numai în pîriul Chiului și sub vîrful Moara Dracului, un strat de gresie silicioasă cu concrețiuni mari de pirită (pînă la 3—4 cm diametru).

Între bancurile de gresii silicioase se intercalează argile șistoase ruginii și verzui ce formează pachete de 0,20—0,10 m. La gura pîriului Dorotheia și pîriul Bîrgovanului gresiile formează bancuri de 1,5 m grosime și sunt prinse între pachete de argile și argilite vernal ce trec pe alocuri la ciocolatiu.

Trebuie spus că gresiile silicioase își anunță prezența încă din orizontul grezo-aleurolitic.

Analiza microscopică a unei secțiuni din gresia silicioasă arată că roca este formată dintr-un material detritic de cuarț, predominant psamitic, cu conture rulate, căruia i se asociază în procent foarte redus (sub 2% păiete de muscovit și fragmente cuarțitice). Cimentul de tip bazal este silicios, opalin impurificat cu argilă.

În masa rocii se mai asociază calcit insular, resturi de organisme aproape total diagenizate, leptoclorit și glauconit în agregate criptocristalline, pirită și limonit, structura rocii este psamtică, iar textura masivă.

Prezența gresiilor silicioase a fost menționată de J o j a (1964) la partea superioară a stratelor de Hangu superioare, în bazinul pîriului Putna (gresia de Scorbura inferioară).

La baza stratelor de Piatra Uscată (echivalentul stratelor de Straja) pe pîriul Alunului (semifereastra Vrancei), D u m i t r e s c u (1963) menționează o gresie silicioasă, verzuie, pe care o echivalează cu gresia de Iamna din cîtele Pocuției.

#### *Considerații asupra vîrstei*

În orizonturile descrise nu au fost identificate macrofosile, în schimb din probele colectate am determinat următoarele asociații de microfosile :



1. Orizontul calcaro-grezos (pl. XI, fig. 1, 2)
- Ammolagena clavata* (Park. et Jones)  
*Ammodiscus incertus* d'Orb.  
*Ammodiscus involvens* Reuss.  
*Ammodiscus serpens* (Grazb.)  
*Ammodiscus bornemani* Reuss  
*Ammodiscus latus* Grazb.  
*Bathysiphon* sp.  
*Bolivina incrassata* Reuss  
*Dendrophrya latissima* Grazb.  
*Dendrophrya excelsa* Grazb.  
*Dendrophrya robusta* Grazb.  
*Glomospira gordialis* (Park. et Jones)  
*Glomospira charoides* (Jones et Park.)  
*Hormosina excelsa* Dylazanka  
*Haplophragmium aequale* Rommer  
*Haplophragmoides walteri* (Grazb.)  
*Haplophragmoides suborbicularis* (Grazb.)  
*Hormosina ovulum* (Grazb.)  
*Kalamopsis grzybowskii* (Dylazanka)  
*Nodellum velascoense* Cushman  
*Rhabdammina discreta* Brady  
*Rzehakina fissistomata* (Grazbowski)  
*Rzehakina epigona* (Rzehaek)  
*Rhabdammina linearis* Brady  
*Reophax duplex* Grazb.  
*Rhabdammina cylindrica* Glaessner  
*Rhabdammina subdiscreta* Rzehaek  
*Reophax elongata* Grazb.  
*Saccammina placenta* (Grazb.)  
*Spiroplectammina costidorsata* Grazb.  
*Spiroplectammina spectabilis* (Grazb.)  
*Spiroplectammina grzybowskii* Fizzell  
*Trochamminoides contortus* (Grazb.)  
*Trochamminoides velascoense* Cushman  
*Trochamminoides folium* (Grazb.)  
*Trochammina deformis* Grazb.  
Dinți de pești  
Concrețiuni și cristale de pirită



2. Nivelul breciei organogene (din intercalăriile argilo-marnoase) (pl. XII, fig. 1).

- Ammodiscus gorayskii* Grzyb.  
*Ammodiscus umbonatus* Grzyb.  
*Ammodiscus incertus* d'Orb.  
*Ammodiscus irregularis* Grzyb.  
*Dendrophrya latissima* Grzyb.  
*Glomospira charoides* (Park. et Jones)  
*Glomospira serpens* (Grzyb.)  
*Globigerina triloculinoides* Plummer  
*Hippocrepina indivisa* Parker  
*Haplophragmoides suborbicularis* (Grzyb.)  
*Nodellum velascoense* Cushman  
*Kalamopsis grzybowskii* (Dylazanka)  
*Pleurostomella incrassata* Hantk.  
*Rzeħakina fissistomata* (Grzyb.)  
*Rzeħakina epigona* (Rzeħak)  
*Reophax duplex* Grzyb.  
*Rhabdammina abissorum* N. Sars  
*Rhabdammina subdiscreta* Rzeħak  
*Rhabdammina linearis* Brady  
*Rhandamina cylindrica* Glaessner  
*Reophax pilulifera* Brady  
*Spiroplecmina cloho* Grzyb.  
*Saccammina placenta* (Grzyb.)  
*Trachamminoides draco* Grzyb.  
*Textulariella baretti* Park. et Jones  
*Trachammina ex gr. globigeriniformis* Park. et Jones  
*Trochamminoides contortus* Grzyb.  
*Trochammina vermetiformis* Grzyb.  
*Trochamminoides velascoensis* Cushman  
*Trochamminoides subcoronatus* (Grzyb.)  
*Trochammina advena* Cushman  
 Dinți de pești  
 Concrețiuni și cristale de pirită

3. Orizontul grezo-aleurolitic (strate de Voroneț) (pl. XII, fig. 2)

- Ammodiscus dubius* Grzyb.  
*Aschemonella carpatica* Neagu



*Ammolagena clavata* (Park. et Jones)  
*Dendrophrya robusta* Grzyb.  
*Eggerella propinqua* Bradly  
*Globigerina triloculinoides* Plummer  
*Glomospira gordialis* (Park. et Jones)  
*Hormosina ovulum* (Grzyb.)  
*Haplophragmium* (Reussina bulloidiforme) Grzyb.  
*Haplophragmoides* sp.  
*Haplophragmoides suborbicularis* (Grzyb.)  
*Haplophragmoides contortus* (Grzyb.)  
*Kalamopsis grzybowskii* (Dylazanka)  
*Nodellum velascoense* Cushman  
*Plectina coniformis* Grzyb.  
*Rzehakina epigona* (Rzehak)  
*Rzehakina complanata* (Grzyb.)  
*Reophax pilulifera* Bradly  
*Recurvoides deflexiformis* (Noth)  
*Rhabdammina cylindrica* Glaessner  
*Rhabdammina linearis* Bradly  
*Rhabdammina subdiscreta* Rzehak  
*Recurvoides* sp.  
*Saccammina placenta* (Grzyb.)  
*Spiroplectammina grzybowskii* Fizzell  
*Textulariella varians* Glaessner  
*Trochamminoides velascoensis* Cushman  
*Trochamminoides contortus* (Grzyb.)  
*Trochamminoides folium* (Grzyb.)  
*Trochamminoides* aff. *elegans* Rzehak  
*Trochammina pauciloculata* (Bradly)  
*Trochammina mitrata* Grzyb.  
*Trochammina nucleolus* Grzyb.  
*Trochamminoides subcoronatus* (Grzyb.)  
*Trochammina advena* Cushman  
 Dinți de pești  
 Concrețiuni de pirită.

În asociațiile determinate predomină aproape în exclusivitate foraminiferele arenacee. Studiului acestor foraminifere i s-a acordat în ultimii ani o atenție tot mai mare, izbutindu-se să se stabilească asociații caracteristice pentru epoci sau chiar vîrste.

Cele mai numeroase studii au fost făcute de către geologii polonezi asupra unităților carpatic din Polonia, apoi de către geologii sovietici în Carpații Ucrainei. În țara noastră studiul foraminiferelor din unitățile flișului extern, a fost întreprins în cadrul laboratoarelor de micropaleontologie de la M. M. P. G.

Lucrări care tratează despre limita Cretacic-Paleogen precum și conținutul micropaleontologic al orizonturilor flișului paleogen, au publicat Tocorjeșcu (1960), Vinogradov (1960), Costea în colaborare cu alți cercetători (1959, 1963, 1965), Joja, Cosma și Dumitrescu (1963), Grigoraș, Pauliuc și Costea (1963, 1964, 1965, 1966).

Asociațiile determinate de noi, care se caracterizează prin prezența speciilor *Rzehakina fissistomata*, *R. epigona*, *Nodellum velascoense* și *Hormosina ovulum* se coreleză cu asociațiile întâlnite în alte regiuni ale Carpaților, după cum urmează: cu asociațiile întâlnite în suita de Strîi superioară, orizontul de Iaremce și gresiile de Iamna inferioare din profilul rîului Prut și Borislav — unitatea Skibelor din Carpații Ucrainei (Vialov et al. 1960) cărora autorii le acordă vîrstă danian-paleocenă; cu asociația stratelor de Ciezkowice și stratelor de Istebna superioare din unitatea sileziană (Geroch, 1960), considerată paleocenă; cu asociația stratelor cu *Rzekakina epigona* din flișul Moraviei meridionale, atribuite părții inferioare a depozitelor senonian superioare? — Paleocen? (Pokorný, 1960); cu asociația de arenacee din partea superioară a stratelor cu ino-cerami de la nord de Sanok, din unitatea de Skole, considerată paleocenă (Jurkiewiczi, 1960); cu asociația de aglutinante a stratelor de Maidan din unitatea de Dukla, considerată ca asociație de trecere de la Cretacic superior la Eocen inferior (Blachier, Słaczka, 1963); cu asociația danian-paleocenă întâlnită de Maslakova în Carpații răsăriteni (Maslakova, 1955); cu zona a două corespunzătoare orizontului superior al stratelor de Hangu (Joja, Cosma, Dumitrescu, 1963); cu subzona D cu aglutinante din complexul de tranziție de pe valea Podul Corbului (valea Prahovei), considerată ca indicând Danianul (Tocorjeșcu, 1960); cu asociația asemănătoare determinată de Hanziková (1965) în seria submenilitică și partea superioară a stratelor de Istebna din flișul unității de Zdanice și unitățile silesiană și subsilesiană.

Asociațiile determinate sunt citate de către diversi autori, în diferite regiuni ale Carpaților, începînd din Cretacicul superior și pînă în Paleocen. Aceste asociații prezintă specii cu repartiție verticală largă, încît ele apar deja sub limita Cretacic-Terțiар și dispar în timpul Paleocenului sau Eocenului.



Prin urmare, vîrstă ce se poate acorda complexului de roci din care a fost determinată asociația de microfaună menționată este danian-paleocen, nefăcindu-se deocamdată o separație netă din punct de vedere microfaunistic între Danian și Paleocen.

Înglobînd orizontul superior al stratelor de Hangu la Danian-Paleocen se admite pentru regiunea Voronet-Suha Mică-Plotonița continuitatea între Cretacic și Paleogen. Odată cu aceasta se ridică și problema poziției etajului Danian în scara stratigrafică.

Pentru elucidarea acestei probleme flișul extern, în care predomină asociațiile de microforaminifere aglutinante, nu constituie terenul cel mai favorabil.

Jijenco (1958) abordînd această problemă în Caucazul de Nord conclude că începutul erei Kainozoice trebuie considerat timpul de apariție al reprezentanților genului *Globorotalia* și disparația genului *Globotruncana*. Autorul consideră că Danianul din Caucazul de Nord caracterizat prin genul *Globorotalia* trebuie atribuit sistemului Paleogen. În Caucaz se separă, „suita de Cuban” care este atribuită etajului Danian, lăsîndu-se încă în discuție, pînă la lămurirea definitivă, poziția acestuia în scara stratigrafică.

La cea de-a XXI-a sesiune a Congresului Mondial de Geologie (Copenhaga, 1960) problema poziției etajului Danian a fost dezbatută pe larg, aducîndu-se argumente din diferite regiuni ale globului. Din lucrările prezentate s-a desprins concluzia că etajul Danian trebuie considerat ca un etaj individualizat în baza Paleogenului, el putîndu-se separa în prezent aproape pe întreaga zonă a Tethysului, din America Centrală și pînă în India și pe platformele adiacente ale Africii de Nord și Madagascarului.

Avînd la bază, în special asociațiile de foraminifere planctonice, majoritatea lucrărilor care abordează problema limitei Cretacic-Paleogen ajung la concluzia că schimbarea asociațiilor microfaunistice nu este marcată și prin schimbări de facies (Jijenco, 1958; Menet et al. 1960; Pojariskaia, 1967). Principala înlocuire faunistică între perioada cretacică și terțiară a avut loc la sfîrșitul Maestrichtianului (Pojariskaia, 1967).

În unele lucrări ce studiază foraminiferele planctonice din zona flișului extern al arcului carpatic, se menționează că la partea superioară a orizontului marnocalcarelor cu fucoide (strate de Strîi medii-Vialov et al., 1960), strate cu inocerami medii (Bieda et al., 1963) se întrerupe dezvoltarea globotruncanelor, aceasta marcînd Maestrichtianul superior și începe dezvoltarea globorotaliilor și globigerinelor. Orizontul calcaro-



-grezos în această idee, ar trebui să reprezinte Danianul și deci baza Paleogenului (tab. 1).

Nivelul breciei organogene ar putea să marcheze începutul Paleocenului. Acest nivel a fost remarcat de mulți cercetători și considerat ca bază a Eocenului.

A t a n a s i u (1939) menționează prezența gresiilor calcaroase organogene cu fragmente de roci verzi, uneori veritabile conglomerate cu numuliți, deasupra stratelor cu inocerami din valea Bistriței și pînza marginală.

O l t e a n u (1952 pag. 45; 1953 pag. 14 și 15) menționează în baza Eocenului o brecie calcaroasă constituită din *Lithothamnium* și briozare cu numuliți mici.

În regiunea Suha Mică și Suha Mare, J o j a (1952) menționează în descrierile Senonianului prezența microconglomeratelor cu elemente verzi.

Mult mai la sud, în valea Putnei, D u m i t r e s c u (1952) arată că Eocenul începe cu un conglomerat calcaros cu elemente verzi și fragmente de Melobezieae (pag. 209).

Același autor (1963) menționează la partea mijlocie a stratelor de Cașin un nivel conglomeratic cu elemente verzi și calcare, denumit „conglomerate de Piatra Cornii”.

B ă n c i l ă (1958) admite că în flișul extern din valea Bistriței baza Eocenului o formează „conglomeratele de Cernegura”.

În lucrările din domeniul petrolierului <sup>21</sup> în baza Eocenului este recunoscută pe tot teritoriul unității superioare și inferioare a zonei flișului extern orizontul breciei organogene.

<sup>21</sup> T. Filimon. Elena Albu. Cercetări geologice în regiunea Putna–Sucevița (Bucovina). Rap. geol. nr. 261. Arh. I.P.G.G.–M.P.

Şt. Albu, Elena Albu. Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Hangu. Rap. geol. nr. 323. Arh. I.P.G.G.–M.P.

D. Turtureanu. Cercetări geologice în regiunea Dolhești–Magazia. Rap. geol. nr. 322. Arh. I.P.G.G.–M.P.

K. Müntz. Cercetări geologice în regiunea Rîșcuța–Ozana (Bucovina și Moldova de Nord). Rap. geol. nr. 321. Arh. I.P.G.G.–M.P.

T. Filimon. Raport geologic asupra regiunii Suha Mică–Rîșca Mare. Rap. geol. nr. 320. Arh. I.P.G.G.–M.P.

V. Mușat, O. Dicea. Cercetări geologice în regiunea Gura Humorului. Rap. geol. nr. 319. Arh. I.P.G.G.–M.P.

D. Demetrescu, R. Botescu. Cercetări geologice asupra flișului paleogen în regiunea Nichitu–Tazlău–Frumoasa. Rap. geol. nr. 370. Arh. I.P.G.G.–M.P.

Ionesi (1961) menționează pelicule microconglomeratice la baza stratelor de calcaro-gresii din orizontul calcaro-grezos cu *Lithothamnium*. Deși autorul menționează conglomerate cu elemente verzi cu *Lithothamnium* și foraminifere mari în tot orizontul, atunci cînd descrie punctele fosilifere (blocuri sau în loc) acestea sunt plasate întotdeauna la cca 60–100 m mai sus de limita cu orizontul stratelor cu inocerami s str. (Ionesi, 1961). Din blocuri de conglomerate cu *Lithothamnium*, autorul citează în pîrîul Pîciorul Înalt (afluent stîng al pîrîului Vîrvata) un exemplar de *Operculina* sp. și cîteva exemplare de *Discocyclina* cf. *seunesi* Douville. Din pîrîul Stoineasca Mică, din conglomeratele cu *Lithothamnium*, în loc, citează de asemenea *Discocyclina* și tot aici, din blocuri, în gresii cu zone microconglomeratice, citează o asociație de foraminifere mari cu numuli și discocycline.

Pe baza asociațiilor determinate, autorul acordă orizontului calcaro-grezos cu *Lithothamnium* vîrstă paleocenă.

În fîsul Carpaților polonezi, în partea estică a unității de Skole, Kotlarczyk (1961) a distins la partea superioară a stratelor cu inocerami, intercalări de șisturi argiloase verzi și roșii și gresii calcaroase, adesea glauconitice, pentru care a adoptat, împreună cu Towlinski (1950), denumirea de „strate de Pocuția”, atribuindu-le Paleocenului. El a întîlnit în același orizont, un nivel subțire de calcare detritice dure, glauconitice cu foraminifere și *Lithothamnium* formînd unul sau mai multe bancuri. Considerat ca un nivel constant, a fost denumit de Gucik (1961) „calcare de Bircza”. Acest autor consideră că limita între Cretacic și Paleocen se găsește la nivelul lor; local, acest nivel se găsește în mijlocul stratelor pestrițe, ceea ce ar indica un curs diacron pentru limita superioară a stratelor cu inocerami.

În unitatea silesiană, peste marnele pestrițe ale Cretacicului superior, stau gresile cu bryozoare și *Lithothamnium*, atribuite Paleocenului (Bieda et al., 1963).

În zona Skibelor (Vialov et al., 1960) Carpaților Orientali din Ucraina, peste suita de strîi superioară se dezvoltă orizontul Iaremce, cunoscut și sub denumirea de orizont pestriț subiamnenian. Peste orizontul

---

D. Turturcanu, C. Dragu. Cercetări geologice în regiunea Vaduri–Iapa. Rap. geol. nr. 369. Arh. I.P.G.G.–M.P.

T. Filimon, A. Damian. Cercetări geologice în regiunea Bicaz–P. Neamt. Rap. geol. nr. 367. Arh. I.P.G.G.–M.P.

V. Mușat, V. Cristea. Cercetări geologice în regiunea Agaș–Moinești. Rap. geol. nr. 443. Arh. I.P.G.G.–M.P.



pestrîț se dezvoltă gresiile masive de Iamna. În baza orizontului Iaremcce se dezvoltă intercalăriile de gresii cu granulație grosieră și calcare grezoase organogene-fragmentare cu șisturi verzi. În împrejurimile orașului Deleatin și a comunei Iaremcce, în aceste gresii s-au găsit exemplare de *Nummulites solitarius* de la Harpe de către Kulcitski (1953) și Hopponin (1957). Pe baza acestui numulit autorii acordă vîrsta paleocenă stratelor în plăci. Prin urmare, limita Cretacic-Paleocen trece sub stratele în plăci.

În regiunea Borislav (Vialov et al., 1960), suita superioară de Strîi este acoperită pe o grosime de 50 m de gresii și argile cu ritmicitate fină (orizont cu globigerine), peste care se dispun gresiile de Iamna. Suta superioară de Strîi cu faună de foraminifere aglutinante este atribuită etajului Danian. Complexul cu ritmicitate fină cu globigerine se atribuie Paleocen-Danianului, corespunzînd în parte cu orizontul Iaremcian de pe Prut.

Din cele arătate mai sus, se constată că în diferite regiuni ale arcului carpatic s-au separat complexe litologice, care pot fi paralelizate cu ceea ce a fost separat și de către noi în valea Moldovei. Se remarcă de asemenea că pentru acest interval stratigrafic, singurele fosile conducătoare rămân formele sporadice de foraminifere mari și asociațiile de foraminifere aglutinante.

Complexele litologice separate de noi în intervalul stratigrafic Danian-Paleocen se pot paraleliza după cum urmează :

Orizontul calcaros-grezos se paralelizează cu orizontul calcaros-grezos cu *Lithothamnium* separat de Ionesci (1961), cu orizontul superior al strateelor de Hangu al lui Jaja (1963), cu orizontul superior al strateelor cu inocerami din Carpații polonezi (Bieda et al., 1963) și cu suita superioară a strateelor de Strîi (Vialov et al., 1960).

Nivelul breciei organogene se paralelizează cu nivelele de conglomerate cu *Lithothamnium* menționate de Ionesci, cu brecia organogenă menționată de Olteanu (1952, 1953) în valea Bistriței, cu conglomerate de Cernești (Bâncilă, 1958), cu conglomeratele de Piatra Cornii (Dumitrescu, 1963), cu calcarele de Bircza (Guci, 1961) din unitatea de Skole (Polonia), cu gresiile cu bryozoare și *Lithothamnium* din unitatea silesiană (Bieda et al., 1963) și cu gresiile și calcarele grezoase organogene-fragmentare cu șisturi verzi și *Nummulites solitarius* din rîul Prut, unitatea Skibelor din Carpații Ucrainei (Vialov, 1960).

Orizontul grezo-aleurolitic (stratele de Voroneț) se paralelizează cu seria de trecere (Jurkiewicz, 1960) de la stratele cu inocerami la Paleogen, de la nord de Sanok (unitatea de Skole) cu orizontul Iaremcce



de pe rîul Prut și cu orizontul globigerinian de la Borislav din unitatea Skibelor din Ucraina (V i a l o v et al., 1960).

Nivelul gresiilor silicioase glauconitice reprezintă un echivalent, redus, al gresiilor de Iamna din Ucraina și al gresiilor silicioase glauconitice din valea Alunului (D u m i t r e s c u, 1963) din semi-fereastra Putna-Vrancea.

Gresia de Iamna din cutedele Pocuției este considerată de vîrstă paleocenă (L a d i j e n s k i, 1961). Uneori gresia de Iamna coboară și în orizontul pestriț. Pe baza faunei cu *Nummulites solitarius* orizontul pestriț (Iaremce) este atribuit Paleocenului, suita de Strîi superioare, care constituie patul orizontului pestriț este atribuită Danianului (V i a l o v et al., 1960).

Prin analogie, se poate considera că orizontul calcaros-grezos separat în bazinul văii Moldova, aparține Danianului, în timp ce nivelul breciei organogene în care s-a găsit de către I o n e s i (1961) forma de *Discoicyclina cf. seunesi* ar reprezenta începutul Paleocenului cu trecere în Danian (tab. 1).

Orizontul grezo-aleurolitic (stratele de Voroneț) cu plăci de calcare, împreună cu nivelul gresiilor silicioase glauconitice este atribuit Paleocenului (tab. 1).

Pe harta anexată depozitele aparținând Danian-Paleocenului au fost înglobate într-o singură unitate cartografică, datorită scării la care s-a lucrat. Faza laramică a organogenezei alpine se pare că nu a determinat în zona flișului extern, din regiunea studiată de noi, intreruperi sesizabile în sedimentare. Singura mărturie a acestor mișcări, ar reprezenta-o nivelele de brecii cu elemente verzi și *Lithothamnium* care ar presupune existența la timpul respectiv a unor cordilieri parțial emerse și devenite pradă acțiunii valurilor. Acțiunea curentelor de turbiditate a contribuit la transportarea și sedimentarea materialului, erodat din aceste cordilieri pe suprafețe foarte întinse (pl. XXII, fig. 1).

În unele sectoare ale flișului extern, ridicarea cordilierelor a fost mult mai accentuată conducind la depunerea unor mase enorme de conglomerate cu blocuri de calcare și sisturi verzi. Prezența blocurilor mari de sisturi verzi presupune existența, în imediata apropiere, a unui relief emers. În aceste condiții existența unor lacune de sedimentare locale sau de mai mare întindere care ar putea corespunde Danianului, Paleocenului și chiar Eocenului inferior trebuie avută în vedere.

Astfel de lacune au fost sesizate în flișul Transcarpatice din Ucraina de către K u l c i t k i (1958) și trebuie să le presupunem și pe țărmul platformic al geosinclinalului.



TABELUL 1  
*Schemă de corectare a depozitelor senonian-paleogenice din regiunea Voronet-Suhu Mică-Platonita*

## D) Eocen și Oligocen

Cele mai importante și evidente variații ale faciesului litologic au fost înregistrate la nivelul formațiunilor eocene și oligocene. Cercetările au permis separarea unui facies intern (vestic) în constituția căruia predomină elementele carpatici și a unui facies extern (estic) în care predomină elemente de vorland. Între acestea se dezvoltă un facies de tranziție, care înglobează elemente atât din faciesul intern cât și din cel extern (pl. XXI).

Raporturile spațiale dintre faciesurile sincrone și heteropice au permis, aşa cum s-a mai spus, separarea a două unități tectonice majore cu valoare de pinze de șariaj; unitatea superioară și unitatea inferioară.

Suprafața cea mai mare din regiunea cercetată este ocupată de unitatea superioară. În cuprinsul acesteia pe aceleași criterii, faciale și spațiale s-au separat două subunități tectonice: subunitatea de Găinești, în vest și subunitatea de Voronet, în est.

Întrucât unitățile și subunitățile prezintă litofaciesuri caracteristice, stratigrafia Eocenului și Oligocenului va fi tratată pe unități și subunități.

### UNITATEA SUPERIOARĂ

#### *Subunitatea de Găinești*

Această subunitate ocupă partea de sud-vest a regiunii, în bazinul pâraielor Braniște și valea Cucalea. În cuprinsul acestei subunități Eocenul este dezvoltat în faciesul gresiei de Tarcău, iar Oligocenul în faciesul de Fusaru-Găinești și al gresiei de Kliwa.

#### Eocen

Seria eocenă este constituită din orizontul gresiei de Tarcău și stratele de Podu Secu.

Orizontul gresiei de Tarcău este deschis în bazinul pâraielor Braniște și Valea Cucalea, formând solzul Braniște și respectiv anticlinalul Mestecăniș. Litologia acestui orizont este cea cunoscută: gresii micaferi, cenușii albăstrui, în spătuă proaspătă și gălbui-ruginii pe suprafetele alterate. Cimentul este argilo-calcaros. Local prezintă treceri la conglomerate mărunte sau grosiere, care formează lentile. Gresiile se prezintă în bancuri a căror grosime variază între 0,20 m și 2–3 m, separate prin strate subțiri de argile sau gresii moi (3–10 cm). Din loc în loc se întâlnesc intercalări mai groase (1–10 m) formate dintr-o alternanță de argile verzi și stisoase cu trecheri spre argile marnoase cenușii și gresii verzi glauconitice, cu granu-



lație fină. Gresiile prezintă laminație paralelă, iar alteori convolută și hieroglife de diferite forme la partea inferioară. Local, în cuprinsul argilelor, se întâlnesc intercalate argile roșii (pîriul Mestecăniș).

Orizontul gresiei de Tarcău nu este bine reprezentat în regiunea cercetată de noi și de aceea nu se pot face descrieri mai ample. Grosimea stratigrafică deschisă pe profilele studiate variază între 350—400 m, fără a se cunoaște baza orizontului.

Stratele de Podu Secu, denumite astfel de Băncilă (1955) și descrise de același autor și în regiunea de care ne ocupăm (Băncilă, Aghiorghiesi, 1964), au fost întâlnite în vîrful Obcioara, pe periclinul nord-vestic al anticinalului Mestecăniș. Sunt reprezentate prin argile verzi și stisoase sau în strate de 5—10 cm grosime, în alternanță cu gresii verzui glauconitice, fin micacee, cu hieroglife, în strate de 1—10 cm grosime și gresii cenușii-albăstrui, micacee, de tipul gresiei de Tarcău, în strate de 10—40 cm grosime. În total, grosimea stratelor de Podu Secu, din dealul Obcioara nu depășește 70 m.

Pe malul drept al rîului Suha bucovineană, sub Muntele Ghirleu, Băncilă și Aghiorghiesi (1964) au găsit stratele de Podu Secu având o grosime mult mai redusă decât se cunoaște în alte regiuni.

Stratele de Podu Secu (Băncilă, 1955) reprezintă un echivalent al stratelor de Plop (Atanasiu, 1943) din subunitatea de Voronet și al stratelor de Biserici (Atanasiu, 1921) din unitatea inferioară a flișului extern.

### *Considerații asupra vîrstei*

Din probele colectate din bazinul pîriului Braniște și de pe pîriul Mestecăniș am determinat următoarea asociație microfaunistică :

*Ammodiscus involvens* Reuss

*Ammodiscus serpens* Grzyb.

*Dendrophrya excelsa* Grzyb.

*Dendrophrya robusta* Grzyb.

*Dorothia bradyana* Cushman.

*Glomospira charoides* (Park. et Jones)

*Glomospira gordialis* (Park. et Jones)

*Haplophragmoides globosus* Looz

*Haplophragmoides emaciatus* (Bradby)

*Haplophragmoides glaber* Cushman et Waters

*Haplophragmoides calculus* Cushman et Waters



*Haplophragmoides suborbicularis* (Grzyb.)  
*Hyperammina grzybowskii* (Dylaz.)  
*Psamospaera fusca* Schultz  
*Rhabdammina abissorum* Sars  
*Rhabdammina cylindrica* Glaess.  
*Rhabdammina discreta* Bradly  
*Rhabdammina linearis* Bradly  
*Rheophax duplex* Grzyb.  
*Reophax pilulifera* Bradly  
*Reophax guttifera* Bradly var. *colaria*  
*Reophax splendida* Grzyb.  
*Recurvoides deflexiformis* (Noth)  
*Saccammina placenta* (Grzyb.)  
*Lituotuba lituiformis* Bradly  
*Trochammina variolaria* Grzyb.  
*Trochammina lamella* Grzyb.  
*Trochamminoides elegans* (Rzh.)

Asociația de foraminifere arenacee enumerată mai sus a fost determinată din intercalăriile argiloase din cuprinsul gresiei de Tarcău (pl. XIII, fig. 1).

Stratele de Podu Secu din vîrful Obcioara, ne-au furnizat următoarea asociație de formainfere :

*Ammodiscus polygirus* Reuss  
*Hipperammina grzybowskii* Dylaz.  
*Haplophragmoides glaber* Cushman et Waters  
*Rhabdammina linearis* Bradly  
*Rhabdammina cylindrica* Glaess.  
*Rhabdammina abyssorum* Sars  
*Recurvoides deflexiformis* (Noth)  
*Saccammina placenta* (Grzyb.)  
*Spiroplectammina suturalis* (Kolinis)  
*Trochammina elegans* Rzhak  
*Trochammina lamella* Grzyb.  
*Trochammina variolaria* Grzyb.

Asociațiile menționate nu conțin formele de *Rzebakina*, *Hormosina* și *Nodellum* care trec uneori și în Eocenul inferior, dar nici *Cyclammina amplectens* care în flișul carpatic caracterizează Eocenul mediu și care, așa cum se va vedea, în subunitatea marginală este nelipsită.



Întrucit paclietul din vîrful Obcioara stă sub gresia de Lucăcești și peste orizontul gresiei de Tarcău, a fost considerat ca echivalent al stratelor de Podu Secu și atribuit Eocenului superior.

Asociația determinată din orizontul gresiei de Tarcău, deși nu conține formele cele mai concludente (*Rzebakina*, *Nodellum*, *Hormosina*, *Globigerina*) luată în totalitate poate fi comparată cu asociația determinată în pîriul Hîrboca din orizontul gresiei de Tarcău și atribuită de Grigorescu, Paulescu și Costea (1963, 1964) Eocenului mediu (Lutețianului). Prin comparație orizontul bazal poate fi atribuit Eocenului inferior (Ypresianului).

Această asociație mai poate fi comparată cu asociația determinată de Pokorný (1960) din Eocenul inferior în faciesul Măgura din Moravia meridională.

### Oligocean

În subunitatea de Găinești Oligocenul prezintă o dispoziție majoră sinclinală, fiind pensat între două falii majore : falia Audia la vest și falia Găinești la est. Sinclinalul Găinești este puternic strivit și recuat și străpuns în două locuri, de două ridicări cu Senonian și gresii de Tarcău : anticlinalul Mestecăniș și solzul Braniște. Împingerea puternică din vest, exercitată de unitatea de Audia, a determinat falierea sinclinalului Găinești în ax și încălcarea flancului vestic peste flancul estic.

Tectonizarea foarte puternică a depozitelor oligocene precum și prezența unor orizonturi de brecii ce remaniază roci din fundamentul imediat (Cretacic-Eocen) îngreuiază orizontarea lor. Urmările din aproape și paralelizate cu formațiuni similare din alte regiuni, în cuprinsul depozitelor oligocene din bazinul pîriului Braniște și bazinul pîriului Valea Cucalea, s-au putut separa următoarele orizonturi : 1, orizontul gresiei de Lucăcești (15–25 m); 2, orizontul marnelor bituminoase cu menilitizări (20–30 m); 3, orizontul marnelor și argilelor disodiliforme (20 m); 4, orizontul gresiei de Kliwa (60 m); 5, orizontul gresiilor de Fusaru cu marne de tip Pucioasa și calcare sideritice (650 m); 6, orizontul stratelor de Găinești (350–450 m).

**1. Orizontul gresiei de Lucăcești.** În vîrful Obcioara, peste pachetul de argile verzi atribuite Eocenului superior, se dezvoltă o gresie silicioasă galbuie, foarte asemănătoare cu gresia de Kliwa.



Pozitia ei clară peste stratele de Podu Secu, Eocen superioare, îndreptățește echivalarea ei cu orizontul gresiei de Lucăcești din subunitatea estică și încadrarea în bază Oligocenului. Întrucât aici gresia nu apare în situația cea mai bună pentru a putea discuta poziția ei în scara stratigrafică, aceasta se va face la subunitatea estică.

**2. Orizontul marnelor bituminoase cu menilitizări.** La izvoarul unui affluent pe dreapta al pârâului Braniște, deasupra satului Plotonița, se dezvoltă pe cca 30 m grosime marne și marno-calcare în plăci de 3–5 cm grosime, brune în spărtură proaspătă și alb-gălbui pe fețele expuse alterării, cu intercalații subțiri de 1–5 cm de argile șistoase negricioase. Plăcile de marnocalcare prezintă treceri spre menilite sau menilitile apar ca strate de 1–5 cm între plăcile de marne. Marnele prezintă miros de bitumen, în special în urma lovirii cu ciocanul.

**3. Orizontul marnelor și argilelor disodiliforme.** În același loc, treptat, de la marne și marnocalcare bituminoase, se trece la marne și argile șistoase de culoare cenușie-negricioasă, cu cruste de oxizi de fier și uneori cruste gălbui sau rozete de sulfatați.

Grosimea pe care se întâlnesc aceste roci este de cca 20 m, pentru că imediat deasupra se dezvoltă bancuri masive de gresie de Kliwa.

**4. Orizontul gresiei de Kliwa.** Se dezvoltă în continuare peste argilele disodiliforme pe affluentul drept al pârâului Braniște și pe dealul de deasupra satului Plotonița. Se prezintă în bancuri de 1–3 m cu intercalații milimetrice de argile șistoase. Acest orizont se mai întâlnește la obîrșia pârâului Brusturosu, affluent drept al pârâului Braniște. Grosimea orizontului poate fi apreciată la cca 60 m.

Gresia de Lucăcești, marnele bituminoase, disodilele și gresia de Kliwa se dezvoltă numai pe flancul estic al sinclinalului Găinești-Plotonița.

**5. Orizontul gresiilor de Fusaru cu marne de tip Pucioasa și calcar sideritice.** Acest orizont este bine deschis în pârâul Braniște de la confluența acestuia cu pârâul Suha și pînă la confluența cu pârâul Cracu Brusturosu, pe affluentul drept al pârâului Braniște și în bazinul superior al pârâului Valea Cucalea pînă la confluența cu pârâul Găunoasa Mică.

Din punct de vedere litologic, acest orizont este constituit în bază, pe cca 150–200 m din gresii micacee, cenușii-albăstrui, dure, cu bob mediu spre grosier, elementul mineral principal fiind cuartul de origine meta-



morfică. Cimentul este argilos spre slab calcaros. La unele nivele bancurile, care au grosimi cuprinse între 0,5 — 2 m, prezintă treceri spre microconglomerate și chiar conglomerate. De obicei părțile mai grosiere ocupă partea inferioară a stratelor, dar se observă, deseori și dezvoltări lenticulare în cuprinsul bancurilor, fapt ce trădează intervenția curenților marini în procesul de sedimentare.

Subordonat gresiilor masive, se dezvoltă o gresie foarte micaferă, moale, uneori fin stratificată, cu fragmente de plante carbonificate. Într-un stadiu avansat de alterație, aceste gresii prezintă cruste de oxizi de fier și eflorescente de sulfati. Grosimea intercalațiilor este de la cîțiva centimetri pînă la 50—80 cm. La nivelul lor se localizează majoritatea izvoarelor sulfuroase și feruginoase din zonă. În foarte multe cazuri, gresiilor li se asociază argile nisipoase negre, șistoase, friabile cu cruste feruginoase, apropiate ca aspect de șisturile disodilice.

La diferite nivele, dar mai mult spre partea superioară, se intercalează strate de marne cenușii, relativ moi, cu spărtură concoidală, care includ, în unele locuri și strate subțiri (5—20 cm) de marnocalcare dure, compacte, cu muchiile rotunjite, avînd o culoare gălbuiie-ruginie, caracteristică pe fețele expuse alterării. Aceste strate de calcare reprezintă un element foarte caracteristic pentru zona de sedimentare a faciesului de Fusaru-Pucioasa. Grosimea intercalațiilor marnoase variază între 10 și 80 cm.

În bazinul superior al pîrîului Valea Cucalea, alături de gresiile masive de Fusaru, iar mai sus predominînd asupra gresiilor, se dezvoltă un complex format din marne cenușii negricioase relativ moi, în strate de 10—60 cm, ce alternează cu argile cenușii verzui și negricioase-șistoase, uneori fin micacee. În multe aflorimente argilele au aspect de disodile veritabile.

În acest complex bancurile de gresii micacee sunt subordonate și ating grosimi de 0,30—1 m.

Ca un element cu totul caracteristic apar intercalațiile de calcare sideritice de culoare brună-negricioasă, în spărtură proaspătă, cu cruste ruginii pe fețele expuse. Calcarele sideritice apar sporadic în partea inferioară a orizontului în intercalațiile marnoase și devin mai frecvente spre partea superioară, unde se separă sub forma unor pîni cu diametru de 1—1,5 m, frecvent de dimensiuni mai mici 0,10—0,30 m. Grosimea totală a orizontului gresiilor de Fusaru cu marne de tip Pucioasa și calcare sideritice este de cca 650 m (pl. XIX).

**6. Orizontul stratelor de Găinești.** Spre partea superioară a orizontului gresiilor de Fusaru încep să apară și apoi să predomine gresii cenușii



curbicorticale, satinate, în strate de 1–5 cm grosime și marne cenușii satinate cu spărtură neregulată. Aceste tipuri de roci fac trecerea spre orizontul superior al Oligocenului subunității de Găinești și anume, spre orizontul stratelor de Găinești.

Denumirea stratelor de Găinești a fost introdusă în literatura geologică de J o j a (1952) pentru un complex de roci cu aspect caracteristic, ce are dezvoltarea tipică în localitatea Găinești, din bazinul râului Suha Mică.

Acest complex este bine deschis în pîraiele Șuvărîta și Valea Cucalea afluenții pe stînga ai pîrîului Suha Mică, la Găinești și pe pîrîul Braniște, affluent drept al pîrîului Suha (bucovineană).

Stratele de Găinești sunt formate în bază din gresii fine, cenușii, satinate, curbicoticale, în strate de 0,05–0,10 m rar mai groase, cu vine de calcit, marne și argile șistoase cenușii, uneori verzui și argile negre șistoase disodiliforme. Uneori marnele formează strate de 0,10–0,20 m grosime și se sparg concoidal. Toate aceste roci alternează strîns pe o grosime ce variază între 100 și 150 m. În continuare se dezvoltă aceleași roci dar foarte frămîntate, cu fenomene de budinaj (pl. VI, fig. 2, 3). Prezintă diaclaze cu calcit și uneori chiar strate subțiri de calcit. Mai apar la diferite nivele, intercalării de gresii micacee în bancuri de 1–5 m.

Spre partea mijlocie și superioară se intercalează nivele de brecii sedimentare alcătuite din argile roșii și verzi, fragmente de gresii cenușii-verzui glauconitice, curbicorticale și marne cenușii. Breciile formează nivele de 5–30 m. Fragmente de roci de dimensiuni și forme variate sunt prinse într-o pastă argiloasă-marnoasă (pl. VII, fig. 1,2). Argilele roșii formează fișii sau lentile în masa breciei și dau naștere la pornituri locale. Masa breciei este străbătută în toate sensurile de diaclaze umplute cu calcit.

Pe pîrîul Valea Cucalea, aval de confluența cu pîrîul lui Marcu, se întâlnește o brecie deosebită de cea descrisă mai sus. Această brecie este formată din fragmente de gresii micacee alburii de dimensiuni variate (1–10 cm diametru) prinse într-o matrice grezoasă micacee (pl. VI, fig. 4). În ea se întâlnesc numuliți mici. Brecia formează bancuri de 1–5 m grosime și este prinsă la rîndul ei în brecia cu argile roșii. Deasupra și sub acest nivel de brecii se dezvoltă cîteva bancuri de gresie micacee în care, de asemenea se găsesc numuliți.

Aspectul tectonic al stratelor din acest loc ar indica prezența unei falii locale.



Pe versantul stîng al pîrului Braniște, spre partea superioară a stratelor de Găinești, se dezvoltă un pachet de 30—40 m de gresii micacee de tip Fusaru următe apoi de gresiile gipsifere din axul sinclinalului Plotonița.

Grosimea orizontului stratelor de Găinești variază între 350—450 m.

Aspectul foarte frămîntat al părții superioare, prezența breciilor sedimentare și fenomenelor de budinaj trădează sedimentarea într-un regim tectonic activ și totodată antrenarea lor într-o fază tectonică ulterioară Miocenului inferior care le-a adus în poziția structurală actuală.

Elementele fosile care să dea indicații asupra vîrstei dacă nu lipsesc total, ele sunt reprezentate prin resturi de pești (schelete și solzi în intercalăriile de șisturi disodilice) sau un conținut microfosil foarte sărac, încit la acordarea vîrstei seriei descrise se va folosi criteriul convențional folosit și de ante-cercetători și corelările cu formațiunile similare din alte zone.

Ștefănescu (1935), Cernea (1952), Joga (1952) și Bancilă (1952, 1958, 1963) au arătat că flișul Senonian-Paleogen prezintă, în partea internă, o zonă în care se dezvoltă Eocenul în faciesul gresiei de Tarcău și Oligocenul în faciesul stratelor de Krosno.

Stratele de Găinești ar reprezenta după Ștefănescu (1935) un aspect particular al faciesului de Krosno din Polonia, de vîrstă oligocenă.

Cernea (1952) separă în Oligocenul unității senonian-paleogene la contactul cu unitatea șisturilor negre un Krosno inferior grezos, dur și un Krosno superior curbicortical.

Joga (1952) consideră stratele de Găinești ca și Ștefănescu ca un facies particular al Oligocenului de Krosno, dar spre deosebire de acesta, include în baza stratelor de Găinești și Eocenul, pe baza numulișilor găsiți în brecia din Valea Cucalea.

Bancilă și Ghelorgheș (1963) făcînd o orizontare de amânat a Oligocenului din partea internă a unității medio-marginale, stabilesc poziția stratelor de Găinești în partea mijlocie a Oligocenului. Sub stratele de Găinești, Bancilă separă orizontul gresiilor de Kliwa și gresiilor de Fusaru, iar deasupra un nivel de gresii de Fusaru, care la Plotonița suportă gipsurile miocene.

În regiunea de la nord de valea Moldovei, Ionescu (1963) trece gresiile de Fusaru și orizontul gresiilor curbicorticale la Oligocenul superior.

În anul 1955, executînd cercetări amânatite asupra șisturilor negre și subunității de Găinești, Grigoraș, Ghelorgheș și Stoică consideră stratele de Găinești de vîrstă eocenă pe baza numuliș-

<sup>22</sup> Op. cit. pet. 5.

ților găsiți pe Valea Cucalea și Pîriul lui Marcu. Autorii consideră argilele roșii din stratele de Găinești ca echivalent al stratelor de Plopuri, fără a le separa însă cartografic.

Prin cercetările noastre se ajunge la concluzia că în subunitatea de Găinești se dezvoltă un Oligocen în facies mixt, Krosno-Fusaru și Kliwa. În profilele studiate s-a putut stabili succesiunea stratigrafică descrisă mai sus.

Orizontul gresiei de Lucăcești care se dezvoltă clar numai în dealul Obcioara, la partea superioară a stratelor de Podu Secu, pe baza argumentelor ce vor fi expuse la subunitatea estică se consideră la baza Oligocenului.

Orizontul marnelor cu menilitizări, orizontul disodilelor și orizontul gresiilor de Fusaru cu marne tip Pucioasa și calcare sideritice se atribuie Oligocenului inferior-mediu.

În argilele roșii ce apar în nivelele de brecii din cuprinsul stratelor de Găinești a fost identificată următoarea asociație microfaunistică:

- Bathysiphon alexanderi* C u s h m a n
- Dentalina obliquestriata* R e u s s
- Dentalina subtilis* N e u g e b.
- Dendrophrya robusta* G r z y b.
- Dendrophrya excelsa* G r z y b.
- Globorotalia* sp.
- Globigerina frontosa* S u b b .
- Glomospira charoides* (P a r k. et J o n e s)
- Glomospira serpens* P a r k. et J o n e s )
- Glomospira gordialis* P a r k. et J o n e s
- Haplophragmoides eggeri* C u s h n i a n
- Haplophragmoides walteri* (G r z y b).
- Hormosina ovulum* G r z y b.
- Nodellum velascoense* (C u s h m a n)
- Nodosarella nodosa* (d' O r b i g n y)
- Pleurostomella wadowicensis* G r z y b.
- Recurvoides defetexiformis* G r z y b.
- Reophax duptex* G r z y b.
- Spirolocuina* sp.
- Stiostomeia stephensonii* (C u s h m a n)
- Trochammina acervulata* G r z y b.
- Trochammina vituiformis* B r a d y
- Trochammina paucitoculata* B r a d y
- Dinti de pești

Într-o intercalație de argilă tufacee cu foarte multe elemente negre de pe pîrful Valea Cucalea a fost determinată următoarea asociație microfaunistică :

- Ammodiscus gorayskii* Grzyb.
- Cenosphaera vesparia* Halcéle
- Globigerina eocaenica* Terquem var. *irregularis* Subb.
- Globigerina triloculinoides* Plummer
- Globigerina eocaenica* Terquem. var. *eocaenica* Terquem.
- Globigerina officinalis* Subb.
- Globigerina trivialis* Subb.
- Globotruncana linneiana* (Orbigny)
- Glomospira charoides* (Park. et Jon.)
- Gumbelina reussi* Cushman
- Haplophragmoides scitula* (Brady)
- Haplophragmoides emaciatus* (Brady)
- Keramosphaera fusca* Schultze
- Lagena apiculata* (Reuss)
- Lagena globosa* (Montagu)
- Nodosaria affinis* Reuss
- Pleurostomella wadowicensis* Grzyb.
- Pseudotextularia varians* Rehak

În asociațiile microfaunistice determinate se observă amestecul de forme cretacice și eocene în prima și cretacice, eocene și oligocene în a doua.

În acord cu Băncilă și Agheorghești (1963) argilele roșii cu microfaună cretacică și eocenă din cuprinsul breciilor ca și conglomerele și argilele cu numuliți din cuprinsul stratelor de Găinești sunt considerate de către noi ca elemente alochton, resedimentate în aria stratelor de Găinești.

Modul lor de dezvoltare ca și poziția în succesiunea stratigrafică îndreptățesc interpretarea lor ca episoade intervenite în sedimentarea Oligocenului de Krosno, datorită poziției mai ridicate a țărmului vestic, afectat din cînd în cînd de mișcările bruște ce au determinat ruperea și resedimentarea unui amestec de roci de vîrstă și constituții diferite.

Sedimentarea breciilor la partea superioară a Oligocenului mediu și Oligocenului superior este un fenomen mai general în Carpații Orientali el fiind remarcat și de alți cercetători printre care Olteanu (1949) în regiunea văii Ialomița și Ursei, Popescu (1949) în regiunea văii



Prahova, Slănic și Siriu, Bucur (1961) în valea Casonului (Tg. Secuiesc) și Gherman și Botez (Slon) (1960)<sup>23</sup>.

Fenomenul trebuie legat de etapele precursoare ale fazei savice din orogeneza alpină, care în Carpații Orientali a jucat un rol important.

În subunitatea de Voroneț și unitatea inferioară, partea medie și superioară a Oligocenului este caracterizată prin alunecări submarine cu resedimentări de blocuri exotice în prima și prin invadarea conglomeratelor în a doua. Prin urmare întreaga arie de sedimentare a Oligocenului superior se află într-un regim tectogenetic activ, care în vest a produs prăbușirea și sedimentarea unor brecii și olistolite, iar în partea mediană și externă, a produs alunecări submarine, cu înglobarea de blocuri exotice.

### ***Subunitatea de Voroneț***

Paleogenul subunității de Voroneț este dominat de faciesul calcaros-grezos, în care se recunoaște aportul materialului de vorland. Spre vest, între rocile caracteristice faciesului extern se intercalează, în Eocen, bancuri de gresii micacee tip Tarcău. Aria de întrepătrundere a celor două faciesuri-intern și extern a fost separată ca zonă de tranziție (intermediară).

#### **Faciesul intermediar**

##### **Eocen**

În regiunea cercetată faciesul de tranziție este mai puțin reprezentativ, decât în regiunea de la nord de valea Moldovei, unde are dezvoltarea cea mai tipică.

La sud de valea Moldovei, Eocenul în facies intermediar se întâlnește în doi solzi, care se continuă din regiunea nordică. În solzul Prislop s-a păstrat partea inferioară a Eocenului, reprezentată prin stratele de Straja și numai o parte din Eocenul mediu, reprezentat prin orizontul grezo-calcaros cu intercalații de gresii tip Tarcău. În solzul Bucșoaia se întâlnește Eocenul inferior cu stratele de Straja și orizontul grezo-calcaros cu gresii de Tarcău, Eocen mediu cu argile roșii cu *Cyclammina amplexens* și Eocen superior cu strate de Plop, parțial conservate.

În detaliu Eocenul în facies intermediar se prezintă după cum urmează :

<sup>23</sup> J. Gherman, R. Botez. Cercetări geologice în regiunea Bertea Slon. Rap. geol. Arh. I.P.G.G.—M.P.



Peste gresiile silicioase glauconitice tip Scorbura care au fost atribuite Paleocenului prin paralelizarea cu gresiile de Iamna din Caipații Ucrainei, se dispune direct orizontul stratelor de Straja. În continuare urmează orizontul grezos-calcaros cu gresii de Tarcău, orizontul argilelor roșii superioare și orizontul stratelor de Plop.

Elementul litologic care determină separarea faciesului intermediu este prezența gresiilor de tip Tarcău între calcarele și gresiile calcaroase ale faciesului extern. Grosimea intercalărilor de gresii tip Tarcău variază între 1–2 m.

### F a c i e s u l e x t e r n

Începînd cu solzul Văratecul, spre est, Paleogenul se dezvoltă în facies extern, în constituția lui intrînd Eocenul în facies calcaros-grezos-argilos și Oligocenul în faciesul gresiei de Kliwa și disodilelor. Umplutura majorității solzilor o formează Eocenul și Oligocenul, iar cînd Oligocenul a fost îndepărtat prin eroziune, Eocenul este cel mai nou termen al solzului după cum baza solzilor o formează, de regulă, Senonianul și Danian-Paleocenul, iar cînd acești termeni nu apar la zi, Eocenul reprezintă termenul cel mai vechi al solzului.

### Eocen

Din punct de vedere litologic, în cuprinsul Eocenului extern s-au separat următoarele orizonturi : 1, orizontul stratelor de Straja ; 2, orizontul grezos-calcaros-argilitic cu nivelul argilelor și gresiilor contorsionate cu galeți și stratele plopoid; 3, orizontul calcaros cu gresii contorsionate ; 4, orizontul gresiilor galuconitice ; 5, orizontul argilelor roșii ; 6, orizontul stratelor de Plop.

Desi orizonturile separate prezintă o dezvoltare relativ constantă, pe toată suprafața, se remarcă totuși, unele variații locale asupra căror se va insista la descrierea fiecărui orizont.

**1. Orizontul stratelor de Straja.** Peste orizontul grezo-aleurolitic sau peste nivelul gresiilor silicioase, atunci cînd acestea se dezvoltă, se dispune orizontul de Straja a căruia grosime variază între 50 și 60 m. Deschideri bune în acest orizont se găsesc pe pîrîul Izvorului, pîrîul Măgurei affluent sting al pîrîului Izvor, izvorul pîrîului Dorothaea, izvorul pîrîului Bucșoita, pîrîul Voroneț și affluentii pe dreapta ai acestuia, pîrîul Mămuca și affluentul drept al pîrîului Isachia.



În faciesul intermedian și extern, baza Eocenului formează stratele de Straja (J o j a , 1952 ; O l t e a n u , 1953).

Stratele de Straja au fost separate pentru prima dată în valea Bistriței, la Straja, de către M a c o v e i și A t a n a s i u (1926) care, echivalindu-le cu stratele de Tisaru din valea Putnei (A t a n a s i u , 1913) le acordă vîrstă senoniană, situîndu-le ca poziție sub orizontul cu inocerami. Pentru acest motiv, orizontul respectiv de la Straja a intrat în literatură sub denumirea de „strate de Tisaru”.

O l t e a n u (1952, 1953), cercetînd bazinul văii Bistrița stabilește poziția pachetului de strate de la Straja în partea inferioară a Eocenului, peste orizontul breciei calcaroase organogene, păstrînd totuși denumirea de strate de Tisaru.

J o j a (1952 a) întrebuiștează pentru prima dată, pe coloanele stratigrafice, denumirea de strate de Straja pentru aşa numitele strate de Tisaru sau tisaroide (1952 b) care stau în baza Eocenului, spre deosebire de adevăratale strate de Tisaru care sunt de vîrstă mai veche.

