

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

5

**HARTA
GEOLOGICĂ
1:200.000**

RĂDĂUȚI



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI

INSTITUTUL POLITEHNIC

BIBLIOTECA

Nr. cărții B.14319

Nr de inventar 240682

Clasif. zecimal: _____

1984

1985

0.6/103

BIBLIOTECA
INSTITUTUL POLITEHNIC
BUCUREȘTI

HARTA GEOLOGICĂ
A
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
1 : 200.000

INST

Nr. că
Nr. de
Clasif

REDACTIA HĂRȚII RĂDĂUȚI

Redactori coordonatori :

V. Ianovici
Marcela Dessila-Codarcea

Redactori :

T. Joja
Gr. Alexandrescu
I. Bercia
V. Mutihac
M. Dimian

REPUBLICA SOCIALISTĂ
ROMÂNIA

HARTA GEOLOGICĂ

Scara 1 : 200.000

L - 35 - II

5. RĂDĂUȚI

Notă explicativă

de : *T. Joja*
Gr. Alexandrescu
I. Bercia
V. Mutihac

CUPRINSUL

	<u>Pag.</u>
Introducere	7
Istoricul cercetărilor	7
Caracterizare morfologică	12
Caracterizare geologică	13
Stratigrafie, petrografie, magmatism	14
Carpații Orientali	14
Zona flișului transcarpatic	14
Mezozoic	14
Cenomanian (cm)	14
Turonian — Senonian (tu+sn)	14
Neozoic	14
Lutețian — Priabonian (lt+pr)	14
Lattorfian — Rupelian (lf+rp)	15
Chattian — Burdigalian (ch+bd)	15
Magmatite neogene	15
Zona cristalino-mezozoică	16
Ante-Proterozoic superior	16
Proterozoic superior — Paleozoic (Pts-Pz)	19
Paleozoic	23
Seria de Repede	23
Mezozoic	25
Seria mezozoică autohtonă	25
Werfenian — Anisian (w+an)	25
Ladinian — Carnian (ld+cr)	26
Dogger (J ₂)	26
Callovian — Oxfordian (cl+ox)	27
Tithonic — Neocomian (th+ne)	27
Barremian — Albian (br-al)	28
Seria mezozoică alohtonă	29
Werfenian — Anisian (w+an)	29
Ladinian — Carnian (ld+cr)	29
Triasic superior (T ₃)	29
Aalenian — Bathonian (aa-bt)	30
Barremian — Aptian (br+ap)	30
Sedimentarul din sinclinalul Lucina-Măgura	30
Cenomanian — Turonian (cm+tu)	31
Magmatite mezozoice	31

Redactori: MARGARETA PELTZ și GABRIELA CAZABAN
Traducător: MARIANA SAULEA

*Dat la cules: mai 1968. Bun de tipar: iulie 1968. Tiraj: 2.000 ex.
Hirtie cartografică tip. III 50 g/m². Format 69×100. Coli tipar: 8.
Com. 246. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058).*

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația”
str. Brezoianu nr. 23—25. București — România

	Pag
Zona flișului carpatic	32
Mezozoic și Neozoic	32
Pînza de Ceahlău	32
Neocomian (ne)	32
Barremian — Aptian (br+ap)	33
Pînza de Palanca	34
Aptian — Vraconian (ap-vr)	34
Cenomanian (cm)	35
Pînza de Audia	36
Neocomian — Albian (ne-al)	36
Vraconian — Cenomanian (vr+cm)	37
Senonian — Paleocen (sn+Pg ₁)	37
Pînza de Tarcău	38
Neocomian — Albian (ne-al)	38
Vraconian — Turonian (vr-tu)	38
Senonian — Paleocen (sn+Pg ₁)	39
Paleogen în facies vestic (de Tarcău)	40
Paleocen — Lutețian (Pg ₁ -lt)	40
Priabonian (pr)	41
Oligocen (Pg ₃)	42
Paleogen în facies estic (intermediar+marginal)	43
Paleocen — Lutețian (Pg ₁ -lt)	43
Priabonian (pr)	44
Oligocen (Pg ₃)	45
Pînza de Doamna	46
Paleocen — Lutețian (Pg ₁ -lt)	46
Priabonian (pr)	46
Oligocen (Pg ₃)	46
Tortonian ? (to)	47
Zona neogenă	47
Priabonian — Oligocen (pr-Pg ₃)	47
Burdigalian (bd)	47
Helvețian (he)	48
Tortonian (to)	48
Platforma moldovenească	48
Paleozoic	48
Silurian (S)	48
Mezozoic	49
Jurasic (J)	49
Cenomanian — Senonian (cm-sn)	49
Neozoic	49
Tortonian (to)	49
Volhynian (vh)	49
Pleistocen superior (qp ₃)	50
Holocen (qh)	50
Holocen superior (qh ₂)	50
Elemente structurale	50
Indicații bibliografice	58

INTRODUCERE

Foaia Rădăuți cuprinde partea extrem nordică a Carpaților Orientali ai Moldovei și o mică parte din marginea de W a platformei moldovenești. Limita ei coincide la N cu frontiera dintre România și U.R.S.S. începînd din dreptul cursului superior al pîriului Cîrlibaba (la W) și localitatea Băineț (la E). Spre E foaia Rădăuți se întinde pînă la o linie care ar uni această din urmă localitate cu localitatea Mălini, la S pînă la o linie care ar uni localitatea Mălini cu Lunca Ilvei; iar la W este delimitată de o linie care ar uni Lunca Ilvei cu cursul superior al pîriului Cîrlibaba.

Istoricul cercetărilor

Data fiind complexitatea constituției geologice a teritoriului cuprins în foaia Rădăuți se consideră mai potrivită prezentarea istoricului cercetărilor pe mari unități și zone.

Zona flișului transcarpatic. Observații geologice de detaliu asupra sedimentelor cretacice și paleogene din munții Bîrgăului posedăm de la Th. Kräutner (1930), A. I. Semaka (1955), și L. Atanasiu (1955). Pe baza unor asociații de lamelibranhiate, gasteropode, orthofagmine și numuliți se fac orizontări în aceste depozite și totodată unele paralelizări cu depozite similare din bazinul Maramureșului. În ultima vreme cu studiul sedimentelor din munții Bîrgău s-a ocupat G. Bulgaru et al. (1966) care au identificat o faună de inocerami și lamelibranhiate ce arată prezența Cenomanianului, Turonianului și Senonianului.

Zona cristalinomezozoică. Cristalinul. Referiri de ordin general asupra geologiei zonelor nordice ale Car-

paților Orientali români, sînt consemnate în lucrările apărute încă de la începutul secolului trecut. Ele aparțin lui F. S. Beudant, L. de Lillienbach și A. Boué, V. Zepharovici, B. Cotta, F. Richthofen, K. Paul și B. Walter. În 1907 V. Uhlig prezintă concepția sa privind structura în pînză de șariaj a Carpaților Orientali.

În 1938 Th. Kräutner, descrie șisturile cristaline (mezozonale și epizonale) și întocmește o schiță în care separă unitățile structurale majore ale Zonei cristalino-mezozoice. Ulterior Gh. Mastacan (1948) distinge în cristalini 3 serii de șisturi cristaline și confirmă tectonica în pînză a acestora.

Între anii 1948 și 1951, M. Savul studiază mineralizațiile de mangan, fier și sulfuri complexe de la Cîrlibaba și menționează prima dată, prezența unor conglomerate metamorfozate în baza șisturilor epizonale, iar în colaborare cu Gh. Mastacan și T. Idriceanu stabilește coloana stratigrafică a șisturilor epizonale din regiunea Fundul Moldovei — Pojorîta. Ulterior, în 1957, M. Savul și V. Ianovici demonstrează originea organogenă-marină a zăcămintelor de mangan din Cristaliniul Bistriței.

R. Dimitrescu (1960, 1964, 1965) precizează poziția stratigrafică (la partea inferioară a seriei epizonale) a cuarțitelor negre, admite pentru prima dată în regiunea Iacobeni, existența a două faze de metamorfism și conturează încălecare cristaliniului epizonal peste depozitele triasice (încălecare pusă în evidență anterior de Th. Kräutner).

Silvia Mînzatu și E. Mînzatu, semnalează în 1959 existența unor solzi în valea Putnei.

C. Ionescu (1962) pune în evidență discordanța stratigrafică și de metamorfism dintre seria mezometamorfică și epimetamorfică în regiunea Cîrlibaba — Ciocănești. I. Rădulescu et al. (1965) ajung la aceleași concluzii în ce privește regiunea Pojorîta — Fundul Moldovei — Breaza.

Regiunea Pojorîta — Valea Putnei — Giuralău a constituit obiectul cercetărilor efectuate de G. Pitulea și M. Mușat. G. Pitulea (1966) prezintă o coloană stratigrafică de detaliu a Cristaliniului din această regiune.

În perioada 1962—1966 în Carpații Orientali au fost întreprinse cercetări de detaliu care au condus la elaborarea unei scheme stratigrafice a formațiunilor metamorfice din zona cris-

talino-mezozoică a Carpaților Orientali, precum și la delimitarea principalelor unități structurale din această zonă (Marcela Dessila-Codarcea et al. 1964; I. Bercia et al., 1963—1967).

În august 1966 T. Joja a emis ipoteza existenței în acest cristalini a 4 pînze suprapuse șariate de la W la E.

Lucrări noi cu caracter de sinteză au fost prezentate recent de I. Rădulescu et al. (1965), Marcela Dessila-Codarcea (1967), V. Ianovici și C. Ionescu (1966), M. Mureșan (1967) și G. Pitulea (1967).

Mezozoicul de pe Cristalini. Primele lucrări asupra Mezozoicului de pe cristalini le datorăm lui K. Paul și E. Mojsisovics, Gr. Ștefănescu, S. Athanasiu, K. Vettters și V. Uhlig, care pun bazele stratigrafiei acestuia. Ultimul autor emite ideea structurii în pînze de șariaj a cristaliniului cît și a cuverturii sale mezozoice (1907).

În ultimele decenii s-a acordat o atenție deosebită Mezozoicului de pe cristalini, cercetările avînd ca principal obiectiv structura acestuia. În această perioadă unii cercetători admit structura în pînze de șariaj a Mezozoicului (D. M. Preda și M. Ilie, 1940), iar alții dimpotrivă o structură normală (M. Ilie, 1957). Noi contribuții la stratigrafia acestui Mezozoic au adus în ultimul timp Gr. Popescu și D. Patrulius (1964), V. Mutihac, singur și în colaborare (1963—1967), I. Turculeț (1963), I. Stănoiu (1967). Contribuții importante referitoare la stratigrafia și tectonica sinclinalelor Lucina — Măgura și Țibău au fost aduse de H. Zapalowicz și Th. Kräutner (1930).

Zona flișului carpatic. În a doua jumătate a secolului al XIX-lea K. Paul (1876) face o primă încercare de stabilire a stratigrafiei zonei flișului.

Ulterior, S. Athanasiu stabilește existența în fliș a două zone: o zonă internă și o zonă marginală.

Lucrările lui D. Ștefănescu (1937) marchează un progres important. Acesta separă în fliș următoarele subdiviziuni litostatigrafice: Șisturi negre, Senonian, Eocen și Oligocen. Totodată autorul emite ipoteza existenței Paleocenului în flișul marginal. Din punct de vedere tectonic, D. Ștefănescu admite existența unor raporturi de încălecare între marginea fli-

șului și „Zona saliferă”. Ulterior (1937) pune în evidență, în flișul de pe Valea Moldovei, o serie de structuri și discută atât ipoteza structurii normale a flișului cât și cea în pânză de șariaj, peste un autohton salifer.

Un nou salt important în cunoașterea constituției geologice a regiunii este marcat de cercetările întreprinse începând din anul 1948 de I. Băncilă, G. Cernea și T. Joja, atât în flișul intern cât mai ales în cel marginal. Principala lor contribuție stratigrafică constă în stabilirea și separarea unui mare număr de orizonturi (din care câteva noi pentru întreg sectorul Carpaților Orientali) precum și a variațiilor lor de facies. Din punct de vedere tectonic contribuția acestor cercetători constă în punerea în evidență sau numai în precizarea unor structuri, precum și a unor unități tectonice mai mari cu caracter de pânze de șariaj și anume: pânza șisturilor negre (I. Băncilă 1952), pânza de Putna (T. Joja, 1954) demonstrate de semifereastră de la Gura Putnei, precum și a unei linii tectonice importante în flișul cretacic (G. Cernea, 1952) interpretată ulterior de alți cercetători ca frunte a unei pânze de șariaj (I. Băncilă, 1958 și M. G. Filipescu, 1955).

M. Ilie (1957) ajunge la concluzia că șisturile negre nu pot fi mai vechi decât Albianul, întrucât acestea, s-ar așeza peste o serie de depozite barremian-apțiene, concluzie care nu a fost acceptată de cercetătorii ulteriori.

Între anii 1953 și 1958 geologi ai Ministerului Petrolului întreprind studii în tot flișul de pe foaia Rădăuți; rezultatele lor sînt concretizate într-o serie de rapoarte manuscris, precum și într-o hartă geologică la scară 1:100.000 (V. Agheorghiesei, Elena Albu, Șt. Albu, D. Demetrescu, P. Dușescu, T. Filimon, E. German, C. Lebensohn, I. Moldovan, V. Mușat, I. Rădulescu, A. Stoicescu, D. Turtureanu, etc.). Aceste studii au condus la o orientare mai detaliată a flișului și au precizat sau pus în evidență structuri noi.

Ulterior, I. Băncilă și V. Agheorghiesei (1964) studiază flișul dintre văile Moldovei și Suha Mare. Aportul principal al acestora constă în punerea în evidență a unor petece de acoperire ale pânzei de Audia, a unor ferestre tectonice și a faliei de încălecare „à rebours” Găinești — Vama, etc.

Gr. Alexandrescu (1964, 1967) la S de valea Moldovei, precizează pe bază de macrofaună vîrsta unor orizonturi ale flișului cretacic și stabilește traseul liniei Lutul Roșu; aduce argumente împotriva existenței ferestrelor tectonice menționate de I. Băncilă și V. Agheorghiesei și interpretează depozitele cretacice și paleogene din „Semifereastră de la Găinești” și „Capul tectonic de la Măguricea” ca aparținînd pânzei de Tarcău.

În ultima vreme au mai fost întreprinse studii geologice în flișul de pe valea Moldovei de către L. Ionesi (1961—1966) care aduce argumente de ordin macropaleontologic precizînd vîrsta unor din orizonturile acestuia. P. Polonic, Gabriela Polonic și V. Agheorghiesei aduc unele precizări privitoare la stratigrafia și tectonica pânzei de Tarcău și a parautohtonului ei.

Recent, M. Ștefănescu (1967) distinge în partea de NW a foii în unitatea de Ceahlău două digitații și constată prelungirea în acest sector a pânzei flișului curbicortical.

Zona neogenă. Primele referințe asupra zonei neogene din foaia Rădăuți le datorăm lui K. Paul, S. Athanasiu și D. Ștefănescu. Pe bază de microfaună Th. Iorgulescu stabilește vîrsta tortoniană a masivului de sare de la Cacica.

În 1958 geologi de la Ministerul Petrolului separă în Zona neogenă din cuprinsul acestei foi două serii de depozite, pe care le atribuie Helvețianului și Tortonianului.

În ultima vreme P. Polonic și Gabriela Polonic (1967) aduc contribuții referitoare la stratigrafia și tectonica zonei neogene.

Platforma moldovenească. Primele indicații asupra depozitelor din sectorul platformei moldovenești cuprinse în foaia Rădăuți se găsesc în lucrările lui D. Stur, F. Foetterle, K. Paul și J. Niedzwiedski. Ulterior, Gr. Cobălcescu stabilește cu destulă exactitate limita de W a platformei.

D. Ștefănescu (1927) prezintă o descriere sumară a depozitelor sarmațiene de la Vicovul de Jos și Voitinel, iar N. Macarovici (1955) descrie secțiuni prin Sarmațianul inferior din regiune și admite transgresiunea acestuia peste zona neogenă.

Primele informații asupra depozitelor din platformă care nu apar la zi, au fost obținute printr-un foraj (Horodnic) studiat de M. G. Filipescu (1939). Alte foraje executate de Ministerul Petrolului, după anul 1957, au furnizat noi date privind stratigrafia depozitelor din cuvertura platformei.

Constituția geologică a teritoriului figurat pe foaia Rădăuți, mai este discutată în lucrările de sinteză ale lui L. Mrazec și I. P. Voitești, G. Macovei, H. Swidzinski, H. Stille, M. G. Filipescu, M. Kziazkiewicz, I. Băncilă și I. Dumitrescu et al., lucrări care se referă mai ales la tectonica Carpaților Orientali în general.

