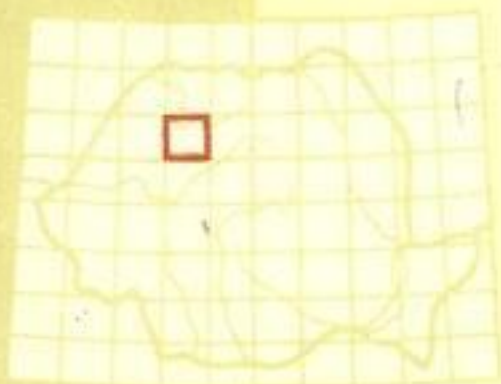


10

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

HARTA
GEOLOGICĂ
1:200.000

CLUJ



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

INSTITUTUL POLITEHNIC
BIBLIOTECA
nr. cărții B. 14324
nr. de inventar 248709
clasif. zecimală _____

26/100

1984

1000

ROA

HARTA GEOLOGICĂ
A
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
1:200.000

REPUBLICA SOCIALISTĂ
ROMÂNIA

REDACȚIA HĂRȚII CLUJ

Redactori coordonatori :

Gr. Răileanu
Emilia Saulea

Redactori :

Emilia Saulea
I. Dumitrescu
Gh. Bombiță
Fl. Marinescu
M. Borcoș
Iosefina Stancu

HARTA GEOLOGICĂ

Scara 1:200.000

L — 34 — XII

10. CLUJ

Notă explicativă
de : I. Dumitrescu

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

BUCUREȘTI
1968

CUPRINSUL

	<u>Pag.</u>
Introducere	7
Istoricul cercetărilor	7
Caracterizare morfologică	11
Caracterizare geologică	12
Stratigrafie, petrografie, magmatism	13
Munții Apuseni de nord (munții Gilău și Mezeș).	13
Ante-Proterozoic superior	13
Proterozoic superior — Paleozoic (Pts-Pz).	14
Mezozoic	15
Triasic inferior (T ₁).	15
Santonian — Campanian (st-cp)	15
Maestrichtian (ma)	15
Eruptivul banatitic	16
Pleistocen inferior (qp).	16
Holocen (qh)	16
Depresiunea Transilvaniei	17
Neozoic.	17
Paleocen — Ypresian (Pg ₁ +y).	18
Lutețian (lt)	18
Priabonian (pr).	20
Lattorfian (lf)	21
Rupelian (rp)	21
Chattian — Aquitaniian (ch-aq).	22
Burdigalian (bd).	23
Chattian — Burdigalian (ch-bd)	24
Helvețian (he)	24
Tortonian (to)	26
Buglovian (bv)	27
Volhinian — Bessarabian (vh-bs ₁).	28
Magmatism neogen	29
Pleistocen mediu (qp ₂)	29
Pleistocen superior (qp ₃)	30
Holocen (qh)	30

Redactori : MARGARETA PELTZ și GABRIELA CAZABAN
 Traducător : LUMINIȚA BRĂILEANU

*Dat la cules : apr. 1968. Bun de tipar: iunie 1968. Tiraj: 2000 ex.
 Hîrtie cartografică tip III 50 g/m². Formată 69×100. Coli tipar :
 5½. Com. 90. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058)*

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

	Pag.
Bazinul Silvaniei	30
Neozoic.	30
Burdigalian (bd).	31
Tortonian (to)	31
Buglovian (bg)	32
Volhinian — Bessarabian inferior (vh-bs ₁).	32
Pannonian (pn).	33
Pleistocen superior (qp ₃)	33
Holocen (qh).	33
Elemente structurale	33
Structura fundamentului cristalin	33
Munții Apuseni de nord	35
Structura cuverturii	35
Depresiunea Transilvaniei	37
Bazinul Silvaniei	38
Indicații bibliografice.	38

INTRODUCERE

Foaia Cluj, scara 1:200.000 este situată în partea de NW a R.S. România, cuprinzând, în cea mai mare parte, terenuri din NW depresiunii Transilvaniei. În colțul de SW este inclusă și partea nordică a munților Gilău, iar în colțul de NW extremitatea de NE a munților Mezeș și partea de E a bazinului Silvaniei.

Harta este încadrată la N de paralela ce trece prin comuna Ileanda, la S de paralela situată la sud de comuna Mărișel; limita de W a hărții este dată de meridianul ce trece la W de Huedin, iar cea de E de meridianul de la 7 km E de orașul Gherla.

Istoricul cercetărilor

A) *Munții Gilău și Mezeș*. Lui M. Pálfi (1907) îi datorăm prima schiță geologică a masivului cristalin Gilău, în care este inclusă și partea nord-estică a acestuia, cuprinsă în colțul de SW al foi 1:200.000 Cluj, schiță ce conține și conturul masivului granitic de Muntele Mare.

I. Szádeczky (1930 a) face primele considerații cu privire la principalele roci metamorfice din masivul Gilău, originea materialului, vârsta depozitelor primare și vârsta metamorfismului. De asemenea tot el prezintă o serie de date asupra petrografiei rocilor granitice și banatitice.

Th. Kräutner (1938) descrie șisturile cristaline din munții Mezeș în cadrul unor cercetări mai largi asupra masivelor cristaline din NW Transilvaniei.

Cercetările asupra masivului cristalin Gilău au fost reluate în 1952 de către E. Stoicovici și Aurica Trif, care

fac în special o descriere petrografică a șisturilor cristaline și rocilor eruptive. Sînt discutate și unele aspecte ale produselor de diferențiere magmatică.

Studiile detaliate ale lui I. H a n o m o l o și A n t o a n e t a H a n o m o l o (1957, 1958) aduc noi contribuții care lămuresc o serie de probleme în legătură cu structura și petrologia formațiunilor metamorfice și a rocilor eruptive asociate, cît și a corpurilor banatitice.

Recent, partea de NE a masivului cristalin Gilău a fost cuprinsă într-o reprezentare cartografică sintetică asupra masivului granitic (M. B o r c o ș et al., 1967).

Prima încercare de interpretare a reliefului munților Gilău revine geografului polonez L. S a w i c k i (1912). Ulterior geograful francez E. m. de M a r t o n n e (1924) distinge aici două platforme de eroziune : Fărcașa și Mărișel.

B) *Depresiunea Transilvaniei.* În cercetările asupra depresiunii Transilvaniei se pot distinge mai multe etape : prima etapă este marcată de apariția lucrării lui F. r. H a u e r și G. S t a c h e (1863) în care se fac primii pași în descifrarea geologiei Transilvaniei ; a doua etapă este legată de sinteza lui A. K o c h asupra Terțiarului Transilvaniei, lucrare care va constitui baza cercetărilor ulterioare în această unitate ; a treia etapă cuprinde lucrările dintre 1900—1946 ; ultima etapă, ulterioară anului 1946, depresiunea Transilvaniei face obiectul cercetărilor geologilor Comitetului Geologic.

Cele mai vechi cercetări din cadrul primei etape datează din secolul al XVIII-lea și sînt datorite lui E. F i c h t e l (1780) ; ele se referă la sarea de la Ocna Dejului. Tot în legătură cu sarea de la Ocna Dejului ne procură date și C z e k e l i u s (1854). Prima lucrare în care se încearcă o sinteză asupra stratigrafiei depresiunii Transilvaniei revine lui F. r. v. H a u e r și G. S t a c h e (1863).

În etapa a doua se remarcă mai întîi lucrările lui F. r. P o s e p n y care face o descriere a regiunii Dej și a exploatării de sare (1867) ; cu această ocazie el introduce denumirea de tuf de Dej. În 1871 F. r. P o s e p n y emite prima ipoteză asupra mecanismului de formare a domurilor diapire din Transilvania, susținînd că mecanismul de cutare nu este legat de forțe externe, ci depinde de forțe moleculare și anume de

mărirea compului de sare. Ipoteza lui F. r. P o s e p n y rămîne prima ipoteză din literatura geologică care încearcă să explice fenomenul de străpungere a sării, denumit cu 36 ani mai tîrziu, în 1907, „diapirism“ de către L. M r a z e c (1907).

Împrejurimile Clujului sînt descrise de E. P a v a y (1871).

În a doua parte a acestei etape se înscriu lucrările lui K. H o f f m a n n și A. K o c h. K. H o f f m a n n aduce contribuții fundamentale asupra formațiunilor din regiunea Jibou și Preluca într-o serie de lucrări (1879, 1883, 1887). Harta geologică 1:75.000 „Gaura und Galgo“, apărută, postum, în 1891, își păstrează și astăzi actualitatea.

A. K o c h aduce un aport principal asupra geologiei regiunii Cluj (1888), iar în lucrarea clasică „Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile“ (1894, 1900) face sinteza succesiunii stratigrafice și a faciesurilor formațiunilor din depresiunea Transilvaniei, lucrare care constituie și astăzi punctul de plecare al oricăror cercetări asupra depresiunii Transilvaniei.

Lucrările apărute în etapa a III-a, datînd din prima jumătate a secolului al XX-lea, nu modifică stratigrafia stabilită de K. H o f f m a n n și A. K o c h ; de pildă lucrările lui Ș t. M a t e e s c u (1926, 1938, 1940), E. S z a d e c z k y - K a r d o s (1930), I. S z a d e c z k y (1930 b, 1930 c).

O sistematizare a datelor lui A. K o c h este inclusă în lucrarea lui E. H a u g : *Traité de géologie II, Les périodes géologiques* (1920) și în lucrările lui I. P o p e s c u - V o i t e ș t i (1935). Tot în această etapă se înscriu studiile lui K. v o n P a p p (1913), L. M r a z e c (1932, 1935), L. M r a z e c și E. J e k e l i u s (1927), I. P o p e s c u - V o i t e ș t i (1935) asupra structurii generale a depresiunii Transilvaniei.

În etapa de după 1946, depresiunea Transilvaniei a fost obiectul de studiu a o serie de cercetători din cadrul Comitetului Geologic, studii efectuate pentru întocmirea hărții geologice 1:500.000. În acest sens sînt de menționat lucrările publicate ale lui M i r c e a I l i e, în regiunea Cojocna — Turda — Ocna Mureșului (1952), ale lui T. h. J o j a, în regiunea Jibou (1956), ale lui G. r. R ă i l e a n u și E m i l i a S a u l e a în regiunea Jibou și Cluj (1956) și ale lui I. D u m i t r e s c u în nordul Transilvaniei (1957) și regiunea Dej (1951, 1958), lucrări în care

se aduc revizuirii importante la schema stratigrafică dată de K. Hoffmann și A. Koch, unele urmărind să sincronizeze cât mai judicios diversele orizonturi locale și să le încadreze în schemele stratigrafice moderne.

Studiile asupra Neogenului depresiunii Transilvaniei începute de A. Vancea în 1929, sînt continuate pînă în 1960 cînd sînt publicate.

Lucrări cu caracter monografic în regiunea Cluj au efectuat Nița Vlaicu-Tătărim (1963) și N. Meszaros (1957), iar în regiunea Poiana Blenchi, V. Lăzărescu (1966). Studiul faunei Miocenului a făcut obiectul cercetărilor lui N. Șurariu (1952, 1958, 1961), iar studiul numuliților a fost abundat și de G. Bombiță (1963).

Stratigrafia Oligocenului și Miocenului a făcut în ultimul timp obiectul preocupărilor mai multor cercetători din cadrul Institutului de Geologie și Geografie al Academiei R.S. România: V. Moiescu (1963), Gh. Popescu (1964, 1965), V. Moiescu și Gh. Popescu (1967), A. Rusu și Gh. Popescu (1965), A. Rusu (1967).

