

B 14 345

33

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

**HARTA
GEOLOGICĂ
1:200.000**

TÎRGU JIU



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

INSTITUTUL POLITEHNIC
BIBLIOTECA

Nr. cărți B 14345
Nr de inventar 240815
Clasif. zecimal

1984

1985

BIBLIOTECA
INSTITUTUL POLITEHNIC

HARTA GEOLOGICĂ
A
REPUBLICII SOCIALISTE ROMANIA
1 : 200 000

REPUBLICA SOCIALISTĂ
ROMÂNIA

REDACTIA HARTII TIRGU JIU

Redactori coordonatori :

Al. Codarcea

Gr. Răileanu

Redactori :

I. Bercia

Fl. Marinescu

U. Mutihac

Maria Pavelescu

Iosefina Stancu

HARTA GEOLOGICĂ

Scara : 1 : 200.000

L — 34 — XXX

33. TÎRGU JIU

Notă explicativă

de : *I. Bercia*

Fl. Marinescu

U. Mutihac

Maria Pavelescu

Iosefina Stancu

CUPRINSUL

	<u>Pag.</u>
Introducere	7
Istoricul cercetărilor	7
Caracterizare morfologică	10
Caracterizare geologică	10
Stratigrafie, petrografie, magmatism	11
Domeniul getic	11
Ante-Proterozoic superior	11
Seria de Sebeș-Lotrû	11
Domeniul danubian	12
Proterozoic superior — Paleozoic antecarbonifer superior (Pts-Pz)	12
Seria de Lainici — Păiuș	13
Seria de Drăgșan	15
Magmatite	19
Seria de Tulișa (Pz)	23
Paleozoic	25
Carbonifer (C)	25
Permian (P)	26
Mezozoic	26
Jurasic inferior (J ₁)	26
Jurasic mediu (J ₂)	27
Jurasic superior — Aptian (J ₃ -ap)	27
Tithonic — Neocomian (th-ne)	28
Albian — Cenomanian (al-cm)	29
Turonian — Senonian (tu-sn)	29
Magmatite cretacice	30
Neozoic	31
Bazinul Petroșeni	31
? Rupelian (? rp)	31
Chattian — Aquitanian (ch-aq)	31
Burdigalian (bd)	32
Bazinul Dacic	32
? Eocen (Pg ₂)	32
Oligocen — Aquitanian (Pg ₃ -aq)	33

Redactor : MIRCEA PAUCĂ
 Tehnoredactor și corector : G. CAZABAN
 Traducător : M. SAULEA

*Dat la cules : ian. 1968. Bun de tipar : apr. 1968. Tiraj : 2000 ex.
 Hirtie cartografică tip III 50 g/m². Format 70×100. Coli tipar:7¼.
 Com. 16. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058).*

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

Burdigalian (bd)	33
Helvețian (he)	34
Tortonian (to)	35
Sarmațian (sm)	36
Volhynian — Bessarabian inf. (vh-bs ₁)	36
Bessarabian superior — Meoțian (bs ₂ -me)	37
Bessarabian superior — Kersonian (bs ₂ -ks)	38
Meoțian (me)	38
Ponțian (p)	40
Dacian (dc)	42
Levantin (lv)	44
Pleistocen inferior (qp ₁)	44
Pleistocen mediu (qp ₂)	47
Pleistocen superior (qp ₃)	47
Elemente structurale	48
Indicații bibliografice	52

INTRODUCERE

Foaia Tîrgu Jiu este situată în partea de SW a teritoriului României, acoperind o bună parte din nordul Olteniei. Teritoriul figurat pe hartă cuprinde în partea nordică clina sudică a Carpaților meridionali, în care au o largă răspîndire formațiunile cristalofiliene cu masivele lor de granite și granitoide, precum și cuvertura sedimentară paleozoică și mezozoică a autohtonului danubian. Spre sud se dezvoltă formațiunile terțiare ale bazinului dacic.

Istoricul cercetărilor

Formațiunile cristaline reprezentate pe foaia Tîrgu Jiu au constituit obiectul a numeroase studii, întreprinse începînd de la sfîrșitul secolului trecut. Cercetarea lor s-a făcut în trei etape principale, fiecare în parte reprezentînd un remarcabil progres în cunoașterea alcătuirii geologice a regiunii.

O primă etapă poate fi considerată perioada dinainte de primul război mondial cînd au fost obținute principalele informații cu privire la petrografia și structura Carpaților meridionali. Principalele lucrări din această perioadă aparțin lui B. v. I n k e y (1891) și L. M r a z e c (1898, 1902). Acesta din urmă distinge în formațiunile cristalofiliene, o serie cu o cristalinitate ridicată (grupul I) și o serie cu roci slab metamorfozate (grupul II).

Pomînd de la recunoașterea celor două grupe de sisturi cristaline ale lui L. M r a z e c și pe baza relațiilor dintre acestea, G. M u n t e a n u - M u r g o c i (1905, 1912), emite și dezvoltă teoria șariajului grupului I (pînza getică), peste grupul II.

Tot în această perioadă se înscriu cercetările lui I o n e s c u - B u j o r (1913), asupra masivului granitic de la Sușița.

A doua etapă cuprinde cercetările întreprinse în intervalul dintre cele două războaie mondiale. În această perioadă G. M a n o l e s c u (1937) și G. P a l i u c (1937), separă seriile cristaline la vest de Jiu. Șt. G h i k a - B u d e ș t i (1940) aduce contribuții la cunoașterea cristalinului danubian din Parîng; A. C o d a r c e a (1940) arată că pînza getică reprezintă o pînză cu două paroxisme și pune în evidență unitatea parautohtonă, pînza de Severin.

A treia etapă cuprinde perioade de după 1944 în care au fost întreprinse cercetări de detaliu pe toată zona cristalină din această regiune.

L. P a v e l e s c u (1953, 1959, 1963), face o paralelizare a seriilor cristaline din Carpații meridionali, cu cele din Banat, și separă seria de Drăgșan. Depozitele metamorfozate ce stau transgresiv peste seriile de Drăgșan și Lainici-Păiuș sînt descrise sub denumirea de seria de Tulșa.

I. B e r c i a și E l v i r a B e r c i a (1958, 1959) cercetînd regiunea munților Parîngului ajung la concluzia că granitul porfiroid de tip Tismana s-a format prin metasomatoza potasică a granitoidului de tip Sușița.

A. C o d a r c e a și L. P a v e l e s c u (1963) aduc argumente în favoarea vîrstei paleozoice a granitoidelor din autohtonul danubian. Cercetări de mare detaliu au întreprins M. T r i f u l e s c u (1965), N. D r a g o m i r și V. A r s e n e s c u (1966), N. S t a n și colab. (1964), I. S o l o m o n (1965), M a r i a P a v e l e s c u (1965), cercetări care au contribuit la obținerea unei imagini cartografice mai exacte a regiunii.

Cu privire la formațiunile sedimentare din domeniul getic reprezentate pe foaia Tîrgu Jiu, date sporadice sînt publicate din a doua jumătate a veacului trecut, (F. S c h a f a r z i k, G. r. Ș t e f ă n e s c u etc.) Cu L. M r a z e c, G. M u r g o c i și A. S t r e c k e i s e n se trece la cercetarea mai în detaliu a unor profile complete, urmărindu-se mai ales descifrarea tectonicii de ansamblu.

O imagine generală asupra formațiunilor sedimentare de pe autohtonul danubian, din teritoriul la care ne referim, se realizează în lucrările lui G. M a n o l e s c u (1932, 1937). Acest autor aduce argumente paleontologice pentru vîrsta tri-

asică a formațiunii de Schela, iar în ultima lucrare stabilește o coloană stratigrafică mai detaliată a formațiunilor sedimentare, în care însă datarea acestora se face în bună parte pe baze geognostice.

În urma apariției lucrării de sinteză asupra Banatului și a platoului Mehedinți (A. C o d a r c e a, 1940), în care s-au pus bazele stratigrafiei de detaliu a formațiunilor mezozoice și s-a întregit imaginea tectonică a Carpaților meridionali, stabilindu-se poziția de parautohton a stratelor de Sinaia (pînza de Severin), s-a trecut la cercetarea sistematică a sedimentarului danubian și de pe versantul sudic al munților Vulcan. În lucrările recente s-a ajuns la o separare de detaliu a sedimentarului, obținîndu-se datarea diverselor entități litologice, pe baze paleontologice. Astfel (V. M u t i h a c, 1964) a pus în evidență și a separat cartografic stratele de Nadanovia (Albian — Cenomanian inf.) și formațiunea de Wildflysch (Cenomanian sup., Turoonian, Senonian ?)

G. r. P o p (1965) efectuează studii de petrogeneză, stabilind originea dolomitelor din seria carbonatică Malm — Neocomian, iar A. l. S e m a k a (1963), prin cercetări paleobotanice, readuce în discuție vîrsta formațiunii de Schela, socotind că în aceasta se includ atît depozite carbonifere cît și liasice.

În sectorul Polovragi, A. l. C o d a r c e a și C. D r ă g h i c i (1966) identifică prezența stratelor de Sinaia în poziție de parautohton.

Pentru depozitele neogene, cele mai vechi lucrări datează de la sfîrșitul secolului trecut, începînd cu A. B i t t n e r (1884), care studiază formațiunile pontiene. Acestea sînt urmate de lucrările lui F. F o n t a n n e s (1886), S. Ș t e f ă n e s c u (1896, 1897), G. M u n t e a n u - M u r g o c i (1908). În 1918 apare lucrarea cu caracter monografic a lui I. P. I o n e s c u - A r g e t o a i a, cu care se încheie o etapă de cercetări. Urmează lucrările lui M. G. F i l i p e s c u (1942), în care se aduc completări de ordin stratigrafic, precum și ale lui M. I l i e (1952), N. O n c e s c u și T. J o j a (1952), V i o r i c a P o p o v i c i (1959), A. S o t i r e s c u (1959) etc. Date de detaliu se găsesc și în rapoarte nepublicate, ca cele ale lui N. G h e r a s i (1938), J. G h e r m a n (1943), M. C h i r i a c (1954), M. P o p e s c u (1952), A. Z b e r e a et al. (1962, 1963). În ultimul timp au fost reluate o serie de probleme stratigrafice de către N. M a -

carovici, Fl. Marînescu și I. Motaș, Fl. Marînescu (1966, 1967).

Bazinul Petroșeni a fost cercetat de T. Fuchs (1894), Gr. Răileanu et al. (1960, 1964), I. Drăghindă și P. Mihalache (1965).

Depozitele cuaternare au fost cercetate de Gh. Munteanu-Murgoci, Em. Protopopescu-Pache și I. P. Ionescu Argetoiaia (1923). Mai recent date de detaliu au adus E. Liteanu, T. Bandrabur, Ecaterina Schoverth, N. Feru, Olga Necrasov, C. S. Nicolaescu-Plopșor, etc.

Caracterizare morfologică

Din punct de vedere morfologic, în cuprinsul foii Tîrgu Jiu se deosebesc două unități majore: zona muntoasă spre nord și o zonă depresionară spre sud.

Zona muntoasă cuprinde înălțimi ce frecvent depășesc 2 000 m. Masivele principale care se înșiră sub forma unor culmi alcătuiind munții Vulcanul spre vest și Parîngul la est, sînt separate de cursul apei Jiului care a fierăstruit adînc lanțul muntos. Cele două masive își trimit prelungirile spre sud sub forma unor culmi paralele, perpendiculare pe direcția culmii principale, separate de văi adînci orientate în general N — S, văi care sînt tributare Jiului.

La vest de Jiu, spre marginea sudică a zonei muntoase, relieful se schimbă și de la culmile ascuțite cu versanți abrupti se ajunge la un aspect tabular, sub forma unui platou cu altitudinea de 400 m. Aceste platouri sînt presărate cu numeroase doline. Fenomenele carstice în această parte sînt foarte frecvente, calcarele avînd o largă dezvoltare.

Zona muntoasă se termină aproape brusc spre sud trecîndu-se la o zonă colinară, care se suprapune depresiunii getice. La contactul dintre zona muntoasă și cea depresionară, văile, dar mai ales apele de șiroire, au lăsat importante cantități de material.

Caracterizare geologică

Din punct de vedere geologic, cele două unități morfologice: Depresiunea getică și Carpații meridionali, reprezintă sectoare cu structură geologică foarte deosebită.

Depresiunea getică, care ocupă partea sudică a hărții, este alcătuită din depozite neogene cu o structură relativ simplă. Spre nord, zona muntoasă prezintă o structură geologică foarte complicată. În cea mai mare parte, această zonă cuprinde formațiunile cristalinelui danubian, alcătuit din șisturi cristaline (seria de Drăgșan, seria de Lainici — Păiuș) străbătute de masive de granite și granitoide. Acest cristalinel suportă seria de Tulișa (Paleozoic metamorfozat) peste care se dispun depozite de vîrstă permiană și mezozoică.

În partea estică a hărții, ca și în colțul de nord-vest este reprezentată și unitatea șariată (Pînză getică), alcătuită din roci cu un metamorfism avansat. Sub forma unui petec de acoperire izolat, apar șisturile cristaline de la Vălari, care aparțin tot domeniului getic.

O a treia unitate reprezentată în foaia Tîrgu Jiu este pînză de Severin, alcătuită din strate de Sinaia, care apare la marginea estică a hărții, în regiunea Polovragi.

STRATIGRAFIE, PETROGRAFIE, MAGMATISM

DOMENIUL GETIC

Ante-Proterozoic superior

Seria de Sebeș — Lotru

Această serie se dezvoltă pe foaia Tg. Jiu la est de linia Ciunget — Polovragi, de-a lungul căreia cristalinel încăleacă peste formațiunile domeniului danubian.

Formațiunile cristaline sînt reprezentate prin seria mezo-metamorfică de Sebeș-Lotru, în cadrul căreia Șt. Ghika-Budești (1940) a pus în evidență existența a trei zone de metamorfism: zona cu sillimanit, zona cu disten și staurolit și zona cu granat (în succesiunea de la vest spre est și de jos în sus).

În zona cu sillimanit, care reprezintă continuarea pe direcție a zonei Ștefanu — Sălanelle, sînt descrise paragnaise micacee constituite din oligoclaz, muscovit, biotit ± sillimanit. În paragnaise apar uneori lentile și filoane stratiforme de pegmatite cărora Șt. Ghika-Budești le atribuie o origine palingenică; subordonat se întîlnesc roci cuarțo-feldspatice constituite din

ortoză, plagioclaz și biotit care ar putea reprezenta roci arcoziene metamorfozate.

În vârful Balota, în apropierea limitei pânzei getice, apare în această zonă un masiv de ortoamfibolite și serpentinite.

În continuare spre est și peste paragneisele zonei cu sillimanit, se dispune zona cu disten și staurolit care pe foaia Tîrgu Jiu se dezvoltă între Polovragi și vârful Breota. Paragneisele micacee uneori cu disten și staurolit, care o alcătuiesc, trec spre partea superioară la un complex de paragnaise și micașisturi cu granat, care ar reprezenta după Șt. Ghika-Budești, roci metamorfozate în zona cu granat a mezozonei. Această ultimă zonă este reprezentată pe foaia Tîrgu Jiu în colțul de SE al cristalinelui getic.

Cartările recente întreprinse în cristalinelui getic de M. Trifulescu și colab., au pus în evidență existența unor nivele discontinui de roci amfibolitice și de migmatite.

Aceste roci au fost metamorfozate regional în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin, reprezentat prin zona cu sillimanit, la partea inferioară, zona cu disten și staurolit și zona cu granat la partea superioară. Seria mezometamorfică de Sebeș-Lotru reprezintă o succesiune normală, stratigrafică și a zonelor de metamorfism.

În colțul de NW al foii Tîrgu Jiu se cunosc de asemenea șisturi cristaline mezometamorfice de tip Lotru, ce suportă depozitele bazinului Petroșeni. Ele apar la zi sub forma unei benzi înguste ce încalce spre sud formațiunile domeniului danubian.

În ceea ce privește vârsta seriei de Sebeș-Lotru, se admite că aceasta reprezintă depozite de geosinclinal metamorfozate în timpul unei orogeneze precambriene.

DOMENIUL DANUBIAN

Proterozoic superior — Paleozoic antecarbonifer superior (Pts-Pz)

Formațiunile geologice atribuite acestui interval, cuprind șisturile cristaline și masivele de granite și granitoide asociate acestora, care se dezvoltă în unitatea de Parîng a compartimentului danubian extern.

Cristalinul domeniului danubian participă în cea mai mare parte la alcătuirea geologică a munților Vulcan și Parîng, ocupând o suprafață importantă pe foaia Tîrgu Jiu. El este constituit din șisturi cristaline străbătute de masive de granitoide și granite.

Șisturile cristaline sînt reprezentate prin două serii cristaline mai vechi: seria de Lainici-Păiuș și seria de Drăgășan, care suportă o serie transgresivă, slab metamorfozată cunoscută sub denumirea de „seria de Tulișa”.

Seria de Lainici — Păiuș

Seria de Lainici-Păiuș (G. Manolescu, 1937) se dezvoltă în partea centrală și de sud a munților Vulcan și Parîng, unde formează acoperișul masivelor granitoide și granitice de tip Sușița și Tismana. În partea de nord este delimitată de complexul amfibolitic al seriei de Drăgășan, printr-o importantă falie direcțională. În alcătuirea petrografică a acestei serii se disting, următoarele tipuri de roci: cuarțite, gnaise psamitice, șisturi sericito-cloritoase, șisturi grafitoase, șisturi cloritoase feldspatice, șisturi micacee, migmatite, roci de contact pneumatolitic, corneene, calcare cristaline cu silicați, roci metamorfozate dinamic. Materialul inițial a fost reprezentat prin depozite sedimentare detritice-psamitice cu intercalații de roci pelitice și carbonatice. O caracteristică a acestei serii este gradul avansat de migmatizare.