Caracterizare morfologică

Teritoriul cuprins în foaia Rădăuți prezintă în cea mai mare parte un relief muntos. Excepție face o suprafață restrânsă din partea de WSW și alta situată în colțul de ENE al ei, care se caracterizează printr-un relief colinar.

Nota caracteristică a morfologiei zonei muntoase o dau „obcinele bucovinene”, culmi alungite în direcția NW — SE, paralele cu aceea a elementelor structurale ale regiunii. Aceste unități sînt separate prin cursuri de apă, paralele. De la SW la NE aceste obcine sînt: Obcina Mestecănișului (situată între Bistrița Aurie și Moldova), Obcina Feredeului (între Moldova și Moldovița) și Obcina Mare (între Moldovița și marginea de NE a zonei muntoase). Se observă o strînsă legătură între morfologia Mestecănișului și constituția geologică a regiunii: astfel Obcina Mestecănișului coincide cu zona cristalino-mezozoică. De-a lungul ei se eșalonează de altfel și înălțimile cele mai mari: Lucina (1590 m) și Pietrosu (1477 m). Ea se continuă cu masivele Giumalăul (1857 m), Rarăul (1653 m) și Pietrosul Bistriței (1794 m). Obcina Feredeului corespunde cu zona flișului cretacic și cu partea internă a flișului paleogen. De-a lungul ei înălțimile cele mai mari oscilează în jur de 1400 m și anume: Pașcanul (1483 m), Feredeul (1377 m) etc. Obcina Mare corespunde cu Flișul paleogen marginal. De-a lungul acesteia înălțimile cele mai mari (care se găsesc în partea de WSW) au în jur de 1200 m: Sihloaia (1225 m), Ciumărna (1220 m), Măgura Vacii (1159 m), Poiana Vacii (1090 m), etc.

Partea de WSW a acestei foi se caracterizează printr-un relief colinar. Ea corespunde marginii de E a depresiunii Bîr-

găului, constituită mai ales din depozite paleogene. În partea de ENE a ei se remarcă o serie de coline domoale cu altitudini în jur de 400 m aparținînd zonei neogene și podișului moldovenesc.

Rețeaua hidrografică este dominată la N, de râul Suceava ai cărui afluenți mai importanți sînt Brodina, Putna, Sucevița, Solca și Solonețul. În zona centrală ea este dominată de râul Moldova ai cărui afluenți mai importanți pe stînga sînt Moldovița și Humorul, iar pe dreapta, valea Putnei, Suha Bucovineană și Suha Mare.

Caracterizare geologică

Teritoriul cuprins în foaia Rădăuți aparține Carpaților Orientali și platformei moldovenesti. Carpații Orientali acoperă cea mai mare parte a acestei regiuni în timp ce platforma moldovenească este reprezentată numai în colțul de NE.

Carpații Orientali sînt reprezentați prin următoarele zone: zona flișului transcarpatic, zona cristalino-mezozoică, zona flișului carpatic și zona neogenă.

Zona flișului transcarpatic este constituită din depozite cretacic-superioare și paleogene în facies flișoid, antrenate într-o cutare largă.

Zona cristalino-mezozoică este constituită dintr-un fundament cristalin și o cuvertură sedimentară mezozoică, prezentînd în ansamblu o structură în pînze de șariaj.

Zona flișului carpatic este constituită din cinci unități tectonice în alcătuirea cărora intră și depozite cretacee și paleogene, de asemenea cu caractere de pînze de șariaj.

Zona neogenă cuprinde depozite miocene, cu caracter de molasă, constituind pînza pericarpatică, încălecată peste platforma moldovenească.

Toate pînzele de șariaj din Carpații Orientali sînt încălecate succesiv de la W spre E.

Platforma moldovenească constituită la suprafață din depozite neogene reprezintă de fapt prelungirea spre W a platformei ruse. Forajele executate în zona flișului carpatic au arătat că platforma moldovenească pătrunde mult spre W atît sub zona neogenă cît și sub cea a flișului (9 km la Putna și 10 km la Frasin).

STRATIGRAFIE, PETROGRAFIE, MAGMATISM

CARPAȚII ORIENTALI

ZONA FLIȘULUI TRANSCARPATIC

Mezozoic

Cenomanian (cm)

Depozitele atribuite acestui interval au o poziție transgresivă și sînt dezvoltate pe rama vestică a zonei cristaline (munții Bîrgăului) precum și în sinclinalul Țibău, în lungul văii cu același nume. În munții Bîrgăului depozitele sînt constituite din conglomerate și gresii calcaroase de culoare verzuie. În aceste gresii s-au identificat forme de *Exogyra columba* Lam., *Exogyra conica* Sow., *Serpula spirographis* Goldf. (G. Bulgaru et al., 1966) care atestă vîrsta cenomaniană a acestora.

Depozitele din sinclinalul Țibău sînt reprezentate prin breccii grosiere, conglomerate poligene grosiere și gresii, care se aștern de asemenea discordant peste șisturile cristaline. În aceste depozite, în apropiere de muntele Iedu Mic, A. Alth a găsit o faună de amoniți și lamelibranhiate (*Mantelliceras mantelli*, *Puzosia planulata*, *Exogyra columba* Lam.) care a fost determinată de L. Szajnoch (1890).

Turonian — Senonian (tu+sn)

Discordant peste Cenomanian în sinclinalul Țibău se dispune o serie constituită din marne roșii, marne cenușii-verzui, cu intercalații de gresii fin micacee, atribuită Turonian — Senonianului.

Neozoic

Un nou ciclu sedimentar este marcat de transgresiunea eocenă care a depășit mult limitele Cretacicului. Depozitele acestui ciclu alcătuiesc un bazin legat structural și genetic de cel al Maramureșului.

Lutețian — Priabonian (lt + pr)

Acest interval este reprezentat în munții Bîrgău printr-o serie groasă de aproximativ 800—900 m, în care s-au separat 3 nivele principale. În bază se află un nivel cu conglomerate

cuartzoase în bancuri groase care trec gradat la gresii (valea Coșnei și muntele Rotunda).

La partea mijlocie se dezvoltă un nivel calcaros, constituit din calcare cenușii, calcare cu numuliți și subordonat marne. Acest nivel a furnizat o bogată faună de foraminifere mari, lamelibranhiate și gasteropode: *N. perforatus* (Montfort), *N. striatus* (Brug.) Desh., *Orthophragmina*, etc. Această asociație permite să se atribuie vîrsta lutețiană a acestor depozite (Al. Semak, 1954).

La partea superioară se individualizează un nivel de gresii calcaroase cenușii și brun-roșcate.

În sinclinalul Țibău depozitele acestui interval se dispun peste Cretacic sau peste șisturile cristaline, fiind constituite din conglomerate care trec la partea superioară la gresii micacee grosiere și fine. Peste conglomerate în versantul drept al Țibăului se găsesc calcare cu Numuliți de vîrstă priaboniană, iar peste acestea urmează șisturi și marne argiloase negre alcătuint umplutura sinclinalelor.

Lattorfian — Rupelian (lf + rp)

Acestui interval i s-a atribuit o serie de depozite cu o grosime de 300—500 m, care stau discordant în raport cu Eocenul (Al. Semak, 1955). Sînt constituite din șisturi argiloase și marne de culoare cenușie sau cafeniu-negricioasă, pe alocuri bituminoase. Local, se întîlnesc gresii și conglomerate. Către vest (foaia Vișeu) aceste depozite conțin o faună care indică Oligocenul inferior.

Chattian — Burdigalian (ch + bd)

Seria argiloasă precedentă este urmată de o serie groasă de 800—900 m bine reprezentată în axele sinclinalelor. Această serie este constituită dintr-o alternanță de gresii și argile, în care gresiile predomină către partea superioară, unde capătă un caracter masiv. Uneori la baza gresiilor se întîlnesc nivele de conglomerate. Aceste gresii au fost paralelizate cu gresia de Borșa din bazinul Maramureșului (Al. Semak, 1955).

Magmatite neogene

Acestea apar în extremitatea de sud-vest a regiunii în bazinul Bîrgăului fiind reprezentate prin două corpuri de andezite

și respectiv de andezite bazaltoide care străbat depozitele paleogene ale bazinului precum și prin formațiunea vulcanogen — sedimentară. Acestea din urmă ocupă pe foaia Rădăuți o suprafață mică ce manchează închiderea spre nord a zonei ce se dezvoltă pe suprafețe importante în foaia vecină Toplița.

Formațiunea vulcanogen-sedimentară cuprinde produsele activității vulcanismului pannonian fiind reprezentată prin piroclastite (brecii piroclastice, aglomerate, cinerite și tufuri) și material epiclastic, toate cu elemente și liant de natură andezitică.

ZONA CRISTALINO-MEZOZOICĂ

Ante-Proterozoic superior

Se atribuie Ante-Proterozoicului superior formațiunile în general intens metamorfozate care suportă transgresiv formațiunile epimetamorfice. În cadrul formațiunilor metamorfice au fost separate următoarele diviziuni stratigrafice :

Seria gnaiselor de Rarău (A). Aceasta constituie în întregime unitatea cristalină de Rarău. În cadrul acestei serii se disting două complexe stratigrafice: complexul gnaiselor de Rarău (A₁) la partea inferioară și complexul micașisturilor (A₂) la partea superioară. Principalele tipuri de roci care intră în constituția acestei serii sînt: gnaise de Rarău, micașisturi, paragneise și rare amfibolite, metamorfozate în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin. În ceea ce privește originea gnaiselor de Rarău I. Rădulescu et al., (1965) admit că aceste roci s-au format prin procese de feldspatizare potasică (microclinizare). Ulterior I. Bercia et al. (1967) au arătat că procesul de feldspatizare trebuie considerat ca rezultat al unor mobilizări sinmetamorfice. Blasteza microclinului este atribuită fazei de cristalizare metamorfică tardecinematică, paragenezele din paleosomă fiind în acel moment în echilibru corespunzător faciesului amfibolitelor cu almandin. Rocile acestei serii au fost afectate în mare parte de procese de retromorfism și milonitizare în legătură cu numeroasele dislocații rupturale.

Datorită lățimii reduse și poziției tectonice a unității de Rarău, în care se dezvoltă această serie, nu se poate preciza poziția stratigrafică a ei în cadrul formațiunilor metamorfice din cristalinul Bistriței. După gradul de metamorfism și dato-

rită existenței unor intense fenomene de mobilizare metamorfică a feldspatului potasic, se admite că seria gnaiselor de Rarău, reprezintă cea mai veche serie cunoscută în cristalinul din această regiune (I. Bercia et al., 1965).

Seriile de Bretila și Vatra Dornei — Iacobeni (B). Aceste serii se dezvoltă în unitatea autohtonă de Bretila — Iacobeni.

Seria de Bretila (B') apare la W de Cîrlibaba în anticlinalul de Bretila și suportă transgresiv formațiunile paleozoice metamorfozate ale seriei de Repede. Această serie este cunoscută sub denumirea de „seria mezozonală de Bretila“ fiind considerată ca reprezentînd mezozona domeniului autohton din Carpații Orientali: (Th. Kräutner, 1938). În 1959 C. Ionescu și I. Rădulescu et al. au considerat seria de Bretila drept un fundament vechi, mezozonal, care suportă transgresiv șisturi epizonale. În cadrul seriei de Bretila se disting două complexe stratigrafice (I. Bercia et al. 1964—1965): (B'₁) complexul amfibolitelor și al micașisturilor la partea inferioară și (B'₂) complexul micașisturilor la partea superioară.

Complexul B'₁ apare în zona axială a anticlinalului Bretila și este constituit dintr-o alternanță de amfibolite, micașisturi, paragneise micacee și gnaise cuarțo-feldspatice. Complexul B'₂ este constituit predominant din micașisturi cu intercalații de paragneise și șisturi muscovitice cu biotit cloritizat (retromorf). La partea superioară se cunoaște un nivel de amfibolite cu lentile de magnetit.

Seria de Vatra Dornei — Iacobeni (B'') apare în semifereastra tectonică dintre Iacobeni și Vatra Dornei, de sub unitatea de Bistrița. În partea de est și nord șisturile cristaline ale acestei serii suportă depozitele triasice de la Iacobeni, prinse sub planul de șariaj. În partea de vest încălecarea este mascată de sedimentele bazinului Bîngăului care stau transgresiv direct peste cristalinul seriei de Vatra Dornei — Iacobeni. Seria mezometamorfică ocupă un anticlinal cu afundare axială spre NNE. În alcătuirea ei se disting următoarele complexe stratigrafice (în succesiunea de jos în sus):

Complexul inferior al șisturilor muscovitice cloritice cu biotit și granat (B''₁);

Complexul amfibolitelor și al șisturilor muscovitice (B''₂);

Complexul superior al șisturilor muscovitice cloritice cu biotit și granat (B''₃).

În complexul B''₂ sînt cantonate minereurile de fier cunoscute în regiunea Iacobeni. Complexele B''₁ și B''₃ s-au format pe seama unor depozite terigene, iar complexul B''₂ (al amfibolitelor și al șisturilor muscovitice) pe seama unui material în care alternează depozite terigene și roci magmatogene bazice. Metamorfismul regional a avut loc în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin.

Seria de Bistrița — Barnar (C). Această serie apare în unitatea de Barnar la sud-est de Vatra Dornei și la vest de Crucea (începînd din versantul stîng al Bistriței pînă în bazinul văii Bărnărel).

În partea de N este afectată de o importantă linie tectonică cu direcția NE — SW, după care vine în contact cu șisturile cristaline ale unității epimetamorfice de Bistrița. Spre est, vine în contact tectonic cu dyke-ul porfiroidelor de Pietrosu de-a lungul unei falii direcționale (falia vestică a porfiroidelor de Pietrosu), iar spre vest este acoperită de depozitele cuaternare.

Șisturile mezozonale din această regiune au fost considerate de M. Savul (1938) în pînă („pînza mezozonală de Barnar“).

În cadrul seriei de Bistrița — Barnar au fost delimitate două complexe stratigrafice în succesiunea de jos în sus: (C''₁) complexul micașisturilor și (C''₂) complexul amfibolitelor și al calcarelor, cu două orizonturi: orizontul calcarelor în bază și orizontul amfibolitelor și paragnaiselor la partea superioară.

Complexul amfibolitelor și al calcarelor C''₂ este bine deschis în defileul Bistriței. Aici orizontul amfibolitelor și al paragnaiselor (superior) atinge grosimea maximă în detrimentul orizontului inferior al calcarelor. Astfel se observă o variație mare de grosime pe direcție a termenilor stratigrafici ai acestui complex care atinge cca 1700 m în defileul Bistriței, pentru ca în valea Barnarului, imediat la sud de limita acestei foi, grosimea să scadă la cca 1000 m.

Materialul premetamorfic al seriei de Bistrița — Barnar este reprezentat printr-o stivă de depozite terigene, argiloase — grezoase la partea inferioară, peste care urmează depozite calcareoase. Acestea suportă un complex gros constituit dintr-o alternanță de depozite terigene și roci magmatogene bazice.

Între seriile de Bretila, Vatra Dornei — Iacobeni și Bistrița — Barnar, nu se pot face corelări stratigrafice directe, ele aparînd ca insule la distanțe relativ mari și în compartimente tectonice diferite. Totuși, în alcătuirea lor se remarcă unele elemente comune ca de exemplu: prezența produselor unui magmatism inițial (probabil comun), asemănarea succesiunii stratigrafice și gradul de metamorfism în general mai avansat în comparație cu restul rocilor din cristalinul Bistriței.

Proterozoic superior — Paleozoic (Pts — Pz)

Se atribuie intervalului Proterozoic superior — Paleozoic formațiunile metamorfozate în general în condițiile faciesului de șisturi verzi cu excepția depozitelor detritogene care constituie seria de Repede și care au fost atribuite Paleozoicului.

Seria de Tulgheș (sedimentogenă — vulcanogenă acidă) (D). Această serie ocupă cea mai mare suprafață în cristalinul Bistriței. Pe foaia Rădăuți acoperă două zone distincte și foarte inegale ca extindere: o zonă direcțională, îngustă, care se întinde între Greben și Cîmpulung-Moldovenesc, reapărînd apoi la sud de Breaza și o zonă cu extindere considerabilă ce se dezvoltă între izvoarele Bistriței la N, Crucea la S, Pojorîta la E și Izvoarele Someșului — Iacobeni la W. Seria constituie în întregime unitatea (pînza) de Bistrița. În cadrul seriei de Tulgheș de disting următoarele subdiviziuni:

Complexul vulcanogen inferior (D₁) este constituit dintr-o alternanță de metatufuri și metatufite acide (șisturi sericitoase feldspatice, șisturi sericitoase-cuarțitice cu albit, șisturi sericito-cloritoase) cu benzi rare de șisturi verzi tufogene bazice. Acesta este termenul cel mai vechi cunoscut al seriei care stă imediat deasupra planului de șariaj în regiunea Bretila-Rusaia.