Referitor la geomorfologia depresiunii Transilvaniei cităm pe E. M. de Martonne (1924) și îndeosebi lucrările lui V. Mihăilescu (1934, 1938, 1966).

C) *Bazinul Silvaniei*. Bazinul Silvaniei face parte din bazinele de la marginea de E a depresiunii panonice și a fost studiat pentru prima dată de K. Hoffmann (1879, 1883) și M. Matyasovsky (1879, 1881, 1883) care pun bazele cartografiei geologice a regiunii. Către sfîrșitul secolului trecut apar observațiile lui L. Martonfi (1879) și E. Lorenthey (1893) iar la începutul secolului XX regiunea a fost studiată de K. Roth Telegd (1912, 1914), și S. Papp (1915).

St. Mateescu (1927) încearcă prima sinteză geologică pentru o parte din bazin iar în 1940 E. Lobonțiu se ocupă cu problemele economice legate de structura regiunii (1940).

După 1953 regiunea a fost studiată de mai mulți geologi, dintre care menționăm lucrările lui M. Paucă (1953, 1964) și lucrarea lui Maria Chivu et al. (1966).

Referitor la geomorfologia bazinului Silvaniei semnalăm lucrarea lui P. Coteț (1957).

Caracterizare morfologică

În pantea de SW a zonei reprezentate pe hartă unde apar terenuri metamorfice și eruptive ale extremității de N ale masivului Gilău, întîlnim un relief muntos cu înălțimi de peste 1000 m, culminînd în jurul localității Mărișel în dealul Copcel, dintre Someșul Cald și Rece, cu altitudinea de 1270 m.

În partea de NW șisturile cristaline constituie culmea munților Mezeș, care desparte depresiunea Transilvaniei de bazinul Silvaniei, culme cu orientare NNE—SSW, lungă de 14 km și lată de 2 km, cu o altitudine de peste 700, atingînd 868 m, în partea de SW (Groapa Mare).

Pe cea mai mare parte a teritoriului reprezentat pe foaie, relieful este colinar și face parte din platforma someșană (V. Mihăilescu 1934, 1938, 1966) regiune de cueste concentrice, formate pe seama calcarelor eocene, a stratelor de Hida (Helvetian) și a tufului de Dej (Tortonian) ca reflex al structurii homodinale a acestor formațiuni, cu altitudine în medie sub 600 m. Fac excepție o serie de înălțimi denumite muncelul sau bobîlne cum ar fi: Muncelul Săliștei (709 m) pe versantul de E al Someșului, Bobîlna (Babdiu) — 694 m pe versantul de W al Someșului la W de Dej, Dealul Tocii (610 m), la sud de Ileanda. Altitudinea cea mai mică se întîlnește în nordul foii, pe valea Someșului, la Someș — Odorhei și este de 190 m. Diferențele de nivel depășesc 300 m. În pantea de NE a foii se întîlnește altitudinea cea mai mare din depresiunea Transilvaniei cuprinsă în această foaie în vîrfurile Spînza (779 m), din culmea eruptivă a Ciceului, orientată NW—SE lungă de cca 4,5 km și lată de 0,5 km despărțită de eroziune în 4 mameleane: — Ciceul Spînzei — Dealul Măgurei, Spînza, Vîrfurile Pietrii și Colțul Pietrii. Această culme se ridică față de regiunea înconjurătoare cu o altitudine de cca 100 m.

La contactul platformei someșene cu munții Gilău și cu munții Mezeș apele au sculptat depresiuni de contact: Huedin — Căpuș și Agriș. Plafonul acestor depresiuni se găsește între 400 m și 500 m și este dominat de cueste festonate, formate din strate de Hida. În depresiunea Agrișului se întîlnește și un relief vulcanic din care se remarcă Măgura Moigradului (513 m), alcătuit din andezite, din care au fost construite castrele romane de la Porolisum și Moigrad. În partea de E a foii,

între cele două Someșe, Mic și Mare, se întinde „Câmpia Transilvaniei“, o regiune de dealuri domoale ce depășește, rar înălțimea de 500 m, despărțită de văi largi mlăștinoase, cu lacuri și cu versanții prevăzuți cu alunecări clasice denumite tumulus și care în regiune se numesc holumburi sau dîmburi. O excepție o constituie dealul Feleacului, din partea de S, unde înălțimile depășesc 700 m, culminând în dealul Feleacului cu altitudinea de 744 m.

În bazinul Silvaniei dealurile au altitudine mai mică și se prezintă sub forma unor coline turtite, fără o influență a structurii, spre deosebire de platforma someșană.

Colectorul principal al regiunii este râul Someș, cu cei doi afluenți principali Someșul Mic și Someșul Mare, ultimul interesînd regiunea noastră numai pe o mică întindere și anume la E de Dej. În partea de SW regiunea este drenată de cursul superior al Crișului Repede, iar în partea de NW de cursul superior al Crasnii. Someșul descrie un arc cu convexitate spre E între Cluj și Jibou, iar de aci capătă un traseu N — S și are următorii afluenți mai principali, pe partea stîngă, începînd de la S spre N; Căpușul, Nadașul, Borșa, Olpret, Simișna, Bîrglezul, Almașul, Agrișul, iar pe dreapta următorii: Cojocna, Gădălin (Ghiriș), Someșul Mare, Ileanda. Se remarcă nodul hidrografic principal de la Dej, unde confluează cele două Someșe, și alte două mai secundare, cel de la Cluj, unde se unește Someșul Mic cu Nadașul și nodul hidrografic de la Jibou, unde se varsă Agrișul și Almașul în Someș.

Caracterizare geologică

Terenurile reprezentate pe această hartă aparțin la 3 unități geologice: Munții Apuseni de nord (munții Gilău și munții Mezeș), depresiunea Transilvaniei și bazinul Silvaniei.

A) Munții Gilău figurează prin extremitatea nordică constituită dintr-un soclu format din șisturi cristaline mezometamorfice din seria de Someș, șisturi cristaline epimetamorfice din seria de Arada, granitul de Muntele Mare și o acoperitură neocretacică de Gosau și fliș.

B) Munții Mezeș sînt constituiți dintr-un soclu cristalin fără granite, peste care se așează o acoperitură constituită din cîteva

petece de depozite triasice și un mic petec de Cretacic superior și sînt considerați ca un rest „zona anticlinală Mezeș — Preluca — Rodna“ dintr-un mare masiv median neregenerat în ciclul alpin, prin scufundarea căruia în Helvețian și Tortonian au luat naștere depresiunile neogene: a Transilvaniei și panonică.

C) Depresiunea Transilvaniei este o depresiune intermontană, care s-a schițat în Paleogen, după faza laramică definitivîndu-se în Neogen; cuprinde depozite paleogene epicontinentale și neogene de molasă.

D) Bazinul Silvaniei face parte din depresiunile periferice mai ridicate ale depresiunii panonice, care este o depresiune internă ce a luat naștere după faza stirică, prin scufundarea masivului median susmenționat.

STRATIGRAFIE, PETROGRAFIE, MAGMATISM

MUNȚII APUSENI DE NORD (MUNȚII GILĂU ȘI MEZEȘ)

Ante-Proterozoic superior

Șisturile cristaline mezometamorfice din seria de Someș reprezintă produsele celui mai vechi ciclu tectonic recunoscut în Munții Apuseni de nord și care a evoluat înaintea ciclului Baikalian (D. Giușcă, et al., 1967). Formațiunile originare au avut un caracter preponderent terigen și au fost metamorfozate regional în faciesul amfibolitic la nivelul zonei cu staurolit și granat în cea mai mare parte. Șisturile cristaline atribuite seriei de Someș apar în strictă vecinătate a masivului granitic; ele suportă în special spre N și E formațiunile epimetamorfice din seria de Arada, peste care se dispun discondant sedimente cretaceice și paleogene.

Din punct de vedere petrografic, seria de Someș este destul de uniformă (I. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo, 1957): dominant se dezvoltă rocile din faciesul amfibolitic la nivelul zonei cu granat. O răspîndire largă o au micașisturile și paragneisele biotitice cu sau fără granat, cu numeroase intercalații de cuarțite cu muscovit, biotit cu sau fără granat, de cuarțite cu turmalină și de cuarțite negre magnetitice. Subfaciesul cu staurolit apare cu totul restrîns reprezentat la izvoarele pârîului Bulzului prin micașistuni și paragneise biotitice cu staurolit și granat.

I. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo (1957) menționează că la partea superioară a stivei de șisturi mezometamorfice se întâlnesc frecvent o serie de roci cu caractere de tranziție spre termeni metamorfici de tipul paragnaiselor muscovitice, micașisturi cu muscovit, clorit și biotit și cuarțite cu muscovit, clorit și biotit. După alți autori aceste șisturi reprezintă un facies retrometamorf al seriei de Someș, generat de efectele metamorfismului regional manifestat, probabil, în orogeneza principală a ciclului Baikalian, pe seama căreia s-au format șisturile cristaline încadrate în seria de Arada.

În formațiunile cristaline atribuite seriei de Someș, apar sporadic la E de masivul granitic o serie de filoane discordante sau concordante precum și conșpur mici de pegmatite și filoane de cuarț în care apare frecvent și turmalină.

Proterozoic superior — Paleozoic (Pts—Pz)

Șisturile epimetamorfice din seria de Arada provin dintr-un material mixt, vulcanogen și sedimentogen, primul ca produs al activității magmatismului inițial metamorfozat în ciclul baikalian, în faciesul șisturilor verzi la nivelul zonei cu clorit și biotit. În majoritatea cazurilor întâlnite, șisturile seriei de Arada se delimitează de cele aparținând seriei de Someș printr-o discordanță de metamorfism (D. Giușcă et al., 1967). La contactul dintre cele două serii apar efectele retromorfismului.

Fondul petrografic al acestei serii care se dezvoltă în partea de E a seriei de Someș în bazinul Someșului sub forma unei fâșii înguste orientate ENE — WSW este constituit din șisturile clonitoase cu porfiroblaste de albit în care se intercalează cuarțite negre grafitoase, amfibolite, șisturi actinolitice, șisturi cu zoizit, calcare cristaline și cuarțite.

Extremitatea nordică a formațiunii granitului de Muntele Mare este constituită din roci cu structură granulară care fac trecere spre partea centrală la un facies porfiroid și pegmatoid (I. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo, 1957). Spre deosebire de zona sudică, aici nu se evidențiază așa de marcant fenomene de contact termic cu aport de substanță (M. Borcoș et al., 1967).

Mezozoic

Triasic inferior (T₁)

Triasicul inferior este alcătuit din conglomerate, gresii cuarțifere roșcate și șisturi satinete violacee care formează câteva mici petece pe seria mezometamorfică a munților Mezeș.

Santonian — Campanian (st—cp)

Santonianul și Campanianul sînt reprezentate sub faciesul de Gosau constituit dintr-o alternanță de conglomerate, cu elemente de șisturi cristaline, breccii calcaroase, gresii fine sau groșiere și marne cenușii. În acest complex se intercalează bancuri groase de 0,70—1 m de calcare cenușii, dure, cu hipuriți, gastropode, hexacorali coloniali și solitari și calcare breccioase roșii cu hipuriți concreșcuți în grupe ca și corali. Fauna de hipuriți este reprezentată prin: *Hippurites* aff. *crasicostatus* Douv., *Hippurites* (*Uaccinites*) *oppeli* Douv., *Hippurites* (*Uaccinites*) *inaequicostatus* Münst., *Hippurites* (*Uaccinites*) *sulcatus* Defr., *Hippurites* (*Uaccinites*) *gosaviensis* Douv.