Fenomenele de injecție și metasomatoză au condus la formarea de migmatite metatectice și metablastice. În migmatite porțiunea neosomatică este reprezentată prin material granitic injectat arteritic și difuzat metasomatic în aureola rocilor granitoide. Injecțiile arteritice sînt reprezentate prin filoane concordante și discordante și apar în general în vecinătatea masivelor granitoide și granitice. Materialul metasomatic formează lentile cuarțo-feldspatice și metablaste de feldspat potasic și plagioclaz crescute pe fondul pararocilor și rocilor granitoide.

Datorită îmbinării intime, rocile ajung uneori pînă la o compoziție apropiată de cea a unor granite alcaline. Sub microscop se observă metablaste de microclin și microclin-pertit care corodează și substituie în mare parte plagioclazul și miclele din paleosomă cu formare de concreșteri mirmekitice și simplectitice.

Plagioclazul metasomatic include deseori cuarț și miche din matricea metamorfică a rocii. Fenomenele de migmatizare au produs ridicarea într-o măsură importantă a faciesului metamorfic, prin transformarea sericitului și cloritului în muscovit și biotit, la care uneori se adaugă și granatul (almandin). Se formează astfel gnaise micacee și micașisturi.

Rocile migmatice din seria de Lainici — Păiuș au fost descrise de G. Paliuc (1937) sub denumirea de „șisturi gnaisificate”, de G. Manolescu (1937) drept „feldspatizări”, de Șt. Ghika-Budești (1940) drept „granognaise” și „paragnaise granitoide”, de L. Pavelescu (1963) drept „migmatite sincinematice” și „migmatite postcinematice”.

În aureola de contact a granitoidelor s-au format roci de contact reprezentate prin: roci de contact pneumatolitic (șisturi cu biotit, șisturi cu turmalină), corneene cu biotit și granat, corneene porfiroblastice cu pinit, cu sillimanit, cu cordierit și sillimanit, corneene cu grafit, calcare cristaline cu silicați (diopsid, hornblendă și epidot) și scarne cu epidot și diopsid.

În munții Vulcan au fost identificate două zone de corneene (G. Manolescu, 1937): O zonă la est de Bumbesti, între valea Morii și valea Crasna și o zonă între valea Sușița și valea Suseni. În valea Morilor la nord-est de Bumbesti și pe valea Jiului la nord de Păiuș, se cunosc calcare cristaline cu silicați și scarne. G. Paliuc (1937) menționează prezența corneenelor în șisturile gnaisificate din zona „Groapa-Macaria” (echivalent al seriei de Lainici-Păiuș). În Parîng se cunosc corneene cu sillimanit, corneene cu grafit și calcare cu diopsid în zona Pârul Dracului — Cerbu-Drăgoești (Șt. Ghika-Budești, 1940).

O altă caracteristică a seriei de Lainici-Păiuș este tectonizarea intensă care a determinat retromorfismul asociațiilor mineralogice.

Fenomenele de migmatizare și de metamorfism de contact, urmate de retromorfism, care s-au instalat după faza metamorfismului regional, au determinat transformări mineralogice și structurale, care fac dificilă recunoașterea faciesului de metamorfism regional.

Studiul rocilor pelitice în zonele neafectate, sau slab afectate de fenomenele desfășurate după metamorfismul regional, a pus în evidență existența unor parageneze caracteristice pentru zona

cu biotit a faciesului de șisturi verzi (subfaciesul cuarț — albit — epidot — biotit), cu tranziție spre zona cu granat (subfaciesul cuarț — albit — epidot — almandin) a aceluiași facies. Ridicarea gradului de metamorfism determinată de intruziunea rocilor granitoide se reflectă în formarea de parageneze caracteristice faciesului amfibolitic de contact. Retromorfismul dinamic a produs o adaptare incompletă a rocilor la condițiile faciesului de șisturi verzi.

O altă ipoteză admite metamorfozarea depozitelor seriei de Lainici-Păiuș în condițiile faciesului amfibolitic și retromorfozarea lor ulterioară la nivelul faciesului șisturilor verzi — zona cu biotit — proces determinat de punerea în loc a masivelor de granitoide.

Pe hartă s-a indicat faciesul metamorfismului regional; migmatitele și rocile de contact fiind delimitate pe acest fond.

Seria de Drăgșan

Seria de Drăgșan (Pavelescu, 1953) se dezvoltă în partea de N a munților Vulcan și Parîng, la N de aria de răspândire a seriei de Lainici — Păiuș. În alcătuirea seriei de Drăgșan au fost deosebite două complexe stratigrafice: complexul amfibolitic în bază și complexul sericito-cloritos la partea superioară, ambele străbătute de intruziuni granitice.

Complexul amfibolitic are o dezvoltare maximă în munții Parîng. Pe foaia Tîrgu Jiu formează o zonă continuă cu direcția EW începînd din valea Jiului, de la N de Păiuș, trecînd prin vîrfurile Păpușa, Galbenul și Cioara, pînă la curmătura Oltețului.

La vest de Jiu în munții Vulcan, complexul amfibolitic apare în cîteva culminații axiale de sub depozitele complexului sericito-cloritos și ale seriei de Tulișa. Complexul este constituit dintr-o alternanță de șisturi amfibolice, gnaise amfibolice, amfibolite, șisturi cloritoase cu epidot și actinot, la care se asociază metagabbrouri, metadiorite și subordonat hornblendite, serpentinite și calcare cristaline, străbătute de roci granitoide și diferențiatele lor. În aureola rocilor granitoide se dezvoltă roci de contact și migmatite.

Cu privire la natura materialului inițial se admite că, cea mai mare parte a rocilor complexului amfibolitic s-a format

prin metamorfismul unor roci magmatogene bazice de tip dioritico-gabbroic.

În general, rocile amfibolitice masive sînt slab afectate de metamorfismul regional. Ele păstrează adesea structuri eruptive relict.

Parageneza obișnuită este: hornblenda comună, andezin, epidot, cuarț (subordonat) ± biotit.

În metadiorite și metagabbrouri se observă saussuritizarea plagioclazului, transformarea parțială a hornblendei comune în actinolit, formarea uralitului, a epidotului și calcitului.

Șisturile cloritoase și actinolitice tufogene bazice care apar intercalate în rocile amfibolitice, prezintă obișnuit parageneza: albit — clorit — epidot — calcit — actinolit.

În acest complex sînt descrise (L. Pavelescu, 1963) tipuri de migmatite interstratificate și de agmatite cu aspecte datorite fenomenelor de granitizare, biotitizare, metasomatoză alcalină, uralitizare, etc.

În rocile metaeruptive-bazice gabbroide se observă o mare inerție în adaptarea mineralelor, de la faciesul eruptiv de temperatură înaltă, la faciesul de metamorfism regional scăzut al șisturilor verzi. Stabilirea faciesului de metamorfism regional trebuie să se facă de aceea pornind de la studiul paragenezelor rocilor tufogene bazice, în care a fost realizat echilibrul mineralogic în faciesul de șisturi verzi. Faptul că amfibolitele și rocile asociate acestora sînt rezultatul unui metamorfism regional în condiții de epizonă, a fost remarcat de G. Paliuc (1937).

Metamorfismul regional s-a produs în condițiile faciesului albit — epidot — amfibolitic; acest facies corespunde zonei cu granat a epizonei sau subfaciesului cuarț — albit — epidot — almandin al faciesului de șisturi verzi (Turner).

După metamorfismul regional, în aureola masivelor granitice rocile au suferit un metamorfism de injecție și de contact în condițiile faciesului amfibolitic. Se admite că în momentul punerii în loc a rocilor granitoide complexul amfibolitic era deja metamorfozat.

Alți autori (L. Pavelescu) au susținut că acest complex al seriei de Drăgșan a fost metamorfozat inițial în condițiile faciesului amfibolitelor și ulterior a suferit un proces de retro-metamorfism, la fel ca și seria de Lainici-Păiuș.

Complexul clorito-sericitos se dezvoltă aproape exclusiv în munții Vulcan la vest de Jiu, unde ocupă suprafețe importante; el se dispune transgresiv peste complexul amfibolitic și în parte peste seria de Lainici — Păiuș.

Rocile acestui complex reprezintă o stivă de depozite inițial sedimentare-psamitice, pelitice și subordonat carbonatice, cu intercalații de roci tufogene și tufitogene bazice și acide. Ele au fost menționate de L. Mrazec în regiunea muntelui Straja și studiate în detaliu de G. Manolescu, L. Pavelescu și L. Pavelescu și Maria Pavelescu.

Rocile rezultate prin metamorfismul acestor depozite, sînt reprezentate prin următoarele tipuri: șisturi clorito-sericitoase cuarțitice ± epidot ± albit, șisturi cloritoase cu epidot, actinolit, albit ± granat (magmatogene bazice), șisturi actinolitice, cuarțite feldspatice, calcare cristaline, roci porfirogene.

În cadrul complexului se distinge în general următoarea succesiune stratigrafică: în bază un orizont inferior conglomeratic constituit din conglomerate și microconglomerate cuarțitice, metamorfozate, care trec lateral la șisturi amfibolitice bogate în cuarț. Peste acest orizont urmează un orizont superior care începe prin depozite tufogene groase, care la partea superioară se îmbogățeste treptat în material detritic, psamitic și pelitic. Acest orizont se încheie cu un nivel de șisturi cuarțitice negre și șisturi sericitoase cu intercalații de calcare și roci porfirogene.

Complexul superior, clorito-sericitos al seriei de Drăgșan, s-a format predominant pe seama rocilor complexului amfibolitic și în parte pe seama seriei de Lainici-Păiuș, fapt demonstrat de prezența elementelor rocilor celor două serii în orizontul inferior conglomeratic al complexului clorito-sericitos.

Ipoteza existenței unei discordanțe stratigrafice între complexul clorito-sericitos (seria elastică) și complexul amfibolitic, emisă de G. Manolescu (1937) (ca alternativă cea mai posibilă) a fost dezvoltată și fundamentată ulterior de L. Pavelescu.

Metamorfismul regional al rocilor complexului clorito-sericitos s-a produs în condițiile faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cuarț — albit — musovit — clorit (Turner), care este echivalent zonei cu clorit din epizonă.

După metamorfismul regional, complexul a fost străbătut de filoane granitice și invadat de soluții postmagmatice. Injecțiile

granitice au determinat transformări la contact care în munții Parîng au fost mai accentuate.

Determinarea vârstei metamorfismului seriilor cristaline din domeniul danubian a constituit și mai constituie încă o problemă deosebit de dificilă. În cercetările anterioare făcute în acest scop, s-a folosit în general ca reper momentul punerii în loc a rocilor granitice, considerat a fi avut loc după metamorfismul regional al seriilor de Lainici-Păiuș și Drăgșan și înainte de metamorfismul seriei de Tulișa.

În acest sens G. Paliuc, G. Manolescu și L. Pavelescu au menționat un metamorfism antegrantic și un metamorfism postgranitic. G. Manolescu (1937) consideră că metamorfismul seriei de Lainici-Păiuș, s-a produs în timpul cutărilor caledoniene după care ar fi avut loc intruziunea rocilor bazice ale complexului amfibolitic (complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan), metamorfozate la începutul orogenezei hercinicului.

Metamorfismul seriei clastice (complexul clorito-senicitos, L. Pavelescu), transgresivă peste complexul amfibolitelor, este atribuit tot unei faze hercinice. Ar fi urmat apoi intruziunea granitelor. Au fost remarcate unele asemănări petrografice, ale seriei clastice cu rocile permocarbonifere din Alpi (regiunea dintre masivul Gothard și Aar) precum și unele roci descrise de I. Atanasiu în Carpații Orientali și Al. Codarcea la Ocna de Fier. G. Paliuc (1937) atribuie metamorfismului antegrantic vârsta paleozoică, fără a preciza faza de cutare de care este determinat.

L. Pavelescu și Gr. Răileanu (1963) pe baza studiului discordanțelor stratigrafice și de metamorfism și a elementelor remaniate în baza formațiunilor transgresive, consideră că seria de Lainici-Păiuș și complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan reprezintă seriile cele mai vechi formate în timpul orogenezelor precambriene. După o lungă perioadă de denudație peste seria de Lainici — Păiuș și peste complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan se dispune transgresiv complexul clorito-senicitos al seriei de Drăgșan. Vârsta acestui complex este atribuită intervalului Cambrian — Ordovician (în care se include sedimentarea și metamorfismul de la începutul fazei caledoniene).

Seria de Tulișa se dispune transgresiv peste seriile de Lainici — Păiuș și Drăgșan. Această serie ar reprezenta depozite

de vîrstă silurian-carboniferă (corespunzător calcarelor dinanțiene de Hideg și faciesului de culm de la Drencova), metamorfozate în primele faze ale orogenezei hercinice.

Magmatite

Cristalinul domeniului danubian este străbătut în regiunea munților Parîng și Vulcan de masive de granitoide și granite. Seria de Lainici — Păiuș, care se dezvoltă în compartimentul sudic al cristalinului danubian, este străbătută de granitoidele de tip Sușița și de granitele de tip Tismana. Seria de Drăgșan, care apare în compartimentul nordic, este străbătută de granitoidele din zona Mîndra — Gîlcescu — Repedea („granitul central“, „granitul de Parîng“), zonă care pe foaia Tîrgu Jiu este reprezentată numai prin extremitatea sa sudică. La limita dintre cele două compartimente, străbătînd atît seria de Drăgșan cît și seria de Lainici — Păiuș, a fost pus în loc granitul de tip Reci.

Granitoidele din compartimentul sudic ocupă rama de sud a munților Vulcan și o mare parte din munții Parîng.

În munții Parîng, rocile granitoide ating dezvoltarea lor maximă, formînd două zone direcționale importante: zona Huluzu — Mușetoiu — Molidvișul — Bumbești, la nord și zona Neideiu — Novaci, la sud, separate printr-o zonă de migmatite și corneene din acoperișul plutonului (zona Pîrîul Dracului — Cerbu — Drăgoești).

a) Zona de nord, care atinge în valea Jiului între Bumbești și Lainici o lărgime de 7 km, se continuă în munții Vulcan la limita de sud a acestora, îngustîndu-se treptat, pînă în valea Susenilor.

În valea Jiului, granitoidele de tip Sușița formează o boltă anticlinală al cărei ax se urmărește pînă la vest de Valea Porcului unde întîlnește limita depresiunii getice. Spre vest în valea Sușița și Valea Susenilor apare la zi numai flancul nordic al acestei structuri. La limita nordică a granitoidelor din munții Vulcan, apare o zonă de gnaise laminate cu compoziție granitică, considerate de G. Manolescu (1937) drept „granite laminate“. Această zonă, atinge în valea Jiului o grosime de 1,5 km. În continuare spre E, în munții Parîngului, aceste roci laminate ocupă în întregime zona nordică (Huluzu — Mușetoiu — Molidvișu); ele fiind considerate de Șt. Ghika-Budești

(1940) drept „sisturi cristaline granitizate” și descrise ca „gnaise granitoide” și „granognaise”; acestea reprezintă de fapt roci granitoide laminate și ulterior granitizate (I. Bercia, Elvira Bercia, 1958—1959).

Granitoidele de Sușița tipice, apar începând din regiunea văii Sadului spre vest, fiind bine deschise în defileul Jiului.

b) Zona Nedeiu — Novaci, care apare numai în munții Parîngului este constituită predominant din granitoide de tip Sușița, care apar atât în facies masiv cât și în facies gnaisic (de tipul „granognaiselor” și „gnaiselor granitoide”), străbătute de granite de tip Tismana.

Cu excepția văii Jiului, care pune în evidență zone mai adânci ale plutonului, în general, apare la zi zona cea mai externă a granitoidelor împreună cu învelișul metamorfic intens migmatizat și metamorfozat la contact.

Rocile granitoide și granitice sînt intens tectonizate fiind afectate de numeroase falii direcționale, însoțite de zone de zdrobire puse în evidență prima dată de L. Mrazec.

Granitoidele de tip Sușița (Mrazec), identice cu cele de tip Suseni (Ionescu-Bujor), sînt reprezentate prin tipuri petrografice care variază în limite largi de la granite pînă la diorite cuarțifere și tonalite. Tipul predominant îl constituie granodioritele; granitele și rocile dioritice sînt subordonate.

După consolidarea magmatică, sincinemătică, granitoidele au fost afectate de fenomene de autometamorfism care au produs sericitizarea, microclinizarea și albitizarea feldspaților și cloritizarea melanocratelor.

Urmărind variația de compoziție, se constată de la sud la nord, o scădere treptată a feldspatului potasic.

Studiul chimic (G. Manolescu, 1937) arată că rocile de tip Sușița corespund tipului magnelor calco-alkaline (granodioritice) din care s-au diferențiat tipuri acide (aplito-granitice și engadinitice) și tipuri bazice (cuarț-dioritice). În rocile de la periferia masivului se constată tendința spre tipuri mediteraniene, explicată prin intervenția proceselor de asimilare.

Granitele de tip Tismana străbat granitoidele de tip Sușița și seria de Lainici—Păiuș. În munții Vulcan și Parîng ele ocupă suprafețe reduse îndeosebi pe rama de sud a acestora; sînt granite porfiroide cu fenoblaste de feldspat potasic bine dezvoltate, adesea de culoare cenușie.

Rocile granitoide și granitice sînt străbătute de filoane de microgranite, aplite, pegmatite și lamprofire.