Complexul cuarțitelor negre cu mangan (D₂) se dispune normal peste complexul D₁. Se dezvoltă pe aliniamentul muntelui Dadu — Ciocănești — Iacobeni — Șarul Dornei. Este constituit dintr-o alternanță de cuarțite negre grafitoase, șisturi grafitoase, grafito-sericitoase și sericito-cloritoase. În muntelui Dadu și pe valea Puciosul la Iacobeni au fost observate și intercalații de metatufuri acide. La est de dyke-ul porfiroidelor de Pietrosu, în regiunea Crucea, complexul nu apare la zi. El a fost pus în evidență într-un foraj amplasat pe valea

Barnarului (Elvira Bercia, Florentina Kräutner, 1968). Caracteristica principală a complexului este asociația cuarțitelor negre cu minereurile de mangan (carbonați și silicați) cunoscute în cristalinul Carpaților Orientali.

Această asociație prezintă o deosebită importanță stratigrafică deoarece reflectă condiții bine definite în procesul de sedimentare, care au caracterizat pentru un timp relativ scurt, suprafețe întinse ale zonei principale de sedimentare.

Complexul vulcanogen mediu (D_3) urmează în succesiune normală peste complexul D_2 . Este bine deschis între Cîrlibaba și Ciocănești și este constituit dintr-o alternanță de metatufuri acide și roci terigene (șisturi sericitoase, șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-grafitoase) cu rare intercalații de cuarțite negre și de șisturi verzi tufogene bazice.

Complexul cuarțitelor și al rocilor carbonatice (D_4). Complexul se prezintă în două faciesuri: un facies cuarțito-grafitos și un facies carbonatic.

Faciesul cuarțito-grafitos se dezvoltă în partea de sud a regiunii (Ciocănești) și este reprezentat prin cuarțite negre, cuarțite rubanate și cuarțite albe, șisturi grafitoase și subordonat calcare. În regiunea Bărnărel și în regiunea Fundul Moldovei — Botuș complexul în faciesul cuarțitic grafitos apare constituit din trei orizonturi: un orizont inferior de cuarțite negre, un orizont median calcaros și un orizont superior de cuarțite negre.

Complexul a fost recunoscut cu această alcătuire în regiunea Bărnărel Holdița (Marcela Dessila-Codârcea et al. 1964) unde a fost descris sub denumirea de „complexul cuarțitelor și al șisturilor grafitoase“.

În sinclinalul Fundul Moldovei — Crucea, complexul apare pe flancul estic în faciesul cuarțitic grafitos, în timp ce pe flancul vestic se dezvoltă într-un facies intermediar fiind constituit, de exemplu pe valea Putnei, în partea inferioară din calcare și dolomite cristaline, cuarțite negre și șisturi grafitoase, peste care se dispune un nivel de calcare rubanate slab grafitoase, ce suportă un nivel de dolomite. Acestea din urmă trec lateral spre N (în zona Delnița — Colacu) la cuarțite albe și cenușii.

Faciesul carbonatic se dezvoltă în partea de N a regiunii (Ciocănești) și este cunoscut sub denumirea de „dolomitele și

calcarele de Cîrlibaba — Țibău“. Deoarece acest facies cuprinde un interval stratigrafic mai larg decât cel corespunzător complexului D_4 se impune să fie tratat separat.

Complexul vulcanogen superior (D_5) care urmează în succesiune normală peste complexul D_4 cu cele două faciesuri ale sale, formează umplutura sinclinalului major Fundul Moldovei — Broșteni. Este constituit dintr-o alternanță de metatufuri acide și șisturi terigene (șisturi sericito-cloritoase, șisturi cuarțitice etc.). Spre partea inferioară a complexului se disting două nivele de șisturi verzi bazice care în regiunea dintre Fundul Moldovei și Crucea se pot urmări aproape continuu pe direcție, constituind orizonturi — reper.

Complexul vulcanogen superior se remarcă, în comparație cu complexul vulcanogen mediu, printr-o mai mare participare a rocilor metavulcanice (metatufuri și metatufite acide) ca rezultat al intensei activități vulcanice din timpul sedimentării materialului premetamorfic. În legătură cu această activitate magmatică, spre partea superioară a complexului apar zăcăminte stratiforme vulcanogen-sedimentare de sulfuri complexe (Burloaia — Fundul Moldovei — Leșul Ursului). În regiunea zăcămîntului Fundul Moldovei, H. Kräutner (1965) a deosebit în cadrul complexului D_5 trei nivele cu sulfuri complexe (orizontul „Fundul Moldovei“).

Legătura genetică dintre zăcămintele de sulfuri complexe și manifestările vulcanismului acid din Carpații Orientali a fost remarcată în 1962 de H. Savu și Al. Vasilescu (pentru minereurile de la Burloaia) de Marcela Dessila-Codârcea et al. (1964) pentru zăcămîntul de la Leșul Ursului și generalizată apoi de H. Kräutner (1965).

Dolomitele și calcarele de Cîrlibaba — Țibău. În partea de nord a cristalinului Bistriței, îndeosebi în bazinul văilor Cîrlibaba și Țibău, precum și pe toată zona din versantul stîng al Bistriței între Cîrlibaba și Ciocănești, se dezvoltă faciesul carbonatic al dolomitelor și calcarelor de Cîrlibaba — Țibău. În versantul drept al Bistriței, rocile carbonatice apar local pe culmea dintre valea Diaca și Izvorul Gîndacului, fiind reprezentat predominant prin dolomite, dolomite calcaroase, calcare, șisturi calcaroase și subordonat prin roci cuarțitice, cuarțite negre, șisturi grafitoase, șisturi sericito-cloritoase cu intercalații subțiri de șisturi verzui, tufogene ba-

zice. În bazinul văilor Cîrlibaba și Țibăului succesiunea începe cu un nivel discontinuu de cuarțite negre și șisturi grafitoase puse în evidență de C. Ionescu (1962). Peste acest nivel urmează marea masă de roci dolomitice în general masive cu intercalații rare de șisturi carbonatice sericitice și cloritice.

În versantul drept al văii Țibăului, spre partea superioară a succesiunii rocilor carbonatice apar intercalații de roci verzi tufozene bazice. Spre sud, în versantul stîng al Bistriței între Cîrlibaba și Ciocănești, succesiunea este reprezentată printr-o alternanță de calcare și dolomite în bază, care suportă dolomite masive cu nivele de șisturi sericito-cloritoase și sericito-grafitoase. Rocile carbonatice-cuarțitice trec lateral (spre sud și est) la șisturi și cuarțite cu intercalații de dolomite și calcare.

Intervalul stratigrafic al rocilor faciesului dolomitelor de Cîrlibaba — Țibău corespunde complexului cuarțitelor și rocilor carbonatice (D₄) cuprinzînd eventual partea superioară a complexului D₃ și partea inferioară a complexului D₅.

Metamorfismul seriei de Tulgheș a avut loc în condițiile faciesului șisturilor verzi, cu subfaciesurile: cuarț — albit — muscovit — clorit și cuarț — albit — biotit.

Complexul de roci epimetamorfice, reprezentat prin șisturi terigene (sericitoase, cloritoase, grafitoase ± biotit), care se dispune peste complexul amfibolitelor și al calcarelor din seria de Bistrița — Barnar, a fost atribuit, conform principiului legendei generale a hărții 1:200.000, tot intervalului Proterozoic superior — Paleozoic.

Porfiroidele de Pietrosu. Dyke-ul porfiroidelor de Pietrosu se dezvoltă cu direcția N—S, fiind separat prin falii direcționale importante de seria de Bistrița — Barnar la vest și de seria sedimentogen-vulcanogenă acidă la est. Porfiroidele de Pietrosu au fost considerate de M. Savul (1938) ca reprezentînd „un dyke de roci porfirice metamorfozat în condiții de mezozonă”. M. Savul consideră că acesta s-a pus în loc după șariajul pînzei de Barnar într-o fază hercinică nouă (pretriasică).

D. Rădulescu și G. Cioflica (1955) menționează în porfiroidele de Pietrosu, alături de materialul de origine eruptivă și o serie de pene de roci sedimentogene.

Porfiroidul este format dintr-o matrice șistoasă constituită din cuarț, feldspat și biotit care include fenocristale re-

licte de feldspat potasic și schachbrettalbit, adesea deformatate sau cataclazate. O caracteristică a porfiroidelor de Pietrosu este prezența cuarțului albastru-violaceu. În vecinătatea faliiilor care delimitează dyke-ul la est și la vest, porfiroidele au fost afectate de retromorfism dinamic (cloritizarea biotitului) și milonitizare.

Apariții mai importante de porfiroide de tip Pietrosu se mai cunosc în versantul stîng al văii Cîrlibaba unde formează două aliniamente cu direcția NW — SE (sub forma unui sill la partea superioară a complexului C₃) și în versantul stîng al Bistriței între Ciocănești și Iacobeni.

Paleozoic (Pz)

Seria de Repede

În urma cercetărilor întreprinse în 1968 în masivul cristalin al Rodnei, H. Kräutner a pus în evidență, în formațiunile slab metamorfozate de sub pînza de Rodna, existența unor fragmente de crinoide care au permis atribuirea acestor depozite Paleozoicului și separarea lor sub denumirea de „seria de Repede”.

Pe baza asemănării constituției petrografice și a poziției ei peste seria de Bretila, H. Kräutner a paralelizat această serie cu depozitele care stau transgresiv peste seria de Bretila în anticlinalul de Bretila.

Pe foaia Rădăuți au fost atribuite Paleozoicului (seria de Repede) depozitele cuprinse anterior în orizontul inferior al complexului detritogen bazal al seriei sedimentogen-vulcanogene acide (I. Bercia et al. 1965) și care suportă în pînza cristalinul epimetamorfic al unității de Bistrița.

Seria de Repede este constituită în regiunea Bretila — vîrfurile Omului dintr-o alternanță de roci blastodetractice, calcare și șisturi. Rocile blastodetractice sînt reprezentate prin: conglomerate, microconglomerate și gresii microconglomeratice grafitoase metamorfozate, iar șisturile prin: șisturi sericito-cuarțitice, șisturi sericito-cuarțitice-cloritice, șisturi sericitoase cu muscovit și șisturi cu cloritoid. În bazinele văilor Rusaia, Omului și Gîndacului au fost identificate două orizonturi constituite fiecare din nivele de metaconglomerate cenușii, calcare

cenușii-negre cu diaclaze umplute cu calcit și șisturi detritice grafitoase cu muscovit.

Prezența conglomeratelor și gresiilor metamorfozate la limita dintre mezozonă și epizonă a fost menționată pentru prima dată de M. Savul (1949—1950). C. Ionescu și I. Rădulescu et al. descriu aceste roci considerându-le drept termenul inferior al epizonei, dispuse transgresiv peste un fundament mezozonal. Se acceptă astfel următoarea schemă: metamorfismul în condiții de mezozonă al seriei de Bretila, sedimentarea unei serii groase pe acest fundament, metamorfismul în condiții de epizonă al acestor depozite mai noi și retromorfismul rocilor din fundament.

Considerații cu privire la vîrsta formațiunilor metamorfozate

În ultimii ani în studiul șisturilor cristaline din țara noastră au fost aplicate pe lângă metode stratigrafice și microtectonice și metode speciale, în vederea datării depozitelor premetamorfice. În cristalinul Bistriței dispunem astăzi de unele date în acest sens furnizate de cercetările palinologice, de vîrstă absolută și paleogeomagnetice.

Astfel în seria sedimentogenă — vulcanogenă acidă (unitatea de Bistrița) cercetările microfloristice au pus în evidență în șisturile grafitoase de pe pînțul Ursului și în calcarele de pe Valea Stînei din complexul D₄, asociații ce conțin forme caracteristice pentru Rifean și Cambrian (Violeta Iliescu și Marcela Dessila-Codarcea, 1965).

În șisturile de la Cîrlibaba, tot în partea mediană a acestei serii au fost găsite forme care se întîlnesc din Cambrian pînă în Ordovician, precum și spori care se întîlnesc pînă în Westfalian și chiar pînă în Permian.

Pentru partea superioară a acestei serii (complexul vulcanogen superior D₅) dispunem de determinări de vîrstă absolută și paleogeomagnetice. Determinările de vîrstă absolută făcute pe galena din minereul de sulfuri complexe de la Leșul Ursului (Eleonora Vîjdea, 1968), indică vîrsta de 500 mil. ani (Cambrian inferior).

Cercetările paleogeomagnetice întreprinse de A. Costaforu (1967), asupra minereului de sulfuri complexe și a șistu-

rilor asociate de la Leșul Ursului și Fundul Moldovei (același complex D₅) indică vîrsta precambriană.

În seria de Bistrița — Barnar (unitatea de Barnar), în calcarele cristaline de la Dînmoxa (complexul C₂), a fost pusă în evidență o asociație microfaunistică ce conține forme caracteristice pentru precambrian (Violeta Iliescu și Marcela Dessila-Codarcea, 1965).

Sintetizînd datele existente cu privire la stratigrafia șisturilor cristaline, Marcela Dessila-Codarcea (1967) atribuie seriilor mezometamorfice de Bretila — Vatra Dornei — Iacobeni și Bistrița — Barnar, Proterozoicului mediu, iar formațiunile epimetamorfice Proterozoicului superior, eventual Cambrianului inferior, unii termeni ajungînd pînă la Carbonifer.

Corelînd rezultatele obținute în urma cercetării complexe a cristalinului Bistriței cu cele obținute recent în cristalinul munților Rodnei, se poate considera că cea mai mare parte a șisturilor mezometamorfice din Carpații Orientali, sînt anterioare Proterozoicului superior, iar majoritatea șisturilor epimetamorfice (cu excepția seriei paleozoice de Repede) pot fi atribuite Proterozoicului superior — Paleozoicului.

Dacă se admite existența unei discordanțe stratigrafice și de metamorfism între mezozonă și seria paleozoică de Repede, rezultă că vîrsta metamorfismului formațiunilor mezometamorfice, este precambriană.

Mezozoic

În perimetrul foii Rădăuți este cuprins în întregime compartimentul nordic al sinclinalului marginal extern (sinclinalul Rarăului). În alcătuirea acestuia intră exclusiv depozite mezozoice. Parte din depozitele mezozoice sînt în poziție autohtonă, în sensul că nu sînt desprinse de pe fundamentul cristalin. Acestea au răspîndirea cea mai mare și alcătuiesc seria mezozoică autohtonă. Altă parte din depozitele mezozoice apar sub formă de blocuri sau „klippe” în sedimentate în umplutura cretacică a sinclinalului Rarăului. Acestea alcătuiesc seria mezozoică alohtonă.

Seria mezozoică autohtonă

Werfenian — Anisian (w+an)

În seria autohtonă primul etaj al Triasicului este reprezentat în bază prin conglomerate poligene care spre partea supe-

rioară trec la gresii cuarțoase și șisturi argiloase roșii și verzi. Acestea sînt lipsite de fosile, însă pe criterii geometrice sînt atribuite Seisianului. Deasupra conglomeratelor și gresiilor urmează Campilianul reprezentat prin calcare dolomitice stratificate în care s-a găsit *Pecten discites* Schl., și *Myophoria costata* Zenk. (V. Mutihac, 1966), pe baza cărora rocile menționate alcătuind așa-zisul nivel de Asodul Mare, au fost atribuite Campilianului. De aici s-a dedus și vîrsta seisiană pentru conglomeratele și gresiile cuarțoase subjacente.

Anisianul este reprezentat prin dolomite masive care urmează deasupra calcarelor dolomitice campiliene. Pe baza superpoziției geometrice se consideră că dolomitele aparțin Anisianului putînd să cuprindă și partea cea mai de sus a Campilianului.

Ladinian — Carnian (ld+cr)

După o lacună de sedimentare, transgresiv, peste dolomitele anisiene, urmează calcare masive, în general de culoare albă, în care s-au găsit diplopore. Ele apar pe suprafețe restrînse în partea de nord a sinclinalului Rarăului. Poziția lor transgresivă reiese atît din conturul cartografic cît și din faptul că la baza acestora, pe pîrîul Lucova, se găsesc remaniate blocuri de dolomite anisiene. Vîrsta ladiniană se deduce din faptul că în alte sectoare ale zonei cristalino-mezozoice calcare asemănătoare și cu aceeași poziție stratigrafică conțin speciile *Diplopora annulata* Schaf. și *Gyroporella perforata* Gumbel. Probabil că în aceste calcare este cuprinsă și partea inferioară a Carnianului. Cu calcarele ladinian-carniene se încheie succesiunea stratigrafică a Triasicului autohton.