Din punct de vedere litologic, orizontul stratelor de Straja este format din calcare silicificate verzui-gălbui în strate de 0,02–0,15 m, cu spărtură paralelipipedică, gresii verzu-cenușii, dure, compacte, în strate de 0,05–0,10 m, argilite verzi dure cu tentă gălbuiie, ce se sparg în fragmente prismatice, argile slab nisipoase cu treceri gradate de la verde la ciocolatiu și roșu și invers.

Argilele roșii formează uneori fișii ce alternează cu argilele verzi.

În cuprinsul orizontului s-ar putea distinge un nivel bazal în care predomină gresie glauconitice și calcarele silicificate în plăci și un nivel superior în care predomină argilele șistoase și argilele ciocolatii și roșii. Intercalațiile de argile roșii se dezvoltă cu precădere în acest nivel. Pe cele de verde și roșu reprezintă, de obicei, episoade aleurolito-grezoase.

Regional, se poate observa o creștere a grosimii gresiilor spre vest. Astfel, în pîrful Dorotheia, gresile ating grosimi de 0,20–0,30 m, prezintînd o dezvoltare caracteristică.

Elementele petrografice dominate ale orizontului sunt reprezentate de argilele șistoase și de gresile aleurolitice.

Stratele de Straja constituie un foarte bun orizont reper în cartarea geognostică a flișului intermedian și extern din tot lanțul Carpaților Orientali. El este cunoscut în Ucraina sub denumirea de orizontul pestriț supra Iamna, iar în Carpații polonezi, sub denumirea de „Strate pestrițe”.

În zona gresiei de Tarcău (subunitatea de Găinești) echivalentul stratelor de Straja îl reprezintă orizontul calcaros bazal (B ă n c i l ă , 1955, 1958, 1963).



**2. Orizontul grezos-calcaros-argilitic cu nivelul argilelor și gresiilor contorsionate cu galeți și stratele plopoide.** De la orizontul stratelor de Straja se trece la un orizont a cărui grosime și compoziție litologică variază foarte mult chiar în cuprinsul subunității de Voroneț.

Este bine deschis în valea Moldovei, pe versantul drept, pîrîul Voroneț și afluenții săi, pîrîul Suha Mică, pîrîul Slatina și afluenții săi, pîrîul Isachia, pîrîul Mămuca, pîrîul Iavalani, pîrîul Izvor, etc. Grosimea lui variază între 200—250 m (pl. XIX).

Acest orizont a fost separat sub denumirea de orizont calcaros-grezos-inferior (J o j a , 1952; I o n e s i , 1961) orizont grezos-calcaros (P. P o l o n i c , G a b r i e l a P o l o n i c , 1961), iar mai la nord, sub numele de strate de Sucevița (J o j a , 1963).

Coloana stratigrafică tip a acestui orizont este reprezentată de alternanță ritmică de gresii calcaroase cenușii, calcare grezoase cenușii, argilite și marne verzi, vernil sau cenușii, uneori compacte alteori șistoase. Gresiile formează strate de 0,10—0,80 m grosime, de obicei 0,20—0,30 m, cu fenomene de granoclasare și laminăție paralelă, de cele mai multe ori oblică sau convolută. La partea inferioară prezintă hieroglife (turbo-glîfe, xinmoglîfe), iar la partea superioară sunt curbicorticale sau prezintă bioglîfe (pl. VIII, fig. 3).

Calcarele grezoase formează strate de 0,15—0,20 m grosime, avînd partea inferioară a stratului mai grezoasă, iar partea superioară mai calcaroasă. Uneori calcarele formează partea superioară a unor bancuri de gresii.

Argilele și marnele argiloase cenușii, verzui sau vernil, constituie intercalațiile obișnuite între bancurile de gresii. Unele pachete argilitice ating grosimi de 0,50—1 m, gresiile fiind subordonate.

Aspectul general în deschideri este cel al unei serii ritmice, tipică de fliș (pl. II, fig. 1).

De la acest fond general al orizontului există numeroase abateri.

Astfel, începînd din pîrîul Bordeanul spre est, la nivelul stratelor de calcară grezoase se observă treceri spre gresii silicioase gălbui, uneori glauconitice cu aspectul tipic al gresiilor de Kliwa.

Pe un affluent stîng al pîrîului Mămuca (al doilea spre amonte de la confluența cu pîrîul Isachia), la cca 60 m sub orizontul calcaros-grezos tip Pasieczna, într-o alternanță ritmică de gresii silicioase glauconitice verzui și argilite verzi șistoase, se dezvoltă un banc cu grosime de 1 m, format dintr-o gresie silicioasă gălbui albicioasă, care seamănă cu gresia de Păltinoasa. Această gresie prezintă pe direcție treceri la un adevărat



lumașel de foraminifere mari, ortofragmine, care nu se pot detăsa, fiind puternic diagenizate. La microscop roca apare constituită din testuri de ortofragmine asociate cu un detritus psamitic mediu, format din cuarț și cu totul subordonat, fragmente de cuarțite, feldspați plagioclazi și rutil. Subordonat se mai associază numuliți, galuconit în aggregate criptocristaline și pirită diseminată. Caracteristica acestei roci este procesul avansat de silicificare, testurile foraminiferelor apar aproape integral opalizate, granulele de cuarț prezintă supracreșteri, iar liantul calcitic inițial a fost de asemenea înlocuit aproape integral cu silice criptocristalină. Roca a fost inițial un calcar organogen.

Acest nivel de gresie l-am întîlnit numai în pîrîul menționat și constituie un element important pentru discuțiile asupra vîrstei.

În succesiunea litologică normală a orizontului grezo-calcaros-argilitic intervin, local, unele secvențe cu aspect caracteristic asupra căroră vom insista în continuare.

Argilele și gresiile contorsionate cu galeți. Pe pîrîul Isachia, la cca 50 m sub calcarele de Pasieczna, se întîlnește un nivel de argile și aleurolite puternic contorsionate, de culoare verde-gălbui și cenușie-albăstruie, în masa căroră sunt înplinătate numeroase fragmente de roci exotice, cu un grad de rulare avansat. Galeții sunt formați din gresii cuarțitice verzui, calcare, cuarțite negre și sisturi verzi.

Se observă de asemenea cuiburi de microconglomerate cu foraminifere mari și fragmente de lamelibranhiate. Grosimea acestui nivel nu depășește 5 m, dar nu scade sub 1 m.

Acest nivel este foarte pregnant în treimea superioară a orizontului grezo-calcaros-argilitic, mai ales prin textura sa convolută. Privit de aproape, se constată fenomenul de alunecare submarină. Alunecarea s-a făcut în stare plastică și nu fluidă, deoarece se mai observă încă urmele stratificației inițiale. Stratele de culcuș și acoperiș prezintă fețe plane nederanjate, dovedind o sedimentare în condiții normale (pl. III, fig. 1). Argilele cu galeți au fost întîlnite în cuprinsul faciesului extern pe pîrîul Isachia, pîrîul Mămuca și versantul drept al văii Moldova (pl. IV, fig. 1; pl. V, fig. 3,4).

Astfel de roci au fost descrise în Carpații polonezi la diferite nivele ale Eocenului sub numele de „argile de Babica” (B i e d a et al., 1963).

Formarea lor este explicată prin curgerea plastică după depășirea unghiului critic de echilibru (D o t t , 1963).

Acest fenomen va fi întîlnit și mai sus în orizontul calcarelor de Pasieczna, sub și deasupra lor, precum și în cuprinsul Oligocenului.



**Stratele plopoide.** Pe pîriul Voronet, în apropiere de izvor, peste stratele de Straja și în treimea inferioară a orizontului grezo-calcaros-argilitic, se întâlnește un pachet de strate cu dezvoltare caracteristică pe o grosime de cca 70 m, după care orizontul capătă aspectul lui obișnuit. Acestea sunt stratele plopoide.

La prima vedere, stratele plopoide au dezvoltarea tipică a stratelor de Plop, minus argilele roșii și numai rocile din culcus și acoperiș ajută la fixarea poziției lor. Pachetul este format din argile verzui nisipoase cu stratificație bună, iar alteori neclară. Prezintă rare intercalări de gresii calcaroase cenușii glauconitice, fin micacee în strate de 0,05–0,10 m grosime. Raportul argile la gresii este de 10 : 1.

Aceleași strate se întâlnesc și pe pîriul Morii, affluent drept al pîriului Voronet. Se pare că ele reprezintă un episod aparte în sedimentarea orizontului grezo-calcaros-argilitic, generat de condițiile de fund ale bazinului de sedimentare.

Foraminiferele determinate din probele colectate din acest pachet sunt exclusiv arenacee.

Din descrierile prezentate se poate constata variația compozițională a orizontului grezo-calcaros-argilitic. În această varietate de roci predomină două clase structurale și anume: psamitele și pelitele. Psefitele intervin sporadic reprezentând accidente în ritmicitatea depozitelor. Psamitele sunt reprezentate prin gresiile de diverse tipuri iar pelitele prin marne, argile și calcare. Frevența laminațiilor oblice și convolute în cuprinsul stratelor de gresii, ca și hieroglifele de tipul turboglifelor și ximnoglifelor, vorbesc despre rolul precumpărător în procesul de sedimentare al curentilor de turbiditate.

Nivelele de argile contorsionate cu galeti vădesc perioade active din punct de vedere seismic, care au favorizat pierderea echilibrului stabil al sedimentelor de pe fundul bazinului de sedimentare și alunecarea lor pe pante, sub forma curgerilor plastice. Curgerea plastică începe cînd se depășește limita de elasticitate a sedimentului coesiv; stratificația originală este păstrată, dar contorsionată (Dott, 1963).

**3. Orizontul calcaros cu gresii contorsionate.** În faciesul extern orizontul calcaros se dezvoltă foarte constant în partea mijlocie a Eocenului. Este format predominant din cunoșutele calcare de Pasieczna sau Doamna, în banchi de 0,5–1 m grosime cu accidente silicioase de tip chaille. Pe alocuri calcarele devin ușor grezoase prezentând o spărtură neuniformă. În alte locuri calcarele se dezvoltă în plăci (pl. III, fig. 1).



La microscop roca apare constituită din calcit criptocristalin cu umbre de material argilos. În masa fundamentală se observă granule aleuritice și psamitice de cuarț și glauconit. Alături de acestea mai apar numeroase resturi de microorganisme calcitizate (radiolari și spiculi).

Granulele de cuarț sunt adesea corodate de calcit; mai apar rare plaje de oxizi de fier și diaclaze umplute cu calcit.

Ca intercalații subordonate se întâlnesc argile verzi sistoase cu marne nisipoase.

Pe partea inferioară a bancurilor de calcare grezoase se observă pelicule de microbrecii cu elemente verzi și foraminifere mari (numuliți, ortofragmine). Grosimea secvenței calcaroase variază între 20 și 50 m. Creșterea sau scăderea în grosime se face pe seama orizontului din pat alteori pe seama orizontului din acoperiș.

În baza orizontului calcaros, alteori în cuprinsul lui se întâlnesc strate sau bancuri de gresii calcaroase sau calcare grezoase cu o textură contorsionată.

**Gresile contorsionate.** În baza calcarelor de Pasieczna s-a întâlnit constant un nivel de gresii și aleurolite cenușii-albăstrui puternic contorsionate. În pîrîul Voronet, în masa gresiilor contorsionate se observă fragmente și blocuri mari de roci de altă natură decât roca în care sunt incluse. De obicei sunt reprezentate prin șisturi verzi, gresii calcaroase, cuarțite.

Se întâlnesc de asemenea fragmente de cochilii de lamelibranhiate și eniburi de microconglomerate cu foraminifere, predominant genul *Asterodiscus* de unde și denumirea de „gresii cu *Asterodiscus*” (Ionescu, 1961, 1965). Nivelul gresiilor contorsionate are grosimi cuprinse între 3–15 m. În unele locuri gresile contorsionate se întâlnesc chiar în interiorul orizontului calcaros sau spre partea superioară.

Dezvoltarea lor tipică se întâlnește pe pîrîul Voronet și pîrîul Izvorului.

Calcarele sunt foarte bine dezvoltate în pîrîul Bucșoița, pîrîul Brusturușu, pîrîul Voronet, pîrîul Izvor, pîrîul Isachia, etc.

În pîrîul Bordeanu, pîrîul Voronet și pîrîul Mănuca, între bancurile de calcare se intercalează gresii gălbui albicioase cuarțoase, cu ciment silicios, uneori slab calcaros de tipul gresiilor de Păltinoasa (Bănilă, 1952). Grosimea intercalațiilor este de 0,10–0,30 m.

**4. Orizontul gresiilor glauconitice.** La partea superioară a orizontului calcaros se întâlnește un orizont format dintr-o gresie grosieră, cenușie verzuie, glauconitică. În masa rocii apar frecvent, fragmente de șisturi



verzi ale căror dimensiuni variază de la 1–2 mm la cîțiva centimetri în diametru. Caracteristica acestei gresii, pe lîngă fragmentele de șisturi verzi, o constituie prezența foraminiferelor mari și a fragmentelor de lamelibranhiate. Grosimea orizontului nu depășește 5–10 m. Între bancurile de gresii se intercalează argile verzi nisipoase.

Orizontul gresiilor glauconitice a fost separat pentru prima dată de Filimon 1956<sup>24</sup> în bazinul Sucevei, apoi tot el în 1957<sup>25</sup> în partea sudică a regiunii cercetată de noi sub denumirea de „orizontul gresiei fosilifere”.

Ulterior, (1961, 1963) Ionesci a separat același orizont la nord de valea Moldovei.

La microscop, roca se prezintă ca o gresie tipică cu ciment argilo-cloritic. Este formată dintr-un material detritic nesortat cu contur rotunjit și subrotunjit reprezentat prin cuarț, feldspați, glauconit, lamele de muscovit și clorit, fragmente de șisturi și cuarțite. Prezintă rare minerale grele. Cimentul cu structură bazală este argilo-calcaros și cloritic. În masa cimentului apar foarte frecvente plaje de calcit criptocristalin și foraminifere calcitice diagenizate. Se observă de asemenea impregnații de limonit.

Pe versantul drept al pîrîului Voroneț, în fața Mănăstirii, orizontul gresiilor glauconitice este puternic contorsionat atingînd grosimea de 15–20 m. Aici orizontul devine mult mai calcaros, prezintând în masa lui cuiburi de microconglomerate cu foraminifere mari.

**5. Orizontul argilelor roșii.** În mod constant, peste orizontul gresiilor glauconitice se întâlnește un pachet de argile roșii și verzi a cărui grosime variază între 5–15 m. În pîrîul Isachia orizontul este format dintr-o alternanță de argile compacte roșii cu treceri spre marne verzi cu fucoide și gresii calcaroase verzui-cenușii cu vine de calcit. Această alternanță se observă pe cca 7–8 m. În pîrîul Azilului, peste orizontul gresiilor glauconitice se întlnesc mai întîi argile verzi nisipoase cu laminație paralelă și încrucișată cu rare intercalății de gresii glauconitice. Laminația argilelor se evidențiază prin alternanță în cadrul stratului a laminelor de argile nisipoase verzui cu argile nisipoase vernil.

În continuare, se dezvoltă argile roșii în alternanță cu argile vernil și verzi, slab calcaroase.

<sup>24</sup> T. Filimon, Elena Albu. Cercetări geologice în regiunea Putna–Sucevița (Bucovina). Rap. geol. nr. 261. Arh. I.P.G.G.–M.P.

<sup>25</sup> Op. cit. pet. 7.



În pîrîul izvor, argilele roșii formează umplutura unui sinclinal îngust, care se urmărește din valea Moldovei pînă în pîrîul Mămuca. Pe profilele studiate, orizontul argilelor roșii constituie un bun reper de corelație, întrucît fragmentele de argile roșii sunt ușor sesizate în aluvioni sau grohotiș, chiar atunci cînd aflorimentele lipsesc.

Acest orizont a fost întîlnit în tot flișul extern din Carpații Orientali.

În bazinul rîului Suceava, J o j a (1963) a separat sub numele de „strate de Strujinoasa” un pachet de argile roșii situat în cuprinsul stratelor de Plopș. Aceste strate nu reprezintă echivalentul orizontului argilelor roșii de la sud, deoarece în valea Sucevei sub ele, se mai întîlnește orizontul stratelor de Plopș inferioare de cca 100 m grosime (J o j a , 1963). Acest nivel a fost întîlnit și de noi în pîrîul Mămuca, separînd în două, orizontul stratelor de Plopș.

Orizontul stratelor roșii urmărit de noi se paralelizează cu argilele roșii din stratele de Bucieș (D u m i t r e s c u , 1952 ; G r i g o r a s , 1955) din valea Putnei (Vrancea).

**6. Orizontul stratelor de Plopș.** Denumirea de „strate de Plopș” vine de la pîrîul Plopș affluent pe stînga al rîului Trotuș, unde A t a n a s i u (1943) le-a descris prima dată, considerîndu-le ca un facies caracteristic pentru solzii mai externi ai pînzei gresiei de Tarcău.

Stratele de Plopș apar atît în faciesul extern cît și în cel intermediar.

În cuprinsul zonei ocupate de faciesul extern, stratele de Plopș formează mai multe benzi în interiorul unor solzi.

În constituția orizontului atribuit stratelor de Plopș intră argile marnoase, șistoase, slab nisipoase, vinete-albăstrui, cu stratificație fină, ce se sparg în solzi mărunți, cu cruste ruginii, apoi gresii cenușii albăstrui slab calcaroase, curbicorticale, cu hieroglife la partea inferioară, gresii calcaroase fin micacee cu laminație oblică și hieroglife și din loc în loc intercalării subțiri de calcare cu muchiile rotunjite.

Toate aceste roci formează strate cu grosimi de 0,01—0,10 m care se dispun într-o alternanță strînsă.

În pîrîul Slatina și pîrîul Bucșoița se întîlnesc intervale în care predomină gresiile în strate de 0,05—0,10 m cu hieroglife mecanice și bioglife și intervale în care predomină argilele.

În pîrîul Izvor, alături de secvențele tipice pentru stratele de Plopș, se dezvoltă și secvențe de argile și marne nisipoase fără stratificație clară, care amintesc de stratele de Biserici, care vor constitui elementul caracteristic pentru unitatea inferioară.



În pîrîul Izvor și în pîrîul Bucșoîta spre partea superioară a stratelor de Plop, se intercalează cîte un banc de 3 m grosime dintr-o gresie gălbuie silicioasă, de tipul gresiei de Kliwa.

Peste această gresie se dezvoltă în pîrîul Bucșoîta 10 m de marne cu globigerine, iar în pîrîul Izvor cca 30 m argile nisipoase verzui-cenușii.

Gresii silicioase intercalate la partea superioară a stratelor de Plop se mai găsesc și pe pîraiele Maghernița și Cracu Închis.

Asupra acestor intercalații se va insista mai mult la discutarea limitei Oligocen-Eocen.

### *Considerații stratigrafice*

Din puținele elemente paleontologice menționate în cuprinsul descrierii orizonturilor, se poate deduce că vîrsta ce li se poate acorda acestora în ansamblu, nu poate fi alta decît cea eocenă.

Cîteva din orizonturile litologice separate, se impun atenției prin conținutul lor paleontologic și asupra lor vom insista mai mult.

Probele colectate din stratele de Straja au furnizat un microconținut care permite unele paralelezări pe întinderi mai mari.

Asociația determinată este reprezentată aproape exclusiv prin foraminifere aglutinante (pl. XIII, fig. 2).

*Ammodiscus incertus* (d'Orbigny)

*Ammodiscus bornemani* Reuss

*Ammodiscus involvens* Reuss

*Ammodiscus setosa* Grzyb.

*Cyclammina setosa* Grzyb.

*Dendrophrya robusta* Grzyb.

*Dendrophrya latissima* Grzyb.

*Glomospira charoides* (Jones et Parker)

*Glomospira gordialis* (Jones et Parker)

*Glomospira serpens* Grzyb.

*Haplophragmoides emacitus* Brady

*Haplophragmoides suborbicularis* Grzyb.

*Haplophragmoides retrosepta* Grzyb.

*Haplophragmoides walteri* Grzyb.

*Nodellum velascoense* (Cushman)

*Psamospaera fusca* Schultze

*Rhabdammina cylindrica* Glaessner

*Rhabdammina abyssorum* M. Sars



*Rhabdammina linearis* Brady  
*Reophax duplex* Grzyb. var. B.  
*Reophax lenticularis* Grzyb.  
*Recurvooides deflexiformis* Noth.  
*Saccammina sphaerica* M. Sars  
*Trochamminoides contortus* Grzyb.  
*Trochammina lamella* Grzyb.  
*Trochammina conglobata* Brady  
*Trochamminoides proteus* Karre  
*Trochammina folium* Grzyb.  
*Trochamminoides coronatus* (Brady)  
*Trochamminoides irregularis* (White)  
 Dinți de pești  
 Concrețiuni neregulate de pirită  
 Glaconit

Orizontul grezo-calcaros argilitic a furnizat un microconținut reprezentat prin următoarea asociatie (pl. XIV, fig. 1):

*Ammodiscus incertus* (d'Orbigny)  
*Ammodiscus umbonatus* Grzyb.  
*Dendrophrya latissima* Grzyb.  
*Dendrophrya robusta* Grzyb.  
*Glomospira charoides* (Jones et Parker)  
*Glomospira gordialis* (Jones et Parker)  
*Glomospira serpens* (Grzyb.)  
*Hyperammina subnodosiformis* Grzyb.  
*Haplophragmoides suborbicularis* Grzyb.  
*Haplophragmium horridum* Grzyb.  
*Hyperammina karpatica* Grzyb.  
*Psamosphaera fusca* Schultze  
*Pulvinulina subcandidula* Grzyb.  
*Rhabdammina discreta* Brady  
*Rhabdammina cylindrica* Glaessner  
*Rhabdammina linearis* Brady  
*Rhabdammina subdiscreta* (Rehak)  
*Reophax duplex* Grzyb.  
*Tritaxia tricarinata* (Reuss)  
*Trochamminoides irregularis* (White)  
*Cistammina pauciloculata* Brady  
*Trochamminoides contortus* (Grzyb.)



- Trochamminoides walteri* Grzyb.  
*Trochammina olesewskii* Grzyb.  
*Trochammina lamella* Grzyb.  
*Spiroplectammina suturalis* (Kalinin)  
*Spiroplectammina grzybowskii* (Frizzell)  
 Radiolari piritizați  
 Dinți de pește

În partea superioară a orizontului grezos-calcaros-argilitic, pe un affluent stîng al pîriului Mămuca, se întîlnește o gresie lumașelieă cu ortophragmine, din care, datorită diagenizării foarte avansate, nu s-a putut determina nici un exemplar specific.

Gresiile contorsionate din orizontul calcaros conțin numeroase exemplare de foraminifere mari din care Bombieșă ne-a determinat următoarele forme: *Nummulites subplanulatus* Hantken; *N. rotularius* Deshayes; *N. subramondi* Dela Harpe; *Operculina aff. subpustulosa* Doucieux.

În afara de acestea, se mai citează de către Jones (1961) și au fost întîlnite de către noi, numeroase exemplare de *Asterodiscus (taramelli, stellatus)*.

Din orizontul gresiilor glauconitice au fost colectate numeroase exemplare de numuliți, din care Bombieșă ne-a determinat următoarele forme: *Nummulites planulatus* Lamarck; *N. burdigalensis* Dela Harpe; *N. ramondi* Dela Harpe.

Orizontul argilelor roșii este caracterizat prin următoarea asociație micropaleontologică (pl. XIV, fig. 2):

- Ammodiscus incertus* d'Orbigny  
*Ammodiscus irregularis* Grzyb.  
*Ammodiscus latus* Grzyb.  
*Ammodiscus serpens* Grzyb.  
*Ammodiscus polygyrus* Reuss  
*Ammodiscus gorayskii* Grzyb.  
*Ammologena clavata* (Jones et Parker)  
*Cyclammina amplectens* Grzyb.  
*Cyclammina retrosepta* Grzyb.  
*Cyclammina setosa* Grzyb.  
*Cyclammina globulosa* Grzyb.  
*Dendrophrya excelsa* Grzyb.  
*Dendrophrya robusta* Grzyb.  
*Dendrophrya latissima* Grzyb.  
*Glomospira charoides* (Jones et Parker)



*Glomospira gordialis* (Jones et Parker)  
*Hyperammina karpatica* Maslakova  
*Hyperammina subnodosiformis* Grzyb.  
*Haplophragmoides scitulus* Brady  
*Haplophragmoides suborbicularis* Grzyb.  
*Haplophragmium canariense* Brady  
*Haplophragmoides coronata* Brady  
*Lituotuba lituiformis* (Brady)  
*Pelosina variabilis* Brady  
*Pelosina complanata* Franke  
*Rhabdammina abyssorum* Sars  
*Rhabdammina cylindrica* Glaessner  
*Rhabdammina anulata* Reehak.  
*Rhabdammina linearis* Brady  
*Rhabdammina discreta* Brady  
*Rheophax duplex* Grzyb.  
*Reophax immane* Grzyb.  
*Reophax elongata* Grzyb.  
*Reophax subnodulosa* Grzyb.  
*Recurvoides* sp.  
*Recurvoides deflexiformis* (Noth)  
*Trochamminoides subcoronatus* Grzyb.  
*Trochamminoides folium* Grzyb.  
*Trochamminoides contortus* Grzyb.  
*Trochamminoides irregularis* (White)  
*Trochammina intermedia* Rzk.  
*Trochamminoides elegans* Rzk.  
*Trochamminoides deformis* Grzyb.  
 Granule de glauconită  
 Corecțiuni de pirită  
 Dinți de pești

În asociație predomină forma *Cyclammina amplexens* Grzyb., genurile *Trochamminoides* și *Haplophragmoides*, precum și genul *Reophax*.

Din orizontul stratelor de Plop a fost determinată următoarea asociație (pl. XV, fig. 1):

*Ammodiscus latus* Grzyb.  
*Ammodiscus incertus* d'Orbigny  
*Ammodiscus demarginatus* Grzyb.



- Bathysiphon* sp.  
*Cyclammina retrosepta* Grzyb.  
*Cyclammina setosa* Grzyb.  
*Cyclammina globulosa* Grzyb.  
*Dentalina soluta* Reuss  
*Dentalina* cf. *boueana* (d'Orbigny)  
*Dentalina emaciata* Reuss  
*Glomospira charoides* (Jones et Parker)  
*Gyroidina soldanii* (d'Orb.)  
*Globigerina triloculinoides* Plummer  
*Haplophragmoides immane* Grzyb.  
*Haplophragmoides suborbicularis* Grzyb.  
*Hyperammina grzybowskii* Dylazanka  
*Lagena apiculata* Reuss  
*Nodosaria longiscata* d'Orb.  
*Nodosaria kreutzi* Grzyb.  
*Nonion* aff. *communis* d'Orbigny  
*Psamospaera fusca* Schultze  
*Psammosiphonella discreta* Brady  
*Eponides subcandidula* (Grzyb.)  
*Rhabdammina linearis* Brady  
*Rhabdammina discreta* Brady  
*Rhabdammina cylindrica* Glaessner  
*Rheophax guttifera* Brady  
*Reophax duplex* Grzyb. var. B  
*Reophax elongata* Grzyb.  
*Robulina gracilis* Grzyb.  
*Saccammina placenta* Grzyb.  
*Saccammina sphaerica* Saras  
*Trochammina lituiformis* Brady  
*Trochammina subcoronata* (Rzk.)  
*Trochammina stomata* Grzyb.  
*Trochammina folium* Grzyb.  
*Trochamminoides* sp.  
*Truncatulina propinqua* Reuss  
*Textularia agglutinans* d'Orbigny  
*Verneuilina propinqua* Brady  
 Diatomee (foarte multe)  
 Concrețiuni de pirită  
 Dinți de pești



În mod deosebit, se remarcă în această asociație abundența diatomelor de diferite forme, piritizate, concrețiunile de pirită și prezența formelor calcaroase reprezentate de genurile *Nodosaria* și *Dentalina*. Persistă alături de acestea foraminiferele aglutinante.

Din partea superioară a stratelor de Plop din marne cenușii nisipoase, alteori din argile marnoase nisipoase care stau imediat sub gresia de Lucăcești sau sub pachetul care o înlocuiește, s-a determinat o asociație în care globigerinele dau nota caracteristică (pl. XV, fig. 2).

Din pârâul Cracul Închis, affluent pe stînga al pârâului Voronet, dintr-un pachet de argile verzi și vernal ce stau imediat sub gresia de Lucăcești s-au determinat următoarele forme :

- Bathysiphon alexanderi* C u s h m a n
- Cornuspira involvens* (R e u s s)
- Globigerina inflata* d' O r b i g n y
- Globigerina corpulenta* S u b b o t i n a
- Globigerina eocaenica* T e r q u e m var. *eocaenica* T u r q u e m
- Globigerina officinalis* S u b b o t i n a
- Globigerina eocaenica* T u r q u e m var. *irregularis* S u b b.
- Globigerina frontosa* S u b b o t i n a
- Globigerinoides index* F i n a l y
- Glomospira gordialis* (J o n e s et P a r k e r)
- Haplophragmoides eggeri* C u s h m a n

În alte profile (pârâul Bucșoița, pârâul Azilului de bătrâni, pârâul Isachia) alături de globigerine care dau nota specifică, se întâlnesc în număr încă destul de mare foraminiferele arenacee comune și unele forme calcaroase cum ar fi Dentalinele.

Asociația determinată este reprezentată prin :

- Ammodiscus gorayskii* G r z y b.
- Bulimina elongata* (d'O r b i g n y)
- Concios auriculus* (F i c h t e l et M o l l)
- Dentalina marki* R e u s s
- Dentalina angusticostata* C u s h m a n
- Dentalina consorbina* d'O r b i g n y
- Diatomee piritizate
- Dentalina cf. boueana* d'O r b i g n y
- Glomospira charoides* (J o n e s et P a r k e r)

*Glomospira serpens* Grzyb.  
*Globigerina inflata* d'Orbigny  
*Globigerina eocaenica* Terquem var. *eocaenica* Terquem  
*Globigerina triloculinoides* Plummer  
*Globigerina officinalis* Subbotina  
*Globigerina corpulenta* Subbotina  
*Globigerina eocaenica* Terquem var. *irregularis* Subb.  
*Globigerina bulloides* d'Orbigny  
*Globigerinoides conglobatus* Brady  
*Haplophragmoides scitula* (Brady)  
*Haplophragmoides emaciatus* (Brady)  
*Haplophragmoides walteri* (Grzyb.)  
*Lagena apiculata* (Reuss)  
*Lagena piriformis* Büchner  
*Pseudoclavulina clavata* (Cushman)  
*Pullenia americana* Cushman  
*Psamospaera fusca* Schulze  
*Reophax duplex* Grzyb.  
*Saccammina placenta* Grzyb.  
*Uvigerina hasinsi* ten Dam et Primhold  
 Concrețiuni moruloide de pirită

Studiile efectuate în ultimii ani asupra formațiunilor flișului extern, au permis unor cercetători (Jojă, Cosma, Dumitrescu, 1963; Grigoras, Paoliuc, Costea, 1963; 1965) să stabilească asociații caracteristice de microfosile care, paralelizate cu asociații similare menționate în alte sectoare ale Carpaților Orientali, din alte țări, au adus unele precizări în încadrarea stratigrafică a seriilor litologice.

Asociațiile, în special de foraminifere mici, determinate de noi, se pot corela cu asociațiile stabilite în alte sectoare ale Carpaților românești, sovietice sau polonezi, dovedindu-se prin aceasta o constantă remarcabilă a condițiilor bionomice în timpul depunerii flișului extern, începînd cu Cretacicul superior și terminînd cu Oligocenul.

Astfel, asociația stratelor de Straja, prin paralelizare cu asociații similare determinate în alte sectoare ale flișului extern din Carpații românești, sovietici sau polonezi permite acordarea vîrstei eocen inferior (Ypresian) pachetului de strate din care a fost determinată.

Asociația întîlnită în stratele de Straja se poate paraleliza astfel:

Cu asociația zonei a III-a cu *Glomospira*, stabilită în stratele de Straja de Joja, Cosma, Dumitrescu (1963) în unitatea



superioară și inferioară din pîriul Sucevița și pîriul Strigoi, considerată de vîrstă paleocenă;

Cu asociația acelorași strate de Straja dintre valea Oituzului și valea Suha Mică menționată de Grigorescu, Pauliu și Costea (1963, 1965), și pe care acești autori o paralelizează cu orizontul bazal al gresiei de Tarcău de vîrstă eocen inferior (Ypresian);

Cu asociația șisturilor pestrițe din Eocenul inferior din toate unitățile flișului extern polonez (Bieda et al., 1963);

Cu șisturile pestrițe din Carpații Ucrainei (Antipov, Ladijenski, 1961);

Cu nivelul de șisturi pestrițe inferioare din unitatea de Dukla (Słaczka, 1959; Koszarski et al., 1961) și subsileziană cu microfaună arenacee;

Cu Eocenul inferior din flișul de Măgura din Moravia, Cehoslovacia (Pokorný, 1960);

Cu asociația eocen inferioară determinată de Malsakov (1955) în flișul paleogen din Carpații Orientali sovietici.

Cu orizontul pestriț al seriei de Maniav din zona internă a Depresiunii precarpatici (Kulcitski, 1958).

Asociația microfaunistică a orizontului grezo-calcaros-argilitic se poate paraleliza cu orizontul gresiei de Tarcău din valea Bisca Mare; cu orizontul superior al stratelor de Cașin din valea Putnei și cu orizontul grezos-calcaros din Eocenul unității inferioare (Grigorescu et al., 1963, 1964, 1965) cărora li s-a acordat vîrsta Ypresian superior—Lutetian inferior.

De asemenea se mai paralelizează cu asociația stratelor cu hieroglife din Carpații polonezi, de vîrstă eocen inferior mediu (Bieda et al., 1963) cu asociația stratelor de Sucevița—Eocen inferior (Jojá et al., 1963) și cu suita de Maniav din zona internă a Depresiunii precarpatici din Ucraina (Kulcitski, 1958).

Asociația determinată în orizontul argilelor roșii îi conferă acestuia vîrsta Lutetian superior și se corelează cu zona VII cu *Cyclammina amplectens* (Jojá et al., 1963) determinată din stratele de Plopu inferioare în pîriul Sucevița, pîriul Strigoiu și Strujinoasa. Ea se corelează de asemenea cu conținutul stratelor cu *Cyclammina amplectens* din flișul Carpathic al Moraviei meridionale atribuită de Pokorný (1960) Eocenului mediu, cu asociația de aglutinante de vîrstă Eocen medie din flișul de Măgura, cu șisturile pestrițe cu *Cyclammina amplectens* din flișul de Podhale (Birkemajer, 1959; Swidzinski, 1961), cu stratele cu hiero-



glife, Eocen mediu, din unitatea de Măgura și cu asociația Eocen medie din stratele cu *Cyclammina amplectens* din flișul de Zdanice-Moravia Meridională.

Asociația determinată din stratele de Plopou, prezintă pe lîngă forme aglutinante și forme calcaroase. În asociație apar cu o frecvență deosebită diatomee de diferite forme, unele piritizate, alături de concrețiuni morulioide de pirită.

Prin conținutul său, această asociație poate fi corelată cu asociația determinată în pîraiele Sucevița, Strigoi, Putna și Strujinoasa nord, (J o j a et al., 1963) din stratele de Plopou și stratele de Bisericani, cu asociația determinată de J u r k i e w i c z în Silezia (1959), de K a r n - k o w s k i în anticlinalul Jankova (1959) și cu asociația stratelor cu *Nodosaria* sp. din Eocenul superior al flișului de Zdanice—Moravia (P o - k o r n y, 1960). Pe baza acestor corelații li se atribuie stratelor de Plopou vîrsta eocen superior (Priabonian).

După stabilirea poziției stratigrafice a orizonturilor grezo-calcaros-argilitic, argilelor roșii și stratele de Plopou, revenim la două orizonturi în care au fost găsite macroforaminifere. Este vorba de orizontul calcaros și orizontul gresiilor glauconitice.

Stabilirea poziției în scara stratigrafică a orizontului grezos-calcaros-argilitic și a orizontului argilelor roșii permite rezolvarea satisfăcătoare și a poziției orizonturilor calcaros și gresiilor glauconitice.

Speciile de numuliți determinați din baza orizontului calcaros (nivelul gresiilor contorsionate) sunt caracteristice pentru Paleocene superior-Eocen inferior. Specia de *N. rotularius* D e s h a y e s apare din Ypresian pînă în Eocenul superior.

Speciile determinate din orizontul gresiilor glauconitice se întâlnesc în partea superioară a Eocenului inferior. Ar urma deci ca orizontul calcaros să fie atribuit cel mult Eocenului inferior, ceea ce ar fi într-o contradicție flagrantă cu vîrstele ce ar reieși din corelarea cu orizonturile date pe bază de microfaună.

Din nivelul gresiilor contorsionate I o n e s i (1961, 1963, 1966) a determinat mai multe forme de *Discocyclina* și *Asterocydina* (gresiile cu *Asterodiscus*).

În același orizont au fost întâlnite și de către noi forme de *Asterodiscus*, iar la partea superioară a orizontului grezos-calcaros-argilitic a fost întâlnit, în bazinul pîriului Mămuca, lumașelul cu ortophragmine.

*Discocyclinele* apar din Danian și sunt strict localizate în Eocen. *Asterocydina* este limitată la Eocenul mediu și superior.



Exemplarele de numuli și ortophragnine găsiți de noi provin din microbrecii cu elemente verzi ce formează cuiburi în interiorul unor strate contorsionate, sau pelicule la baza stratelor calcaroase-grezoase. Acest fapt conduce la presupunerea că sunt forme remaniate. Acest fenomen de remaniere se întâlnește frecvent în cuprinsul Eocenului, materialul provenind, probabil, din țărmul estic sau din unele cordiliere emerse mai apropiate (pl. XXII, fig. 3).

Asociația de microforaminifere cu *Doseocyclina pratti*, *stellaris* etc. și *Asterocyclina* determinată de Ionesi (1961, 1971) și care conferă orizontului calcaros din care a fost recoltată vîrstă lutețian, întărește această presupunere.

Pentru acest motiv, orizontul calcaros și orizontul gresilor glauconitice care sunt cuprinse între orizontul grezos-calcaros-argilitic de vîrstă Eocen inferior-mediu, în bază și orizontul argilelor roșii de vîrstă Eocen mediu Lutețian superior, la partea superioară, trebuie considerat ca aparținând Lutețianului superior.

La partea superioară a stratelor de Plop se întâlnește un nivel de marne argiloase nisipoase cu globigerine. În unele profile, alături de globigerine mai persistă și foraminifere aglutinante, deși sărace ca număr.

Speciile de *Globigerina inflata*, *G. eocenica*, *G. corpulenta*, *bulloides*, *Globigerinoides index*, *G. conglobatus* caracterizează Eocenul superior.

Apariția alături de speciile de mai sus a speciei de *Globigerina officinalis* considerată de Subbotina (1955), în Caucazul de Nord, caracteristică pentru baza Oligocenului, sugerează că limita Eocen–Oligocen s-ar găsi imediat deasupra marnelor cu globigerine.

În majoritatea profilelor din regiune, deasupra nivelului de argile și marne cu globigerine se dezvoltă orizontul gresiei de Lucăcești.

Prezența în cuprinsul părții superioare a stratelor de Plop a unor nivele de gresii silicioase asemănătoare gresiei de Kliwa (pîriul Bucșoița, pîriul Cracul Închis, affluent stîng al pîriului Izvor, pîriul Magherița) peste care stau marne și argile cu globigerine, a determinat pe unii cercetători (Ionesi, 1965, 1969, 1971) să considere nivelele respective ca echivalent al gresiei de Lucăcești.

În profilele menționate însă, peste nivelul marnelor cu globigerine se dezvoltă din nou gresii silicioase gălbui în bancuri sau, cînd acestea lipsesc, locul lor este luat de disodile și argile grezoase pe grosimi de 5–10 m, după care urmează marnele bituminoase. Acest nou nivel de gresii silicioase a fost considerat de noi ca echivalent al gresiei de Lucăcești și la partea lui inferioară a fost trecută limita Oligocen–Eocen.



Se constată deci că în toată regiunea, ciclul de sedimentare al Eoceneului se încheie cu o erupție de globigerine. Acest fenomen este general în toți Carpații și el a fost menționat de toți autorii care s-au ocupat cu studiul biostratigrafic al Paleogenului. El corespunde unui adeverat prag bionomic.

Acest nivel se paraleleză cu zona X, cu globigerine din partea superioară a stratelor de Plop și Bisericieni de pe pîrul Sucevița, pîrul Bostan, pîrul Strigoiu și Putna (J o j a et al., 1963), cu nivelele cu globigerine de la partea superioară a Eocenului din anticlinalul Jankowa, (K a r n k o w s k i, 1959) din pînza Sileziană, cu zona cu *Globigerinoides conglobatus* din Eocenul superior din Caucazul de nord (S u b b o t i n a, 1955), cu stratele cu *Globigerinoides* de vîrstă eocen superior din flișul de Zdanice-Moravia (P o k o r n y, 1960) și cu marnele argiloase și marnele albicioase cu *Globigerinoides conglobatus* „intercalate între gresiile de Lucăcești” în bazinul văii Moldovei (I o n e s i, 1961).

La aceste paraleлизări adăugăm că în Ungaria, M a j z o n (1963) a stabilit în depozitele de fliș un orizont denumit de el „globigerinian inferior” și considerat ca reprezentând Priabonianul superior (Ludian).

În toate unitățile Carpaților polonezi, la partea superioară a Eoceneului superior se dezvoltă un nivel de marne cu globigerine, inframenilitice. G r z y b o w s k i (1897) a distins acest nivel la Krosno. Alți cercetători, ulterior, au subliniat importanța stratigrafică a acestui nivel (B i e d a et al., 1963).

Peste acesta se găsește nivelul gresiei de Lucăcești, în Carpații Ucrainei partea superioară a orizontului de Seșorsk (V i a l o v, 1951) și sisturile menilitice infrasilex (K o s z a r s k i, Z y t k o, 1959, 1961) în Polonia.

În lumina acestor corelați limita superioară a Eocenului am trasat-o deasupra nivelului marnelor cu globigerine, iar limita inferioară a Eoceneului în baza stratelor de Straja.

Între Danian-Paleocen și Eocen, în regiunea Voroneț-Suha Mică-Plotonița există continuitate de sedimentare. Aceeași continuitate există și între Eocen și Oligocen.

### Oligocen

În subunitatea de Voroneț Oligocenul prezintă treceri de la una litofacies normal, cu gresii de Kliwa, spre un litofacies intermedian, în care disodilele predomină asupra gresiilor de Kliwa. În solzii cei mai externi ai subunității de Voroneț, la contactul cu unitatea inferioară, în cuprinsul



litofaciesului disodilic, încep să apară intercalații din ce în ce mai frecvente de conglomerate cu elemente verzi.

Alcătuirea litologică a Oligocenului, este în general destul de bine cunoscută din lucrările anterioare și nu se va face o descriere de amănunt a orizonturilor. Se va insista însă, asupra elementelor care reprezintă o contribuție la cele deja știute.

Așa cum s-a menționat încă de la discutarea limitei superioare a Eocenului, la baza Oligocenului a fost trecut orizontul gresiei de Lucăcești, iar acolo unde gresia a lipsit, s-a trecut echivalentul ei litologic (disodile, marne, gresii de alt tip etc.) toate însă stînd peste nivelul marnelor cu globigerine.

În cuprinsul Oligocenului s-au separat următoarele orizonturi: 1, orizontul gresiei de Lucăcești; 2, orizontul marnelor și marnocalcarelor bituminoase cu menilitate inferioare; 3, orizontul disodilic inferior; 4, orizontul gresiei de Kliwa cu disodile; 5, orizontul disodilic superior; 6, orizontul menilitelor superioare.

**1. Orizontul gresiei de Lucăcești.** Denumirea orizontului a fost introdusă de Voitești (1921) care a descris sub acest nume, în imprejurimile satului Lucăcești (nord de Moinești), niște gresii fine, slab micacee, care pot fi ușor confundate cu gresia de Kliwa și pe care le-a considerat ca încheind Eocenul. Atanasiu (1943) a considerat că în Pînza marginală (externă) și în Pînza submarginală, gresia de Lucăcești este înlocuită de stratele de Bisericieni.

În regiunea Voroneț–Suha Mică–Plotonița orizontul gresiei de Lucăcești nu este întotdeauna format din gresiile de tip Kliwa ci intervin și alte elemente litologice care, în unele cazuri înlocuiesc total gresia. În aceste cazuri compoziția orizontului se apropie de ceea ce Dumitrescu (1952) a descris ca orizont al gresiei de Fierastrău.

Peste partea superioară a stratelor de Plop, reprezentată prin marne nisipoase și argile marnoase verzi sau cenușii cu globigerine se dezvoltă în pîraiele Isachia, Ivalani, Bordeanul și Măgurii bancuri de gresii silicioase gălbuie asemănătoare gresiei de Kliwa, cu grosimi ce variază între 1–3 m, pe un interval de 5–25 m. Între bancurile de gresie silicioasă se întâlnesc argile negricioase cu cruste ruginii de tipul disodilelor. În pîrîul Isachia și Ivalani, deasupra gresiilor se dispun marnocalcarele bituminoase în plăci, în pîrîul Bordeanul în continuitatea gresiilor se dezvoltă un banc de brecie cu fragmente de șisturi verzi și matricea grezoasă silicioasă, iar în pîrîul Măgura, după 10 m de gresie silicioasă neagră cu elemente verzi se dispun pe cca 8 m marne nisipoase negricioase și



argile șistoase disodiliforme, peste care urmează orizontul marnelor bituminoase. În gresia de pe pîrîul Măgura se întîlnesc fragmente prost conservate de cochiliile de lamelibranhiate.

În alte prof.le, față de dezvoltarea tipică, în genere cunoscută în flișul paleogen, intervin unele variații și anume: în pîrîul Maghernița, affluent pe stînga al pîrîului Voroneț peste argilele verzi aparținînd stratelor de Plop, urmează 15 m de gresii silicioase, în bancuri de 0,5–2 m grosime, cu intercalații de gresii marnoase și marnocalcare sideritice, 6 m argile verzi solzoase cu intercalații de gresii silicioase vinete (1–5 cm), 6 m de gresie silicioasă vînătă-gălbuiie în strate de 0,2–0,5 m, gresie calcaroasă cenușie-azurie (2 m) și marnă cenușie albicioasă în plăci, cu spărtură concoidală și zona de alterație roșie (0,60 m) apoi 10 m de gresie silicioasă gălbuiie în bancuri de 1–2 m; 2 m de disodile, 80 m de marnocalcare bituminoase, 30 m de disodile și din nou 20 m de marnocalcare bituminoase (fig. 1).

Argilele verzi și marnele albicioase-roșii de deasupra gresiilor silicioase conțin o asociație micropaleontologică în care predomină globigerinele.

În pîrîul Bucșoița peste argilele verzi ale stratelor de Plop se dezvoltă mai întîi 3 m de gresie de tip Kliwa, apoi 10 m de marne cenușii nisipoase, în alternanță cu gresii fin micaferi, curbicorticale, cîțiva metri de disodile după care pe 15 m se dezvoltă menilite și marne bituminoase (fig. 1).

În sfîrșit, pe un affluent stîng al pîrîului Izvor a fost întîlnită următoarea succesiune: argile verzi cu aspect de Bisericieni, 3 m gresie tip Kliwa cu miros de hidrocarburi, 20 m argile verzi nisipoase, cca 80 m de marnocalcar bituminos și gresie silicioasă contorsionată, peste care se dezvoltă normal orizontul disodilelor (fig. 1).

Profilele de pe affluentii pîrîului Izvor, din pîrîul Isachia și pîrîul Ivalani traversează, toate, Oligocenul solzului Izvor iar profilele de pe pîraiele Bucșoița, Maghernița și Cracul Închis traversează Oligocenul solzului Maghernița—Pietrosul. Acest fapt demonstrează variația transversală a litofaciesului orizontului gresiei de Lucăcești și dezvoltarea lenticulară la partea superioară a Eocenului superior a gresiilor de tipul celor de Kliwa separat de gresiile din orizontul gresiei de Lucăcești.

În pîrîul Bucșoița, pîrîul Maghernița, pîrîul Cracul Închis și affluentul stîng al pîrîului Izvor, primele nivele de gresii tip Kliwa reprezintă elemente litologice cu dezvoltare locală în cuprinsul stratelor de Plop, peste ele găsindu-se încă microfaună eocen superior.



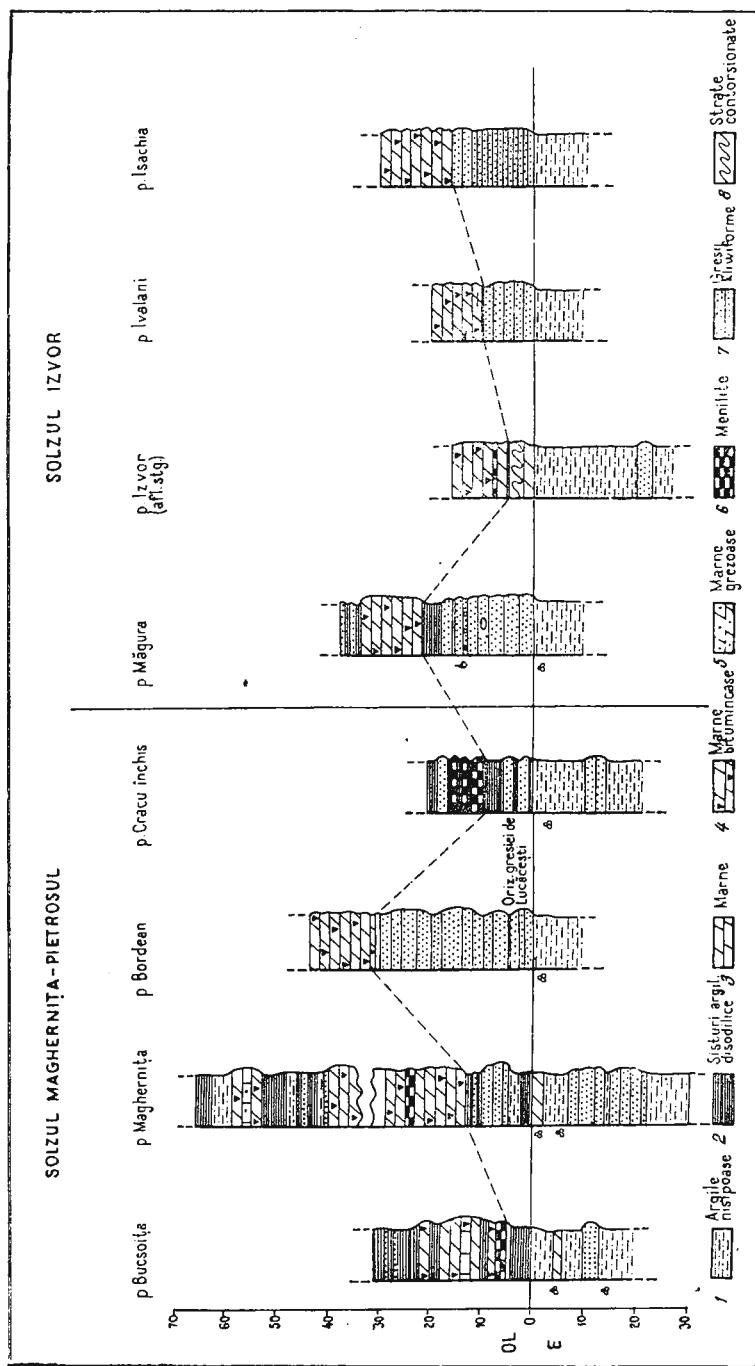


Fig. 1. – Coloane stratigrafice de detaliu la limita Eocen–Oligocen regiunea Voronet– Suha Mică–Plotonita.

1, argile nisipoase; 2, sisturi argiloase disollice; 3, marne; 4, marne bituminoase; 5, marne grezoase; 6, menilite; 7, gresii kliiforme; 8, strate contorsionate.

Coloane stratigrafice de detalii à la limite Eocene–Oligocene, région de Voronet– Suha Mică–Plotonita.

1, argiles sablonneuses ; 2, schistes argileux dissolubles ; 3, marnes ; 4, marnes bituminées ; 5, marnes gréseuses ; 6, ménilites ; 7, grès de type kilwa ; 8, couches contorsionnées.

Pe pîriul Maghernița și pîriul Bucșoița, la nivelul gresiei de Lucăcești se dezvoltă și alte tipuri de roci, decît gresia de tip Kliwa.

În celealte profile gresia de Lucăcești ocupă poziția cunoscută, în patul orizontului marnelor bituminoase și acoperișul stratelor de Plop.

Situatiile descrise ne determină să considerăm orizontul gresiei de Lucăcești la baza Oligocenului.

În regiunea de la nord de valea Moldovei, Ionescu (1961, 1963) citează din gresiile silicioase considerate în stratele de Lucăcești o faună formată din numiliți, *Ostreia*, *Chlamys*, *Corbuta*, *Lucina*, *Cerithium*. Numuliții nu sunt bine conservați și sunt determinați ca aparținând, probabil, speciilor : *Nummulites fabiani* Prever și *N. charanaesi* de la Harpe. Pe această bază atribuie gresia de Lucăcești Eocenului superior.

În Carpații Ucrainei echivalentul orizontului gresiei de Lucăcești este considerată partea superioară a orizontului de Seșorsk. Trasarea limitei Oligocen-Eocen aici depinde de poziția orizontului de Seșorsk.

Nemkov și Hoponin (1956) citează din gresiile calcaroase cenușii ale seriei menilitice inferioare de pe pîriul Baghemski *Nummulites intermedius* d'Archiac și *N. vascus* Joly et Leymerie, forme ce se întâlnesc numai în Oligocen, împreună cu forme remaniate din Eoceneul superior, mediu și inferior. Pe pîriul Doveina și Lupșanka, în stratele ce stau sub baza seriei menilitice inferioare sub orizontul silicos, autorii citați au găsit *N. fabiani* Prever, *N. charanaesi* de la Harpe și *Discocyclina nummulitica* Giimbrel. Primele două forme sunt caracteristice pentru Eocene superior, iar ultima pentru tot Eocenul.