Cu privire la geneza granitului de Tismana în ultimul timp s-au emis două ipoteze. În munții Parîngului I. Bercia și Elvira Bercia (1958—1959) constată că granitele de Tismana reprezintă de fapt granitoidul de tip Sușița pe fondul căruia s-a manifestat o metasomatoză potasică ce a determinat formarea de fenoblaste de feldspat potasic, de filoane de granite pegmatoide și aplite. Conform acestei ipoteze ne-am găsi în prezența unui fenomen de granitizare al rocilor granitoide de tip Sușița. Ulterior în regiunea Tismana — valea Bistrița, L. Pavelescu și Maria Pavelescu, la vest de regiunea cuprinsă în foaia Tîrgu Jiu, confirmă această ipoteză menționînd și fenomene de albitizare a plagioclazului și de pertitizare a microclinului, biotitizare a hornblendei și formare de structuri mirmekitice. Feldspatul cenușiu, caracteristic în general granitelor de Tismana, a fost determinat ca otroză optic pozitivă (culoarea lui fiind atribuită conținutului în pămînturi rare, caracteristice magmelor palingenice).

R. Dimitrescu și colab. (1963) în munții Vîlcan susțin ipoteza după care granitul de Tismana s-a format pe cale magmatică reprezentînd o intruziune independentă în granitoidele de tip Sușița și în seria de Lainici—Păiuș.

Ceea ce este important de reținut și comun acestor ipoteze, este că granitul potasic de tip Tismana se consideră ca reprezentînd un granit tandecinematic, mai nou decît granitul de tip Sușița.

Granitoidele din zona Mîndra — Gîlcescu — Repedea sînt reprezentate în această foaie numai prin extremitatea lor sudică care apare în munții Vulcan. Sînt granite și gnaise granitice, acestea din urmă constituind zonele periferice laminate ale masivului; se constată o tranziție de la roci masive prin roci cataclastice pînă la granite sistoase. În partea de sud, care apare în foaia Tîrgu Jiu, predomină rocile granodioritice gnaisice. Compoziția lor variază de la granite potasice (cu 35%—45% feldspat potasic), granodiorite pînă la diorite cuarțifere (G. Paliuc, 1937).

Mineralele sînt în general zdrobite, deformate mecanic; plagioclazul și mineralele micacee sînt transformate în produse secundare (sericit, zoizit, clorit, albit). Spre deosebire de cele-

alte minerale, feldspatul potasic, reprezentat prin microclin și microclin-pertit, apare transformat numai dinamic. Laminarea intensă transformă uneori rocile în șisturi cu albit — clorit — sericit — epidot — zoizit. Rocile cu textură gnaisică și șistoasă ar reprezenta granite milonitice recristalizate.

În ceea ce privește chimismul acestor roci granitoide, din cele patru analize calculate de G. Paliuc, trei indică o magmă cu caracter calco-alkalin (pacific) și una o magmă din seria potasică (mediteraneană).

În complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan se constată uneori fenomene de contact; acestea au dat naștere la următoarele tipuri de roci: corneene cu biotit, corneene cu piroxen, corneene cu granat, corneene cu biotit, sillimanit, granat și turmalină, calcare cu silicați, scarne cu diopsid și granat.

Masivul este străbătut de filoane de apfite, pegmatite și cuarțuri hidrotermale.

Granitul de tip Reci (G. Paliuc, 1937; Maria Pavelescu, 1965) este un granit porfiroid în care într-o matrice fin granulară se disting fenocristale de feldspat potasic (ortoză) sau albit. Matricea este constituită din cuarț, albit, feldspat potasic și muscovit. În aceste granite, nu s-a observat prezența microclinului, biotitului și epidotului. Plagioclazul este albitic (max. 5% An). Prezența micelor albe ar indica o activitate pneumatolitică. Granitul de tip Reci reprezintă, după G. Paliuc, un facies alcalin al „granitelor de Parîng“.

Considerațiuni cu privire la vârsta masivelor de granitoide și granite. Toți cercetătorii care s-au ocupat în trecut cu studiul cristalinelor danubian, au considerat în mod unanim că masivele de granitoide s-au pus în loc în timpul orogenezei hercinice.

Lucrările din ultimul deceniu (Al. Codarcea și L. Pavelescu, 1963) au adus contribuții importante cu privire la vârsta rocilor granitoide. Din analiza relațiilor care există între intruziunile granitoide și formațiunile cristaline (după cum s-a arătat în capitolul cu privire la șisturile cristaline din domeniul danubian), rezultă că granitele străbat și complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgșan (considerat de vîrstă cambrian-ordoviciană) și apar remaniate în orizontul bazal conglomeratic al seriei de Tulișa (de vîrstă silurian superior-carboniferă).

Absența elementelor de granitoide în conglomeratele din baza complexului clorito-sericitos și prezența lor în baza seriei de Tulișa, ar arăta că punerea în loc a granitoidelor a avut loc în intervalul de timp corespunzător formării complexului clorito-sericitos (Cambrian — Ordovician), interval în care s-a manifestat orogeneza caledoniană.

Granitele potasice de tip Reci și de tip Tismana reprezintă pulsații târzii (tardeoinematice), ultimul fiind cel mai nou.

Seria de Tulișa (Pz)

Șisturile cristaline ale acestei serii provin din metamorfizarea unor depozite foarte heterogene. Aceste șisturi apar în partea de nord vest și nord a foii Tîrgu Jiu și în partea de est a munților Parîng.

Metamorfismul acestei serii este destul de variat, însă în general este mai accentuat cu cît se înaintează spre est. După L. Pavelescu coloana stratigrafică cuprinde de jos în sus, următorii termeni: orizontul inferior constituit din metaconglomerate mai mult sau mai puțin arcoziene, cuarțite, calcare albe cenușii șistoase, peste care se așează discordant un pachet de roci verzui constituind orizontul median al acestei serii. Peste calcarele cipolinice de la partea superioară a orizontului median, se așează discordant orizontul superior reprezentat prin diverse tipuri de filite și șisturi sericito-grafitoase, mai mult sau mai puțin arcoziene sau cuarțoase, cu intercalații de filite și cuiburi grafitoase, microconglomerate și numeroase cuiburi și lentile de cuarț. Orizontul se termină cu filite sericitoase și grafitoase cu cloritoid.

În munții Vulcan, ca și în munții Parîng, L. Mrazec și G. Murgoci au susținut că tot acest complex de șisturi cristaline începînd cu conglomeratele din bază și pînă la filitele negre grafitoase, reprezentînd orizontul superior al seriei de Tulișa, ar aparține Paleozoicului inferior.

Gh. Manolescu (1932), pe baza plantelor de vîrstă liasică întîlnite în formațiunile care stau peste șisturile cristaline ale seriei de Tulișa, a considerat în primele sale lucrări, întreaga stivă începînd de la conglomeratele din baza seriei și pînă la șisturile argiloase negricioase cu cărbuni, ca fiind de vîrstă liasică.

Mai târziu (1937), atît în teza sa de doctorat, cît mai ales în sin-
teza pe care o face asupra văii Jiului, consideră că atît con-
glomeratele, cuarțitele, calcarele, șisturile verzi, filitele grafi-
toase, cît și formațiunea de Schela propriu-zisă, ar reprezenta
o serie comprehensivă. După acest autor numai conglomeratele
din bază ar putea fi carbonifere, cuarțitele ar reprezenta Triasi-
cul inferior, calcarele Triasicul mediu, iar filitele negricioase
Triasicul superior. Depozitele formațiunii de Schela propriu-zisă
aparțin Liasicului în facies de Gresten.

Studiile făcute de L. P a v e l e s c u (1953, 1959) în munții
Vulcan, Retezat și Parîng, au dus la concluzia că seria de Tuliș
se poate împărți în trei orizonturi, din care cel inferior cuprinde
zînd conglomeratele din bază și pînă la calcarele șistoase ar
reprezenta Silurianul, eventual Devonianul, calcarele șistoase ar
reprezenta Dinanțianul, iar orizontul median constituit din rocile
verzi, ca și orizontul superior constituit din diverse filite și șis-
turi, ar reprezenta Carboniferul inferior. După acest autor, de-
pozitele acestei serii încep uneori direct cu conglomeratele, alte-
ori cu calcarele sau chiar cu filitele și șisturile grafitoase. Aceste
depozite metamorfozate, stau transgresiv peste diferitele serii
cristaline ale fundamentului autohton (seria de Lainici-Păiuș
seria de Drăgășan, sau rocile granitoide). Elementele din conglome-
ratele acestei serii sînt formate atît din fragmente de șisturi
cristaline ale celor două serii, cît și din rocile masivelor de gra-
nitoide din imediata apropiere. Raporturile stratigrafice și na-
tura elementelor din conglomerate, arată că formațiunea de
Tuliș este mai recentă decît seriile șisturilor cristaline și intru-
ziunile granitice din aceste serii.

Cum punerea în loc a rocilor granitoide a fost legată de
orogeneza caledoniană (A. I. C o d a r c e a și L. P a v e l e s c u
1963), iar în orizontul superior și anume în șisturile sericitoase
cu cloritoid s-au găsit urme de plante de vîrstă carboniferă, șis-
turile cristaline ale seriei de Tuliș nu s-au putut forma decît
în timpul orogenezei hercinice.

Întreaga serie este străbătută de numeroase filoane și dyke-
uri, unele discordante, altele concordante, de roci peridotitice
(în cea mai mare parte) serpentinizate.

Paleozoic

În cuprinsul foii Tîrgu Jiu depozitele paleozoice se întîlnesc
numai în domeniul danubian și apar pe suprafețe restrînse;
vîrsta lor este argumentată doar în parte cu dovezi paleonto-
logice.

Carbonifer (C)

Depozitele carbonifere sînt cuprinse în ceea ce se cunoaște
sub numele de „Formațiunea de Schela“ (L. M r a z e c, 1898),
cantonată între valea Sușitei și valea Jiului. Formațiunea de
Schela este reprezentată printr-o alternanță de gresii cuarțitice
albe, în strate pînă la 50 cm grosime și șisturi argiloase negre.
Se întîlnesc de asemenea gresii arcoziene, microconglomerate și
mai rar conglomerate, iar adesea lentile de argile refractare și
cărbone (antracit). Atît argilele refractare cît și antracitul au
format obiectul unor exploatari cu caracter restrîns. Formați-
unea de Schela apare metamorfozată dinamic și foarte intens cu-
tată, iar spre bază se întîlnesc șisturi verzui senicitoase.

În diverse puncte, în aceste depozite s-a identificat floră
fosilă, astfel pe valea Sușitei: *Pecopteris feminaeformis*, *Calamites*
(*Calamitina*) *undulatus*, *Annularia stellata* (A. I. S e m a k a).
Pe valea Viezuroiului: *Phlebopteris muensteri*, *Todites denticu-*
latus, *Equisetites arenaceus*, *Pterophyllum typus* (A. I. S e m a k a).
La Porceni: *Pterophyllum rigidium*, *Pterophyllum jaegeri*, *Ano-*
mogamites inconstans, *Taeniopteris germani*, *Nilssonia orientalis*
(I. M a t e e s c u) și *Otozamites beckeii* (G. M a n o l e s c u).

Flora menționată pînă acum arată că în formațiunea de Sche-
la este cuprins Carboniferul superior și cel puțin Liasicul infe-
rior. Condițiile în care apar aceste depozite (foarte intens dis-
locate și de cele mai multe ori, parte din ele, prinse sub formă
de solzi în fundamentul granitic), nu au permis separarea rigu-
roasă a Liasicului de Carbonifer. Se consideră că ar aparține Car-
boniferului partea mai metamorfozată, din bază, iar Liasicul
urmează transgresiv și discordant peste acesta (V. M u t i h a c,
1964). Datorită deranjamentelor ulterioare, ca urmare a șariaju-
lui getic, și depozitele liasice par cutate împreună cu Carboni-
ferul, însă acest lucru este numai aparent, căci în culele funda-
mentului granitic nu sînt prinse decît depozitele carbonifere.

Permian (P)

Depozitele atribuite Permianului apar pe suprafețe foarte restrânse și vârsta lor este presupună numai pe baza aspectului litologic, amintind oarecum faciesul verrucanic. Sînt reprezentate prin conglomerate foarte laminate ale căror elemente sînt formate mai ales din cuarț, granite de Sușița și șisturi cristaline din seria Lainoi-Păiuș. Au culoarea roșie, violacee, motiv pentru care li s-a atribuit vârsta permiană; dovezi paleontologice nu sînt. Ele repauzează transgresiv peste fundamentul cristalinogranitic, plonjînd spre sud și nu vin niciodată în contact cu formațiunea de Schela.

Mezozoic

Depozitele mezozoice alcătuiesc cea mai mare parte din acoperitura autohtonului danubian, de pe versantul sudic al munților Vulcan, fiind reprezentate aproape toate sistemele acestei grupe, cu excepția Triasicului. Încep prin depozite mixte lagunar continentale (Liasic în facies de Gresten), iar geosinclinalul mezozoic se desemnează mai accentuat în Jurasicul mediu, cînd se depun formațiuni marine (carbonatite); se menține cu aceleași caractere pînă către sfîrșitul Cretacicului inferior cînd se adîncește sensibil, iar odată cu Cretacicul superior se trece la faza de umplere a geosinclinalului, moment marcat de apariția depozitelor de tip Wildflysch și fliș, însoțite de manifestațiuni magmatice (diabaze).

Jurasic inferior (J₁)

Liasicul se așterne transgresiv peste fundamentul cristalinogranitic și este dezvoltat în facies de Gresten, fiind reprezentat prin conglomerate poligene, în care este remaniată întreaga gamă a rocilor subjacente: gresii cuarțitice, gresii arcoziene, gresii argiloase și argile grezoase. Se găsesc frecvente cuiburi de cărbune. În general au o culoare închisă; cînd capătă culoare roșietică, aceasta este de natură secundară.

Vârsta liasică rezultă din asociația de floră fosilă descoperită în depozite identice în zonele mai vestice (Baia de Aramă). Flora descoperită este alcătuită din: *Equisetites lateralis*, *Conio-*

pteris hymenophylloides; *Clathropteris meniscoides*, *Todites recurvata*, *Sphaenopteris obtusifolia* (C. Drăghici, Al. Semak, 1962). La Crasna, s-au găsit exemplare de *Planorbis* (V. Mutihac, 1964). Liasicul, care apare sub forma unei benzi înguste festonînd limita formațiunilor sedimentare, înclină constant spre sud sau sud-vest, fără a fi prins în cutele fundamentului. Se consideră că și Liasicul asociat formațiunii de Schela ocupă aceeași poziție, însă similitudinea litologică dintre depozitele liasice și cele carbonifere nu a permis deocamdată separarea riguroasă a Liasicului, limita fiind trasată ipotetic.

Jurasic mediu (J₂)

Cu depozitele aparținînd Doggerului, se trece la un facies calcaros; calcare detritice care trec apoi la calcare mai fine, cu aspect masiv. Trecerea de la formațiunile detritice ale Liasicului la cele carbonatice, atribuite Doggerului, se face brusc, ceea ce denotă că nu este vorba de o continuitate de sedimentare. Doggerului îi sînt atribuite calcarele detritice stratificate care urmează imediat deasupra Liasicului (bine deschise la mînăstirea Tismana), calcare negre, coraligene, spatice, calcare organogene de culoare deschisă iar pe alocuri se întîlnesc și dolomite. În partea de est (la Polovragi), depozitele atribuite Doggerului capătă un facies pronunțat detritic. S-au găsit belemniti (I. Huică¹). Vârsta acestor depozite nu este dovedită prin faună ci pe baza asemănării litologice cu depozite care, în plătoul Mehedinți, pe criterii geometrice și geognostice, au fost atribuite Doggerului.

Doggerul apare ca benzi înguste și discontinue de sub masa mare a calcarelor care îl depășesc transgresiv.

Jurasic superior—Apțian (J_{3-ap})

Deasupra calcarelor negricioase spatice, atribuite Doggerului, urmează o masă compactă de calcare masive, cu dezvoltare relativ monotonă. Pe alocuri se întîlnesc și dolomite considerate a fi luat naștere prin dolomitizarea mîlurilor calcaroase într-o fază penecontemporană depunerii lor (Gr. Pop, 1965).

¹ Comunicare verbală.

Se mai întâlnesc diverse varietăți de calcare de la roci fine pînă la calcare noduloase; apar frecvent și calcare pseudoolitice. La diverse nivele, în masa compactă a calcarelor, se întâlnesc episoade lumășelice în care s-a identificat *Requienia cf. ammonia* (V. Mutihac, 1964), iar spre baza lor s-au găsit mulaje de nerinei de talie mică (G. Manolescu). Tot în calcarele dinspre bază s-a întâlnit *Calpionella alpina* (Gr. Pop, 1965).

Spre est, calcarele îmbracă un tectofacies deosebit fiind în parte recristalizate iar în masa lor se găsesc frecvente suprafețe de alunecare și zone brecifiate, ca urmare a presiunii mai accentuate la care au fost supuse.

Calcarele masive se întâlnesc în situații deosebite. În cea mai mare parte apar ca o masă compactă, plonjînd spre sud, adesea descriind cute strînse cu vergență sudică. În alte cazuri, calcarele apar în poziție tectonică, sub forma unei duplicaturi și tot aceste calcare mai pot fi identificate sub formă de blocuri exotice (olistolite) prinse într-o masă argiloasă (Wildflysch).

După faciesul pe care îl îmbracă aceste calcare ca și după prezența Pachyodontelor, dintre care frecvent *Requienia ammonia*, se vede că cel puțin parte din ele reprezintă faciesul urgonian al Cretacicului. Prezența formei *Calpionella alpina*, demonstrează că există cu certitudine și partea cea mai inferioară a Cretacicului probabil chiar și Malm, încît s-a considerat că și calcarele masive reprezintă intervalul Malm — Aptian. (Pe hartă sînt figurate cu indicele J₃-ap). Caracterul transgresiv al calcarelor masive este evident, depășind adesea atît Doggerul cît și Liasicul și stînd direct peste fundamentul cristalino-granitic.