Dogger (J₂)

Depozitele aparținînd Jurassicului mediu din seria autohtonă au fost descoperite recent. Acestea urmează direct peste dolomite sau peste calcarele ladinian-carniene și sînt reprezentate printr-o megabrecie formată exclusiv din calcare triasice (valea Tătarca). Matricea acestei brecii este alcătuită dintr-o gresie calcaroasă, uneori microconglomeratică, de obicei de culoare roșie în care s-a găsit pe valea Tătarca, *Entolium demissum* Phil., *E. spathulatum* Roemer, *E. aff. renevieri* Oppel, amoniți și belemniti (V. Mutihac, 1965). În partea sudică

a sinclinalului Rarăului, în vîrfurile Tarnița, se găsesc calcare cu o faună identică.

Callovian — Oxfordian (cl+ox)

Depozitele cărora li se atribuie vîrsta callovian-oxfordiană urmează transgresiv peste depozite mai vechi. Acestea sînt reprezentate prin marno-argile micacee, stratificate, jaspuri roșii, galbene sau albe, cu intercalații de argile roșii și verzi. Acestea au o largă dezvoltare în sinclinalul Rarăului, constituind un bun reper stratigrafic. Poziția jaspurilor deasupra Doggerului (valea Tătarca) atestă vîrsta callovian-oxfordiană a acestor roci. Este de reamintit că numeroși autori au atribuit jaspurile din flancul intern al sinclinalului exclusiv Triasicului (K. M. Paul, V. Uhlig, H. Vettters, D. M. Preda, I. Băncilă și C. V. Papiu). După Gr. Popescu și D. Patrulius (1964) jaspurile care la S de Valea Moldovei stau pe dolomitele triasice și suportă calcare de vîrstă ladinian-carniană, aparțin Ladinianului inferior. În schimb Th. Kräutner, ca și V. Mutihac consideră aceleași roci ca fiind de vîrstă jurasică.

Tithonic — Neocomian (th+ne)

Depozitele Malmului superior și Neocomianului sînt reprezentate printr-o alternanță de gresii calcaroase, calcare roșii și marnocalcare cu intercalații subordonate de argile. Acestea alcătuiesc o serie de caractere ce le apropie de formațiunile de tip fliș. În marnocalcare și în gresiile calcaroase s-a găsit o bogată faună cu *Lamellaptychus curtus* Trauth., *L. lamellosus* (Park.), *Punctaptychus monsalvensis* Trauth., etc. (I. Turculeț, 1963), din care se deduce vîrsta tithonică, eventual și kimmeridgiană a părții inferioare a seriei flișoide.

Etajele inferioare ale Cretacicului, Berriasianul și Valanginianul, sînt cuprinse la partea superioară a seriei flișoide. Prezența Berriasianului este demonstrată printr-o bogată asociație de tintinide: *Calpionella alpina* Lorenz var. a, *C. elliptica* Cadisch var. c, *C. masutiniana* Colom etc. (M. G. Filipescu, O. Dragastan, 1963), care arată trecerea de la Tithonic la Neocomian.

Aceeași serie flișoidă trece treptat spre partea superioară la gresii grosiere, iar pe alocuri la conglomerate, cunoscute sub

numele de „gresii și conglomerate de Muncelu“. Acestor roci li se atribuie vârsta valanginiană (I. Turculeț, 1963).

Barremian — Albian (br-al)

Începînd cu Barremianul în regiune se remarcă o pronunțată modificare de facies. Depozitele corespunzînd acestui interval stratigrafic îmbracă caracterele unei formațiuni de Wildflys, fapt pus în evidență de D. Patrulius și Gr. Popescu (1960). Ea cuprinde o masă argiloasă de culoare cenușie pînă la negru în care sînt înglobate blocuri și klippe (olistolite) de material exotic, cu o constituție foarte diferită.

În baza formațiunii de Wildflys se întîlnește un nivel de marno-argile cenușii, în care s-a găsit *Lamellaptychus angulocostatus* Peters (pe Izvorul Alb) și *L. submortilleti* Trauth. (pe Valea Seacă) (V. Mutihac). Pe baza acestor specii se presupune că în partea inferioară a seriei de Wildflys este cuprins probabil și Hauterivianul. Local, în masa argilelor negre se întîlnesc gresii și marne grezoase cu o bogată faună cuprinzînd între altele speciile: *Deshayesites borovae* (Uhlig), *Pseudohaploceras liptoviense* (Zeusch), *Phyllopachyceras infundibulum* (d'Orb.) (Gr. Popescu, D. Patrulius, 1964). În calcarele grezoase abundă pe alocuri orbitolinele. Local în seria de Wildflys se găsesc și conglomerate tilloide precum și lentile de calcare recifale cu foarte numeroși corali. Pe baza faunei menționate s-a atribuit seriei argiloase cu blocuri vârsta barremian-apțiană.

În partea nordică a sinclinalului Rarăului, spre partea superioară a seriei de Wildflys, se întîlnesc depozite cu caracter de fliš, reprezentate printr-o alternanță de gresii și argile roșii, în care s-a identificat o microfaună cu *Haplophragmoides arenatus* Crespin, *Reophax dentaliniformis* Brady, *Ammobaculites reophacoides* Bartenstein, indicînd vârsta apțian-superioară a acestor depozite. Pe pîrîul Cailor se întîlnește o alternanță de argile negre și roșii cu intercalații de gresii silicioase glauconitice. Și aici s-a găsit o microfaună cu *Rotundina stephani* (Gandorfi), *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), *Hedbergella infracretacea* (Glassner) etc. care indică vârsta albian inferioară (V. Mutihac și Elena Bratu, 1965).

În concluzie depozitele ce alcătuiesc umplutura propriu-zisă a sinclinalului Rarăului corespund intervalului Barremian-Albian inferior, cuprinzînd eventual în bază Hauterivianul.

Seria mezozoică alohtonă

Werfenian — Anisian (w+an)

Depozitele aparținînd acestor etaje sînt predominant calcaroase. Werfenianul este alcătuit din calcare în strate subțiri cu intercalații argiloase. În calcare s-a găsit *Natiria costata* Mats., *Myophoria costata* Zenk., *Turbo rectecostatus* Hauer etc. (V. Uhlig, 1910). Aceste depozite aparțin Campilianului și apar sub formă de „klippe“ însedimentate în Wildflys. În aceeași situație apar și calcarele de Guttenstein de pe pîrîul Plaiul Ioanei și pîrîul Cailor, aparținînd Anisianului.

Ladinian — Carnian (ld+cr)

Acestor etaje le aparțin jaspurile și calcarele stratificate cu accidente silicioase și argile verzi sau roșii cu *Daonella indica* Bitt., de la Piatra Zimbrului (Gr. Popescu, D. Patrulius, 1964), precum și unele calcare cu *Daonella* (din grupul *D. moussoni*) de sub Piatra Șoimului (V. Mutihac, 1966). Tot de vîrstă ladinian-carniană sînt calcarele de tip Hallstatt cu *Protrachyceras arhaelaus* Laub., *Sageceras walteri* Mojs., *Daonella pauli* Mojs. (E. Mojsisovics, 1871), de pe pîrîul Cailor.

Triassic superior (T₃)

Triasicul superior este dezvoltat în mai multe faciesuri fiind reprezentat prin:

Calcare roșii noduloase (calcare de Hallstatt) cu *Jovites klipsteini* Mojs., *Juvavites* aff. *compressus* Mojs., *Megaphyllites jarbas* Mojs., *Halorella curvifrons* Quenst. etc. Acestea apar pe pîrîul Timon și aparțin Carnianului (V. Mutihac, 1966).

Calcare albe masive cu *Halobia tropitum* (Piatra Zimbrului), *Halobia breugniana* Kittl (Popchii Rarăului), *Halobia styriaca* (Mojs.) (Izvorul Malului) etc. Acestea aparțin tot Carnianului.

Calcare noriene roșii, fine, cu *Monotis salinaria* Bronn, *Megaphyllites obolus* Mojs., *Placites myophorum* Mojs., etc. (V. Mutihac, 1966).

Calcare noriene masive cu *Placites polydactylus* Mojs., *Rhynchonella lycodon* etc., tot ca blocuri, în diabazele de pe pîrîul Măceșului.

Marno-calcare noriene cu *Monotis salinaria* Bronn la E de Izvorul Alb (Gr. Popescu, D. Patrulius, 1964).

Calcare rhetiene cenușii cu *Zugmayerella uncinata* (Schlob.) *Lebella suessi* (Wink.) și *Rhaetina gregaria* (Suess), la Măgura și Sadova (citate de G. Merhard).

Aalenian — Bathonian (aa-bt)

Aalenianului îi sînt atribuite calcare și marnocalcare cu *Ludwigia murchisoni* (Sow.) (V. Mutihac et al., 1966). Bajocianului — calcare grezoase micacee cu *Dorsetensia* și *Stephanoceras* (Gr. Popescu și D. Patrulius 1964), iar Bathonianului, calcare și gresii calcaroase cu *Polyplectites* cf. *linguiferus* (d'Orb.), *Choffatia* aff. *homeomorpha* Bukmann, *Siemiradzka* aff. *aurigera* (Oppel), (V. Mutihac, 1967).

Barremian — Aptian (br+ap)

Unele calcare urgoniene din sinclinalul Rarăului și anume calcarele masive cu pahyodonte (*Requienia ammonia* Gold.) (S. Athanasiu, 1899) și orbitoline (*Orbitolina lenticularis* Blum.), de la Pietrele Doamnei și vîful Rarăului sînt considerate de V. Mutihac, ca fiind alohtone.

Cu privire la poziția klippelor din Rarău se constată că acestea se întîlnesc la diferite nivele în seria Wildfleysch-ului cretacic. Klippele care alcătuiesc nivelul cel mai coborît sînt acoperite de marno-argilele hauteriviene.

Prezența mai multor faciesuri sincrone suprapuse arată că acestea provin din zone de sedimentare deosebite, situate undeva mai spre vest. Transportul acestor depozite dinspre vest s-a făcut pe cale tectonică, sub forma unei pînze de decolare (I. Băncilă, 1958). Deplasarea acesteia a început în Hauterivian, și s-a desăvîrșit în Albianul mediu-superior. Această pînză, în linii mari, reprezintă pînza transilvană a lui V. Uhlig, (1907).

Sedimentarul din sinclinalul Lucina-Măgura

Sinclinalul Lucina-Măgura este situat în extremitatea nordică a foii, la izvoarele văii Cîrlibaba. Depozitele sale iau parte la constituția munților Obcina Rea și Măgura Bătrînă.

Cenomanian—Turonian (cm+tu)

Depozitele atribuite acestui interval se dispun transgresiv fie pe șisturile cristaline, fie peste depozitele triasice. Sînt constituite dintr-o serie cu caracter flișoid, avînd la bază un nivel cu conglomerate de culoare verzuie, care trec în sus la gresii cenușii, dure, verzui și gresii micacee moi și apoi la marne cenușii.

Local, se întîlnesc intercalate, în gresii, marnocalcare brune sideritice sau conglomerate cu multe elemente de șisturi cristaline. Aceste depozite au fost atribuite Cenomanianului de H. Zapalowicz în 1886, iar ulterior Aptian-Albianului inferior (Th. Kräutner, 1930). Pe baza asemănarilor litologice cu depozite similare din bazinul Țibău, în care A. Alth a găsit amoniți și lamelibranhiate, este mai probabil vîrsta cenomanian-turoniană a acestor depozite. În sprijinul vîrstei turoniene N. I. Maslakova și G. Cernov (1965) citează din aceste depozite forma *Inoceramus labiatus* Schloth.

În ultima vreme I. Marinescu et al. (1967) citează din partea mijlocie a acestor depozite impresiuni de amoniți: *Puzosia* sp. și *Acanthohoplites* cf. *aschiltaense* Anth, pe baza cărora atribuie depozitelor în cauză vîrsta aptian superior — albian inferior.

Magmatite mezozoice

În cristalinul Bistriței produsele magmatismului inițial mezozoic se întîlnesc sub formă de filoane de lamprofire și de filoane și silluri de gabbrouri, nereprezentabile cartografic la scara acestei hărți.

Filoanele de lamprofire au fost întîlnite în valea Bistriței în amonte de pînul Colbului, și în regiunea Ciocănești (culmea Suhardului). Aceste roci sînt de tipul celor cunoscute în regiunea Leșul Ursului unde pătrund pe plane de minimă rezistență, paralel cu planul axial al structurilor majore. Iviri de gabbrouri au fost menționate și descrise de G. Pitulea și Al. Mușat (1965) în valea Putnei puse în legătură cu magmatismul bazic din Cretacicul inferior.

Ulterior I. Bercia et al. (1967) au găsit silluri și filoane de gabbrouri la nivelul depozitelor jurasic-superioare — cretacic-inferioare ale subunității de Mestecăniș și în depozitele mezozoice de la Iacobenii.

În sedimentarul sinclinalului marginal extern se întâlnesc produse ale magmatismului inițial cretacic inferior reprezentat prin diabaze, diabaz-porfirite și serpentine. Diabazele (curgeri submarine) apar interstratificate la diferite nivele în formațiunea de Wildflysch. Se întâlnesc frecvent forme de pilow-lava. De obicei diabazele sînt asociate cu jaspuri verzui-roșietice. Vîrsta lor este barremian-apțiană. Serpentinele apar în lungul faliei central carpatice și apariția lor este legată de această dislocație.

În afară de diabazele interstratificate în Wildflysch se întâlnesc și klippe de diabaze în sedimentate. Unele dintre acestea sînt probabil de vîrstă triasică fiind de origine allohtonă.

ZONA FLIȘULUI CARPATIC

Zona flișului carpatic este constituită din mai multe pînze de șariaj, încălecate unele peste altele de la W spre E (de la interior la exterior) și anume: pînza de Ceahlău, pînza de Palanca, pînza de Audia, pînza de Tarcău și pînza de Doamna. Depozitele care alcătuiesc aceste pînze sînt de vîrstă mezozoică și neozoică.

Mezozoic și Neozoic

Pînza de Ceahlău (= Pînza internă superioară = Unitatea vest-internă)

Are, începînd de la frontiera de N a țării și pînă la S de valea Moldovei, o lățime foarte redusă. Atinge minimum chiar în valea Moldovei în dreptul orașului Cîmpulung Moldovenesc. De aci mai la S lățimea ei crește treptat pentru a ajunge în limita sudică a foii la peste 8 km. La constituția pînzei de Ceahlău iau parte depozite atribuite Neocomianului și Barremian — Apțianului.

Neocomian (ne)

Este reprezentat prin :

Strate de Sinaia (Berriasian (?) — Valanginian-Hauterivian). Acestea constituie, în partea de W a pînzei de Ceahlău, o bandă cu lățimi variabile. Sînt alcătuite dintr-o alternanță de marne calcaroase, dure, compacte, de culoare cenușiu-închisă pînă la neagră, dispuse în plăci sau în

bancuri subțiri (15—20 cm); calcare cenușii și gresii calcaroase dispuse în bancuri groase pînă la 50 cm; calcare litografice în plăci precum și șisturi argiloase de culoare închisă a căror suprafață are un luciu grafitos. Local, se întâlnesc și intercalații subțiri de conglomerate cu multe elemente de șisturi cristaline. Întregul pachet al stratelor de Sinaia este intens outat și străbătut de numeroase diaclaze cu calcit. În dreptul văii Moldovei stratele de Sinaia constituie în exclusivitate această pînză de șariaj, care se îngustează pînă aproape de dispariție, iar la N de Breaza dispăre chiar cu totul pe o distanță de mai bine de 5 km, fiind acoperită în întregime de zona cristalino-mezozoică. Vîrsta berriasian (?) — valanginian — hauteriviană a stratelor de Sinaia a fost stabilită încă de multă vreme — în special pe baza unor macrofosile găsite în afara teritoriului reprezentat aici. Ea se bazează pe prezența în aceste strate a unor exemplare de *Peregrinella peregrina* Buch. la Vîrghiș, de *Haploceras grassianum* d'Orb., la Bancfalău, de *Crioceratites* sp. la Bușteni și de *Lamellaptychus diday* Coq., *L. beyrichi* Opp. și *L. angulocostatus* Det. pe Valea Seacă, etc.

Barremian — Apțian (br+ap)

Intervalului stratigrafic Barremian-Apțian îi corespund 2 orizonturi :

Stratele de Bistra formează o bandă continuă la estul stratelor de Sinaia lată de aproape 3 km la limita de S a foii.

Stratele de Bistra sînt constituite, în mod predominant, din gresii, șisturi argiloase și conglomerate. Gresii se prezintă în bancuri groase de 1—5 m; sînt dure și de culoare cenușie. Șisturile argiloase sînt de asemenea cenușii-negre iar conglomeratele, care au o dezvoltare locală, la partea superioară a seriei, sînt constituite din elemente de șisturi cristaline și roci sedimentare provenind din zona cristalino-mezozoică.