Pe pîriul Holițivka din împrejurimile localității Zeletin, Nemkov a determinat în 1949 *N. intermedius* d'Archiac, *N. vascus* Joly et Leymerie, *N. bouillei* de la Harpe, *N. fabianii* Prever, *N. variolarius* Lamark, *N. striatus* Bruguiere, *N. perforatus* Montfou, *N. atacicus* Leymerie și *N. burdigalensis* de la Harpe. Dintre aceste forme, *N. intermedius* și *N. vascus* apar numai în Oligocen. Restul formelor sunt caracteristice pentru Eocene inferior, mediu sau superior.

Autorii menționează că toate exemplarele de forme oligocene tipice (*N. intermedius*, *N. vascus*) sunt, spre deosebire de speciile eocene, bine conservate. Amestecul de forme oligocene cu forme eocene dovedește remanierea formelor eocene.

Pe baza numuliților citați, autorii acordă vîrstă oligocen inferior seriei menilitice inferioare, inclusiv stratelor de sub orizontul silicos.



Într-o altă lucrare (1962), Gruzman, MakSYM și Reifman aduc argumente paleontologice pentru vîrstă Oligocen inferior a părții superioare a orizontului de Seșorsk.

Autorii citează din partea superioară a orizontului de Seșorsk de pe pîriul Ribnița cochilii de pelecipode din genurile *Pectunculus*, *Lucina*, *Limnopsis*, *Planorbella* sp. și următorii pești, *Pomolobus fosiilis* Dan, *Eomyctophum koraense* Dan. și *Clupea* cf. *sardinites* Heck. Primele două specii de pește sunt caracteristice depozitelor de Hadumsk din Caucazul de Nord, *Clupea sardinites* este caracteristică Oligocenului și este larg răspîndită în depozitele menilitice, iar forma *Eomyctophum koraense* din Carpați este cunoscută în calcarale vîrgate din orizontul Goloveț din regiunea orașului Iaslo (Polonia).

Autorii citați consideră că din punct de vedere litologic cît și al caracteristicilor de vîrstă, partea superioară a orizontului de Seșorsk trebuie considerat elementul inferior al subseriei menilitice inferioare și deci limita inferioară a Oligocenului se găsește la baza acestui orizont.

Prin paralelizarea orizontului gresiei de Lucăcești cu orizontul Seșorsk superior din Carpații Ucrainei rezultă că el poate fi atribuit bazei Oligocenului inferior.

Încadrarea orizontului gresiei de Lucăcești în Oligocenul inferior, pe baza argumentelor expuse concordă cu cele stabilite de cercetătorii anteriori în regiunea cercetată de noi sau în apropiere (Băncilă, 1952, 1958, 1963; Polonic, 1962; Gheorghiesi, 1915<sup>26</sup>; Mușat, Dică, 1957<sup>27</sup>; Filimon, 1957<sup>28</sup>).

Bazat pe aspectul petrografic care o apropie mai mult de Oligocen decât de Eocen, precum și pe lipsa microfaunei de tip Eocen, Atanasiu (1943) a considerat gresia de Lucăcești ca oligocenă.

Grigoraș (1955) bazat pe aceleași argumente a considerat gresia de Lucăcești din subunitatea internă a unității inferioare, din valea Putnei (Vrancea), tot ca un termen al Oligocenului.

Prin studiul conținutului microfaunistic al stratelor Eocenului și Oligocenului din fîșul extern dintre valea Buzăului și valea Suha Mică, Grigoraș, Pauliu și Costea (1964, 1965, 1966) stabilește poziția orizontului gresiei de Lucăcești tot în baza Oligocenului.

Astfel încadrat, orizontul gresiei de Lucăcești reprezintă un echivalent al orizontului gresiei de Fusaru basal din zona de dezvoltare a

<sup>26</sup> Op. cit. pct. 5.

<sup>27</sup> Op. cit. pct. 6.

<sup>28</sup> Op. cit. pct. 7.



faciesului de Fusaru (Băneilă, 1955) și al orizontului gresiei de Fierăstrău din valea Oituzului (Dumitrescu, 1952).

**2. Orizontul marnelor și marnocalcarelor bituminoase cu menilite inferioare.** Acest orizont apare cel mai constant la partea inferioară a seriei oligocene, având grosimi variabile (20–100 m). Constituentul principal îl reprezintă marnele și marno-calcarele brune cu miros de bitumene, care prin alterare capătă pe fețele expuse culoarea albă (de unde și numele de marne albe).

În cuprinsul bancurilor de calcare se întâlnesc menilitizări. Menilitile formează și strate separate fără însă a ocupa o poziție preferențială la baza sau în acoperișul marnelor bituminoase.

După Filipescu (1951), șisturile menilitice s-au format prin silificierea marnelor ciocolatii. Această silificiere este însoțită de distrugerea frustulelor de diatomee și înlocuirea sau impregnarea silicei din ele cu substanță feruginoasă.

Între bancurile de marne și marnocalcare se intercalează disodile.

În pîrul Maghernița, pîrul Brusturosu și flancul estic al sinclinalului Secătura, marnele bituminoase formează două nivele, separate printr-un pachet de șisturi disodilice.

**3. Orizontul disodilic inferior.** Peste orizontul marnelor bituminoase se dezvoltă un pachet de șisturi cu grosimi ce variază între 50–150 m. În constituția lui se întâlnesc argile negre șistoase cu cruste de oxizi de fier și eflorescențe de sulfati, cu intercalații subțiri de gresii silicioase gălbui sau brune, cu laminație oblică sau încrucișată. Grosimea intercalațiilor variază de la cîțiva milimetri la cîteva zeci de centimetri. Din loc în loc se dezvoltă și strate subțiri de menilite. Pe fețele foilor de disodile se întâlnesc solzi și schelete de pește. Intr-un singur loc, pe pîrul Cracul Închis, se întâlnește și o intercalație de calcar sideritic lenticular.

La nivelul disodilelor se produc mici cufe locale (pl.V, fig. 1) ca efect al diferenței de competență între argile și gresiile de Kliwa. Chiar în cuprinsul același flanc normal, disodilele prezintă o recutare dizarmonică.

În solzul Izvor disodilele predomină asupra gresiilor de Kliwa, dînd astfel nota specifică a faciesului intermedian al Oligocenului din subunitatea de Voroneț.



**4. Orizontul gresiei de Kliwa cu disodile.** În solzul Maghernița-Pietrosul și sinclinalul Secătura, gresia de Kliwa formează un orizont a cărui grosime variază între 50–250 m. Cel mai bine dezvoltat apare totuși în sinclinalul Secătura, deoarece în solzul Maghernița-Pietrosul și solzul Izvor, orizontul prezintă reduceri longitudinale de grosime, fiind invadat de disodile.

Asupra gresiei de Kliwa nu se va insista, deoarece este foarte bine cunoscută din lucrările anterioare.

În dezvoltarea orizontului apare însă un element cu totul nou, care n-a fost menționat pînă acum.

În versantul drept al văii Moldova, în apropiere de Gura Humorului, într-un afloriment foarte mare (pl. III, fig. 3) se constată că pe lîngă bancurile regulate de gresie de Kliwa cu intercalații de disodile, se întîlnesc intercalații groase pînă la 2–3 m de gresii contorsionate cu galeti exotici și enclave de argile verzi (pl. IV, fig. 2, 3).

Alături de acestea, unele bancuri de gresii conțin blocuri de gresii negre ce le dă aspectul unor brecii (pl. IV, fig. 4). În alte bancuri se observă treceri bruște de la disodile la gresii (pl. VII, fig. 3). Toate aceste fenomene nu s-au putut produce decît pe seama unui regim seismic activ care a tulburat echilibrul de pantă din domeniul de sedimentare al gresiilor de Kliwa, determinînd alunecări submarine. Aportul curentilor de turbiditate este evidențiat de xinnioglife și laminăția înclinată a unor gresii. Orizonturile de gresii brecioase și gresii contorsionate sunt încadrante între bancuri de gresii nederanjate.

Blocurile de gresii negre înglobate în cuprinsul gresiilor de Kliwa sunt în majoritate colțuroase. Aceste blocuri au fost sedimentare odată cu gresiile de Kliwa în care sunt înglobate. În același mod trebuie explicată și prezența blocurilor de gresii din cuprinsul disodilelor.

Tot aici, pe fețele superioare ale gresiilor se observă urme de valuri (pl. X, fig. 2). Acest element trădează adîncimea mică a ariei de sedimentare.

Textura gresiilor contorsionate este încă un indiciu al frecvenței alunecărilor submarine din timpul Paleogenului, ca efect al seismelor ce prevăsteau faza paroxismală a orogenezei savice.

**5. Orizontul disodilie superior.** În solzul Izvor, peste orizontul gresiei de Kliwa, se dezvoltă aproape exclusiv disodile. Tot restul profilului, pînă la menilitele superioare, este format din disodile în alternanță sau cu intercalații de gresii de Kliwa. În cuprinsul acestui orizont, pe pîrul Isachia și pîrul Mămuca se întîlnesc un strat de cîțiva centimetri



de tuf vulcanic, de culoare verde gălbui cu crustă ruginie. Stratul de tuf se întâlnește în spre partea superioară a orizontului, în apropierea menilitelor superioare și explică astfel, excesul de silice care a favorizat dezvoltarea microorganismelor cu test silicios pe seama cărora s-au putut forma menilitele. Grosimea orizontului disodilic, superior variază între 100—250 m.

În pîraiele Izvor, Mămuca și Isachia, în cuprinsul orizontului disodilic superior, încep să-și facă apariția nivale de conglomerate mărunte și medii cu elemente verzi. Prezența conglomeratelor cu elemente verzi în cuprinsul solzului Izvor, nu poate fi explicată decât ca efect al transportului prin curenți submarini, deoarece faciesul Oligocenului din acest solz indică o adâncime relativ mare și depărtare de țărmul bazinului.

Pe pîrul Izvor, spre partea superioară a orizontului disodilic se intercalează două pachete de argile verzi nisipoase cu intercalații de gresii silicioase gălbui, în strate de 1—10 cm. Conținutul microfaunistic al acestor intercalații este reprezentat prin foarte multe exemplare de *Saccammina placenta* (G rz y b.), *Dendrophrya excelsa* G rz y b., *D. latisima* G rz y b. și *Haplophragmoides* sp. Formele de *Dendrophrya* sunt total piritizate. Alături de microfaună se întâlnesc frecvent concrețiuni de pirită.

Sărăcia formelor precum și abundența piritei este un indiciu concluziv asupra condițiilor nefavorabile de viață ale mediului de depunere.

**6. Orizontul menilitelor superioare.** La partea superioară a orizontului disodilic superior, pe toate pîraiele care traversază solul Izvor, coborînd din Obeina Voronețului se întâlnesc menilite în strate subțiri (0,01—0,05 m) care alternează strîns cu pachete de șisturi disodilice cu cruste feruginoase.

Menilitele se dezvoltă pe o grosime de 1—10 m, prezentind mai multe recurențe.

Coloana stratigrafică a Oligocenului, în solzul Izvor, se închide cu un pachet de disodile, în care se intercalează strate subțiri de menilite.

Menilitele superioare au fost întâlnite și la nord de valea Moldovei (Mușat, Dicea, 1957).

Prezența celor două orizonturi de menilite constituie un element caracteristic pentru faciesul mai extern al Oligocenului, pentru că, după cum se va vedea mai departe, ele se întâlnesc și în Oligocenul unității inferioare.



### *Considerații stratigrafice*

Probele colectate din seria oligocenă s-au dovedit sterile. Singurele indicații asupra vîrstei le dău resturile de pești din cuprinsul marnelor bituminoase și din șisturile disodilice. S-a arătat mai sus că speciile de pești determinate de Gruzman, Maksmov și Reifman (1961) în secțiunea rîului Rîbnița, *Pamolobus facilis* Dan și *Eomyctophum koraense* Dan sunt caracteristice orizontului de Hadumsk din Caucazul de Nord, considerat Oligocen inferior, iar *Clupea cf. sardinites* Hoch este caracteristică Oligocenului și este larg răspândită în depozitele menilitice.

În Carpații Ucrainei Nemkov și Holporonin (1956) citează din seria menilitică inferioară formele de *Nummulites intermedius* d'Archia și *N. vascus* Joly et Leymerie caracteristice pentru Oligocen. Alături de aceste forme G. I. Nemkov a găsit și forme remaniate din Eocen (*N. bouillei*, *N. fabiani*, *N. variolarius* și *N. burdigalensis*).

În afara de aceasta, pe baza resturilor de pești, pelecipode și foraminifere mici, asemănătoare cu cele cunoscute în orizontul de Hadumsk (Jineko, 1958; Korbokov et al., 1959) din Caucazul de nord-vest, vîrsta suitei menilitice inferioare este determinată ca Oligocen inferior.

Asociațiile microfaunistice și faciesurile Paleogenului, din geosincinalul flișului, dovedesc o constanță remarcabilă a condițiilor paleogeografice, fapt ce a prilejuit formarea multor faciesuri isopice sincrone.

Pe acest criteriu, după poziția pe care o ocupă în coloana stratigrafică a Paleogenului, gresia de Lucăcești a fost paralelizată cu partea superioară a orizontului de Seșorsk din Ucraina, cu orizontul infrasilex din Polonia și cu gresia de Fierăstrău, acordindu-i-se vîrsta oligocen inferior (Latterfian). În continuare, orizontul marnelor bituminoase și orizontul disodilelor inferioare au fost paralelizate cu suita menilitică inferioară din Carpații Ucrainei, de vîrstă oligocen mediu (Rupelian).

Seria de roci, care urmează în continuare, a fost atribuită pe baza superpoziției normale, Oligocenului superior, fără a exista argumente sigure de ordin paleontologic, în țara noastră sau în țările vecine.

În literatura poloneză și sovietică este în circulație și concepția asupra vîrstei eocen supericăre a seriei menilitice inferioare. Limita Eocen-



Oligocen ar trebui trasată în acest caz, deasupra orizontului menilitelor inferioare.

Asociațiile de faună determinate din seria menilitică, pe baza cărora se susține vîrsta eocenă a seriei menilitice inferioare, reprezintă probabil forme remaniate. Ar mai fi de luat în considerație caracterul diacron al limitei Eocen-Oligocen (B i e d a et al., 1963), dar, avînd în vedere constanța orizontului cu globigerine, de la partea superioară a Eocenului, care presupune, la acea dată, simultaneitatea condițiilor bionomice pe o mare întindere din geosinclinalul flișului, în prezenta lucrare s-a adoptat ideea limitei constante dintre Eocen și Oligocen, la baza orizontului gresiei de Lucăcești.

#### UNITATEA INFERIOARĂ

Formațiunile care au fost încadrate în unitatea inferioară aparțin Eocenului și Oligocenului.

Întrucît la tratarea stratigrafiei subunității de Voroneț s-a făcut descrierea amănunțită a formațiunilor eocene și oligocene, în expunerea stratigrafiei unității inferioare se va insista numai asupra elementelor litofaciale specifice acestei unități.

#### Fa cies u l e x t e r n (c o n g l o m e r a t i c)

##### Eocen

În unitatea inferioară au fost întîlnite roci care au putut fi atribuite Eocenului mediu (Lutetian) și Eocenului superior (Priabonian).

În subseria eocen medie s-a separat partea superioară a orizontului grezos-calcaros-argilitic, orizontul calcaros-grezos de Păltinoasa și orizontul argilelor roșii, iar în subseria eocen superioară s-a separat orizontul stratelor de Bisericană.



**1. Orizontul calcaros-grezos (de Păltinoasa).** În axul anticlinalului Mămuca, făiat, se dezvoltă orizontul calcaros-grezos a cărui grosime variază între 40—60 m. Este format din bancuri de calcare albe gălbui, pe alocuri grezoase, prezentând accidente silicioase de tip chaille. Bancurile de calcare au grosimi cuprinse între 0,30—1 m, prezentând fie spărtură neregulată, fie poligonală. Ca aspect litologic seamănă cu calcarele de tip Pasieczna (Doamna).

În pîriul Răchitiș, affluent drept al pîriului Mămuca, calcarele sunt foarte breciate, prezentând diaclaze foarte numeroase și mari umplute cu calcit. Aici calcarele stau în poziție anormală peste stratele de Bisericani și suportă orizontul argilelor roșii.

Între bancurile de calcare se dezvoltă gresii albe cuarțoase, cu elemente verzi, cu ciment silicios și pe alocuri calcaros. În pîriul Valea Seacă, pîriul Isachia și pîriul Răchitiș, gresiile se prezintă în strate de 0,20—0,50 m grosime, fiind subordonate calcarelor. La nord de pîriul Larga, pe versantul estic al culmei Obcina Largă, pe drumul forestier ce urmărește curba de nivel, într-o carieră părăsită gresiile formează bancuri de 0,80—1,5 m grosime, ajungînd să predominine asupra calcarelor, iar în unele porțiuni calcarele apar doar ca lentile.

În malul stîng al văii Moldovei, în cariera de la Păltinoasa, gresiile prezintă dezvoltarea lor cea mai tipică, de unde le vine și numele de „gresii de Păltinoasa” (Bănciila, 1952).

În secțiuni subțiri gresia de Păltinoasa apare constituită dintr-un material detritic, predominant psamitic, cu contur rulat, format din cuarț, căruia î se asociază (sub 2%) paete de muscovit și fragmente de cuarțite; cimentul de tip bazal este silicios, opalin cu slabă tendință de deshidratare și impurificat cu argilă. În masa rocii se mai asociază calcit insular, resturi de organisme puternic diagenizate, leptoclorit, glauconit în aggregate criptocristaline, pirită și limonit. Structura rocii este psamtică, iar textura masivă.

Dezvoltarea orizontului calcaros-grezos reprezintă un element caracteristic pentru unitatea inferioară. Echivalentul lui în unitatea superioară îl reprezintă orizontul calcaros cu gresii contorsionate.

**2. Orizontul argilelor roșii.** Peste orizontul calcaros-grezos din anticlinalul Mămuca se dezvoltă orizontul argilelor roșii avînd grosimi cuprinse între 1—5 m.

Acest orizont este format din argile și argilite roșii și ciocolatii care trec pe alocuri, la gresii verzi.

El a fost întlnit în pîrîul Larga, pîrîul Răchitii și pe doi afluenți (drept și stîng) ai pîrîului Isachia, în aval de confluența acestuia cu pîrîul Ivalani.

Spre sud, în pîraiele Bălcoaia și Valea Seacă se pare că argilele roșii trec în argile verzi, deoarece nu au mai fost întlnite peste orizontul calcaros-grezos.

Prezența orizontului argilelor roșii, atât în unitatea superioară cît și în unitatea inferioară, constituie un indiciu că în Lutetianul superior condițiile de sedimentare a acestui facies s-au generalizat în tot bazinul. Acest moment coincide cu faza pireneană a orogenezei alpine (G r i g o r a s, 1961), din geosinclinalul alpin.

Vîrsta orizontului argilelor roșii din unitatea inferioară este aceeași cu a orizontului argilelor roșii din unitatea superioară, deși aici zona cu *Cyclammina amplectens* cuprinde și baza stratelor de Bisericani.

**3. Orizontul stratelor de Bisericani.** Litofaciesul cel mai tipic pentru unitatea inferioară îl reprezintă stratele de Bisericani (A t h a n a s i u, 1921). Elemente care amintesc faciesul de Bisericani au fost întlnite și în subunitatea de Voronet a unității superioare, dar erau asociate cu stratele de Plop și subordonate, procentual, acestora.

A t h a n a s i u (1921) a considerat stratele de Bisericani ca un facies al Oligocenului.

A t a n a s i u (1943) a considerat că faciesul stratelor de Bisericani este tipic pentru pînza marginală (externă) și pînza submarginală (în valea Bistriței), unde înlocuiește orizontul gresiei de Lucăcești, din baza Oligocenului.

În unitatea inferioară, la sud de valea Moldovei, orizontul stratelor de Bisericani formează flancurile anticlinalului făiat Mămuca și terminația perisinclinală a sinclinalului Larga-Isachia.

Din punct de vedere litologic, stratele de Bisericani sunt reprezentate prin marne și argile nisipoase, fără stratificație clară, cu intercalări subțiri sau lenticulare de gresii silicioase, glauconitice, verzui. În afloriment, prezintă aspect ruiniform cu cruste ruginii sau albe de sulfăți, încit se aseamănă cu unele deschideri din zona saliferă.

Pe unele profile, ca cele de pe pîrîul Larga, pîrîul Isachia și pîrîul Bălcoaia, argilele nisipoase capătă o tentă albăstruie-negricioasă și au miros de hidrocarburi. Pe pîrîul Izvor, în solzul Izvor din unitatea superioară, secvențele de tipul stratelor de Bisericani, din Eocenul superior, prezintă de asemenea miros de hidrocarburi și culoare mai închisă. Același miros



de hidrocarburi, dar mai puternic, îl prezintă secvențele de tipul stratelor de Bisericani de pe pîrful Humorului.

Pe flancul vestic al anticlinalului Mămuca, orizontul stratelor de Bisericani are grosimi de 250–300 m.

În stratele de Bisericani a fost întîlnită o asociație microfaunistică asemănătoare cu cea din stratele de Plop. În asociație s-au întîlnit dia-tomice piritizate, multe forme de *Saccammina placenta*, *Trochamminoides*, iar spre bază, forme de *Cyclammina amplectens*. Pe această bază stratele de Bisericani au fost considerate, în ansamblu de vîrstă eocen superior (Priabonian). Partea inferioară, cca 15–20 m, care conține încă genul *Cyclammina*, aparține Lutețianului superior; o separație cartografică nu se poate face.

### Oligocen

Seria oligocenă, din unitatea inferioară este dominată de faciesul conglomeratic. În partea vestică a unității, în sinclinalul Larga-Isachia, conglomeratele ocupă partea mijlocie a seriei, fiind intercalate în disodile. În acest sinclinal, periclinul sudic este format predominant din conglomerate, iar spre nord, conglomeratele se efilează, fiind invadate de faciesul disodilic. Gresia de Kliwa prezintă doar strate izolate (0,20–1 m), intercalate în disodile.

În solzul Mămuca-Valea Seacă, conglomeratele se dezvoltă în excludativitate peste orizontul disodilelor inferioare. Deci de la sinclinalul Larga-Isachia, la solzul Mămuca-Valea Seacă, orizontul disodilic-conglomeratic din primul, trece în orizontul conglomeratic în al doilea.

Sub conglomerate, în ambele elemente structurale se dezvoltă orizontul disodilelor inferioare și orizontul marnelor bituminoase.

În privința gresiei de Lucăcesti se ridică un semn de întrebare, pe pîrul Mămuca, într-o deschidere de pe flancul intern al solzului Mămuca-Valea Seacă, se găsește un banc de cca 3 m grosime, format din gresie silicioasă gălbuiie. În amonte se dezvoltă orizontul stratelor de Bisericani.

Altă indicație asupra prezenței orizontului gresiei de Lucăcesti nu a fost găsită. Se pare că, în subunitatea inferioară, acest orizont nu are o dezvoltare normală. Aceeași situație a fost remarcată de noi (1957) și la nord de valea Moldovei.

În semifereastra Putnei (Straja), J o j a (1956) a remarcat de asemenea absența gresiei de Lucăcesti.



Grigořaš (1952), între Putna și Buzău, a remarcat că orizontul gresiei de Lucăcești, nu constituie un orizont cu dezvoltare constantă, aşa cum este orizontul marnelor bituminoase.

Orizontul marnelor bituminoase prezintă o grosime mică, marnele bituminoase fiind intercalate (1–3 m) între disodile. Menilitele de asemenea formează intercalații subțiri în disodile. Împreună, marnele și disodilele nu depășesc grosimea de 20 m. Cea mai bună deschidere în orizontul marnelor bituminoase, se întâlnește pe versantul estic al Obeinei Larga, în taluzul drumului forestier.

Orizontul disodilic inferior prezintă dezvoltare și grosime variabilă; în sinclinalul Larga-Isachia are o grosime de 250 m, iar în solzul Mămuca-Valea Seacă grosimea lui se reduce la 80–100 m.

Orizontul menilitelor superioare se dezvoltă numai în sinclinalul Larga-Isachia, separând orizontul inferior disodilic de orizontul superior disodilic, în sectorul nordic, pe cînd în sectorul sudic, menilitele superioare se dezvoltă peste orizontul conglomeratic și sub disodilele superioare.

Orizontul conglomeratic se dezvoltă lenticular în sinclinalul Larga-Isachia și formează în exclusivitate subseria medie a Oligocenului, în solzul Mămuca-Valea Seacă.

Conglomeratele sunt formate în proporție de 90 % din blocuri colțuroase de șisturi verzi, cu dimensiuni ce variază de la 1 cm<sup>3</sup> la 0,250 m<sup>3</sup>.

În afara de șisturi verzi se mai întâlnesc blocuri de cuarț alb filonian, calcare cenușii și roz. Matricea conglomeratelor este grezoasă, cenușie brună, alteori microconglomeratică iar cimentul silicios.

Grosimea orizontului conglomeratic variază de la 80–150 m, în sinclinalul Larga-Isachia, la 200–250 m în solzul Mămuca-Valea Seacă.

Orizontul disodilic superior are grosimi de 80–100 m, și se dezvoltă numai în sinclinalul Larga-Isachia. Este format din șisturi disodilice cu intercalații de gresii silicioase, microconglomerate și rare strate de menilité.

Ceea ce constituie o caracteristică a Oligocenului din unitatea inferioară este dezvoltarea redusă a gresiei de Kliwa. Locul ei este luat de conglomerate și disodile.

În unitatea superioară, deși disodilele prezintă o dezvoltare mai mare decît se cunoaște în alte zone, gresia de Kliwa formează intercalații cu grosimea de 30–100 m.

Conglomeratele, care în unitatea superioară au fost întâlnite numai ca intercalații subțiri, sporadice, în unitatea inferioară capătă o dezvoltare maximă, mai ales în solzul Mămuca-Valea Seacă.



Gresia de Lucăcești, care în unitatea superioară constituie un orizont constant la baza Oligocenului, cu toate variațiile sale litologice, în unitatea inferioară își pierde acest caracter, fiind găsită doar într-un singur punct (pîriul Mănuca).

### UNITATEA PERICARPATICĂ

Este meritul lui M r a z e c și T e i s s e y r e (1902) de a fi sesizat raporturile tectonice dintre subcarpații orientali și platoul Sarmatic al Moldovei și Bucovinei și dintre subcarpații sudici și Cîmpia română.

Ulterior, M r a z e c și V o i t e ș t i (1913), pe baza clipelor de Eocen și Oligocen ce apar la marginea răsăriteană a saliferului miocen din subcarpații Moldovei, consideră „pînza pericarpatică” o „pînză născindă”, care încalcă peste marginea afundată a vorlandului.

„Pînza pericarpatică” este formată din Neogenul zonei neogene, în cuprinsul căreia se mai întîlnesc și lame de Eocen și Oligocen.

În regiunea cercetată de noi, zona neogenă ocupă o suprafață restrînsă între valea Moldovei la nord, și valea Suha Mică la sud. Suprafața, de forma unui trapez, are baza mare pe linia de încălcare a unității inferioare, iar baza mică pe linia de transgresiune a Sarmațianului inferior din Platforma moldovenească.

Formațiunile care iau parte la alcătuirea unității pericarpaticice aparțin Paleogenului și Miocenului.

Referințe asupra stratigrafiei zonei neogene din cuprinsul regiunii cercetate de noi, se găsesc în lucrările lui A t h a n a s i u (1913), Ș t e - f ă n e s c u (1937), B ă n c i l ă (1952), J o j a (1952), A g h e o r g h i - e s i , T u r t u r e a n u (1955), F i l i m o n (1958), M u ș a t , D i c e a (1957), P o l o n i c și P o l o n i c (1962).

În aceste lucrări, în special în ultimile, s-au făcut încercări de orizontări litologice de amănunt, încercîndu-se și încadrarea stratigrafică a orizonturilor separate pe baza microfaunei sau corelărilor regionale.

Formațiunile întîlnite în cuprinsul unității pericarpaticice au fost atribuite Paleogenului și Miocenului.

### *Paleogen*

Pe pîriul Isachia, în aval de confluența cu pîriul Socilor se întîlnește, din aval spre amonte, următoarea succesiune : 10 m de marne bituminoase cu fețe albe și strate de menilite, foarte brecificate, 15 m de argile verzi-pămîntoase cu cruste ruginii, foarte frămîntate, ce se sparg în fragmente mărunte solziforme, 3 m marne bituminoase, 10 m șisturi disodilice



cu solzi și schelete de pești și intercalații de gresii silicioase, 30 m marno-calcare bituminoase, foarte brecificate și silicificate și disodile.

Atât în aval cît și în amonte succesiunea menționată ia contact tectonic cu conglomeratele cu elemente verzi, din Miocen.

Pe un affluent drept al pîrîului Isachia, în aval de pîrîul Socilor, se întîlnesc menilite în strate de 0,001—0,005 m, argile disodilice cu cruste ruginii, strate de marne albe bituminoase și fragmente de diatomite. Toată această succesiune este prinsă între bâncuri de conglomerate cu elemente verzi și gresii verzi.

Cele două aflorimente de Paleogen au fost menționate de către Filimon încă din 1957<sup>29</sup>, apoi de către Băncilă (1958) și Polonic (1962).

Argilele care apar în primul afloriment, de pe pîrîul Isachia au fost menționate prima dată de către Polonic (1962), considerîndu-le ca aparținînd Eocenului superior, în faciesul stratelor de Biserici.

Cele două aflorimente au fost interpretate ca mărturii ale unui anticlinal ce ar avea în ax Eocen în faciesul stratelor de Biserici și Oligocen cu marne bituminoase, menilite și disodile.

Filimon (1957) a interpretat acest Paleogen ca bază a unor solzi, iar Polonic (1962) ca anticlinal tăiat de planul faliei pericarpatice.

Săparea unei sonde în Valea Seacă, pentru interceptarea spre sud a Oligocenului din pîrîul Isachia, a demonstrat că este vorba de două lame tectonice rupte din fundamentul paleogen al zonei neogene și antrenate la suprafață în procesul de înaintare a pînzei pericarpatice.

## Miocen

Depozitele miocene ocupă toată suprafața zonei neogene din regiunea cercetată și în cuprinsul lor s-au separat următoarele patru orizonturi : 1, orizontul conglomeratic ; 2, orizontul gresiilor verzi ; 3, orizontul grezos-marnos-cenușiu ; 4, orizontul marnos cu eflorescențe saline.

**1. Orizontul conglomeratic.** Acest orizont ocupă partea estică a zonei, avînd grosimi de 700—800 m ; reprezintă echivalentul conglomeratelor de Pleșu-Pietricica. Este format din blocuri colțuroase de șisturi verzi (blastopsefite și blastoaleuritice) cu dimensiuni variate, blocuri de cuarț alb filonian, calcare roz și cenușii, cuarțite, calcare cu numuliți. Unele

<sup>29</sup> Op. cit. pet. 7.

blocuri sănt colțuroase. Spre partea superioară încep să alterneze conglomerate grosiere cu conglomerate mărunte sau chiar gresii conglomeratice. În acest caz, în cuprinsul bancurilor (1–3 m) de conglomerate mărunte, își face loc o oarecare sortare a materialului psefitic și psamitic; fragmentele mai grosiere se aglomerează spre partea inferioară, unde matricea argilo-grezoasă este subordonată, pe cind spre partea superioară, matricea începe să predomină asupra fragmentelor psefitice (pl. XX).

**2. Orizontul gresiilor verzi.** Acest orizont are o grosime de cca 400–500 m și se dezvoltă foarte tipic pe malul stîng al pîriului Suha Mică, la Drăceni. Polonici (1962) l-a denumit „strate de Drăceni”. După părerea noastră el reprezintă echivalentul, în această zonă, a „gresiei de Moișa” descrisă de J o j a (1952), între Rîșca Mare și dealul Aluniș.

Orizontul este format din gresii dure, glauconitice, verzi, în bancuri de 0,5–2 m grosime, cu intercalații de marne șistoase verzi, în pachete de 0,2–0,6 m. Uneori bancurile de gresii trec spre bază la microconglomerate chiar în cuprinsul stratului. Se remarcă și aici prezența alunecărilor submarine, reprezentate clar, la Drăceni, prin argile grezoase contorsionate cu blocuri (pl. VII, fig. 4).

Studiul microscopic al unor eșantioane din gresia verde a arătat că este vorba de o gresie litică, cu ciment mixt. În secțiune, roca apare constituită predominant din fragmente de șisturi verzi, cu granulație diferită, asociate cu cuarț și subordonat feldspați ortoclazi, plagioclazi și clorit.

Cimentul de tip pelicular-poros este mixt, fiind reprezentat prin calcit în associație cu sericit și clorit. Mai apar hematit, leucoxen și glauconit, în agregate criptocristaline. Structura rocii este psamitică. Analizarea mai multor secțiuni a arătat că este vorba de roci de tipul grauwakelor litice cu matrice abundantă. Gradul de sortare și maturitate este redus.

**3. Orizontul grezo-marnos-cenușiu.** Orizontul grezos-marnos-cenușiu începe în bază printr-un nivel de gips marnos, în grosime de 1–1,5 m, care a fost întilnit pe versantul stîng al pîriului Suha Mică, la confluența cu pîriul Blidireasa. Gipsul se situează peste orizontul verde și în baza orizontului cenușiu.

Profile concludente în orizontul grezos-marnos cenușiu se întâlnesc pe pîriul Isachia, pîriul Bălcoaia, pîriul Valea Seacă, pîriul Suha Mică, pîriul Blidireasa.

În spate bază se dezvoltă bancuri (0,1–0,5 m) de gresii micaferică cenușii, semi-grosiere cu ciment calcaros, apoi gresii mai fine, cenușii,



verzui, în plăci de 0,05—0,20 m, care prezintă ornamentații sub formă de șanțuri pe partea inferioară.

În continuare, la început alternând cu gresiile, apoi predominând asupra acestora, se observă laminație paralelă, rezultată din alternanță unor benzi mai deschise cu altele mai închise la culoare. Local, unele marne capătă o tentă cafenie sau vișinie. Pe malul stîng al rîului Moldova, la Păltinoasa, se întîlnesc alternanțe de argile roșii cu argile cenușii verzui.

Din marnele cenușii a fost determinată următoarea asociație microfaunistică :

- Astigerina carinata* d'Orb.
- Bolivina punctata* d'Orb.
- Cibicides* sp.
- Dorothia eocaenica* Cushman
- Eponides triumphy* Nuttal
- Globigerina bulloides* d'Orb.
- Globigerina aequilateralis* Brady
- Globorotalia crassula* Cushman et Stewart
- Gyroidina* cf. *soldanii* d'Orb. var. *umbilicata*
- Gümbelina globulosa* (Hemmerg)
- Hyperammina* cf. *elongata* H. Brady var., *clavatula* Howe
- Spiculi de spongieri
- Resturi de alge
- Glauconit
- Concrețiuni de pirită

Grosimea orizontului grezos-marnos-cenușiu atinge 700—800 m, luînd contact direct cu depozitele flișului.

Prezența marnelor cu laminație paralelă, destul de frecvente spre partea medie a orizontului cenușiu, l-a determinat pe Polonic (1962) să separe un „orizont de marne dungate” pe baza căruia, precum și a lipsei „stratelor de Solca”, a considerat poziția transgresivă a orizontului cenușiu peste „stratele de Drăceni”.

Profilele cercetate de noi nu ne-au oferit elemente concluzive pentru această interpretare.

**4. Orizontul marnos cu eflorescențe saline.** Pe pîriul Trestiei, affluent pe dreapta al pîriului Valea Seacă, se întîlnesc la suprafață foarte multe eflorescențe saline. Puținele elemente litologice detectabile în această zonă, deoarece prundișurile cu elemente verzi acopăr cea mai mare parte



a suprafeței, sănt reprezentate de marne cenușii solzoase, cu eflorescențe de sare. Pentru acest motiv nu se poate face o apreciere asupra grosimii orizontului.

Ceva mai la sud, Filimon (1957)<sup>30</sup> citează tufuri albicioase cu globigerine, marne gălbui nisipoase și gresii cenușii gălbui, calcaroase, dure. Din probe colectate din această succesiune s-a determinat<sup>31</sup> următoarea asociație microfaunistică :

- Bolivina punctata* d'Orb.
- Bulimina* cf. *aculeata* d'Orb.
- Cibicides conoideus* (Czyżek)
- Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob)
- Cibicides* sp.
- Elphidium macellum* (Ficht et Molli)
- Eponides* sp.
- Globigerina carinata* d'Orb.
- Globigerina bulloides* d'Orb.
- Globigerina triloba* Reuss
- Globigerina aequilateralis* Brady
- Gümbelinia globulosa* (Hemberg)
- Nonion soldanii* d'Orb.
- Spiculi
- Glauconit

#### Vîrsta orizonturilor Miocenului

Cel mai vechi orizont al Miocenului, întâlnit în estul regiunii, este reprezentat prin orizontul conglomeratic.

Pentru stabilirea vîrstelor orizonturilor separate nu s-a găsit în regiune macrofosile. Acestea au fost găsite numai în Muntenia, la Schiulești (pîriul Crasna, Valea Mare) de către Preda, Popescu Voitești și Grozescu (1971) și mai recent de către Elena Popa (1960), care le-a consacrat un studiu mai detaliat.

Fosilele sănt reprezentate prin specii de *Pecten* (*beudanti*, *pseudobedanti*, *hornesis*, etc) care conferă stratelor în care se găsesc vîrsta burdigalian.

<sup>30</sup> T. Filimon. Raport geologic asupra regiunii Suha Mică—Rîșca Mare. Arh. I.P.G.G.—M.P.

<sup>31</sup> Determinările au fost făcute în laboratorul Ministerului Petrolului (I.C.P. Geo.).



Rocile se conțin fauna de pectinide din valea Crasna sănt reprezentate de conglomerate mărunte și grosiere, cu intercalării de gresii cu foarte mult glauconit, făcind parte din stratele de Cornu.

Conglomeratele de la Schiulești au fost apoi paralelizate cu conglomeratele de Brebu, cu conglomeratele de Petricica, acordind vîrstă burdigalian și acestora din urmă.

În regiunea cercetată de noi, orizontul conglomeratic, pe baza aceleasi paralelizări, a fost atribuit Burdigalianului (J o j a , 1952 ; B ă n c i l ă , 1952 ; F i l i m o n , 1957 <sup>32</sup>), P o l o n i e 1962 ; S t o i c a , 1963. Neavînd argumente suplimentare asupra vîrstei, în această lucrare s-a adoptat pentru orizontul conglomeratic, vîrstă burdigaliană, acordată de antecercetători.

Orizontul conglomeratic are o mare dezvoltare în toată zona neogenă precarpatică. În Ucraina subcarpatică echivalentul lor îl reprezintă, probabil, subseria superioară a conglomeratelor de Sloboda (V o i t e ș t i , 1912 ; G l u s k o , 1954 ; V i a l o v , 1965).

Orizontul gresiilor verzi glauconitice, considerat ca echivalent al „gresiei de Moișa” (J o j a , 1952) atât prin compoziție, cât și prin poziție, poate fi atribuit de asemenea Burdigalianului.

Orizontul conglomeratic se echivalează cu orizontul conglomeratic separat de J o j a , aici ca și mai la sud (1951, 1952), iar orizontul gresiilor verzi reprezintă echivalentul „gresiei de Moișa” (J o j a , 1952) din orizontul supraconglomeratic, dar aparținând ca vîrstă Miocenului inferior (respectiv Burdigalianului).

Împreună, cele două orizonturi sănt echivalente de noi, cu orizontul grezo-conglomeratic-miocen inferior, separat de S ă n d u l e s c u (1962) în regiunea Valea Mare-Berzunț-Onești și cu conglomeratele de Almaș superioare și gresiile verzi (gresia de Moișa), aşa cum le-a încadrat M i r ă u ț ă (1964) în anticlinalul fals Almașu.

În continuare, nivelul gipsifer din baza orizontului grezo-marnos ar reprezenta echivalentul gipsului de Perchiu (O l t e a n u , 1956) iar ca poziție, are situația redată de M i r ă u ț ă (1964) în anticlinalul amintit. Prin poziția sa, gipsul (de Perchiu) ar reprezenta astfel baza Miocenului mediu (Helvețian).

Orizontul grezos-marnos cenușiu, care urmează peste gresiile verzi și peste gipsuri, revine ca vîrstă subseriei miocene medii (Helvețianului). Astfel încadrat se echivalează cu „orizontul cu gipsuri” separat de S ă n-

<sup>32</sup> Op. cit. pct. 7.

d u l e s c u (1962) în regiunea Valea Mare-Berzunț-Onoști și cu seria de Stebnik și Balici din Depresiunea precarpatică (Vi a l o v, 1965).

În partea inferioară a orizontului grezos-marnos-cenușiu se întâlnesc frecvent gresii sănțuite menționate mai la sud într-un orizont separat (O l t e a n u , 1956), deasupra gipsului de Perchiu.

Spre deosebire de alte regiuni, aici nu se dezvoltă faciesul roșu. Spre nord, mai cu seamă la Solca, acest facies roșu are o dezvoltare mare (P o l o n i c), 1962). Imediat la nord de valea Moldovei, pe pîriul Bucovățului, își fac apariția marnele roșii care cu cât se înaintează spre nord, cresc procentual, în special spre baza orizontului. Această constatare, corroborată cu observațiile altor cercetători (G l u š k o, 1954; M i r ă u ț ă, 1964; S ă n d u l e s c u , 1962) demonstrează că diferențele pachete de culoare roșie, din cuprinsul Miocenului reprezintă aspecte faciale dependente, în primul rînd de kemofacies și pentru acest motiv nu este indicat să se stabili orizonturi stratigrafice de corelare.

Orizontul marnos cu eflorescențe saline, atât pe baza constituției cât și pe baza microfaunei și poziției stratigrafice se poate atribui Tortonianului (eventual Tortonianului inferior, mediu), reprezentând la Valea Seacă echivalentul Tortonianului de la Cacica, determinat de I o r g u l e s c u (1962).

Urmărirea dezvoltării spre nord a orizonturilor Miocenului de la Drăceni-Valea Seacă-pîriul Isachia, este îngreunată și de complicațiile tectonice care intervin de-a lungul faliei Pleșu și a faliei pericarpaticе. Aceste complicații determină dispariția imediat la nord de valea Moldovei a orizontului conglomeratic, în intregime, a orizontului grezos verde și a orizontului marnos cu eflorescențe saline parțial. Ultimul se dezvoltă începînd de la sud de Strigoaia spre Cacica, unde își are dezvoltarea tipică.

Transgresiunea părții superioare a Sarmatianului inferior (Volhinian superior) complică, la rîndul ei, urmărirea raporturilor dintre orizonturi.

Asupra acestor probleme se va reveni însă, mai detaliat la capitolul tectonică.

#### PLATFORMA MOLDOVENEASCĂ

#### *Formațiuni întilnite la suprafață*

**Sarmatian.** Depozitele atribuite acestei unități ocupă o mică suprafață în partea de est a regiunii, în dealul Crucii, unde se întâlnesc argile nisipoase cenușii fără stratificație clară și nisipuri galbene prăfoase cu stratificație torrentială. La partea superioară sunt acoperite de depozitele



terasei superioare formate din fragmente de șisturi verzi, provenite din conglomerate burdigaliene, dezvoltate în vest.

Din nisipuri se citează (Polonice, 1962) o asociație macrofaunistică reprezentată prin: *Donax dentiger* Eichw., *Mactra eichwaldi* Lask., *Cardium kasikense* Col., *C. vindobonense* Partsch (Lask.), *C. latisulcum* Müns., *Pirenella picta picta*, Deferr., *P. picta mitralis* Eichw. Pe baza acestor forme, depozitele din dealul Crucei sunt atribuite Sarmatianului inferior (Polonice, 1962).

În cercetările efectuate în regiunea de la nord de valea Moldovei (Mușat și Dicea<sup>33</sup>) a fost întâlnită în marne, argile și nisipuri aceeași asociație la care se adaugă numeroase forme de *Cerithium* sp.

În regiunea Pîrtești de Jos-Strigoaia-Ilișești, la nord de valea Moldovei, Bica Ionescu (1958) a separat în Sarmatianul de platformă trei orizonturi: orizontul nisipo-argilos (120 m), orizontul grezos (cca 10 m) și orizontul argilos cu gipsuri (2–3 m).

Din partea superioară a orizontului nisipos-argilos și din orizontul grezos a determinat o macrofaună reprezentată prin următoarele genuri: *Mactra eichwaldi*, *M. vitaliana*, *Tapes vitalianus*, *T. tricuspidis*, *Cardium gracile*, *C. gracile* var. *kasinkense*, *C. obsoletum*, *C. lithopodolicum*, *Bulla lajonkaieriana* etc. Microfauna este reprezentată prin numeroase exemplare de *Elphidium rugosum*, *E. macellum*, *E. subumbilicatum* și *Rotalia becari*.

În baza faunei determinate și a corelării cu depozite similare din estul Platformei moldovenești, autoarea acordă depozitelor din regiunea mai sus citată, vîrstă volhinian superior.

La Capu Codrului, pe versantul sudic al dealului Ciungi, Sarmatianul este format din pietrișuri cimentate, în constituția cărora intră blocuri de gresii de Kliwa, gresii de Păltinoasa, calcare de Pasieczna, menilită, calcare jurasică și cretacice. Spre est și nord-est, pietrișurile trec la nisipuri groziere și apoi la nisipuri, menținându-se totuși unele intercalății lentiliforme de pietrișuri. Pietrișurile din dealul Ciungi reprezintă mărturia unui vechi con de dejecție al rîului Moldova, care, în Sarmatianul inferior, își avea gura de vărsare în acest punct.

Spre vest, sub depozitele miocen inferior și mediu, sondele au întâlnit de asemenea depozite aparținând Sarmatianului inferior, Buglovianului și Tortonianului. Acestea fac parte din Depresiunea Pericarpatică (Tortonian-sarmatiană) (Gavăt, 1957). În fundamentul acestei depresiuni ca și în marginea platformei se găsesc formațiuni cretacice superioare,

<sup>33</sup> Op. cil. pct. 6.

cretacice inferioare, jurasice medii și superioare și paleozoice, întâlnite de asemenea în sonde.

Formațiunile întâlnite în sonde au fost descrise într-o serie de lucrări publicate (Filipeșcu, 1939; Joga, 1964; Patrulius, Chiriac, 1965) sau lucrări de sinteză asupra Platformei Moldovenești<sup>34</sup> nepublicate.

### **Formațiuni întâlnite în foraje**

Sondele săpate în regiunea ce constituie obiectul prezentei lucrări au stabilit următoarea succesiune stratigrafică: Paleozoic, Jurasic superior, Cretacic mediu și superior, Eocen, Tortonian superior, Buglovian și Sarmațian inferior.

Paleozoicul este format din gresii curățitice. Aceste gresii au fost considerate ca ordoviciene prin paraleлизare cu roci similare din estul platformei. În alte zone ale platformei s-a descoperit, în ultimii ani și Carbonifer inferior.

Jurasicul superior interceptat în valea Putnei este format din calcare pseudoolitice, microdetritice și calcare fin granulare cu accidente silicioase.

Cretacicul este reprezentat prin Albian, Cenomanian și Senonian. Albianul este grezos-glaucanic, Cenomanianul este calcaros-grezos glauconitic, iar Senonianul este format din calcar microcristalin cenușiu, marnocalcar grezos cenușiu-negricios și intercalării de calcar marnos cu granule de glauconit.

Vîrstă etajelor Cretacicului a fost stabilită pe bază de microfaună (Costea, 1967)<sup>35</sup>.

Eocenul este reprezentat (la Bucșoaia și în valea Putnei) printr-o gresie silicioasă albă-gălbuiu sau cenușie-albicioasă, cu bob fin, pe alocuri mediu sau grosier cu ciment silicios sau calcaros.

Macroscopic are aspectul gresiei de Kliwa. În gresie s-au găsit mulaje de lamelibranhiate. Peste această gresie s-a găsit Tortonianul, iar sub ea Senonian (Coniacian-Santonian). În valea Putnei, în gresii similare s-a găsit o asociație microfaunistică formată din *Batysiphon alexanderi*, *Rheophax dentalinoides*, *Haplophragmoides latidorsatus*, *Spiroplectammina reussi* pe baza căreia au fost atribuite Eocenului (Patrulius, Chiriac, 1965). Prin paraleлизare, gresiile de la Bucșoaia au fost atribuite de către noi tot Eocenului. Există însă posibilitatea ca aceste gresii să reprezinte și Tortonianul mediu dacă la paraleлизăm cu orizonturi

<sup>34</sup> Tema nr. 120 I.C.P. Geo.—M.P. 1963.

<sup>35</sup> Tema 196. I.C.P. Geo—M.P. 1967.



similară întâlnite în sondele de pe marginea Platformei moldovenești, mai la sud.

Tortonianul a fost întâlnit în toate sondele fiind reprezentat prin marne, argile nisipoase și gresii marnoase în partea superioară și marnocalcare și anhidrite în bază. Asociația microfaunistică determinată din orizontul marnos-argilos de deasupra anhidritelor îi conferă vîrstă Tortonian superior -echivalent al marnelor cu *Spirialis*<sup>36</sup>. La aceeași concluzie a ajuns și Ionesci (1968) în teza sa de doctorat.

Buglovianul este reprezentat prin marne argiloase și argile nisipoase în care s-au întâlnit forme de *Cibicides lobatus*, *Errilia* sp., *Spirialis andrusovi*, *S. stenogrya*.

Sarmațianul a fost întâlnit sub încălecarea pînzei pericarpatică și sub pînzele flișului (rîurile Suha Mică și Suha Mare). Este format din marne cenușii fine, micaferă cu intercalații subțiri de nisipuri cenușii gălbui și gresii calcaroase cenușii cu resturi de plante carbonifere.

În sondele de pe marginea platformei, la partea superioară, se dezvoltă un orizont predominant nisipos-grezos cu intercalații de marne. O parte din acest orizont este deschis și la zi.

Asociația micropaleontologică este formată din următoarele forme<sup>37</sup>: *Cibicides cf. pseudoungerianus* Cussmann, *Eponides nanus* (Reuss), *Elphidium macellum* (Fichtel și Molli), *E. angulatum* (Egger), *E. alvarezianum* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. trilobata* Reuss; *Hydrobia immulata* (Franchet), *Leptocytherea scita* Trab., *Cytheridea accuminata* Bosquet; *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Q. laevigata* d'Orb., *Q. cf. seminula* (Linné), *Streblus beccarii* (Linné), fragmente de lamelibranhiate, fragmente de gasteropode, fragmente de ostracode.

Din sonda de pe Valea Suha Mare s-a determinat următoarea asociație microfaunistică<sup>38</sup>: *Elphidium macellum* (Fichtel și Molli), *E. minutum* Reuss, *E. alvarezianum* d'Orb., *E. angulatum* (Egger), *Nonion inexcavatum* (Cussmann și Appel), *Quinqueloculina* sp., fragmente de lamelibranhiate, *Streblus beccarii* (Linné).

În asociațiile microfaunistice din cele două sonde predomină formele de *Streblus beccarii* de la moderat la foarte frecvent, *Elphidium macellum* moderat și *Milioline* moderat. Pe această bază, depozitele respective au fost atribuite Buglovian-Volhinianului inferior.

<sup>36</sup> Op. cit. pet. 34.

<sup>37</sup> Op. cit. pet. 34.

<sup>38</sup> Op. cit. pet. 34.



Depozitelor întinute la suprafață, la nord de Valea Moldovei, Bica Ionesci (1968) le-a atribuit vîrsta Volhinian superior.

Întrucit depozitele aparținând Buglovian-Volhinianului inferior se găsesc prinse sub planul de încălcare al unității pericarpaticе, iar depozitele atribuite Volhinianului superior se găsesc la suprafață și transgredează peste unitatea pericarpatică, rezultă că punerea în loc a unității pericarpaticе s-a făcut între Volhinian inferior și Volhinian superior.

Probabil că punerea în loc a unității pericarpaticе începuse încă de la sfîrșitul Buglovianului, încît, din acest punct de vedere depozitele Volhinianului inferior pot fi socotite sintectonice, iar cele ale Volhinianului superior post-tectonice.

Punerea în loc a unității pericarpaticе într-un mod atât de brusc a coincis și cu ridicarea unui relief muntos în zona flișului, ceea ce a determinat o eroziune foarte activă. Astfel se explică acumularea depozitelor conglomeratice de la Ciungi.

#### IV. CONSIDERAȚII PALEOECOLOGICE, SEDIMENTOLOGICE ȘI PALEOGEOGRAFICE

a) În asociațiile microfaunistice determinate din complexele flișului, extern predomină în proporție de peste 80 % foraminiferele cu test aglutinant. Formele cu test calcaros se dezvoltă sporadic marcând în special sfîrșitul ciclului Eocen.

Majoritatea problelor analizate provin din intercalațiile argiloase sau marnoase, unele dintre aceste intercalații putind fi considerate, în anumite limite, ca intervale de sedimentare pelagică în cadrul depozitelor flișoide.

Dezvoltarea pe tot intervalul Eocenului a formelor aglutinante comune, dovedește constanța condițiilor bionomice în bazinul de sedimentare. Condițiile specifice depunerii seriilor groase de fliș sunt favorabile dezvoltării foraminiferelor cu test aglutinant.

Compararea asociațiilor prezentate în cuprinsul lucrării de față cu cele menționate în studiile ecologice ar indica pentru bazinul de sedimentare temperaturi scăzute și adâncimi reduse. Abundența mare de forme bentonice într-un sediment, în raport cu cele pelagice arată apropierea de țărm și adâncimea mică.

După alte teorii (Rehak, Liebus, Glassner și Vasicek) aglutinantele sunt forme de apă adâncă și rece, dezvoltate în condiții grele de trai. La această concluzie se raliază Joga (1963) pentru regiunea Suceava.



Kossarski și Zytko (1965), referindu-se la studiile ecologice efectuate de Saidova (1961, 1964) în Pacific, ajung la concluzia că formele care constituie fondul asociațiilor eocene, bine reprezentate ca *Glomospira charoides*, *Rhabdammina abyssorum*, *Ammologena clavata*, *Reophax guttifera*, etc au ca adâncime optimă de dezvoltare intervalul 3000–6000 m.

În bazinul de sedimentare al mării paleogene, condițiile de temperatură au evoluat, probabil, de la moderat spre cald. Pragul bionomic de la sfîrșitul Eocenului (explozia de globigerine) și trecerea spre condițiile mediului euxinic, din timpul Oligocenului pledează pentru această concluzie.