Tithonic — Neocomian (th-ne)

În cuprinsul hărții Tîrgu Jiu, nu se întâlnesc decît strate de Sinaia (valanginian-hauterviene), în regiunea Polovragi (A. I. Codarcea și C. Drăghici, 1966) reprezentînd parautohtonul de Severin. Stratele de Sinaia sînt alcătuite din gresii în strate subțiri și marno-calcare cu intercalații de argile. Sînt puternic strivite ca urmare a presiunii enorme la care au fost supuse. Ele stau peste depozite mai noi (tu-sn) în facies de Wildflysch și suportă cristalinelul pînzei getice.

Albian — Cenomanian (al-cm)

Deasupra calcarelor masive (J₃-ap) se poate urmări constant o suită de depozite, a căror grosime nu depășește 70—80 m. În aceste depozite se deosebesc două nivele. Nivelul inferior este alcătuit din calcare fine bine stratificate. Trăsătura caracteristică este dată de prezența silexitelor, care apar sub forma unor benzi paralele cu suprafața de stratificație, avînd o culoare mai închisă decît aceea a calcarelor.

Deasupra calcarelor cu silexite se indentifică un alt nivel, alcătuit din marno-calcare de culoare verzuie, cu spărtură așchioasă, și care prin alterație devin șistoase.

Nivelul calcarelor cu silexite nu apare continuu, adesea fiind efilat tectonic sau depășit de depozitele suprajacente. În unele locuri se observă relații clare unde direct peste calcarele masive urmează marno-calcarele nivelului superior, în care sînt remaniate blocuri din calcarele subjacente, cea ce demonstrează că, cel puțin în unele zone, între calcarele masive și depozitele ce le urmează, nu este o continuitate de sedimentare.

Atît în nivelul calcarelor cu silexite cît și în cel al marno-calcarelor au fost identificate fragmente de amoniți, de inocerami și numeroși belemniti din care a fost determinat *Neohibolites minimus* List (V. Mutihac, 1964). În plus, în regiunile de la vest (platoul Mehedinți), unde depozitele descrise mai sus sînt cunoscute sub numele de strate de Nadanova (A. I. Codarcea, 1940), în marnocalcările verzui s-a identificat *Rotalipora appenninica* (A. I. Codarcea, D. Mercus, 1959).

Din formele fosile menționate se deduce vîrsta albian-cenomaniană a acestor depozite.

Ca și calcarele masive, și depozitele albian-cenomaniene, sînt mai afectate de dinamometamorfism spre est căpătînd un tectofacies caracteristic, cu oglinzi de fricțiune, motiv pentru care L. Mrazec le-a denumit „șisturi lemnoase“.

Turonian — Senonian (tu-sn)

Formațiunile mezozoice din cuprinsul foii Tg. Jiu se încheie cu depozite de tip Wildflysch, alcătuite dintr-o masă predominant argiloasă în care șisturile calcaroase și gresiile sînt cu totul subordonate. În masa argiloasă sînt prinse blocuri exotice, de cal-

care și mai rar granite. Întreaga serie prezintă o sedimentație haotică, și un grad avansat de tectonizare. Grosimea acestor depozite este în jur de 400 m. O analiză mai detaliată arată că masa fundamentală este alcătuită dintr-o argilă fină de culoare închisă până la negru, gresii argiloase micacee și intercalații de gresii mai dure, în strate ce nu depășesc 15 cm grosime. Spre partea superioară, gresiile sînt mai frecvente și uneori capătă aspect curbicortical; adesea ele sînt foarte grosiere pînă la microconglomerate, în strate ce ajung la 1 m grosime.

Șisturile argiloase se întîlnesc adesea izolate (depășind depozitele albian — cenomaniene), prinse în cutele calcarelor masive, fapt care demonstrează caracterul transgresiv al acestei formațiuni.

Vîrsta nu este dovedită cu argumente paleontologice însă urmînd deasupra Albian — Cenomanianului, se consideră că depozitele de Wildflysch nu pot aparține decît Turonianului și eventual și Senonianului.

Ca și depozitele cretacee mai vechi și acestea au suferit aceeași puternică influență dinamică cu cît se înaintează spre est, încît întreaga serie apare foarte strivită, argilele capătă aspect de filite, iar gresiile sînt puternic laminate.

Magmatite cretacee

Pe versantul sudic al munților Vulcan au fost menționate și descrise de L. Mrazec ca diabaz-porfirite, formate din magnetit, augit și plagioclaz, cu structură uneori ofitică. Acestea apar sub formă de curgeri, intercalate atît în calcarele și marnocalcarele cu *Neohibolites minimus* (Albian — Cenomanian), cît și în baza formațiunii de Wildflysch (Turonian — Senonian). Rezultă deci că venirile de diabaze au avut loc la începutul perioadei de umplere a geosinclinalului, adică atunci cînd fundamentul a fost fracturat și fragmentat în blocuri ce se deplasau pe verticală. Fracturile ce s-au produs în acest timp au constituit căile de acces ale lavelor bazice.

Intercalațiile de diabaze sînt de dimensiuni foarte reduse, încît pe hartă sînt figurate mai ales pentru a scoate în evidență semnificația unor asemenea manifestări diabazice în Cretacicul superior.

Neozoic

O parte importantă din regiune este ocupată de formațiunile neozoice ale bazinului dacic, în cadrul cărora se găsesc toți termenii aparținînd intervalului Burdigalian — Villafranchian inclusiv, precum și depozitele considerate eocene și oligocen-aquitaniene. În afara lor, în colțul nord vestic al hărții este reprezentat sectorul din bazinul Petroșeni, cuprins între localitățile Uricani și Cîmpul lui Neag, în care sînt figurate terenuri oligocene și burdigaliene.

Bazinul Petroșeni

În cadrul sectorului din bazinul Petroșeni care apare în cadrul foii Tîrgu Jiu, depozitele oligocene se întîlnesc numai în lungul ramei de sud a bazinului, pe flancul nordic fiind acoperite de formațiunile burdigaliene.

? Rupelian (? rp)

Oligocenul din Bazinul Petroșeni începe printr-un pachet gros de 125—150 m de conglomerate argiloase, roșii, cu elemente de dimensiuni variabile, din șisturi cristaline, în alternanță cu argile roșii. În acest orizont, denumit orizontul superior, orizontul conglomeratelor inferioare sau grupa stratelor din culcuș, nu a fost întîlnită nici o urmă fosilă pe baza căreia să i se poată preciza vîrsta. Atribuirea sa Rupelianului a fost făcută pe baze strict geometrice.

Chattian — Aquitanian (ch-aq)

Acestui interval i se atribuie depozite în grosime de aproximativ 250 m, denumite orizontul mediu, orizontul marnelor argiloase sau grupa stratelor productive. Ele cuprind marne cu intercalații de microconglomerate, gresii, șisturi disodilice, precum și cărbuni și șisturi cărbunoase. Pe baza conținutului lor în forme de *Cyrena*, precum și în resturi de antracotheride (Gr. Răileanu et al., 1960), aceste depozite au fost datate drept Chattian — Aquitanian.

Burdigalian (bd)

Peste formațiunile descrise anterior depășindu-le pe flancul nordic al bazinului, unde ajung direct pe ramă, se găsesc depozitele orizontului conglomeratelor superioare, sau grupa straterelor de acoperiș, cu grosimi între 100—700 m. Ele sînt alcătuite din conglomerate cuarțoase (în sectorul prezentat au fost separate trei nivele de aproximativ 50 m grosime fiecare), în care se intercalează gresii, în special cuarțoase, argile cenușii-roșcate ori vinete, cu frecvente resturi de plante, ori șisturi cărbunoase. Spre est aceste conglomerate trec la depozite groase și argiloase, din care a fost recoltată cunoscuta faună de la Sălătruc, cu *Pectunculus* și *Pecten gigas*. Pe baza acestei faune, asemănătoare celei de Coruș din Bazinul Transilvaniei, depozitele descrise au fost atribuite Burdigalianului (Gr. Răileanu, Victoria Negulescu, 1964).

Bazinul dacic

? Eocen (? Pg₂)

Pe teritoriul comunei Săcel, la est de Tg. Jiu, în talvegul și pe versanții văii Blahnița, apar conglomerate cenușii, într-o matrice argilo-nisipoasă. Elementele întîlnite cel mai frecvent sînt reprezentate prin roci cristaline, cărora li se adaugă gresii, conglomerate, argilite negre și roci eruptive. Aceste conglomerate sînt acoperite discordant de către formațiunile sarmațiene, pe marginea lor sud-estică apărînd și o bandă subțire de Tortonian. Relațiile cu depozitele subjacente sînt necunoscute.

Vîrsta acestor conglomerate a fost mult discutată și nici în momentul de față nu există argumente suficiente pentru susținerea uneia din părerile exprimate. Gr. Ștefănescu (1884) le considera eocene, pentru ca Sabbas Ștefănescu să le atribuie Sarmațianului, pe baza unor fosile găsite în apropiere de Săcel. Gh. Munteanu-Murgoci (1908) pe baza a numeroși orbitoizi și numuliți, le datează tot ca eocene. I. Popescu-Voitești (1935) le consideră echivalente conglomeratelor burdigaliene din bazinul Petroșeni, iar M. G. Filipescu (1942), echivalîndu-le conglomeratelor de la Slătioara, le atribuie vîrsta aquitanian-burdigaliană. Gr. Popescu, care amintește de „insula eocenă de la Săcel pe V. Blah-

niței“ (1955), a recoltat numuliți din aceste conglomerate (fide Gh. Bombiță), ca și Mira Tudor de altfel (1955).

Rezultă că singurele fosile întîlnite pînă acum în conglomeratele de la Săcel sînt aceste foraminifere mari, care reprezintă și argumentul pe baza căruia în harta de față conglomeratele au fost atribuite Eocenului. Din datele existente reiese însă că formațiunile miocene din depresiunea getică, în special cele helvețiene, remaniază numeroase resturi organice din depozitele eocene. Din acest motiv vîrsta eocenă atribuită formațiunilor descrise nu apare ca suficient de argumentată, ele putînd aparține tot atît de bine și Miocenului inferior sau mediu, poate un echivalent al conglomeratelor de Brebu, în cazul în care numuliții ar fi remaniați. Pînă se vor aduce însă argumente hotărîtoare, această vîrstă poate fi considerată probabil eocenă, eventual Eocen mediu ori superior.

Oligocen — Aquitanian (Pg₃-aq)

Au fost considerate ca oligocen (? superior) — aquitanian o serie de depozite litologic foarte asemănătoare straterelor de Pucioasa, întîlnite numai în cîteva foraje: marne cenușii cu filme și intercalații de nisip, precum și cu cîteva intercalații de marno-calcare. Deasupra lor au fost găsite fie depozite burdigaliene, fie helvețiene.

Burdigalian (bd)

Burdigalianului i-au fost atribuite conglomerate, vag stratificate; la stabilirea vîrstei acestor conglomerate au fost luate în considerație asemănările litologice cu stratele de Cornu și cu depozitele de la nord de Rîmnicu Vâlcea. La fel ca și stratele de Pucioasa, depozitele burdigaliene nu apar la zi în cuprinsul sectorului din bazinul dacic figurat pe hartă, ele fiind întîlnite numai în forajele din jurul localității Măgura Slătioarei, acolo unde la suprafață apare Helvețianul. Către sud și vest nu au fost găsite depozite cărora să li se poată atribui această vîrstă, în aceste regiuni deasupra Oligocenului găsindu-se fie formațiuni helvețiene, fie formațiuni mai tinere.

Helvețian (he)

Helvețianul apare la zi doar în partea de est a hărții, la răsărit de valea Cernei, în axul anticlinalului Stroești, căpătînd

o dezvoltare mai mare pe teritoriul figurat în foaia Pitești, în axul anticlinalului Govora — Slătioara. În acea regiune el urmează în continuitate Burdigalianului, tot conglomeratic. În cuprinsul depozitelor helvețiene au fost recunoscute trei orizonturi litologice.

Orizontul inferior, gros de peste 1000 m, are în bază un pachet de conglomerate, considerat într-o regiune estică drept echivalent al conglomeratelor de Brebu (Gr. Popescu, 1954). Deasupra lui se dezvoltă o alternanță de nisipuri și pietrișuri, în care se intercalează argile și marne roșii, fragmente cărbunoase și câteva strate de tuf bentonizat.

Orizontul mediu, cu grosimi sub 200 m, este alcătuit din marne cenușii, stratificate, cu intercalații de nisipuri micacee și gresii curbicorticeale, în strate de 5—25 cm.

Orizontul superior, între 250 și 300 m grosime, predominant psefitic, cuprinde și intercalații de argile roșii și lentile de pietrișuri; litologia acestui orizont este destul de asemănătoare orizontului inferior.

În afara regiunii menționate, depozite atribuite Helvețianului, cu litologie asemănătoare celei descrise mai sus, au fost întâlnite în mai toate forajele amplasate pe teritoriul figurat pe hartă. Ele suportă fie depozite tortoniene, fie sarmațiene. Din interpretarea unor date micropaleontologice mai vechi (Fl. Olteanu et al. 1958), precum și din unele date mai recente, rezultă că în partea superioară a acestor depozite este reprezentat și Tortonianul inferior, zona cu *Orbulina suturalis*, restul depozitelor rămânând a fi considerate ca helvețiene mai mult pe baza poziției geometrice. Cu toate acestea, din datele existente până în prezent, nu poate fi trasată limita Helvețian — Tortonian la baza zonei cu *Orbulina suturalis*, singura limită cartabilă fiind aceea de la baza orizontului marnelor și tufurilor cu Globigerine. Din acest motiv și pentru că întregul pachet se prezintă ca o entitate litologică net deosebită de formațiunile din bază și din acoperiș, pe hartă el a fost separat cu indicele de Helvețian (he), limita reală dintre cele două etaje plasându-se însă mai jos de baza marnelor cu Globigerine.

Tortonian (to)

În cuprinsul foii Tîrgu Jiu, Tortonianul ocupă suprafețe restrânse, reprezentat prin două tipuri de depozite: pietrișuri și

calcare recifale în lungul ramei muntoase și argile în axul unor anticlinale.

În lungul ramei muntoase depozitele Tortonianului, acoperite și depășite de formațiunile sarmațiene, apar sub forma unor petece de dimensiuni reduse. Ele cuprind pietrișuri, uneori cu lentile de calcare recifale (Cernădia), ori cu nisipuri foarte bogate în resturi organice, cu noduli de *Lithothamnium* și corali (Valea Mare). Au fost recunoscute forme de *Fissurella*, *Cerithium*, *Nassa*, *Conus*, *Pecten*, etc., în general însă rău conservate. Aceste iviri au fost studiate și de K. Redlich (1892, 1900); exceptând aceste pietrișuri, pe ramă se mai întâlnesc, ivindu-se tot de sub pietrișurile sarmațiene, marne albe cu globigerine (Cernădia).

În afara depozitelor descrise, Tortonianul mai apare în axul anticlinalului Ciocadia Pițicu, unde este reprezentat prin argile șistoase bituminoase, cu radiolari, cu concrețiuni și lentile de marnocalcare grezoase, cu *Lithothamnium*. Ele sînt continuate de marne și marnocalcare cu *Spirialis*, urmate de marnele sarmațiene.

În flancul sudic al anticlinalului Stroiști, continuarea vestică a anticlinalului Govora, în lungul depozitelor helvețiene care apar în axul său și sub formațiunile sarmațiene se află un orizont (30—50 m) de tufuri și marne cu globigerine (*Orbulina universa*, *Globigerinoides trilobus*, *G. conglobatus* etc.). Acestea sînt urmate de (150 m) argile șistoase cu radiolari, cu eflorescențe de sulf și marne cu intercalații de marnocalcare, cu o bogată microfaună (abundă formele de *Spirialis*), ce cuprind două intercalații subțiri de tuf.

Din analiza asociațiilor foarte bogate de foraminifere, semnalate în probele din diverse puncte, precum și a rezultatelor obținute de Th. Iorgulescu, Fl. Olteanu et al. (1958) din depozite sincrone din regiuni învecinate, se poate considera că formațiunile descrise reprezintă Tortonianul superior, zona cu *Orbulina universa*.

Sarmațian (sm)

Comparativ cu formațiunile celorlalte etaje ale Miocenului, formațiunile sarmațiene ocupă suprafața cea mai întinsă; ele se găsesc fie în continuarea depozitelor tortoniene, fie depășindu-le și stînd direct pe terenuri mezozoice și cristaline. Ca și în cazul

Tortonianului, în regiune se întâlnesc două tipuri de depozite: grosolan detritice pe ramă și predominant pelitice spre sud.

Cu toate că există dovezi palentologice pentru toate subdiviziunile Sarmațianului, ele nu au putut fi separate cartografic atât din cauza uniformităților litologice, cât și din cauza depășirii unor termeni mai vechi de către alții mai noi (în special unele nivele ale Bessarabianului peste Volhynian). Din aceste motive există pe hartă situații în care sarmațianul a fost separat ca atare, fără a fi subdivizat (sm). În alte cazuri se poate recunoaște un pachet marnos, în care se întâlnesc forme ce indică Volhynianul și partea inferioară a Bessarabianului (vh-bs₁), restul Sarmațianului fiind separat ca atare (bs₂-ks), ori neputând fi separat de Meoțian (bs₂-me).