Maestrichtian (ma)

Maestrichtianului i se atribuie o serie de depozite dezvoltate în facies de fliș, în care predomină gresii calcaroase, cenușii, dure, fin micacee în plăci, sau gresii calcaroase micacee mai groșiere, ce alternează cu șisturi argiloase cenușii, fin micacee.

Eruptivul banatitic

Rocile banatitice atribuite magmatismului subsecvent intrusiv se găsesc în unitatea Munților Apuseni, cît și în legătură cu depozitele paleocen-ypresiene de pe rama de SW a depresiunii Transilvaniei. Dezvoltarea lor maximă este în Munții Apuseni, iar petrografic banatitele din aceste unități sînt identice. Din acest motiv descrierea lor se va face în legătură cu unitatea Munților Apuseni de nord.

Rocile eruptive atribuite magmatismului banatitic sînt relativ bine reprezentate prin numeroase dyke-uri și uneori chiar

prin corpuri mai mari de andezite și dacite, predominant subvulcanice. Ele se dezvoltă în lungul unor aliniamente principale mult mai bine individualizate în extremitatea lor sudică și sud-vestică, în regiunea Munților Metaliferi, care au favorizat dezvoltarea produselor magmatismului alpin într-o etapă subsecventă. Cele mai multe dintre aceste produse apar în formațiunile cristaline epimetamorfice ale seriei de Arada și în depozitele cretăcice și paleocen-ypresiene dintre localitățile Păniceni și Gilău și subordonat în zona șisturilor mezometamorfice din seria de Someș la vest de masivul granitic (I. H a n o m o l o și A n t o a n e t a H a n o m o l o, 1958).

Produsele piroclastice ale acestui magmatism au fost rar întâlnite, uneori pe seama lor formându-se intercalațiile lenticulare de bentonită semnalate în împrejurimile localității Căpușu Mic, în baza și în cuprinsul orizontului argilelor vârgate inferioare de pe rama de SW a depresiunii Transilvaniei și în depozitele de fliș ale Maestrichtianului din partea de NE a Munților Apuseni.

Analizele petrochimice arată că andezitele și dacitele din regiune se înscriu în grupa magmelor dioritice uneori cu treceri și la magme granitice. Din relațiile rocilor eruptive banatitice cu formațiunile cu care vin în contact se consideră că ultimele veniri au o vîrstă post-neocretacică, producîndu-se în timpul Paleocen — Ypresianului. În general activitatea magmatică din această etapă în regiune nu este însoțită și de o metalogeneză importantă.

Pleistocen inferior (qp)

Au fost atribuite Pleistocenului inferior pietrișuri, bolovănișuri, cu grosimea de 1—4 m, situate pe platforme montane.

Holocen (qh)

Holocenului i-au fost repartizate nisipuri și pietrișuri groase de 2—6 m, aparținînd luncii.

DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

Depresiunea Transilvaniei este o depresiune intermuntoasă umplută cu depozite neozoice ce s-a schițat în Paleogen și Miocenul inferior și s-a definitivat în Miocenul mediu, superior și

Pannonian. Paleogenul și Miocenul inferior este dezvoltat sub facies epicontinental și s-a depus pe un șelf al unui masiv median din interiorul sistemului orogenic carpatic, iar Miocenul mediu și superior și Pannonianul este dezvoltat sub facies de molasă și s-a depus într-un bazin de subsidență inter-orogenic. După faciesurile Paleogenului și repartiția Miocenului se pot distinge trei sectoare: Iara, Huedin—Cluj, Jibou—Ileanda.

Neozoic

Paleocen — Ypresian (Pg₁+y)

Paleocenul și Ypresianul sînt reprezentate prin complexul argilelor pestrițe (vârgate) inferioare, format într-un mediu continental lacustru, complex constituit din argile roșii micacee, pătate cu verde, cu intercalații lenticulare de pietrișuri și nisipuri; în regiunea Jibou complexul cuprinde și o intercalație lenticulară de calcare de apă dulce. A. K o c h (1894) separă deasupra acestui complex un orizont de calcare de apă dulce. Cercetările mai recente (I. D u m i t r e s c u, 1946, 1957) au arătat lipsa acestui orizont în regiunea Ileanda, iar în regiunea Jibou a remarcat că acest orizont este o intercalație lenticulară cu grosimea maximă de 350 m—400 m situată către partea superioară a argilelor pestrițe inferioare, fiind de fapt un facies denumit calcarul de Roma (T h. J o j a, 1956). De asemenea nici în regiunea Cluj nu s-a constatat prezența acestui orizont (G r. R ă i l e a n u, E m i l i a S a u l e a, 1956). Grosimea acestui complex de argile atinge oca 1500 m în regiunea Jibou, oca 200 m în regiunea Cluj, iar în regiunea Ileanda, unde nu se cunoaște limita inferioară, aflurează pe o grosime de cîteva zeci de metri. Argilele pestrițe inferioare formează o bandă la exteriorul depresiunii Transilvaniei ce se dispune extensiv pe marginea de W a golfului Iara peste Cretacicul superior pînă în împrejurimile Căpușului, iar pe marginea de E a golfului Huedin peste șisturi cristaline. Argilele pestrițe inferioare lipsesc tectonic pe marginea de E a munților Mezeș și reapar în regiunea Jibou, unde au grosimea cea mai mare, constituind un anticlinal ce prelungeste spre sud insula cristalină de la Țicău. În regiunea Ileanda apar în butoniera anticlinalului Buzaș — Gostila, pe valea Hîrtoapelor.

Lutețian (lt)

Lutețianul este reprezentat în regiunea Iara, Huedin, Cluj și Jibou prin mai multe orizonturi: orizontul gipsului inferior și marno-calcarelor cu *Anomya*, bancul cu *Nummulites perforatus* și orizontul argilelor cenușii. La partea superioară a marnelor cu *Anomya*, în regiunea Căpușul Mic, se dezvoltă un nivel marnos bogat în oolite feruginoase, în grosime de 1—8 m, cu importanță economică, ce conține numeroase exemplare de *Gryphaea esterhazyi* P a v. Gipsurile inferioare sînt depășite la nord de Jibou (Someș — Gorăslău) de bancul cu *Nummulites perforatus* care la E de meridianul Gaura schimbă faciesul trecînd într-o serie marno-calcaroasă cu moluște ce apare în cadrul foii Cluj pe valea Hîrtoapelor sub formă de aureolă în jurul butonierii de argile pestrițe inferioare. Gipsurile inferioare, depășite la Someș — Gorăslău de bancul cu *Nummulites perforatus*, nu sînt cunoscute în restul depresiunii Transilvaniei decît pe valea Hîrtoapelor apărînd sub formă de semilună între argilele pestrițe și seria marno-calcaroasă cu moluște amintită (I. Dumitrescu, 1946, 1957). Pe lângă *N. perforatus* M o n t f. Lutețianul cuprinde și *N. striatus* B r u g. și *N. variolarius* L a m.

Priabonian (pr)

Priabonianul inferior este alcătuit în regiunea Iara, Huedin și în estul munților Mezeș din calcarul grosier inferior și argilele pestrițe superioare, iar în regiunea Jibou și Ileanda din gresia de Racoți și stratele de Turbuța. Calcarul grosier inferior este un calcar organogen format exclusiv din foraminifere; argilele pestrițe superioare sînt alcătuite din argile roșii cu intercalații de nisipuri sau argile verzui; gresia de Racoți este o gresie conglomeratică cu numeroase miliolide care la partea superioară trec la o gresie cu echinide; stratele de Turbuța sînt reprezentate prin marnă argiloasă verzui cu intercalații de calcare albe în plăci. Fauna caracteristică o constituie *Nummulites garnieri* H a r p e și *N. striatus* B r u g. cantonați sub baza calcarului grosier și la baza gresiei de Racoți.

Priabonianul superior este reprezentat în regiunea de S și la E de munții Mezeș prin gipsurile superioare, calcarul de Cluj, stratele de *Nummulites fabianii* și marnele cu briozoare, iar în regiunea Jibou și Ileanda prin gipsurile superioare (nu-

mai pînă la E de Jibou) și seria calcaroasă. Gipsurile superioare sînt constituite dintr-o alternanță de marnă șiistoase cu *Anomya* cu 2—3 bancuri de gips; calcarul de Cluj se prezintă în bancuri masive, bogate în lamelibranhiate, gasteropode și echinide pe baza cărora s-au separat nivelele cu valoare locală; nivelul cu *Vulsella*, nivelul cu *Cerithium giganteum*. În jumătatea superioară aceste calcare prezintă și numuliți: *Nummulites fabianii* P r e v e r, *N. incrassatus* H a r p e, etc. Marnele cu *Nummulites fabianii* sînt constituite din marnă calcaroasă stratificate cu numeroși numuliți de talie mică în care abundă specia *N. fabianii* P r e v e r în asociație cu *N. chavannesi* H a r p e și *N. incrassatus* H a r p e. Marnele cu briozoare se caracterizează prin marea dezvoltare a briozoarelor și dezvoltarea mai redusă a numuliților. Începînd de la Jibou spre NE și E, Priabonianul superior este reprezentat printr-un facies calcaros denumit seria calcaroasă (I. Dumitrescu, 1946, 1957), constituită din calcare în bancuri, relativ bogate în resturi organice mai ales: moluște, echinoderme, corali (la partea cea mai superioară) numuliți mici (*Nummulites fabianii* P r e v e r, *N. incrassatus* H a r p e) și miliolide. Această serie comprehensivă a fost sincronizată mai întîi (I. Dumitrescu, 1946) cu gipsurile superioare, calcarul de Cluj, marnele cu *N. fabianii*, marnele cu briozoare și stratele de Hoia, pe baza datelor lui A. Koch, după care stratele de Mera stau peste stratele de Hoia. Mai tîrziu G r. Răileanu și Emilia Saulea (1956) au susținut că stratele de Hoia nu sînt mai vechi decît stratele de Mera și că reprezintă un facies local al părții superioare a stratelor de Mera, iar I. Dumitrescu (1957) a fost de părere că stratele de Hoia reprezintă un facies al părții inferioare a stratelor de Mera și nu al părții superioare, probabil sincron cu stratele de Cuntuiuș. Cercetări mai recente (G r. Răileanu et al., 1964, V. Moisesescu et al., 1967), tind să revină la ideea lui A. Koch și în acest caz ar însemna că seria calcaroasă cuprinde la partea superioară și echivalentul stratelor de Hoia. Din punct de vedere geomorfologic această carapace calcaroasă joacă un rol capital dînd naștere la prima serie de cueste din depresiunea Transilvaniei reprezentată prin cueste festonate în jurul Jiboului, cueste eliptice pe valea Hîrtoapelor și la fenomene carstice, dintre care se remarcă marea dolină

de la W de Glodu (valea Someşului) unde apare gresia de Racoți sub formă de ochi, de sub stratele de Turbuța și seria calcaroasă.

Lattorfian (lf)

Lattorfianul este reprezentat în regiunea Cluj și în estul și vestul golfului Huedin până în regiunea Moigrad prin calcarul de Hoia sau echivalentul stratigrafic al acestuia și stratele de Mera, iar de la Moigrad spre NE (în regiunea Jibou și Ileanda) prin echivalentul stratelor de Hoia, inclus în seria calcaroasă, stratele de Curtuiuş și stratele de Ciocmani. Calcarul de Hoia din dealul Hoia este format dintr-un calcar grezos cu spărtură brecioasă cu lamelibranhiate, gasteropode, și scutele. Se remarcă fragmente de corali și numuliți. Acest calcar are o dezvoltare locală. În restul regiunii până la Moigrad stratele de Hoia ar fi reprezentate după cercetările recente (V. Moisescu et al., 1967; A. Rusu, 1967) printr-o gresie calcaroasă cu fragmente de *Scutella subtrigona*, corali, pecteni, numuliți, briozoare. Stratele de Hoia încorporate în regiunea Jibou în seria calcaroasă, sînt reprezentate prin partea superioară a seriei calcaroase cu grosime de cîțiva metri cu numuliți și corali.