Ictiofauna cunoscută pînă acum din șisturile menilitice și disodilice ale Oligocenului, prezintind caracter subtropicale (Paucă, 1957) dovedește existența unor ape calde pentru această epocă.

b) Analiza litologică a depozitelor care iau parte la alcătuirea regiunii, în cadrul evoluției geotectonice a bazinului de sedimentare pledează pentru existența a două tipuri principale de formațiuni: formațiunea de fliș și formațiunea de molasă.

În formațiunea de fliș se disting pe verticală patru serii principale cu caractere litologice distincte. Primele trei serii prezintă în bază orizonturi roșii (argile, argilite și marne), precedind sau succedind unor faze de orogeneză cunoscute în geosinclinalul alpin (Subhercinică, laramică, pireneană, Grigoraș, 1961).

Prima serie este reprezentată prin stratele de Hangu (inferioare și superioare), nivelul breciei organogene, orizontul grezo-aleurolitic și nivelul gresiilor silicioase.

În baza acestei serii, se găsesc orizontul cu argile, tufite și marnocalcare roșii (strate de Cîrnău, Băneila, 1955).

În seria a doua se încadrează orizontul stratelor de Straja, orizontul grezos-argilitic, orizontul calcaros cu gresii contorsionate și orizontul gresiilor glauconitice. În baza acestei serii se întâlnesc de asemenea intercalări de argile roșii, dar în proporție mai redusă decât la prima serie.

Seria a treia cuprinde stratele de Plop și Bisericani și nivelul argilelor și marnelor cu globigerine. Baza acestei serii o formează orizontul argilelor roșii și verzi.

Seria a patra este formată din orizonturile Lucăcești, marnele bituminoase și menilitelor, diosodilelor inferioare, gresici de Kliwa, disodilelor superioare și menilitelor superioare.

Prin caracterele sale această serie se deosebește total de seriile inferioare, avînd un caracter intermediar între fliș și molasă.



Fiecare serie separată poate fi caracterizată din punct de vedere al compoziției prin unul sau mai multe tipuri de fliș.

Astfel prima serie începe printr-un fliș terigeno-tufogen (Vialov, 1963) reprezentat prin sisturile negre și argile roșii și verzi cu tufite, caracterizate ca „prefiliș” (Contescu, 1963; Abouin, 1964), reprezentând perioada de vacuitate a geosinclinalului. Masa principală a seriei o formează însă flișul terigeno-carbonatat-tricomponent (gresii calcaroase, marnocalcare și marnoargile) reprezentat prin stratele de Hangu (pl. XIX).

Spre sfîrșitul seriei se trece la un fliș de tip terigen bicomponent (gresie-argilă), reprezentat de orizontul grezo-aleurolitic. Deci evoluția în această serie decurge de la tipul terigen-carbonatat spre tipul terigen.

În seria a doua, baza o formează flișul fin, terigen, bicomponent reprezentat de stratele de Straja, urmat de flișul terigen tipic al orizontului grezos-argilitic, pentru că spre partea superioară să se dezvolte un fliș de tip terigen-carbonatat (orizontul calcaros și orizontul gresiilor glauconitice).

Evoluția în această serie este inversă celei din seria inferioară, de la flișul terigen spre flișul terigeno-carbonatat.

Seria a treia este caracterizată printr-un fliș terigen bicomponent-predominant nisipos-argilos.

În sfîrșit, seria a patra prezintă caractere particulare terigene, ce nu pot fi încadrare nici la fliș nici la molasă.

Predominanța secvențelor euxinice și prezența unor caractere de molasă a condus la clasarea acestei serii în tipul postfliș (Contescu, 1963).

Din punct de vedere structural, rocile întâlnite sunt reprezentate prin două clase predominante : psamitele și pelitele.

O a treia clasă (psefitică) se întâlnește sporadic în stratele de Hangu superioare și în seria oligocenă din unitatea inferioară.

În flișul terigeno-carbonatat din cuprinsul primei serii, în special, stratele de gresii prezintă o granoclasare foarte evidentă. Spre partea superioară, se constată o laminatione convolută care contribuie la desfacerea laminelor curbicorticale.

Baza straterelor de gresii prezintă cele mai tipice mecanoglife (pl. VIII, fig. 1,2) de tipul turboglifelor (Flute-Casts) și xinmoglifelor (grove-casts). La partea superioară a gresiilor calcaroase și în cuprinsul marnelor și marnocalcarelor se întâlnesc foarte numeroase bioglife de tipul fucoidelor.

În afara de fucoide, uneori, pe fața inferioară a gresiilor se mai întâlnesc urme de viermi (pl. IX, fig. 2).

O caracteristică generală a flișului din această serie o prezintă ritmicitatea ce se realizează prin alternanța unor bancuri groase de gresii și calcarogresii granoclasate cu marnocalcare și argile. Grosimea bancurilor de gresii și marne scade de jos în sus.

Spre partea superioară elementele predominante ale secvenței sunt reprezentate de aleurolite și argilite.

În seria a doua, în bază, se dezvoltă un fliș cu ritmicitate fină și procese de silicifiere. Gresiile în strate subțiri prezintă laminație paralelă, înclinată și convolută, uneori în cuprinsul aceluiași strat. Spre partea mediană a seriei, secvențele ritmului devin din ce în ce mai groase. Bancurile de gresii ating uneori chiar grosimi metrice.

Caracteristica acestei serii este prezența orizonturilor de argile torsionate cu blocuri, sub forma curgerilor de mîl sau a alunecărilor submarine.

Grosimea bancurilor de gresie scade de la vest spre est, adică de la faciesul intermedian spre faciesul marginal.

Ornamentele de suprafață în bancurile de gresii sunt reprezentate prin diferite tipuri de mecanoglife și bioglife.

Partea superioară a seriei de tipul flișului calcaros se caracterizează prin prezența atât în bază cât și la partea superioară a alunecărilor submarine (fluxoturbidite-Kullen, 1963; Pettijohn, 1957).

În seria a treia se remarcă ritmicitatea fină în stratele de Plop și Podu Secu și lipsa stratificației sau stratificație proastă din stratele de Bisericanî. Elementul caracteristic îl constituie abundența bioglifelor (urme de hrănire a unor viermi, care se prezintă sub forma unor bare îndoite în diferite forme, întrețăiate, alteori pătrunzînd chiar în masa rocii. Abundența bioglifelor maschează în cea mai mare măsură mecanoglifele de curent. Gresiile prezintă însă o laminație oblică ce trădează acțiunea sigură a curenților de turbiditate.

Ultima serie din formațiunea de fliș este dominată de roci cu caracter bituminos (marne bituminoase, sisturi disodilice, menilite). Caracterul bituminos descrește de la exterior spre interior ceea ce conduce la ipoteza că factorii care condiționau mediul euxinic în marea oligocenă erau mai pregnanți în est decât în vest. Apropierea de platformă și fundamentul mai stabil a creat condițiile de stabilitate favorabile depunerii rocilor bituminoase.

Țărmul carpatic al mării oligocene, regenerat în fază laramică, a determinat condițiile de mediu mai aerate în această parte.



Sedimentarea în această parte a geosinclinalului s-a desfășurat în condițiile unui regim tectonic activ. Mărturia șocurilor seismice, care s-au manifestat cu precădere în flancul intern al geosinclinalului oligocen, o constituie prezența breciilor sedimentare din Oligocenul de Fusari-Găinești.

Astfel de șocuri seismice s-au resimțit și în partea estică, dar cu o intensitate și frecvență mult mai reduse. Singurele mărturii în acest sens le constituie alunecările submarine din Oligocenul mediu (valea Moldovei) (pl. IV, fig. 2, 3, 4).

Formațiunea de molasă a luat naștere în avanfosa carpatică (Dumitrescu, 1963), începînd din Acvitanian și pînă în Pliocen, încheind ciclul evolutiv al geosinclinalului carpatic.

În evoluția avanfosei se deosebesc două etape principale corespunzătoare la două serii de molasă: molasă inferioară și molasă superioară.

Baza celor două serii ale formațiunii de molasă este marcată de formațiuni salifere.

Molasă inferioară se subdivide în subseria inferioară conglomeratic-grezoasă și subseria superioară grezo-argiloasă.

Subseria superioară începe cu un episod lagunar (gipsuri).

Molasă superioară are în bază formațiunea saliferă tortoniană și este reprezentată printr-o subserie inferioară marnoasă (Tortonian superior-Buglovian) și o subserie superioară marnoasă-nisipoasă (Sarmatian inferior).

c) Deși suprafața redusă pe care o reprezintă regiunea studiată nu oferă toate elementele pentru reconstituirea cadrului paleogeografic de ansamblu, s-a încercat totuși ca pe baza puținelor elemente avute să se schițeze cîteva concluzii.

Hărțile de litofacies și izopahite, numai pentru formațiunile ce apar la suprafață, oferă elemente orientative asupra evoluției condițiilor de sedimentare în bazin, dar nu și asupra limitelor și amplasamentului real al bazinelor de sedimentare.

Grosimile formațiunilor în Eocenul inferior și mediu variază de la est spre vest. Izopahitele, construite numai pentru faciesul exterior și intermediar, indică o zonă de maximă îngroșare la vest de pîrîul Voronet. Spre vest, în domeniul de dezvoltare a faciesului intermediar, grosimile se mențin la valori mari (400 m). Această zonă ar corespunde ipotetic cu axul bazinului de sedimentare în timpul Eocenului inferior și mediu. Această concluzie concordă și cu situația ce se constată în Eocenul superior. Zona de maximă îngroșare a Eocenului superior se plasează la vest de pîrîul Voronet (fig. 2, 3).



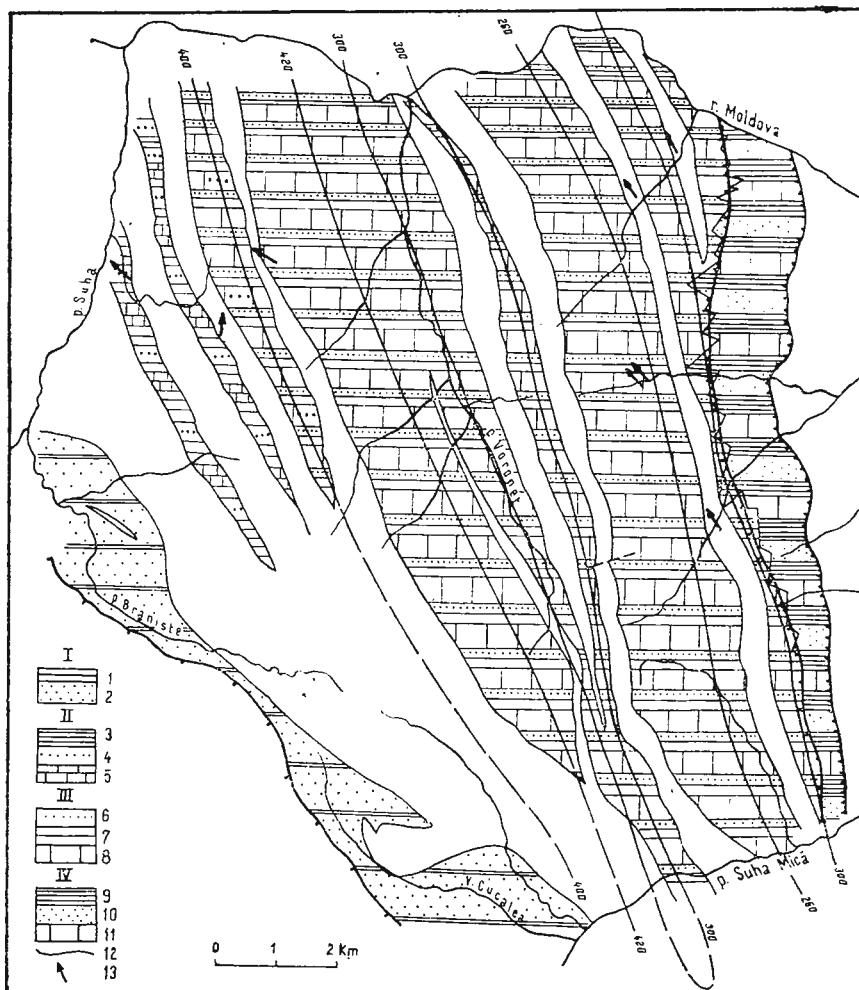


Fig. 2. — Harta litofacială a depozitelor Eocenului inferior și mediu, regiunea Voroneț—Suha Mică—Plotonița.

Faciesul intern : 1, argile și marne. 2, gresii de Tarcău. Faciesul intermediu : 3, argile și marne; 4, gresii de Tarcău; 5, calcare și gresii calcareoase. Faciesul extern : 6, gresii calcaroase; 7, argile și marne; 8, calcare. Faciesul extern conglomeratic (conglomératice) : 9, argile și marne; 10, gresii tip Păltinoasa; 11, calcarie; 12, izopahite; 13, direcții de transport după orientarea turboglifelor (flute-casts).

Carte lithofaciale des dépôts de l'Éocène inférieur et moyen, région de Voroneț—Suha Mică—Plotonița.

1, argiles et marnes. Faciès interne: 2, grès de Tarcău. Faciès intermédiaire: 3, argiles et marnes; 4, grès de Tarcău; 5, calcaires et grès calcaires. Faciès externe: 6, grès calcaire; 7, argiles et marnes; 8, calcaires. Faciès externe (conglomératique): 9, argiles et marnes; 10, grès de type Păltinoasa; 11, calcaires; 12, ispaques; 13, direction de transport d'après l'orientation des fluts-casts.

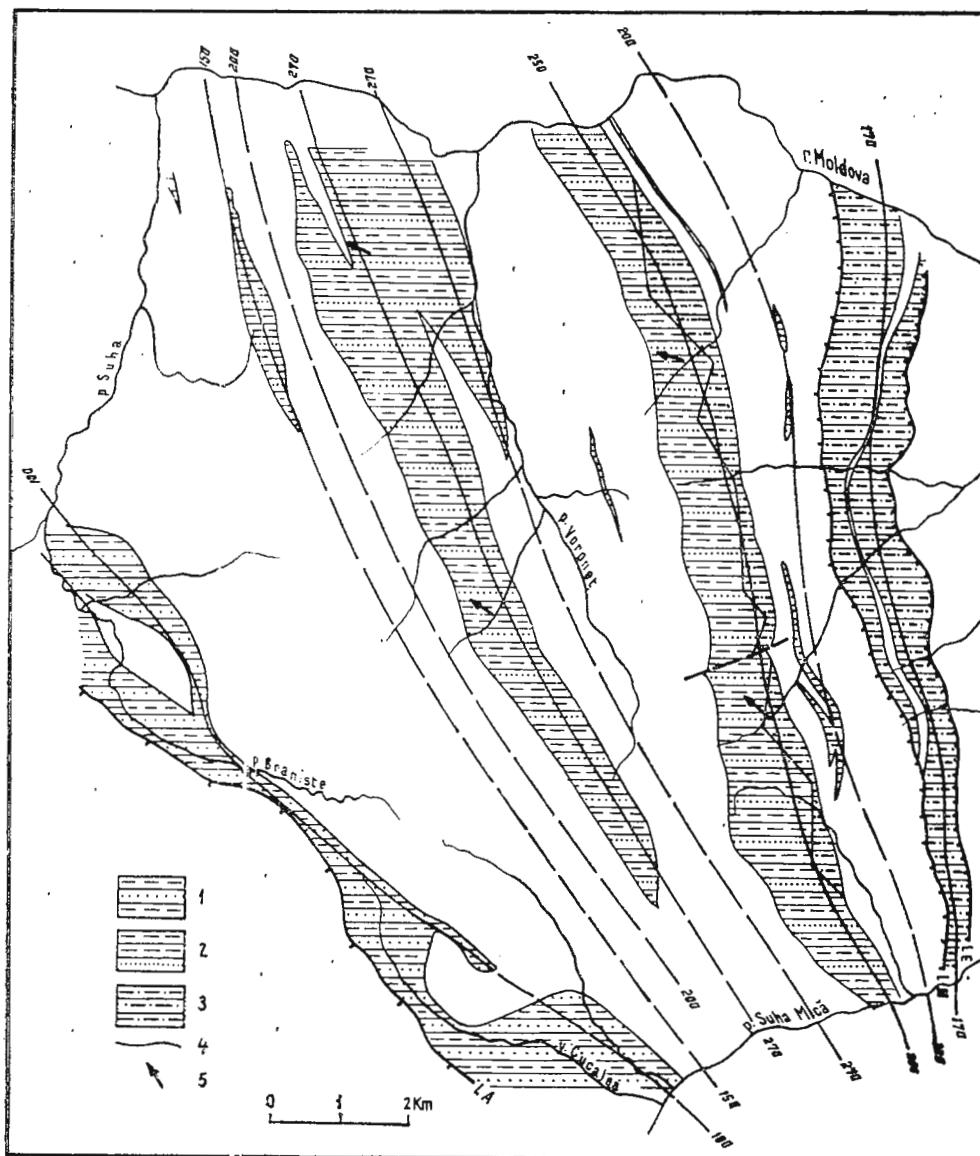


Fig. 3. — Harta lito-facială a depozitelor Eocenului superior din regiunea Voroneț—Suha Mică—Plotonița.

1, faciesul stratelor de Podu Secu; 2, faciesul stratelor de Plop; 3, faciesul stratelor de Bisericană; 4, izopahite; 5, directii de transport după orientarea turboglifelor (flute-casts).

Carte litho-faciale des dépôts de l'Éocène supérieur de la région de Voroneț—Suha Mică—Plotonița.

1, faciès des couches de Podu Secu ; 2, faciès des couches de Plop ; 3, faciès des couches de Bisericană ; 4, isopiques ; 5, direction de transport d'après l'orientation des flute-casts.

Pentru Oligocen, nefiind păstrate formațiunile din acoperiș, nu se poate aprecia grosimea exactă.

Din harta lito-facială se constată că îndințarea dintre faciesul gresiei de Kliwa și cel al gresiei de Fusaru are loc la est de pîrul Braniște (fig. 4).

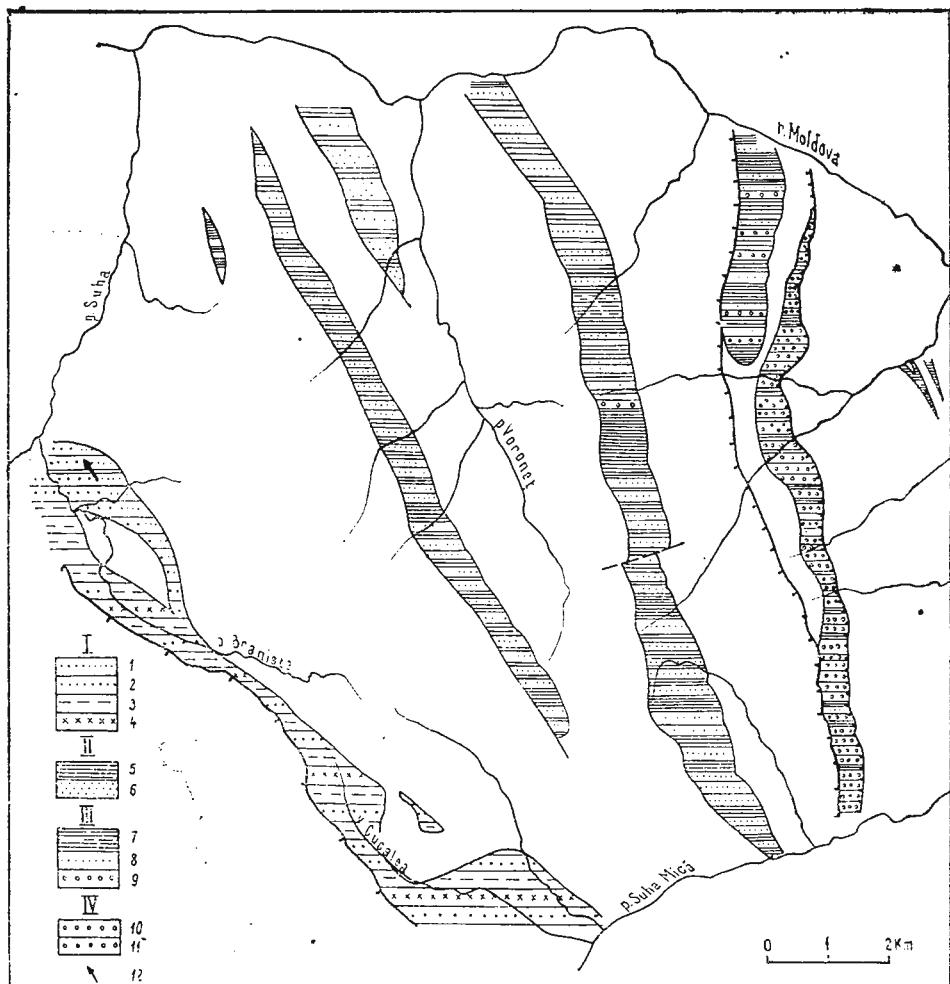


Fig. 4. — Harta lito-facială a depozitelor Oligocenului regiunea Voroneț—Suha Mică—Plotonița,

Faciesul de Fusaru-Krosno: 1, gresii de Fusaru și Kliwa.; 2, gresii de Fusaru; 3, marne și argile; 4, breccii sedimentare. Faciesul normal: 5, sisturi dysodilice; 6, gresii de Kliwa. Faciesul dysodilic: 7, sisturi dysodilice; 8, gresii de Kliwa; 9, conglomerate; faciesul conglomeratic: 10 și 11, conglomerate; 12, direcție de transport după orientarea turboglifelor (flute-casts).

Carte litho-faciale des dépôts de l'Oligocène de la région de Voroneț—Suha Mică—Plotonița. Facies de Fusaru-Krosno: 1, grès de Fusaru et de Kliwa.; 2, grès de Fusaru; 3, marnes et argiles; 4, brèches sédimentaires. Facies normal: 5, schistes dysodiliques; 6, grès de Kliwa. Facies dysodilique: 7, schistes dysodiliques; 8, grès de Kliwa; 9, conglomérats. Facies conglomératiques: 10 et 11, conglomérats; 12, direction de transport d'après l'orientation des flute-casts.

În linii generale evoluția geologică a bazinului de sedimentare al depozitelor în facies de fliș și molasă este redată în planșa XXII.

Reconstituirea limitelor și amplasamentului real al bazinului de sedimentare este foarte dificilă, în condițiile unor formațiuni puternic cutate și șariate.

Coroborarea datelor de suprafață (fig. 2, 3, 4) cu datele de adâncime (pl. XVII) duce la concluzia că limita estică a fostului bazin de sedimentare se plasează cu cel puțin 8–10 km mai la vest de limita actuală de apariție la suprafață a formațiunilor de fliș și molasă.

Transportând astfel formațiunile la locul lor inițial și desfășurîndu-le, se ajunge la concluzia că țărmul vestic se găsea cu mai mulți kilometri la vest de actuala arie de dezvoltare a depozitelor paleogene. Această constatare dovedește că repartiția spațială actuală a volumelor de roci paleogene este departe de a da o imagine reală asupra extinderii și configurației inițiale a bazinului de sedimentare și a surselor de alimentare.

Măsurarea orientării turboglifelor, în stratele Eocenului, indică o orientare spre NW a direcțiilor de transport, aproximativ paralelă sau puțin oblică față de traseul probabil al axului bazinului de sedimentare (fig. 2, 3, 4).

Această constatare coroborată cu repartiția în plan a faciesului, denotă că sedimentarea flișului s-a făcut într-un bazin fragmentat de cordiliere sub sau emerse. Aceste cordiliere furnizau o parte din materialul pe care curentii marini de fund îl transportau în ariile intrageosinclinale (pl. XXIII, fig. 1, 2, 3).

Două elemente majore controlau totuși procesul de sedimentare în acest bazin, țărmul vestic în curs de ridicare, cutare și migrare continuă și țărmul estic, care a păstrat o poziție permanent ridicată pînă în Tortonian.

Această evoluție se va încheia în Volhinianul inferior cînd se va produce cea mai importantă fază orogenică din această zonă.

## V. TECTONICA

În flișul extern din regiunea Voroneț-Suha Mică-Plotonița se pot separa două unități majore cu caracter de pînze : unitatea superioară și unitatea inferioară.

Existența acestor două pînze cu caracter unitar a fost demonstrată în ultimii ani prin foraje în valea Bistriței, în valea Oituzului, la Ojdula și în valea Moldovei.



Denumirea celor două unități variază de la autor la autor (medio-marginală și externă, Băncilă 1958; pînza externă și autohton, J oja 1957; pînza de Tarcău și unitatea inferioară, G r i g o r a ș 1955; pînza de Tarcău și zona marginală, D u m i t r e s c u 1952, etc.). Ceea ce rămîne însă invariabil, cel puțin în ultimii ani, este ideea unei pînze unitare superioare, înglobînd pînza gresiei de Tarcău, pînza de Tazlău și pînza marginală internă, stabilite de A t a n a s i u în valea Bistriței (1943) și a unui parautohton la fel de unitar, înglobînd pînzele marginală externă și submarginală ale lui A t a n a s i u (1943) (tab. 2).

O concepție deosebită, asupra grupării pînzelor stabilite de A t a n a s i u în flișul extern, prezintă F i l i p e s c u (1955), care creează o pînza mediană, în care include zona de solzi (șisturi negre), pînza de Tarcău și pînza de Tazlău și o pînza marginală care grupează pînza marginală și pînza submarginală a lui A t a n a s i u (tab. 1).

În ultimele lucrări ale lui G r i g o r a ș et al. (1965, 1966) în flișul extern dintre valea Oituzului și valea Suha Mică, sînt separate trei unități tectonice și anume : unitatea superioară (pînza de Tarcău), unitatea inter-mediară (pînza de Tazlău) și unitatea inferioară (externă). În unitatea inter-mediară se separă faciesul vestic (de Tazlău) și faciesul estic (marginal).

Raporturile dintre unitatea inferioară a flișului și zona neogenă, din est, sînt raporturi de încălecare. Astfel, unitatea inferioară constituie la rîndul ei o pînza ce are ca autohton zona neaogenă. În acest caz rolul unității inferioare față de unitatea superioară a flișului este de parautohton.

Datele de foraj și geofizice, din ultimii ani au confirmat ideea expri-mată încă de mult (M r a z e c, T e i s s e y r e, 1902) că zona neogenă prezintă raporturi tectonice cu marginea Platformei moldovenești, forma-tiunile zonei neogene încălecînd peste formațiunile de platformă. Se indi-vidualizează astfel o nouă pînza, pînza pericarpatică (M r a z e c, V o-i-te ș t i, 1913).

În felul acesta marginea vestică a Platformei moldovenești devine autohton general pentru pînzele flișului și pînza pericarpatică. Pînza pericarpatică are în acest caz, față de unitatea inferioară a flișului tot rol de parautohton.

În cuprinsul unității superioare variațiile de facies ale Paleogenului și raporturile geometrice permit separarea a două subunități cu rol de skibe, care au autohtonul comun, „unitatea inferioară”. Subunitățile separate au fost denumite de noi subunitatea de Găinești și subunitatea de Voronet.



TABLEAU 2  
Correlarea unităților tectonice din filșul exterior după diverse autori

După I. Alăreșiu (1943)	După M. G. Gilipescu (1989)	După I. Bancilă (1952)	După I. Bancilă (1953)	După N. Grigorescu (1952)	După N. Grigorescu (1953)	După T. Joga (1957)	După L. Nicșa (1966) -
<b>UNITATEA AUJIA</b>	<b>Digitata superioară (zona de solzi)</b>	<b>UNITATEA MEDIU - INTERNĂ</b>	<b>UNITATEA SISTURILOR NEGRE</b>	<b>UNITATEA</b>	<b>UNITATEA SISTURILOR NEGRE</b>	<b>UNITATEA</b>	<b>UNITATEA SISTURILOR NEGRE</b>
<b>PINZA GRESIEI DE TARCĂU</b>	<b>Digitata intermed. (zona gr. de Tarcău)</b>	<b>PINZA DE TARCĂU</b>	<b>UNITATEA</b>	<b>UNITATEA SUPERIORĂ (Pinza de Tarcău)</b>	<b>UNITATEA SUPERIORĂ (Pinza de Tarcău)</b>	<b>UNITATEA SUPERIORĂ (Pinza externă)</b>	<b>UNITATEA SUPERIORĂ (Pinza externă)</b>
<b>PINZA INTERMEDIARĂ (de Tarcău)</b>	<b>Digitata inferioară (zona de Tarcău)</b>	<b>MEDIU MARGINALĂ</b>	<b>UNITATEA</b>	<b>Facișul de Piepturi-Puica</b>	<b>Facișul de Piepturi-Puica</b>	<b>Facișul vestic (de Tarcău)</b>	<b>Facișul vestic (de Voroneț)</b>
<b>PINZA MARGINALĂ (interioră)</b>	<b>Digitata superioară (zona marginală)</b>	<b>PINZA MARGINALĂ (exterioră)</b>	<b>PINZA MARGINALĂ (exterioră)</b>	<b>Digitata superioară (zona marginală)</b>	<b>Digitata inf. (zona submarginală)</b>	<b>UNITATEA EXTERNA (paraufohton)</b>	<b>UNITATEA INFERIORĂ (autohtontul)</b>
<b>PINZA SUBMARGINALĂ</b>				<b>Facișul de Gresiu</b>	<b>Facișul de Gresiu</b>	<b>UNITATEA INFERIORĂ (externă)</b>	<b>UNITATEA INFERIORĂ (externă)</b>
				<b>Facișul de Casin</b>	<b>Facișul de Casin</b>		
						<b>UNITATEA INFERIORĂ (autohtontul)</b>	<b>UNITATEA INFERIORĂ (autohtontul)</b>

Înainte de a trece la descrierea amănunțită a fiecărei unități în parte, vom expune rezultatele interpretării geologice a datelor geofizice și de foraj, care aduc o confirmare a unităților tectonice stabilite.

Regiunea a constituit, începînd cu anul 1952, obiectul unor cercetări gravimetrice și seismice regionale și de detaliu ale căror rezultate au fost redate în rapoarte sau lucrări publicate.

Concluziile asupra rezultatelor prospecțiunii gravimetrice au fost publicate în două lucrări din anul 1957 (Boțezatu, Dumitru, 1957; Gavăt, 1957) și într-o altă lucrare din 1966 (Păvan, Dumitru<sup>39</sup>).

Rezultatele lucrărilor seismice au constituit subiectul a două lucrări comunicate în cadrul simpozionului geofizic al Academiei R. S. R. în 1966 (Dicea et al. 1966).

Pe baza datelor seismice (secțiuni) au fost întocmite de către noi o hartă la suprafața anhidritului tortonian și o hartă la suprafață probabilă a fundamentului, extinzîndu-le atât la nord cît și la sud de suprafață cercurată, pentru încadrarea în structura de ansamblu (fig. 5, 6).

Harta la nivelul anhidritului tortonian cuprinde, suprafața dintre pîrîul Soloneț, la nord și pîrîul Suha Mare, la sud. Pe profilele seismice suprafața anhidritului apare sub forma unei reflecții caracteristice.

Suprapunerea hărții geologice de suprafață peste harta structurală la nivelul anhidritului tortonian, corelată și cu evoluția anomalilor gravimetrice, sugerează unele elemente interesante privind raporturile dintre zona neogenă și zona flișului pe de o parte și marginea Platformei moldovenești pe de altă parte.

În valea Moldovei orizontul anhidritic se urmărește, spre vest, sub încălecarea flișului extern, pe o distanță de cca 20 km, situîndu-se la o adîncime medie de -2300 – 4500 m.

La nivelul pîrîului Suba Mică orizontul anhidritic se urmărește pe sub fliș numai pe distanță de cca 10 km.

Coborîrea spre vest a orizontului anhidritic, care nulează marginea vestică a platformei, se face prin intermediul unor falii, ce delimităază o serie de trepte. Fiecare treaptă prezintă o structură proprie. Pe treapta Valea Seacă se remarcă un anticlinal strîns și un sinclinal larg cu orientare nord-sud. Treapta Poiana Mărului, situată la vest, este mai îngustă și prezintă înclinarea inversă coborîrii generale.

<sup>39</sup> Op. cit. pct. 11.

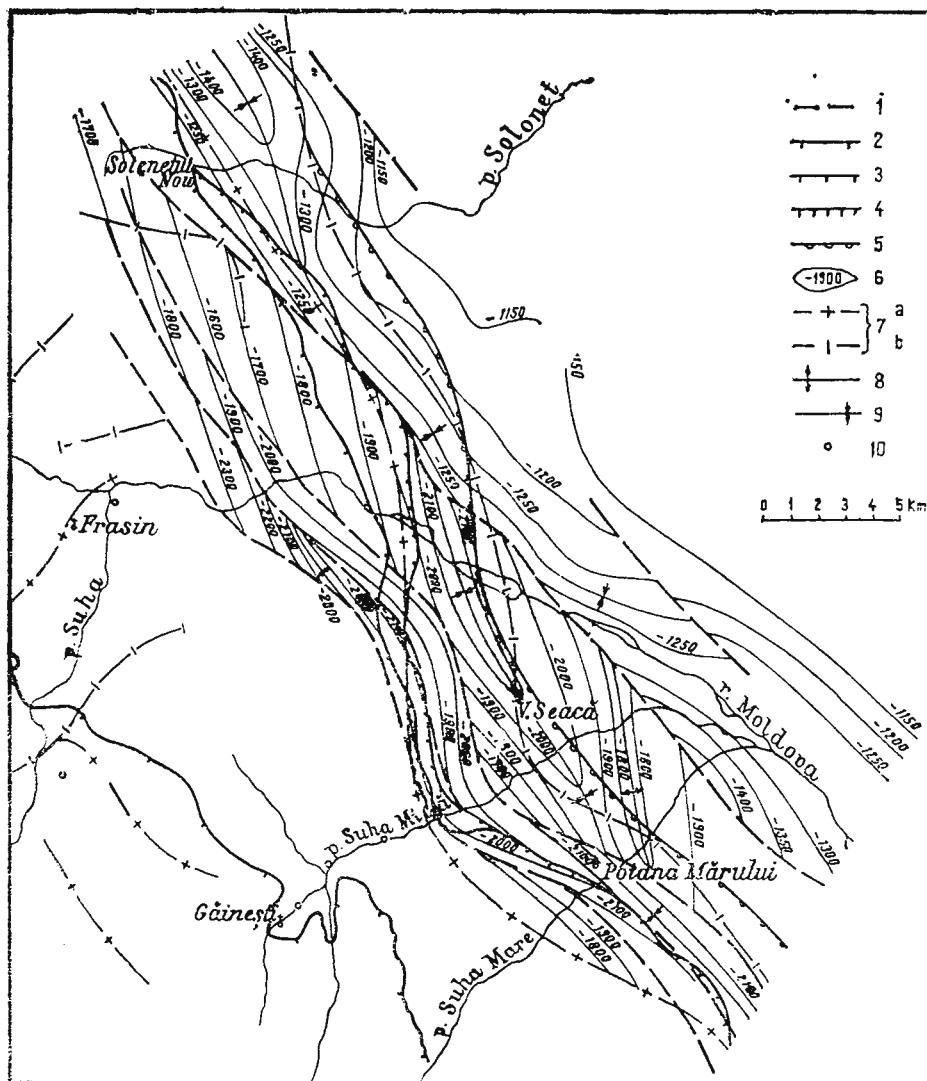


Fig. 5. — Harta structurală la acoperișul orizontului gipso-anhidritic din Tortonian pe marginea vestică a Platformei moldovenești (pe baza profilelor seismice) între Soloneț și Poiana Mărului.

1, fâjii la nivelul anhidritului; 2, linia de Audia; 3, linia marginală; 4, linia exterñă; 5, linia péricarpatică; 6, izobate la nivelul anhidritului; 7 a, b, linii de maxim și minim gravimetric; 8, anticlinal la nivelul anhidritului; 9, sinclinal la nivelul anhidritic; 10, sondaj săpată.

Carte structurale pour la surface de l'horizon gypso-anhydritique du Tortonien de la bordure occidentale de la Plateforme moldave (à partir des profils sismiques), entre Soloneț et Poiana Mărului.

1, failles au niveau de l'anhydrite; 2, ligne d'Audia; 3, ligne marginale; 4, ligne externe; 5, ligne péricarpatique; 6, isobathes au niveau de l'anhydrite; 7 a, b, lignes de maximum et de minimum gravimétrique; 8, anticlinal au niveau de l'anhydrite; 9, synclinal au niveau de l'anhydrite; 10, sondage exécuté.

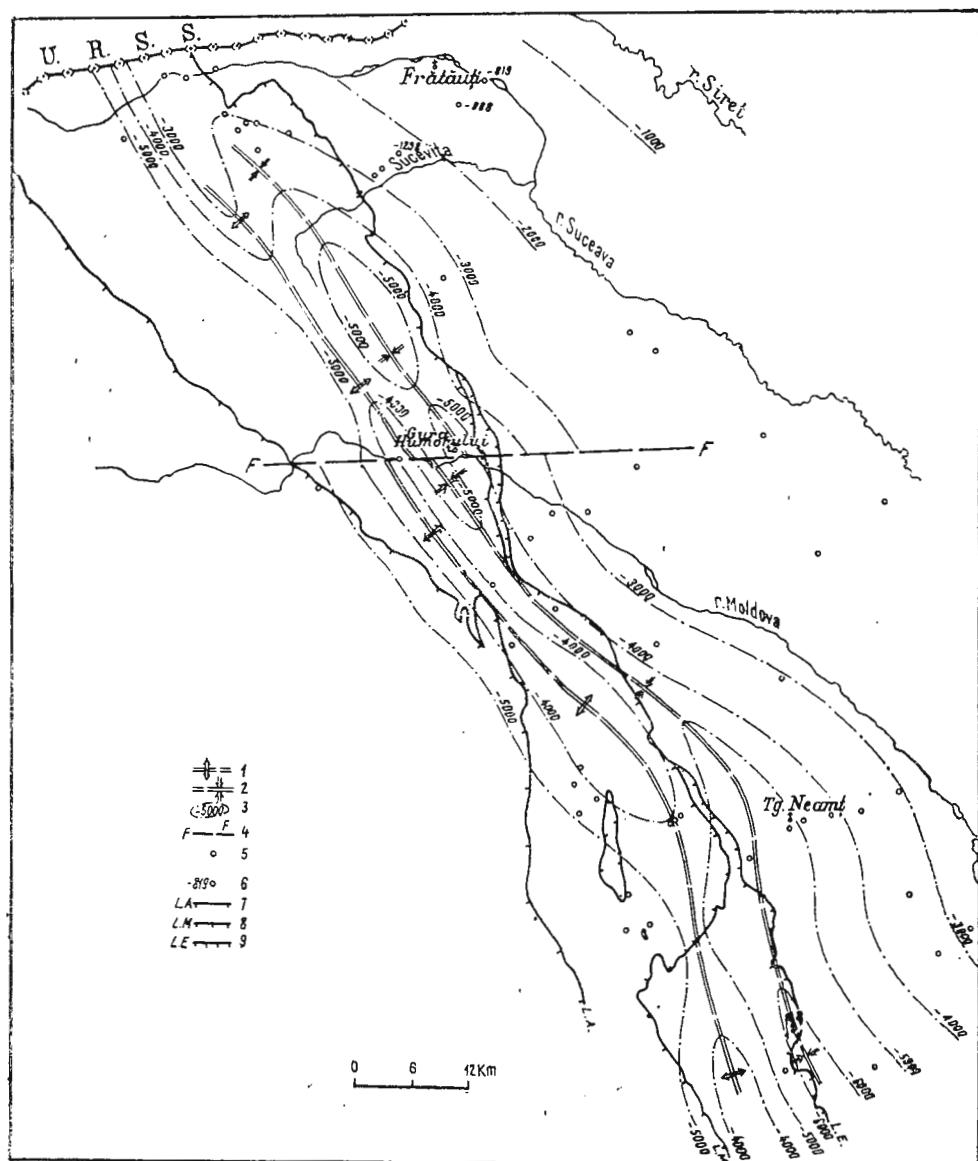


Fig. 6. — Schiță cu poziția probabilă a depresiunii epiplatformice Bîrlad—Lvov și a cordilierelor sistemelor verzi între Bistrița și Suceava (întocmită pe baza secțiunilor seismice).

1. cordilleră și stâncile verzi); 2. depresiunea epiplatiformică (depresiunea Birladului, depresiunea Ivov); 3. izobate posibile să se întâlnească fundamentalul cristalin (stâncile verzi + fundamentul podolic); 4. falii de decrasare; 5. sondă săpată; 6. sondă cu valoare izobatică în Paleozoic (Silurian); 7. linia Audia; 8. linia marginală; 9. linia exterană.

Esquisse avec la position présumée de la dépression de l'épi-platforme Birlad-Lvov et de la cordillère des schistes verts entre Bistrita et Sucava (rédigée à partir des profils sismiques).

1, cordillère (schistes verts); 2, dépression de l'épi-plateforme (dépression de Birlad, dépression de Lvov); 3, isobathes possibles à la surface du socle cristallin (schistes verts + socle podolique); 4, faille de décrochement; 5, sondage effectué; 6, sondage à valeur isobathique dans le Paléozoïque (Silurien); 7, ligne d'Audia; 8, ligne marginale; 9, ligne externe.

Anomalia gravimetrică de minim urmărește, în linii generale, sinclinalele Valea Seacă și pîriul Soloneț, împletindu-se pe parcurs cu traseul probabil, de suprafață, al faliei pericarpatice. Este posibil ca zona sinclinală să reprezinte axul unei depresiuni pericarpatice (Gavăt, 1957).

Față de traseul faliei pericarpatice, anomalia de minim se plasează la vest, între pîriul Soloneț și pîriul Bucovăț, la est, între pîriul Bucovăț și pîriul Bălcoaia și la vest, la sud de pîriul Bălcoaia. Coroborată cu geologia de suprafață, în sectorul pîriul Soloneț-pîriul Bucovăț anomalia de minim se plasează în zona miocenă (Cacică), în sectorul pîriul Bucovăț-pîriul Bălcoaia, în zona Sarmățianului de platformă, iar la sud de pîriul Bălcoaia revine din nou în zona miocenă.

Evoluția zonei de minim gravimetric urmărește zona miocenului superior cu sare, care se găsește în fruntea pînzei pericarpatice și al cărei efect se cumulează cu cel al depresiunii pericarpatice (Tortonian-Sarmățian). În Valea Seacă zona de minim se plasează chiar pe zona conglomeratelor burdigaliene, confirmând prin aceasta poziția superficială a acestora, care încalcă, prin intermediul faliei Pleșu, peste Tortonianul cu sare, Tortonian ce apare la zi în pîriul Trestie (afluent drept al pîriului Valea Seacă).

Zona de maxim gravimetric urmărește traseul unității inferioare a flișului, între pîriul Soloneț și pîriul Suha Mică. De la Suha Mică spre sud, zona de maxim trece în cuprinsul unității superioare.

Întrucit între pîriul Soloneț și pîriul Suha Mică apare la zi unitatea inferioară, s-ar putea considera că anomalia de maxim este provocată de Oligocenul alcătuit aproape exclusiv din conglomeratele cu elemente verzi.

Conjugarea anomalilor de minim cu cele de maxim ale gravitației constituie pentru Botezat și Dumitru (1957), o confirmare a contactului tectonic anormal dintre depozitele de fliș și cele miocene.

După Gavăt (1957), anomaliiile de maxim și de minim care apar la marginea flișului și în zona miocenă, cumulează pe lîngă efectul de suprafață și efectul fundamentului cutat mai vechi. Unele maxime se suprapun pe aparițiile de conglomerate cu elemente verzi la suprafață; zona de minim de la exteriorul zonei miocene cumulează pe lîngă efectul unor masive de sare și efectul unei depresiuni pericarpatice (Tortonian-Sarmățian).



Interpretând anomaliiile de minim ce apar pe harta anomaliei reziduale la estul zonei miocene și în cuprinsul Sarmațianului, Păvăan (1966<sup>40</sup>) consideră că acestea reflectă efectul sării de adâncime.

Pe harta anomaliei regionale, prezentată de același cercetător, între părțile Suha Mare și valea Moldovei se evidențiază o anomalie negativă puternică a cărei valoare maximă se localizează la Drăceni. Anomalia negativă se continuă și la nord de valea Moldovei însă decroșată spre est.

Pe baza studiului anomaliei regionale autorul presupune existența mai multor fali transversale de fundament.

Coroborînd datele gravimetrice din harta anomaliei regionale cu rezultatele obținute de noi prin interpretarea profilelor seismice la nivelul fundamentului, am ajuns la concluzia că la nivelul văii Moldova există o falie transversală de fundament, (fig. 6) care decroșează compartimentul nordic spre est. Această decroșare pare să se resimtă și în orientarea cursurilor actual al rîului Moldova.

Anomalia regională, deși ar trebui să reflecte într-o măsură mai mare efectul fundamentului, este totuși influențată foarte mult de cauzele de suprafață.

Pe valea Moldovei, părțile Isachia și părțile Suha Mică s-au executat prospecțiuni seismice pe coridoare (Ali Mehmed et al., 1965, 1966<sup>41</sup>) care au furnizat o bază de interpretare geologică deosebit de interesantă.

În masa orizonturilor reflectatoare se separă destul de ușor anumite pachete de reflecții cu regimuri de înclinare predominate care, în urma corelării cu elemente geologice de suprafață și din sonde, capătă o semnificație stratigrafică sau tectonică precisă.

Secțiunile care traversează marginea platformei, zona neogenă și zona flișului extern, la adâncimi ce variază între 800 – 2500 m, prezintă în partea estică un pachet de reflecții cu dispoziție orizontală sau evasiorizontală. În cuprinsul acestui pachet se detașează un nivel de orizonturi reflectatoare cu aspect caracteristic, alteori chiar două nivale suprapuse. În partea vestică a pachetului evasiorizontal, în dispoziție oblică față de acesta, se remarcă un alt pachet de orizonturi reflectatoare cu înclinări de  $30^{\circ}$  –  $45^{\circ}$  spre vest.

Interpretând pe baza criteriului statistic orizonturile menționate, s-a trasat la limita de discordanță dintre pachetul de reflecții înclinat și pachetul orizontal sau evasiorizontal o linie, care, în urma corelării cu

<sup>40</sup> Op. cit. pct. 11.

<sup>41</sup> Op. cit. pct. 11.

rezultatele sondelor din pîrîul Suha Mică și Valea Seacă, a fost considerată de către noi ca reprezentînd planul faliei pericarpaticice.

Prelungind spre suprafață linia de la baza reflecțiilor inclinate, se constată că pe toate trei profilele (pl. XVIII) ea rămîne sub transgresiunea Sarmațianului de platformă.

Această constatare întărește concluzia (Băncilă, Hristescu, 1963) că linia pericarpatică este mascată, în sectorul cercetat de noi, de transgresiunea părții superioare a Sarmațianului inferior, fapt ce dă indicații și asupra timpului de formare a faliei (intrasarmațian inferior-faza attică).

Vorbind despre continuarea în plan, spre sud, pe teritoriul României, a liniei de incălecare cunoscută pe teritoriul U.R.S.S. la Strîi, pe care o legă cu falia pericarpatică, Grigorescu (1961), bazat pe informațiile obținute din lucrările de prospecțiune, arată că acest accident tectonic important s-ar putea suprapune aproximativ cu marginea zonei de fliș în Bucovina, iar din valea Moldovei spre sud, se urmărește peste localitățile Brăești-Est, Tg. Neamț, Girov-Buhuși-Pietricica.

Datele geofizice (seismice) obținute între timp și care au fost interpretate de noi, în această lucrare, confirmă în linii generale acest traseu al liniei pericarpaticice aducîndu-i unele precizări de amănunt.

Nivelul cu reflecții caracteristice a fost controlat prin sondele de la Valea Seacă și din cuprinsul platformei, dovedindu-se că aparține orizontului gipsoanhidritic din baza Tortonianului superior.

Urmărirea spre vest a acestui orizont caracteristic dă indicații asupra amplitudinii incălecării pînzei pericarpaticice și alături de aceasta a unităților flișului.

S-a arătat mai sus (fig. 5) că în valea Moldovei orizontul caracteristic se urmărește pe cca 20 km spre vest, de la marginea flișului, iar în valea Suha Mică pe cca 10 km. În valea Suha Mică trebuie avut în vedere, însă lățimea de cca 4 km a zonei miocene, care în valea Moldovei se reduce la numai 200 – 300 m.

Rezultă de aici că în valea Moldovei amplitudinea incălecării flișului peste zona neogenă este mult mai mare decît în valea Suha Mică. În pîrîul Suha Mică pînza pericarpatică apare pe o suprafață mai mare la zi de sub incălecarea flișului.

Sondele de la Valea Seacă și valea Suha Mică arată totodată că grosimea pînzei pericarpaticice este foarte redusă, respectiv cca 500 m în Valea Seacă și cca 1500 m în valea Suha Mică, la Drăceni.



Sub orizontul caracteristic, reflecțiile înregistrate pînă la adîncimea de 5000 – 6000 m, prin dispoziția lor, sugerează o zonă depresionară (pl. XVII).

Faliile evidențiate la nivelul orizontului caracteristic se urmăresc și în adîncime, încît zona depresionară este compartimentată în mai multe blocuri (pl. XVII).

Interpretind secțiunile seismice prin analogie cu rezultatele sondelor din valea Sucevei, s-a construit o hartă regională care cuprinde sectorul valea Sucevei, valea Bistriței. Harta (fig. 6) reprezintă evoluția probabilă, a suprafetei fundamentului de la marginea de vest a Platformei moldovenești.

Pe hartă se evidențiază o depresiune epiplatformică al cărei ax se plasează la marginea flișului, în zona miocenă, pînă în valea Rîșca. De aici spre nord axul depresiunii se deplasează în interiorul flișului extern, ajungînd în valea Moldovei la meridianul Voroneț. În valea Moldovei o falie transversală pare a-i decroșa axul spre est, rămînînd totuși în cuprinsul flișului extern pînă în valea Sucevei.

Pe parcursul său depresiunea prezintă coborîri și ridicări axiale imporante. La sud de valea Moldovei se desenează o afundare indicînd izobata probabilă de –5000 m pînă la nord de pîriul Suha Mică. Între Suha Mică și Rîșca se evidențiază o ridicare axială pînă în jurul izobatei probabile de –4000 m – deci o diferență considerabilă de cca 1000 m. De la Rîșca spre sud se pare că axul depresiunii se afundă continuu, atîngînd la nord de valea Bistriței izobata probabilă de –6000 m.

La nord de valea Moldovei, după o afundare în zona pîriului Soloneț la valori de –5000 m, axul depresiunii se ridică continuu spre nord, urmînd ca la nord de graniță, să coboare probabil, din nou.

Traseul depresiunii epiplatformice urmărește fidel evoluția marginii vestice a platformei.

Potrivit indicațiilor din sondele din bazinul văii Suceava și de la Rădăuți, umplutura acestei depresiuni trebuie să fie formată din depozite jurasice medii și superioare (poate în unele locuri și triasice).

Depozitele jurasice medii stau peste cuvertura paleozoică a platformei.

Depozitele cretacice constituie o cuvertură de nivelare între platformă și depresiunea epiplatformică.

Această depresiune a făcut parte împreună cu depresiunea Lvov și depresiunea Bîrladului din aria Kimerică (M u r g o c i , 1912)



Între valea Ozanei și valea Moldovei depresiunea se îngustează foarte mult corespunzător înaintării promontoriului platformei din acest sector (fig. 6).

La vestul depresiunii și paralel cu ea, pe aceleași secțiuni, se evidențiază o zonă de ridicare.

Această zonă de ridicare (fig. 6) pe care o considerăm ca o mărturie a unei cordiliere-prag ce separă depresiunea epiplatformică de aria de sedimentare carpatică, în timpul Jurasicului (posibil Triasicului?) se plasează acum sub încălcarea pînzelor flișului, prezentînd longitudinal unele sectoare mai ridicate și altele mai coboîte.

Această ridicare a funcționat ca un țarm vestic al depresiunii pînă în Jurasicul superior. După această perioadă atît cordiliera cît și depresiunea au fost înglobate la platformă, făcînd de aici înainte corp comun cu aceasta. În unele sectoare de afundare a cordilierei, depresiunea epiplatformică era în legătură cu depresiunea carpatică, formînd astfel un bazin de sedimentare comun.

La sfîrșitul Jurasicului superior cordiliera împreună cu depresiunea epiplatformică se exondează, iar la vest de cordiliera formată din șisturi verzi, ia naștere geosinclinalul flișului carpatic. Din acest moment cordiliera șisturilor verzi devine țârmul estic al mării flișului căreia îi va furniza material pînă în Miocenul mediu.

Odată cu formarea geosinclinalului flișului începe etapa de subsidență, iar la contactul dintre geosinclinal și cordiliera de șisturi verzi ia naștere o falie profundă (viitoarea falie pericarpatică, după faza de inversiune).

Aici este cazul să se remарce faptul că, dacă în geosinclinalul flișului subsidență a început, în linii mari, concomitent pe toată suprafața sa, inversiunea s-a făcut în etape succesive de la interior spre exterior, bazinele de sedimentare îngustîndu-se din ce în ce mai mult pînă la colmatarea definitivă. De aici și zonarea depozitelor după vîrstă de la interior spre exterior.

Fenomenul observat de M r a z e e încă din anul 1902, a fost imaginat ca o mișcare continuă a axului geosinclinalului de la interior spre exterior, ca efect al scufundării continue a vorlandului.

Compartimentul vestic al faliei de la contactul platformei cu depresiunea a funcționat în sens negativ pînă la începutul Tortonianului, cînd a început faza inversională și în avanfosa carpatică (pl. XXII, fig. 5).

Din acest moment mișcarea blocurilor de o parte și de alta a faliei profunde își schimbă sensul, blocul din est, platformic, coboîndu-se de data aceasta, iar cel vestic, depresionar, ridicîndu-se.

Existența depresiunii epiplatformice demonstrată acum prin date seismice și de sondă, a fost intuită încă de M u r g o c i (1912, 1926) iar ulterior ea a fost consemnată în lucrările lui S l a v i n (1957), B ă n c i l ă (1963, 1964), P a t r u l i u s (1965).

Această depresiune reprezintă, în sectorul prezentat pe harta întocmită de noi, legătura dintre depresiunea Lvov la nord și depresiunea Bîrladului la sud. Este de presupus că, spre sud, pe măsura afundării, coloana stratigrafică a depozitelor depresiunii se apropie mai mult de cea din depresiunea Bîrladului.