Stratele de Bistra sînt atribuite Barremian-Apțianului inferior pe baza următoarelor forme: *Macroscaphytes yvani*, găsit pe valea Bicazului-Chisirig, *Costidiscus recticostatus* Uhl., găsit la gura Bistrițioarei de G. Măcovei, precum și *Chelonias* sp. și *Tropaeum* sp. (Gr. Alexandrescu, 1967). Toate aceste forme au fost găsite la sud de teritoriul figurat pe hartă. În aceleași strate a mai fost citată specia *Acanthoplites*

IN
Z
Z
C

aschiltaensis Anth. (G. Cernea, 1952) caracteristic după acest autor pentru Gargasian. Cercetări mai noi (Gr. Alexandrescu, 1966) au dus însă la concluzia că determinarea acestei forme trebuie pusă sub semn de întrebare.

Stratele de Babșa apar ca petece independente acolo unde stratele de Bistra se afundă. Sînt alcătuite dintr-o alternanță ritmică de șisturi argiloase, gresii calcaroase subțiri și marno-calcare de grosime redusă (acestea din urmă devenind predominante la partea superioară a seriei). În cuprinsul foii de la sud se citează, din baza stratelor de Babșa: *Deshaysites deshayesi* Leym., *Toxoceratoides* sp., *Leptoceratoides* sp., *Ancyloceras* sp., *Sinzovia trautscholdi* (Sinzov), *Aptychus* sp. etc., forme care atestă vîrsta aptian-inferioară (bedouliană) a acestei părți a lor, cu posibilitatea ca restul să reprezinte Gargasianul (Gr. Alexandrescu, 1967).

Pînza de Palanca (= Pînza internă inferioară = Unitatea est-internă)

Această unitate are în cuprinsul foii Rădăuți o lățime variabilă. Astfel, la frontieră măsoară 5 km, scade apoi treptat și dispăre complet între localitățile Breaza și Slătioara. De aici spre S reapare și se lățește pînă la limita de S a foii unde atinge din nou 5 km. La constituția acestei pînze iau parte depozite atribuite Aptian - Vraconianului și Cenomanianului.

Aptian — Vraconian (ap-vr)

Intervalului Aptian - Vraconian îi sînt atribuite depozite ce formează 3 orizonturi și anume:

Orizontul gresiilor curbicorticale (stratele de Palanca), cel mai caracteristic pentru pînza de Palanca, este alcătuit dintr-o alternanță de gresii calcaroase curbicorticale (convolute) cenușii, dure, în strate de 10 — 40 cm, șisturi argiloase de culoare cenușie sau verzuie și gresii micaferoase cenușii în strate subțiri de cîtiva cm. Pe baza unor fragmente de *Parahoplites melchioris* Anth. menționate în munții Buzăului la partea superioară a lui, acest orizont trebuie atribuit, cel puțin în parte, Aptianului superior, baza lui revenind probabil Aptianului inferior. Menționăm că pe baza unui exemplar de *Douvilleceras monile* Sow., găsit pe valea Ostrei, orizontul gresii-

lor curbicorticale a fost atribuit Albianului (I. Băncilă, 1958). După părerea noastră, față de punctul unde a fost găsită această formă, ea provine nu din pînza de Palanca, ci din șisturile negre ale pînzei de Audia și ca atare nu poate constitui un argument pentru datarea orizontului gresiilor curbicorticale.

Orizontul grezos conglomeratic (= orizontul gresiei de Cotumba) este alcătuit din gresii calcaroase cenușii, cu bob mijlociu sau grosier, în strate de 2 — 3 m care alternează cu șisturi argiloase cenușii. Menționăm că în unele locuri acest orizont prezintă intercalații lenticulare de microconglomerate și conglomerate, a căror grosime poate atinge 50 — 60 m. Conglomeratele sînt poligene fiind alcătuite atît din șisturi cristaline cît și din roci sedimentare: calcare cenușii și albicioase, calcare recifale și dolomitice (Gr. Alexandrescu, 1966).

Pe baza unui exemplar de *Puzosia* sp., găsit de D. Patrușiu în gresiile masive din valea Bistriței, la W de Hangu, s-a atribuit acestui orizont vîrsta vraconiană (I. Băncilă, 1958). Menționăm însă că în orizontul de deasupra gresiei de Cotumba (adică în orizontul marno-grezos) a fost descrisă pe valea Ostrei și valea Negrilesei o asociație de forme caracteristice pentru Vraconian (Gr. Alexandrescu, 1966). Rezultă de aici că orizontul gresiei de Cotumba reprezintă probabil Albianul, dar deocamdată nu avem dovezi neîndoelnice în acest sens.

Orizontul marnos-grezos. Are o grosime de aproximativ 250 m și este constituit din marne cenușii și negricioase cu intercalații de gresii subțiri calcaroase și gresii curbicorticale. Marnele sînt în general grezoase și lipsite de stratificație.

Din acest orizont a fost descrisă pe valea Negrileasa și Ostra o asociație de forme constituită din: *Stoliczkaia* cf. *notha* (Seeley), *Mortoniceras* (*Pervinqueria*) cf. *inflatum* (Sow.), *Scaphites hugardianus* d'Orb., *Lechites gaudini* (Pictet et Campiche), *Puzosia* sp., *Aucellina gryphaeoides* Sow., etc., forme care indică pentru acest orizont vîrsta vraconiană (Gr. Alexandrescu, 1966).

Cenomanian (cm)

Cenomanianul este reprezentat prin orizontul marnelor și argilelor roșii și verzi. Are o grosime de 50—60 m și este con-

stituit din marne și argile roșii și verzi, în strate subțiri cu intercalații de marne cenușii și gresii micacee. Acest orizont a furnizat o bogată asociație de foraminifere caracterizată prin formele *Rotalipora appenninica* și *R. reicheli* care pledează pentru vârsta cenomaniană (Gr. Alexandrescu și Elena Bratu, 1964).

Pînza de Audia (= Pînza șisturilor negre = Unitatea medio-internă)

La frontieră are o lățime de aproximativ 14 km iar la S de valea Moldovei scade la 2—3 km. La constituția ei iau parte depozite atribuite Neocomian-Albianului, Vraconian-Cenomanianului și Senonian-Paleocenului.

Neocomian — Albian (nc-al)

În stratele de Audia (= Strate de Șipote = Șisturi negre) se disting 3 orizonturi și anume:

Orizontul șistos cu sferosiderite are o grosime de 300 m. Este constituit din șisturi argiloase negre, argilite negre, gresii calcaroase negricioase, precum și marno-calcare cenușii-negre, mai mult sau mai puțin sferosideritice. Acestea din urmă îi dau nota caracteristică. Din acest complex Fr. Hebrich a menționat pe valea Covasnei prezența speciei *Neocomites neocomiensis* Orb., formă caracteristică pentru Valanginian precum și prezența speciei *Pseudothurmania angulicostata* d'Orb., iar la Tg. Secuesc prezența formei *Leopoldia castellanensis* d'Orb., caracteristice pentru Hauterivianul superior. Către partea superioară a complexului M. G. Filipescu a menționat prezența formei *Costidiscus recticostatus* Uhl. care indică vârsta barremiană. Rezultă de aici o vârstă valanginian-superioară (?) — barremiană a orizontului șistos cu sferosiderite.

Orizontul șistos cu lidiene are o grosime de aproximativ 250 m și este constituit în special din șisturi argiloase negre, argilite silicioase negre și verzui cu care se găsesc asociate, marno-calcare cu radiolari și foraminifere, tufite, lidiene, precum și gresii feldspatice grosiere. Din partea mediană a acestui orizont s-a colectat, tot de la Covasna, forma *Neohibolites aptiensis* Kill. var. *strombeckiformis* Stol. formă care atestă vârsta aptiană, cel puțin a jumătății inferioare a acestui orizont. Din același orizont s-a mai menționat pe valea Cașinului *Acanthoplites* cf. *laticostatus*

Sinzov caracteristică pentru Aptianul mediu și superior. Ca urmare orizontul șistos în ansamblu este atribuit Aptianului.

Orizontul gresiilor silicioase cu glauconit are o grosime de aproximativ 200—300 m și este constituit dintr-o serie de gresii silicifiate cu glauconit în strate de 1 m grosime, șisturi argiloase negre sau verzui, gresii de culoare închisă, cu radiolari, breicii sedimentare cu marno-calcare precum și gresii grosiere feldspatice. Din breiciile sedimentare cu marno-calcare s-au descris în zona de curbură a Carpaților formele *Neoultimoides* Sinzov și *Parahibolites tourtiaei* Weign., pre-Stol. care indică pentru orizontul gresiilor silicioase cu glauconit vârsta albiană.

Vraconian — Cenomanian (vr+cm)

Vraconian — Cenomanianului îi este atribuit orizontul de argilite roșii și verzi. Are o grosime de 60—100 m și este alcătuit din argilite roșii (care predomină) și verzi care-i dau uneori un aspect vărgat. În baza acestui orizont se găsesc câteva intercalații de 1—3 cm de cinerite de culoare vernil care se desfac în fragmente prismatice. Orizontul argilitelor roșii și verzi constituie un bun reper stratigrafic. Câteva forme de macrofosile citate din acest orizont în zona de curbură a Carpaților și anume formele *Neohibolites minimus* List., *N. ultimoides* Sinzov și *Parahibolites tourtiaei* Weign, precum și o asociație de foraminifere cu *Rotalipora appenninica* și *Globigerina infracretacea* Glassner, atestă vârsta vraconian-cenomaniană a acestui orizont.

Senonian — Paleocen (sn+Pg₁)

Orizontul gresiei de Tomnatec (= gresia de Prisaca) încheie seria depozitelor ce alcătuiesc pînza șisturilor negre. El are o grosime de 400—800 m și este constituit din gresii cuarțo-feldspatice micacee în bancuri de 0,3—2 m, cu bob mijlociu sau mare, uneori microconglomeratică sau chiar conglomeratică, de culoare cenușie în spărtură proaspătă, galbuie-brună când este alterată. Se prezintă în bancuri separate prin intercalații de șisturi argiloase cenușii și mai rar roșii-verzui. Are o dezvoltare din ce în ce mai mare pe măsură ce pînza șisturilor negre se afundă spre NW. Între văile Mol-

dovei și Sucevei gresia de Tomnatec constituie în mare măsură partea cea mai înaltă a Obcinei Feredeului de unde se continuă apoi în culmea Cernahora (U.R.S.S.).

Problema vârstei acestei gresii nu este încă rezolvată deoarece pînă în prezent nu s-au găsit dovezi indiscutabile în acest sens. Este drept că L. Ionesi citează mai multe macroforaminifere provenind dintr-un banc de gresii de pe pîrîul Senator, (bazinul Moldoviței) pe baza cărora atribuie acestei gresii vîrsta eocenă și o echivalează cu gresia de Tarcău (L. Ionesi, 1963). După părerea noastră, față de punctul în care se găsește gresia conținînd această faună, ea pare să reprezinte mai curînd o gresie dintr-o zonă mai estică aparținînd pînzei de Tarcău. I. Băncilă (1958) citează în gresia de Tomnatec (= Prisaca) fragmente de Inocerami pe baza cărora admite că aceasta reprezintă în mod sigur și Senonianul.

Pînza de Tarcău (= Pînza externă superioară = Unitatea medio-marginală)

Pînza de Tarcău este constituită din flișul cuprins între fruntea pînzei de Audia și zona neogenă, cu excepția celui din semifereastră de la Gura Putnei și a lamei de șariaj de la gura Voivodesei. Pe cuprinsul foii Rădăuți lățimea ei variază între aproximativ 28 km la frontieră și 8 km pe valea Suha Mică. Este șariată peste pînza de Doamna (= cutele Pocuției) sau prin depășirea acesteia direct peste zona neogenă. Pînza de Tarcău este constituită din depozite cretacice, paleogene și mai rar neogene.

Neocomian — Albian (ne-al)

Stratele de Audia. Șisturile negre sînt reprezentate ca și în pînza de Audia prin 3 orizonturi:

(1) Orizontul șistos cu sferosiderite (Valanginian (?) — Barremian); (2) Orizontul șistos cu lidiene (Aptian) și (3) Orizontul gresiilor silicioase cu glauconit (Albian). Ele au aceleași caractere litologice, grosime și vîrstă ca și cele din pînza de Audia.

Vraconian — Turonian (vr-tu)

Acestui interval stratigrafic îi sînt atribuite:

Orizontul argilitelor roșii și verzi cu tufite care are aceleași caractere litologice și grosime și vîrstă (vraconian-cenomaniană) ca și corespondentul său din pînza de Audia.

Orizontul marno-calcarelor în plăci. Are o grosime de aproximativ 60 m și este constituit în mod predominant dintr-o alternanță de marno-calcare de culoare cenușie negricioasă sau albicioasă, în plăci de 5 — 10 cm străbătute de diaclaze subțiri cu calcit, separate prin rare intercalații șistoase de ordinul milimetrilor. Nu s-au găsit dovezi paleontologice pentru stabilirea vîrstei lor. După poziția geometrică reprezintă probabil Cenomanianul superior — Turonianul.

Senonian — Paleocen (sn + Pg₁)

În cea mai mare parte a pînzei de Tarcău în depozitele atribuite Senonian — Paleocenului se pot distinge două orizonturi: orizontul stratelor de Hangu *stricto senso* și orizontul stratelor de Putna.

Orizontul stratelor de Hangu *str. s.* Are o grosime variabilă care poate ajunge pînă la 1000 m. Este constituit predominant din marno-calcare fine, cenușii-albăstrui, în strate de 20 — 50 cm cu numeroase fucoide, cu intercalații de marne verzui-cenușii, foioase și gresii calcaroase verzui, cu foarte rare fragmente sau chiar exemplare întregi de Inocerami.

Pe baza unor exemplare de *Inoceramus salisburgensis* Fug. et Kastn. și *I. balticus* Böhm, găsite în diverse regiuni ale Campiilor Orientali români, se poate afirma că în stratele de Hangu este reprezentat Senonianul. În ultima vreme au fost citați, la partea superioară a stratelor de Hangu *str. s.*, de la Putna doi amoniți: *Peroniceras cf. l'épéei* Fallot și *Desmoceras ponsianum* de Grossouvre, ambele forme caracteristice pentru Coniacian (T. Joja și M. Chiriac, 1964). Deoarece acești amoniți au fost găsiți la mai bine de 550 m distanță stratigrafică de la baza stratelor de Hangu *str. s.*, este foarte probabil că în partea inferioară a lor să fie cuprins și Turonianul. Conținutul micropaleontologic al stratelor de Hangu *str. s.*, s-a dovedit a fi foarte sărac. Elementul microfaunistic caracteristic al acestor strate îl constituie existența mai multor specii de *Globotruncana* din grupul *arca* și *lapparenti*. Rezultă

că orizontul stratelor de Hangu *str. s.* reprezintă Turonian-Se-
nonianul.

Orizontul stratelor de Putna (= strate de
Hangu superioare). Au o grosime de aproximativ 250 m
și sînt constituite predominant, în bazinul văii Suceava, din cal-
care fine cenușii sau vinete, dure, în strate de 25 — 40 cm cu
intercalații de gresii calcaroase cenușii, de 20 — 30 cm și marne
cenușii-verzi foioase. În bazinul văii Moldova nota caracteris-
tică o dă o serie de calcarenite albicioase cu *Lithothamnium* și
fragmente de elemente de șisturi verzi. Prezența în aceste calca-
renite a unor Discocyclina a permis atribuirea lor Paleocenului
(L. Ionesi, 1961). Alte forme de macroforaminifere de vîrstă
ypresiană citate din blocuri sau din strate a căror apartenență
la acest orizont este discutabilă (L. Ionesi, 1961) nu pot fi
luate în considerare. Microfauna stratelor de Putna, mult mai
bogată decît cea a stratelor de Hangu *str. s.*, se caracterizează
prin dispariția formelor de *Globotruncana*, absența formelor cal-
caroase, explozia de forme de aglutinante de tip Wadowice și
de creșterea frecvenței relative a speciilor *Hormosina ovulum*
(Grzyb.), *Rzehakina epigona* (Rzeb.) și *Nodellum velascoense*
(Cus). Pe baza acestei asociații, stratele de Putna au fost atri-
buite Danian — Paleocenului (T. J o j a et al., 1963).

Depozitele eocen-oligocene din pînza de Tarcău prezintă
2 faciesuri: un facies vestic și unul estic. Între aceste două fa-
ciesuri pe o zonă îngustă există întrepătrunderi ale lor consti-
tuind un al treilea facies, faciesul intermediar. Deoarece facie-
sul intermediar are multe afinități cu cel estic, îl vom îngloba,
în descrierea care urmează la acesta.

Paleogen în facies vestic (de Tarcău)

Se dezvoltă la partea internă a pînzei de Tarcău pe o zonă
de aproximativ 10 km la N (la frontieră) și din ce în ce mai
îngustă spre S, unde dispare, în cele din urmă la Găinești. De-
pozitele faciesului vestic reprezintă Paleocen — Lutețianul, Pria-
bonianul și Oligocenul.