Stratele de Mera constau dintr-o alternanță de marne și argile nisipoase cenușii — verzui cu nisipuri verzui, gresii calcaroase și calcare grosiere în care se pot distinge mai multe nivele: nivelul cu *Tympanotonos labyrinthum* (Nyst.), nivelul cu *Megatylotus crassatinus* (Lam.), nivelul cu *Scutella subtrigona* Koch.

Stratele de Curtuiuş sînt constituite dintr-o succesiune formată din argile cenușii, lumășele, slabe strate de cărbuni, gresii calcaroase cu concrețiuni de FeS₂ și calcare de apă dulce cu *Planorbis*. Ele cuprind o faună de apă salmastră și de apă dulce localizată în mai multe nivele reprezentate prin specii de: *Tympanotonos*, *Cyrena*, *Corbula*, *Ostrea*, *Planorbis*.

Stratele de Ciocmani sînt alcătuite dintr-o serie de calcare detritice cu intercalații de argile și marne cu o bogată faună constituită din forme salmastre (*Cyrena*) și forme marine: *Scutella*, *naticae*, *Cardium*, corali, pe alocuri și foraminifere (miliolide). Stratele de Ciocmani se termină cu un nivel de argile,

care seamănă cu stratele de Ileanda, pentru care am întrebuit denumirea de strate de Boiuț.

Rupelian (rp)

Rupelianului sînt atribuite stratele de Tic inferioare, din regiunea Cluj pînă în regiunea Moigrad, iar de aci spre NE stratele de Buzușa și stratele de Ileanda.

Stratele de Tic inferioare sînt alcătuite din argile roșii, verzui cu intercalații de gresii și nisipuri.

Stratele de Buzușa, în bancuni groase, sînt constituite din marne calcaroase cenușii — albicioase, puțin bituminoase, care se desfac după suprafețele curbe și conțin Cardiacee mici și Ostracode.

Stratele de Ileanda sînt formate dintr-un pachet de argile foioase ușor bituminoase cu solzi și schelete de pești, pachet care spre partea superioară prezintă intercalații grezoase. După cercetările lui K. Hoffmann în partea de N a Transilvaniei (1871, 1887) și ale lui A. Koch în regiunea Cluj (1894), stratele de Buzușa și Ileanda se dezvoltă numai în regiunea de nord, în regiunea de sud lipsind, de unde s-a dedus că stratele de Tic sînt discordante peste stratele de Mera. Mai recent I. Dumitrescu (1952, 1957) a suspectat această discontinuitate și a preconizat heteropia stratelor de Tic cu stratele de Buzușa și Ileanda, întrucît ambele stau peste stratele de Mera. Avînd în vedere că în stratele de Tic superioare s-au descris recent de V. Barbu (1964) molari de *Anthracotheium* aff. *illirycum* Teller și de L. K. Gabunia și O. Iliescu (1960) molari de Indricoteridae caracteristice Stampianului superior (Chattianului) și că stratele de Buzușa — Ileanda sînt raportate Stampianului inferior (Rupelianului), reiese heteropia stratelor de Tic inferioare cu stratele de Buzușa — Ileanda.

Chattian — Aquitanian (ch—aq)

Chattian — Aquitanianul este reprezentat începînd din regiunea Cluj și pînă la E de Jibou (meridianul Cliț), prin stratele de Tic superioare, stratele de Cetățuia, stratele de Zimbor și stratele de Sîn-Mihai, depuse în mediu salmastru și continental.

Stratele de Tic superioare sînt alcătuite în regiunea Mera din marne cu intercalații de bancuri grezo-calcaroase cu *Lentidium* și *Polymesoda* și cu intercalații de cărbuni (stratele Francisc și stratele Rozalia) cu molari de *Anthracotheium* aff. *illyricum* Teller (V. Barbu, 1964) și Indricotheridae (L. K. Gabunia și O. Iliescu, 1960).

Stratele de Cetățuia constau într-o serie de gresii și nisipuri cu o bogată faună de *Lentidium* și mai săracă de *Polymesoda*, *Cardium*, *Congeria*, *Unio*.

Stratele de Zimbor conțin nisipuri albe cuarțoase pe alocuri cărbunoase cu resturi de *Anthracotheium magnum* Cuv. (mina de la Cristolițel).

Stratele de Sîn-Mihai sînt alcătuite din argile roșii nisipoase, gresii roșiatice, argile care trec lateral la cărbuni și sisturi cu mulaje de congerii mici, *Polymesoda* sp. și foraminifere [(*Rotalia beccari* (Linnaeus))].

Pentru regiunea Cluj și Jibou au existat și există încă discuții asupra posibilității identificării orizonturilor lui A. Koch ale Oligocenului superior, adică asupra prezenței stratelor de Tic, Cetățuia, Zimbor și Sîn-Mihai. K. Hoffmann (1883) utilizează denumirea de strate aquitaniene, pentru seria de strate cuprinse între stratele de Ileanda și stratele de Coruș. Th. Joja (1956) în regiunea Jibou propune denumirea de strate de Agriș pentru seria de strate cuprinse între stratele de Ileanda în pat și marnele de Chechiș în acoperiș, iar Gr. Răileanu și Emilia Saulea (1956) au utilizat denumirea de strate de Almaș, pentru această serie, exclusiv stratele de Coruș. Cercetări mai recente tind să revină la orizontarea lui A. Koch (V. Moisescu et al., 1967, O. Iliescu et al., 1962).

Din analiza hărții se remarcă lipsa Oligocenului în regiunea Iara, peste Priabonianul superior stînd discondant depozite miocene reprezentate prin Burdigalian, Tortonian, Buglovian, dar mai ales prin Volhinian — Bessarabian inferior în dealul Feleacului.

Burdigalian (bd)

Burdigalianului sînt atribuite stratele de Coruș și stratele de Chechiș și anume, Burdigalianului inferior stratele de Coruș, iar Burdigalianului superior stratele de Chechiș.

Stratele de Coruș cuprind gresii, nisipuri, conglomerate și microconglomerate cu o grosime de 15—30 m, cu o bogată faună reprezentată prin: *Pecten pseudobeudanti* Depéret și Roman, *Flabellipecten solarium* Lamarck, *Chlamys gigas* Schlots. etc. În regiunea Cluj stratele de Coruș sînt transgresive peste depozite rupeliene (strate de Tic), latorfiene (strate de Hoia) și priaboniene.

Stratele de Chechiș sînt reprezentate prin marne cu o bogată microfaună caracterizată prin predominarea foraminiferelor calcaroase. Se remarcă: *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Rhabdamina robusta* (Grzyb.), *Robulus calcar* (Linné), *Robulus occidentalis torridus* Cushman, *Uvigerina barbatula* Macf., *U. cocaensis* Cushman.

Chattian — Burdigalian (ch—bd)

Chattian — Burdigalianului sînt atribuite stratele de Buzaș și stratele de Chechiș.

K. Hoffmann (1885) a arătat că la NE de Salona faciesul salmastru și de apă dulce al stratelor sale aquitaniene, cu stratele de Ileanda în pat și stratele de Coruș în acoperiș, trece într-un facies marin (de țânm, intermediar și de adîncime).

I. Dumitrescu (1946, 1947, 1957) a propus pentru această serie marină comprehensivă, ca și pentru stratele de Coruș, denumirea de strate de Buzaș de vîrstă chattian — burdigalian — inferioară, sincrone cu strate de Tic superioare, Cetățuia, Zimbor, Sîn-Mihai și Coruș din terminologia lui A. Koch și cu stratele aquitaniene și stratele de Coruș din terminologia lui K. Hoffmann. Din necesități impuse de legenda hărții la E de meridianul Cliș s-a făcut o singură separație pentru Chattian și Burdigalian, cuprinzînd stratele de Buzaș și stratele de Chechiș, pe cînd la W de acest meridian apar două separații: Chattian — Aquitaniian și Burdigalian.

Stratele de Buzaș sînt constituite în cadrul foii Cluj dintr-un complex grezos, nisipos cu intercalații subțiri de marne spre partea inferioară și gresii nisipoase gălbui cu concrețiuni elipsoidale, de dimensiuni mari la partea superioară, cu urme de fosile: *Cerithium plicatum* Brug., *Turritela* sp., *Chenopus* spp., *Cyrena* sp. și specii de *Ostrea* de talie mare.

Helvețian (he)

Helvețianul cuprinde stratele de Hida dezvoltate în facies de molasă, reprezentat printr-o serie marno-grezoasă cu intercalații lenticulare de conglomerate grosiere și care pe meridianul Dej are o grosime de peste 1000 m. Pe paralela Coruș grosimea variază de la 20 m la W la 300 m spre NE din cauză că Tortonianul alcătuit din tuful de Dej este transgresiv. În regiunea Chinteni la N de Cluj se citează în partea superioară a stratelor de Hida și o intercalație de tuf dacitic. La S de valea Nadașului stratele de Hida nu mai afloră fiind depășite de termeni superiori, în special de Volhinian — Bessarabianul inferior din dealul Feleacului. În conglomeratele din baza stratelor de Hida din dealul Gras și dealul Corda, din jurul localității Hida, cuiburi fosilifere descoperite de K. Hoffmann, ca și din cuibul fosilifer de pe Valea Largă identificat de curînd de N. Șuraru (1958), s-a descris o faună de moluște cu *Potamides plicatus* Brug., *Turritella turris* Bast., *Genota ramosa* Bast., *Pecten beudanti* Bast., *Pecten pseudo-beudanti* Dep. et Rom., *Pecten holgeri* Gein. etc. Stratele de Hida au extinderea cea mai mare dintre formațiunile neogene ocupînd partea de N și NW a teritoriului foii, unde constituie „dealurile Someșelor”. Din cauza caracterului lor mai rezistent față de marnelle de Chechiș stratele de Hida dau naștere la a doua cunună de cuate, în special în partea de NW a teritoriului între Chechiș (valea Almașului) și Glodu (valea Someșului), cu un traseu mai rectiliniu din cauza înclinării mai mari a stratelor.

Tortonian (to)

Tortonianul, dispus discordant peste stratele de Hida, depășește în jurul Clujului și alți termeni mai vechi repauzînd peste depozite priaboniene. El cuprinde trei orizonturi: inferior, reprezentat prin tuful de Dej, mediu, reprezentat prin faciesul cu sare și faciesul marnos cu gipsuri și un orizont superior, denumit orizontul marnelor cu *Spirialis* cu intercalații de tufuri dacitice, orizonturi repartizate Tortonianului inferior, mediu și superior.

Tortonianul inferior constituit din tuful de Dej, identificat de G. Sita che și Fr. Hauer (1863) și denumit astfel de

Fr. Posepny (1867) cuprinde 3 nivele: marnă cu Globigerine, tuful grosier și tuful propriu-zis.

Marnelle cu Globigerine, cu o grosime de cca 6 — 8 m, sînt alcătuite din nisipuri tufacee și marnă cenușii cu o microfaună săracă din punct de vedere calitativ, dar extrem de bogată cantitativ, care arată o erupție de Globigerinide mari, reprezentate prin *Candorbulina*, *Globigerina*, *Globigerinoides*.