Cordiliera șisturilor verzi, (cordiliera pericarpatică, F i l i p e s c u, 1942) a constituit obiectul de discuție a tuturor cercetătorilor care s-au ocupat cu studiul flișului extern, sau care au încercat sinteze asupra structurii Carpaților. Prezența elementelor verzi în formațiunile flișului, dar mai cu seamă în molasa miocen inferioară a condus la presupunerea acestei cordiliere pe la est de zona de dezvoltare actuală a conglomeratelor.

Demonstrarea caracterului alohton al zonei miocene, ne obligă să căutăm fosta cordilieră mult mai la vest, iar datele geofizice analizate în această lucrare, aduc unele indicații asupra poziției sale, mult sub încălcarea actuală a pînzelor : pericarpatică, inferioară și superioară.

Interpretând în continuare aranjamentul orizonturilor reflectatoare de pe profilele seismice, se găsesc argumente pentru trasarea liniilor de încălcare ale unităților superioară și inferioară din zona flișului extern. Pachetul de orizonturi reflectatoare ce se dispune între cel atribuit unității pericarpaticice și cel atribuit unității superioare, sugerează posibilitatea existenței unității inferioare (parautohtonul) ca o lamă de rabotaj în fața unității superioare.

Rezultatele sondelor din valea Suha Mică și Suha Mare și valea Moldovei confirmă această interpretare. Sonda de la Bucșoaia a intrat din unitatea superioară direct în Tortonianul superior de platformă, demonstrând dezrădăcinarea unității inferioare și caracterul ei de lamă de rabotaj.

Sonda săpată pe valea Suha Mică, la vest de Mănăstirea Slatina a străbătut pînă la adîncimea de 1500 m formațiunile pînzei, după care a pătruns în formațiunile unității inferioare, în care a forat pînă la 2600 m. În această adîncime sonda a pătruns în Miocenul pînzei pericarpaticice în care a rămas pînă la adîncimea de 3001 m. Prin rezultatul acestui foraj s-a confirmat existența celor două unități ale flișului în acest sector. Ele au fost confirmate de asemenea și prin sondele de pe valea Suha Mare.

Sonda săpată în zona miocenă, la Drăceni, a intrat la 1568 m din Acvitanianul pînzei pericarpatică în Sarmațianul platformei, iar sonda de pe Valea Seacă a intrat la cca 500 m din Burdigalianul conglomeratic în Sarmațianul de platformă, confirmînd prin aceasta caracterul alohton al zonei miocene și deci Pînza pericarpatică.

Sondele săpate în imediata apropiere a contactului Sarmațian-Miocen, în cuprinsul platformei, au demonstrat grosimea foarte mare a Sarmațianului în această zonă (cca 2000 m la Valea Seacă). Această grosime coroborată cu indicațiile de pe profilele seismice, confirmă ideea existenței depresiunii pericarpaticice (Gavăt, 1957) în care s-a depus molasa superioară din avanfosa carpatică, începînd cu Tortonianul superior.

În urma analizei făcute mai sus, se pot schița, pe scurt, principalele elemente tectonice asupra căror datele de sondă și geofizice dau certitudine (fig. 7).

În flișul extern, există două pînze, una superioară și alta inferioară. Cea inferioară are rol de parautohton.

Zona neogenă este în poziție alohtonă, formînd pînza pericarpatică, care are ca autohton flancul vestic al platformei pe care se situează depresiunea pericarpatică.

Față de unitatea inferioară a flișului, pînza pericarpatică are, la rîndul ei, rol de parautohton.

Marginea vestică a platformei prezintă o coborîre în trepte de la est către vest, afundîndu-se pe cca 10 km sub masa pînzelor flișului extern și zonei neogene.

În adîncime, la marginea platformei, există o depresiune epiplatformică care are ca versant vestic cordiliera pericarpatică (Filipescu, 1942) iar ca versant estic fundamentul podolic. Depresiunea a funcționat numai în Jurasic mediu superior.

În valea Moldovei există o falie de decroșare (fig. 6) care afectează fundamentul și probabil, depozitele ce umplu depresiunea epiplatformică.

Sub masa actuală a pînzei pericarpaticice există depozitele fostei depresiuni pericarpaticice de vîrstă Tortonian superior-Sarmațian inferior.

În fruntea pînzei pericarpaticice se găsește o zonă formată din Tortonian cu sare, prinsă spre vest, sub falia Pleșu, iar spre est, sub transgresiunea părții superioare a Sarmațianului inferior.

Valoarea de pînză a unității superioare reiese și din datele de suprafață. Sub falia care marchează fruntea pînzei și care are un traseu sinuos tipic, dispar oblic, între valea Moldovei și pîrîul Suha Mică două sinclinate



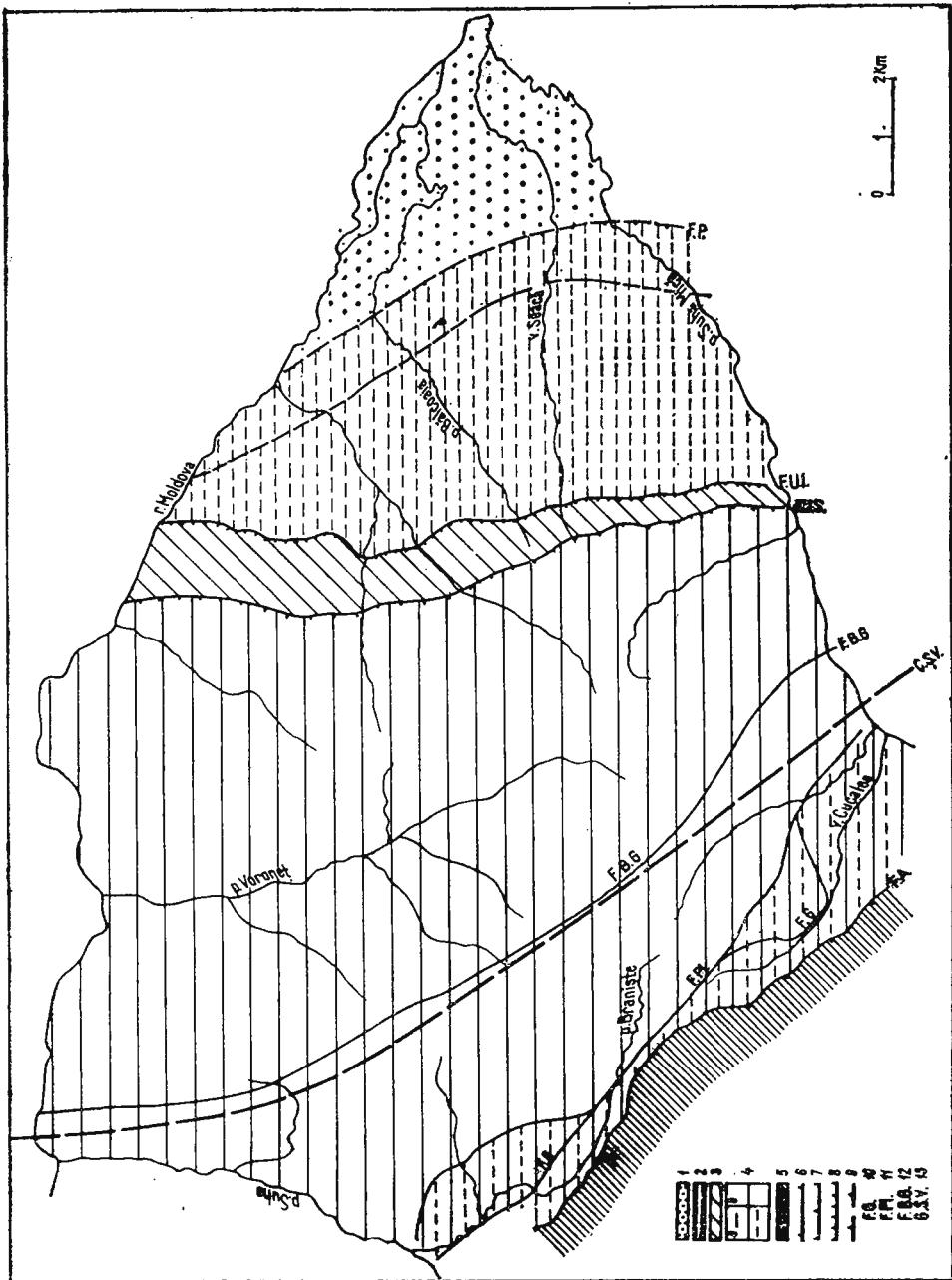


Fig. 7. — Schiță tectonică a regiunii Voroneț—Suha Mică—Plotonița.

1, Platforma moldovenească; 2, unitatea pericarpatică; 3, unitatea inferioară; 4, a) subunitatea de Găinesti; b) subunitatea de Voronet (unitatea superioară); 5, unitatea sîsturilor negre; 6, falia Audia; 7, falia unității superioare; 8, falia unității inferioare; 9, falia pericarpatică; 10, falia Găinesti; 11, falia Plotonita; 12, falia Bucșoaia—Găinesti; 13, cordiliera sîsturilor verzi.

#### Esquisse tectonique pour la région de Voroneț—Suha Mică—Plotonița—

1, Plateforme moldave; 2, unité péricarpatique; 3, unité inférieure; 4, sous-unité de Găinesti; b) sous-unité de Voronet (unité supérieure); 5, unité des schistes noirs; 6, faille d'Audia; 7, faille de l'unité supérieure; 8, faille de l'unité inférieure; 9, faille péricarpatique; 10, faille de Găinesti; 11, faille de Plotonita; 12, faille de Bucșoaia—Găinesti; 13, cordillère des chistes verts.



și un anticinal. Alături de criteriul geometric, criteriul facial completează argumentele în favoarea raporturilor tectonice dintre cele două unități. În unitatea inferioară, Eocenul superior se dezvoltă exclusiv în faciesul statelor de Bisericană, iar Oligocenul îmbracă faciesul predominant conglomeratic.

Raporturile tectonice dintre unitatea inferioară și unitatea pericarpatică nu pot fi puse la îndoială, deoarece Oligocenul ia contact cu Helvețianul. Stratele Helvețianului înclină spre vest intrând sub Oligocen și chiar sub Eocen, în apropierea văii Moldovei.

Contactul tectonic dintre fliș și Miocen reiese clar și din studiul formelor de relief, acesta marcând o scădere bruscă a înălțimilor în zona miocenă față de zona flișului.

Linia pericarpatică nu poate fi detectată la suprafață ci a fost trăsată pe baza interpretării profilelor seismice (pl. XVII).

Pentru corelarea unităților tectonice din cuprinsul flișului extern din valea Moldovei cu alte regiuni sau cu rezultatele cercetătorilor anteriori a fost întocmit tabelul alăturat (tab. 2).

In tabel elementul de bază îl reprezintă schema stabilită de A. T. Anasius (1943), celelalte scheme reprezentând variații mai sintetice sau mai dezvoltate ale cadrului fixat de I. A. T. Anasius.

Tectonica de amănunt din interiorul fiecărei unități, observabilă în lucrările de suprafață, prezintă unele elemente deosebite asupra cărora considerăm că este necesar să se insiste.

### Unitatea superioară

În cuprinsul acestei unități se separă în vest subunitatea de Găinești, cu Eocen în facies de Tarcău și Oligocen în facies de Fusaru și strate de Găinești, iar în est, subunitatea de Voronet, în care Eocenul îmbracă faciesul intermediar și extern iar Oligocenul faciesul gresiei de Kliwa și disodilic.

a) Subunitatea de Găinești a fost separată ca atare de Băncila în anul 1961 (Băncila, Agheorgheiesi, 1964) prin evidențierea faliei „à rebours” (falia Găinești) la contactul cu subunitatea estică.

Prezența butonierelor de șisturi negre eșalonate de-a lungul faliei de Găinești constituie argumentul pentru adoptarea punctului de vedere exprimat de Băncila asupra faliei à rebours. Butonierele respective sunt considerate de către noi ca lame scoase pe falie din formațiunea subiacentă Senonianului din anticlinoriul Bucșoița-Găinești.



În interiorul subunității de Găinești se remarcă falia Plotonița, descoperită de Băncilă (1964) al cărei traseu a fost modificat parțial, pe baza datelor noastre de teren, semnificația ei rămînind însă aceeași.

De-a lungul faliei Plotonița, flancul vestic al sinclinalului Găinești cu Oligocen în facies de Fusaru-Găinești încalcă peste flancul estic al sinclinalului Plotonița, cu Oligocen de Fusaru-Kliwa. Între Cracu Brusturosu și pîrîul Brusturosu, falia aduce în contact stratele de Găinești (Oligocen superior) cu gresia de Tarcău din solzul Braniște.

În continuare falia Plotonița intră în falia Găinești, cu al cărei traseu se confundă pînă la Obîrșia pîrîului Valea Cucalea, în culmea Obcioarei. De aici taie oblic anticlinalul Mestecăniș, ajungînd în pîrîul Valea Cucalea la confluența acestuia cu pîrîul Găunoasa, de unde, din nou, taie aproape transversal același anticlinal, de data aceasta la nivelul Senonianului, după care intră iarăși în falia Găinești, în pîrîul Șuvărîta.

Traseul acestei falii și cutile pe care le taie oblic au constituit argumente pentru figurarea ei pe secțiuni ca faliie cu plan de încălecare (pl. XVII).

În zona sud-estică a subunității de Găinești se dezvoltă anticlinalul Mestecăniș. Anticlinalul Mestecăniș are în ax o lamă de șisturi negre și argilite, tufite și marne roșii, peste care se dezvoltă Senonianul în faciesul stratelor de Hangu și Eocenul în faciesul gresiei de Tarcău. Raporturile dintre șisturile negre cu orizontul argilelor roșii pe de o parte și Senonian-Eocen pe de altă parte sunt tectonice. (Orizontul argilelor roșii vine în contact direct cu gresiile de Tarcău pe pîrîul Mestecăniș).

Așa cum a arătat Băncilă (1964) anticlinalul Mestecăniș reprezintă continuarea spre nord a anticlinalului Ciumîrna. După interpretarea dată de noi se pare că solzul Braniște reprezintă o nouă apariție la zi a aceluiași anticlinal (pl. XVIII), care inițial separa sinclinalul Găinești, în sud, cu Oligocen în facies de Fusaru-Găinești de sinclinalul Plotonița în nord, cu Oligocen de Fusaru-Kliwa. Azi aceste sinclinale se găsesc în raporturi tectonice de încălecare (pl. XVIII).

b) Subunitatea de Voronet acoperă cea mai mare suprafață din regiune.

Falia care delimită subunitatea la est se urmărește pe direcție nord-sud între valea Moldovei, la cca 600 m est de gura pîrîului Izvor, pînă în pîrîul Suha Mică.

Tectonica de detaliu a subunității marginale este reprezentată prin anticlinale și sinclinale faliate și cute solzi care ajung uneori la valoarea unor adevărate skibe.

Dintre acestea, ca elemente mai importante, se desprind următoarele: anticlinoriul solzat Bucșoaia-Găinești, solzul Văratecu-Postăvaru, solzul Maghernița-Pietrosul, sinclinalul Secătura și solzul Voroneț, solzul Obcina Bătrînă, solzul Măgura-Slatina, solzul Obcina Largă-Dealul Mare.

Anticlinoriul solzat Bucșoaia-Găinești reprezintă o zonă de ridicare majoră în cadrul unității superioare, fiind format în cea mai mare parte din Senonian. Pe lîngă cutile anticlinale și sinclinale de mică ampoloare, se remarcă o serie de solzi în care s-au păstrat și sedimente mai noi decât Senonianul.

Solzul pîrîul Sărăt este format din Senonian și Danian-Paleocen. Pe falia acestui solz apar izvoarele sărate de pe pîrîul Sărăt și pîrîul Braniște (pl. XVI).

Solzul Dorotheia este de asemenea format din Senonian și Danian-Paleocen.

Solzul Prislop este format în jumătatea nordică din Eocen inferior și mediu în facies intermediar, Danian-Paleocen și Senonian, iar în jumătatea sudică numai din Senonian- intens cutat. Pe hărțile anterioare acest solz apărea format numai din Senonian.

Solzul Bucșoaia traversează regiunea de la NW spre SE, prezentând în partea nordică o afundare mai accentuată fapt ce contribuie la păstrarea pe lîngă eocenul inferior-mediu și a părții bazale a Eocenului superior (Bucșoaia). Acest solz este format în jumătatea nordică, din Eocen, Danian-Paleocen și Senonian, iar în jumătatea sudică din Senonian. Pe hărțile anterioare în această zonă pe suprafața ocupată acum de Eocen era figurat numai Senonian.

Spre nord anticlinoriul Bucșoaia-Găinești se afundă, păstrînd în solzii menționați formațiuni din ce în ce mai noi, pe cînd spre sud se ridică scotînd la zi partea bazală a stratelor de Hangu.

Pe secțiunile ce traversează zona (pl. XVII, XVIII) se observă că deși anticlinoriul Bucșoaia-Găinești reprezintă, după termenii stratigrafici păstrați, zona cea mai ridicată a subunității estice, aici pînza are cea mai mare grosime, afundîndu-se spre vest. Faptul este explicabil însă prin prezența pragului de platformă la meridianul Voroneț-Găinești (fig. 6).

Ridicarea maximă a subunității estice (de Voroneț) în valea Suha Mică și lățimea redusă de numai 4,5 km față de cca 11 km la paralela Plotonița-Isachia, demonstrează că pragul platformic a jucat un rol important în formarea pînzelor flișului extern, el fiind totodată și cauza deversării generale spre est a cutelor din cuprinsul pînzelor. Aici, pe zona cea mai



ridicată a pînzei eroziunea a îndepărtat o porțiune mai mare din pînză, spre deosebire, de partea nordică unde s-a păstrat o suprafață mai mare.

Totodată planul de încălecare este mai apropiat de verticală aici, față de zona nordică.

Solzul Bucșoaia prezintă o încălecare destul de accentuată peste solzul din față, planul său avînd o înclinare redusă aşa cum rezultă din sonda de la Bucșoaia și din datele seismice.

Prin aceasta solzul Bucșoaia și prin el, anticlinoriul Bucșoaia-Găinești se apropie de valoarea unei Skibe (Skiba Bucșoaia) care ar corespunde, în mare și cu domeniul de dezvoltare al faciesului intermedian din Eocen.

La nord de valea Moldovei falia solzului Bucșoaia are o dezvoltare caracteristică fapt ce contribuie la accentuarea gradului ei de încălecare.

Spre sud, sub falia solzului Bucșoaia dispar oblic solzul Brusturosu-Slătioara, solzul Maghernița-Pietrosul și solzul Voroneț. Eocenul solzului Brusturosu-Slătioara a fost întlnit în sonda de la Găinești sub planul de încălecare al solzului Bucșoaia.

Solzul Văratecu-Postăvaru este alcătuit din Senonian, Danian, Paleocen, Eocen și Oligocen. Oligocenul este păstrat pe o suprafață restrânsă în dealul Văratecu. Sonda de la Bucșoaia a verificat existența acestui solz demonstrînd și încălecarea acestuia peste solzul Maghernița-Pietrosu.

Solzul Maghernița-Pietrosul, împreună cu solzul Brusturosu-Slătioara, dispar sub planul de încălecare al solzului Văratecu-Postăvaru, înainte de a atinge valea Moldovei, Oligocenul din axul lui fiind întlnit în sonda de la Bucșoaia.

Solzul Maghernița-Pietrosul este format din Senonian, Danian, Paleocen, Eocen și Oligocen.

Spre sud acest solz este tăiat oblic de falia solzului Bucșoaia. La sud de vîrful Pietrosul Oligocenul acestui solz este erodat înainte de a atinge falia Bucșoaia, pe cînd spre nord, Oligocenul se afundă sub încălecarea solzului Văratecu-Postăvaru. El a fost întlnit în sonda de la Bucșoaia.

În Valea Moldovei și pîriful Bucșoaia flancul estic al solzului Maghernița-Pietrosul prezintă o recutare la nivelul calcarului de Pasieczna și stratielor de Plop. Orizontul stratelor de Plop se întinde pe o suprafață foarte mare formînd un anticinal care se atenuă și dispare treptat spre sud. Spre nord, în axul anticinalului apar calcare de Pasieczna și argile roșii. Flancul vestic al anticinalului se dezvoltă normal începînd cu calcarele și terminînd cu stratele de Plop, pe cînd flancul vestic este faliat, redu-



cindu-se orizontul argilelor roșii și o parte din stratele de Plop. Spre nord, acest Eocen a fost interceptat în sonda de la Bucșoaia sub solzul Văratecu-Postăvaru. Se poate aprecia că încălecarea solzului Văratecu atinge în valea Moldovei cca 1,5 km.

Sinclinalul Secătura se dezvoltă în dealul Secătura, fiind alcătuit din Oligocen în faciesul gresiei de Kliwa. Flancul vestic al sinclinalului este parțial faliat pe cind flancul estic se dezvoltă normal. Sinclinalul se închide periclinal în culmea de la nord de pîriul Maghernița, spre sud dezvoltîndu-se solzul Voroneț.

Solzul Voroneț ocupă cursul pîriului Voroneț, fiind alcătuit din depozitele Senonianului, Danian-Paleocenului și Eocenului. Acest solz traversează regiunea din valea Moldovei pînă în valea Suha Mică. Spre sud lățimea lui se reduce ca efect al depășirii de către solzii vestici.

În lungul pîriului Voroneț o recutare locală face ca grosimea Eoceneului mediu să crească aparent.

Solzul Obcina Bătrînă se dezvoltă paralel cu precedentul, prezentînd o afundare în partea mediană unde păstrează depozite apartinînd Eoceneului superior. Baza solzului o formează tot Senonianul.

Solzul Măgura-Slatina prezintă o structură complexă.

În cuprinsul acestui solz se întâlnește Oligocenul în faciesul disodilic cu gresii de Kliwa și menilite superioare. În valea Suha Mică, la 230 m în amonte de confluența cu pîriul Pietroasei, la nivelul Oligocenului mediu, sub falia de solz se întâlnește o brecie formată din argile verzi și albăstrui frămîntate, argile cu fragmente de menilite și gresii cu vine de calcit apoi amestec de argile cu vine de calcit, gresii curbicorticale cu crăpături decalcificate, gresii brecificate și recimentate cu calcit, marnocalcare albe-cenușii cu vine de calcit, argile de fricțiune, totul foarte frămînat. Amestecul de roci senoniene și oligocene din această brecie, ca și poziția la contactul Senonian-Oligocen, dovedesc originea ei tectonică (pl. XVII, XVIII).

De-a lungul pîriului Stînei, afluent stîng al pîriului Isachia, se observă o falie transversală care decoșează compartimentul nordic cu 300 m spre est față de cel sudic.

La nivelul Eoceneului mediu și superior în fruntea solzului Măgura-Slatina se produce o recutare cu faliere, observabilă pe piraiele Căprăriei, Bălii, Izvor, Azilului de Bătrîni cu ajutorul orizontului argilelor roșii și al calcarului de Pasieczna care se repetă. Acesta a fost numit Solzul Izvor.

Baza solzului este formată din depozitele Senonianului.



La contactul dintre solzul Măgura cu solzul Obcina Bătrînă se internează o lamă tectonică formată din calcare de Pasieczna și strate de Plop scoasă pe falia de solz.

Solzul Obcina Largă-Dealul Mare se dezvoltă în fruntea unității superioare, îngustindu-se continuu de la nord spre sud. Începând din pîriul Mămuca spre nord, lățimea suprafeței ocupate de solzul Obcina Largă-Dealul Mare crește, producindu-se totodată recutări la nivelul Danian-Paleocenului și Eocenului. Astfel ia naștere sinclinalul Izvor cu argile roșii și strate de Plop în ax și anticlinalul Izvor cu Danian-Paleocen în ax. Pe hărțile anterioare acest sinclinal nu este menționat și nici orizontul argilelor roșii cu strate de Plop. În continuare spre sud solzul este format din Eocen mediu.

Falia ce delimitizează spre est solzul Obcina Largă-Dealul Mare reprezintă linia de încălecare a unității superioare peste unitatea inferioară. Această linie taie flancul vestic al sinclinalului Larga pînă la izvoarele pîriului Larga. Din valea Moldovei pînă în Obcina Largă contactul se face între Eocen mediu și Oligocen superior. De aici spre sud pînă la izvorul pîriului Blidireasa contactul se face între Eocenul mediu și Eocenul superior în faciesul straterelor de Bisericani. În pîriul Blidireasa, în fruntea unității superioare dispar oblic, fiind acoperite de aceasta, sinclinalul Larga, anticlinalul făiat Mămuca și flancul vestic al solzului Mămuca-Valea Seacă.

### Unitatea inferioară

Această unitate se urmărește între valea Moldovei și valea Suha Mică, ea ocupînd o fișie îngustă la marginea de est a flișului extern. Spre vest, cîtele ce compun la suprafață unitatea inferioară, sunt tăiate oblic de linia de încălecare a unității superioare iar unele dispar sub aceasta.

Linia din fruntea unității inferioare are un mers sinuos punînd în contact Oligocenul conglomeratic al solzului Mămuca-Valea Seacă, cu Helvețianul zonei neogene. Aparent, raporturile dintre unitatea superioară și cea inferioară, nu par atât de complicate încît să justifice gradul lor de pînze, dar rezultatele sondelor din valea Suha Mică, Suha Mare, valea Moldovei și pîriul Humor precum și aranjamentul orizonturilor reflectatoare seismice atestă structura în pînză a flișului extern (pl. XVII).

Spre deosebire de regiunea de la sud de Suha Mică și din valea Sucevei, în regiunea cercetată de noi unitatea inferioară este dezrădăcinată și purtată în fruntea unității superioare ca o lamă de răbotaj. Acest fenomen își are explicația aici, prin avansarea și poziția mai ridicată a marginii



platformei. Spre sud unitatea inferioară apare de sub unitatea superioară în Fereastră Bran-Dumesnic, iar spre nord în semifereastră Putna-Straja.

În valea Moldovei, la Bucșoaia, unitatea superioară stă direct peste formațiunile de platformă, unitatea inferioară păstrându-se ca o lamă de răbotaj, la suprafață, iar în adîncime, probabil, undeva mai la vest de Bucșoaia (Dicea, 1967).

Împreună, unitățile flișului extern încălecă peste zona neogenă.

În unitatea inferioară a flișului extern se evidențiază la suprafață, o structură de cute sinclinale și anticlinale faliate, cu o tectonizare mult mai liniștită decât în unitatea superioară.

Sinclinalul Larga-Isachia format din Eocen superior și Oligocen, prezintă în Obcina Largă, dezvoltarea ambelor flancuri. Din valea Moldovei până în Obcina Largă, flancul vestic al sinclinalului este încălecat de unitatea superioară (pl. XVII).

Din părțile Mămuca până în Valea Seacă, sinclinalul Larga-Isachia păstrează la suprafață numai flancul estic, cel vestic fiind încălecat de unitatea superioară, iar în constituția sa intră numai Eocenul superior în faciesul stratelor de Bisericieni.

Anticlinalul Mămuca este faliat, scoțind în ax orizontul calcaros și argilele roșii din Eocenul mediu. Acest anticlinal apare pentru prima dată, pe harta întocmită de noi și el separă sinclinalul solzat Larga-Isachia de solzul Mămuca-Valea Seacă.

Pe hărțile anterioare solzul Mămuca-Valea Seacă era legat cu sinclinalul Larga-Isachia și în felul acesta, conglomeratele ce apar între părțile Larga și părțile Mămuca, la contactul cu Miocenul, erau separate în fruntea pînzei printr-o falie. Evidențierea anticlinalului Mămuca a dat însă cheia rezolvării structurii din această zonă. Ca și sinclinalul Larga-Isachia, anticlinalul Mămuca dispare, în părțile Blidireasa sub încălecarea unității superioare.

Solzul Mămuca-Valea Seacă este format din Eocen superior și Oligocen. Oligocenul este format din orizontul marnelor bituminoase, orizontul disodilic și orizontul conglomeratic cu elemente verzi.

Contactul dintre solzul Mămuca-Valea Seacă și unitatea pericarpatică se face începînd de la nord spre sud, mai întîi prin Eocen mediu și superior, apoi prin conglomeratele Oligocenului și, în sfîrșit, prin orizontul marnelor bituminoase.

Mersul sinuos al acestei linii și formațiunile de vîrstă diferite din cuprinsul unității inferioare, pe care le aduce în contact anormal cu Helvețianul, din unitatea pericarpatică, sunt argumente în sprijinul admis-



terii unei încălecări importante. În acest fel unitatea inferioară, pe distanță pe care se păstrează sub încălecarea unității superioare, capătă rol de parautohton pentru aceasta din urmă.

La rîndul ei unitatea inferioară are ca autohton unitatea pericarpatică.

### **Unitatea pericarpatică**

S-a arătat mai înainte că datele de sondă și profilele seismice demonstrează că zona neogenă formează, la rîndul ei, o unitate în pînză (pînza pericarpatică), care are ca autohton marginea vestică a platformei sau, flancul extern al avanfosei carpatiche (Dumitrescu, 1963).

Între valea Moldovei și valea Suha Mică, unitatea pericarpatică este formată la zi din Eocen superior, Oligocen, Burdigalian conglomeratic-grezos, Helvețian grezo-marnos cu gipsuri și Tortonian cu sare. Eocenul și Oligocenul formează două lame tectonice ce au fost dezrădăcinat în momentul avansării pînzei pericarpatiche. Cele două lame tectonice apar la zi în malul drept al pîriului Isachia, la Capu Cîmpului și ele au fost interpretate pînă acum (Polonic, 1962) ca formind sîmburele unui anticlinal (anticlinalul Drăceni). Săparea sondei din pîriul Valea Seacă exact pe direcția celor două apariții de Eocen-Oligocen a demonstrat caracterul lor de lame tectonice, de tipul celor întinute și mai la sud, în cuprinsul zonei neogene (Petricica, Ciortea, etc.).

Succesiunea normală de la est spre vest a Burdigalianului și Helvețianului formează flancul unui anticlinal care ar fi avut în ax Eocen, Oligocen, Acvitian și Burdigalian. În prezent nu se întîlnesc decit lamele tectonice cu Eocen-Oligocen și Burdigalianul. Flancul estic al anticlinalului este făiat și laminat pe falia Pleșu (pl. XVI, XVII).

Falia Pleșu aduce în contact anormal orizontul conglomeratelor burdigaliene cu orizontul cu sare al Tortonianului.

Din examinarea profilelor seismice se observă că, spre est, pe sub depozitele transgresive ale Volhinianului superior, pînza pericarpatică încalcă peste Buglovian-Volhinian inferior de pe marginea vestică a platformei (respectiv versantul estic al avanfosei).

Între valea Moldovei și valea Suha Mică, Tortonianul cu sare este acoperit transgresiv de Sarmațian. Acest fapt este demonstrat atât de secțiunile seismice cât și de anomaliiile gravimetrice reziduale.

La nord de valea Moldovei, Sarmațianul ajunge să stea transgresiv peste Helvețian și în felul acesta, linia pericarpatică rămîne în continuare sub transgresiunea Sarmațianului. Totodată falia Pleșu crește ca impor-



tanță, aducind în poziție anormală Helvețianul peste Tortonian, pînă aproape de Cacica (Iorgulescu et al., 1962). Astfel, spre nord, depozitele burdigaliene rămîn în adîncime, formînd baza pînzei pericarpaticice sau, sint laminate total, aşa cum au dovedit sondele de la Bucşoaia, Gura Humorului, Mănăstirea Humorului și valea Sucevei.

În urma celor spuse pînă acum, se ajunge la concluzia că atît formațiunile flișului extern cît și ale zonei neogene sînt într-o poziție alohtonă, domeniul lor de sedimentare situîndu-se cu mult mai la vest de locul în care se găsesc astăzi.

După raporturile actuale, unitatea inferioară din flișul extern și unitatea pericarpatică au rol de parautohton, prima pentru unitatea superioară, iar a doua pentru unitatea inferioară.

### **Versantul vestic al platformei**

Versantul vestic al platformei formează autohtonul comun pentru toate pînzele, el jucînd și rolul de subîmpingere în timpul formării pîzelor. În adîncime prezintă o tectonică în blocuri delimitate de falii (fig. 5, pl. XVII).

Prezența platformei sub pînzele flișului a fost dovedită prin sonde pînă la Bucşoaia la cca 10 km de fruntea unității inferioare, iar pe profilele seismice a fost urmărită pînă la Moldovița (cca 20 km de fruntea pînzei).

### **Evoluția tectonică a regiunii și vîrsta încălecărilor**

Unitatea superioară și unitatea inferioară din flișul extern prind sub încălecare depozitele Helvețianului (probabil superior) iar unitatea pericarpatică încălecă peste Volhinian inferior și este acoperită transgresiv de Volhinian superior.

Falia Pleșu prinde sub încălecare Tortonianul (Tortonian inferior și mediu).

Pe baza acestor situații, deducem că pînzele flișului extîrn s-au format în timpul cutărilor stirice noi, după depunerea Helvețianului, iar pînza pericarpatică s-a format în faza attică veche, după depunerea celei mai importante părți din Sarmatianul inferior (Volhinian inferior).

Într-o lucrare recentă, Bica Ionescu (1968) ajunge la concluzia că vîrsta faliei pericarpaticice este ante-sarmatian inferior sau chiar ante-buglovian.

Falia Pleșu s-a format după depunerea Tortonianului inferior și mediu cu sare și înainte de depunerea Volhinianului superior care o acoperă transgresiv, la nord de valea Moldovei.



Prin uramre, fazele principale de formare a pînzelor flișului extern și pînzei pericarpatic din cuprinsul regiunii cercetate de noi, au fost faza stirică și faza attică din orogeneza alpină.

În faza savică depozitele paleogene sunt cutate și uneori exondate, fapt ce a dus la erodarea pe alocuri a depozitelor oligocene. Axul bazinului de sedimentare migrează astfel spre exterior, formînd avanfosa carpatică în care se va depune molasa miocen inferioară (pl. XXII, fig. 5).

Cu toate acestea, domeniul avanfosei miocen inferioare rămîne tot în aria geosinclinalului carpatic, țărmul estic cu șisturi verzi cunoscînd chiar o reactivare, fapt ce a contribuit la formarea conglomeratelor cu șisturi verzi. Caracterul blocurilor ce formează conglomeratele denotă că acest țărm era foarte aproape de aria de sedimentare.

De abia după depunerea Helvețianului, cînd avanfosa era pe cale de umplere, cutările stirice produc pe de o parte încărcarea flișului peste versantul avanfosei, iar pe de altă parte o ridicare generală care conduce la migrarea axului avanfosei spre exterior, înglobînd și o parte din teritoriul platformei (pl. XXII, fig. 6).

Astfel, domeniul avanfosei, în care s-a depus molasa superioară, avea un flanc intern carpatic și un flanc extern de platformă, pe cale de scufundare lentă (pl. XXII, fig. 7).

Scufundarea versantului platformei, pe de o parte și ridicarea versantului carpatic pe de altă parte, a creat o zonă de apel în exterior, spre care au alunecat depozitele miocen inferioare și medii, formînd pînza pericarpatică (pl. XXII, fig. 7) (D i e e a , 1967).

Se deduce astfel că, în partea nordică a Carpaților Orientali, aspectul structural major s-a definitivat în faza attică, în timp ce mai spre sud, scufundarea avanfosei a continuat pînă în Pliocenul superior și Cuaternarul inferior.

Suprîncărcarea versantului platformei cu depozitele pînzelor flișului și zonei miocene, a condus la compartimentarea acestuia în trepte, ce se afundă succesiv spre vest.

Pe baza considerațiilor de mai sus, în regiunea Voroneț-Suha Mică-Plotonița se individualizează elemente ce pot fi încadrate în etajele mediu și superior ale structogenezei alpine (D u m i t r e s c u , 1962).

Etajul structural mediu este reprezentat prin subetajul inferior, mediu și superior. Subetajul inferior (austriac) este reprezentat prin butozierele de șisturi negre și orizontul tufitic-marnos roșu, ce apar în cuprinsul subunităților vestică și estică.



Subetajul mediu (laramic) este reprezentat de stratele de Hangu inferioare și superioare din unitatea superioară a flișului extern.

În stratele de Hangu superioare (Danian) se individualizează orizonturi micro-conglomeratice și conglomeratice (mai ales spre partea superioară) care denotă pentru timpul respectiv existența unor cordilieri emerse (pl. XXII, fig. 1) ca efect redus al fazei de cutare laramice.

Subetajul superior (savic) este reprezentat de flișul paleogen din unitățile flișului extern și zonei neogene.

Etajul structural superior este reprezentat prin subetajul inferior (stiric) și subetajul superior (attic).

Subetajul inferior (stiric) cuprinde depozitele molasei inferioare cu Burdigalian conglomeratic-grezos, Helvețianul grezo-marnos-gipsifer și Tortonianul inferior și mediu, marnolagunar.

Subetajul superior (attic) cuprinde depozitele molasei superioare aparținând Tortonianului superior cu anhidrite și marne și Sarmațianului inferior marnos-nisipos.

În Moldova de nord structogeneza alpină se încheie după Sarmațianul inferior. La această dată atit pînzele flișului cît și pînza pericarpatică erau formate ca atare, regiunea era exondată și procesul de gliptogeneză început. O mărturie în acest sens o constituie și marele con de dejecție al Moldovei din Sarmațianul de la Păltinoasa (dealul Ciungi).

În zona de platformă, prin datele de sondă s-au obținut elemente stratigrafice care dau indicații asupra prezenței unui etaj structural mezozoic cu Jurasic mediu-superior și Cretacic, unui etaj structural eocen și unui etaj structural neogen (Tortonian-Sarmațian). Aceste trei etaje structurale sunt delimitate prin lacune și discordanțe stratigrafice, ele constituind cuvertura platformei caledoniene (Dumitrescu, 1962).

În fundamentul platformei se individualizează, în sectorul analizat, o cordilieră assyntică care a constituit la marginea vestică a platformei „cordiliera pericarpatică” (Filipeșcu, 1942).

La est de această cordilieră se plasează depresiunea epiplatformică (Murgoci, 1912, 1926). Această depresiune a funcționat ca un canal de legătură, în timpul Jurasicului, între depresiunea Bîrladului la sud și depresiunea Lvovului la nord. Marginea externă a acestei depresiuni s-ar suprapune în linii generale cu „pragul marginal moldav” (Dumitrescu, 1962).

## **VI. CONSIDERAȚII ASUPRA PERSPECTIVELOR ECONOMICE ALE REGIUNII VORONET-SUHA MICĂ-PLOTONIȚA**

Este cunoscut faptul că unitatea geologică cunoscută astăzi, mai ales în rîndul geologilor petroliști, sub denumirea de „depresiunea precarpatică”



(Onicescu, Grigorescu, 1957; Grigorescu, 1961) din care face parte și regiunea studiată de noi, a constituit încă de la începutul industriei petroliere sursa principală a exploatarilor de petrol.

Depozitele cu caracter de fliș și molasă care au umplut această depresiune pe grosimi importante, începând încă de la finele Jurasicului (din Carboniferul superior după Grigorescu și Onicescu, 1957 și Grigorescu, 1961) conțin în secțiunea lor atât roci pelitice cât și roci psamitice, primele constituind roci sursă de hidrocarburi sau roci de protecție, în cazul capcanelor constituite, iar secundele roci magazin sau colectoare.

Regiunea Voroneț-Suha Mică-Plotonița se situează aproximativ la jumătatea distanței dintre două importante regiuni petrogazeifere din cuprinsul provinciei „Depresiunea Precarpatică” (Grigorescu); regiunea Borislav de pe teritoriul R. S. S. Ucraina și regiunea Moinești-Tazlău de pe teritoriul R. S. România. În ambele regiuni cele mai importante zăcăminte sunt legate de parautohtonul unității superioare a flișului extern (unitatea inferioară în R. S. România, zona internă a depresiunii precarpaticice în R. S. S. Ucraina) și de zona neogenă (unitatea pericarpatică—R. S. R., depresiunea precarpatică—R. S. S. Ucraina).

Formațiunile care intră în constituția regiunii analizate ocupă în coloana stratigrafică intervalul cuprins între Cretacicul inferior și Sarmatianul inferior, inclusiv.

În fazele de orogeneză care au afectat depozitele geosinclinalului carpatic au luat naștere anticlinale, cute-falii și solzi, care au constituit principalele capcane pentru acumularea hidrocarburilor. Impulsurile orogenice puternice au contribuit la nașterea unor pînze de șariaj care au creat condiții ideale pentru conservarea unor zăcăminte de hidrocarburi în unitățile acoperite de pînze. Această tectonică exagerată a avut totodată și un efect negativ, în sensul că a scos la zi și a dat pradă eroziunii multe din structurile cu zăcăminte de hidrocarburi cantonate în cuprinsul pînzei.

Așa se și explică faptul că, în prezent, deși în formațiunile din unitățile în pînză există foarte multe izviri de hidrocarburi, la suprafață, zăcămintele descoperite sunt foarte puține și de importanță redusă. Ele au fost distruse de eroziune sau supuse degradării treptate.

Atât în regiunea la care se referă lucrarea de față cât și în regiunile învecinate, se cunosc numeroase indicații de hidrocarburi, reprezentate prin izvoare de petrol sau manifestații de gaze la suprafață, impregnații cu petrol a unor roci, puțuri sau urmele unor puțuri vechi prin care s-a extras o anumită cantitate de petrol, mărturii despre existența unor sonde de



mică adâncime din care s-ar fi scos mai demult petrol și în sfîrșit, indicații de petrol sau gaze în sondele de prospecțiune sau explorare săpate în ultimii ani.

Indicațiile de hidrocarburi de la suprafață, din puțuri și din sonde se găsesc în toate formațiunile care alcătuiesc coloana stratigrafică a regiunii, începînd cu Jurasicul și terminînd cu Sarmațianul.

Cele mai numeroase iviri de petrol la suprafață se găsesc în partea vestică a regiunii, în șisturile negre și în Paleogenul dezvoltat sub faciesul gresiei de Tarcău.

Dacă se acceptă ideea autohtoniei zăcămintelor de petrol, în depresiunea precarpatică, înseamnă că toate seriile petrolierere din Jurasic și pînă în Sarmațian conțin și rocile mame corespunzătoare. Dacă însă se pleacă de la ipoteza că ivirile de petrol reprezentă numai urmele unor acumulații, degradate și distruse, rezultă că structurile cu zăcăminte industriale trebuie căutate în zonele în care formațiunile de interes sănt acoperite de depozite mai noi sau de pînze, care pot asigura conservarea lor.

În evoluția geotectonică a geosinclinalului carpatic se constată un proces îndelungat de scufundare continuă începînd, cel puțin, din Jurasicul superior (sau chiar din Carbonifer superior — după Onceseu și Grigorescu, 1961) care a dus la depunerea unei serii groase de sedimente și care a creat condițiile favorabile formării rocilor bituminoase, generatoare a hidrocarburilor din zăcămintele carpaților.

Cadrul geotectonic contradictoriu al geosinclinalului carpatic, cu un țărm intern foarte mobil reprezentat de nucleul carpatic în curs de ridicare și un țărm extern mai stabil, platformic, în curs de scufundare lentă, dar continuă, a determinat condiții deosebite pentru sedimentarea serilor posibil generatoare.

Astfel, cele mai favorabile condiții de mediu pentru formarea rocilor mame de petrol s-au asigurat în jumătatea externă a geosinclinalului, pe un fundament mai stabil, în timp ce în jumătatea internă, regimul tectonic activ și fundamentalul mobil au creat condiții mai puțin favorabile depunerii serilor bituminoase. În această parte sedimentarea se făcea într-un mediu bine aerat, agitat de curenți marini de fund, ceea ce a condus la depunerea unor serii groase de turbidite.

Începutul fazei inversionale în geosinclinalul carpatic, începînd cu faza austrică a orogenezei alpine, păstrează neschimbate raporturile dintre cele două părți ale geosinclinalului. Treptat zona internă se ridică, adăugîndu-se la catena carpatică, în timp ce zona externă se scufundă și se

îngustează păstrând continuu condițiile favorabile formării faciesului bituminos.

În faza finală a structogenezei alpine, cînd sedimentele zonei interne, mai vechi, au fost aduse în poziție tectonică peste sedimentele zonei externe, mai noi, primele au fost atacate mai timpuriu de eroziune, distrugîndu-se prin aceasta și eventualele zăcăminte ce se acumulează în structurile formate în fazele anterioare ale structogenezei. Astfel se explică și abundența ivirilor de hidrocarburi la suprafață din zona șisturilor negre și din zona gresiei de Tarcău.

Prin urmare, evoluția geotectonică a geosinclinalului carpatic a determinat și repartizarea în plan orizontal și vertical a formațiunilor sedimentare ce au luat naștere precum și faciesul lor.

În mod normal în zonele de maximă adîncime s-au depus formațiuni predominant pelitice, iar în zonele de șelf s-au depus formațiuni predominant psamitice sau psefitice, terigene sau carbonatace. Dacă se ține seama însă de situația reală a repartiției seriilor litologice, care prezintă foarte mari abateri de la succesiunea zonelor granulometrice ideale, în funcție de batimetrie, trebuie să se recunoască în mod hotărîtor, intervenția unor factori capabili să tulbere succesiunea ideală a formațiunilor.

Acești factori capabili de a introduce modificări în aspectul facial al seriilor sedimentare sunt curenții marini de fund sau curenții de turbiditate.

Analiza seriilor litologice din regiunea Voroneț-Suha Mică-Plotonița ca și din zona flișului și molasei în general, demonstrează rolul important al curenților de turbiditate în formarea seriilor sedimentare din geosinclinul flișului.

Condițiile de dezvoltare a vieții animale și vegetale precum și condițiile de sedimentare și transformare a materiei organice, în strînsă legătură cu tipurile de sedimentare menționate au determinat caracterul de roci bituminoase și roci colectoare pentru unele serii sedimentare.

Pentru identificarea prezenței sau absenței tipurilor de roci, care interesează în definirea formațiunilor de interes petrolifer, este necesară o analiză succintă, din acest punct de vedere, a principalelor serii sedimentare din cuprinsul regiunii cercetate.

Șisturile negre sunt reprezentate prin cele trei complexe separate de Filipescu (1952): complexul sferosideritic, complexul șistos și complexul gresiilor cuarțitice glauconitice. Culoarea neagră a întregii serii de șisturi negre și prezența sferosideritelor denotă depunerea în condiții reducătoare. Culoarea neagră se datorește pe de o parte prezenței materiei



organice, iar pe de altă parte hidrotroilitului (Papiu) și oxizilor de mangan (Filiipescu). Izvoarele de petrol, puțurile și sondele menționate care au dat petrol din seria șisturilor negre, atestă prezența rocilor mame de petrol. Analizele de bitumene executate pe eșantioane colectate din șisturile negre, din Bucovina, au indicat un conținut ridicat de substanță organică solubilă în solvenți organici.

În complexul inferior s-a determinat un conținut cuprins între 0,32–1,17 %, iar în pelitele din complexul grezos un conținut de 0,21 %. Acest conținut este mult diminuat datorită expunerii materialului la suprafață.

Pelitele din orizontul vărgat (roșu-verde cu tufite) a căror colorație presupune un mediu de depunere oxigenat, prezintă un conținut de numai 0,033 %.

În seria șisturilor negre se întâlnesc intercalații de gresii în bancuri subțiri, uneori gresii feldspatice micaferic și complexul gresiilor cuarțitice glauconitice.

Intercalațiile de gresii micaferic, prin grosimea lor redusă nu pot intra în discuție ca eventuale roci colectoare pe seama cărora să se formeze zăcăminte industriale. Ar rămâne atunci complexul gresiilor glauconitice. Compactitatea lor și gradul avansat de silicificare reduc la zero capacitatea lor de înmagazinare. Studiul în afloriment precum și în secțiuni subțiri al gresiilor cuarțitice evidențiază însă o rețea bogată de fisuri (macro și microfisuri) a căror cauză este, în primul rînd, de natură tectonică.

Rețeaua de fisuri ar putea fi luată în considerație pentru realizarea unor acumulări pe seama petrolului generat de șisturile negre, în cazul indeplinirii condițiilor de capcană.

Gradul de fisurare este un factor important în determinarea capacitații de înmagazinare chiar în cazul complexului șistos.

Stratele de Hangu care reprezintă un constituent principal al flișului extern, au în compoziția lor pachete importante de pelite (marne și argile) precum și psamite (gresii calcaroase și calcaro-gresii). Analizele chimice executate asupra unor pelite din stratele de Hangu de pe pîrîul Suha Mică au arătat un procent relativ ridicat de substanță organică solubilă (0,887 %) ceea ce duce la concluzia că și stratele de Hangu pot fi considerate în anumite limite ca roci mame de hidrocarburi.

Analiza microscopică a unor pelite din intercalațiile șistoase negricioase, cu urme de plante carbonificate, a pus în evidență un microconținut foarte bogat în concrețiuni de pirită.

Alte probe recoltate din argile închise au evidențiat de asemenea un microconținut cu concrețiuni de pirită sau testuri de foraminifere piritizate.



Prezența în exclusivitate, sau frecvența ridicată a concrețiunilor de pirită și piritizările în intercalațiile de argile analizate, denotă existența unor condiții de mediu reducător, realizate în anumite momente în procesul sedimentării stratelor de Hangu.

Intercalațiile de gresii calcaroase și calcaro-gresiile existente în compoziția stratelor de Hangu, din cauza compactității lor (gresie calcaroasă porozitate = 2,2 % și permeabilitate 0, calcar aleuritic porozitate = 3,0 % și permeabilitate 0,037 md<sup>42</sup>) nu pot constitui bune roci magazin. Totuși, debitele industriale de gaze și petrol obținute din stratele de Hangu la Pipirig, trebuie explicate numai prin prezența fisurilor.

Privite din acest punct de vedere stratele de Hangu, în special orizontul superior, protejate de acoperișul depozitelor paleogene ar putea fi luate în considerație ca obiective de perspectivă. Pentru orizontul inferior al stratelor de Hangu (marnocalcarele cu fucoidă) valorile permeabilității totale sunt cuprinse între 0 și 0,024 mD., iar al porozității efective între 2,7 % și 3,1 %.

Permeabilitatea fisurală determinată pe probe, înregistrează valoarea medie de 0,0000820 mD iar porozitatea 0,0049 %<sup>43</sup>.

Eocenul este reprezentat prin cele trei faciesuri cunoscute : intern, intermedian și extern.

Faciesul intern este dominat de gresia de Tarcău cu intercalații sporadice de pelite (argile și marne), având la partea superioară stratele de Podu Secu în care psamitele predomină încă asupra pelitelor.

Din faciesul gresiei de Tarcău au fost analizate<sup>44</sup> probe de pelite colectate din valea Bîsca Chiojdului, găsindu-se un conținut mediu de substanță organică solubilă cuprins între 0,228 – 0,197 %. Probele din stratele de Plop (Podu Secu) prezintă un conținut mai redus (0,119 – 0,094 %).

Gresia de Tarcău a cărei porozitate atinge valoarea de 20 %, iar permeabilitatea de 215 mD, întrunește calități bune pentru o rocă magazin. La aceasta se poate adăuga gradul de fisurare care nu poate fi neglijat.

Potibilitățile de formare și acumulare a hidrocarburilor în faciesul Eocenului de Tarcău sunt confirmate de ivirile de petrol de la Moldovița, precum și de producțiile care s-au obținut la Moinești, Bogata, Păcurița, Comănești și Cătiașu.

<sup>42</sup> G. Pîrvu. Tema 147. Studiul colectoarelor fisurate din flișul Carpaților Orientali. Arh. I.P.G.G. – M.P.

<sup>43</sup> Op. cit. pct. 42.

<sup>44</sup> Tema 84 C I.C.P.T.G. Arh. I.P.G.G.

Expunerea la zi a Eocenului de Tarcău îi reduce perspectivele numai la nivelele inferioare, care rămân protejate în adîncime, sau la cutile prinse sub planul de încălcare al unității din vest.

În faciesul intermediar alături de intercalațiile de gresii de Tarcău intervin sevențele pelitice reprezentate prin argile, marne și marnocalcare. Pelitele din acest facies ar putea fi luate în considerație ca roci generatoare de hidrocarburi.

Psamitele sunt bine reprezentate, fie prin intercalații de gresii tip Tarcău fie prin intercalațiile de gresii silicioase, glauconitice, asemănătoare gresiei de Kliwa, care apar în baza seriei (în Paleocen).

Faciesul extern este predominant pelitic și în anumite condiții a putut constitui o serie generatoare de hidrocarburi. Dacă se ia în considerație faciesul stratelor Cașin, cunoscute în semifereastră Putnei, sau faciesul stratelor de Bisericanî, cunoscute prin bituminozitatea lor, se poate considera că ele pot juca rolul de roci mame pentru eventualele acumulări din Eocenul în facies extern (marginal). Probe din stratele de Bisericanî, din pîrul Izvor, au dat un conținut de substanță solubilă de 0,192 % în benzen și 0,150 % în cloroform.

Rocile magazin sunt reprezentate prin intercalațiile și lentilele de gresii tip Scorbura și tip Păltinoasa, care în unitatea inferioară ocupă o mare parte din coloana stratigrafică a Eocenului din valea Moldovei.

Pînă în prezent însă, nu s-a descoperit nici un zăcămînt în Eocenul extern din țara noastră. Se cunosc în schimb importante acumulări de petrol și gaze în seria de Vîgoda, seria de Maneav și seria de Iamna din Eocen și Paleocenul zonei interne a depresiunii precarpatic din Ucraina (Borislav, Maidan, Bitcov, etc.).

Oligocenul prezintă cele mai importante roci mame și roci colectoare din Carpații Orientali.

După caracterul și natura psamitelor și pelitelor și în Oligocen se poate vorbi de trei faciesuri : intern, intermediar și extern.

Faciesul intern este reprezentat prin gresii de Fusaru, de tipul gresiilor de Tarcău și marne și argile de tip Krosno-Pucioasa.

În Oligocenul faciesului intern din regiunea Voronet-Suha Mică-Plotonița pelitele sunt reprezentate prin marnocalcarele bituminoase, șisturile disodilice, marnele de Pucioasa și marnele și argilele din stratele de Găinești. Caracterul bituminos al primelor două orizonturi este bine cunoscut în literatura geologică a Carpaților Orientali. Analize executate asupra unor argile din stratele de Pucioasa au arătat un conținut în substanță organică solubilă de 0,214 %. Culoarea închisă a unor marne și



argile din stratele de Găinești trădează caracterul lor probabil de roci sursă pentru hidrocarburi. Totuși, caracterul bituminos al faciesului intern este mult mai redus decât al celui intermedian și extern.