Paleocen — Lutețian (Pg₁-lt)

Intervalul stratigrafic Paleocen — Lutețian este reprezentat
prin două orizonturi:

Orizontul gresiei de Tarcău. Are o grosime de
aproximativ 800—1200 m și este constituit din bancuri groase
de 0,3—3 m de gresie de Tarcău (gresie micaferă, cu ciment
argilos, mai rar calcaros, grosieră pînă la microconglomeratică,
de culoare cenușie). Bancurile de gresie de Tarcău sînt sepa-
rate prin pachete de 10 — 30 cm de șisturi argiloase verzui sau
cenușii.

Pe baza microfaunei pe care o conține (asociația cu *Den-
drophyra*, *Rhabdammina* și *Haplophragmoides* în partea infe-
rioară, asociația cu *Dendrophyra*, *Rheophax* și *Saccamina pla-
centa* în partea mijlocie și mai ales *Cyclammina amplexans* și
Cyclammina subguleata) (M. Săndulescu și J a n a Săndu-
lescu, 1963) acest orizont este atribuit Paleocen — Lutețianu-
lui.

În regiunile situate la S de valea Troțușului sub acest ori-
zont apare un orizont de argilite roșii și verzi și gresii verzi
care după microfaună au vîrstă paleocenă. Pe foaia Rădăuți
ele nu aflurează.

Orizontul stratelor de Strujinoasa. Are o
grosime de aproximativ 5 m și este alcătuit dintr-o alternanță
de argile roșii și verzi ce constituie un bun reper stratigrafic.
În general în partea internă a faciesului de Tarcău nu s-a sem-
nalat prezența acestui orizont. Vîrsta lutețiană a lui este ad-
misă prin analogie cu cea determinată pe bază de microfaună
pentru echivalentul său din faciesul estic.

Priabonian (pr)

Eocenul superior este reprezentat prin două orizonturi:

Orizontul stratelor de Plopu. Are o grosime de
aproximativ 150—250 m și este constituit în mod predominant
din argile verzi și cenușii foioase, cu intercalații de gresii cal-
caroase verzui-albăstrui în strate de 5 — 10 cm.

Orizontul inferior (bazal) al gresiei de Fu-
saru. Are o grosime de 40 — 50 m și este constituit în mod
predominant dintr-o gresie grosieră, micaferă, cu ciment calca-
ros, de culoare cenușie mai rar cenușie-gălbuie, în bancuri
groase de 50 — 100 cm (asemănătoare macroscopic cu gresia
de Tarcău) cunoscută sub numele de gresia de Fusaru.

Aceste două orizonturi sînt atribuite Priabonianului pe baza
unei asociații de Foraminifere care cuprinde un mare număr de

specii de globigerine: *Globigerina eocaena*, *G. inflata*, *G. pseudoeocaena* var. *pseudoeocaena*, *G. bulloides*, *Globigerinoides conglobatus*) (T. Joja et al., 1963). Dispariția bruscă a acestei asociații la partea superioară a orizontului și trecerea la un microconținut extrem de sărac în orizontul următor, dovedește existența unui important prag bionomic corespunzând probabil limitei Eocen — Oligocen.

Oligocen (Pg₃)

Oligocenul este reprezentat prin 4 orizonturi :

O r i z o n t u l c a l c a r o s m e n i l i t i c. Are o grosime de 50 — 80 m și este constituit dintr-un pachet de calcare grezoase, dure, albastrui-verzui, în strate de 20 cm, cu vine de calcit, separate de intercalații de 30 — 100 cm de marne cenușii negre, foioase. Către partea superioară a acestui orizont se găsesc 1—2 intercalații de menilite, asociate cu disodile.

O r i z o n t u l ș i s t u r i l o r d i s o d i l i c e. Are o grosime de aproximativ 200 — 250 m. Este constituit în mod predominant din pachete de 40 — 100 m de șisturi argiloase disodilice, foioase, în general brune, separate prin bancuri de 20 — 100 cm grosime de gresii micaferoase, cu caractere intermediare între cele ale gresiei de Fusaru și ale gresiei de Kliwa, iar alteori prin bancuri tipice de gresie de Fusaru; acestea din urmă devin din ce în ce mai frecvente la partea superioară a orizontului.

O r i z o n t u l s u p e r i o r a l g r e s i e i d e F u s a r u. Are o grosime de aproximativ 500 — 600 m. Este constituit predominant din gresia de tip Fusaru, în bancuri groase de 20 — 200 cm, uneori cu vine de calcit. Aceste gresii trec pe alocuri la microconglomerate și chiar conglomerate. Bancurile de gresie sînt separate prin pachete de 50 — 100 cm de argile cafenii, foioase disodiliforme sau mai rar de disodile tipice.

O r i z o n t u l s t r a t e l o r d e G ă i n e ș t i. Are o grosime de peste 300 m. Este constituit din marne și argile cenușii, în strate de 2 — 5 cm, alcătuind pachete de 10 — 70 cm, separate prin intercalații de gresii subțiri, calcaroase, fine, în strate de 10 — 50 cm. La Plotonița și la Găinești, în acest orizont apar intercalații de argile roșii. În această din urmă localitate în legătură cu stratele de Găinești se găsește o gresie conglomeratică ce conține Nummuliti de vîrstă eocenă. Această gresie este considerată însă ca avînd o poziție tectonică (Gr. Ale-

xandrescu, 1964). În mod particular la Plotonița, tot în legătură cu acest orizont, apar două bancuri de gips pe care unii cercetători le echivalează cu gipsurile inferioare din zona neogenă, de vîrstă aquitaniană. Orizontul superior al gresiei de Fusaru și cel al stratelor de Găinești corespund stratelor de Krosno din sectorul polonez și sovietic al Carpaților Orientali (D. Ștefănescu, 1937).

Pe baza asemănării litologice cu stratele de Ileanda Mare din depresiunea Transilvaniei, se atribuie orizontul disodilic Oligocenului mediu, urmînd ca orizontul calcaros marnos cu menilite să reprezinte probabil Oligocenul inferior iar orizontul superior al gresiei de Fusaru și cel al stratelor de Găinești Oligocenul superior. Menționăm că o echivalare exactă a orizonturilor Oligocenului (inferior, mediu și superior) cu etajele clasice ale lui rămîne încă o problemă deschisă.

Paleogen în facies estic (intermediar + marginal)

Se dezvoltă la partea externă a pînzei de Tarcău pe o zonă largă de aproximativ 20 km la frontieră și din ce în ce mai îngustă spre S, atingînd 2,5 km în colțul de SE al foii. Este constituit din depozite atribuite Paleocen — Lutetianului, Priabonianului și Oligocenului.

Paleocen — Lutetian (Pg₁-lt)

Acest interval este reprezentat prin 5 orizonturi :

O r i z o n t u l s t r a t e l o r d e S t r a j a. Are o grosime de aproximativ 30 — 40 m și este constituit dintr-o alternanță de argile roșii foioase și calcare silicioase spongolitice, dure, verzi-albastrui, parțial rubanate, în strate de 5 — 15 cm. Microfauna acestor depozite caracterizată în special prin forma *Rzehakina epigona* (Rzek.) (T. Joja et al., 1963) pledează pentru vîrsta lor paleocen-superioară. Fauna de macroforaminifere cu *Nummulites partschi*, găsită deasupra stratelor de Straja (L. Ionesi, 1966) nu infirmă această concluzie.

O r i z o n t u l s t r a t e l o r d e S u c e v i ț a. Are o grosime de aproximativ 400 m și este constituit dintr-o asociație de gresii calcaroase verzui-albastrui de 15 — 20 cm și argile verzui-

foioase. Acestea sînt invadate de la SE spre NW, de gresia de Scorbura (gresie silicioasă albă-gălbuie, uneori slab verzuie, în general fină, uneori grosieră asemănătoare într-o oarecare măsură cu gresia de Kliwa). Microfauna stratelor de Sucevița pledează pentru vîrsta lor eocen-inferioară (T. Joja et al., 1963). În același sens pledează și fauna de macroforaminifere de vîrstă cuisiană (*Nummulites partschi* De la Harpe, *N. burdigaliensis* De la Harpe, *Discocyclina*, *Asterodiscus* și *Operculina*) găsite în aceleași strate de L. Ionesi (1963 a).

Orizontul calcarului de Pasieczna. Are o grosime de 20 — 30 m. Este constituit dintr-un calcar alb-gălbui sau alb-verzui cu aspect litografic, cu chaille-uri. Partea lui bazală este caracterizată prin dezvoltarea mare și apoi dispariția bruscă a radiolarilor sferici și stelați.

Orizontul stratelor de Vițeu. Are o grosime de 40 — 100 m și este constituit din argile și marne verzi, foioase, cu intercalații de gresii albastrii, moi în strate de 5 — 10 cm. Microfauna acestui orizont este caracterizată prin genul *Haplophragmoides* cu diverse specii și prin specia *Cyclamina amplexans* Grzyb.

Orizontul stratelor de Strujinoasa. Este identic cu corespondentul său din faciesul vestic. Are o grosime de 15 — 20 m și este constituit dintr-o alternanță deasă de argile roșii și verzi, foioase, în pachete de 10 — 15 cm. Conține o microfaună caracterizată prin frecvența genurilor *Spiroplectamina* cu speciile *brevis* (Grzyb.), *costidorsata* (Grzyb.) și *foliacea* (Grzyb.) și *Recurvoides* cu speciile *walteri* (Grzyb.) și *turbinatus* (Brady). Orizontul calcarului de Pasieczna, stratele de Vițeu și stratele de Strujinoasa au fost atribuite Eocenului mediu (T. Joja et al., 1963). Pe bază de macroforaminifere (*Discocyclina* cf. *pratti* Mich., *Asterodiscus furcata* Rutimeyer, *Nummulites rotularius* Desh., *N. atacicus* Leym. și *N. cf. fabiani* Roever) orizontul calcarului de Pasieczna și cel al stratelor de Vițeu a fost atribuit Lutetianului — Priabonianului inferior (L. Ionesi, 1963).

Priabonian (pr)

Eocenul superior este reprezentat prin 2 orizonturi:

Orizontul stratelor de Plopu str. s. Are o grosime de aproximativ 150 — 250 m și este constituit din argile

foioase verzi mai rar cenușii, cu intercalații de gresii calcaroase verzi-albastrii, în strate de 5 cm. Conține o microfaună săracă, alcătuită din foraminifere aglutinante și rare foraminifere calcaroase. Elementul microfaunistic caracteristic îl constituie însă diatomeele. Către partea superioară a orizontului într-un pachet de marne cenușii-albicioase se observă o explozie de globigerine pe baza cărora li se atribuie în general vîrsta priaboniană (T. Joja et al., 1963).

Orizontul gresiei de Lucăcești. Are o grosime de 20 — 40 m și este constituit dintr-o gresie silicioasă, albă, fină, în bancuri de 30 — 100 cm, identică cu gresia de Kliwa. La partea superioară, se asociază șisturi de tip disodilic. Din acest orizont L. Ionesi (1961) a citat numuliți, ostrei, *Chlamys*, *Lucina*, *Corbula* și *Cerithium*. Pe baza acestora, autorul menționat confirmă vîrsta eocen superioară a gresiei de Lucăcești.

Oligocen (Pg₃)

Oligocenul este constituit din 3 orizonturi:

Orizontul marnelor brune și al menilitelor. Are o grosime de aproximativ 30 m și este alcătuit din marne bituminoase, dure, în strate de 5 — 10 cm, brune în spărtură proaspătă, albe pe fețele alterate, asociate cu menilite brune, casante, în strate de 2 — 10 cm.

Orizontul șisturilor disodilice. Are o grosime de 200 — 250 m și este constituit din șisturi argiloase, foioase, negre, bituminoase, cu resturi de pești, și eflorescențe de sulfat de fier.

Orizontul gresiei de Kliwa. Are o grosime de aproximativ 150 — 200 m și este constituit dintr-o gresie silicioasă, albă, în general fină, în bancuri de 0,3 — 3 m, separate prin pachete subțiri de șisturi argiloase cenușii și șisturi disodilice.

Microfauna acestor 3 orizonturi este extrem de săracă și neconcludentă. Atribuirea lor la Oligocen se bazează pe poziția geometrică și pe asemănarea litologică a șisturilor disodilice cu stratele de Ileandă Mare din NW depresiunii Transilvaniei a căror vîrstă este mai bine precizată.

Pînza de Doamna (= Pînza externă inferioară = Unitatea externă)

Această unitate apare pe suprafețe restrînse în semifereastră de la Gura Putnei precum și în 2 lame de șariaj situate una la gura pîrîului Voivodeasa, iar alta între văile Moldovei și Suha Mică. Este constituită la zi din depozite aparținînd Paleocen — Lutețianului, Priabonianului, Oligocenului și Tortonianului.

Paleocen — Lutețian (Pg₁-lt)

Este reprezentat prin 4 orizonturi și anume: orizontul stratelor de Sucevița, orizontul calcarului de Pasieczna, orizontul stratelor de Vițeu și orizontul stratelor de Strujinoasa.

Întrucît aceste orizonturi au aproape aceleași caractere litologice și aceleași vârste ca și cele corespunzătoare lor în pînza de Tarcău socotim inutil să le mai descriem. Menționăm totuși că orizontul calcarului de Pasieczna are o grosime mai mare în pînza de Doamna întrucît se dezvoltă în dauna celui al stratelor de Vițeu (reduc aici la 10 m).

Priabonian (pr)

Eocenul superior este reprezentat printr-un singur orizont.

Orizontul stratelor de Bisericiani. Are o grosime de peste 250 m. Este constituit din argile și marne verzi-albăstrui, ruginii pe fețele alterate, solzoase, micafero în strate de 0,5 — 1 cm. Microfauna acestor strate este relativ săracă și puțin concludentă. La partea cu totul superioară a lor apare însă o explozie de globigerine ca de altfel și în stratele de Plopu str. s. din pînza de Tarcău. Această microfaună indică vârsta lor eocen-superioară (T. J o j a et al., 1963).

Oligocen (Pg₃)

Oligocenul este constituit din 3 orizonturi și anume: orizontul marnelor brune și al menilitelor, orizontul șisturilor disodilice și orizontul conglomeratic cu elemente verzi. Primele două orizonturi prezintă aceleași caractere litologice ca cele corespunzătoare lor din pînza de Tarcău.

Orizontul conglomeratic cu elemente verzi are în general o grosime de 150 — 200 m și este constituit din conglomerate

cu elemente de șisturi verzi, slab cimentate. Asociate cu aceste conglomerate se întîlnesc uneori în semifereastră de la Gura Putnei gresii verzi și microconglomerate cu elemente verzi și pe alocuri marne cenușii în strate de 2 — 10 cm.

Tortonian ? (to)

Apare numai în cîteva puncte pe suprafețe foarte restrînse, în semifereastră de la Gura Putnei. A fost interceptat și de foraje. Este constituit fie din marne moi de culoare verzuie, asociate cu un nisip mărunț de aceeași culoare cu manifestatii saline, fie din marne verzi, satinat sau nisipoase. Au fost atribuite Tortonianului (?) pe baza caracterelor litologice (inclusiv a prezenței în ele a unui masiv de sare interceptat de un foraj de pe pîrîul Glodului, afluent al Putnei). Alți cercetători (T. Filimon, fide I. Băncilă, 1958) pe bază de microfaună, le atribuie vârsta helvețiană.

ZONA NEOGENĂ

Zona neogenă este situată între zona flișului carpatic și platforma moldovenească. Între frontiera de N a țării și valea Moldovei are o lățime redusă (0,5 — 2 km). Din valea Moldovei spre S lățimea ei crește treptat. Este constituită din depozite atribuite Paleogenului, Burdigalianului, Helvețianului și Tortonianului.

Priabonian — Oligocen (pr-Pg₃)

Este reprezentat prin stratele de Bisericiani și marnele brune bituminoase. Acestea apar pe Pîrîul lui Isac (T. Filimon, 1958).

Burdigalian (bd)

Burdigalianul are o grosime de 500 — 600 m. Este constituit din conglomerate de Pleșu, alcătuite aproape exclusiv din elemente de șisturi verzi de tip dobrogean, în special șisturi cloritoase și sercitoase și extrem de rare elemente de calcare dolomitice, calcare albe de tip jurasic și calcare cu numuliți. Pe baza asemănării lor cu alte conglomerate din zona neogenă, a căror vîrstă a fost stabilită pe baza unor specii de *Pecten*, sînt atribuite Burdigalianului.