Nivelul tufului grosier, friabil, este constituit în principal din material piroclastic și din material detritic, slab cimentate, materialul detritic pe alocuri atingînd dimensiuni mari, tuful devenind un adevărat conglomerat, ca pe versantul de N al Someșului Mare, dar mai cu seamă la Vultureni (versantul de W al Someșului Mic, pîrîul Borșa). Grosimea variază între 4 m — 14 m. Caracteristica acestui nivel este faptul că frecvent remaniază intraformațional bucăți de marnă cu globigerine din nivelul subjacent, iar la Cuzdrișoara (E Dej) și Jichișul de Sus (W Dej) conține blocuri mari de dacite.

Nivelul tufului propriu-zis are o grosime de cca 35 m în jurul Dejului și se prezintă în stratele cu grosime variabilă de la cîțiva centimetri pînă la 1 m, căpătînd caracter masiv, ce alternează cu intercalații marno-argiloase; în general are o culoare verde.

Din punct de vedere geomorfologic tuful de Dej dă naștere la a treia cunună de cuate festonată de cursurile de ape subsecvente și consecvente. Dovada întinderii mai mari a tufului de Dej o constituie o serie de mărturii (calote) ale tufului despărțite de eroziunea de masă continuă a cuestelor.

Tortonianul mediu cuprinde faciesul marnos cu gipsuri lenticulare și faciesul cu sare ce se dezvoltă peste complexul tufului de Dej.

Faciesul cu sare se dezvoltă într-o zonă mai internă a depresiunii, anume la Ocna Dejului, Nireș, Sic, Cojocna, Valea Florilor, în așa numita zonă a domurilor diapire de sare, unde sarea afloră, exceptînd sarea de la Ocna Dejului, și în zona domurilor de gaze. La Ocna Dejului acest facies formează o lentilă plan convexă cu grosimea maximă de 100 m, avînd în pat tuful de Dej, iar în acoperiș o serie marnoasă cu slabe intercalații de gresii în plăci și cu mai multe intercalații de tufuri dacitice.

Faciesul marnos cu gipsuri lenticulare apare într-o zonă mai externă. Gipsuri au fost întâlnite pe versantul stîng al văii Popeștilor, versantul stîng al văii Chintenilor, pe valea Borșa, pe ambele versante între Badoc și Măcieșul Lung și la S de Comuna Jichișul de Jos (W Dej). În regiunea de la E de Dej peste tuful de Dej în zona de margine gipsuri apar la Ciceu—Giurgești puțin mai la E de limita estică a hărții Cluj peste care urmează o serie marnoasă cu intercalații de tufuri, marne ce conțin foraminifere și *Spirialis*. Aceleași marne cu *Spirialis* au fost întâlnite la Sîn-Marghita (versantul sudic al Someșului Mare) și la Nireș (pîrîul Bando) de astă dată în zona mai internă, peste depozite de sare. Deși nu au fost întâlnite marne cu *Spirialis* pe versantul de W al Someșului Mic în regiunea Dej depozitele de sare din zona mai internă a depresiunii Transilvaniei au fost paralelizate (I. Dumitrescu, 1951) cu depozitele marnoase pe alocuri cu apariții lenticulare de gips, considerîndu-le ca faciesuri heteropice ale Tortonianului mediu întrucît și unele și altele au același pat constituit din tuful de Dej și același acoperiș, marnele cu *Spirialis*, cel puțin în sectorul situat pe versantul de N al Someșului Mare (Ciceu — Giurgești) și pe versantul de S (Nireș).

Tortonianul superior este alcătuit din orizontul marnelor cu *Spirialis* ce cuprinde o serie marnoasă cu intercalații de tufuri. În regiunea Ocna Dejului peste faciesul cu sare urmează o serie de marne, groasă de cca 60 m, cuprinsă între două tufuri dacitice unul la partea inferioară de 2 — 4 m și altul la partea superioară gros de cca 1 m.

Marnele de peste primul tuf conțin *Spirialis* pe pîrîul Bando și la Sîn-Marghita unde stau peste faciesul cu sare al Tortonianului mediu și la Ciceu — Giurgești, unde marnele stau peste faciesul marnos cu gipsuri. Nu s-a întâlnit *Spirialis* în acest orizont pe versantul de W al Someșului Mic în regiunea Dej.

Buglovian (bv)

Buglovianului au fost atribuite o serie de marne de cca 300 m grosime care au la partea inferioară marnele cu *Cibicides lobatulus* iar în acoperiș tuful de Ghiriș, cu cca 3 intercalații de tufuri dacitice dintre care unul la cca 100 m mai jos de tuful de Ghiriș, tuf cu răspîndire regională care în re-

giunea Gherla — Dej, a fost numit tuful de Iclod; Buglovianul a fost împărțit în Buglovianul inferior și superior.

Buglovianul inferior cuprinde o serie marnoasă cu o grosime de 200 m care are în acoperiș tuful de Iclod, iar la mijloc un tuf dacitic de cca 2 m grosime. În jumătatea inferioară se dezvoltă, cam la 50 m sub tuful de cca 2 m grosime, tuful de Bunești gros de 6 — 12 m, iar în jumătatea superioară apar intercalații de gresii. Din marnele situate în partea inferioară a acestei serii din regiunea de la E de Ocna Dejului și de pe valea Ormanului s-a recoltat o microfaună în care predomină *Cibicides lobatulus* (Walker și Jacob), caracteristică Buglovianului. Întrucît pe teren nu se poate separa strict Buglovianul inferior de Tortonianul superior, Buglovianul inferior a fost înglobat convențional la Tortonian (I. Dumitrescu, 1951, 1958) cum de altfel s-a procedat și pe foaia Cluj.

Buglovianul superior este constituit dintr-o serie de marne cu intercalații nisipoase cu concrețiuni care are în talpă tuful de Iclod și în acoperiș tuful de Ghiriș. Grosimea variază între 100 — 200 m. În regiunea Orman marnele din acoperișul tufului de Iclod prezintă o asociație faunistică în care predomină *Spaniodontella*, *Teinostoma* și unele foraminifere (I. Dumitrescu, 1951), iar în regiunea Cojocna aceleași marne prezintă *Sindesmya reflexa* Eichw., *Ervilia trigonula* Sok., *E. dissita* Eichw. (Gr. Răileanu, 1955).

Tuful de Iclod are în regiunea Orman 5 m grosime și este constituit la bază dintr-o gresie cu elemente eruptive, cu foarte multe urme de plante, apoi din marne tufacee, iar la partea superioară dintr-o alternanță de strate de tuf cu marne. El a fost denumit și corelat (I. Dumitrescu, 1951, 1958) cu tuful de Borșa separat de Gr. Răileanu în regiunea Cluj (1955) și tuful de Hădăreni, separat de A. Vancea în regiunea Câmpia Turzii (1939).

Volhinian — Bessarabian (vh—bs)

Volhinian — Bessarabianul este reprezentat în partea de SE a foii, în cursul superior al pîrîului Ghiriș printr-o serie marno-nisipoasă cu intercalații de gresii și tufuri care are în pat tuful de Ghiriș. În partea de sud a foii, în vestul dealului Feleac pe lângă gresiile cu concrețiuni, apar și bolovănișuri și

pietrişuri, aici lipsind tuful de Ghiriş, iar seria are un caracter net transgresiv, depăşind termeni mai vechi, şi venind în contact cu depozite priaboniene şi formînd umplutura golfului Iara. Fauna cuprinde *Ervilia dissita* Eichw., *Cardium vindobonense* (P a r t s c h) L a s k a r e v, *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Potamides mitralis* (E i c h w.), etc.

Magmatism neogen

Magmatismul neogen este slab reprezentat în cuprinsul foii Cluj şi anume numai în colţul de NW în regiunea Moigrad şi în colţul de NE în culmea Ciceului.

Corpurile eruptive din jurul Moigradului au fost descrise, pentru prima dată, de K. H o f f m a n n (1879), care recunoaşte trahite cu ortoclaz de vîrstă, cel mai tîrziu, oligocen medie şi andezite cu augit de vîrstă sarmaţiană. Recent, au apărut mai multe lucrări referitoare la aceste corpuri eruptive: G. r. R ă i l e a n u et al., (1964), O. I l i e s c u (1965) şi A. R u s u (1967).

După datele cele mai recente (A. R u s u, 1967) se găsesc *in situ* două tipuri petrografice: dacite care apar în dealul Măguricea (W Moigrad) sub forma unei curgeri şi care sînt remaniate în argilele pestriţe inferioare (Paleogen + Ypresian) şi în conglomerate burdigaliene şi diorit — andezite, care formează numeroase corpuri subvulcanice la sud-est de Moigrad, între valea Ortelecului şi valea Pomătului în înălţimile: Măgura Moigrad, vîrfurile Pomăt şi Citenă, unde se constată slabe fenomene de contact în stratele de Ciocmani şi de valea Almaşului (Oligocen mediu şi Oligocen superior + Acvitanian). După acest autor dacitele din dealul Măguricea ar aparţine eruptivului banatitic (erupţiuni laramice) fiind remaniate în argilele pestriţe inferioare şi în depozite burdigaliene spre deosebire de părerea exprimată în 1964 de G. r. R ă i l e a n u et al., după care aceste eruptiuni ar avea vînta helveţian — tortoniană iar diorit—andezitele de la SE de Moigrad ar fi de vîntă probabil sarmaţiană. Un alt tip alcătuit din riolite şi tufuri riolitice sudate se citează în vîrfurile Puguiorul, la nord de valea Strîmtura, care nu ar fi *in situ*, ci sub formă de olistolite.

Eruptivul din culmea Ciceu a fost descris pentru prima dată de F. r. H a u e r şi G. S t a c h e (1863). Ulterior a fost studiat de A. K o c h (1894), care era de părere că aceste roci

au o vîrstă mai nouă decît tuful de Dej. Mai recent, acest eruptiv a fost studiat de I. D u m i t r e s c u (1951). Culmea Ciceu are o orientare NW — SE, lungă de cca 4,5 km şi lată de 0,5 km, fiind formată din patru mameloane: Ciceul Spînzei — Dealul Măgurei, Spînza (779 m), Vîrfurile Pietrii şi Colţul Pietrii. Roca este un dacit (riodacit), de culoare alb-cenuşie, cu structură poroasă, în care se observă, chiar cu ochiul liber cristale de cuarţ, feldspat, riolit, ce cuprinde, sub formă de enclave, fragmente colţuroase de mărimi variabile, care trec uneori de 3 cm, de gresii micaee. Structura poroasă rezultă probabil din consolidarea acestor lave într-un mediu marin. Studiul microscopic arată o pastă sticloasă în care sînt prinse granule mari şi intens corodate de cuarţ, feldspaţi potasici cu totul sporadic şi plagioclazi al căror conţinut în anortit variază între 31—47% ca şi biotit. Întrucît există asemănare perfectă între componenţii mineralogici ai acestui dacit din culmea Ciceu şi componenţii tufului de Dej s-a tras concluzia, că şi acest centru eruptiv a alimentat depozitele tufului de Dej. Dacitul constituie curgeri scurte, avînd un coş eliptic probabil în dealul Spînza. Dat fiind faptul că în orizontul grosier de la baza tufului de Dej se găsesc blocuri de dacite întru totul asemănătoare cu dacitele de la Ciceu, ca şi faptul că există o asemănare perfectă între componenţii mineralogici ai tufului de Dej şi ai dacitului de la Ciceu, s-a ajuns la concluzia (I. D u m i t r e s c u, 1951) că erupţia dacitului este sincronă cu tuful de Dej, adică tortoniană, spre deosebire de A. K o c h (1894), care era de părere că această erupţie este mai nouă decît acest tuf, şi că nu are nici o legătură cu tuful de Dej, tuful fiind legat de erupţiile puternice ale dacitelor de la marginea depresiunii Transilvaniei.