Roca magazin, în faciesul intern, este reprezentată de gresia de Fusaru a cărei porozitate are valori de cca 28–30% și permeabilitate de 215 mD.

Faciesul intermedian al Oligocenului este marcat prin întrepătrunderea faciesului de Fusaru cu faciesul de Kliwa. În acest caz rocile mame sunt reprezentate din abundență prin șisturile disodilice, iar rocile magazin prin gresiile de Fusaru și gresiile de Kliwa.

În faciesul extern roca mamă este bogat reprezentată prin șisturile disodilice și menilite, care ocupă un important volum din coloana stratigrafică a Oligocenului iar rocile magazin sunt reprezentate de gresia de Kliwa, gresia de Lucăcesti și în cazul unei fisurări puternice, chiar de menilite.

Analiza unei probe de șisturi disodilice din pîrîul Izvor a dat un conținut de substanță organică solubilă de 0,509% în benzen și 0,369% în cloroform.

Perspectivele de hidrocarburi ale Oligocenului în facies intermedian și extern sunt confirmate de numeroasele zăcăminte industriale descoperite în în zona Moinești-Tazlău-Oituz și în Ucraina subcarpatică.

Prezența la un loc, în Oligocen, atât a rocilor mame cât și a rocilor magazin pledează pentru caracterul primar al zăcămintelor descoperite în această serie.

În Miocenul din zona cercetată de noi ca și din restul depresiunii, se întâlnesc atât roci pelitice cât și roci psamitice și psefitice. S-a menționat într-un capitol anterior că în Miocen se întâlnesc cel puțin două serii salifere: una în Acvitanean-Burdigalian și alta în Tortonian. Aceste serii salifere sunt însoțite și de roci cu caracter bituminos.

Rocile ce ar putea juca rol de roci mame de petrol ar putea fi reprezentate prin argilele șistoase din Acvitanean (stratele de Cornu), argilele și mărnele șistoase cu eflorescențe din Helvețian, șisturile cu radiolari și mărnele cu *Spirialis* din Tortonianul superior și mărnele din Sarmațianul inferior.

Ca roci magazin ar putea fi luate în considerație gresiile microconglomeratice din Acvitanean și Burdigalian, gresiile glauconitice din Burdigalian, gresiile calcaroase din Helvețian, nisipurile și nisipurile marnoase din Tortonianul superior și Sarmațianul inferior, toate acestea trebuind să intrunească și condiții favorabile de capcană.



Pentru perspectivele favorabile ale Miocenului din depresiunea precarpatică pledează zăcămintele de petrol și gaze descoperite în zona neogenă din Moldova, în zona mio-pliocenă din Muntenia și Neogenul din depresiunea getică.

Sumara trecere în revistă a posibilităților seriilor sedimentare din cuprinsul regiunii cercetate și din regiunile învecinate, de a genera și înmagazina hidrocarburi, îndreptățește concluzia că în coloana stratigrafică a flișului și molasei din geosinclinalul carpatic există numeroase secvențe litologice care au putut juca rol de roci mame (pelitele) și roci magazin (psamitele) pentru hidrocarburi. În prezent este aproape unanim admisă ideea că formarea substanțelor din care iau naștere petrolul și gazele are loc nu ca un rezultat al proceselor unice, local organice, ci reprezintă un proces larg răspândit care însoțește sedimentogeneza, litogeneza și tectogeneza (Welte, 1965).

Sursa petrolului și gazelor sunt hidrocarburile închise în toate rocile pelitice și pelitomorfe formate subacvatic<sup>45</sup>.

Pe teritoriul țării noastre, toate zăcămintele de hidrocarburi descoperite pînă acum sunt cantonate în rocile sedimentare<sup>46</sup>. Acest fapt pledează pentru originea organică a hidrocarburilor din zăcămintele cunoscute, teorie acceptată în prezent de majoritatea geologilor români și străini. Ca sursă a hidrocarburilor din geosinclinalul carpatic sunt considerate rocile pelitice ce se întîlnesc în seria sedimentelor ce constituie umplutura geosinclinalului.

Prin aceasta, procesul generării hidrocarburilor în formațiunea de fliș și molasă capătă un cadru mai larg, înglobînd toate, sau aproape toate rocile pelitice din succesiunea stratigrafică, unele avînd totuși în prezent caractere mai evidente de roci sursă, decît altele (sisturi negre, disodile, etc.)

În aprecierea perspectivelor petrolierale regiunii cercetate s-a plecat de la ipoteza prezenței rocilor sursă în toate seriile sedimentare ale geosinclinalului carpatic, din care hidrocarburile au migrat în rocile magazin și de aci pe diferite căi, fisuri, falii, pori spre capcane, alcătuind de la caz la caz zăcăminte primare sau secundare.

<sup>45</sup> I. V. Visotki. Condițiile de formare a zăcămintelor de petrol și gaze în bazinul petrolifer din sudul sistemului cutat carpatic. (Conferință ținută la I.P.G.G. București—mai 1966).

<sup>46</sup> În bazinul Panonic s-au descoperit zăcăminte în zona alterată a sisturilor cristaline din fundamentul bazinului. Si aceste hidrocarburi provin însă prin migrație laterală din sedimentul adiacent.



Larga răspândire a indicațiilor de hidrocarburi precum și a zăcămințelor din depresiunea precarpatică păstrează actuală și ipoteza autohtoniei petrolului, în multe din zăcăminte cunoscute sau în perspectivă de a fi descooperite.

În lumina elementelor favorabile acumulate prin expunerea de mai sus, perspectivele regiunii cercetate de noi apar condiționate, în ultima instantă, de situația structurală în care se găsesc la ora actuală diferențele formațiuni de interes.

Această problemă a fost tratată pe larg la capitolul „Tectonica”.

---



## BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu Gr. (1964) Observații geologice în flișul cretacic din regiunea Găinești—Stulpicani (Carpații Orientali). *D.S. Inst. Geol.* XLIX. București.
- Atanasiu I. (1932) Apropos d'une roche à glauconie. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XIX. București.
- (1943) Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates Moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* XXII. București.
- (1952) Orogeniza și sedimentarea în Carpații Orientali. *An. Com. Geol.* XXIV. București.
- (1952) Faciesurile flișului din Carpații Orientali. *An. Com. Geol.* XXIV. București.
- Athanasiu S. (1913) Cercetări geologice în Bazinul Moldovei din Bucovina. *An. Inst. Geol. Rom.* IV. București.
- Macovei G., Atanasiu I. (1927) La zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du basin de la Bistrița. *Guide des excursions (Ass. o. l'avanc de la géol. d. Carp.)*. București.
- Aubouin J. (1965) Reflecții asupra problemei flișului și molasei. Aspectul ei în Helenide (Grecia). *Rev. de Referate și recenzii Geol. Geografie* 8. București.
- Bâncilă I. (1952) Geologia regiunii Gura Humorului—Voroneț—Suha (Cîmpulung și Baia). *D.S. Com. Geol.* XXXVI. București.
- (1955) Paleogenul zonei mediane a flișului. *Bul. Șt. Acad. R.P.R.* VII. 4. București.
- (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Șt. București.
- Hristescu E. (1963) Linia externă și linia pericarpatică dintre valea Sucevei și valea Trotușului (Carpații Orientali). *Rap. Congr. V. Ass. Carp. Balc.* București.
- Agheorghe si V. (1964) Observații noi asupra flișului dintre valea Suha Mare—valea Moldovei (regiunea Suceava). *An. Com. Geol.* XXXIII. București.
- (1965) Sur la tectonique des Carpates Orientales, *Carpato-Balkan. Geol. Ass. VII. Congres Sofia. sept. 1965.*
- Bentz P. (1961) The terms flysch and theyr application. *Bull. of the Geological Society of Turkey.* VII. 2. Ankara.
- Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Ksiazkiewicz M., Zytko K. (1963) Stratigraphie des Karpates-externes polonaises, din vol. X. „Recherches géologiques dans les Karpates.” *Int. Geol. Biul. 181. Asoc. Geol. Karpato-Balkanique.* VI-ème Congres, Varșovie—Cracovie.
- Blaicher J., Slaczka A. (1963) Stratigrafia unității de Dukla pe teritoriul Carpaților polonezi. *Résumés VI-ème Congres Asoc. Geol. Karpatico-balcanique—Varșovia—Cracovia.*
- Bolli M. H., Cita B. M. (1960) Upper cretaceous and Lower Tertiary planktonic Foraminifera from the Paderno d'Adda. Section, northern Italy—Copenhagen.



- Bombiță Gh. (1961) Revizuire biostratigrafice în flișul paleogen din Carpații Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Acad. R.P.R.* VI.3. București.
- Botez G. (1912) Asupra unui *Inoceramus salisburgensis* din Flișul județului Bacău. *D.S. Inst. Geol.* III. București.
- Botezatu R., Dumitru St. (1957) Efectul gravimetric al limitei externe a flișului în Moldova de nord. *Bul. Șt. al Acad. R.P.R. Secț. de Geol. și Geogr.* II. 2. București.
- Bucur I., Costea I. (1961) Asupra breciilor din oligocenul bazinului Cason (Tg. Secuiesc). *Rev. Petrol și Gaze.* 5 București.
- Cerneagă Gh. (1952) Zona internă a flișului în Carpații Orientali. *An. Com. Geol.* XXIV. București.
- Contescu L. (1963) Préfliisch et postfliisch, deux formations géosininelales syndiestrophiques. *Résumés Asoc. Geol. Karp. Balk.* VI-ème. Congr. Varsow—Cracovia.
- Costea I., Dimă D. (1965) Contribuții la cunoașterea limitei cretacic-terțiar în ramura moldovenească a Carpaților Orientali. *Rev. Petrol și Gaze,* 16, 2. București.
- Dabaghian N. V. (1964) Foraminiferi verhnevo mela Utesovoi i Marmorošskoi zon vostocinih Karpat. (Autoreferat Lvov 1964).
- Dicea O., Ali Mehmed E., Damian A. (1966) Contribuții la descifrarea tectoniciei de adâncime a zonei flișului extern și zonei neogene din nordul Moldovei. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geofizică* 4, 2. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Ionescu N. (1966) Considerații privind eficiența metodei SSM în zona flișului și zona neogenă din Carpații Orientali (de la extremitatea nordică pînă la curbură). *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geofizică* 4, 2. 1966.
  - (1967) Le rôle des zones de suture d'entre la platteferme et la dépression dans la formation des dépôts réogenes du nord de la Moldavie. *Congr. al VIII-lea al Ass. Geol. Carp.-Balk.* I. Belgrad.
  - (1968) Paleogenul din regiunea valea Uzului—valea Ciobănașului. *Rev. Petrol și Gaze* 6, 19, București.
  - Cristescu E., Georgescu P., Ionescu N., Mihăilescu C., Müntz K., Rodina V. (1969) Contribuția prospecțiunii seismice la descifrarea structurii depozitelor sedimentare de pe marginea Platformei moldovenești. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geofizică* 7, 1. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Dott R. H. Jr. (1963) Dinamica proceselor de sedimentare subacvatică gravitațională. *Bul. of the Am. Petr. Geol.* 47, 1. Tulsa.
- (1965) Wacke, grauwacke și matrice — cum trebuie abordată clasificarea gresiilor imature? *Rev. Ref. și Rec. geol. geografie* 8. Acad. R.P.R. București.
- Dumitrescu I. (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.* XXIV. București.
- (1962) Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică și cartare geologică. Ed. Didactică și Pedagogică. București.
  - (1963 a) Asupra stratelor de Tisaru. *Bul. Inst. de Petrol, Gaze și Geologie.* IX. București.
  - (1963 b) Date noi asupra structurii flișului miogeosininal din munții Vrancei (Carpații Orientali). *Comunic. Șt. Secț. III. Tectonică. As. Geol. Carp. Balc. Congresul al V-lea sept.* 1961. București.
- Filipescu M. G. (1931) Studiul petrografic al depozitelor oligocenului superior din Piantele de Văleni, insula Buștenari, jud. Prahova (Pămînt cu diatomée, gresie de Kliwa, sisturi menilitice). *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVIII București.

- (1939) Sur la nature et l'âge des dépôts dans le forage de Horodnic. *Bul. Scient. Acad. Rom.* XII, 1–2. București.
- (1942) Le phénomène de minéralisation à l'exterieur des Carpates Orientales. *Bul. Soc. Rom. de Geol.* V. București.
- Drăghindă I., Mutihac V. (1952) Contribuții la orizontarea și stabilirea vîrstei șisturilor negre din zona mediană a flișului Carpaților Orientali. *Comunicările Acad. R.P.R.* II, 9–10. București.
- (1955) Vederi noi asupra tectoniciei flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon și a Politehnicii București.* 6–7. București.
- (1957) Contribuții la orizontarea stratigrafică a cretacicului din flișul extern dintre văile Teleajen și Uzu. *Bul. Șt. Secț. Geologie și Geografie.* II, 1. București.
- (1961 a) Problema limitei inferioare și superioare a paleogenului în Carpații Orientali. *An. Univ. C. I. Parhon. Seria Șt. Nat. geol. geogr.* 27, X. București.
- (1961 b) Colonne stratigraphique du crétacé du flisch externe. *Ghidul excursiilor B. Carpații Orientali. As. Geol. Carp. Balk. Congres* V, 4–19 sept. 1961. București.
- Alexandrescu Gr. (1962) Repartiția gresiilor grosiere și a arcozelor de feldspat roșu în cretacicul Carpaților Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Acad. R.P.R.* VII, 2. București.
- Frollo - Rech (1961) Fliș și molasă — N.G.G. nr. 12/1961. (Trad. din *Bull. de la Soc. Géol. de France* 7, II, 6.
- Gavăt I. (1957) Notă asupra lucrării „Efectul gravimetric al limitei externe a flișului în Moldova de nord”. *Bul. Șt. Acad. R.P.R. Secț. Geol. Geogr.* II, 2. București.
- Grigoras N. (1955) Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna și Buzău. *An. Com. Geol.* XXVIII. București.
- (1956) Rocă bituminoase în formațiunile geologice din R.P.R. *Anal. Univ. Parhon.* 9. București.
- (1957) Rolul depresiunilor prementane în formarea rocilor bituminoase din R.P.R. *Anal. Univ. Parhon.* 13. București.
- Oncescu N. (1957) Zona din fața Carpaților în lumina rezultatelor forajelor de explorare sovietice și române. *Rev. Natura.* IX/6. București.
- (1961) Geologia zăcămintelor de petrel și gaze din R.P.R. Ed. Tehnică. București.
- Pauliu S., Costea I. (1963) Depozitele paleogene dintre Putna și Buzău. *Analele Univ. București.* 37. București.
- Pauliu S., Costea I. (1964) Noi contribuții privind depozitele paleogene dintre văile Zăbala și Oituz. *Anal. Univ. București, Seria Șt. Naturii, Geol. Geof.*, XIII, 7. București.
- Pauliu S., Costea I. (1966) Date noi privind faciesurile paleogenului dintre Oituz și Bistrița. *Stud. Cerc. Geol. Geof.. seria geol.* XI, 2, București.
- Pauliu S., Costea I. (1970) Contribuții la orizontarea stratigrafică a depozitelor paleogene dintre văile Bistrița și Suha Mică. *Anal. Univ. București. Seria Geol.* XIX. București.
- Gruzman A. D., Maksimov A. V., Reisman L. M. (1962) În legătură cu limita inferioară a oligocenului în Carpații Orientali N.G.G. nr. 9/1962 (Trad. din *Dokl. Ak. Nauk. SSSR.* 145, 5/1962 Moskva).
- Hanzlikova E. (1965) Microbiostratigraphy of the Outer Flysch zone of the Czechoslovak Carpathians. *Carp. Balk. Geological. Ass. VII. Congr. sept. 1965. Reports Part. II.* 2. Sofia.



- Jonesi Bica (1968) Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Jonesi L. (1955) Geologia regiunii Cacica—Gura Humorului. *Analele Șt. ale Univ. Iași. Seria Șt. Nat.* Iași.
- (1958) Geologia regiunii dintre pîriul Bolovaniș și pîriul Rădvanu (valea superioară a Tarcăului). *D.S. Com. Geol.* XLIV. București.
  - (1961) Geologia regiunii Gura Humorului—Poiana Micului. *Anal. Șt. ale Univ. „Al. I. Cuza” din Iași (seria nouă) Secț. II, Șt. Nat.* VII, 2. Iași.
  - (1963 a) Asupra unor foraminifere mari din flișul paleogen și importanța lor stratigraphică. *Asoc. Geol. Carpato-Balcaneacă. Congr. V, III/1. Secț. III. Stratigrafie.* București.
  - (1963 b) Flișul paleogen dintre pîriul Petak, pîriul Valea Boului (Moldova de Nord). *Analele Șt. ale Univ. „Al. I. Cuza” din Iași (serie nouă). Secț. II (Șt. Nat.) b. Geologie-geografie* IX. Iași.
  - (1965) Flișul paleogen dintre pîriul Valea Boului și pîriul Valca Seacă. *Anal. Șt. ale Univ. „Al. I. Cuza” din Iași. Secț. II (Șt. Naturale). b. Geologie-Geografie* XI, Iași.
  - (1966) Contribuții asupra limitei cretacic-paleogen din zona flișului extern a Carpaților Orientali. *Anal. Șt. ale Univ. „Al. I. Cuza” din Iași (serie nouă). Secțiunea II (Șt. Nat.) b. Geologie-geografie.* XII, Iași.
- Jorgulescu T., Niculescu N. I., Peneș Maria (1962) Vîrstă unor masive de sare din R.P.R. Ed. Acad. R.P.R. București.
- Jijcenko P. (1958) Prințipî stratigrafii i unifitirovania shema delenia kainozoiskikh otlogenii severnovo Kavkaza i smejnih oblastei. *Gostaptehizdat* — Moskva.
- Joja T. (1952 a) Structura geologică a Flișului marginal din regiunea văilor Suha Mică și Suha Mare. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI. București.
- (1952 b) Cercetări geologice între valea Rîșca și valea Agapiei. *An. Com. Geol.* XXIV. București.
  - (1957) Contribuționi la cunoașterea tectonicii flișului extern dintre Suceava și Putna. *Lucrările I.P.G. București.* III. București.
  - (1958) Observations géologique dans la zone miocène comprise entre l'extrémité SE. de Culmea Pleșu et la vallée du Cracău (Neamț). *C.R. S. Com. Geol.* XXXI—XXXVI. București.
  - Cosma V., Dumitrescu Zorela (1963) Orizonturile flișului extern dintre Suceava și Sucevița și conținutul lor micropaleontologic. *Congr. V. As. Geol. Carp. Balc. sept. București* 1961. București.
  - Chiriac M. (1964) Asupra prezenței unor amoniți în stratele de Hangu din flișul extern de la Putna (regiunea Suceava). *Stud. cerc. geogr. geof. geol. Seria Geologie.* 9, 1. Ed. Acad. R.P.R., București.
  - (1965) Asupra prezenței unui mulaj extern de amonit de pe un bloc de gresie din flișul de la Putna (regiunea Suceava). *Bul. I.P.G.G.* XIII. București.
- Jucha S., Kotlarczyk J. (1961) Seria menilitowo-Krosnienska w Karpatach flișowych. *Polska Akad. Nauk. Warszawa.*
- Koszarski L., Zytko V. (1965) Le problème de la profondeur de la mer du géosynclinal Karpatique de flisch. *Reports Part. II. Sect. of stratigraphy lithology and paleontology vol. 2 Karp. Balc. Ass. VII. Congr. sept. 1965*, Sofia.
- Kotlarczyk J. (1961) Characteristic lithologic horizon of the Lawer Paleogene in the Bircza. Region. *Bull. Ac. Pal. Sc. Seria géol. et géogr.* IX, 2. Warszawa.

- Kuendig E. (1959) Eugeosynclinales as potential oil habitats. *Fifth World Petroleum Congress. Section I. Paper 25* New-York.
- Kuennen Ph. H. (1965) Nisipurile de mare adinca și turbiditele vechi. *Rev. de referate și recenzii. Geol. Geogr.* 8. București.
- Kulcitski I. O. (1957) Paleoghenovi otlojenia raiona S. Iașina. *Gheologiceskii Sbornik.* 4 Lwow.
- (1959) Flișul cretacic și paleogen din partea de sud-est a Carpaților Orientali. *Geot. sbornik.* 5–6. 1958. Lwow.
  - Petraskievici M. I., Hlopomin K. L. (1959) Contribuții la stratigrafia eocenului din zona Klipelor din Carpații Orientali. *An. Rom. Sov. Geol. Geogr.* 3 București.
- Ladijenski N., Antipov V. I. (1961) Gheologiceskoe stroenie i gazo-nefteanosti. *Sovetskovo Predkarpatia* Moskva.
- Lombard A. (1966) Stratificare. Revizie, critică și încercare de teorie genetică. *Rev. de referate și recenzii. geologie, geografie.* 3, 1. București.
- Macovei G., Atanasiu I. (1927) Structure géologique de la valée de la Bistrița entre Pîngărați et la Bistricioara. (Districtul Neamț). *C.R. S.* VIII. București.
- Mayzon N. (1965) Orizonturile paleogene cu foraminifere din Ungaria. *Acta-geol. hung.* 7 fasc. 3–4. 1963 din *Rev. de ref. și recenzii geol. geogr.* 2, 1 Acad. R.S.R. București.
- Maslakova N. I. (1955) Stratigrafia și fauna de foraminifere mici a depozitelor paleogene din Carpații Orientali din: *Materiali po biostratigrafií zapadnich oblastei Ukrainskoi SSR.* Moskva.
- Mener V. V., Iansin A. L. (1960) Datskie otlogenija i graniča mel i paleoghenia. *Problemi gheologii na XXI sessi Mejdunarodnogo gheologichesko kongressa.* Copenhaga.
- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1961) Faciesurile și tectonica molasei miocene din anticlinialul fâșii Almașu (N Piatra Neamț). *D.S. Com. Geol.* XLIX. București.
- Morigel J. (1959) Mikrofauna ilów Babickich. *Inst. Geol. Obditha Biul.* 131. II. Warszawa.
- Morozova V. G. (1959) Stratigrafia datsko-montskih otlojenii Krimia po foraminiferam. *D.A.N.S.S.S.R.* 1959. 124, 6. Moskva.
- Mrazek L., Teisserye W. (1902) Aperçu géologique sur les formations salières. *Moniteur du Pétrole.* București.
- Voitești P. I. (1912) Contribution a la connaissance des nappes du Flysch. *An. Inst. Geol. Rom.* V. 1911, I. București.
- Murgeanu Gh. (1937) Sur une cordilière antéisenonienne dans le géosynclinal du flysch Carpathique. *C.R. Inst. Geol. Roum.* XXI. București.
- Contescu L., Mihăilescu N. (1962) Stratigrafia și sedimentologia complexului marnelor roșii din bazinile văilor Dimbovița și Ialomița, cu privire specială asupra limitei cretacic-paleogen. *Stud. Cerc. Geol.* 2, VII. Acad. R.P.R. București.
- Murgoci M. Gh. (1912) Études géologique dans la Dobrogea du Nord. La tectonique de l'Aire Cimérienne. *An. Inst. Geol. Rom.* VI. București.
- (1926) Asupra Ariei Chimerice. *D.S. Inst. Geol. Rom.* VIII. București.
- Nemkov G. I. (1955) Numulitii i orbitoidii pokutsko-marmoroskikh Karpat i severnoi Bukovini din: *Materiali po biostratigrafií zapadnich oblastei Ukrainskoi SSR* — Moskva.
- Hlopomin L. K. (1956) Despre vîrstă seriei menilitice inferioare din Carpații Orientali. *An. Rom. Sov.* 3. București.
  - Hlopomin L. K. (1958) Prezența numulitilor paleoceni în Carpații Orientali. *Anal. Rom. Sov. geol. geografie.* 2. Acad. R.P.R. București.

- Olteanu C. (1952) Cercetări geologice între valea Bistriței, pînă la Cucjdului și pînă la Pîngărăciorului (județul Neamț). *D.S. Com. Geol.* XXXVI. București.
- (1953) Revizuire geologică la sud de valea Bistriței. *D.S. Com. Geol.* XXXVII. București.
- Olteanu F.I. (1952) Structura geologică a regiunii Ursei-Cîmpina. *D.S. Com. Geol.* XXXVI. București.
- (1958) Depresiunea subcarpatică între Ozana (pînă la Neamțului) și Buzău. *An. Com. Geol.* XXXI. București.
- Paicu D., Dicea O., Varodin V., Marinescu M. (1966) Unele contribuții ale prospecțiunii seismice la descifrarea raporturilor tectonice ale Depresiunii precarpaticice cu unitățile din vorland. *St. tehn. econ. Inst. Geol. Prospecțiuni geofizice. D.5.* București.
- Patrulius D., Chiriac I. (1965) La cuvertura paléogene-mésozoïque de la Plateforme Podolo-russe, sous les charriages carpatisques (Putna en Moldavie du Nord). Reports Part. II. *Sect. of stratigraphy, lithology and paleontology. 2 Carp. Balc. Geol. Ass. VII. Congr. Sept. 1965.* Sofia.
- Păucea M. (1957) Cercetări asupra faunei din șisturile menilitice. *An. Rom.-Sov.* 3. București.
- Pauliuc S. (1962) Contribuții la studiul texturilor superficiale ale gresiilor paleogene din zona externă a fîlișului Carpaților Orientali. *D.S. Com. Geol.* XLVI. București.
- Pettijohn J. E. (1957) Sedimentary Rocks. New York.
- Pokorný V. (1960) Microstratigraphie et biofacies du flysch carpatique de la Moravia méridionale. *Rev. de l'Inst. Franc. de Pétrole.* Paris.
- Pojariskaia K. (1967) Depozitele daniene-montiene din Polonia și limita dintre cretacic și paleogen. *Referat N.G.G. I.*, VIII. I.C.P. Geo. București.
- Polonic Gabriela, Polonic P. (1962) Cercetări geologice în regiunea Gura Humorului-Drăceni. *D.S. Com. Geol.* XLVIII. București.
- Popa Elena (1960) Asupra prezenței unor gresii glauconitice cu pecteni în stratele de Cornu din Valea Mare (NE de Schiulești). *Stud. Cerc. Geol. Geogr.* V, 2. București.
- Preda D. (1913) Geologia regiunii subcarpaticice din partea de sud a districtului Bacău. *An. Inst. Geol.* VII. București.
- (1963) Vorlandul Orogenului carpatic și poziția lui tectonică în cadrul geologic structural al Europei. *Comunic. Șt. Sect. II Tectonică. As. Carp. Balc. Congres V.* București, 1961.
- Săndulescu M. (1962) Stratigrafia și tectonica molasei miocene din regiunea Valea Mare-Berzunț-Onăști. *D.S. Com. Geol.* XLVI. București.
- Slavin V. I. (1957) Etapele de dezvoltare a Carpaților. *An. Rom. Sov.* 2. București.
- Stoica C. (1963) Vîrstă conglomeratelor de Pietricica. *Stud. Cerc. Geol.* VIII. 3. Acad. R.P.R. București.
- Subbotina N. N. (1953) Globigerinidi, Hantkeninidi și Globorotalidi. Leningrad.
- Ştefănescu D. (1927) Cercetări geologice în bazinul superior al rîului Suceava (Bucovina). *D.S. Inst. Geol. Rom.* X. București-
- (1937) La zone du flysch carpatique en Bucovine entre Păltinoasa et Cimpulung de Moldavie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* III. București.
- Toocorgescu Maria (1960) Considerații micropaleontologice asupra limitei cretacic-eocen. *Stud. Cerc. Geol.* 2, V. Acad. R.P.R. București.
- Vialov S. O., Dabaghian N. V., Kulcitki I. O. (1960) O graniță među melom și paleogenom v Vostocinih Karpata. *Congres Internațional de Geologie. Inst. Geol. Ses. XXI.* Copenhaga.



- Glusko N. V., Grishevici G. N., Petrashevici M. I. (1963) Stratigrafia neogenului Depresiunii precarpatici și transearpaticee. *Com. St. Sect. II. Stratigrafie. As. Carp. Balc. Congr. V. Sept. 1961* București.
  - (1963 a) Scurtă privire asupra tectonicii Carpaților Sovietici. *Ass. Geol. Carp. Balc. Congr. V.* București.
  - (1963 b) Despre relațiile dintre faciesurile flișului și molasei. *As. Geol. Carp. Balc. Congr. V.* București.
  - (1965) Stratigrafia neogenovih molass Predkarpatskovo proghiba. Kiev.
- Vinogradov C. (1960) Limita cretacic-paleogen în bazinul văii Prahova. *Stud. Cerc. Geol. V. 2.* Acad. R.P.R. București.
- Visotki I., Grigoras N. (1964) Schema de corelare a depozitelor paleogene din Carpații Orientali de pe teritoriile U.R.S.S. și R.P.R. *Stud. Cerc. Geol. Geogr. Seria Geologie 1, 9.* Acad. R.P.R. București.
- Welte H. D. (1965) Relația dintre petrol și roca mamă. N.G.G. nr. 7–8/1966. (Trad. din *Bul. Of. the Am. Ass. of Petr. Geol.* 49, 12. 1965 Tulsa.)
- Zytko K. (1965) Sur le rapport de la formation du pétrole et l'orogenèse des Karpates. *Ass. Karp. Balk. Congr. VII. sept.* Sofia.





Institutul Geologic al României

# ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE VORONET-SUHA MICĂ-PLOTONIȚA

(Résumé)

La région de Voronet - Suha Mică - Plotonița fait partie de la zone du flysch externe des Carpates Orientales, de la zone néogène et de la bordure occidentale de la Plateforme moldave.

À partir de critères litho-faciaux et de superposition géométrique, dans la zone du flysch externe on a pu séparer deux unités structurales majeures à caractère de nappes de charriage : l'unité supérieure et l'unité inférieure.

La zone néogène constitue, à son tour, une autre unité tectonique majeure à caractère de nappe de charriage notamment la nappe péricarpatique (Mrazee, Voilești, 1911).

L'autochtone commun des trois nappes est constitué, vu les données de forage et sismiques, par le bord occidental de la Plateforme moldave, au moins jusqu'au méridien de la commune de Bucșoaia, dans la vallée de la Moldova.

Du fait que les unités tectoniques s'individualisent par des litho-faciès caractéristiques, au chapitre sur la stratigraphie nous allons traiter chaque unité à part.

## STRATIGRAPHIE

### UNITÉ SUPÉRIEURE

L'unité supérieure est délimitée vers l'W par l'unité des schistes noirs et vers l'E par l'unité inférieure du Flysch externe.

Dans le cadre de l'unité supérieure apparaissent des formations revenant au Crétacé inférieur et moyen, au Crétacé supérieur, au Danien-Paléocène, à l'Éocène, à l'Oligocène et au Miocène.

**Crétacé inférieur et moyen.** Les séries attribuées au Crétacé inférieur et moyen sont représentées par les complexes schisteux et gréseux des schistes noirs et par le complexe des argiles rouges et des marno-calcaires à silicolites et tuffites.

Les schistes noirs apparaissent sous forme de boutonnières au contact entre la sous-unité de Găinești et la sous-unité de Voronet et sous forme de lambeaux de recouvrement dans la sous-unité de Găinești. Les affleurements les plus éloquents se trouvent dans les vallées des ruisseaux : Brusturosu, Jghiabului, Valea Cucalea, Runeu et Găunoasa Mare.



Le complexe des argiles rouges et des marno-calcaires à silicolites et tuffites a été rencontré dans la vallée du ruisseau Mestecăniș et du ruisseau Suvărîta, dans le cadre de la sous-unité de Găinești. Il est représenté par des argiles rouges silicifiées, des argiles vert-nil, des silicolites vert-nil et rouges, des tuffites verts à efflorescences mangancuses, des grès calcaires à feldspaths roses et prismes d'Inocérames et de marnocalcaires rouges et violacés.

En vue d'établir l'âge des deux séries on a tenu compte des arguments paléontologiques et stratigraphiques consignés dans les ouvrages de : Filipescu (1952, 1955, 1957, 1961, 1962), Băncilă et Aghiorghiesi (1963), Alexandrescu (1961—1962) et Dumitrescu (1963). Les complexes schisteux et gréseux sont attribués au Barrémien-Albien supérieur et le complexe des argiles rouges à tuffites au Vraconien-Turonien inférieur. Le complexe sphéro-sidéritique (Filipescu) n'affleure pas dans la région investiguée et le complexe gréseux est restreint.

Le complexe des argiles rouges et des marno-calcaires à silicolites et tuffites est équivalent, quant à sa position stratigraphique, aux couches de Tisaru supérieures de la vallée de la Putna (Dumitrescu, 1957), aux couches de Lupchianu de la vallée d'Oituz (Dumitrescu, 1952) et aux couches de Cîrnu de la vallée de la Bistrița (Băncilă, 1955).

**Crétacé supérieur.** Le Crétacé supérieur (Turonien supérieur—Sénonien) est représenté par l'horizon inférieur des couches de Hangu (marnocalcaires à fucoïdes).

Cet horizon est largement développé ~~dans~~ la partie occidentale de la sous-unité de Voroneț, étant constitué, de manière prépondérante, par de marno-calcaires à fucoïdes, des grès calcaires et des grès micacés sombres, à veines de calcite et argiles vert-nil, sombres ou noires.

L'âge de l'horizon inférieur des couches de Hangu a été accordé à partir des espèces d'inocérames suivantes : *I. salisburgensis* Fugl. et Kast., *I. balticus* Böhm., *I. regularis* d'Orb., *I. cf. lamarki* Park., et des ammonites : *Peroniceras* cf. *l'épéié* Fallot et *Desmodoceras ponsianum* de Grosouvre. Les formes fossiles ont été citées d'après les ouvrages de : Botec (1912), Macovei et Atanasiu (1923), Joja (1952), Turtureanu (1957), Filimon (1957), Joja et Chiriac (1961). Les espèces d'inocérames citées sont caractéristiques pour le Turonien supérieur—Maestrichtien et les deux ammonites récoltées par Joja (1964) de la vallée de la Putna montrent pour la partie supérieure de l'horizon l'âge coniacien.

Dans la partie supérieure de l'horizon l'auteur a identifié l'association microfaunique suivante : *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), *Arenobulimina presli* (Reuss), *Biglobigerinella* cf. *algeriana* ten Dan et Sigal, différentes espèces de *Trochamminoides*, *Globotruncana arca* (Grzyb.), *Gl. havanensis* Woowyk., *Gl. gagnebini* (Tiller), *Glomosira charoides* (Park. et Jones), *Hormosina excelsa* Dyalazanka, *Osangularia* sp., *Plectina coniformis* (Grzyb.), *Recurvooides* sp., *Spiroplectammina spectabilis* (Grzyb.) etc. Cette association nous a porté à accorder l'âge maestrichtien à la partie supérieure de l'horizon inférieur des couches de Hangu.

L'association micropaléontologique est mise en parallèle à celle des couches de Hangu inférieures (Zone 1<sup>e</sup>) de la vallée de la Putna (Joja et al., 1963) et à celle des marnes rouges du ruisseau Podul Corbului (Zones B et C) affluent de la Prahova (Toocorjescu, 1960). Les couches de Hangu inférieures sont équivalentes, quant à leur position stratigraphique, aux couches de Lepșa de la vallée de la Putna (Dumitrescu, 1963), à la série de Strîi inférieure de la zone des Skibas d'Ukraine (Vialov, 1960) et aux horizons inférieur et moyen des couches à Inocérames de l'unité de Skole des Carpates polonaises (Bieda et al., 1963).



## Paleogène

Dans le Paléogène on a séparé des séries lithologiques attribuées au Danien et au Paléocène, à l'Éocène et l'Oligocène.

**Danien et Paléocène.** Entre l'horizon inférieur des couches de Hangu, en base, et l'horizon des couches de Straja, à la partie supérieure, se développe une succession de couches qui par la composition lithologique, le contenu microfaunique et leur position stratigraphique similaire à celle d'autres horizons séparés dans d'autres zones du flysch carpathique, ont été attribuées au Danien et au Paléocène.

Au point de vue lithologique on a effectué, de bas en haut, les séparations suivantes : a) horizon calcaréo-gréseux (horizon supérieur des couches de Hangu), b) niveau de la brèche organogène, c) horizon gréso-aleurolitique (couches de Voroneț) et d) niveau des grès siliceux glauconieux de type Scorbura. On a pu suivre cette succession soit intégralement soit partiellement dans les vallées des ruisseaux : Chiu, Izvoru, Mămuca, Iavalani et Voroneț.

*Horizon calcaréo-gréseux (horizon supérieur des couches de Hangu).* Cet horizon surmonte en continuité de sédimentation l'horizon marno-calcaire à fucoides tout en se distinguant de celui-ci par l'absence des marno calcaires à fucoides et par la prédominance des calcaires gréseux à intercalations de grès calcaires, grès micacés à débris de plantes incarbonisés et de manière subordonnée argiles, argilites et marnes.

Un trait caractéristique est la présence des diaclases remplies de calcite dans l'ensemble de l'horizon, la lamination parallèle, oblique et convolute, et le granoclassement des grès. Ces derniers et les mécanoglyphes de différents types trahissent l'origine turbiditique des grès. La plupart des grès sont de la classe des subgrauwackés.

*Niveau de la brèche organogène.* À la partie supérieure de l'horizon calcaréo-gréseux se développent 1–5 bancs de brèches à éléments verts, fragments de *Lithothamnium*, prismes d'inocérames et rares foraminifères de grande taille. Le plus typique développement de ce niveau est dans les vallées des ruisseaux : Izvor, Brusturosu, Voroneț, Varniței et Cracul Brusturosu. Les fragments constitutifs de la brèche gagnent en dimensions de l'E à l'W.

La présence dans la masse de la roche des fragments anguleux de calcaires à *Lithothamnium*, des fruits de *Chara* et des dolithes témoignent l'accumulation de ces dépôts au voisinage du bord du bassin, dans la zone agitée par les vagues.

*Horizon gréso-aleurolitique (couches de Voroneț).* Ce complexe est formé de grès verts, glauconieux, aleurolites, argilites vertes et plaques de calcaires verts à cassure polygonale. On les a rencontrés dans les vallées des ruisseaux : Izvoru, Chiu, Mămuca, Voroneț et Dorothea où ils sont épais de 40 à 60 m.

*Niveau des grès siliceux glauconieux.* On l'a rencontré dans les vallées des ruisseaux : Chiu, Suha Mică, Dorothea et Bîrgovanu où il est constitué de bancs de grès siliceux glauconieux, similaire au grès de Kliwa. Dans la vallée du Chiu le niveau des grès siliceux est épais de 10 m. On considère ces grès des équivalents des grès de Scorbura inférieurs (Jojia, 1964), des grès de Iamna (Viator, 1960) et des grès siliceux de la partie basale des couches de Piatra Uscată de la vallée du ruisseau Alunu (Dumitrescu, 1963) (demi-fenêtre de Putna–Vrancea).



### *Considérations sur l'âge*

De l'horizon calcaréo-gréseux, du niveau de la brèche organogène et de l'horizon gréso-aleurolitique l'auteur a récolté une association micropaléontologique prédominante arénacée qui outre les nombreuses espèces de : *Haplophragmoides*, *Trochamminoides*, *Rhabdammina* et *Glomospira* contient aussi des formes de *Rzehakina fisistomata* (Grzyb.), *R. complanata* (Grzyb.), *R. epigona* (Zehák.), *Nodellum velascoense* Cushman., *Hormosina ovulum* Grzyb. et *Globigerina triloculinoides* Plummer. Les deux dernières formes abondent tout spécialement dans l'horizon gréso-aleurolitique.

Des associations similaires sont citées par différents chercheurs et sont considérées caractéristiques pour l'intervalle stratigraphique du Danien-Paléocène (Vialov, 1960; Gerroch, 1963; Pokorny, 1960; Joja et al., 1963; Tocorjescu, 1960).

En englobant l'horizon supérieur des couches de Hangu au Danien-Paléocène on admet, quant à la région ayant fait objet d'études pour l'auteur, la continuité de sédimentation entre le Crétacé et le Paléogène.

La misc en parallèle de la suite supérieure des couches de Strii (Vialov, 1960) et de l'horizon supérieur des couches à Inocérames (Bieda et al., 1963) de l'Ukraine et respectivement de la Pologne, avec l'horizon calcaréo-gréseux (horizon supérieur des couches de Hangu) on peut admettre que ce dernier représente le Danien, et alors le niveau de la brèche organogène représente la partie basale du Paléocène. L'horizon gréso-aleurolitique (couches de Voronej) et le niveau des grès siliceux sont mis en parallèle avec l'horizon d'Iarence (Vialov, 1960; Kulciński, 1958) et respectivement avec les grès de Iamna des Skibes de l'Ukraine, étant attribués au Paléocène.

Conformément aux plus récents travaux (Jijenko, 1958; Mener et Iansin, 1960; Pojariskaia, 1967) on considère que le Danien représente la partie basale du Paléocène.

Au Maestrichtien supérieur les globotruncanes s'éteignent et font leur apparition les globorotaliidés et les globigerinidés.

**Éocène et Oligocène.** Plus loin le système paléogène est représenté, dans l'unité supérieure du flysch externe, par les séries éocène et oligocène. Dans les séries de l'Éocène et de l'Oligocène on a séparé un faciès interne (occidental) à éléments carpaciens et un faciès externe (oriental) à éléments prédominants fournis par l'avant-pays. Ces deux faciès s'endentent, fait qui nous porte à séparer un faciès intermédiaire.

Des rapports géométriques anormaux entre ces deux faciès extrêmes ont conduit à la séparation de la sous-unité de Găinești à l'W et à la sous-unité de Voronej à l'E.

### *Sous-unité de Găinești*

Dans la partie SW de la région investie, dans les bassins des ruisseaux Braniște et Valea Cucalea on a séparé la sous-unité de Găinești qui comporte des séries lithologiques attribuées à l'Éocène et à l'Oligocène.

**Éocène.** La série éocène, sous faciès interne, est constituée par l'horizon du grès de Tarcău et par les couches de Podu Secu.

a) L'horizon du grès de Tarcău affleure dans les vallées des ruisseaux Braniște et Mestečaniș. Le grès de Tarcău est bien connu des travaux antérieurs. Son développement dans la région n'est pas normal.



b) Les couches de Podu Secu, dénommées ainsi par Băncilă (1955), sont épaisses de 70 m. On les rencontre dans le sommet d'Obcioara reposant sur le grès de Tarcău et supportant l'horizon du grès de Lucăcesti.

#### *Considérations sur l'âge*

À partir des associations micropaléontologiques identifiées dans les deux horizons et des mises en parallèles avec d'autres régions (ruisseau Tarcău, Băncilă, 1955; ruisseau Hirboca, Grigoraș et al., 1963, 1965) on a accordé à l'horizon du grès de Tarcău l'âge éocène inférieur-moyen et aux couches de Podu Secu l'âge éocène supérieur, en les considérant un équivalent stratigraphique interne des couches de Plopou.

**Oligocène.** L'Oligocène sous faciès interne est représenté par les horizons suivants: horizon du grès de Lucăcesti, horizon des marnes bitumineuses à ménilitisations, horizon des argiles dysodiliques, horizon du grès de Kliwa, horizon du grès de Fusaru à marnes de type Pucioasa et calcaires sidéritiques et horizon des couches de Găinești.

L'horizon du grès de Lucăcesti, l'horizon des marnes bitumineuses à ménilitisations, l'horizon des argiles dysodiliques et l'horizon du grès de Kliwa ne présentant pas des éléments distincts de ceux connus des ouvrages antérieurs nous n'insistons pas à les décrire. L'horizon des grès de Fusaru à marnes de type Pucioasa et calcaires sidéritiques et l'horizon des couches de Găinești qui confèrent à l'Oligocène de la sous-unité de Găinești sont trait caractéristique ont été décrits de manière plus minutieuse.

L'horizon des grès de Fusaru à marnes de type Pucioasa et calcaires sidéritiques est constitué sur une épaisseur de 150–200 m par des grès de Fusaru à transitions vers des microconglomérats et sur une épaisseur de 400–450 m par un complexe de marnes sombres, d'argiles sombres schisteuses montrant un aspect dysodilique, de concrétions de calcaires sidéritiques ellipsoïdaux (1–1,5 m diamètre) et de minces intercalations de grès de Fusaru, rappelant le faciès de Pucioasa.

L'horizon des couches de Găinești, dont le nom lui vient de la localité de Găinești (Jojia, 1952) est représenté par un complexe de grès fins sombres, satinés, curbicorticaux, de marnes et d'argiles schisteuses sombres, parfois verdâtres et d'argiles noires montrant un aspect dysodilique. Vers la partie médiane et supérieure de l'horizon apparaissent des niveaux de brèches sédimentaires et rares bancs de grès micacés, parfois à développement lenticulaire.

Les brèches sont formées de fragments de roches hétérogènes englobées dans une matrice argileuse violacée et rouge ou dans une matrice micacée.

#### *Considérations stratigraphiques*

Utilisant le critérium conventionnel de la superposition normale des couches et la corrélation régionale avec des horizons similaires du flysch d'Ukraine et de Pologne, on a attribué au Lattorfien-Rupélien les horizons du grès de Lucăcesti, les marnes bitumineuses, dysodiliques du grès de Kliwa et les grés de Fusaru à marnes de type Pucioasa, et à l'Oligocène supérieure (Chattien) l'horizon des couches de Găinești.

Dans le niveau des brèches à argiles rouges des couches de Găinești on a identifié une microfaune remaniée du Crétacé et de l'Éocène.

Aux niveaux des brèches de l'Oligocène de la sous-unité de Găinești correspondent les niveaux à glissements sous-marins de l'Oligocène de la sous-unité de Voronet.



### **Sous-unité de Voronet**

Dans cette sous-unité apparaissent des formations développées sous faciès intermédiaire et externe.

#### **FACIÈS INTERMÉDIAIRE**

Ce faciès est rencontré dans la partie interne de la sous-unité de Voronet, où seul l'Éocène se développe. Celui-ci est constitué par un mélange d'éléments sous faciès interne et externe. On y a séparé l'horizon des couches de Straja, l'horizon gréso-calcaire à intercalations de grès de Tarcău, l'horizon des argiles rouges à *Cyclammina amplectens* et l'horizon des couches de Plopou.

Dans les couches de Straja les grès sont épais de 0,10 à 0,40 m, fait qui les distingue du faciès externe.

L'horizon gréso-calcaire contient outre les grès calcaires et les calcaires aussi du grès de Tarcău en bancs épais de 1 à 2 m.

#### **Faciès externe**

À partir de l'éaille de Văratec, vers l'E, apparaissent aussi l'Éocène et l'Oligocène, les deux sous faciès externe.

**Éocène.** Il est représenté par l'horizon des couches de Straja, l'horizon gréso-calcaire-argilitique, l'horizon calcaire à grès contorsionnés, l'horizon des grès glauconieux, l'horizon des argiles rouges et l'horizon des couches de Plopou.

*Couches de Straja.* Les couches de Straja (J o j a, 1952) surmontent l'horizon gréso-aleurolitique (couches de Voronet) ou l'horizon des grès siliceux. Elles sont représentées par des calcaires silicifiés verts et jaunâtres, par des grès verdâtres et gris, par des argiles verdâtres et par des argiles sableuses vertes avec transitions vers le chocolat et le rouge.

Quant à leur position stratigraphique, les couches de Straja sont parallélisables aux couches de Piatra Uscată de la vallée de Putna-Vrancea (D u m i t r e s c u, 1963), à l'horizon bigarré supraiamna d'Ukraine (V i a l o v, 1960) et aux schistes bigarrés de l'Éocène inférieure de l'unité de Skole de Pologne (B i e d a et al., 1963).

*Horizon gréso-calcaréo-argilitique.* Connu dans d'autres zones sous le nom d'horizon calcaréo-gréseux inférieur (J o j a, 1952; I o n e s i, 1961), d'horizon gréso-calcaire (P o l o n i c, 1962) et de couches de Sucevița (J o j a, 1963) l'horizon gréso-calcaire-argilitique est constitué par une alternance rythmique de grès calcaires sombres, de calcaires gréseux sombres, d'argilites et de marnes verdâtres, vert-nil ou cendrés. Dans cette alternance interviennent différentes variations marquées par des intercalations de grès siliceux (grès de Scorbura. T. J o j a), de grès lumachelliques, d'argiles et de grès contorsionnés à galets exotiques et parfois un paquet de couches caractéristiques dénommées „couches plopoïdes”.

Les argiles et les grès contorsionnés à galets représentent l'effet des glissements sous-marins et les „couches plopoïdes” l'effet de certaines conditions locales d'accumulation qui se traduisent par une fine rythmicité.



*Horizon calcaire à grès contorsionné.* Il est formé par les calcaires de Pasieczna à chailles. À la partie basale de l'horizon apparaît fréquemment un niveau de grès contorsionnés à nids de micro-conglomérats qui englobent des fragments de schistes verts, des fragments de coquilles de lamellibranches et des foraminifères de grande taille (*Discocyclina* et *Asterocydina*). Les grès contiennent aussi des galets de schistes verts. Ils sont bien représentés dans les vallées des ruisseaux Voroneț et Izvor.

*Horizon des grès glauconieux.* Vers la partie supérieure de l'horizon calcaire se développe un horizon formé d'un grès grossier, gris verdâtre, glauconieux. Dans la masse de la roche apparaissent fréquemment des fragments de schistes verts, des foraminifères de grande taille et des fragments de coquilles de lamellibranches.

*Horizon des argiles rouges.* Il repose constamment sur l'horizon des grès glauconieux. Il est épais de 5 à 15 m.

Dans la région examinée les argiles rouges occupent constamment la partie inférieure des couches de Plopou et de Bisericani. Dans le bassin de la rivière de Suceava Joja (1963) a rencontré des argiles rouges à la partie moyenne des couches de Plopou, couches qu'il sépare en deux horizons. Pareille occurrence n'est rencontrée que dans les vallées de Mămuca et de Maghernița, dans la région ayant fait objet d'études pour l'auteur du présent ouvrage, mais il s'agit d'un niveau spécial des argiles rouges.

L'horizon des argiles rouges de la partie basale des couches de Plopou et de Bisericani est parallélisable aux couches de Bucieșu (Dumitrescu, 1952; Grigoras, 1955) des vallées du Cașin et de la Putna.

*Horizon des couches de Plopou.* Les couches de Plopou (Atanasiu, 1943) caractérisent les faciès intermédiaire et externe de l'Éocène supérieur. Elles sont constituées par des argiles marneuses, schisteuses, faiblement sableuses, par des grès cendré bleuâtre faiblement calcaires, curbicorticaux montrant des mécanoglyphes et des bioglyphes, par des grès calcaires finement micacés à lamination oblique et ça et là de minces intercalations de calcaires sidéritiques.

Dans les vallées des ruisseaux Izvor, Bucșoița, Maghernița et Cracul Inchis, dans la partie supérieure des couches de Plopou s'intercalent des bancs de grès siliceux du type grès de Kliwa qui supporte un paquet d'argiles et de marnes (5 à 10 m) à globigérines.

#### Considérations stratigraphiques

Les horizons de la série éocène ont fourni des foraminifères de grande taille (nummulites, discocyclines, asterocyclines) et abondent en associations de foraminifères agglutinants ou calcaires.

L'association microfaunique des couches de Straja contient : *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *A. bornemani* Reuss, *A. involvens* Reuss, *A. polygyrus* Reuss, *Cyclammina setosa* Grzyb., *Dendrophrya robusta* Grzyb., *D. latissima* Grzyb., *Glomospira charoides* (Park. et Jones), *G. gordialis* (Park. et Jones), *G. serpens* Grzyb., *Haplophragmoides emaciatus* Brady, *H. retrosepta* Grzyb., *H. walleri* Grzyb., *Psamospaera fusca* Schultze, *Rhabdammina abissorum* Sars, *Rh. linearis* Brady, *Reophax duplex* Grzyb., *R. lenticularis* Grzyb., *Recurvoides deflexiformis* Nöth, *Saccammina sphaerica* Sars, *Trochamminoides contortus* Grzyb., *T. lamella* Grzyb., *T. proteus* Karre, *T. advena* Cushman, etc.

L'association microfaunique ci-dessus mentionnée contient en abondance : *Glomospira charoides*, *Rhabdammina linearis* et des Trochamminoidés, dont *Trochamminoides walleri* qui



dans d'autres zones a été rencontrée dans l'Éocène inférieur (J o j a et al., 1963; Grigoraș et al., 1964, 1965, 1966; Pokorný, 1960 en Moravie; Bieda et al., 1963, dans le flysch en Pologne etc.).

L'association microfaunique identifiée dans l'horizon gréso-calcaréo-argilitique contient : *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *A. umbonatus* Grzyb., *Dendrophrya robusta* Grzyb., *D. latissima* Grzyb., *Gloospira charoides* (Park. et Jones), *G. gordialis* (Park. et Jones), *G. sepens* (Grzyb.), *Haplophragmoides suborbicularis* Grzyb., *H. horridum* Grzyb., *Hyperammina carpatica* Grzyb., *Rhabdammina discreta* Brady., *Rh. cylindrica* Glaess., *Rh. linearis* Brady., *Rh. subdiscreta* (Reehak.), *Reophax duplex* Grzyb., *Tritaxia tricarinata* (Reuss), *Cistammina paucituberculata* Brady., *Trochamminoides contortus* (Grzyb.), *T. walteri* Grzyb., *T. olejewski* Grzyb., *Spiroplectammina suturalis* (Kalinin), *S. grzybowskii* (Frizzell) etc.

Vers la partie supérieure l'horizon contient un grès lumachellique à discocyclines non-indentifiables quant à l'espèce, vu les processus de diagenèse avancé.

L'association microfaunique identifiée et les discocyclines plaident en faveur de l'âge éocène inférieur-moyen (Yprésien—Lutétien inférieur) de l'horizon gréso-calcaire-argilitique.

Des associations similaires ont été attribuées dans d'autres zones du flysch carpatique à l'Éocène inférieur-moyen (Grigoraș et al., 1963, 1964, 1965 dans le grès de Tarcău de la vallée de Bisea Mare et dans les couches de Cașin supérieures, J o j a et al., 1963, dans les couches de Suciuța)— Éocène inférieur, Biela et al., 1963, dans les couches à hyeroglyphes de Pologne — Éocène inférieur-moyen, Kulciński, 1958 dans la suite de Maniav).