Sarmațianul nedivizat a fost separat în special în lungul ramei muntoase, fiind reprezentat prin pietrișuri slab cimentate, în care se intercalează nisipuri și marne. Resturile fosile sînt rare. Uneori în baza pietrișurilor sarmațiene, deasupra celor tontoniene, se găsește un orizont marnos, în care la Runcu au fost întâlnite câteva exemplare de *Ervilia* și *Mohrensternia*, pe baza cărora au fost atribuite Volhynianului. Același fel de marne au fost remarcate de Gr. Popescu (1955) și la Cernădia. Mai bine reprezentate sînt însă faunele Bessarabianului și Kersonianului; din acestea Gh. Munteanu-Murgoci (1908) semnaleză *Macra fabreana* și *M. fragilis* la Crasna. *M. fabreana* este menționată și de Gr. Popescu la est de Novaci (1955) și de A. Zberca la Polovragi (1963). Ultimul autor a întâlnit la Bărbătești marne cu *Cryptomacra*, intercalate în pietrișuri cu *Cerithium rubiginosum*, *C. mitrale*, *Trochus papilla*. Forme ale Sarmațianului superior au fost semnalate la Sîrbești de I. C. Moțaș (1955) — *Macra* ex gr. *M. caspia* și *Macra* ex gr. *M. bulgarica* — și în alte puncte la est de Olteț de A. Zberca (1963) — *Macra bulgarica*, *M. crassicolis*.

Volhynian — Bessarabian inferior (vh-bs₁)

La sud de depresiunea Novaci, în flancul nordic al anticlinalului Ciuperceni-Ciocadia-Săcel, în continuarea marnelor tontoniene, se găsesc marne nisipoase. În partea lor inferioară se intercalează strate și lentile de nisipuri și pachete de marne peliculate, în partea superioară a cărora apar nisipuri grosolane și pietrișuri. Aceste depozite se urmăresc pînă la vest de

comuna Voitești; în cuprinsul lor sînt semnalate în partea inferioară rare exemplare de *Ervilia*, *Modiolus*, *Hydrobia*. Către partea superioară, la Ciocadia, au fost menționate *Cryptomacra pesanseris* Andrus., *Macra fabreana* d'Orb., *Donax*, *Modiolus*, *Cerithium lignitarum* Eichw., *Trochus woronzowii* d'Orb., *T. marginatus* Eichw. (Gr. Popescu, 1955). Acestora li se adaugă *Cardium oligoobsoletum armavirensis* Kolesnikov, găsit recent împreună cu *Cryptomacra pesanseris* la Ciocadia (Fl. Marinescu 1967). În cuprinsul lor aceste depozite înglobează astfel atât Volhynianul (inclusiv Buglovianul, ca subdiviziune a acestuia) cât și Bessarabianul inferior.

Cu același indice au mai fost separate și marnele cu intercalații de pietrișuri din sudul anticlinalului Stroiști, care cuprind de asemenea (la Slătioara) exemplare de *Cryptomacra*.

Bessarabian superior — Meoțian (bs₂-me)

Depozitele separate cu acest indice urmează în continuarea celor descrise mai sus, fiind reprezentate tot prin marne fin stratificate, cu intercalații de nisipuri, marne nisipoase și marne peliculate. Deși în linii generale se aseamănă cu depozitele ante-

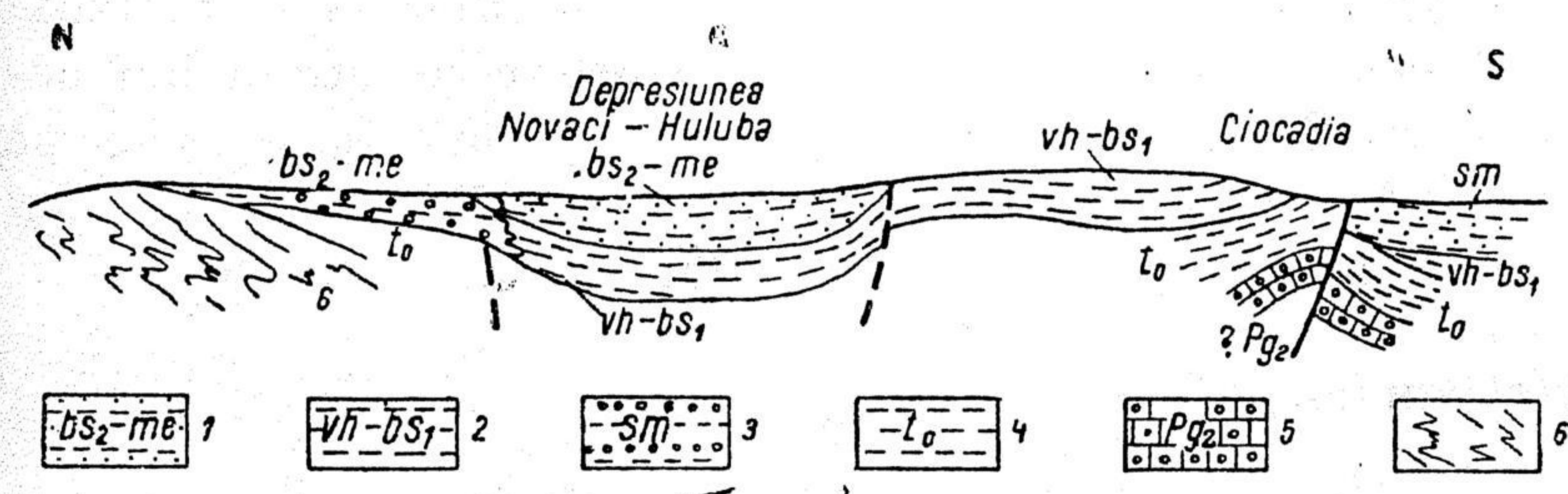


Fig. 1. — Profil schematic în Neogenul de la nord de Ciocadia (după Gr. Popescu, 1955, modificat).

1, Bessarabian superior — Meoțian; 2, Volhynian — Bessarabian inferior; 3, Sarmațian (pietrișuri); 4, Tortonian; 5, ? Paleogen; 6, Mezozoic + cristalin.

rioare, frecvența mai mare a intercalațiilor de marne peliculate, bogăția în ostracode și un anumit aspect caracteristic le fac să se poată deosebi de ele, la o cercetare mai atentă.

Aceste depozite ocupă depresiunea Novaci (fig. 1), se întâlnesc în continuarea acesteia către vest și est, precum și în sudul anticlinalului Ciocadia — Săcel. În cuprinsul lor, mai ales către

centrul depresiunii Novaci, au fost găsite între altele: *Unio* cf. *subrecurvus* Teiss., *Gablotia mrazeci* Wenz și *Radix* (*Velutinopsis*) cf. *R. velutina* Desh. (Gr. Popescu, 1955). La sudul anticlinalului Ciocadia-Săcel, în materialul extras la săpăturile pentru podul de peste pârâul Ciocadia, la Bengești, au fost întâlnite forme din grupul *Congeria navicula*.

Pe baza formelor menționate și a continuității cu marnele cu *Cryptomactra pesanseris* acest pachet de depozite poate fi atribuit întregului interval Bessarabian superior — Meoțian. El amintește prin facies, frecvența formelor de *Radix* și poziția stratigrafică, de Pannonianul (*s. str.*) din Banat. Faptul că în cuprinsul său se găsește și Sarmatianul superior și o parte din cel mijlociu este dovedit și de îndoințarea observată între marnele de pe marginea nordică a depresiunii Novaci și pietrișurile sarmațiene de pe ramura muntoasă (Gr. Popescu, 1955 p. 23).

Bessarabian superior — Kersonian (bs₂-ks)

La estul râului Cerna, depozitele detritice care apar pe rama nordică a Bazinului dacic cuprind rare forme de *Mactra*, caracteristice Bessarabianului și Kersonianului. Spre Râmnicu Vâlcea aceste pietrișuri stau peste formațiunile Bessarabianului inferior, cu *Cryptomactra pesanseris*. Deasupra lor urmează în continuitate depozite meoțiene care, spre deosebire de acelea din depresiunea Novaci, se individualizează putînd fi separate pe hartă. Aceste terenuri se prezintă cu o dezvoltare mult mai largă spre est, pe teritoriul figurat pe foaia 34 Pitești.

Meoțian (me)

În afara depozitelor descrise, în care Meoțianul și Sarmatianul alcătuiesc o singură entitate litologică (în faciesul de tip pannonic al marnelor cu *Radix*), în cuprinsul hărții se întâlnesc și sectoare în care au putut fi separate terenuri exclusiv meoțiene; astfel sînt sectorul dintre Suseni și Bîlta (vest de Tîrgu Jiu) și sectorul de la est de Prigoria și Sîrbești (est de râul Gilort).

În partea de vest a hărții, Meoțianul se așază peste pietrișurile sarmațiene și începe cu un orizont (5—10 m) de marne cenușii, în bancuri groase de cîteva zeci de cm, avînd intercalate lentile de nisipuri grosolane, cu congerii mici carinate, cu

Unio cf. *U. subrecurvus* Teiss. și numeroase exemplare mari de *Theodoxus* sp. și *Theodoxus (Ninnia) geticus* Marinescu. Urmează 15—25 m, cu o alternanță de strate de 5—30 cm. de marne cenușii, peliculate și nisipuri cu falune, în care predomină *Modiolus* sp., alături de *Dosinia maeotica* Andrus., *Theodoxus* sp., *Pirenella* sp., *Pyrgula* sp., *Hydrobia* sp. etc. (fig. 2); acestea se continuă cu marne cenușii-albătrui, nestratificate cu ostracode.

Orizontul inferior, uneori mai grosolan detritic, alteori exclusiv marnos, este de obicei depășit de cel imediat următor, cu fauna cu *Dosinia*, care ajunge direct peste formațiunile mai vechi. De aceea el se ivește la zi numai în profilele văilor mai adînci (la Dobrița și Runcu). Mai spre est, la Suseni, Meoțianul se așază direct pe cristalin și începe printr-un nivel alcătuit

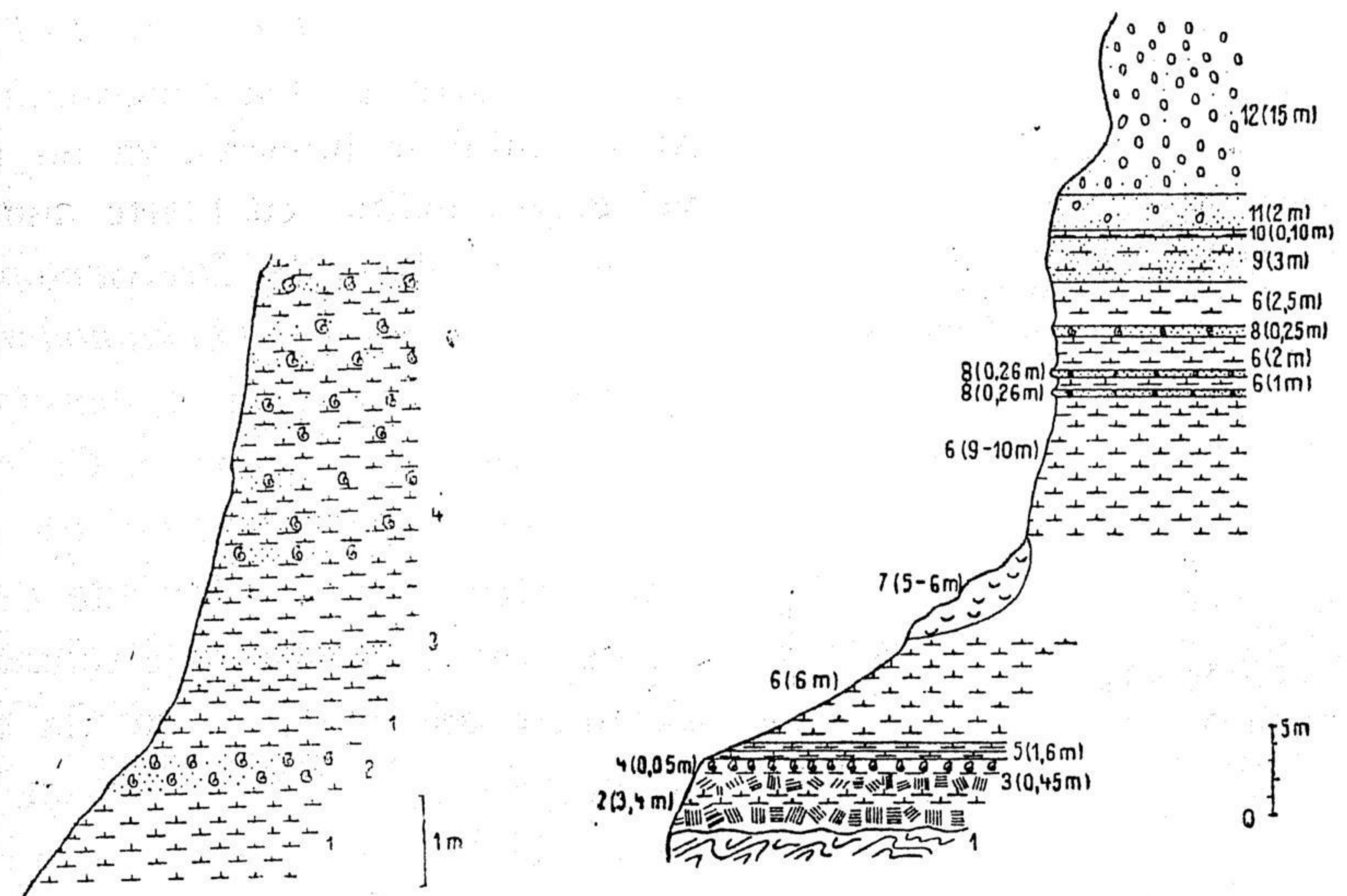


Fig. 2. — Succesiunea depozitelor meoțiene din valea Deleașii.

- 1, Marne cenușii stratificate;
- 2, nisipuri grosolane cu *Congeria*, *Theodoxus*, *Ninnia*;
- 3, marne cenușii deschis nestratificate, cu nivele de marne sistoase;
- 4, falune cu *Dosinia*, *Modiolus*, *Pirenella*, etc.

Fig. 3. — Succesiunea depozitelor Meoțianului dintre Suseni — Vălari.

- 1, Cristalin (micașisturi-cuarțite);
- 2, breccie sedimentară cu blocuri de marne negre, marne cenușii și calcare cu *Mactra*, *Cardium* și *Cerithium*; o intercalație de marnocalcare;
- 3, marne cenușii deschis nestratificate;
- 4, lumașel cu *Congeria*;
- 5, marne cenușii vinete, stratificate;
- 6, marne cenușii, concoide, stratificate;
- 7, zonă acopenită de pornituri;
- 8, nisipuri marnoase cu *Dosinia*, *Congeria*, *Theodoxus*;
- 9, nisipuri cu nivele argiloase și pietrișuri;
- 10, argile nisipoase;
- 11, nisipuri cu elemente de pietriș;
- 12, pietrișuri.

din blocuri de marne și marno-calcare cu faună sarmațiană (fig. 3), peste care urmează un pachet gros de marne, uneori sistoase, cu intercalații de nisipuri lumașelice cu *Dosinia*, *Theodoxus*, etc.

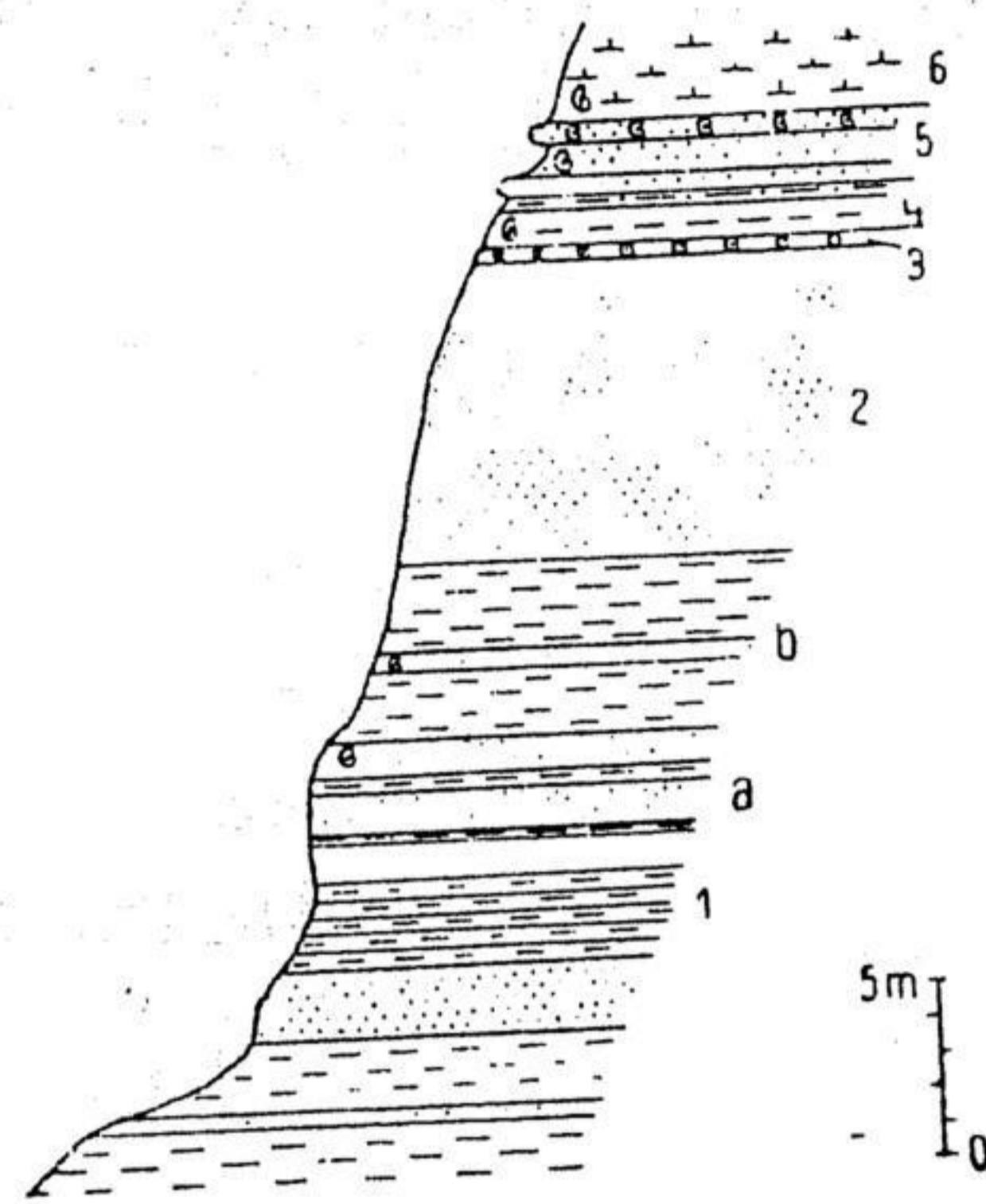


Fig. 4. — Succesiunea depozitelor meoțiene din valea Prigoria. 1, Argile cenușii-vinete cu intercalații de nisipuri cu *Viviparus*, *Theodoxus*, *Unio* etc. (a) și un strat cu *Hydrobia* și *Unio* (b); 2, nisipuri galbene; 3, nisipuri oolitice cu *Dreissenomya unioides* Fuchs (= *Leptanodonta* Wenz); 4, argile cu congerii mici și *Dreissenomya*; 5, nisipuri cu două strate de gresii, cu *Congeria navicula* (1-5 = Meoțian); 6, marne nestratificate cu *Paradacna abichi* și *Congeria rumana* [Pontian inferior (= Odessian)].