Pleistocen mediu (qp₂)

Pleistocenul mediu cuprinde depozitele terasei vechi reprezentate prin nisipuri şi pietrişuri cu o grosime de 1 — 4 m.

Pleistocen superior (qp₃)

Pleistocenului superior i-au fost atribuite depozitele terasei înalte (qp₃¹) formate din nisipuri şi pietrişuri, groase de 1—5 m, depozitele terasei superioare (qp₃²) alcătuite din nisipuri şi pietrişuri cu o grosime de 1—7 m şi depozitele terasei

inferioare (qp³) reprezentate prin nisipuri și pietrișuri de 1—7 m.

Holocen (qh)

Holocenul cuprinde nisipuri și pietrișuri aparținând luncii.

BAZINUL SILVANIEI

Teritoriul reprezentat pe foaia Cluj cuprinde și partea de SE a bazinului Silvaniei, mărginită la SE de extremitatea nord-estică a munților Mezeș și de extremitatea sud-vestică a anticlinalului Jibou — Țicău, iar la NW de insula cristalină din dealul Heghișa.

Fundamentul bazinului este format în cea mai mare parte din șisturi cristaline și în mică parte din depozite eotriasice, neocretacice și paleocen-ypresiene. Peste un relief vechi al fundamentului se dispun discordant depozite neogene cu o grosime de peste 1500 m, aparținând Tortonianului, Buglovianului — Volhinian — Bessarabianului și Pannonianului *l. s.*, ultimul termen constituind formațiunea cea mai extinsă din cadrul bazinului. Între pârâul Sărat și pârâul Ortelec se adaugă depozite burdigaliene.

Neozoic

Burdigalian (bd)

Burdigalianul cuprinde două nivele: nivelul cu pietrișuri și nisipuri și nivelul marnelor tufacee.

Nivelul cu pietrișuri și nisipuri se dezvoltă numai între pârâul Sărat și pârâul Ortelec, unde îngredează peste depozitele eocene și oligocene din scufundarea axială dintre munții Mezeș și prelungirea sudică a Țicăului, așezate în releu. El este constituit din conglomerate și pietrișuri cu elemente în special de șisturi cristaline și roci eruptive, pe lângă care se întâlnesc și elemente de calcare și gresii eocene, cu o grosime totală de 100 m.

Nivelul marnelor tufacee este constituit dintr-o alternanță de marne cenușii, tufacee și gresii dure, cu o grosime de 20 — 30 m. Marnele conțin o bogată microfaună.

Tortonian (to)

Tortonianul aflorează în partea de SE a bazinului formând o bandă continuă între localitățile Mirsid și Bîrșa și o ivire mică la SE de Zalău: de asemenea Tortonianul apare în colțul de NW al hărții pe flancul de SE al dealului Heghișa. În partea de SE a bazinului Tortonianul cuprinde tufuri albicioase sau verzui cu intercalații de marne tufacee sau gresii tufacee, atingând o grosime totală de cca. 50 m. La N de Popeni la partea superioară a tufului se dezvoltă calcare cu *Lithothamnium*.

În dealul Heghișa, Tortonianul este reprezentat prin tufuri dacitice, marne cu gips, conglomerate subțiri și calcare de Leitha. Asupra vârstei acestor depozite ideile sînt împărțite. K. Hoffmann (1897) atribuie pentru prima dată nivelului cu pietrișuri vîrsta burdigaliană, admisă mai tîrziu și de St. Mateescu (1926) și de I. Z. Barbu (1952); I. Z. Barbu acordă vîrsta burdigaliană și nivelului de marne, separîndu-l pentru prima dată. Această idee a fost adoptată și la redactarea foii: 1:200.000 Cluj. Tufurile au fost echivalate cu tuful de Dej de toți cercetătorii.

Alți cercetători (O. Iliescu et al., 1962) raportează nivelul cu pietrișuri Helvețianului superior, nivelul marnelor și nivelul tufului Tortonianului inferior, iar calcarele cu *Lithothamnium*, Tortonianul superior.

Buglovian (bg)

În coloana stratigrafică a Neogenului de la NW de munții Mezeș, Buglovianul nu figurează între Tortonian și Volhinian — Bessarabian inferior fiind consemnată o discordanță. Avînd însă în vedere datele din nordul munților Preluca unde peste calcarele cu *Lithothamnium* se dispune în continuitate de sedimentare un orizont de cca 100 m grosime alcătuit din marne cenușii cu intercalații de tufuri fine cu ervilii mici și care se termină cu gipsuri lenticulare, și luînd în considerație datele recente de foraj (Maria Chivu et al., 1966) care atestă continuitate de sedimentare, ca și prezența lui *Cibicides lobatulus* (Walker și Jacob) caracteristic Buglovianului, trebuie să concludem că între Tortonian și Volhinian — Bessarabian este continuitate de sedimentare și că Buglovianul nu lipsește.

Volhinian — Bessarabian inferior (vh-bs₁)

Depozitele aparținând acestui interval stratigrafic se dezvoltă sub două faciesuri: unul de țărm și altul de larg cu: *Cardium transcarpaticum* Grischk., *C. cf. lithopodolicum sarmaticum* Kol., *Ervilia dissita-dissita* (Eichw.), *Cryptomactra* aff. *pesanseris* (Mayer), *Cardium plicatofittoni* Sinz. În cadrul foii Cluj Buglovianul și Volhinian — Bessarabianul inferior nu apare la zi, fiind depășite de Pannonian, dar prezența lor a fost constatată în foraje, fără a se putea separa Buglovianul de Volhinian — Bessarabianul inferior.

Pannonian (pn)

Asupra limitei dintre Volhinian — Bessarabian inferior și Pannonian *str. s.* există discuții, unii cercetători susținând ideea unei lacune stratigrafice, alții susținând dimpotrivă continuitate de sedimentare. Din date de foraj reiese că în largul bazinului există continuitate de sedimentare, întrucât în baza Pannonianului *str. s.* există o zonă cu faună comună Sarmațianului și Pannonianului *str. s.*, spre deosebire de marginea bazinului unde avem discontinuitate de sedimentare.

După date recente (Maria Chivu et al., 1966) pe bază de asociații faunistice caracteristice s-au distins șase zone și anume: zona de trecere, zona C, zona D și zona E ce reprezintă Pannonianul *str. s.*, zona F și zonele G și H atribuite Pontianului *str. s.*

Zona de trecere (Zonele A și B) cuprinde marne nisipoase, compacte cu *Limnocardium precarpatica* Jek., *Orygoceras* spp. etc. și este dezvoltată numai în largul bazinului.

Zona C, cu două faciesuri (de larg și țărm) are fauna următoare *Paradacna lenzi* (Hornes), *Congeria gitneri* Brus., *Limnocardium promultistriatum* Jek. Faciesul de țărm depășește zonele A și B, stînd peste șisturi cristaline. Zona D, cu aceleași două faciesuri prezintă fauna: *Congeria praebalatonica* Sinzow, *Melanopsis rugosa* Handmann, etc.

Zona E prezintă cea mai mare dezvoltare, transgredind zonele anterioare. Are o bogată faună constînd din specii de *Congeria*, *Limnocardium* și *Melanopsis*.

Zona F cu o grosime de 170—450 m, este alcătuită din marne fine, nisipoase cu intercalații de nisipuri și intercalații

subordonate de strate de cărbuni. Are următoarea asociație faunistică: *Dreissena minima* L. ö r e n t h e y în bază, *Congeria balatonica* Partsch., *C. batuti* Brus., *Limnocardium decorum* (Fuchs), *Melanopsis handmanni* Brus. etc.

Zonele G și H sînt reprezentate printr-un complex argilo-nisipos cu o faună săracă amintind „Faciesul paludin“ al depozitelor pliocen-superioare din Ungaria din care se remarcă formele: *Unio wetzleri flabellatiformis* Mik., *Uviviparus cf. loxostomus* (Sandb.).

Pleistocen superior (qp₃)

Pleistocenul superior este reprezentat prin depozitele terasei inferioare (qp₃) reprezentate prin nisipuri și pietrișuri groase de 1—7 m.

Holocen (qh)

Holocenului i-au fost repartizate nisipuri și pietrișuri groase de 2 — 6 m, aparținînd luncii.

ELEMENTE STRUCTURALE

După cum s-a amintit terenurile reprezentate pe foaia Cluj se încadrează în 3 unități geologice: Munții Apuseni de nord (munții Gilău și munții Mezeș), depresiunea Transilvaniei și bazinul Silvaniei.

STRUCTURA FUNDAMENTULUI CRISTALIN

MUNȚII APUSENI DE NORD

Munții Gilău. Tectonica actuală a acestui masiv rezultă din suprapunerea tectonicii alpine peste o tectonică mai veche, încă neelucidată. Teritoriul din munții Gilău cuprins în foaia Cluj reprezintă prelungirea nordică a autohtonului de Bihor. După datele lui I. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo (1957, 1958) șisturile cristaline ce mărginesc la N granitul de Muntele Mare prezintă direcții NE cu înclinări spre SE și direcții NW cu înclinări spre NE. În partea de W a granitului, în regiunea Beliș, direcția generală a șisturilor cristaline este NE — SW, cu înclinări între 30°—80° spre SE. Șisturile cris-

taline sînt afectate de o serie de falii ce se pot încadra în două sisteme : unul orientat NE — SW și altul cu orientare NW — SE. Primul sistem, cu orientare NE — SW este reprezentat prin mai multe falii de încălecare a seriei de Someș peste seria de Arada, cu vergență nord-vestică și cu lățimea minimă a încălecării de cca 200 m, unele putînd fi urmărite pe lungimi de 10 — 35 km. Al doilea sistem, cu orientare NW — SE, este reprezentat prin falii gravitaționale și decroșani. Se remarcă falia de la W de confluența Someșului Cald și Rece, falia de la Căpușul Mic și falia de la Mănăstireni. Vînta primului sistem de falii este greu de stabilit întrucît nu suportă depozite discordante decît la N de Rîșca, unde falia de încălecare este acoperită discordant de argilele pestrițe inferioare (Pg_1+y), deci nu putem spune decît că falia este mai veche decît Paleocenul și mai nouă decît seria de Arada (Paleozoic antecarbonifer — Proterozoic superior). Al doilea sistem are o vîrstă probabil savică.

Munții Mezeș. Munții Mezeș constituie un pînten al Apusenilor de Nord orientat NNE — SSW. După datele lui Th. Kräutner (1938) sisturile cristaline au direcția NNE — SSW și o înclinare foarte mare în pantea de S (Groapa), iar în N direcția se schimbă devenind N — S și NNW — SSE cu înclinarea către NE. Pe hartă acest masiv este încadrat de două falii : falia de NW este considerată falie gravitațională iar cea de SE, falie curbă (de încălecare la suprafață și gravitațională în adîncime). Masivul ar apare deci ca un horst asimetric. Falia de pe versantul sud-estic a fost remarcată, pentru prima dată de K. Hoffmann (1879) și este cunoscută sub denumirea de falia Mezeșului, iar caracterul de încălecare a fost arătat de V. Mutihac (1952) și Gr. Răileanu et al. (1964). Vînta acestei falii după ultimele date ale lui A. Rusu (1967) ar fi intra-burdigaliană, fiind acoperită discordant de depozite burdigaliene. Falia de la NW remarcată și denumită falia Paramezeș de M. Paucă (1964) nu este confirmată de cercetările recente (A. Rusu, 1967). În consecință masivul Mezeș nu mai poate fi considerat ca un horst ci ca un hemianticlinal (pînten) cu flancul de est faliat.

Întrucît tectonica alpină a acestor masive este de tip germanic se întărește ideea lui Th. Kräutner (1938) că ele

s-au comportat ca un masiv median, idee ce-a fost susținută ulterior de H. Stille (1953) și adoptată la efectuarea hărții tectonice a României (I. Dumitrescu et al., 1962).