Dans les grès contorsionnés de la partie basale de l'horizon calcaire on a identifié : *Nummulites subplanulatus* Hantken, *N. rotularius* Deshayes, *N. subramondi* De la Harpe, *Operculina subpusulosa* Doucieux, *Discocyclina* sp., *Asterocydina* sp., et dans l'horizon des grès glauconieux : *Nummulites planulatus* Lamarck, *N. burdigalensis* De la Harpe, *N. ramondi* De la Harpe.

Les espèces de *Nummulites* cantonnées dans les grès contorsionnés indiquent le Paléocène supérieur—Éocène inférieur. *Nummulites rotularius* est rencontrée depuis l'Yprésien jusqu'au Priabonien, et les espèces de nummulites identifiées des grès glauconieux caractérisent la partie supérieure de l'Yprésien (Cuisien).

Les formes de *Discocyclina* sp. et d'*Asterocydina* sp. (Ionesei, 1961, a identifié de ce même niveau de grès les espèces *D. pratti*, *D. taramelli* et *Asterocydina stellaris*) caractérisent l'Éocène moyen.

Les exemplaires de nummulites proviennent des microbrèches qui se développent à la partie basale des couches ou dans les nids, des grès contorsionnés, tout en expliquant leur remaniement du Paléocène et de l'Éocène inférieur.

À partir des éléments planctoniques mentionnés, l'horizon calcaire à grès contorsionnés et l'horizon des grès glauconieux ont été attribués au Lutétien.

L'horizon des argiles rouges se caractérise par une association microfaunique de foraminifères agglutinants où abonde *Cyclammina amplectens* Grzyb.

Tenant compte de cette association l'horizon des argiles rouges a été attribué à la partie supérieure de l'Éocène moyen (Lutétien supérieur), étant parallélisé aux couches de Plopou inférieures (J o j a et al., 1963), aux couches à *Cyclammina amplectens* du flysch de la Moravie (Pokorný, 1960) et aux schistes bigarrés à *Cyclammina amplectens* du flysch de Podhale (Birkemayer, 1959; H. Swidzinski, 1961).

Dans l'horizon des couches de Plopou l'association microfaunique comporte outre les formes agglutinantes communes pour l'ensemble de l'Éocène aussi des diatomées pyritisées :



*Saccammina placenta* Grzyb., *Dentalina* cf. *boueana* (d'Orb.), *D. emaciata* Reuss, *Nodosaria longiscala* d'Orb., *N. kreulzi* Grzyb. etc.

Les argiles et les marnes de la partie supérieure des couches de Plopșu ont livré une association de globigérines dont nous citons : *Globigerina corpulenta* Subb., *Gl. inflata* d'Orb., *Gl. eocaenica* Terquem var. *irregularis* Subb., *Gl. frontosa* Subb., *Gl. officinalis* Subb., *Gl. bulloides* d'Orb., *Globigerinoides conglobatus* Brady, *G. index* Finlay.

Vu les associations susmentionnées on a accordé aux couches de Plopșu l'âge éocène supérieur (priabonien). Le niveau à Globigérines de la partie supérieure de l'Éocène est envisagé comme horizon repère largement répandu, étant cité dans bon nombre d'ouvrages (Jojia et al., 1963 zone X, Karankowski, 1959 dans l'anticlinal d'Jankova de la Silésie, Subbotina, 1953 au Caucase, Pokorný, 1960 dans le flysch de Zdanice en Moravie etc.).

Le niveau à Globigerines est surmonté par l'horizon du grès de Lucăcești par lequel débute l'Oligocène.

**Oligocène.** Dans la sous-unité de Voroneț l'Oligocène présente trois zones de passages, du lithofaciès normal, à grès de Kliwa, au lithofaciès intermédiaire, à dysodïles prédominants par rapport au grès de Kliwa et les premières intercalations de congolérats à éléments verts.

On a séparé dans l'Oligocène les horizons suivants : horizon du grès de Lucăcești, horizon des marnes bitumineuses à ménilites inférieures, horizon dysodilique supérieur et horizon des ménilites supérieures.

Il y a lieu de remarquer la constitution hétérogène de l'horizon du grès de Lucăcești, la position inconstante des ménilites dans le cadre de l'horizon des marnes bitumineuses, la présence de deux niveaux de marnes bitumineuses et la présence des brèches dans le grès de Kliwa.

#### *Considérations sur l'âge*

La partie basale de l'Oligocène est constituée par l'horizon du grès de Lucăcești qui présente une composition lithologique variée. Il surmonte constamment le niveau à Globigérines de l'Éocène supérieur.

Dans les Carpates d'Ukraine l'équivalent du grès de Lucăcești est la partie septentrionale de l'horizon de Sesorsk, et en Pologne la série inframénilitique.

Les autres horizons contiennent des débris de poissons tels : *Clupea* cf. *sardinites*, *Eomycophum*, *Pomolobus* (Gruszman et al., 1962).

Nemkov et Hlopovin (1956) citent de la série ménilitique d'Ukraine les espèces suivantes : *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leymerie caractéristique pour l'Oligocène à côté des formes : *N. bouillei*, *N. variolarius*, *N. burdigalensis*, remaniées de l'Éocène.

À partir des formes citées et des parallélisations régionales on attribue au Latorien l'horizon du grès de Lucăcești et l'horizon des marnes bitumineuses, au Rupélien l'horizon dysodilique inférieur et l'horizon du grès de Kliwa, et au Chattien l'horizon dysodilique supérieur et l'horizon ménilitique.

Cependant nous ne saurions considérer que conventionnel le critérium à partir duquel on a fait cette répartition.

#### UNITÉ INFÉRIEURE

L'unité inférieure comporte des dépôts revenant à l'Éocène et à l'Oligocène.



**Éocène.** L'Éocène est représenté par l'horizon gréso-calcaréo-argilitique, l'horizon calcaréo-gréseux (de Păltinoasa), l'horizon des argiles rouges et l'horizon des couches de Bisericani.

L'Éocène de l'unité inférieure est caractérisé par l'horizon calcaréo-gréseux à grès de Păltinoasa et l'horizon des couches de Bisericani.

Les trois premiers horizons, à partir de critères micropaléontologiques et stratigraphiques normaux reviennent à l'Éocène inférieur et moyen, et les couches de Bisericani à l'Éocène supérieur (Priabonien).

**Oligocène.** Excepté la partie inférieure formée par l'horizon des marnes bitumineuses et de l'horizon dysodilique, le reste de l'Oligocène de l'unité inférieur est constitué en une très large mesure par des conglomérats. Si dans le synclinal de Larga—Isachia outre les conglomérats apparaissent aussi des schistes dysodiliques, des grès de Kliwa et des ménilites supérieures, dans l'écaillle de Mămuca—Valea Seacă les conglomérats constituent exclusivement la partie moyenne et supérieure de la série oligocène.

Le grès de Lucăcesti est faiblement représenté, par un seul banc épais de 3 m dans l'écaillle de Mămuca—Valea Seacă.

#### UNITÉ PÉRICARPATIQUE

Dans l'unité péricarpatique affleurent des dépôts revenant au Paléogène et au Miocène.

a) Le Paléogène affleure sous forme de lame tectonique dans la vallée de Isachia, étant représenté par les couches de Bisericani constituées par des marno-calcaires bitumineux, ménilites, schistes dysodiliques et grès siliceux.

b) Le Miocène est représenté par l'horizon conglomératique, l'horizon des grès verts, l'horizon gréso-marneux gris sombre et l'horizon marneux à efflorescences de sels.

a') L'horizon conglomératique épais de 700—800 m est constitué de manière prépondérante par des blocs anguleux de schistes verts à matrice gréseuse ou microconglomératique.

b') L'horizon des grès verts épais de 400—500 m est constitué tout spécialement de grès verts glauconieux à éléments verts. À Drăceni il y a des bancs de grès qui présentent une texture caractéristique aux glissements sous-marins à galets exotiques.

c') L'horizon gréso-marneux gris épais de 700—800 m est constitué de grès micacés cendrés, calcaires, de grès cendré-verdâtre, en plaquettes, montrant des sillons vers la partie inférieure, de marnes cendrées, satinées à lamination parallèle et sporadiquement de marnes chocolat.

d') L'horizon marneux à efflorescences de sel n'affleure que de façon restreinte. Dans la vallée du ruisseau Trestia il est formé de marnes cendrées, écaillieuses avec des efflorescences de sel. Au sud de la vallée de Suha Mică on a rencontré (Filimon, 1957) aussi des tufs à Globigérines, des marnes et des grès calcaires durs.

#### *Considérations sur l'âge*

Le plus ancien horizon du Miocène levé dans la région est représenté par l'horizon conglomératique.

Vu les mises en parallèle régionales, les chercheurs antérieurs (Joa, 1952; Filimon, 1957; Polonic, 1962) ont accordé à l'horizon conglomératique l'âge burdigalien.



L'horizon des grès verts a été considéré l'équivalent des „grès de Moișa” (J o j a, 1952) mais on l'a quand même attribué au Burdigalien. Les deux horizons conglomeratique et gréseux ont été parallélisés à l'horizon gréso-conglomératique du Miocène inférieur séparé par S ănduleșcu (1962) dans la région de Valea Mare—Berzunț—Onești, aux conglomerats d'Almașu supérieurs et aux grès verts du faux anticinal d'Almașu (M i r ă u ț ă, 1964).

Le niveau de gypse de la partie basale de l'horizon gréso-marneux cendré a été considéré l'équivalent du gypse de Perchiu (O l t e a n u, 1953) et attribué à la base de l'Helvétien.

L'horizon gréso-marneux cendré a été attribué, vu la superposition stratigraphique normale et les corrélations régionales, à l'Helvétien. L'association microfaunique plaide en faveur de ce même âge.

Vu la position stratigraphique et la composition lithologique l'horizon gréso-marneux cendré a été parallélisé à „l'horizon à gypse” (S ănduleșcu, 1962) de la région de Valea Mare—Berzunț—Onești et à la série de Stebnik et de Balici de la Dépression précarpatique (V i a l o v, 1965).

Dans la région investiguée on n'a pas rencontré le faciès rouge du Miocène.

L'horizon marneux à efflorescences de «sel», en tenant compte tant de la constitution lithologique que du contenu micropaléontologique, a été attribué au Tortonien inférieur et moyen, étant considéré un équivalent de l'horizon des marnes et des tufs à globigérines et à l'horizon des brèches à sel des Subcarpates de la Munténie.

#### PLATEFORME MOLDAVE

En ce qui concerne la Plateforme Moldave on a décrit des formations rencontrées dans des affleurements et par forages.

Les formations rencontrées en affleurements sont représentées par les argiles et les sables du Sarmatiens inférieur (Volhynien supérieur) de Dealul Crucii. Les formes suivantes : *Donax dentiger*, *Macra eichwaldi*, *Cardium kasikense*, *C. vindobonense*, *C. latisulcum*, *Pirenella picta picta*, *P. picta mitralis* citées par P o l o n i c (1962) attestent l'âge sarmatiens inférieur des dépôts de Dealul Crucii. Parallélisés aux dépôts qui affleurent dans la rive gauche de la Moldova, auxquels I o n e s i (1968) a accordé l'âge volhynien supérieur on a accordé aux dépôts de Dealul Crucii également l'âge volhynien supérieur.

Les sondages effectués dans la zone du flysch, la zone néogène et sur la bordure de la plateforme en vue d'investiguer les formations de plateforme ont intercepté des dépôts qui, vu le contenu microfaunique, ont été attribués au : Paléozoïque, Jurassique supérieur, Albien moyen, Cénomaniens, Sénonien et Éocène (C o s t e a et al., 1967), et au : Tortonien, Buglowien et Sarmatiens (P a t r u l i u s, C h i r i a c, 1965).

Les dépôts sarmatiens interceptés par les sondages au dessous du charriage de la Nappe péricarpatique ont été attribués, vu leur contenu microfaunique, au Volhynien inférieur.

#### PALÉOÉCOLOGIE, SÉDIMENTOLOGIE, PALÉOGÉOGRAPHIE

a) Dans les associations microfauniques du flysch externe prédominent en proportion de plus de 80 % les foraminifères à test agglutinant. Les formes à test calcaire n'apparaissent que sporadiquement marquant tout spécialement le début et la fin du cycle éocène.

Le développement au cours de l'Éocène des formes agglutinantes communes atteste des conditions bionomiques constantes dans le bassin de sédimentation. Les conditions spécifiques à l'accumulation des séries de flysch épaisses ont favorisé principalement le développement des foraminifères agglutinants.



La présence des formes agglutinantes indique une température basse et une profondeur réduite.

Suivant d'autres points de vue (R z e h a k, L i e b u s, G l a e s s n e r, V a s i c e k) les foraminifères agglutinants sont des formes d'eau profonde et froide, développées en conditions de vie dures. À ce point de vue se ralie aussi J o j a, C o s m a et D u m i t r e s c u (1963) pour la région de la vallée de la Suceava.

K o s z a r s k i et Z y t k o (1965) se rapportant aux études écologiques plus récentes (S a i d o v a, 1961, 1964) effectuées dans le Pacifique, concluent que les formes qui constituent le fonds des associations éocènes, bien représentées telles : *Glomospira*, *Rhabdammina*, *Ammolologna*, *Reophax* etc. montrent un optimum de développement entre 3000—6000 m de profondeur.

Dans le bassin de sédimentation de la mer paléogène les conditions de température ont probablement évolué de modérées vers chaudes. Le seuil bionomique de la fin de l'Éocène (l'explosion des globigérins) et le passage vers des conditions de milieu euxinique durant l'Oligocène plaident en faveur de cette conclusion. L'ichtiofaune, connue jusqu'à l'heure actuelle des schistes ménilitiques et dysodiliques de l'Oligocène, à caractères subtropicaux (P a u c ă, 1957) atteste l'existence de certaines eaux chaudes à cette époque.

b) Dans les formations de flysch on a distingué en sens vertical quatre séries principales à caractères lithologiques distincts. Les trois premières séries présentent en base des horizons rouges (argiles, argilites, marnes) précédant ou succédant à des phases d'orogenèse connues dans les Carpates (subhercynienne, laramienne, pyrénéenne)— N. G r i g o r a s, 1961).

La première série est représentée par les couches de Hangu (inférieures et supérieures), le niveau de la brèche organogène, l'horizon gréso-alcurolitique et le niveau des grès siliceux glauconieux. À la partie basale de cette série se trouve le complexe des argiles rouges à silicollites et tuffites.

La seconde série est constituée par les couches de Straja. l'horizon gréso-calcaire-argillitique, l'horizon calcaire à grès contorsionnés, l'horizon des grès galuconieux. À la partie basale de cette série se trouvent les argiles rouges des couches de Straja.

La troisième série comporte les couches de Plopou ou de Bisericani ayant en base l'horizon des argiles rouges à *Cyclammina*.

La quatrième série est formée par les horizons du grès de Lucăcesti, des marnes bitumineuses, des schistes dysodiliques inférieurs, du grès de Kliwa, des schistes dysodiliques supérieurs et des ménilites supérieures. Vu ses caractères pétrochimiques cette série se distingue totalement des autres séries, montrant un caractère mixte, entre le flysch et la molasse.

Dans chaque série s'individualise, au point de vue pétrographique un certain type de flysch : terrigène, terrigène-tuffacé, terrigène-carbonaté etc.

À point de vue structural, les roches décrites reviennent à deux classes prédominantes : psammites (arénites) et pélites (lutites) auxquelles s'ajoutent dans certains intervalles les pséphites (rudites) et les aleurites (siltites).

Les grès des séries flyschoïdes présentent un granoclassement, différents types de lamination (parallèle, oblique, convolute) et de ornements sur les surfaces (mécanoglyphes et bioglyphes) de formes et d'origines différentes.

On observe des niveaux dont la texture trahit des glissements sous-marins au cours de l'Éocène et de l'Oligocène.

Dans l'avant fosse se développe la formation de molasse qui peut être divisée en deux séries : la molasse inférieure et la molasse supérieure (D u m i t r e s c u, 1963).

La partie basale des deux séries de molasse est marquée par des formations salifères. La molasse inférieure est subdivisée en sous-série inférieure conglomératique-grécuse et sous-série supérieure gréso-argileuse,



La molasse supérieure présente à sa partie basale la formation salifère tortonienne. Elle est représentée par une sous-série inférieure marneuse (Tortonien supérieur-Buglowien) et une sous-série supérieure marneuse sableuse (Sarmatien inférieur).

c) Les cartes lithofaciales et les isopaques pour les formations en affleurement n'offrent que des éléments d'orientation sur l'évolution des conditions de sédimentation dans le bassin et non pas sur les limites et l'emplacement réel des bassins de sédimentation. L'épaisseur des formations durant l'Éocène inférieur et moyen varie de l'E à l'W. À l'W du ruisseau de Voroneț on remarque une zone de maximum d'épaisseur des formations de l'Éocène inférieur et supérieur fait qui indiquerait l'axe de la zone de sédimentation.

Quant aux formations de l'Oligocène on constate que l'indentement entre le grès de Kliwa et le grès de Fusaru a lieu à l'E du ruisseau de Braniște.

Les données obtenues en surface corroborées à celles obtenues en profondeur portent à conclure que la limite orientale de l'ancien bassin de sédimentation se trouve à au moins 10–20 km à l'W de l'actuelle limite d'affleurement des formations de flysch et de molasse.

Si par imagination nous transporterions les formations à leur place initiale, en les déployant on aboutit à conclure que tant la bordure occidentale que celle orientale se trouveraient à une distance de plusieurs kilomètres à l'W de l'actuelle aire de développement des dépôts paléogènes fait qui atteste que l'actuelle distribution des roches paléogènes ne saurait nous donner une image réelle sur l'extension initiale du bassin de sédimentation et des sources qui l'alimentaient.

La direction et le sens de transport du matériel au cours de l'Éocène, indiqués par l'orientation des turboglyphes, sont de l'ESE vers l'WNW, c'est-à-dire obliques, voire même parallèles, à l'axe du bassin, faits qui plaideraient en faveur de l'existence d'une source d'alimentation quelque part au sud-est.

Au cours de la formation des séries de flysch c'est aux cordillères que revient un rôle important à jouer en tant que sources d'alimentation.

## TECTONIQUE

Dans la zone du flysch externe de la région investiguée on a identifié deux unités majeures à valeur de nappes de charriage, notamment l'unité supérieure et l'unité inférieure.

Le caractère unitaire des deux nappes a été démontré, ces derniers années, par forages, dans les vallées de la Bistrița, de l'Oituz, et de la Moldova.

Dans le cadre de l'unité supérieure, vu les faciès et les rapports dans l'espace, on a séparé la sous-unité de Găinești à l'W et la sous-unité de Voroneț à l'E.

La zone néogène a été englobée à son tour dans la nappe péricarpatique. Cette unité a été confirmée par les forages et les prospections géophysiques effectués dans la région qui a fait l'objet de cet ouvrage.

L'interprétations des profils sismiques et des données de forage ont conduit à une image suivant laquelle la bordure occidentale de la Plateforme Moldavie a joué le rôle d'autochrone général, tant pour la nappe péricarpatique que pour les nappes du flysch. En ce cas l'unité péricarpatique et l'unité inférieure ont joué le rôle de paraautochtone pour l'unité supérieure.

L'interprétation géologique des profils sismiques conformément aux données de surface et de forage a conduit à tracer la ligne péricarpatique et la ligne externe.

La rédaction d'une carte structurale au niveau des anhydrites du Tortonien confirme l'idée, déjà connue, de l'affaissement en gradins de la plateforme de l'E vers l'W. À présent



on est en train de démontrer que la plateforme avance en dessous des nappes du flysch et de la nappe péricarpique jusqu'au droit du méridien de la localité de Bucșoaia (vallée de la Moldova) voire même plus loin vers l'W.

L'interprétations des profils sismiques met en évidence, dans la structure profonde de la plateforme, une zone d'ennoyage, limitée vers l'W par une zone d'exhaussement. On considère que durant le Jurassique la zone d'ennoyage représentait la voie de communication entre la dépression de Lvov et la dépression de Bîrlad, et la zone exhaussée un témoin du trajet présumé de la cordillère de schistes verts.

La zone exhaussée a joué le rôle de seuil situé en marge du géosynclinal carpatique qui a entravé l'acheminement des nappes vers l'E, conduisant au démembrément de l'unité inférieure et de l'unité péricarpique de leurs racines autant qu'au rabotage, sous forme de lames, vers l'E de ces unités.

La position des horizons réflecteurs sur les profils sismiques atteste que le front de l'unité péricarpique reste en dessous de la transgression du Sarmatien inférieur-moyen.

Dans la vallée de la Moldova, dans le soubassement, a été mise en évidence une faille de décrochement dont le compartiment septentrional est déplacé vers l'E.

La zone d'alimentation du bassin où se sont formés les conglomérats oligocènes et miocènes doit être cherchée loin à l'W de l'actuelle zone de développement des conglomérats, au moins au droit du méridien de la cordillère de Bucșoaia.

L'actuelle nappe péricarpique repose sur des dépôts épais du Tortonien, du Buglowien et du Sarmatien accumulés dans une dépression péricarpique (Gavăt, 1956).

### **ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA RÉGION ET ÂGE DES CHEVAUCHEMENTS**

L'unité supérieure et l'unité inférieure du flysch externe ont été charriées (suivant des données de surface) sur des dépôts helvétiens ; l'unité péricarpique a été charriée sur des dépôts volhyniens inférieurs et supporte transgressivement des dépôts volhyniens supérieurs.

Les conglomérats burdigaliens de la faille de Pleșu reposent sur le Tortonien inférieur et moyen à sel gemme.

Ces rapports structuraux conduisent à conclure que le charriage du flysch externe la zone néogène a eu lieu au cours de la phase de plissement styrienne récente (entre l'Helvétien et le Tortonien) et celui de la nappe péricarpique sur la plateforme au cours de la phase attique ancienne (entre la Volhynien inférieur et le Volhynien supérieur).

Bien que la phase styrienne représentât le moment de la formation des nappes du flysch la plus importante phase structo-génétique est la phase attique ancienne, car elle a engendré la nappe péricarpique et a fait rejouer les nappes du flysch, constituant l'actuel édifice structural de ce secteur des Carpates.

Au cours de la phase save les dépôts paléogènes ont été plissés, par endroits voire même exondés, fait qui a conduit à leur ablation dans certaines zones. L'axe du bassin de sédimentation a migré ainsi vers l'extérieur constituant l'avant-fosse carpathique qui a été comblé de molasse.

Tant au cours du Paléogène que du Miocène inférieur et moyen, sur la bordure orientale du bassin de sédimentation il y avaient des falaises de schistes verts qui fournissaient au bassin les conglomérats de schistes verts.

La marge occidentale de l'avant fosse s'exhaussait constamment tandis que celle orientale s'affaissait constituant une zone d'appel vers l'extérieur où ont glissé les dépôts miocènes inférieures et moyens constituant la nappe péricarpique.



Le versant occidental de la plateforme surchargé de roches provenues des nappes du flysch et de la nappe péricarpatique a déterminé la naissance de quelques failles verticales et l'affaissement en gradins successifs de la plateforme vers la dépression.

Dans la N de la Moldavie la genèse de la structure alpine s'achève après le Sarmatiens. À cette époque les nappes du flysch autant que la nappe péricarpatique étaient déjà constituées, la région était exondée et le processus de glyptogenèse amorcé. Un témoin en ce sens est l'énorme cône de déjection constitué par la Moldova au cours du Sarmatiens à Păltinoasa (colline Ciungii).

### CONSIDÉRATIONS SUR LES PERSPECTIVES ÉCONOMIQUES

La région de Voroneț-Suha Mică-Plotonița est localisée à mi distance entre deux importantes régions à gisements de pétrole et de gaz de la province de la „Dépression pré-carpatique” (Grigoras, 1957, 1962), notamment la région de Borislav sur le territoire de la R. S. S. d'Ukraine et la région de Moinești-Tazlău sur le territoire de la Roumanie.

Au cours de l'évolution géotectonique du géosynclinal carpatique on constate qu'un processus d'affaissement ininterrompu de longue durée a eu lieu, à partir du Jurassique supérieur (Carbonifère à l'avis d'Onceșcu et Grigoras, 1957) qui a conduit à l'accumulation d'une puissante pile qui a crée à son tour des conditions favorables à la formation des roches bitumineuses, génératrices d'hydrocarbures dans les Carpates.

Les conditions de développement de la vie animale et végétale autant que les conditions de sédimentation et de transformation de la matière organique, en fonction des types de sédimentation, ont déterminé certaines séries sédimentaires à constituer des roches bitumineuses.

En vue d'élucider le problème de la présence ou de l'absence des types de roches capables de définir les formations intéressantes au point de vue pétrolier on a fait l'analyse des principales séries sédimentaires de la région investiguée (schistes noirs, couches de Hangu, Éocène, Oligocène, Miocène) en ce qui concerne le contenu en matière organique soluble dans des solvants organiques courants. On a également pris en considération les indices de porosité et de perméabilité de certaines psammites. La fissuration des roches joue un rôle important pour la perméabilité.

L'examen des séries du flysch et de la molasse a conduit à conclure que dans la région se trouvent de nombreuses séquences lithologiques qui auraient pu jouer le rôle de roches mères, de roches magasin et de roches protectrices d'hydrocarbures.

Au cours des phases orogéniques qui ont affecté les dépôts du géosynclinal carpatique ont été engendré des anticlinaux, des failles et des écailles qui ont constitué ensuite les principaux pièges pour les accumulations en hydrocarbures. Des poussées orogéniques considérables ont engendré des nappes de charriage qui ont favorisé la conservation des gisements d'hydrocarbures dans les unités sous-jacentes. Cette tectonique exagérée a eu aussi un effet négatif dans le sens qu'elle a mis à jour et a soumis à l'érosion de nombreuses structures à gisements d'hydrocarbures cantonnés dans la nappe. À présent, bien que les formations des unités en nappes laissent voir de nombreux affleurements d'hydrocarbures, les gisements mis à jour sont peu nombreux et insignifiants.

Poursuivant tous les indices en hydrocarbures dans les affleurements, les puits et les forages de la région investiguée et des régions avoisinantes on peut se faire une image sur leur répartition dans la colonne stratigraphique.

La lithologie, la stratigraphie et la tectonique de cette région envisagées à la lumière des conceptions modernes sur la formation des hydrocarbures nous ont porté à conclure en



fauteur de l'existence du pétrole et des gaz (roches mères, roches magasin, roches protectrices, pièges).

## EXPLICATIONS DES PLANCHES

### Planche XVI

Carte géologique de la région de Voroneț—Suha Mică—Plotonița.

Quaternaire : 1, éboulements ; 2, terrasse supérieure ; 3, terrasse moyenne ; 4, terrasse inférieure ; 5, alluvions. Unité des schistes noirs. Vraconien-Cénomanien. Unité supérieure (flysch externe). Sous-unité de Găinești. Miocène : 6, gypses Paléogène. Oligocène. Chattien : 7, couches de Găinești; a, brèche sédimentaire. Rupélien : 8, horizon du grès de Fusaru ; a, grès de Kliwa ; 9, horizon des schistes dysodiliques. Latorfien : 10, horizon des marnes bitumineuses à ménilitisations ; 11, horizon du grès de Lucăcești. Éocène : Priabonien : 12, couches de Podu Secu. Yprésien-Lutétien : 13, horizon du grès de Tarcău. Paléocène. Danien + Paléocène : 14, horizon basal du grès de Tarcău. Crétacé. Turonien-Sénonian : 15, couches de Hangu inférieures. Vraconien-Cénomanien : 16, complexe des argiles rouges et vertes tuffites. Valanginien-Albien supérieur : 17, schistes noirs. Sous-unité de Voroneț. Paléogène. Oligocène .Chattien : 18, horizon des ménilites supérieures ; 19, horizon des schistes dysodiliques supérieurs + grès de Kliwa. Rupélien : 20, horizon du grès de Kliwa ; 21, horizon des schistes dysodiliques inférieurs ; a, conglomérats. Latorfien : 22, horizon des marnes bitumineuses et des ménilites inférieures ; 23, horizon du grès de Lucăcești. Éocène. Priabonien : 24, horizon des couches de Plop. Lutétien : 25, horizon des argiles rouges ; 26, horizon du grès glauconieux fossile ; 27, horizon calcaire et des grès contorsionnés. Yprésien : 28, horizon grésocalcaire-argilitique ; 29, horizon des couches de Straja. Paléocène. Danien-Paléocène : 30, horizon calcaréo-gréseux (couches de Hangu supérieures), niveau de la brèche organogène, couches de Voroneț et niveau des grès siliceux glauconieux. Crétacé. Turonien-Sénonian : 31, horizon des marnocalcaires à fucoïdes (couches de Hangu inférieures). Vraconien-Cénomanien : 32, complexe des argiles rouges et vertes à tuffites. Valanginien-Albien supérieur : 33, schistes noirs. Unité inférieure (parautochtone). Oligocène. Latorfien-Chattien : 34, horizon des ménilites supérieures ; a, faciès dysodilique ; b, faciès conglomératique ; 35, horizon des schistes dysodiliques inférieurs ; 36, horizon des marnes bitumineuses. Éocène. Priabonien. 37, couches de Bisericani ; 38, horizon des argiles rouges ; 39, horizon calcaréo-gréseux (de Păltinoasa). Unité péricarpatique (parautochtone). Miocène. Tortonien : 40, horizon marneux à efflorescences salines. Helvétien : 41, horizon grésocalcaire sombre. Burdigalien : 42, horizon gréseux vert ; 43, horizon conglomératique à éléments verts. Oligocène. Latorfien-Rupélien : 44, horizon dysodilique à grès de Kliwa ; 45, horizon des marnes bitumineuses à ménilites. Éocène supérieur (Priabonien) : 46, couches de Bisericani. Plateforme moldave. Sarmatien (Volhynien) : 47, sables ; 48, ligne de charriage ; 49, faille de I<sup>e</sup> degré ; 50, faille de II<sup>e</sup> degré ; 51, faille de III<sup>e</sup> degré ; 52, faille de IV<sup>e</sup> degré ; 53, limite normale ; 54, limite de transgression ; 55, direction et pendage des couches ; 56, direction et pendage des couches (position avec certitude normale) ; 57, direction et pendage des couches (position avec certitude déversée) ; 58, direction de transport d'après les flute-casts ; 59, axes d'anticlinaux ; 60, a, normaux ; b, déversés ; 61, axes de synclinaux ; 62, a, normaux ; b, déversés ; 63, gisement fossile ; 54, source d'causalée ; 65, source d'eau sulfureuse ; 66, puits de pétrole abandonnés ; 67, sondages ; 68, trajet des coupes géologiques.



### Planche XVII

Coups géologiques à travers la région de Voroneț—Suha Mică—Plotonița.

Néogène. 1, Sarmatiens inférieur-Volhyenien; 2, Tortonien : a, sel gemme; 3, Helvétien; 4, Burdigalien; 5, Aquitanien; 6, Miocène non-divisé. Paléogène : 7, Oligocène- Lattorfien-Chattien; 8, Éocène : Yprésien, Lutétien et Priabonien; 9, Paléocène : Danien + Paléocène. Crétacé. 10, a, Turonien-Sénonien; b, Sénonien + Danien; 11, Néocomien-Cénomanien (schistes noirs); 12, Crétacé; 13, Jurassique; 14, Paléozoïque; 15, schistes verts; 16, ligne de chevauchement; 17, faille de I<sup>e</sup> degré; 18, faille de II<sup>e</sup> degré; 19, faille de III<sup>e</sup> degré..

### Planche XVIII

Coups géologiques dans la sous-unité de Găinești.

Paléogène : 1, Oligocène, Lattorfien, Rupélien, Chattien, Éocène : 2, Priabonien; 3, Yprésien-Lutétien; 4, Paléocène : Danien + Paléocène. 5, Turonien-Sénonien; 6, Vraconien-Cénomanien; 7, Néocomien-Cénomanien; 8, ligne de chevauchement; 9, faille de I<sup>e</sup> degré; 10, faille de II<sup>e</sup> degré.

### Planche XIX

Colonnes stratigraphiques synthétiques dans le flysch externe de la région de Voroneț—Suha Mică—Plotonița.

1, marnes et argiles tourmentées (couches de Găinești); 2, brèches (couches de Găinești); 3, couches bréchifiées (mylonitisées); 4, couches avec pélosidérites; 5, argiles schisteuses dysodiliques; 6, argiles; 7, argile sableuses; 8, marnes; 9, marnes bitumineuses; 10, ménilites; 11, grès de type Tarcau et Fusaru; 12, grès siliceux (Kliwa); 13, grès calcaires; 14, calcaires gréseux; 15, calcaires; 16, conglomérats; 17, couches contorsionnées; 18, schistes dysodiliques; 19, marnes bitumineuses; 20, argiles rouges; 21, grès fossilifères; 22, calcaires de Pasieczna; 23, grès contorsionnés; 24, argiles à blocs; 25, horizon gréso-aleurolitique; 26, brèche organogène; 27, grès de Kliwa.

### Planche XX

Colonne stratigraphique pour le Miocène de la région de Voroneț—Suha Mică—Plotonița.

1, argiles et schistes argileux; 2, marnes schisteuses; 3, grès sillonnés; 4, grès ridées; 5, brèche de sel avec sel; 6, argiles contorsionnées à galets; 7, conglomérats à matrice gréseuse; 8, gypse; 9, anhydrite.

### Planche XXI

Schéma de corrélation pour les dépôts paléogènes de la région de Voroneț—Suha Mică—Plotonița.

a, couches de Hangu supérieures; b, niveau de la brèche organogène; c, grès siliceux glauconieux; d, couches de Voroneț; e, couches de Straja. 1, grès de Tarcau; 2, grès de Fusaru; 3, couches de Găinești; 4, couches plopoïdes; 5, argiles et grès contorsionnées à galets; 6, grès de Păltinoasa; 7, couches de Podu-Secu; 8, couches de Plopou; 9, couches de Bisericani; 10, grès de Lucăcesti; 11, schistes dysodiliques; 12, grès de Kliwa; 13, conglomérats; 14, ménilitisations; 15, Miocène; 16, sel; 17, chailles.



**Planche XXII**

Évolution du bassin de sédimentation du flysch et de la molasse au cours du Paléogène et du Néogène dans la région de Voroneț—Suha Mică—Plotonița.

Danien : 1, couches de Hangu supérieures ; Paléocène : 2, niveau de la brèche organogène ; 3, couches de Voroneț (horizon gréso-aleurolitique) ; 4, grès siliceux glauconieux ; Éocène (Yprésien-Lutétien) ; 5, couches de Straja ; 6, horizon basal du grès de Tarcău ; 7, gres de Tarcău ; 8, calcaires de Pasieczna ; 9, grès de Păltinoasa ; 10, couches plopoïdes ; 11, horizon gréso-argilistique ; 12, grès rouges et vertes (phase de stagnation) ; Éocène (Prabonien) : 13, couches de Bisericani ; 14, couches de Plopou ; 15, couches de Podu Secu ; Oligocène : 16, grès de Lucăcesti ; 17, marnocalcaires ; 18, schistes dysodillques ; 19, grès de Kliwa ; 20, grès de Fusaru ; 21, grès de Pucioasa ; 22, couches de Găinești avec des brèches sédimentaires ; 23, conglomérats à éléments verts ; 24, ménilites ; 25, cordillère des schistes verts ; 26, dépôts oligocènes ; 27, molasse aquitanienne-burdigallienne ; 28, molasse helvétique ; 29, Tortonien inférieur avec du sel ; 30, dépression d'épi-plateforme ; 31, flysch crétacé-paléogène charrié sur la molasse miocène ; 32, Tortonien moyen-supérieur ; 33, Buglowien-Volhynien inférieur ; 34, molasse miocène. I, phase laramienne ; II, phase pyrénéenne ; III, phase save ; IV, phase styrienne récente ; V, phase attique. Figures : 1, fin du Danien, début du Paléocène ; 2, fin du Paléocène et début de l'Éocène ; 3, fin de l'Éocène ; 4, fin de l'Oligocène ; 5, début du Miocène ; 6, fin du Tortonien inférieur ; 7, fin du Volhynien inférieur.

---



## **PLANŞA I**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

- Fig. 1. — Afloriment în complexul argilelor roșii și verzi cu tufite și marnocalcare roșii (Vraconian—Cenomanian—Turonian inferior) pîriul Suvărita.  
Affleurement dans le complexe des argiles rouges et vertes à tuffites et marnocalcaires rouges (Vraconien—Cénomanien—Turonien inférieur) ruisseau Suvărita.
- Fig. 2. — Afloriment în stratele de Hangu inferioare (Turonian—Senonian) pîriul Suha Mică (marnocalcare cu fucoide).  
Affleurement dans les couches de Hangu inférieures (Turonien—Sénonien) ruisseau Suha Mică (marnocalcaires à fucoïdes).
- Fig. 3. — Afloriment în orizontul grezo-aleurolitic cu caleare în plăci (Danian—Paleocen) pîriul Mămuca.  
Affleurement dans l'horizon gréseux-aleurolitique à calcaires en plaquettes (Danien-Paléocène) ruisseau Mămuca.
- Fig. 4. — Afloriment în nivelul gresiilor silicioase glauconitice (Paleocen) în baza stratelor de Straja, pîriul Dorotheia.  
Affleurement dans le niveau des grès siliceux glauconieux (Paléocène) à la partie basale des couches de Straja, ruisseau Dorotheia.





## PLANŞA II

- Fig. 1. — Afloriment în orizontul grezo-calcaros-argilitic (Eocen inferior—mediu) pîrful Voronet.  
Affleurement dans l'horizon gréso-calcaréo-argillitique (Éocène inférieur-moyen),  
ruisseau Voronet.
- Fig. 2. — Afloriment în orizontul marnocalcarelor bitumininoase (Oligocen inferior) valea Moldovei.  
Affleurement dans l'horizon des marnocalcaires bitumineux (Oligocène inférieur),  
vallée de la Moldova.
- Fig. 3. — Afloriment în orizontul calcarelor de Pasieczna (Eocen mediu) pîrful Brusturosu.  
Affleurement dans l'horizon des calcaires de Pasieczna (Éocène moyen), ruisseau  
Brusturosu.



O. DICEA. Studiu geologic al regiunii Voronet—Suha Mică—Plotoniță.

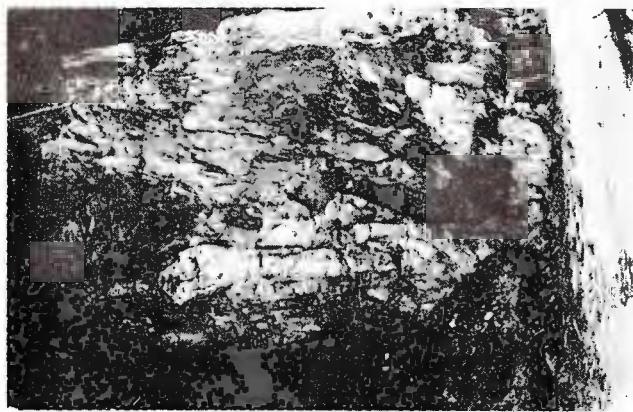
Pl. II.



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria J, nr. 11.



Institutul Geologic al României

### PLANŞA III

- Fig. 1. — Afloriment în nivelul argilelor cu blocuri prisă intre stratele orizontului grezo-calcaros-argilitic (Eocen inferior—mediu) pîrîul Isachia.)  
Affleurement dans le niveau des argiles à blocs, intercalé parmi les couches de l'horizon gréso-calcaréo-argillitique (Éocène inférieur-moyen), ruisseau Isachia.
- Fig. 2. — Afloriment în orizontul gresiei de Lucâceşti (Oligocen inferior) pîrîul Izvor.  
Affleurement dans l'horizon du grès de Lucâceşti (Oligocène inférieur), ruisseau Izvor.
- Fig. 3. — Afloriment în orizontul gresiei de Kliwa (Oligocen mediu) valea Moldovei la Piatra řoimului.  
Affleurement dans l'horizon du grès de Kliwa (Oligocène moyen) vallée de la Moldova, à Piatra řoimului.

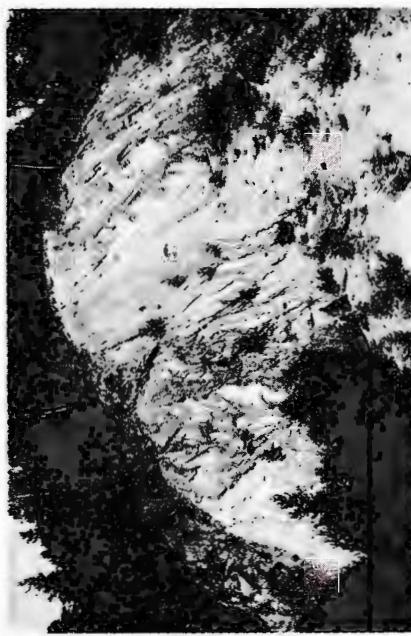


O. DICEA. Studiul geologic al regiunii Voronet—Suha Mică—Plotonița.

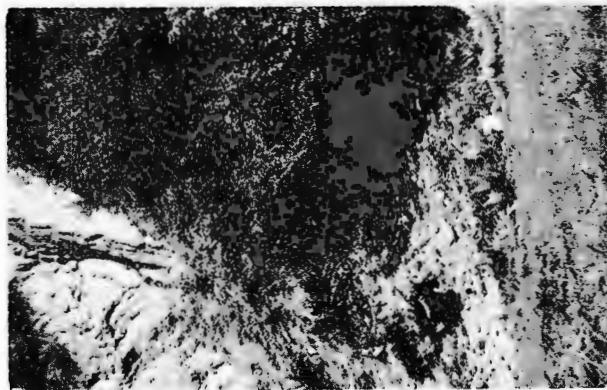
Pl. III.



2



3



1

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA IV

**Fig. 1.** — Aflorimente în nivelul argilelor și gresiilor contorsionate cu galeți (alunecări submarine) (Eocen inferior-mediu) pîrful Isachia și pîrul Mămuca.

Affleurements dans le niveau des argiles et des grès contorsionnés à galets (glissements sous-marins) (Éocène inférieur-moyen), ruisseau-Isachia et ruisseau Mămuca.

**Fig. 2, 3.** — Alunecări submarine în orizontul gresiei de Kliwa (Oligocen mediu) valea Moldovei la Piatra Șoimului.

Glissements sous-marins dans l'horizon du grès de Kliwa (Oligocène moyen), vallée de la Moldova à Piatra Șoimului.

**Fig. 4.** — Blocuri de gresii și argile verzi prinse în masa gresiei de Kliwa, valea Moldovei la Piatra Șoimului.

Blocaux de grès et d'argiles vertes englobés par le grès de Kliwa, vallée de la Moldova, à Piatra Șoimului.



O. DICEA · Studiu geologic al regiunii Voronet–Suha Mică–Plotonița.

Pl. IV.



1



2



3



4

Studii tehnice și economice, seria J, nr. 11.



Institutul Geologic al României

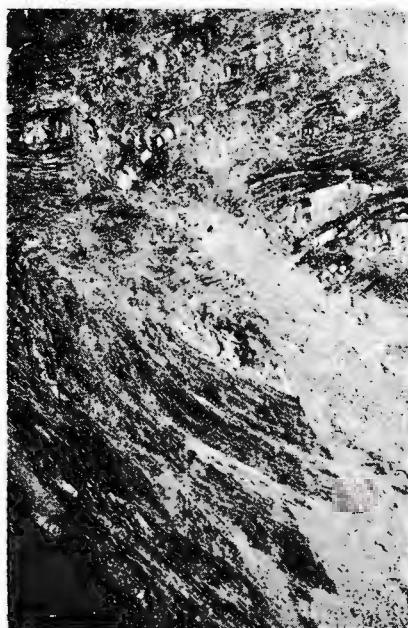
## PLANŞA V

- Fig. 1. — Cutare dizarmonică în orizontul disodilic inferior (Oligocen mediu) pîriul Brusturosu.  
Plissement dysharmonique dans l'horizon dysodilique inférieur (Oligocène moyen),  
ruisseau Brusturosu.
- Fig. 2. — Afloriment în orizontul gresiilor verzi-glaucnitice (Burdigalian) pîriul Suha Mică  
la Drăceni.  
Affleurement dans l'horizon des grès verts-glauconieux (Burdigalien), ruisseau Suha  
Mică, à Drăceni.
- Fig. 3, 4. — Aflorimente în nivelul argilelor și gresiilor contorsionate cu galeți (alunecări  
submarine) (Eocen inferior-mediu) pîriul Isachia și pîriul Mămuca.  
Affleurements dans le niveau des argiles et des grès contorsionnés à galets (glis-  
sements sous-marins) (Éocène inférieur-moyen), ruisseau Isachia et ruisseau Mămuca.



O. DICEA. Studiul geologic al regiunii Voroneț—Suha Mică—Plotonița.

Pl. V.



1



2



3



4

Studii tehnice și economice, seria J, nr. 11.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA VI

- Fig. 1. -- Afloriment în stratele de Găineşti (Oligocen mediu) valea Cucalea (Găineşti).  
Affleurement dans les couches de Găineşti (Oligocène moyen), vallée Cucalea(Găineşti)
- Fig. 2, 3. -- Strate de Găineşti cu budinaje, pârâul Branişte.  
Couches de Găineşti à boudinages, ruisseau Branişte.
- Fig. 4. -- Brecii sedimentare în stratele de Găineşti—valea Cucalea, pârâul Branişte, pârâul Suvărita.  
Brèches sédimentaires dans les couches de Găineşti—vallée Cucalea, ruisseau Branişte, ruisseau Suvărita.



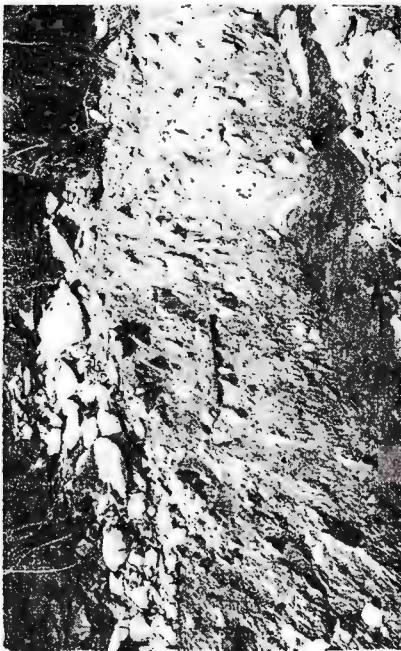
O. DICEA. Studiu geologic al regiunii Voroneț–Suha Mică–Plotonița.



1



2



3



4

Studii tehnice și economice, seria J, nr. 11.

## PLANŞA VII

- Fig. 1. — Trunchicerea unui strat de gresie datorită alunecării submarine (Oligocen mediu) valea Moldovei—Piatra Soimului.  
Interruption d'une couche de grès due au glissement sous-marin (Oligocène moyen), vallée de la Moldova, à Piatra Soimului.
- Fig. 2. — Strate contorsionate cu blocuri (alunecări submarine) în orizontul gresiilor glauconitice (Burdigalian) pîriul Suha Mică—Drăceni.  
Couches contorsionnées à blocaux (glissements sous-marins) dans l'horizon des grès glauconieux (Burdigalien), ruisseau Suha Mică—Drăceni.
- Fig. 3, 4. — Breccii sedimentare în stratele de Găinești—valea Cucalea, pîriul Braniște, pîriul Suvărita—  
Brèches sédimentaires dans les couches de Găinești—vallée Cucalea, ruisseau Braniște, ruisseau Suvărita.

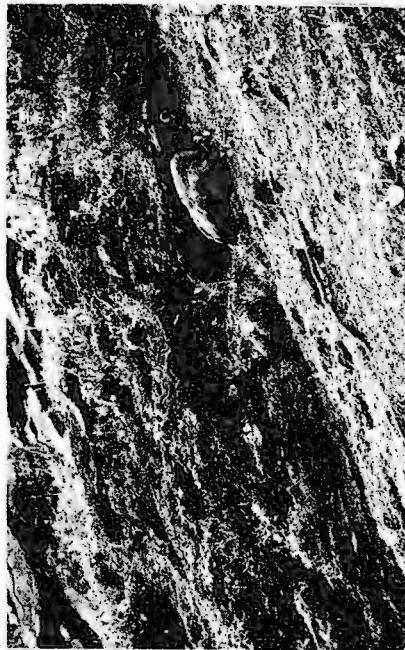


O. DICEA. Studiul geologic al regiunii Voronet-Suha Mică-Plotonița.

Pl. VII.



1



2



3



4

Studi tehnice și economice, seria J, nr. 11.



Institutul Geologic al României

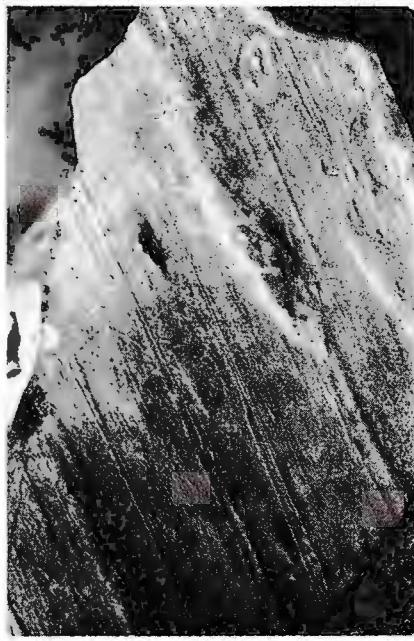
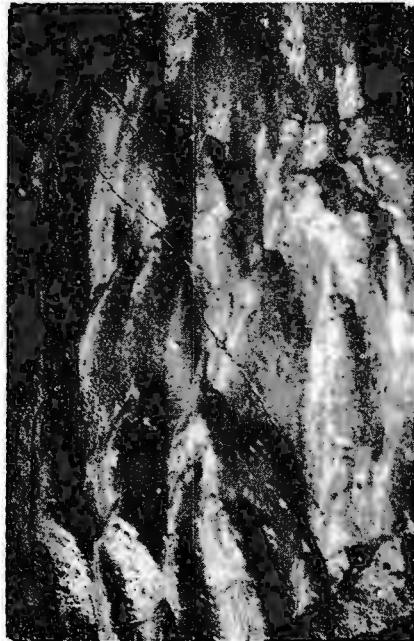
## PLANŞA VIII

- Fig. 1, 2. — Turboglife (flute-casts) în flişul dano-pleocen pîrful Brusturosu și pîrful Slatina.  
Flute-casts dans le flysch danien-paléocène, ruisseau Brusturosu et ruisseau Slatina.
- Fig. 3. — Urme ale activității organice pe fața inferioară a unei gresii din Eocenul inferior,  
pîrul Cracul Închis.  
Traces de l'activité organique sur la surface inférieure d'un grès de l'Éocène inférieur,  
ruisseau Cracul Închis.
- Fig. 4. — Xinmoglile (groove-casts) pe fața inferioară a unei gresii de Kliwa (Oligocen).  
Groove-casts sur la surface inférieure d'un grès de Kliwa (Oligocène).



O. DICEA. Studiu geologic al regiunii Voroneț–Suha Mică–Plotonița.

Pl. VIII.



Studii tehnice și economice, serie J, nr. 11.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA IX

- Fig. 1.** — Turboglifă (flute-casts) față inferioară a unui strat de gresie de Kliwa (Oligocen) valea Moldovei.  
Flute-casts sur la surface inférieure d'une couche de grès de Kliwa (Oligocène), vallée de la Moldova.
- Fig. 2.** — Bioglifă pe față unei gresii din Eocenul superior.  
Bioglyphes sur la surface d'un grès de l'Éocène supérieur.
- Fig. 3.** — *Paleobullia*, pe față superioară a stratului. Flyschul eocen inferior—pîriul Isachia.  
*Palaeobullia*, sur la surface supérieure d'une couche. Flysch éocène inférieur, ruisseau Isachia.



O. DICEA. Studiu geologic al regiunii Voronet—Suha Mică—Plotonița.  
Pl. IX.



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria J, nr. 11.



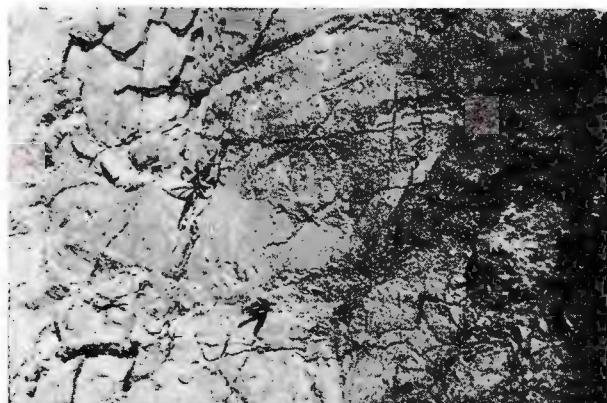
Institutul Geologic al României

## PLANŞA X

- Fig. 1. — *Palaeobullia*, pe fața superioară a stratului. Flișul eocen inferior—pîriul Isachia.  
*Palaeobullia*, sur la surface supérieure de la couche. Flysch éocène inférieur,  
ruisseau Isachia,
- Fig. 2. — Urme de valuri pe fața superioară a unei gresii de Kliwa, valea Moldovei (Piatra  
Șoimului).  
Traces de vagues sur la surface supérieure d'un grès de Kliwa, vallée de la Moldova,  
à Piatra Șoimului.
- Fig. 3. — Urme de valuri. Fața superioară a unor strate aleurolitice intercalate în Oligocenul  
cu gresii de Kliwa—valea Moldovei (Piatra Șoimului).  
Traces de vagues. Surface supérieure de certaines couches aleurolitiques intercalées  
dans l'Oligocène à grès de Kliwa, vallée de la Moldova, à Piatra Șoimului.



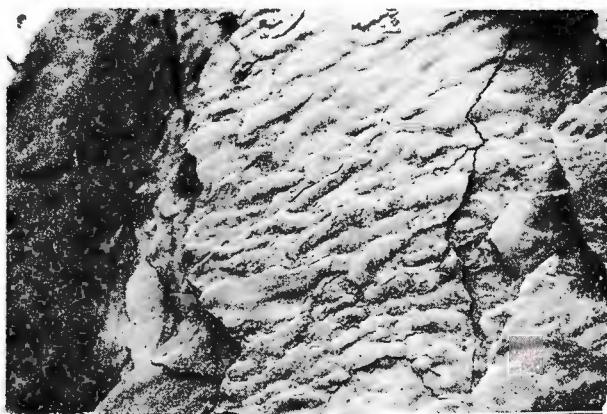
O. DICEA. Studiul geologic al regiunii Voronet-Suha Mică-Plotonita.  
Pl. X.



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria J, nr. 11.