Helvețian (he)

Depozitele helvețiene au o grosime mare putînd ajunge pînă la 1300 — 1500 m. Ele cuprind gresii calcaroase cenușii-verzui, marne și argile de aceeași culoare și foarte rare intercalații de gips. Sînt cunoscute și sub denumirea de „orizontul cenușiu al Miocenului“. Începînd din valea Moldovei spre S la baza Helvețianului, deasupra conglomeratelor burdigaliene, se individualizează un orizont gros de 400 m constituit predominant dintr-o gresie verzuie glauconitică cunoscută sub denumirea de gresia de Moișa. Depozitele helvețiene prezintă frecvente variații laterale de facies. Conțin o microfaună săracă și neconcludentă. Sînt atribuite, în mod mai mult sau mai puțin convențional, Helvețianului pe baza poziției lor între conglomeratele considerate burdigaliene și depozitele tortoniene.

Tortonian (to)

Tortonianul are o grosime de cel puțin 300 — 500 m. Este constituit din marne și argile cenușii și verzui sau roșcate, uneori micaferă, gresii calcaroase cenușii, cafenii, moi și foarte rare intercalații subțiri de gips. De această serie sînt legate numeroase izvoare sărate precum și zăcămintul de sare de la Cacica. Vîrsta tortoniană a depozitelor în care este cuprins acest masiv de sare a fost stabilită pe bază de microfaună (T. Iorgulescu et al.). În depozitele tortoniene de pe foaia Rădăuți s-au putut separa orizonturile acestuia cunoscute din alte regiuni ale zonei neogene.

PLATFORMA MOLDOVENEASCĂ

La suprafață apar depozite volhyniene. Forajele au pus în evidență existența în adîncime a unor depozite mai vechi ale cuverturii sale: tortoniene, cenomaniene, jurasice și siluriene.

Paleozoic

Silurian (S)

Este constituit din șisturi argiloase și marnoase, cenușii cu rare intercalații de gresii calcaroase, cu *Tentaculites ornatus* Sowerby și *Dalmanella testudinaria*. A fost interceptat de forajele de lîngă Rădăuți.

Mezozoic

Jurasic (J)

Are o grosime de aproximativ 160 m. Este constituit predominant din marne brune sau brun-roșcate, calcare dolomitice și intercalații subțiri de anhidrit. Vîrsta a fost atribuită pe baza asemănării litologice cu alte depozite jurasice întîlnite în unele foraje din aceeași unitate.

Cenomanian — Senonian (cm-sn)

Are o grosime de cel puțin 180 m. Este constituit dintr-un calcar alb compact foarte fin cu foraminifere (*Lagena*, *Nodosaria*, *Rosalina linnei* d'Orb., *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen) fragmente de echinoderme, ostracode, moluște și prisme de Inocerami. Pe baza acestora li s-a atribuit vîrsta cenomanian-senoniană (M. G. Filipescu, 1939).

Neozoic

Tortonian (to)

Are o grosime de aproximativ 60 — 80 m. Este constituit din marne cenușii-verzui și strate groase de anhidrit. Acestea din urmă reprezintă prelungirea spre W (verificată prin prospecțiuni seismice) a gipsurilor care apar pe Prut, gipsuri a căror vîrstă tortoniană este bine stabilită pe bază de macrofaună (I. Simionescu, 1901). Microfauna acestor depozite pledează în același sens.

Volhynian (vh)

Depozitele atribuite Volhynianului apar în partea de NE a foii Rădăuți. Ele au o grosime de peste 1000 m și sînt constituite dintr-o succesiune de marne cenușii, gresii micacee cenușii-verzui, uneori cu structură încrucișată și nisipuri și pietrișuri galbene și cenușii-albăstrui de asemenea cu structură încrucișată. În mod izolat, lîngă gara Strigoaia, apare și o intercalație de gips de aproximativ 2 m grosime.

În depozitele din cuprinsul foii Rădăuți, N. Macarovici (1955) citează *Tapes* sp., *Cardium* sp., *Donax* sp. și *Maetra* sp. În regiuni situate mai spre est din aceste depozite s-a determinat *Ervilia dissita* Eichw., *Cardium latesulcum* Münst.,

Tapes gregaria Partsch, *T. vitaliana infrasarmatica* Andr., *Macra eichwaldi* Lask., și *Cerithium rubiginosum* Eichw. Pe baza acestei asociații depozitele au fost atribuite Volhynianului (I. Simionescu, 1901). Microfauna pledează în sprijinul aceleiași vârste (Bica Ionesi, 1962).

Pleistocen superior (qp₃)

Sînt atribuite Pleistocenului superior depozitele de pietrișuri și nisipuri ale teraselor superioare.

Holocen (qh)

Holocenului în general îi sînt atribuite pietrișurile și nisipurile fluviale ale teraselor inferioare precum și aluviunile recente ale luncilor.

Holocen superior (qh₂)

Sînt atribuite Holocenului superior aluviunile recente ale luncilor, constituite din pietrișuri și nisipuri.

ELEMENTE STRUCTURALE

Pe foaia Rădăuți sînt reprezentate două unități structurale majore; regiunea carpatică și platforma moldovenească.

Regiunea carpatică reprezintă o unitate mobilă care se caracterizează în general printr-o structură în pînze de șariaj, încălecate succesiv de la W spre E. În cadrul ei se disting următoarele zone: zona flișului transcarpatic, zona cristalino-mezozoică, zona flișului carpatic și zona neogenă.

Platforma moldovenească reprezintă o zonă rigidă constituind vorlandul Carpaților Orientali.

CARPAȚII ORIENTALI

Zona flișului transcarpatic

Apare pe flancul intern al zonei cristalino-mezozoice, în colțul de SW al foii, în munții Bîrgău. Este constituit din depozite cretacice-superioare, paleogene și burdigaliene. Prezintă în

general o tectonică în cute normale, uneori faliate (A. I. Semak, 1955, L. Atanasiu, 1955).

Zona cristalino-mezozoică

În alcătuirea cristalinelor acestei zone se disting următoarele unități structurale: unitatea de Bretila-Iacobeni, unitatea de Bistrița, unitatea de Barnar, unitatea de Rarău.

Unitatea de Bretila-Iacobeni reprezintă unitatea autohtonă a cristalinelor Bistriței cuprinzînd formațiunile cristaline, mezometamorfice ale seriilor de Bretila și Vatra Dornei-Iacobeni; cuvertura de formațiuni paleozoice slab metamorfozate (transgresive peste seria de Bretila) precum și depozitele mezozoice de la Iacobeni (transgresive peste seria de Vatra Dornei — Iacobeni).

Această unitate autohtonă apare în fereastră de sub unitatea (pînza) de Bistrița.

Unitatea de Bistrița ocupă cea mai mare suprafață în cristalinelor Bistriței. Ea cuprinde formațiunile epimetamorfice ale seriei de Tulgheș, șariată de la W spre E peste unitatea autohtonă de Bretila — Iacobeni.

Această unitate este divizată prin șariajul Valea Putnei — Giurmalău în două subunități: subunitatea de valea Putnei la E și subunitatea de Mestecăniș la vest. Subunitatea de Valea Putnei (= „pînza de Fundul Moldovei“, M. Mureșan, 1967) reprezintă o pînză superioară care prinde sub planul ei de încălecare depozite mezozoice (triasice și jurasice) cunoscute pe aliniamentul Delnița — Giurmalău. Amploarea încălecerii observabilă în valea Putnei este de cca 4 km (I. Bercia et al., 1965). Punerea în evidență a dolomitelor triasice sub șisturile cristaline epimetamorfice la cca 30 km sud de valea Putnei, la o adîncime de 1080 m forajul Barnar (Elvira Bercia și Florentina Kräutner, 1967), indică amploarea deosebită a fenomenelor de șariaj în cristalinelor Bistriței.

Încălecare a acestei unități peste mezozona cu Triasicul de la Iacobeni a fost pusă în evidență local de Th. Kräutner și apoi urmărită la est de valea Bistriței de R. Dimitrescu (1960, 1965) și de I. Bercia et al., (1965). Amploarea șariajului a fost apoi extinsă prin reprezentarea, de către Marcela Dessila-Codarcea (1967), a seriei de Vatra Dornei — Iacobeni și a depozitelor mezozoice transgresive, în fereastră.

M. Mureșan pune în 1968 pentru prima dată un contact de pânză între seria de Bretila, care devine autohton, și formațiunile epimetamorfice, plasând însă planul de șariaj sub complexul de roci detritogene, atribuite recent Paleozoicului de H. Kräutner (seria de Repede).

În zona Bretila — vârful Omului, H. Kräutner consideră în 1968 acest plan deasupra depozitelor paleozoice metamorfozate cunoscute sub denumirea de complexul detritogen bazal al seriei sedimentogen-vulcanogene acide (I. Bercia et al., 1965).

Unitatea de Barnar cuprinde seria de Bistrița — Barnar cu învelișul ei epimetamorfic. Pe foaia Rădăuți unitatea apare figurată în extremitatea sudică, între Vatra Dornei și Crucea. Această unitate a fost descrisă de M. Savul (1938) sub denumirea de „pânza mezozonală de Barnar” (care cuprinde și epizona de deasupra ei) al cărei autohton ar fi reprezentat prin șisturi epizonale care trec spre bază la șisturi mezozonale.

Metamorfismul regional s-ar fi produs într-o fază hercinică veche „post-devoniană” iar șariajul pânzei de Barnar într-o fază hercinică mai nouă (pretriasică) când s-ar fi pus în loc și dyke-ul porfiroidelor de Pietrosu. Th. Kräutner (1938) consideră numai șisturile mezozonale în pânză, reprezentate în profil ca digitație în epizonă.

Existența acestei pânze a fost confirmată în 1968 de M. Mureșan care consideră „pânza de Bistrița — Barnar” ca încălecând peste „pânza de Mestecăniș” și de H. Kräutner care paralelizează pânza de Barnar cu pânza de Rodna (M. Mureșan include în pânza de Bistrița — Barnar și porfiroidele de Pietrosu).

Unitatea de Rarău este constituită din formațiunile cristaline mezometamorfice ale seriei gnaiselor de Rarău. Ea reprezintă o zonă relativ îngustă situată pe rama de E a cristalinelui Bistriței. Poziția cristalinelui acestei unități (flancat de șisturile epimetamorfice ale unității de Bistrița pe care le încăleacă) precum și asocierea cu formațiuni mezozoice, a determinat pe unii cercetători să admită poziția în pânză a ei (I. P. Voitești, 1942; T. Joja¹; M. Mureșan, 1967; G. Pitulea, 1967).

¹ Comunicare verbală 1966.

Având în vedere că depozitele mezozoice din sinclinalul Rarăului stau transgresiv atât peste unitatea de Rarău, cât și peste șisturile epimetamorfice ale unității de Bistrița, rezultă că șariajul unității de Rarău a avut loc într-o fază de orogeneză prealpină (G. Pitulea, 1967).

M. Săndulescu (1967) atribuie pânzele din cristalinelui Bistriței sistemului central (inferior) (pânzele bucovinică și subbucovinică) formate printr-un mecanism de forfecare; acest mecanism de formare a pânzelor din cristalinelui Bistriței este confirmat și de M. Mureșan.

În cristalinelui Bistriței se disting următoarele structuri plicative prealpine mai importante:

Sinclinalul Fundul Moldovei — Crucea în subunitatea de valea Putnei;

Anticlinalul Bretila și anticlinalul Iacobeni în unitatea autohtonă de Bretila — Iacobeni;

Aticlinalul Barnar, în unitatea Barnar.

Dislocațiile rupturale care afectează zona cristalino-mezozoică, sînt îndeosebi cele direcționale. Dintre acestea cele mai importante sînt: faliile ce delimitează dyke-ul porfiroidelor de Pietrosu; falia Valea Stînei — Cîrlibaba — Țibău; falia ce afectează subunitatea de Valea Putnei.

Din cele expuse mai sus rezultă că structura cristalinelui Bistriței, așa cum este ea concepută astăzi, se caracterizează printr-o arhitectură în pânze suprapuse, în care se distinge un autohton constituit din roci cu un grad de metamorfism mai avansat (seria de Bretila și Vatra Dornei — Iacobeni) cu învelișul lor de depozite paleozoice slab metamorfozate (seria de Repede) și mezozoice (triasice și jurasice) peste care se găsește șariața unitatea (pânza) de Bistrița, constituită din seria epimetamorfică de Tulgheș. În cadrul unității de Bistrița se disting două subunități suprapuse: subunitatea de Mestecăniș și subunitatea de Iacobeni, între care există un important plan de șariaj sub care au fost prinse depozite mezozoice triasice și jurasice.

Peste unitatea de Bistrița s-ar găsi unitatea (pânza) de Barnar iar în regiunea Rarăului, unitatea de Rarău.

Tectonica de detaliu a sinclinalului marginal extern se caracterizează prin prezența unor cute-solzi cu vergență estică care se pot urmări din valea Izvorul Alb spre sud. Flancul vestic al sinclinalului este faliat longitudinal, mai ales în partea

sa nordică (sectorul Breaza — Cîrlibaba). În afară de aceste falii longitudinale, se întâlnesc numeroase falii transversale însoțite de decroșări, încît flancul vestic capătă un aspect tipic de forfecare.

Zona flișului carpatic

Prezintă o structură în pînze de șariaj încălecate succesiv de la W la E a căror tectonică interioară este dominată de cute falii (solzi).

Pînza de Ceahlău (= *Pînza internă* = *Unitatea vest-internă*). Este constituită din depozite cretăcice. De la SE spre NW lățimea ei se reduce de la 8 km la 0,2 km, în valea Moldovei, de unde se lățește din nou și ajunge la frontieră la 1 km. Îngustarea ei se datorește probabil, pe de o parte, îngustării zonei de sedimentare, iar pe de altă parte faptului că este acoperită de zona cristalino-mezozoică, șariată peste ea de-a lungul unei importante linii tectonice (linia central carpatică). Spre NE pînza de Ceahlău este șariată la rîndul ei peste pînza de Palanca (= *Unitatea Flișului curbicortical*) și pe alocuri chiar peste pînza de Audia. Stilul tectonic al acestei pînze este caracterizat prin cute falii (solzi) cu vergență în general nord-estică.

Pînza de Palanca (= *Pînza internă inferioară* = *Unitatea est-internă*). Este constituită de asemenea din depozite cretăcice în special superioare. În partea de S a foii lățimea ei este de aproximativ 6 km în timp ce spre NE ea se îngustează pînă la dispariție în valea Moldovei de unde apoi reapare, după aproximativ 15 km, cu o lățime care la frontieră ajunge la aproximativ 4 km. În ansamblu este șariată peste pînza de Audia. Tectonica interioară a pînzei de Palanca este caracterizată prin prezența unui număr redus de solzi.

Pînza de Audia (*Pînza Șisturilor Negre* = *Unitatea medio-internă*). Este constituită în cea mai mare parte din depozite cretăcic-inferioare în faciesul stratelor de Audia (= Șipote), și mai puțin din depozite cretăcic-superioare și paleocene (argilite roșii și verzi și gresia de Tomnatec). În partea de N a foii, Pînza de Audia are o lățime de aproximativ 13 km, lățime

care scade treptat spre SE și ajunge la S de valea Moldovei, în dreptul localităților Negrileasa și Găinești, la 2 — 3 km și chiar mai puțin. Stilul tectonic general al pînzei de Audia este dominat de prezența cutelor-falii (solzi) încălecate în cea mai mare parte spre NE, cu depozite cretăcic-superioare și paleocene la partea superioară a lor. Urmărirea acestor solzi este posibilă pe mari distanțe fiind ușurată de prezența la partea superioară a lor a orizontului-reper al argilitelor roșii și verzi cu tufite. În ansamblu pînza de Audia este șariată spre NE peste pînza de Tarcău, de-a lungul liniei Audia. Caracterul de pînză al acestei unități rezultă din faptul că unele elemente structurale ale pînzei de Tarcău sînt tăiate oblic de linia Audia, precum și din faptul existenței la Găinești a unei semiferestre (I. Băncilă, 1958), pusă la îndoială de alți autori (G. Alexandrescu, 1964).

Pînza de Tarcău. Prin conturul său cartografic este unitatea cu cel mai evident caracter de pînză dintre toate unitățile Flișului; are de asemenea și cea mai mare dezvoltare. A fost confirmată prin numeroase foraje (Putna, Straja, Frasin, Drăceni, etc.). În partea de N a foii această pînză are o lățime de aproximativ 28 km, lățime care scade treptat spre SE pînă la 6 km în valea Suha Mică (Găinești — Drăceni). Pînza de Tarcău este constituită din depozite cretăcic-superioare, paleogene (cu cele 2 faciesuri principale menționate) și sporadic și miocene. Stilul tectonic al părții interne a ei se caracterizează printr-o succesiune de cute în general drepte și normale cu Eocen de facies vestic (de Tarcău) în sîmburele anticlinalelor și Oligocen de asemenea de facies vestic în umplutura sinclinalelor. Partea mediană și estică a pînzei de Tarcău este caracterizată mai ales prin cute-falii (solzi) deversate spre est. Încălecarea mare dintre aceste cute-falii poate atinge cîțiva kilometri (solzul Brodina, etc.). Dintre elementele structurale mai importante menționăm: anticlinoriul diapir Măguricea — Ciumărna situat în colțul de SE al foii, la Găinești, cu șisturi negre (strate de Audia) în ax, și depozite cretăcic-superioare și paleogene pe flancuri. Acesta poate fi urmărit spre NW pînă aproape de valea Moldovei unde se afundă sub depozite paleogene.