STRUCTURA CUVERTURII

Cuvertura sedimentară ce se așează discordant peste aceste masive aparține depresiunii Transilvaniei și părții de est a bazinului Silvaniei cunoscută sub denumirea de șanțul Zalăului.

DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

Depresiunea Transilvaniei este o depresiune intermuntoasă, cu o parte marginală mai ridicată și o parte internă mai scundă, ce s-a schițat în Paleogen, după faza Iaramică, și s-a definitivat în Neogen, începînd cu Helvețianul (strate de Hida). Se disting mai multe stiluri tectonice în raport cu adîncimea (I. Dumitrescu, 1962) : un stil tectonic se manifestă în depozitele paleogene miocen-inferioare și miocen-medii, inclusiv tuful de Dej ; altul se întîlnește în depozitele din acoperișul tufului de Dej. Primul stil se prezintă ca o mare structură homoclinală cu înclinări de 5° — 10° către interior, complicată în zona de margine cu cîteva brahicute și o serie de falii gravitaționale ce îmbracă structura fundamentului încadrîndu-se în stilul germanic. Al doilea stil situat în partea mai internă a depresiunii cuprinde domurile diapire de sare care se asociază cu o serie de cute cvasi-lineare, situate în releu. După I. Dumitrescu (1958) cutede cvasi-lineare sînt datorate decolării depozitelor mai noi decît sarea determinată de componența tangențială a gravitației iar domurile diapire sînt datorate izostaziei.

Printre cutede îmbrăcare remarcăm, în primul rînd, anticlinalul Buzaș — Gostila, din partea de N a hărții, situat la S de Ileanda, cu direcție ENE — WSW, lung de 12 km și lat de 2 km, cu o ridicare axială în Valea Hîrtoapelor unde aflorază sub formă de butonieră argilele pestrițe inferioare, anticlinalul remarcat de K. Hoffmann (1889) și cu terminări periclinale, spre W la Buzaș, iar spre E la Gostila. În continuarea insulei cristaline Țicău se individualizează anticlinalul Jibou — Someș — Odorhei, remarcat de K. Hoffmann (1887) cu direcție NNW — SSE, în argilele pestrițe inferioare

și cu terminare periclinală între Brebi și Jac, anticlinal situat în releu față cu hemianticlinalul Mezeș. Între șoseaua Cluj — Zalău și localitatea Sîngeorgiu de Mezeș se remarcă un anticlinal paralel cu munții Mezeș situat în depozite eocene. Sinclinalul cel mai important din regiune este sinclinalul transversal Moigrad, reprezentînd o zonă de maximă subsidență, denumită de K. H o f f m a n n (1879) „poartă mezeșană” care în fundament prezintă o zonă de falie „falia Moigradului”, care a facilitat punerea în loc a corpurilor eruptive din această regiune. Falii cu reflexe în fundament se găsesc în special în depozite paleogene și anume pe versantul de W al Someșului la N de Ciocmani și în regiunea Moigrad. În depozite neogene falii de genul acesta sînt figurate numai în regiunea Dej, la confluența celor două Someșe: Mic și Mare.

Zona domurilor diapire de sare din depresiunea Transilvaniei este situată mai în interior în depresiunea propriu-zisă (neogenă) a Transilvaniei, formînd un brîu ce înconjoară depresiunea. Această zonă este constituită din domuri diapire de sare asociate cu cute ejective cvasi-lineare, situate în releu, spre deosebire de zona centrală a depresiunii, unde apar numai domuri, așa numită zonă a domurilor de gaze (L. M r a z e c, 1927), cu sîmburi ascunși de sare, atinși numai prin foraje, care se încadrează în categoria criptodiapirelor.

Pe foaia Cluj cutele cu care se asociază domurile diapire de sare studiate mai recent de I. D u m i t r e s c u (1951—1958) pînă la paralela Iclod, iar de aici spre S de Gr. R ă i l e a n u (1955) au direcția NNE — SSW pînă la paralela Gădălin iar de aici spre S ele capătă direcția NNW — SSE, exceptînd anticlinalul Nireș, în partea de NE a hărții și anticlinalul Someșeni — Apahida în partea de SE centrală a hărții, cu direcția ENE — WSW. Zona atinge cea mai mare lățime, circa 16 km, în partea de S (paralela Cluj), se îngustează la cca 2 — 4 km în regiunea Gădălin — Gherla, iar în partea de N (Dej) zona se lățește din nou la cca 7 — 8 km. Cutele se ridică axial spre N. În regiunea Dej s-au distins 3 anticlinale, dintre care cel mai important este anticlinalul Bunești, cu poziție centrală, ce se continuă spre S pe o distanță de 50 km, în cadrul foii Cluj, pînă în regiunea Valea Florilor. În regiunea Bunești flancurile sînt asimetrice și anume flancul de W este mai redresat, prezentînd înclinări pînă la 50°, în timp ce flancul de E are în-

clinări cu valori de 30°. La S de Someș cuta se deversează spre W pînă în regiunea Cojocna. Cuta este străbătută în trei locuri de sîmburi de sare: Sic, Cojocna și Valea Florilor, unde iau naștere domuri diapire de sare. În regiunea Dej, la W de anticlinalul Bunești, se dezvoltă brabianticlinalul Ocna Dejului, cu o lungime de 3 km, cu înclinări ale flancurilor de maximum 10°. În sîmburele cutei se găsește o lentilă de sare cu grosimea maximă de 100 m, concordantă cu flancurile, avînd în pat tuful de Dej (Tortonian inferior) cu structură homoclinală de cîteva grade spre interiorul depresiunii, fapt care reiese din datele de suprafață și foraj, concretizate în alura izobatelor construite la limita inferioară a tufului de Dej.

În partea de S a foii Cluj la W de anticlinalul Bunești — Valea Florilor, unde zona cutată se lățește, se dezvoltă încă 6 anticlinale lungi de cîteva km.

BAZINUL SILVANIEI

Bazinul Silvaniei aparține depresiunilor periferice mai ridicate ale depresiunii panonice, care a luat naștere mai tîrziu decît depresiunea Transilvaniei și anume după faza stirică, adică începînd cu Tortonianul. Pe foaia Cluj este reprezentată numai partea de SE a bazinului, cuprinsă între culmea Mezeș la SE și dealul Heghișa la NW constituite în principal din șisturi cristaline.

Depozitele neogene (Tortonian — Buglovian — Volhinian — Bessarabian — Pannonian *l.s.*) se dispun discordant peste acest fundament constituind o depresiune, cu înclinări slabe, afectată pe flancul de SE la N de Someș de o falie gravitațională conformă ce desparte depozitele tortoniene din compartimentul căzut de depozitele paleocene și ypresiene (argile pestrițe inferioare) din compartimentul ridicat, falie cunoscută sub denumirea de falie Ciceu — Benesat, identificată de K. H o f f m a n n (1879). Pe hartă este consemnată o falie și la NW de Mezeș care nu este confirmată de cercetările recente.

Întrucît s-a presupus falii și la E de insulele cristaline ce mărginesc regiunea la NW s-a ajuns la noțiunea de „șanțul Zalăului” în sens de graben, însă față de datele reale este mai indicat să se vorbească de depresiunea Zalăului.

INDICAȚII BIBLIOGRAFICE

- Barbu I. Z. (1952) Raport asupra regiunii Ortelec — Moigrad — Brebi. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Barbu V. (1964) Resturi de Anthracotherium din cărbunii de la Ticu (regiunea Cluj). *Bul. Inst. de Petrol, Gaze și Geol.*, XI. București.
- Bombiță G. (1963) Contribuții la corelarea Eocenului epicontinental din R. P. Română. Edit. Acad. R.P.R. București.
- Borcoș M., Dumitrescu R., Hanomolo I. (1967) Contribuții la cunoașterea structurii masivului granitic al Muntelui Mare. *D. S. Com. Stat Geol.*, LIII/3. București.
- Chivu Maria, Dragu Valentina, Enache Gh., Isac D., Mărgărit Eugenia (1966) Contribuții la stratigrafia Neogenului din Bazinul Silvaniei. *D. S. Com. Stat Geol.*, LII/1 (1964—1965). București.
- Ciupagea T. D. (1935) Nouvelles données sur la structure du bassin Transylvain. *Bull. Soc. Roum. Géol.*, II. București.
- Coteș P. (1957) Depresiunea Zarandului. Observații geomorfologice. *Probleme de geografie*, IV. București.
- Czekelius (1854) Über die Verbreitung der Salzquellen und des Salzes in Siebenbürgen. *Verh. d. Siebenb. f. Natur*. Wien.
- Dragoș V. (1950) Raport geologic asupra regiunii Călățele — Huedin. Com. Stat Geol., Arh. Inst. Geol. București.
- Dumitrescu I. (1946) Raport preliminar asupra Paleogenului din regiunea Ileanda. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Dumitrescu I. (1947) Raport asupra Paleogenului din nordul Transilvaniei (regiunea Ileanda — Răstoci — Mesteacăn). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Dumitrescu I. (1948) Raport geologic asupra regiunii Dej — Gherla. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Dumitrescu I. (1951) Raport geologic asupra regiunii Gherla — Dej — Ilișua. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Dumitrescu I. (1952) Raport asupra regiunii Munții Preluca — Munții Lăpușului. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Dumitrescu I. (1953) Raport geologic asupra bazinului superior al Lăpușului. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului din bazinul Lăpușului. *Lucr. Inst. Petrol și Gaze*, II. București.
- Dumitrescu I. (1958) Contribuțiuni la studiul domului diapir de sare de la Uioara (Ocna Mureșului). *Lucr. Inst. Petrol Gaze și Geol.*, IV. București.
- Dumitrescu I. (1962) Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică și cartare geologică. Editura didactică și pedagogică. București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M. (1962) Carte tectonique de la République Populaire Roumaine. *An. Com. Geol.*, XXXII. București.
- Fichtel I. E. (1780) Geschichte des Steinsalzes in Siebenbürgen.
- Gabunia L. K., Iliescu O. (1960) Asupra primei descoperiri a unor resturi de rinoceri giganti din familia Indricoteridae în România. *Lucr. Acad. Științe a U.R.S.S.* 130/2. Moscova.
- Giușcă D., Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei șișturilor cristaline din Munții Apuseni. *Acad. R.S.R., Stud. și Cercet. de Geol. Geogr.*, I. București.
- Hanomolo I., Hanomolo Antoaneta (1957) Raport asupra geologiei regiunii Someș — Mânăstireni — Căpuș. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Hanomolo Antoaneta (1958) Raport asupra regiunii Giurcuța de Jos — Beleş — Fântânela, valea Someșului Cald. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Haug E. (1920) Traité de géologie. II. Les périodes géologiques (2-ème tirage). Paris.
- Hoffmann K. (1879) Bericht über die im östlichen theile des Szilagyer Comitates während der Sommer campagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen. *Földt. Közl.*, IX. 5—6. Budapest.
- Hoffmann K. (1883) Bericht über die im Sommer 1882 im Südöstlichen Theile des Satmarer Comitates ausgeführten geologischen Specialaufnahmen. *Földt. Közl.*, XIII, 1—3. București.
- Hoffmann K. (1887) Geologische Notizen über die krystallinische Schieferinsel von Preluca und über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland. *Jahresb. d. k. ung. geol. Austalt für 1885*. Budapest.
- Hoffmann K. (1891) Gaura und Galgo 1:75.000.
- Ilie M. (1952) Structura geologică a regiunii Cojocna — Turda — Ocna Mureșului. *An. Com. Geol.* XXIV. București.
- Iliescu O. (1952) Raport asupra regiunii Arghiș — Sâncraiu Almașului. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Iliescu O. (1953) Raport asupra regiunii Berindea — Mihăilești (Regiunea Cluj). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Iliescu O. (1965) Date preliminare asupra erupțiilor de la E de Cristalinul Mezeșului (NW-ul Transilvaniei). *D. S. Com. Geol.* LI/1 (1963—1964). București.
- Iliescu O., Naghel Aura, Mărgărit Gh., Mărgărit Maria, Gheorghian M., Gheorghian Mihaela, Naghel Ad.