## PLANŞA XI

Fig. 1. — Asociația microfaunistică din stratele de Hangu inferioare (Turonian ?— Senonian) × 14.

Association microfaunique dans les couches de Hangu inférieures (Turonien ?— Sénonien) × 14.

1, *Globorotalia pschade* (Keller), *Globotruncana chavanensis* (Woórwijs); 2, *Globigerinoides* (Tilley); 3, *Hyperammina grzybowski* Dyłazanka; 4, *Plectina coniformis* (Grzybowskii); 5, *Pseudotextularia elegans* (Reehak); 6, *Pecurvoides* sp.; 7, *Trochamminoides irregularis* White; 8, *T. contortus* (Grzybowskii).

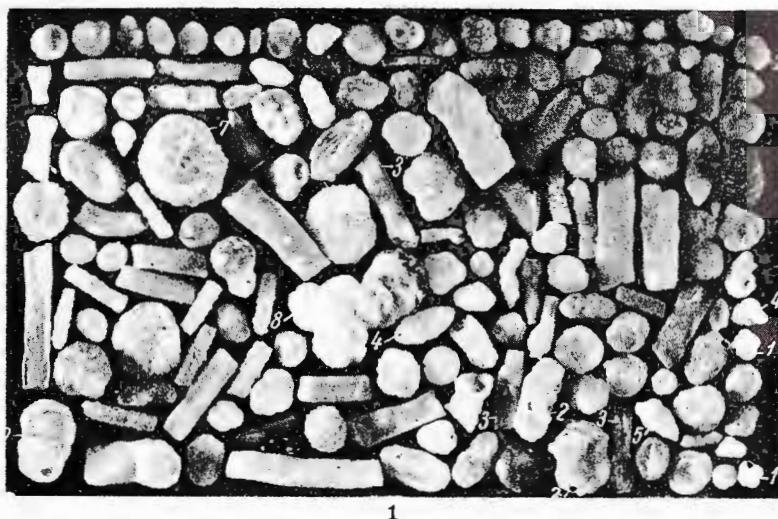
Fig. 2. — Asociația microfaunistică din orizontul calcaro-grezos (Danian—Paleocen) × 14.

Association microfaunique dans l'horizon calcaréo-gréseux (Danien—Paléocène) × 14.

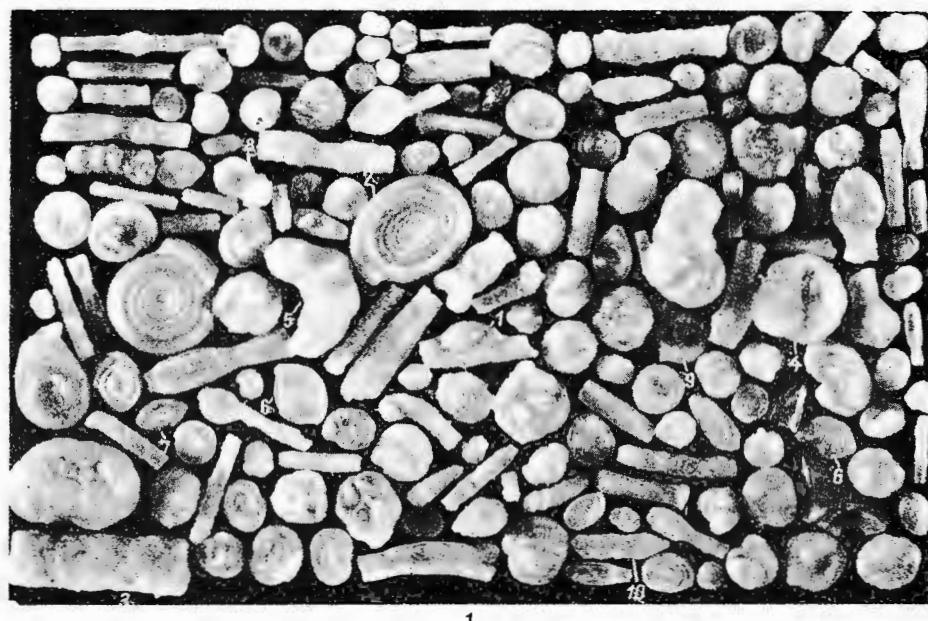
1, *Ammolagena clavata* (Park et Jones); 2, *Ammodiscus bornemani* Reuss; 3, *Dendrophrya robusta* Grzybowskii; 4, *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzybowskii); 5, *Nodellum velanscoense* (Cushman); 6, *Rzehakina fissistomata* (Grzybowskii); 7, *Rzehakina epigona* (Reehak); 8, *Reophax auplex* Grzybowskii; 9, *Saccammina placenta* (Grzybowskii); 10, *Spiroplectammina spectabilis* (Grzybowskii).



O. DICEA. Studiul geologic al regiunii Voronet–Suha Mică–Plotonița.  
Pl. XI.



1



1

Studii tehnice și economice, seria J, nr. 11.

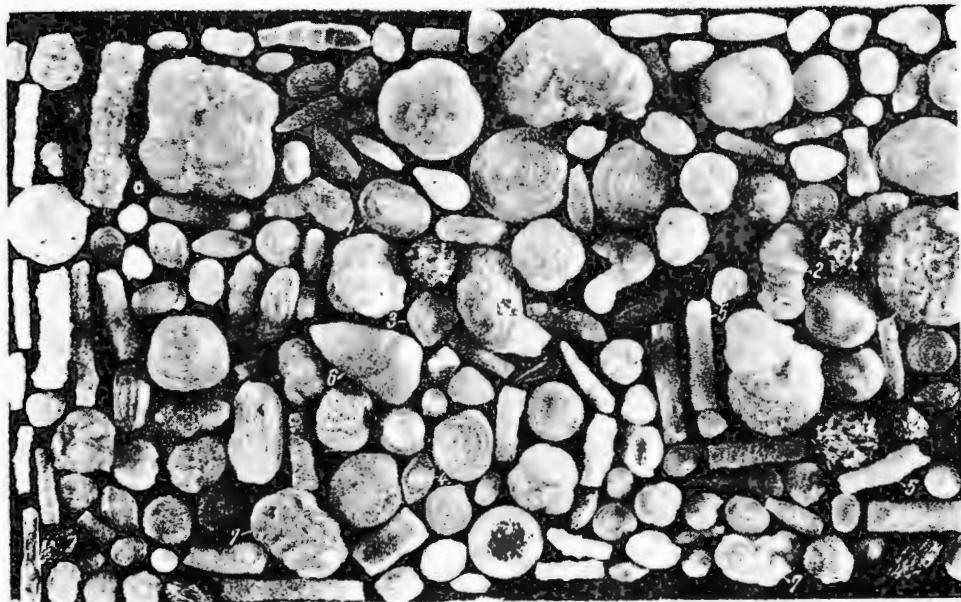
## PLANŞA XII

**Fig. 1.** — Asociația microfaunistică din nivelul breciei organogene (Danian—Paleocen)  $\times 14$ .  
Association microfaunique dans le niveau de la brèche organogène (Danien—Paléocène)  $\times 14$ .  
1, *Ammodiscus umbonatus* Grzybowski; 2, *Nodellum velascoense* (Cushman); 3, *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski); 4, *R. epigona* (Rzechka); 5, *Rhabdammina cylindrica* Glaessner; 6, *Textulariella baretti* Park. et Jones; 7, *Trochamminoides contortus* Grzybowski; 8, *T. subcoronatus* (Grzybowski).

**Fig. 2.** — Asociația microfaunistică din orizontul grezo-aleurolitic (stratele de Voronet) (Paleocen)  $\times 12$ , 5.  
Association microfaunique dans l'horizon gréseux-aleurolitique (couches de Voronet) (Paléocène)  $\times 12$ , 5.  
1, *Globigerina triloculinoides* Plummer; 2, *Hormosina ovulum* (Grzybowski); 3, *Rzehakina epigona* (Rzechka); 4, *R. complanata* (Grzybowski); 5, *Reophax pilulifera* Brady; 6, *Recurvoides deflexiformis* (Noth); 7, *Spiroplectammina grzybowskii* Frizzell; 8, *Trochamminoides folium* (Grzybowski).



O. DICEA. Studiul geologic al regiunii Voroneț–Suha Mică–Plotonița.  
Pl. XII.



1



2

Studii tehnice și economice, seria J, nr. 11.



Institutul Geologic al României

### PLANŞA XIII

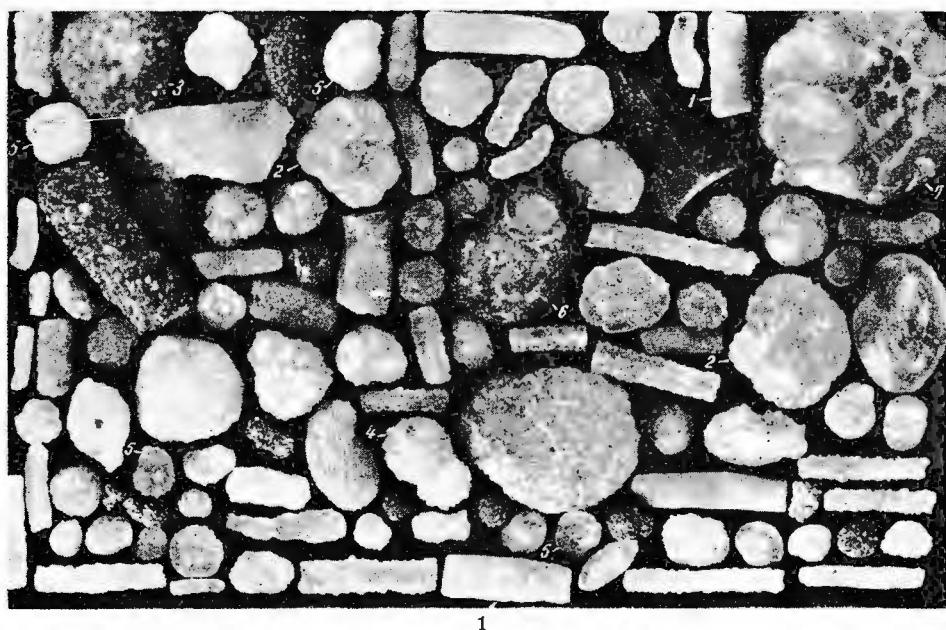
Fig. 1. — Asociaţia microfaunistică din orizontul gresiei de Tarcău (Eocen inferior-mediu)  $\times 21$ .  
Association microfaunique dans l'horizon du grès de Tarcău (Éocène inférieur-moyen)  $\times 21$ .

1, *Dendrophrya excelsa* Grzybowski; 2, *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzybowski); 3, *Psamospaera fusca* Shultz; 4, *Reophax duplex* Grzybowski; 5, *Recurvoides deflexiformis* Noth; 6, *Lituotuba lituiformis* Brady; 7, *Trochamminoides elegans* (Zehák).

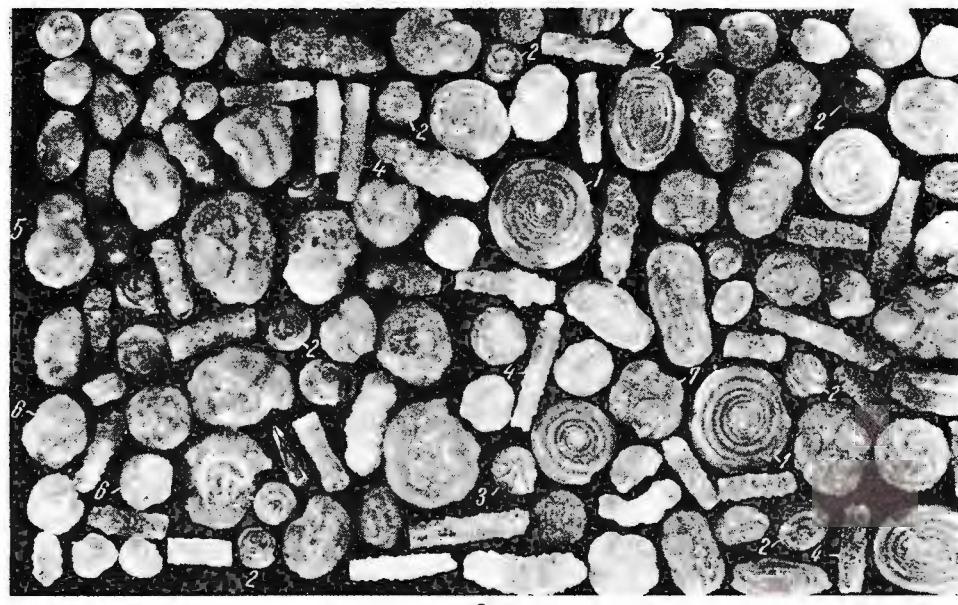
Fig. 2. — Asociaţia microfaunistică din stratele de Straja (Eocen inferior)  $\times 21$ .  
Association microfaunique dans les couches de Straja (Éocène inférieur)  $\times 21$ .  
1, *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny); 2, *Glomospira charoides* (Jones et Park); 3, *Haplophragmoides walteri* Grzybowski; 4, *Rhabdammina cylindrica* Glaessner; 5, *Reophax duplex* Grzybowski var. B; 6, *Recurvoides deflexiformis* Noth; 7, *Trochammina conglobata* Brady.



O. DICEA. Studiul geologic al regiunii Voroneț–Suha Mică–Plotonița.  
Pl. XIII.



1



2

Studii tehnice și economice, seria J, nr. 11.

## PLANŞA XIV

Fig. 1. — Asociaţia microfaunistică din orizontul grezo-calcaros-argilitic (Eocen-mediu)  $\times 21$ .  
Association microfaunique dans l'horizon gréso-calcaréo-argilitique (Éocène moyen)  $\times 21$ .

1, *Ammodiscus umbonatus* Grzybowskii; 2, *Dendrophrya robusta* Grzybowskii; 3, *Glomospira serpens* (Grzybowskii); 4, *Cistamina pauciloculata* Brady; 5, *Haplophragmoides walteri* Grzybowskii.

Fig. 2. — Asociaţia microfaunistică din orizontul argilelor roşii (Eocen mediu)  $\times 14$ .

Association microfaunique dans l'horizon des argiles rouges (Éocène moyen)  $\times 14$ .

1, *Ammolagena clavata* (Jones et Park.); 2, *Cyclammina amplectens* Grzybowskii; 3, *Glomospira charoides* (Jones et Park.); 4, *Hyperammina subnodosiformis* Grzybowskii; 5, *Haplophragmoides suborbicularis* Grzybowskii; 6, *Lituotuba lituiformis* Brady; 7, *Rhabdammina linearis* Brady; 8, *Reophax elongata* Grzybowskii; 9, *Recurvooides deflexiformis* Notth.; 10, *Trochamminoides contortus* Grzybowskii.



O. DICEA. Studiul geologic al regiunii Voronet–Suha Mică–Plotonița.  
Pl. XIV.



Studii tehnice și economice, seria J, nr. 11.

## PLANŞA XV

Fig. 1. — Asociația microfaunistică din stratele de Plop și Bisericani (Eocen superior)  $\times 23$ , 6.  
Association microfaunique dans les couches de Plop et de Bisericani (Éocène supérieur)  $\times 23$ , 6.

1, *Gyroidina soldanii* (d'Orbigny); 2, *Globigerina triloculinoides* Plummer; 3, *Nodosaria longiscata* d'Orbigny; 4, *Eponides subcandidula* Grzybowski; 5, *Rhabdammina cylindrica* Glaessner; 6, *Saccammina placenta* Grzybowski; 7, *S. sphaerica* Sars; 8, *Verneuilina propinqua* Brady.

Fig. 2. — Asociația microfaunistică din marnele cu globigerine (Eocen superior)  $\times 21$ .

Association microfaunique dans les marnes à globigérines (Éocène supérieur)  $\times 21$ .  
1, *Globigerina inflata* d'Orbigny; 2, *Glg. corpulenta* Subbotina; 3, *Glg. eocaenica* Terquem var. *eocaenica* Terq.; 4, *Glg. officinalis* Subbotina; 5, *Glg. frontosa* Subbotina; 6, spini de echinide (épines d'échinides); 7, filamente de alge (filaments d'algues).



O. DICEA. Studiul geologic al regiunii Voroneț—Suha Mică—Plotonița.  
Pl. XV.



1

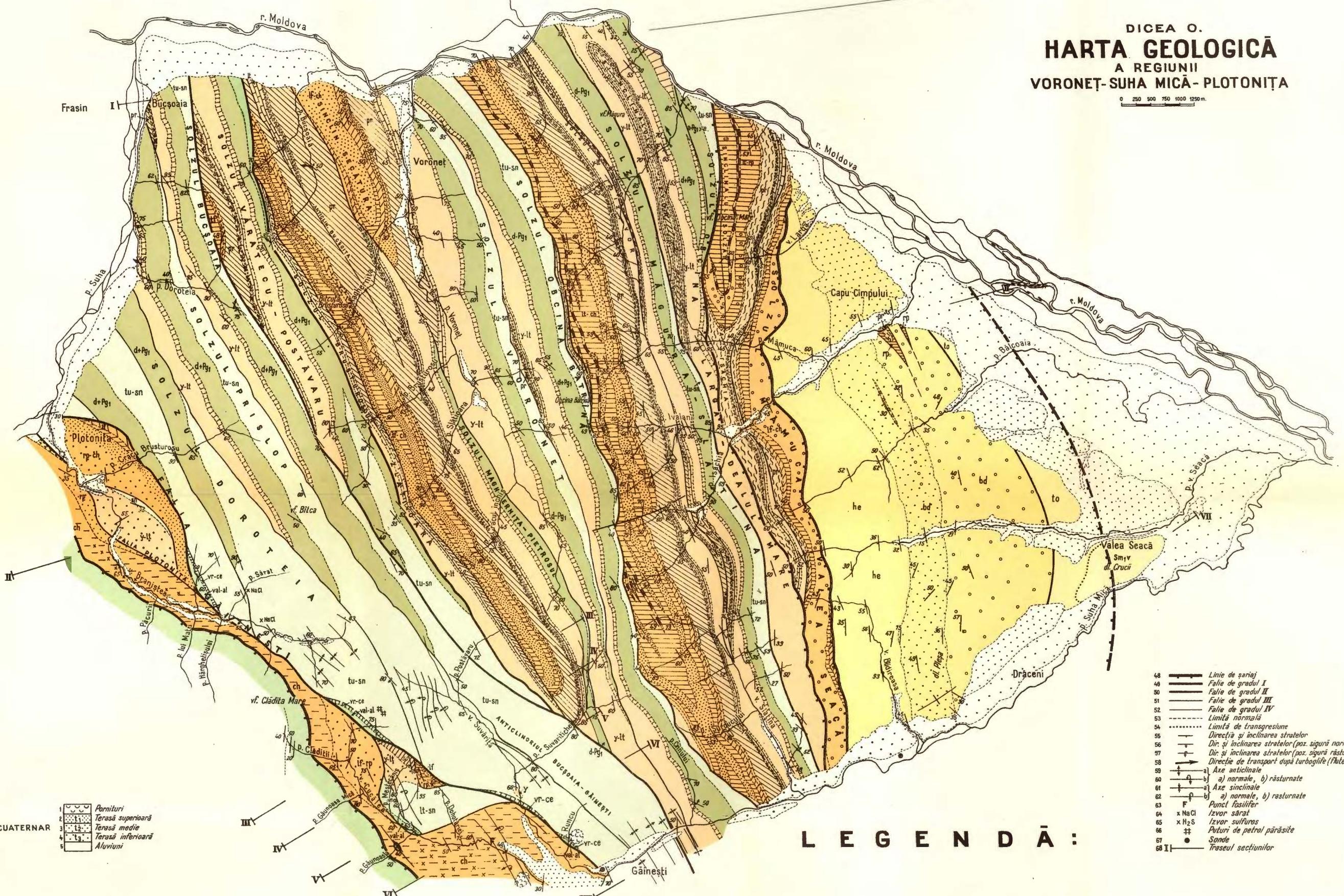


2

Studii tehnice și economice, seria J, nr. 11.

DICEA O.  
HARTA GEOLOGICĂ  
A REGIUNII  
VORONET-SUHA MICĂ-PLOTONITĂ

0 250 500 750 1000 1250 m.



## LEGENDĂ:

Linie de sariaj
Falie de gradul I
Falie de gradul II
Falie de gradul III
Falie de gradul IV
Limită normală
Limită de transgresiune
Dir. și înclinarea stratelor (poz. sigură normală)
Dir. și înclinarea stratelor (poz. sigură răsturnată)
Dir. de transport după turboglifi (flute-casts)
Axe anticlinale
a) normală, b) răsturnate
Axe sinclinale
a) normală, b) răsturnate
Punct fosilifer
Izvor sărat
Izvor sulfuros
Puturi de petrol părăsite
Sonde
Traseul secțiunilor

CUATERNAR

- 1 Pornituri
- 2 Terasă superioară
- 3 Terasă medie
- 4 Terasă inferioară
- 5 Aluvioni

UNITATEA  
ȘIȘTURILOR NEGRE

Vraconian - Cenomanian

CRETACIC (c)  
PALEOGENUNITATEA  
Subunitatea de GăneștiSUPERIOARĂ (Fliș extern)  
Subunitatea de Voronet

MIOCEN	Gipsuri
QUIOCEN	Strata de Gănești a) brechi sedimentare
Rupelian	Oriz. gresie de răsărit și gresie de Kliwa
Lattorian	Orizontul disocidelor
PRIABONIAN	Oriz. gresie bituminoase cu menitizi și gresie de fuzăru
Ypresian + Lutetian	Oriz. gresie de lucărești
Danian + Paleocen	Oriz. bazal și gresiel de Tarcău
Turonian - Senonian	Strata de Hangu inferioră
Vraconian - Cenomanian	Complex argilelor roșii și verzi cu tufoe și șisturi negre
Valanginian - Albian super	val-al

PALEOGEN (p)  
CRETACIC (c)

Chattian	Oriz. menitizelor superioare a) facies disodic
Rupelian	Oriz. gresie de Kliwa a) facies disocidelor
Lattorian	Oriz. menitizi bituminoase a) conglomerate
Priabonian	Oriz. gresie de Lucărești
Lutetian	Oriz. stratiș de Popu
Ypresian	Oriz. stratiș roșii a) calcaro-sulfatice
DANIAN + PALEOCEN	Oriz. calcaro-gresos (str. flanc sup.) nivel breccie organ. str. de ferfer și înv. gresielă silicofane
Turonian - Senonian	Oriz. marmo-calcarear cu ficoide (str. de Hangu inf.)
Vraconian - Cenomanian	Complex argilelor roșii și verzi cu tufoe și șisturi negre
Valanginian - Albian super	val-al



Institutul Geologic al României

UNITATEA INFERIORĂ  
(paraautohton)

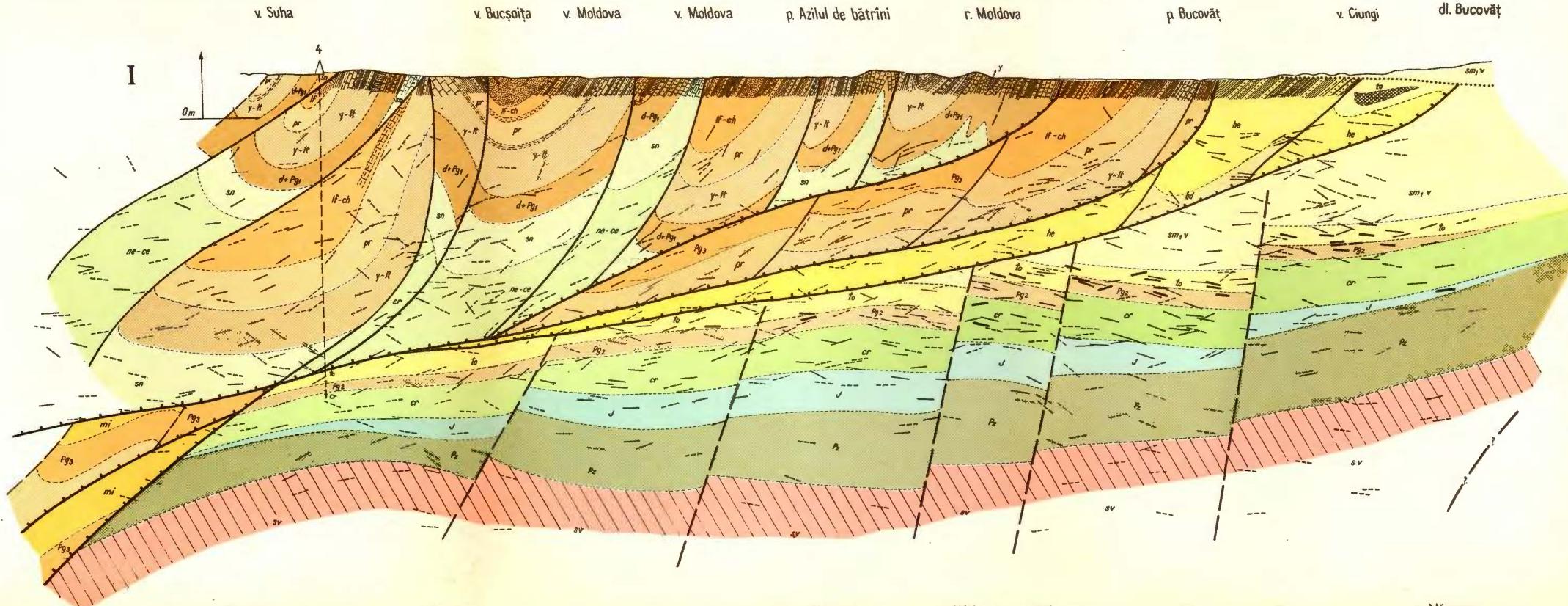
MIOCEN (m)	Tortonian... 40	Oriz. marnos cu eflorescență saline
	He	Oriz. gresos-marnos cenusiu
	Burdigalian... 41	Oriz. gresos verde
	Oligocen (p) Lutetian	Oriz. conglomeratic
	Priabonian... 37	Orizontul marnelor bituminoase
	Lutetian... 38	Strata de Bisericană
	Ypresian... 39	Oriz. argilelor roșii
	DANIAN + PALEOCEN... 40	Oriz. calcaro-gresos (de Păltindă)
	Strata de Hangu... 41	
	Turonian - Senonian... 42	
	Vraconian - Cenomanian... 43	
	Valanginian - Albian super... 44	

UNITATEA PERICARPATICĂ  
(paraautohton) PLATFORMA  
MOLDOVENEASCĂ

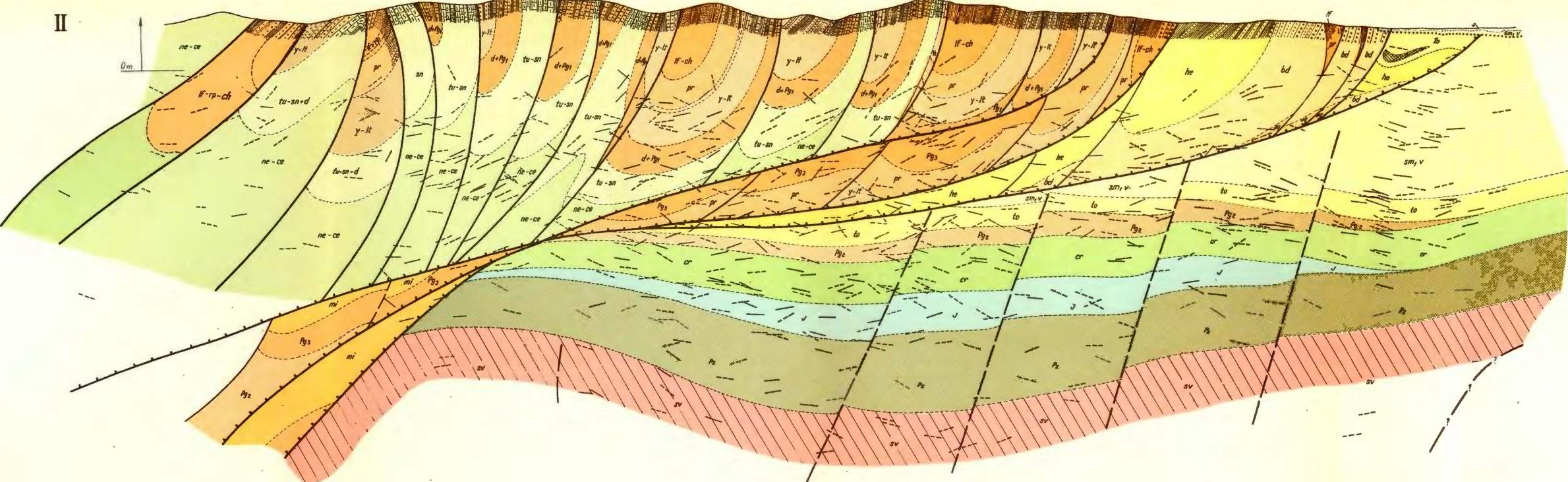
MIOCEN (m)	Tortonian... 40	Oriz. marnos cu eflorescență saline
	He	Oriz. gresos-marnos cenusiu
	Burdigalian... 41	Oriz. gresos verde
	Oligocen (p) Lutetian	Oriz. conglomeratic
	Priabonian... 37	Orizontul marnelor bituminoase
	Lutetian... 38	Strata de Bisericană
	Ypresian... 39	Oriz. argilelor roșii
	DANIAN + PALEOCEN... 40	Oriz. calcaro-gresos (de Păltindă)
	Strata de Hangu... 41	
	Turonian - Senonian... 42	
	Vraconian - Cenomanian... 43	
	Valanginian - Albian super... 44	

# DICEA OREA SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA VORONET - SUHA MICĂ - PLOTONIȚA

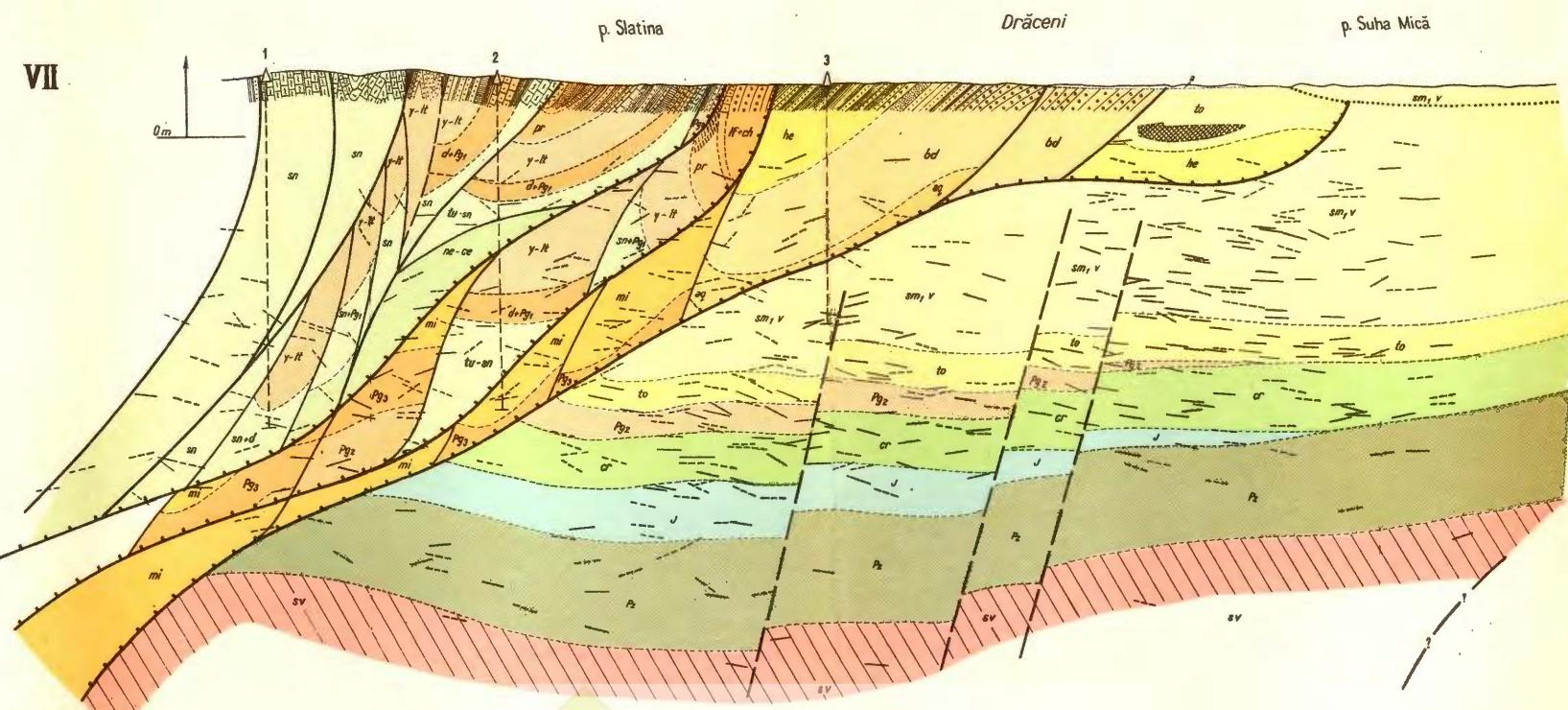
0 500 1000 1500 2000m



v. Suhă v. Bucșoita v. Moldova v. Moldova p. Azilul de bătrâni r. Moldova p. Bucovăț v. Ciungii dl. Bucovăț

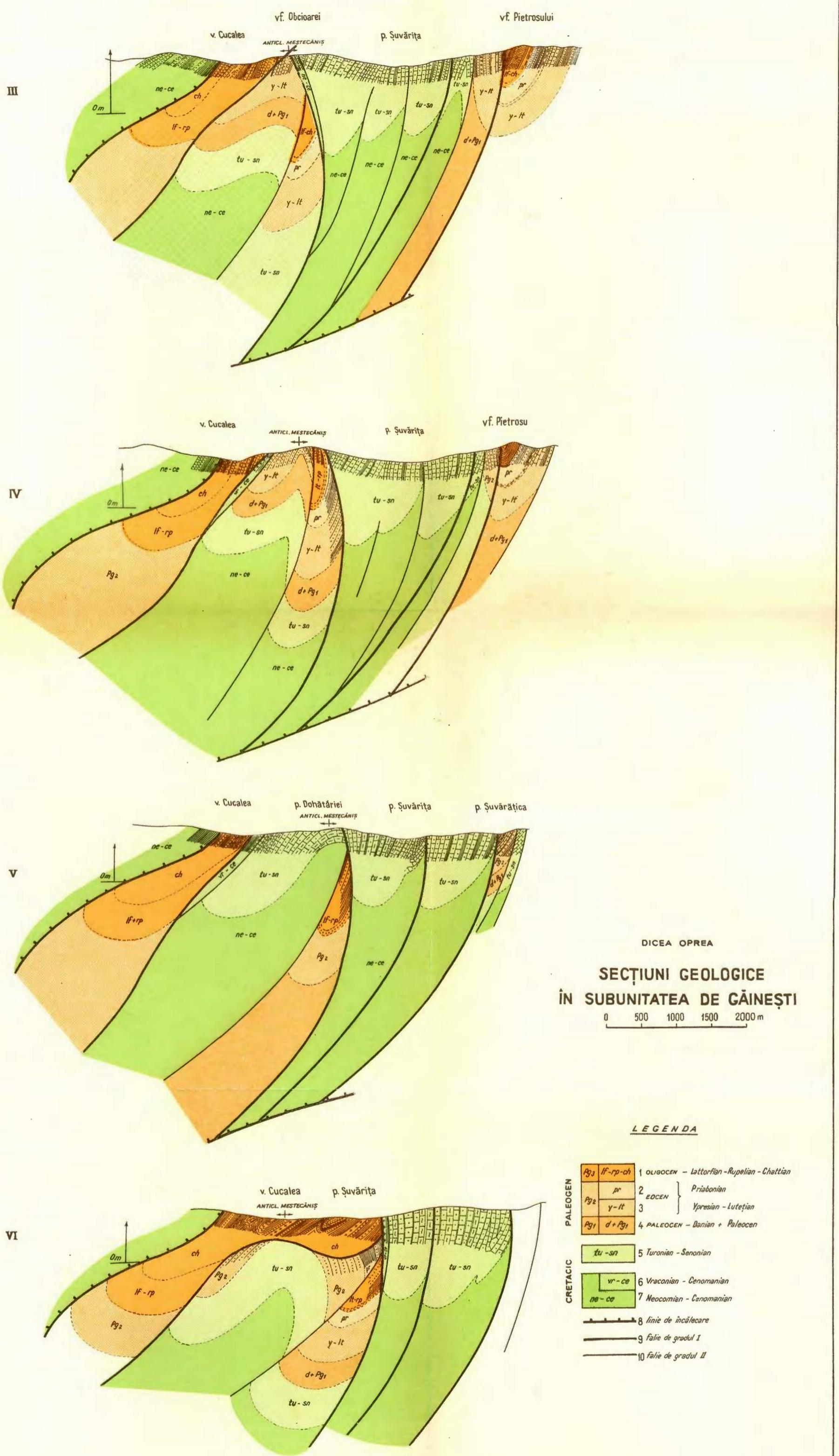


p. Gemenea p. Baniște p. Brusturosu p. Slătioara p. Voronet p. Mămăca p. Isachia v. Moldovei



## LEGENDA

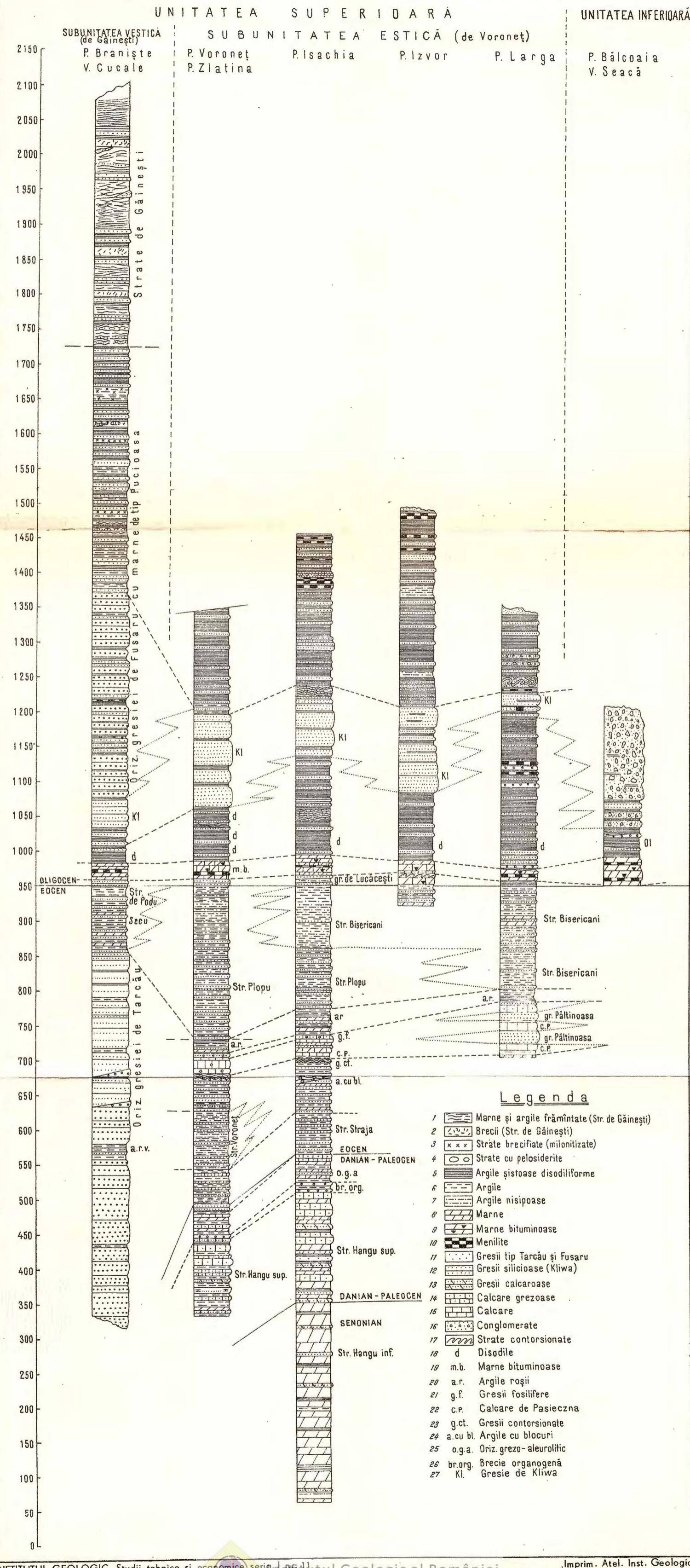
NEOCEN	
sm <sub>1</sub> v	1 Sarmatian inf. - Vohinian
to	2 Tortonian - a) sare
he	3 Helvetian
bd	4 Burdigalian
aq	5 Aquitanian
mi	6 Miocene nedivizat
PALEOCEN	
Pg <sub>3</sub> /f-ch	7 OLIGOCEN - Litorian - Chattian
Pg <sub>2</sub> pr	8 EOCEN - Priabonian
y-ff	9 Ypresian - Lutetian
CRETACIC	
tu-sn / tu-d	10 PALEOCEN - Danian + Paleocen
ne-co	11 1- Turonian - Senonian 2- Senonian + Danian
or	12 Neocomian - Cenomanian (piatră negre)
J	13 Cretacic
Pz	14 Jurasic
Pv	15 Paleozoic
LINEE DE FALCI	
sv	16 pisturi verzi
sv	17 linie de încărcare
sv	18 față de gradul I
sv	19 față de gradul II
sv	20 față de gradul III

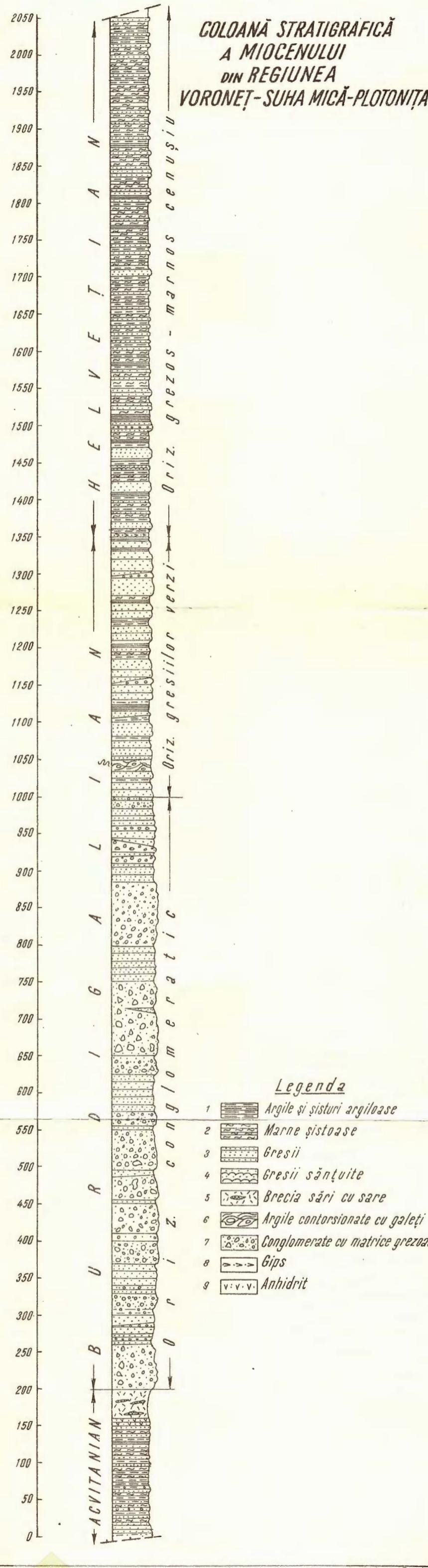


# COLOANE STRATIGRAFICE SINTETICE ÎN FLIȘUL EXTERN DIN REGIUNEA VORONET - SUHA MICĂ - PLOTONITĂ

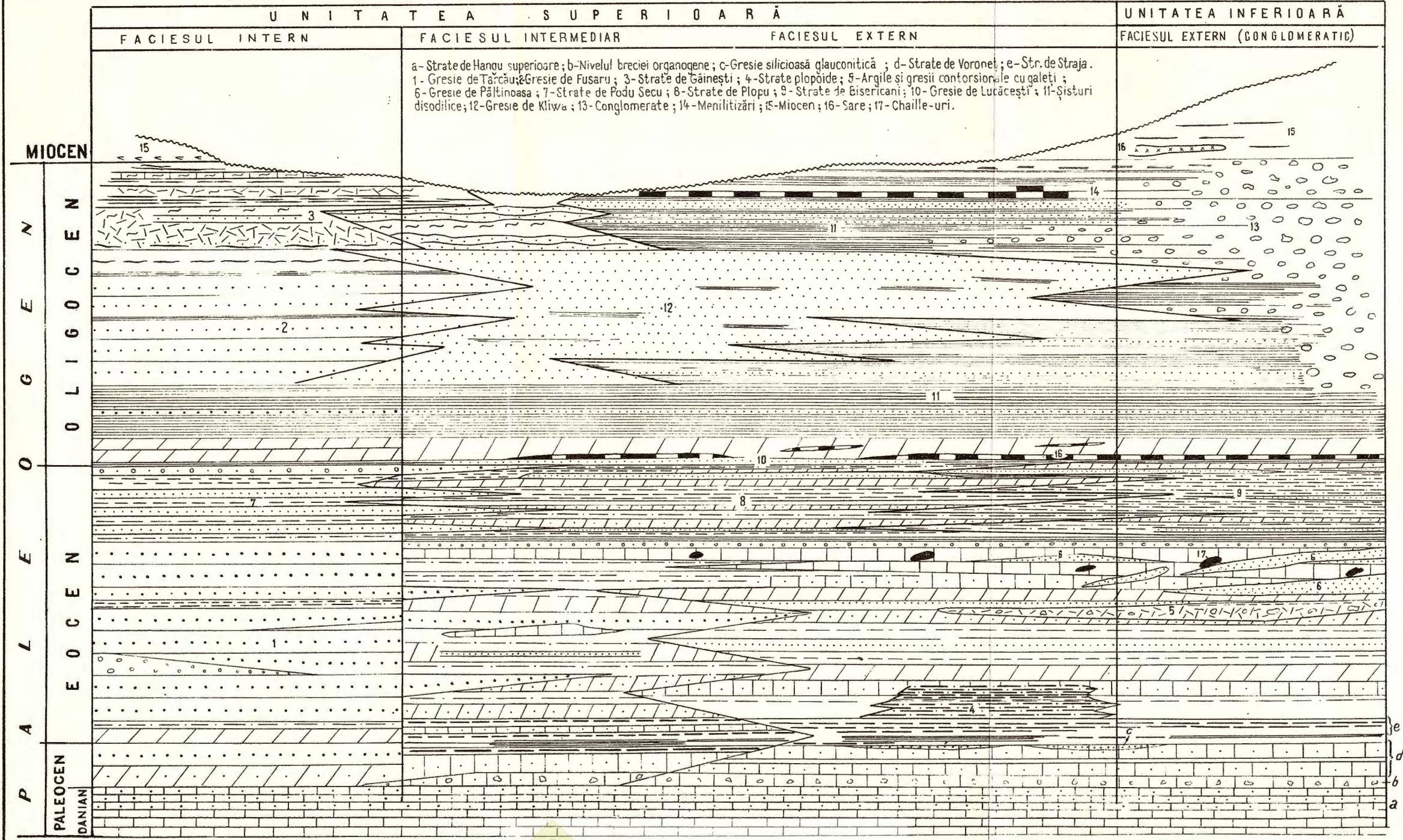
OPREA DICEA: Studiu Geologic al regiunii Voronet - Suha Mică - Plotonită

PL. XIX





## SCHEMA DE CORELARE A DEPOZITELOR PALEOGENE DIN REGIUNEA VORONEȚ-SUHA MICĂ- PLOTONIȚA



Institutul Geologic al României

O DICEA

EVOLUȚIA BAZINULUI DE SEDIMENTARE A FLIȘULUI  
SI MOLAȘEI ÎN TIMPUL PALEOGENULUI ȘI NEOGÉNULUI  
PENTRU REGIUNEA  
**VORONET - SUHA MICĂ - PLOTONIȚA**

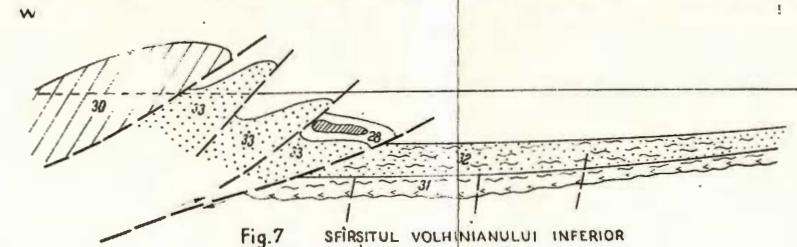


Fig.7 SFÎRȘITUL VOLHINIANULUI INFERIOR

IV

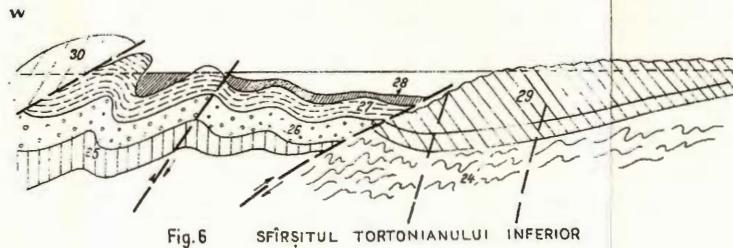


Fig.6 SFÎRȘITUL TORTONIANULUI INFERIOR

III

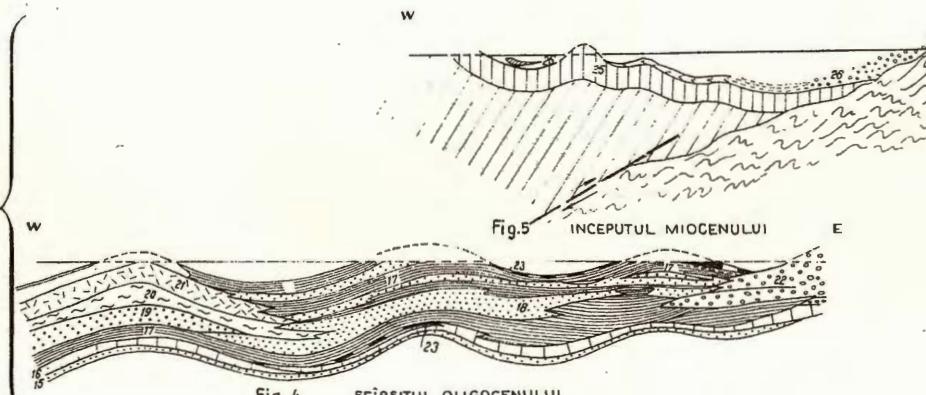


Fig.5 INCEPUTUL MIOCENULUI

II

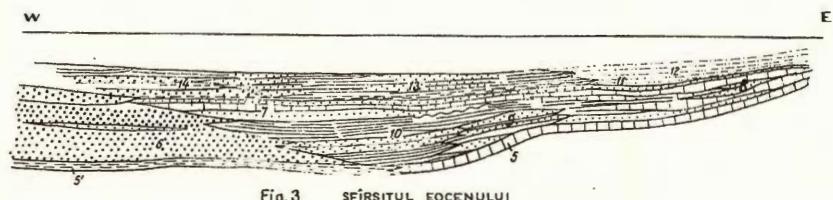


Fig.3 SFÎRȘITUL EOCENULUI

I

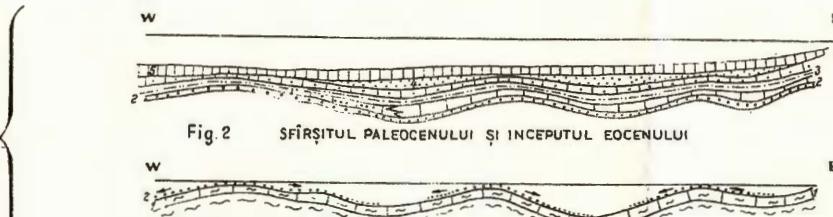


Fig.2 SFÎRȘITUL PALEOCENULUI ȘI INCEPUTUL EOCENULUI

Fig.1 SFÎRȘITUL DANIANULUI, INCEPUTUL PALEOCENULUI

LEGENDĂ

DANIAN: 1-strate de Hangu superioare ; PALEOCEN: 2-nivelul breciei organogene; 3-strate de Voronet (oriz.grezo-aleurolitic); 4-gresie silicioasă glauconitică; EOCEN(YPRESIAN - LUTETIAN) : 5-strate de Straja; 5'-crizentul bazal al gresiei de Tarcău; 6-gresie de Tarcău; 7-calcare de Pasieczna ; 8-gresie de Păltinoasa ; 9-strate plopoide ; 10-orizontul grezo-argilic ; 11-argile roșii și verzi(fază de stagnare); EOCEN(PRIABONIAN): 12-strate de Bisericanî ; 13-strate de Plop ; 14-strate de Podu Secu ; OLIGOCEN: 15-gresie de Lucăcești ; 16-marno-calcare bituminoase ; 17-disodile ; 18-gresie de Kliwa ; 19-gresie de Fusaru ; 20-strate de Pucioasa ; 21-strate de Găinesti cu brecii sedimentare ; 22-conglomérat cu elemente verzi ; 23-menilit ; 24-cordiliera șisturilor verzi ; 25-depozitele oligocene ; 26-molașa acvitanian -burdigaliană ; 27-molașa helvetica ; 28-Tortonian inf. cu sare ; 29-depresiunea epi-platiformică ; 30-flișul Cretacic paleogen încărcat peste molașa miocenă ; 31-Tortonian mediu-superior; 32-Buglovian-Volhinian inferior ; 33-molașa miocenă

I FAZA LARAMICĂ ; II FAZA PIRENEANĂ ; III FAZA SAVICĂ  
IV FAZA STIRICĂ NOUĂ ; V FAZA ATTICĂ

Redactori : MARGARETA PELTZ, LIGIA FOTE  
Ilustrația : V. NITU

Dat la cules: martie 1973. Bun de tipar: ian. 1974. Tiraj 900 ex.  
Hartie scris I A. Format 70 × 100,56 g. Coli de tipar: 10 1/4.  
Com. 631. Pentru biblioteci indicele de clasificare: 55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația“  
str. Brezoianu nr. 23—25, București



Institutul Geologic al României

163



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului articolului  
revine în exclusivitate autorului**



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României