Uneori acest ultim nivel este destul de gros și cochiliile de congerii alcătuiesc adevărate falune (la est de Negoești, la Dobrana, sau la Igoiu). Un profil cunoscut încă de multă vreme, în care apare partea superioară a Meoțianului nisipos, este cel de la Prigoria (fig. 4).

Ponțian (p)

Suprafața mare ocupată de depozitele pontiene în partea de vest a regiunii se reduce treptat, devenind între Gilort și Oltet o bandă îngustă, care se lățește din nou către est.

Ponțianul inferior este alcătuit din marne cenușii-albăstrii, foarte asemănătoare celor meoțiene. Primele forme care apar și care pot indica această vîrstă sînt cochilii de *Paradacna*, urmate

În sectorul estic Meoțianul este predominant detritic. El începe cu nisipuri și marne nisipoase, în care se intercalează pietrișuri cu *Dosinia maeotica* Andrus. și *Modiolus*, peste care urmează marne slab nisipoase, cu intercalații de nisipuri. Horizontul superior este tot nisipos, cu *Unio subrecurvus* Teiss., *Viviparus moldavicus* Wenz, *Radix (Velutinoopsis)* sp. Către partea superioară a Meoțianului se intercalează un nivel grezos oolitic, cu foarte numeroase exemplare de *Dreissenomya unioides* Fuchs (= *Leptanodonta unioides rumana* Wenz), deasupra căruia urmează nisipuri cu *Congeria navicula* și *C. panticapaea*.

apoi de *Congeria digitifera* Andrus. Formele care aduc precizii, adevărate indicatoare de zonă, sînt: *Didacna otiophora orientalis* Stev., pentru orizonturile bazale și *Congeria rumana* S a b b a, pentru nivelul imediat superior (profile dintre Hobîța și Cîlnic, dintre Glodeni și Bobu — fig. 5 — și de la Prigonia — fig. 4). Aceste depozite reprezintă ceea ce a fost separat sub

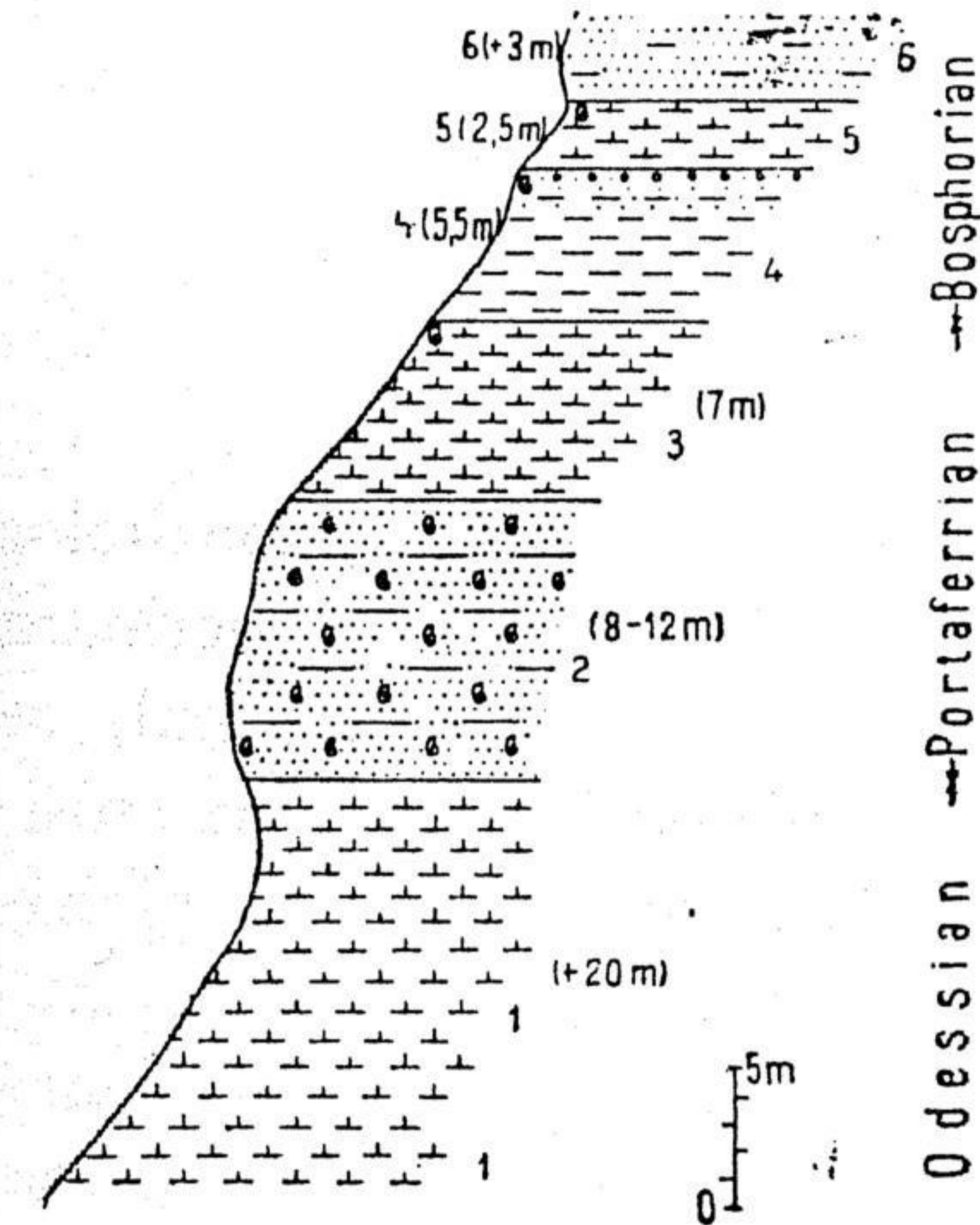


Fig. 5. — Succesiunea depozitelor pontiene din valea Bobaia.

1, Marne cenușii, concoide, nestratificate cu *Paradacna*, *Valenciennius* etc. (Odessian); 2, nisipuri, uneori argiloase, vinete cu *Paradacna*, *Chartochoncha*, *Euxinocardium* etc.; 3, marne vinete, slab nisipoase, cu *Euxinocardium*, *Didacna*, *Paradacna*, *Prosodacna* etc. (2—3 Pontaferrian); 4, argilă vinete cu *Prosodacna* ex gr. *sturi*, *Hyriopsis*, *Viviparus* etc.; 5, argilă fine nisipoase cu *Didacna*, *Chartochoncha*, *Prosodacna*, etc.; 6, nisipuri siltice galbene, nefosilifere (4—6 Bosphorian).

denumirea de Odessian (= Novorossian inferior, Andrusov; = Novorossian, Stevanović) (N. Macarovici, Fl. Marinescu, I. C. Moțaș, 1965).

Același tip de marne, cu *Paradacna* și *Valenciennius*, urmează și mai sus, trecînd treptat la marne fine nisipoase. În ele se intercalează apoi, la diferite nivele, nisipuri argiloase, cu numeroase cochilii, uneori adevărate falune (Scoarța, Bobu, etc.).

Formele care caracterizează aceste depozite, ce reprezintă Pontaferrianul (N. Macarovici et al., 1966), sînt: *Congeria rhomboidea* Hoern., *C. marcovici* Brus., *C. turgida* Brus., *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. Hörn., *L. (Euxinocardium) subodessae* Sinz., *L. (Arpadicardium) mayeri* M. Hörn., *L. (Bosphoricardium) emarginatum* Desh.

Chartochoncha bayerni R. Hoern., *Phyllocardium planum stevanovici* Marinescu, etc. Urmează marno-argile, uneori nisipoase și nisipuri cu foarte numeroase exemplare de *Prosodacna* ex gr. *sturi* (Cob.), *Hyriopsis*, *Valvata*, *Viviparus*, *Melanop-*

sis, alături de care mai apar nivele cu *Didacna* și rare *Chartochoncha* (fig. 6). Acestea reprezintă Bosphorianul (=Dacian inferior, I. P. Ionescu-Argetoiaia) și trec lateral, atât spre est cât și spre vest, la nisipuri și nisipuri marnoase cu *Phyllocardium planum planum* Desh. (Fl. Marinescu, 1966).

În împrejurimile localității Roșia de Jos, argile nisipoase și nisipuri ale acestui orizont se întind direct peste Meotian și sînt continuate de formațiunile daciene.

Dacian (dc)

În continuarea depozitelor ce reprezintă partea superioară a Pontianului (Bosphorianul) se găsesc nisipuri și marne nisipoase, cu intercalații de pietrișuri mărunte, atribuite Dacianului (fig. 6). În partea inferioară a acestor depozite se mai găsesc încă exemplare de *Didacna*, alături de *Stylodacna heberti* Cob. și de numeroase forme de *Pachydacna* și *Parapachydacna*, specifice întregului ansamblu de fosile din intervalul desoris. Către partea superioară fauna capătă o notă oarecum deosebită, prin micșorarea numărului de *Pachydacne* și *Stylodacne* și prin înmulțirea *Prosodacnelor*, în special a celor din grupul *P. stenopleura*. *Viviparus bifarcinatus* Bielz și *V. woodwari* constituie chiar un strat lumășelic. Deasupra lor se află un strat de lignit foios, gros de aproximativ 2 m, uneori cu lentile de argilă

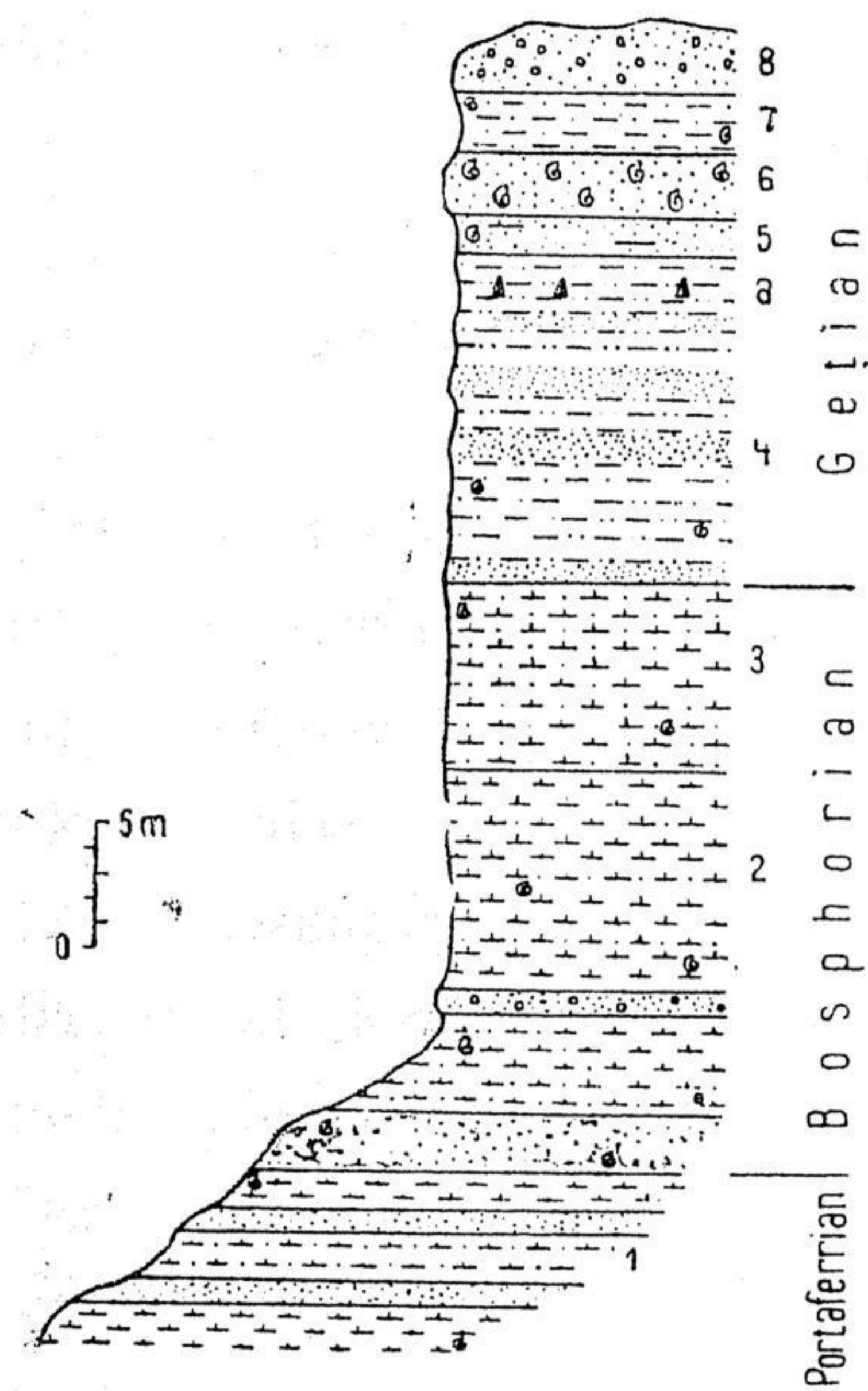


Fig. 6. — Succesiunea depozitelor Pontianului și Dacianului de la Scoarța.

1, marne, marne nisipoase și nisipuri cu *Congeria rhomboidea*, *Euxinocardium*, *Tauricardium*, *Arpadicardium*, *Bosphoricardium* etc. (Portaferrian); 2, marne cu intercalații de nisipuri cu *Prosodacna* ex gr. *sturi*, *Limnocardium* (dif. sp.), *Melanopsis* etc.; 3, marne nisipoase cu *Prosodacna* ex gr. *sturi*, *Hyriopsis* sp., *Viviparus* etc. (2-3 Bosphorian); 4, argile nisipoase și nisipuri cu nivele feruginoase (a) cu *Didacna*, *Melanopsis*, *Viviparus*; 5, nisipuri slab argiloase cu rare *Prosodacna*; 6, lumășel cu *Pachydacna*, *Stylodacna heberti*, *Prosodacna orientalis*, *P. munieri*, *Viviparus bifarcinatus* etc.; 7, argile nisipoase vinete fosilifere; 8, nisipuri cu pietrișuri mărunte (4-8 Dacian inferior = Gețian).

intercalate în el, echivalent probabil stratului V sau VI din bazinul Motrului. Depozitele atribuite acestei vârste apar bine deschise în Ogașul Greci, la Bengești, la est de Roșia de Jos și la Seciuri (fig. 7), zăcăminte fosilifere în general cunoscute încă de la primii cercetători ai acestor regiuni (S. Ștefănescu

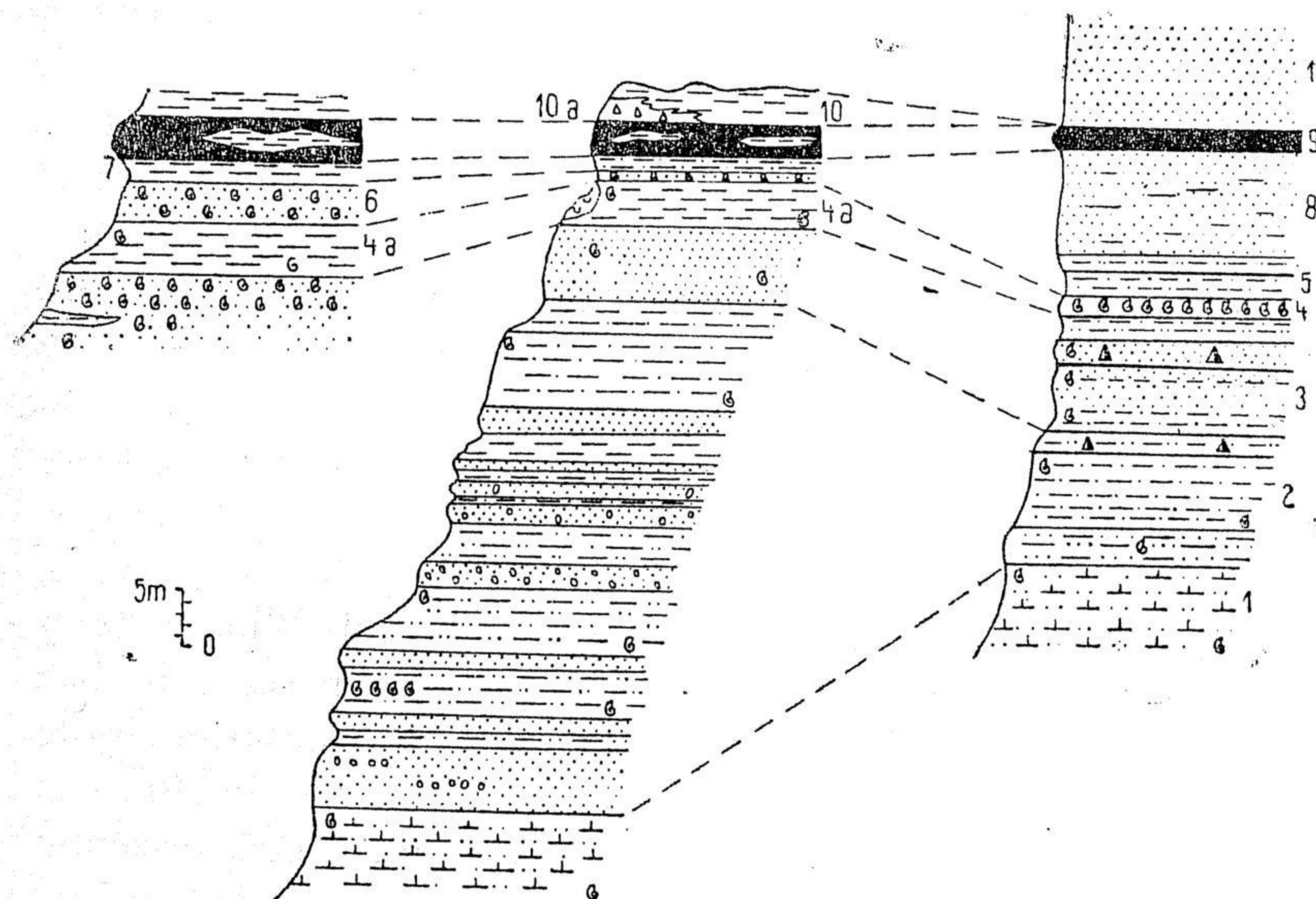


Fig. 7. — Succesiunea depozitelor Dacianului inferior (=Gețian) dintre văile Gilort și Oltet.