Fruntea pînzei de Tarcău are un caracter mai mult sau mai puțin sinuos. În valea Sucevei de sub această unitate apare

pînza de Doamna în semifereastră la Gura Putnei, pe o lățime de 6 km. La S de valea Sucevei pînza de Tarcău ia contact direct cu zona neogenă și are în față 2 lame de șariaj smulse din pînza de Doamna (situată una la gura Voivodesei iar alta între văile Sucevei și Suha Mică).

Pînza de Doamna. Apare în semifereastră de la Gura Putnei și în cele 2 lame de șariaj menționate. Depozitele acestei unități sînt intens cutate. Între direcția (N — S) a cutelor din semifereastră Gura Putnei și cea (NW — SE) a cutelor din pînza de Tarcău există o discrepanță netă.

Zona neogenă

Pînza pericarpatică. Corespunde zonei neogene care este constituită aproape exclusiv din depozite miocene cu caracter molasic. În cuprinsul foii Rădăuți într-un singur loc (Pîrîul lui Isac) de sub depozitele miocene apar și depozite paleogene. Are o lățime redusă de aproximativ 0,5 — 2 km pînă la valea Moldovei, de unde se lățește treptat spre SE. Tectonica interioară a acestei unități se caracterizează printr-un număr restrîns de cute deversate spre ENE.

Forajele executate pe foaia Rădăuți au scos în evidență faptul că această unitate este încălecată dinspre W, fie de pînza de Doamna, fie direct de cea de Tarcău, iar spre E încăleacă la rîndul ei peste platforma moldovenească, fapt care-i conferă caracterul de pînză de șariaj. Amploarea șariajului acestei pînze peste platformă este după datele de foraj de cel puțin 8 km.

La suprafață fruntea pînzei pericarpatice („linia pericarpatică”) este greu de urmărit din cauza formațiunilor cuaternare care o acoperă. Traseul ei pe hartă este stabilit cu oarecare aproximație. S-a admis vîrsta postvolhyniană (attică) a șariajului.

PLATFORMA MOLDOVENEASCĂ

Reprezintă pe teritoriul României prelungirea platformei ruse și constituie Vorlandul regiunii carpatice. În cadrul platformei moldovenești (epiproterozoică) s-a distins un fundament cutat și consolidat acoperit de o cuvertură quasiorizontală. În

cuprinsul foii Rădăuți fundamentul nu a fost atins de foraje. În cuvertura foarte slab ondulată a platformei moldovenești au fost puse în evidență, în general, 4 etaje structurale (I. Dumitrescu și colab., 1962) corespunzătoare Silurianului, Jurasicului mediu — Cretacicului superior, Eocenului și Tortonian — Sarmatianului. Etajul Eocen n-a fost deocamdată identificat în forajele de pe foaia Rădăuți. În ansamblu platforma moldovenească înclină slab spre WSW afundarea ei avînd loc în trepte care formează praguri și boltiri slabe. În partea de W a platformei depozitele cuverturii se îngroașă gradat. Forajele au arătat că o bună parte a Flișului carpatic (cretacic-paleogen) și zona neogenă sînt șariate împreună peste marginea ei vestică, de-a lungul „liniei pericarpatice“.

INDICAȚII BIBLIOGRAFICE

- Alexandrescu Gr. (1964) Observații geologice în flișul cretacic din reg. Găinești — Stulpicani (Carpații Orientali). *D. S. Com. Geol.*, XLIX (1961—1962). București.
- Alexandrescu Gr. (1966) Stratigrafia flișului curbicortical din partea nordică a Moldovei (Carpații Orientali). *Studii și Cerc. geol. Ed. Acad.*, 11/2. București.
- Alexandrescu Gr. (1967) Stratigraphie des terrains crétacés des nappes du Flysch des Carpates Orientales (Secteur moldave). *Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, VIII-ème Congrès*. Beograd.
- Alexandrescu Gr., Elena Bratu (1964) Considerații asupra vârstei marnelor roșii de la Ostra (Carpații Orientali). *D. S. Com. Geol.*, L/1 (1962—1963). București.
- Atanasiu L. (1955) Geologia regiunii Fântânele — Mureșenii Bîrgăului (Năsăud). *D. S. Com. Geol.*, XXXIX. București.
- Athanasiu S. (1899) Geologische Beobachtungen in den Nord Moldavischen Ost-Karpathen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 5. Wien.
- Băncilă I. (1952) Geologia regiunii Gura Humorului — Suha. *D. S. Com. Geol.*, XXVI (1949). București.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științ. București.
- Băncilă I., Agheorghiesei V. (1964) Observații noi asupra flișului dintre valea Suha-Mare—valea Moldovei (reg. Suceava). *An. Com. Geol.*, XXXIII. București.
- Bercia Elvira, Kräutner Florentina (1968) Date noi furnizate de forajul Barnar cu privire la stratigrafia și poziția în pînă a cristalinelor epimetamorfice din Munții Bistriței. *D. S. Com. Stat Geol.*, LIV/2. București.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1963, 1964, 1965) Cercetări stratigrafice și structurale în regiunea valea Bistriței. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat Geol.*, LIII/1. București.
- Bulgaru Gh., Radu A., Baltreș A. (1966) Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi în partea de Nord a Bazinului Transilvaniei. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Cernea G. (1952) Zona internă a flișului dintre valea Moldovei și valea Bistriței. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXIV. București.
- Cobălcescu Gr. (1883) Über einige Tertiärbildungen in der Moldau. *Verh. der K. K. R. A. Wien*.
- Codarcea Dessila Marcela (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Acad. R.S.R., Stud. și Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Seria Geol.*, XII/1. București.
- Codarcea Dessila Marcela (1967) La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines. *Acad. R.S.R., Rev. Roum. Géol., Géogr. Géoph., série de géologie*. 11/1. București.
- Codarcea Marcela, Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinelor Bistriței (reg. Bărnărel — Holdița). *D. S. Com. Geol.*, L/2 (1962—1963). București.
- Costa-Foru A., Costea H., Roman C. (1967) Studiul unor proprietăți magnetice ale rocilor din câteva zăcăminte de sulfuri complexe din Carpații Orientali și Dobrogea. *Acad. R.S.R., Stud. și Cerc. de Geol. Geofiz. Geogr., seria Geofiz.*, 5/2. București.
- Dimitrescu R. (1960) Observațiuni privind depozitele mezozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *Soc. Științ. Nat., Geogr. Seria Geol. comunicări Geol.* (1957—1959). București.
- Dimitrescu R. (1964) Asupra existenței unor vergențe îndreptate spre interiorul arcului Carpaților Orientali. *D. S. Com. Geol.*, I/1 (1962—1963). București.
- Dimitrescu R. (1965) Notă asupra structurii cristalinelor de la Iacobeni. *D. S. Com. Geol.*, LI/1 (1963—1964). București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXII. București.
- Filimon T. (1958) Raport geologic asupra regiunii Suha Mică — Rîșca. *Arh. I.P.G.G. București*.
- Filipescu G. M. (1939) Sur la nature et l'âge des dépôts du soubassement du Sarmatien rencontrés dans les forages de Horodnic-Bucovina. *Acad. Rom. Bul. sect. Științ.*, XXI, 1—2. București.
- Filipescu G. M. (1955) Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. București și a Politehnicii București*, 6—7. București.
- Filipescu G. M., Dragastan O. (1963) Resturi de Tintinnide în depozitele tithonice și neocomiene din R.P. România. *Acad. R.P.R. Stud. și Cerc. Geol.*, VIII, 3. București.
- Ianovici V., Ionescu C. (1966) Structura și stratigrafia sisturilor cristaline din regiunea izvoarelor Țibăului — valea Coșna (Carpații Orientali). *Acad. R.S.R., Stud. și Cerc. de Geol., Geof., Geogr., Seria Geol.*, XI/1. București.
- Ilie M. (1957) Cercetări geologice în reg. Rarău — Cîmpulung Moldovenesc — Pîrîul Cailor. *An. Com. Geol.*, XXX. București.

- Iliescu V., Codarcea Dessila Marcela (1965) Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali. *D. S. Com. Geol.*, LI/2 (1963—1964). București.
- Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba — Ciocănești — Iacobeni. *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959—1960). București.
- Ionesi Bica (1962) Microfauna Sarmațianului inferior din regiunea Pîrtești de Jos — Strigoaia — Ilișești (reg. Suceava). *An. Științ. Univ. Iași (seria nouă)*, VI. Iași.
- Ionesi L. (1961) Geologia regiunii Gura Humorului — Poiana Micului. *An. Științ. Univ. Iași*, VII/2. Iași.
- Ionesi L. (1963 a) Asupra unor foraminifere mari din flișul paleogen și importanța lor stratigrafică. *Ass. geol. Carp. Balc. Congr. U.* III/1. București.
- Ionesi L. (1966) Contribuții asupra limitei cretacic-paleogen din zona flișului extern a Carpaților Orientali. *An. Științ. Univ. Iași*, XII. Iași.
- Joja T. (1954) Structura geologică a Flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951). București.
- Joja T., Polonic P., Polonic Gabriela (1957) Raport asupra prospecțiunilor pentru cărbuni din regiunile Boroaia — Bogata — Slătioara și Fălticeni — Șoldănești. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Joja T., Polonic P., Polonic Gabriela, Luță Sofia, Șerban Georgeta (1959) Raport asupra prospecțiunilor pentru săruri în regiunile Vicov — Marginea și Soloneț — Păltinoasa (Bucovina). *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Joja T. (1960, 1961) Studii geologice în cuprinsul foii 3 Brodina. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Joja T., Chiriac M. (1964) Asupra prezenței unor amoniți în stratele de Hangu din Flișul extern de la Putna (reg. Suceava). *Stud. și Cerc. de geol.-geogr., ser. Geol.*, X, 1. București.
- Joja T., Cosma Viorica, Dumitrescu Zorela (1963) Orizonturile flișului extern dintre Suceava și Sucevița și conținutul lor micropaleontologic. *Assoc. Carpato-Balc. Congr. U.*, III/1. București.
- Kräutner Th. (1929) Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei cu privire specială la reg. Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIV. București.
- Kräutner Th. (1930) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Auri, văii Țibăului și Cîrlibaba. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XV (1926—1927). București.
- Kräutner Th. (1933) L'extrémité sud de la cuvette marginale mésozoïque de la Bucovina. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XIX (1930—1931). București.
- Kräutner Th. (1938) Das Kristaline Massiv von Rodna. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX. București.

- B. 14.317. 240682
- Kräutner H. (1965) Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali. *Stud. și Cerc. de Geol., Geof., Geogr., Acad. R.S.R., Seria Geol.*, X/1. București.
- Kräutner H. Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Acad. R.S.R., Stud. și Cerc. de Geol., Geof., Geogr., Seria Geol.*, XIII/2. (sub tipar).
- Macarovici N. (1955) Cercetări geologice în Sarmațianul Podișului Moldovenesc. *An. Com. Geol.*, XXVIII. București.
- Marinescu I., Cristodulo D., Micșa L. (1967) Notă asupra formațiunilor mezozoice din cursul superior al văii Cîrlibaba (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat Geol. Rom.*, LIII/1 (1965—1966). București.
- Maslakova I. N., Cernov V. G. (1965) Gheologia i razvedka, Nr. 1. Kiev. (Trad. M.I.P.C. București).
- Mastacan G. (1948) Beiträge zur Kenntnis der Kristallinen gegend zwischen Ciocănești — Vatra Dornei. *Rev. Șt. „U. Adamachi“*, XXXIV, 3. Iași.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R., Stud. Cerc. geol., geofiz., geogr., Ser. Geol.*, XII/1. București.
- Mutihac V. (1965) Considerații asupra Doggerului din sinclinalul marginal extern (Rarău-Breaza). *Stud. și Cerc. Ser. Geol. R.S.R.*, X/1. București.
- Mutihac V. (1966) Noi puncte fosilifere triasice în sinclinalul Rarăului (Carpații Orientali). *Acad. R.S.R., Stud. și Cerc. Geol.*, II/2. București.
- Mutihac V., Bratu Elena (1965) Fazies und Alter der Ablagerungen aus dem nördlichen Abschnitte des Ostkarpatischen Aussenrandmulde. *Carpato-Balkan Geol. Ass. VII Congr. Report part. II*, 2. Sofia.
- Pațrulus D., Popescu Gr. (1960) Fația dikovo fișa i klippeni esadocinovo proishajdenia v Bukovine i Maramurese. *Materiali Korpobolonskoi Assotiații*.
- Paul K. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. Wien*.
- Pitulea G. (1966) Considerațiuni asupra stratigrafiei formațiunilor cristalofiliene și a mineralizațiilor din reg. Pojorîta — Valea Putnei — Giumalău. *D. S. Com. Stat Geol.*, LII/1 (1964—1965). București.
- Pitulea G. (1967) Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (région de Pop Ivan-Tulghes). *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géol.*, 11/2. Bucarest.
- Pitulea G., Mușat A. (1965) Notă asupra unei iviri de roci gabbroide în reg. Pojorîta — Valea Putnei (Carpații Orientali). *D. S. Com. Geol.*, LI/1 (1963—1964). București.
- Polonic P., Polonic G. (1967) Miocenul subcarpatic dintre valea Sucevei și valea Cracăului. *D. S. Com. Stat Geol.*, LII/3 (1963—1964). București.

- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și a klip-pelor exotice din Rarău (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.*, XXXIV/2. București.
- Preda D. M., Ilie M. (1940) Nouvelles contributions à la géologie de la cuvette externe des Carpates de Bucovine. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIV. București.
- Rădulescu D., Cioflica Gr. (1955) Raport asupra cercetărilor geologice executate în reg. văii Borca. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Puiu V., Puiu Maria (1965) Cercetări geologice în cristalinul Carpaților Orientali: Cîrlibaba — Gheorghieni (sinteză). *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Savu H. (1955) Raport geologic asupra regiunii Roșu — Șarul Dornei. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Savul M. (1938) Le cristallin de Bistrița. *An. Inst. Soc. de l'Univ. de Iassy*, XXIV, 1. Iași.
- Savul M. (1949, 1950) Rapoarte asupra cercetărilor din regiunea Cîrlibaba. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Savul M., Mastacan G. (1952) Contribuții la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații Orientali. *Acad. R.P.R. Bul. Șt. Secț. Șt. Biol. Agr., Geol. Geogr.*, II/IV. București.
- Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghimaș une nouvelles nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balc. VIII-ème Congr. Beograd*.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1963) Cercetări geologice și micropaleontologice în reg. Ojdula-Văinești. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Semaka A. I. (1954) Geologia regiunii Dorna — Cîndreni — Coșna. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951). București.
- Semaka A. I. (1955) Geologia regiunii Grădinița — Lunca Ilvei (Sedimentarul Munților Bîrgău). *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952). București.
- Simionescu I. (1901) Descrierea cîtorva fosile terțiare din nordul Moldovei. *Acad. Rom. Publ. Fond. U. Adamachi*, II. București.
- Stănoiu I. (1967) Noi date stratigrafice asupra Jurasicului în regiunea văii Tătarca (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat Geol.*, XIII/1. București.
- Ștefănescu D. (1937) La zone du Flysch carpatique en Bucovina entre Plătinoasa et Cîmpulung de Moldavie. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, III. București.
- Ștefănescu M. (1967) Les nappes internes du Flysch dans l'extrémité nordique des Carpathes Orientales. *An. Geol. Carp.-Balc. VIII-ème Congr. Beograd*. Rapport géotectonique.
- Szajnocha L. (1890) Über eine Cenomane Fauna aus den Karpathen der Bukowine. *Verh. k. k. geol. R. A. Wien*.
- Turculeț I. (1963) Contribuții la cunoașterea Cretacicului din cuveta Rarău. *An. Șt. Univ. Iași, Secț. II-b, geol.-geogr.*, IX. Iași.
- Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsb. d. k. Akd. d. W. Natw.*, 116. Wien.
- Uhlig V. (1910) Das Vorkommen der Werfener Schiefer in Valea Seacă bei Kimpulung (Cîmpulung) in der Bukowina. *Mitt. Geol. Ges.*, III. Wien.
- Vijdea Eleonora (1968) Contribuții privind datarea unor galene din Republica Socialistă România pe baza determinării compoziției lor izotopice. *D. S. Com. Stat Geol.*, LIII/3 (1966—1967). București.
- Voitești P. I. (1942) Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bull. Soc. Roum. Geol. V. Bucu-rești*.