(1952) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru cărbuni în regiunea Moigrad — Jibou — Stejerea — Ileanda — Răzoare. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Joja T. (1946) Raport geologic-minier preliminar asupra depozitelor neo-zoice de la sud de Jibou. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Joja T. (1947) Raport geologico-minier preliminar asupra depozitelor neo-zoice din împrejurimile orașului Jibou. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Joja T. (1952) Raport definitiv asupra structurii geologice a regiunii basinului inferior al Agnișului și Almașului. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Joja T. (1956) Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou. *An. Com. Geol.*, XXIX. București.

Koch A. (1888) Bericht über die in dem südlich von Klausenburg gelegenen Gebiete im Sommer d.g. 1886 durchgeführten geologischen Detailaufnahmen. *Jahresb. d.k. ung. geol. Anstalt für 1886*. Budapest.

Koch A. (1894, 1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. I Paläogene Abtheilung. Budapest II. Neogene. Abtheilung. Budapest.

Kräutner Th. (1938) Recherches géologiques et pétrographiques dans les massifs cristallins du NW de la Transylvanie. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII. București.

Lăzărescu V. (1966) Cercetări geologice între Someș și Lăpuș la NW de Dej. Autoreferat. Inst. Petrol, Gaze și Geol. București.

Lobonțiu E. (1940) Probleme economice în legătură cu structura geologică a pământului sălăjenesc. Țara Silvaniei. *An. 1.*, I. Zalău.

Lörenthey E. (1893) Beiträge zur Kenntnis der unterpontischen Bildungen des Szilágyer Comitatus und Siebenbürgens „Értesítő“.

Martonfy L. (1871) Beiträge zur Kenntnis des Neogens von Szilágy—Somlyó „Értesítő“.

Martonne Emm. de (1924) Excursions géographiques de l'Institut de géographie de l'université de Cluj en 1921. Résultats scientifiques. București.

Mateescu St. (1926) Observațiuni morfologice și geologice asupra depresiunii Huedinului (Transilvania). *An. Inst. Geol. Rom.* XI. București.

Mateescu St. (1927) Date noi asupra structurii geologice a depresiunii Zalăului. *Rev. Muz. Geol. Min.*, II. Cluj.

Mateescu St. (1938) La faille de Moigrad et les variations de faciès qu'elle introduit dans l'Éocène et l'Oligocène au N et au S de la faille. *C. R. Acad. Sc. Roum.* II, 6. București.

Mateescu St. (1940) Les sédiments de couleur rouge et la formation répétée des sols latéritiques dans les régions carpatiques de Roumanie. *Bull. Sc. École Polytechnique Timișoara*, IX, 1—2. Timișoara.

Mátyásovszky I. (1879) Bericht über geologische Detailaufnahmen im Comitate Szilagy im Jahre 1878. *Földt. Közl.*, IX. Budapest.

Mátyásovszky I. (1881) Bericht über die geologischen Aufnahme-arbeiten in Comitate Szilagy. *Föld. Közl.*, XI. Budapest.

Mátyásovszky I. (1883) Bericht über die geologischen Aufnahmen in Bükk und Rézgebirge im Sommer 1882. *Jahresb. d.k. ung. geol. R. A. f. 1882; Föld. Közl.*, XIII. Budapest.

Mészáros N. (1957) Fauna de moluște a depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei. Edit. Acad. R.P.R. București.

Mihăilescu V. (1934) Platforma someșană. *Bul. Soc. Rom. geogr.* II. București.

Mihăilescu V. (1938) Observări morfologice în NW Transilvaniei. Volum omagial. Gr. Antipa. București.

Mihăilescu V. (1966) Dealurile și cîmpiile României. Studiu de geografie al reliefului. Editura științ. București.

Moisescu V. (1963) Contribuții la cunoașterea faunei de Moluște din regiunea Ticu — Tămașa (Bazinul văii Almașului, Nord-Vestul Transilvaniei). *Acad. R.P.R. secția de Geol. Geogr. și Inst. de Geol. și Geografie. Stud. și cerc. de geol.*, VIII, 2. București.

Moisescu V., Popescu Gh. (1967) Studiul stratigrafic al formațiunilor paleogene și miocene din reg. Ghinteni — Baciu — Sîn Paul (nord-vestul Transilvaniei). *Acad. R.S.R. seria Geol.*, 12. București.

Mrazec L. (1907) Despre cute cu sîmbure de străpungere. *Bul. Soc. Științe*, XVI. București.

Mrazec L. (1907) Les plis diapirs et le diapirisme en général. *C. R. Inst. Géol. Roum.* VI. București.

Mrazec L. (1935) Sur le diapirisme. Les Carpates et l'avant-pays. III. *Sér. Géol. des Carpathes*. Warszawa.

Mrazec L. (1932) Considérations sur l'origine des dépressions internes de Carpathes roumanies. *Bull. de la Soc. Roum. de Géol.*, I. București.

Mrazec L., Jekelius E. (1927) Aperçu sur la structure du bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gazes. *Guide des excursions. Assoc. p. l'avancement de la Géologie des Carpathes*. București.

Mutihac V. (1952) Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Moigrad — Hida. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Năstăseanu S. (1952) Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Nadaș — Almaș — Fild. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Năstăseanu S. (1953) Raport geologic definitiv. Regiunea Tăut — Sângeorgiul de Mezeș. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Niță Pion P. (1961) Raport de sinteză privind prospecțiunile de detaliu pentru fier în regiunea Săvădisla — Lita — Băișoara. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Niță Pion P. (1964) Prospecțiuni geologice pentru minereuri de fier în formațiunile sedimentare din Eocenul bazinului Transilvaniei în zona de la nord de Luna de Sus și est de Tăuți (regiunea Cluj). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Papp K. (1913) Kaliszalzschurfungen in Ungarn. *Földt. Közl.*, XLIII. Budapest.

Papp S. (1915) Czigány, Egrespatak és Szilágy agyala Környékének geologia, viszonyai Különös tekintettel a földgáz és petroleum Kutatására. *Bányászati és Kohástati Lapok*. XLVIII. Budapest.

- Paucă M. (1953) Geologia regiunii Tătăruș — Suplac de Barcău. *An. Com. Geol.*, XXV. București.
- Paucă M. (1962) Harta geologică a Depresiunii Silvaniei, după datele existente; completată cu rezultatele echipei pe 1962, scara 1:100.000. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Paucă M. (1964) Bazinul neogen al Silvaniei. *An. Com. Geol.*, XXXIV, partea I-a. București.
- Pavay V. E. (1871) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Klausenburg. *Mitt. Jahrb. d.k. ung. geol. A. I.*, 3. Budapest.
- Popescu Gh. (1964) Zona cu Orbulina în Miocenul din nord-vestul Bazinului Transilvaniei. *Acad. R.P.R. Stud. și Cerc. de geogr., geof., geol. seria Geol.*, 9. 1. București.
- Popescu-Voitești I. (1935) Evoluția geologico-paleogeografică a Pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Mineral. Univ. Cluj*, V, 2. Cluj.
- Pošepny Fr. (1867) Studien aus dem Salinengebiet Siebenbürgens. *Jahrb. d.k. geol. Reichs Anst.*, XVII. Wien.
- Pošepny Fr. (1871) Studien aus dem Salinargebiete Siebenbürgens. *Ibidem*, XXI. Wien.
- Răileanu Gr. (1951) Raport geologic asupra regiunii Jibău Benesat (V. Someșului). *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Răileanu Gr. (1953) Raport geologic asupra regiunii Fericea — Curtuișul Mare — Stejerea din raioanele Jibou și Șomcuta Mare. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Răileanu Gr. (1955) Cercetări geologice în regiunea Cluj — Apahida — Sic. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952). București.
- Răileanu Gr., Saulea Emilia (1956) Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (NW Bazinul Transilvaniei). *An. Com. Geol.* XXIX. București.
- Răileanu Gr., Rusu A., Moiescu V. (1964) Relațiile tectonice ale Cristalinului Munților Mezeș-Țicău cu formațiunile sedimentare ale Bazinului Transilvaniei. *Acad. R.P.R. Stud. și cerc. de Geol., Geofiz., Geogr., seria Geol.*, 9, 2. București.
- Roth Telegd L. (1912) Die Nordseite des Rézgebirges zwischen Paptelek und Kuznács und die südliche Partie des Măgura bei Szilagy—Somlyo. *Jahresb. d.k. ung. geol. A. f. 1911.* Budapest.
- Roth Telegd K. (1914) Fortsetzung weise Reambulierung des Réz-Gebirges. Budapest.
- Rusu A. (1967) Studiul geologic al regiunii Moigrad (Nord-Vestul Bazinului Transilvaniei). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, LIII/1 (1965—1966). București.
- Rusu A., Popescu Gh. (1965) Contribuții la stratigrafia Miocenului inferior din nord-vestul bazinului Transilvaniei. *Acad. R.S.R. St. și Cercet. de Geol., Geof., Geogr., seria Geol.*, 10, 2. București.
- Saulea Emilia (1953) Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Savadisla — Florești — Cluj. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Sawicki L. (1912) Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens. *Bul. Acad. des Sciences de Cracovie*, p. 130—263. Cracovie.

- Stache G., Hauer Fr. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Stille H. (1953) Der Geotektonische Werdegang der Karpathen, *Beihefte Geol. Jb.* 8. Hanover.
- Stoicovici E., Trif Aurica (1952) Partea de NE a Munților Apuseni — Munții Gilăului și Muntele Mare. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Szadeczky Kardoss E. (1930) Contribuțiuni la geologia Ardealului de Nord-Vest. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XIV (1925—1926). București.
- Szadeczky I. (1930 a) Partea de nord a masivului Cristalin al Gilăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XIII. București.
- Szadeczky I. (1930 b) Munții ascunși din nord-vestul Transilvaniei. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XIII (1925—1926). București.
- Szadeczky I. (1930 c) Munții ascunși ai seriei cristaline mai vechi (Seria I-a) din nord-vestul Transilvaniei. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XIV (1925—1926). București.
- Șurariu N. (1952) Contribuție nouă la cunoașterea microfaunei stratelor de Hida. *Acad. R.P.R. filiala Cluj, St. și cerc. științ.* III, 1—2. Cluj.
- Șurariu N. (1958) Contribuțiuni la cunoașterea macrofaunei stratelor de Hida. *Studia Universitatum Victor Babeș et Bolyai.*, III, 5; series II, fasc. 1 (*Geologia—Geografia*). Cluj.
- Șurariu N. (1961) Contribuții la cunoașterea microfaunei unor depozite miocenice din imediata apropiere a orașului Cluj. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai*, Seria II-a, fasc. 1 (*Geologia—Geografia*). Cluj.
- Vancea A. (1929) Observațiuni geologice în reg. de SW a Cîmpiei Ardelene. Sibiu.
- Vancea A. (1960) Neogenul din bazinul Transilvaniei. Editura Acad. R.P.R. București.
- Vlaicu Nița-Tătărim (1963) Stratigrafia Eocenului din reg. de la vest de Cluj. Editura Acad. R.P.R.