1, Marne nisipoase stratificate cu *Prosodacna*, *Didacna*, *Euxinocardium*, *Dreissena* etc. (Bosphorian); 2, nisipuri, argile nisipoase și argile cu *Pachydacna*, *Didacna*, *Unio*; 3, nisipuri și argile nisipoase, local cu concrețiuni limonitice, cu *Pachydacna*, *Stylodacna heberti*, *Tauricardium*, *Unio*, *Viviparus* etc.; 4, lumășel cu *Viviparus bifarcinatus* în argile și argile cu *Viviparus*, *Prosodacna* ex gr. *P. stenopleura*, *Hyriopsis* etc. (4a); 5, argile nisipoase cu rare exemplare de *Viviparus*, *Melanopsis*, *Prosodacna* ex gr. *P. stenopleura*, *Euxinocardium* etc. (echivalent al lumășelului reper din acoperișul stratului IV de cărbune din sectorul Motru); 6, nisipuri galbene cu lumășel de *Pachydacna*, *Stylodacna heberti*, *Prosodacna*, *Unio* etc.; 7, argile vinete cu rare *Prosodacna*, *Viviparus* etc.; 8, nisip argilos galben; 9, lignit șistos (? strat VI Motru); 10, argile cenușii-albastrii, uneori cu porțelanite (2-10 = Gețian); 11, nisipuri galbene cu intercalații de argile (*Mastodon arvernensis* la partea superioară — I. P. Ionescu-Argetoiaia (= Levantin).

1894, I. P. Ionescu-Argetoiaia, 1918), unele fiind locuri tip pentru anumite specii caracteristice.

Din punct de vedere stratigrafic, pachetul desoris corespunde în bună parte stratelor inferioare cu *Psilodon* (Cobîlcescu)

și deci părții inferioare a Dacianului de la stratotip. Deoarece acest interval se prezintă cu o anumită individualitate faunistică și pentru că el se dezvoltă tipic în partea vestică a bazinului dacic, în depresiunea getică, I. C. Motaș a propus separarea lui ca unitate stratigrafică aparte sub numele de Getian (N. Macarovici, Fl. Marinescu, I. C. Motaș, 1965). Având în vedere scara hărții, depozitele descrise au fost separate totuși sub indicele *dc*, care reprezintă Dacianul în sens mai larg.

Echivalentul părții superioare a Dacianului de la stratotip, sau Dacianul *s. str.* (= strate superioare cu *Psilodon*, Cobîlcescu), lipsește pe teritoriul reprezentat pe hartă (nu ar fi exclus să lipsească și orizontul bazal al Levantinului) și din acest motiv limita Levantin — Dacian este figurată ca limită de transgresiune.

Levantin (lv)

Autorii care au cercetat recent intervalul Pliocen terminal — Cuaternar au defalcat din depozitele cunoscute în bazinul dacic sub numele de „Levantin“, un orizont inferior argilos, cu intercalații de nisipuri (orizontul inferior de la Bucovăț), păstrându-i numele de Levantin, iar celelalte două orizonturi, alcătuite din nisipuri, pietrișuri și argile (orizonturile mediu și superior de la Bucovăț) fiind atribuite Villafranchianului. În concordanță cu ceea ce a fost separat pe hărțile învecinate s-a adoptat deocamdată această nomenclatură și pe foaia Tîrgu Jiu.

Litologic Levantinul cuprinde argile și marne cu intercalații de nisipuri galbene fine și strate de cărbuni. Resturile organice sînt mai numeroase spre sud, către Craiova, decît în nord. Pot fi menționate *Unio davilai* Porumbaru, *U. lenticularis* Sabba, *U. gorjensis* Teiss., *Viviparus bifarcinatus* Bielz, *Melanopsis* sp., etc. La Bengești, deasupra depozitelor daciene, în nisipuri galbene și sub pietrișurile terasei, I. P. Ionescu-Argetoaia (1918) menționează resturi de *Mastodon arvernensis* Croizet et Jobert.

Pleistocen inferior (qp₁)

Pe o mare suprafață, care corespunde jumătății de sud a hărții, se dezvoltă un pachet de strate cu grosimi ce depășesc

150—200 m și care conține resturi de vertebrate villafranchiene. În unele puncte aceste resturi reprezintă asociații faunistice dintre cele mai caracteristice cunoscute în țară.

Deoarece în interfluviul Jiu — Motru depozitele villafranchiene conțin strate de lignit, în acest sector a fost posibil să se urmărească îndeaproape, prin foraje, caracterele litologice și conținutul paleontologic. S-a constatat astfel că, partea inferioară a Villafranchianului este constituită din nisipuri cu pietrișuri și bolovănișuri, cu intercalații lenticulare de argile nisipoase și nisipuri argiloase cu strate de lignit. Villafranchianul superior este alcătuit din argile nisipoase, nisipuri și nisipuri argiloase, de asemenea cu strate de lignit. Numărul stratelor de cărbuni variază între 4 și 6, iar grosimea cărbunilor este în general redusă, nedepășind 1,0—1,5 m. Unele dintre stratele de cărbuni au o dezvoltare lenticulară (E. Liteanu, M. Feru, 1964).

Complexul cu cărbuni conține o bogată faună de moluște fosile, mai caracteristice fiind: *Psilunio (Psilunio) doljensis* Sabba, *P. (Psilunio) munieri* Sabba, *P. (Psilunio) bielzi* Czec., *P. (Psilunio) brandzae* Sabba, *Unio pristinus pristinus* Bielz, *Unio neumayri* Brus., *Unio mojsvari* Pen., *Viviparus bifarcinatus* Bielz, *Viviparus mammatus* Sabba, etc. (E. Liteanu et al. 1966). La acest conținut paleontologic, în general comun cu cel din Levantin, se adaugă însă în interfluviul Motru — Jiu și mamifere fosile, care justifică atribuirea lor Cuaternarului inferior.

Pe măsura avansării spre nord, în zona în care interfluviul Jiu — Motru pătrunde în depresiunea Tîrgu Jiu — Tismana, în foraje s-a constatat o afundare a stratelor de lignit, iar complexul psamo-psefitic din bază, împreună cu alternanța de argile cu nisipuri de deasupra, se dezvoltă într-un singur pachet, sub aspectul unei succesiuni neregulate de argile, nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri (E. Liteanu et al. 1966).

La est de Jiu, aflorimentele au pus în evidență în baza Cuaternarului prezența unor nisipuri în alternanță cu argile. În regiunea văii Oltețului, la Bugiulești, s-a menționat o bogată faună de mamifere fosile, constituind una din cele mai reprezentative asociații villafranchiene cunoscute la noi: *Canis etruscus* Major, *Canis (Nyctereutes) megamastoides* Pomei.

Ursus etruscus Cuvier, *Crocuta perrieri* Croiz. et Job., *Felis (Lynx) issiodorensis* Croiz. et Job., *Megantereon megantereon* Croiz. et Job., *Homotherium crenatidens* Fabrini, *Castor plicidens* Major, *Hystrix reffosa* Gerv., *Hypolagus brachygnatus* Kormos., *Euctenoceros dicranus* Nesti., *Damma nesti* Major, *Libralces gallicus* Azz., *Megalovis latifrons* Schaub, *Equus stenonis* Cocchi, *Dicerorhinus etruscus* Falc., *Elephas (Archidiskodon) meridionalis* Nesti etc. (Olga Necrasov et al. 1961; P. Bolomei, 1963). La Bugiulești sînt menționate de asemenea fragmente de oase care ar arăta un grad de prelucrare atribuit unor primi reprezentanți ai Hominoidelor (C. S. Nicolaescu-Plopușor, 1963).

Pleistocen mediu (qp₂)

La partea superioară a Villafranchianului, în cîteva puncte din regiune, s-au separat depozite prăfoase nisipoase, uneori cu un conținut mai ridicat de argilă, considerate ca depozite loessoide. Culoarea predominantă este gălbui-roșcată, dar în unele deschideri poate fi cenușiu-gălbuie, sau chiar brun-roșcată. În masa depozitelor loessoide se întîlnesc și lentile de nisipuri grosiere și pietrișuri mărunte, arătînd originea deluvial proluvială a lor.

Pleistocen superior (qp₃)

Acestui interval stratigrafic i s-au raportat depozite aluvionare ale teraselor înalte, superioare și inferioare din regiune. Acumulările acestor terase au grosimi cuprinse în general între 2 și 8 m.

În regiunea situată la S de Tîngu Jiu procesele neotectonice, semnalate de mulți autori, au afectat uneori treptele morfologice aparținînd teraselor înaltă și superioară ale Jiului. Astfel, în sectorul Rovinari, în forajele executate, s-a pus în evidență existența unor mișcări neotectonice mai tinere, care au dus la bombarea aluviunilor, axa de ridicare a acestei inflexiuni fiind situată perpendicular pe direcția de curgere a Jiului (M. Feru et al., 1963). Vînta depozitelor aluvionare aparținînd teraselor a fost stabilită țînîndu-se seama

de resturile de mamifere găsite în aluviunile teraselor Jiului, din sectoare situate însă mai în aval: *Mammuthus primigenius* Blumb., în terasa înaltă la Căciulești (T. Brandabur et al., 1963), *Mammuthus primigenius* var. *sibiricus* și *Coelodonta antiquitatis* în terasa superioară la Malu Mare Dobroești (E. Liteanu și T. Brandabur, 1957). Pe baza acestor resturi, depozitele teraselor înalte, superioare și inferioare au fost atribuite celor trei nivele ale Pleistocenului superior (qp₁, qp₂, qp₃).

ELEMENTE STRUCTURALE

Structura zonei muntoase este rezultatul a două sisteme de cutare. În prima etapă, reprezentată prin dislocațiile cele mai vechi (hercinice), a fost afectat destul de intens fundamentul cristalino-granitic danubian, prințînd în cute depozitele Carboniferului superior (din formațiunea de Schela), precum și formațiunile mai vechi (Tulișa). Poziția discordant transgresivă a conglomeratelor laminate în facies verrucanic, de vîrstă permiană, peste fundamentul cutat, arată că aceste cutări s-au produs la sfîrșitul Carboniferului superior și probabil începutul Permianului.

O a doua categorie de dislocații este mai nouă (alpină); fundamentul danubian a fost interesat acum într-o măsură mai mică, în timp ce cuvertura sedimentară a acestuia a fost foarte sollicitată, ca urmare a șariajului getic.

Șariajul getic constituie elementul tectonic major, care pe hartă este evident în partea de nord — est, de la Polovragi spre nord, și în colțul nord — vestic al foii (terminația estică a bazinului Petroșeni). Tectonica de detaliu a cuverturii sedimentare a fost integral dirijată de șariajul getic.

Înaintarea șisturilor cristaline din grupul I (getic), sub forma unei pînze de șariaj de mare amploare, peste șisturile cristaline din grupul II (danubian), (G. Murgoci, 1905), s-a făcut în două etape. (Al. Codarcea, 1940): prima s-a produs în Cretacicul mediu, mai exact în Aptianul superior și Albianul inferior, iar cea de a doua în Cretacicul superior, cînd cristalinul getic avînd în bază unitatea de Se-

verin, identificată recent și la Polovragi (C. Drăghici, 1966), a continuat să înainteze peste cristalinul danubian, desăvârșindu-se în linii mari structura actuală. Fruntea pânzei este undeva spre sud, sub depozitele depresiunii getice. Cea mai sudică ivire de sistem cristalin getic, este cea de la Vălari.

Ca urmare a evoluției tectonice complexe, structura cristalinului danubian din această regiune este reprezentată prin două compartimente majore (L. Mrazec, 1898); un compartiment nordic, în care se dezvoltă seria de Drăgșan străbătută de granitoidele interne și un compartiment sudic, constituind din seria de Lainici-Păiuș, străbătută de granitoidele de Sușița și granitele de Tismana. Aceste compartimente majore, fiecare prezentând o structură anticlinală, sînt separate de o puternică dislocație direcțională ce se urmărește din munții Cernei-Oslea pînă în pantea de est a munților Parîng.

De-a lungul acestei dislocații, al cărei plan înclină puternic către nord, compartimentul nordic al seriei de Drăgșan este ridicat și împins peste compartimentul sudic, în care se dezvoltă seria de Lainici-Păiuș (L. Pavelescu, 1963; L. Pavelescu și colab., 1964).

Zona de dislocație dintre cele două compartimente rigide este marcată prin prezența rocilor intens metamorfozate dinamice: breccii, cataclazite, milonite, diaforite, care formează zona cunoscută sub numele de „Pasul Vulcan — Jiu Vf. Reci” (L. Manolescu, 1937).

După L. Pavelescu (1963), în munții Vulcan, falia ar fi mascată de seria de Tulișa, iar în pantea de est a munților Parîng de granite. Acest fapt îl determină pe autor să considere că dislocația ar fi anterioară sedimentării depozitelor seriei de Tulișa și poate chiar ante-granitică. În multe puncte se constată că mișcările au fost reluate de-a lungul acestei dislocații, în repetate rînduri.

Dovada existenței unor mișcări disjunctive intense, manifestate în perioada hercinică tîrzie și post-hercinică, este poziția tectonică a șisturilor cu cloritoid de pe valea Jiului, la Rafaila, care apar prinse și laminate între plane de forfecare direcționale (L. Pavelescu și colab., 1964). În ansamblul structurii cristalinului danubian, pantea din cuprinsul foii Tîrgu

Jiu aparține unității de Parîng a compartimentului danubian extern.

Șisturile cristaline ale seriei de Sebeș-Lotru, care încalcă peste autohtonul danubian prezintă direcții generale NE — SW pînă la E — W cu înclinări variabile spre SE și S. În vecinătatea planului de șariaj, cristalinul getic este afectat de falii mai noi orientate NNW — SSE; aceste dislocații deplasează limita tectonică și delimitează compartimente deplasate. Șt. Ghika-Budești (1940) consideră că dezvoltarea mare a cristalinului getic la E de Polovragi — Ciunget se datorește avansării inegale a pânzei getice, din cauza reliefului autohtonului; după acest autor, pînza ar fi avansat mai mult în zona depresionară de la est și ar fi fost oprită în regiunea de vest de obstacolul reprezentat de culminația axială a autohtonului din Parîng.

Ca urmare a presiunii exercitată de masa cristalinului getic în mersul ei spre sud, cuvertura sedimentară a autohtonului danubian a suferit o încrețire uneori destul de intensă, care a dat naștere la o serie de cute strînse cu vergență sudică, adesea cute culcate, de amploare considerabilă, formînd adevărate duplicații. În alte cazuri, depozitele sedimentare au fost desrădăcinate și antrenate în baza pânzei getice sub forma unor lame de rabotaj.

Cutele strînse cu vergență sudică se întîlnesc aproape în toată suprafața ocupată de cuvertura sedimentară, dar mai ales în împrejurimile localității Runcu.

Între Gureni și valea Bistriței se întîlnesc resturile flancului invens al unei cute culcate, alcătuint duplicatura Gureni — Dobrița, unde calcarele (J_3 -ap), stau anormal peste depozitele de Wildflysch (tu-sn).

În împrejurimile satului Carpeni, în masa depozitelor Cretacicului superior sînt prinse lame de gresii și arcoze liasice, reprezentînd lame de rabotaj, dislocate din locul lor de origine și antrenate de înaintarea pânzei getice.

Cea mai mare parte din formațiunile neogene ale sectorului din Bazinul dacic ce apare în cuprinsul foii Tîrgu Jiu reprezintă umplutura unei porțiuni din depresiunea getică (sectorul vestic al depresiunii subcarpatice). Rezultatele seismice indică maximum de afundare al acestei depresiuni la sud de

Tîrgu Jiu. Formațiunile ce apar în partea de sud a hărții au ca fundament clina nordică a platformei moesice, încălecată de către depozitele avanfosei în timpul mișcărilor tectonice intrasarmațiene.

Cele mai numeroase elemente structurale din ouprinsul terenurilor neogene se găsesc în porțiunea estică a sectorului: depresiunii getice figurat pe hartă și anume la est de râul Jiu și la nord de localitățile Bîlteni, Tîrgu Cărbunești și Turcești. Spre vest se remarcă o simplificare a tectonicii, în timp ce către est ea se complică din ce în ce mai mult.

Unul dintre principalele elemente structurale este depresiunea sinclinală Novaci; ea face parte dintr-o lungă depresiune morfologică, ce se întinde la poalele munților între Horezu (la est) și Tismana (la vest). Ea reprezintă un sinclinal, cu depozite meoțiene în ax, care se sprijină la nord pe rama muntoasă, iar la sud se delimitează prin anticlinalul Săcel — Ciocadia — Ciuperceni.

Anticlinalul Săcel — Ciocadia — Ciuperceni reprezintă, probabil, continuarea anticlinalului Govorei, de la est. Între Ciocadia și Ciuperceni el apare ca un „hoch“ de depozitele sarmațiene, flancate de cele meoțiene; în axul său apar la Ciocadia formațiuni tortoniene, iar la Băile Săcel conglomerate paleogene (?).

Alte elemente structurale mai importante sînt: anticlinalul Stroiști, cu depozite helvețiene în ax, precum și sinclinalul Miloștea — Slătioara, probabil continuarea estică a sinclinalului Novaci.

În afara celor enumerate, mai apar numeroase anticlinale și sinclinale, în special la est de Gilort, majoritatea orientate E — W; excepție face structura de la Prigoria, cu direcția NE — SW.

Tectonica terenurilor neogene ale depresiunii getice este complicată, prin numeroase falii. Majoritatea lor sînt verticale și orientate N — S, împărțind cutele pe care le întretaie în mai multe compartimente. Altele, în număr mai redus, dar de dimensiuni mai mari, au direcție E — W, intersectate și ele de falii transversale de mai mică importanță; un exemplu îl poate constitui falia Sîrbești — Slătioarele, care se continuă spre vest cu falia din axul anticlinalului de la Ciocadia.

O parte din aceste elemente structurale, în special cutele mai importante, au început să se formeze probabil în timpul Sarmațianului mediu (faza pre-attică). Majoritatea lor însă încep să se ridice după depunerea Gețianului (= Dacianul inferior), într-o fază post-dacică, ori chiar valahă.

O a treia perioadă de mișcări neozoice pare a fi avut loc în timpul Pleistocenului și probabil începutul Holocenului (faza Pasadena). Aceste mișcări neotectonice sînt probabil responsabile de ridicarea, prin reactivarea unor falii, a dealurilor ce mărginesc la sud depresiunile dintre Horezu și Tismana. datorită acestor ridicări, care au dat naștere lanțului de depresiuni amintit, s-a intensificat și eroziunea a cărei urmare sînt depozitele groase de pietrișuri cuaternare.

INDICAȚII BIBLIOGRAFICE

- Bandrabur T., Opran C., Feru M. (1963) Cercetări geologice și hidrogeologice în regiunea dunăreană dintre Jiu și Călmățui-Urlui. *Com. Geol. St. tehn. econ., seria E*, 6. București.
- Bercia I., Bercia Elvira (1958) Prospeccțiuni pentru grafit în regiunea Baia de Fier. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Bercia I., Bercia Elvira (1959) Raport asupra cercetărilor geologice din munții Parîngului. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Bittner A. (1884) Valenciennesia-Schichten aus Rumänien. *Verh. d. k. k. geol. R.A. Wien*.
- Bolomei P. D. (1963) Vorbericht über die Fauna zweiter Villafranchischen Fundstellen Rumäniens. *Internat. Palaeont. Colloquium*, Weimar.
- Chiriac M. (1954) Raport asupra zăcămintelor de lignit de la Rovinari — Vîrtu — Stejerei — Pinoasa — Roșia de Jiu. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București.
- Codarcea Al., Mercus D. (1959) Asupra vârstei stratelor de Nadanovna. *Com. Acad. R.P.R.*, 8. București.
- Codarcea Al., Pavelescu L. (1963) Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'Autochtone danubien des Carpates méridionales. *Asoc. geol. Carpato-Balcanică, Congresul al V-lea, Sec. I. Mineralogie — Petrografie*, II. București.
- Codarcea Al., Drăghici C. (1966) Observații geologice în regiunea Polovragi. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol. seria Geol.*, nr. 2. București.
- Dimitrescu R., Stan N., Anton O., Ceaușu N. (1963) Prospeccțiuni geologice în masivul granitic de Tismana. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Dragomir N., Arsenescu V. (1965) Raport asupra prospeccțiunilor geologice pentru azbest în munții Urdele Parîng. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Dragomir N., Arsenescu V. (1966) Raport de prospeccțiuni geologice pentru grafit pe rama de sud a munților Parîng. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Drăghici C., Semaka Al. (1962) Observațiuni asupra Liasicului de la Baia de Aramă. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.* VII, 1. București.
- Drăghindă I., Mihalache P. (1963) Raport asupra prospeccțiunilor pentru cărbune în bazinele Hațeg și Petroșeni. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Drăghindă I., Lăcătușu A. (1964) Raport asupra prospeccțiunilor geologice pentru cărbuni pe rama sudică a bazinului Petroșeni și versantul nordic al munților Vulcan. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Fabian H. I. (1944) Zur Geologie der Oltenie (Südrumänien). *Mitt. alpenl. geol. Ver. Oester.* 35 (1942). Wien.
- Feru M., Todor R., Șerbănescu V. (1963) Observații asupra unor mișcări neotectonice în zona Rovinari. *Com. Geol. St. tehn. econ. seria E*. 6. București.
- Filipescu M. G. (1942) Recherches géologique sur le NW de l'Olténie. *Bul. Soc. rom. de geol.*, V. București.
- Fontannes F. (1886) Contribution à la faune malacologique des terrains néogènes de la Roumanie. *Arh. Mus. Hist. Nat.* IV. Lyon.
- Fuchs Th. (1894) Geologische Studien in der jungeren Tertiärbildungen Rumäniens. *N. Jahrb. Min. Géol. u. Pal.* I. Stuttgart.
- Gherasi N. (1958) Geological report on the Tertiary of West Muntenia and Oltenia—Cîmpina. 5-th septembre, G.R. 989 A.E.
- Gherman I. (1943) Raport geologic asupra regiunii Săcel—Ciocadia (jud. Gorj). R.G. 1956, A.R. Cîmpina.
- Ghika-Budești Șt. (1940) Les Carpates Méridionales centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoii. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București.
- Huică I. (1964) Raport geologic de prospeccțiuni pentru argilă refractară în zona Porceni—Rafaila—Crasna (Carpății Meridionali Centrali). *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Ilie M. D. (1952) Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între valea Gilortului și valea Oltetului. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XXXIII. București.
- Inkey B. (1891) Die Transylvanischen Alpen von Roterturnpass bis zum Eisernen Tor. *Math. u. Naturw. Berichte*, IX. Budapest.
- Ionescu-Argetoiaia I. P. (1916) Despre Tortonianul fosilifer din jud. Vâlcea și clasificarea Miocenului. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, IV. București.
- Ionescu-Argetoiaia I. P. (1918) Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Rom.* VIII, 1914. București.
- Ionescu-Bujor D. (1913) Studiul geologic-petrografic și chimic al masivului granitic de Susița. București.
- Liteanu E., Feru M. (1964) Noi contribuții la studiul stratigrafic al zăcămintului de lignit din interfluviul Jiu — Motru. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr. seria Geol.* IX, 1. București.

- Liteanu E., Feru M., Croitoru M., Goliță Natalia, Goliță E., Șerbănescu E. Todor R., Todor Rodica (1966) Cercetări geologice și hidrogeologice în partea de vest a Depresiunii getice (interfluviul Jiu — Motru). *St. tehn. econ. seria E. 7* (sub tipar), București.
- Macarovic N. (1961) Observații stratigrafice asupra structurii Berca-Arbănași (relativ la limitele Dacianului). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.*, VI, 3. București.
- Manolescu G. (1933) Das Alter der Schela-Formation, *Bul. Soc. Rom. Geol.* I, București.
- Manolescu G. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan (Carpathes Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII. București.
- Manolescu G. (1937) Studiul geologic și petrografic al regiunii văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. Secț. Șt.*, seria III, XII, Mém. 6. București.
- Marinescu Fl. (1966) Precizuni asupra stratigrafiei Portaferriianului din vestul bazinului dacic. *D.S. Com. Stat Geol.* LII/2. București.
- Marinescu Fl. (1967) Precizări stratigrafice privind Sarmațianul și Meotianul din nordul Olteniei. *D.S. Com. Stat Geol.* LIII/3. București.
- Moldovan I. (1953) Raport geologic asupra regiunii Negoești (Gorj). R.G. 108. București.
- Motaș I. C. (1955) Cercetări geologice în regiunea Bengești—Pițicu—Zorlești—Negoești (Depresiunea Getică). *D.S. Com. Geol.*, XXXIX. București.
- Mrazec L. (1898) Dare de Seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897. I. Partea de E a munților Vulcan. *Bul. Soc. de Mine.* București.
- Mrazec L. (1904) Sur les schistes cristallins des Carpathes Méridionales (versant roumain). *C.R. Congr. géol. intern. de Vienne 1903*, IX Sess. Viena.
- Munteanu-Murgoci G. (1905) L'âge de la grande nappe de charriage des Carpathes Méridionales. *C.R. Acad. Paris.*
- Munteanu-Murgoci G. (1908) Terțiarul Olteniei. *An. Inst. Geol. Rom.* V. I. București.
- Munteanu-Murgoci G. (1912) The geological Synthesis of the South Carpathians. *C.R. Congr. Géol. Intern. XI Sess.* Stockholm.
- Munteanu-Murgoci G., Protopopescu-Pache Em., Ionescu-Argetoiaia I. P. (1923) Cuaternarul din Oltenia. *D.S. Inst. Geol. Rom.* VI (1914—1915). București.
- Mutihac V. (1964) Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motrului și valea Jiului). *D.S. Com. Geol.* L/2 (1962—1963) București.
- Olteanu Fl., Popescu M., Ioșgulescu T. (1958) Contribuțiuni la stratigrafia Neogenului din Oltenia și Muntenia. *Stud. Cerc. Min. Ind. Petrol. Chim.* (Ed. Tehnică). București.
- Oncescu N., Motaș I. (1951) Cercetări geologice în regiunea dintre Olteț și Otăsău. *Comun. Com. Geol.* București.
- Oncescu N. (1952) Zăcămintele de lignit din Pliocenul Depresiunii Getice, cuprinse între valea Gilortului și valea Motrului. *D.S. Com. Geol.* XXXV. București.
- Oncescu N., Joja Th. (1952) Observații asupra stratigrafiei Pliocenului superior dintre valea Dunării și valea Jiului. *D.S. Com. Geol.* XXXV. București.
- Paliuc G. (1937) Étude géologique et pétrographique du massif du Parîng et des Munții Cimpii (Carpathes Méridionales — Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII. București.
- Pavelescu L. (1953 și 1957). Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a munților Retezat. *An. Com. Geol.* XXV, București; *Ann. Com. Géol.* XXIV—XXV (carte géologique) București.
- Pavelescu L. (1959) Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom. — Sov. Secția Șt. Geol.* I—II. București.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana — V. Bistrița. *D.S. Com. Geol.* XLVIII. București.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1964) Geologia și petrografia văii Jiului românesc între Oslea și Petroșeni. *An. Com. Geol.* XXXIII. București.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbesti și Iscroni. *D.S. Com. Geol.* L/1. București.
- Pavelescu L., Răileanu Gr. (1963) Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'Autochtone des Carpathes Méridionales. *Comunic. Congr. U, Assoc. Geol. Carpatho-Balcanică, Sec. I, Mineralogie — Petrografie*, II. București.
- Pavelescu Maria (1965) Cercetări geologice și petrografice în regiunea cuprinsă între bazinul Petroșeni și Sadu (Munții Vulcan — Parîng). *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol.* București.
- Pop Gr. (1965) Prezența rocilor dolomitice în depozitele mezozoice din regiunea Tismana și semnificația lor (Carpații Meridionali). *Acad. R.S.R., Stud. Cerc. Geol. — Geogr. — Geof.* 10. 8. București.
- Popescu Gr. (1954) Cercetări geologice în regiunea Govora—Rîmnicu Vâlcea — Olănești (Depresiunea Getică). *D.S. Com. Geol.* XXXVIII. București.
- Popescu Gr. (1955) Cercetări geologice în regiunea Ciocadia — Pițicu — Baia de Fier (Depresiunea Getică). *D.S. Com. Geol.* XXXIX. București.
- Popescu M. (1952) Cercetări geologice în regiunea Bumbesti — Pițicu — Slătioara. R.G. 90, M.I.P.Ch. București.
- Popescu-Voitești I. (1928) Report on the geological structure of the subcarpathian region on the Oltenia included between Tg. Jiu and Slătioara. R.G. Teleajen, R.A. București.
- Popescu-Voitești I. (1935) Privire generală asupra structurii și evoluției morfologice și geologice a jud. Gorj. *An. liceu. T. Vladimirescu — Tg. Jiu.*

- Popescu-Voitești I. (1942) Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.* V. București.
- Popovici Viorica (1959) Corelarea stratelor de lignit din Dacianul din nordul Olteniei. *Com. Geol. St. tehn. econ. seria A*, 5. București.
- Răileanu Gr., Patrulius D., Mărgărit E., Chivu M., Dragu V. (1960) Corelarea molaselor cu antracoterii mari din Transilvania și bazinul Petroșeni. *Acad. R.P.R., Stud. și Cerc. geol.* V, nr. 2. București.
- Răileanu Gr., Negulescu V. (1964) Studiul comparativ al faunei burdigaliene din bazinul Transilvaniei și bazinul Petroșeni. *An. Com. Geol.*, XXXIV/1. București.
- Redlich K. A. (1895) Ein Beitrag zur Kenntnis des Tertiärs im Bezirke Gorju (Rumänien). *Verh. d.k.k. geol. R.A.* 1895. Wien.
- Redlich K. A. (1899) Geologische Studien im Gebiete des Olt und Oltetztales in Rumänien. *Jahr. d.k.k. geol. R.A.* XLIX. Wien.
- Schoverth Ecaterina (1955) Studiul stratigrafic și paleontologic al Pliocenului dintre valea Jiului și valea Gilortului. *Rap. Com. Stat. Geol.* București.
- Schoverth Ecaterina, Șerbănescu V. (1957) Raport geologic și hidrogeologic asupra interfluviului Jiu — Gilort. *Arh. Com. Stat. Geol.* București.
- Semaka A.I. (1963) Despre vârsta formațiunilor de Schela. *Congr. al U-lea. Asoc. geol. Carpato-Balcanică, Stratigrafie*, III/2. București.
- Solomon I. (1965) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri de fier în munții Vulcan (versantul nordic). *Arh. Com. Stat. Geol.* București.
- Sotirescu A. (1959) Explorări geologice între Valea Gilortului și Tăria. *Com. Geol. St. tehn. econ. seria A*, 5. București.
- Stan N., Popa Gh., Paraschivescu C. (1964) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru fier și metale rare în munții Vulcan (sectoarele: Bistrița — Bistricioara; Runcu; Suseni — Sușița). *Arh. Com. Stat. Geol.* București.
- Stan N., Paraschivescu C., Verona Ghiță (1965) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru metale rare în munții Vulcan (Runcu — Suseni, Văləri). *Arh. Com. Stat. Geol.* București.
- Stoica C. (1952) Raport asupra regiunii Olt — Olteț. *Arh. Com. Stat. Geol.* București.
- Ștefănescu Gr. (1894) L'âge du conglomérat de Săcel, Jud. Gorj. *Bull. Soc. Géol. Fr. Série 3*, XXII, Paris.
- Ștefănescu S. (1896) Étude sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions à l'étude de faunes sarmatiques, pontiques et levantines. *Mém. Soc. Géol. Fr.* VI, nr. 15, Paris.
- Ștefănescu S. (1897) Étude sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions à l'étude stratigraphique. Lille.
- Trifulescu M., Micu C. (1961) Raport asupra prospecțiunilor pentru fier din partea de vest a munților Căpăținei. *Arh. Com. Stat. Geol.* București.
- Trifulescu M., Dragomir N., Arsenescu V. (1962) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru fier și neferoase în munții Căpăținei (regiunea izvoarele Luncăvățului). *Arh. Com. Stat. Geol.* București.
- Trifulescu M. (1965) Prospecțiuni geologice pentru minereuri de fier și grafit în munții Căpăținei și Parîng (izvoarele Oltețului și Galbenului). *Arh. Com. Stat. Geol.* București.
- Trifulescu M., Dragomir N., Arsenescu V., Nedelcu V., Andrei A. (1964) Prospecțiuni geologice pentru grafit în munții Căpăținei — munții Parîng — Oltenia de nord. *Arh. Com. Stat. Geol.* București.
- Trifulescu M., Nedelcu V., Andrei A. (1965) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în munții Căpăținei. *Arh. Com. Stat. Geol.* București.
- Zberea A. și echipa (1961) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru cărbuni în regiunea dintre valea Motrului și valea Amaradia — Pietroasa. *Arh. Com. Stat. Geol.* București.
- Zberea A. și echipa (1962) Raport de prospecțiuni geologice pentru cărbuni în zona Tg. Cărbunești — Novaci — Alunu — Reg. Oltenia. *Arh. Com. Stat. Geol.* București.
- Zberea A. și echipa (1963) Raport de prospecțiuni geologice pentru cărbuni în regiunea dintre valea Oltețului și valea Otăsăului. *Arh. Com. Stat. Geol.* București.