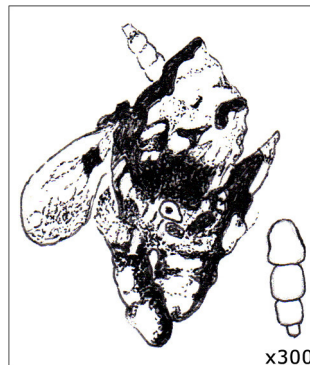


UNIVERSITATEA DIN BUCUREȘTI
FACULTATEA DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ
CATEDRA DE GEOLOGIE-PALEONTOLOGIE

TEZA DE DOCTORAT

STUDIUL PALEOMICOLOGIC AL DEPOZITELOR
MIOCENE DIN BAZINELE VĂILOR TELEAJEN ȘI BUZĂU
REZUMAT



Conducător științific:
Prof. Dr. Ovidiu Dragastan

Doctorand:
Victor Băcăran

București, 2009

CUPRINS

I	Introducere	II
II	Cuvânt înainte	III
III	Istoricul cercetărilor paleomicologice	V
IV	Consemnarea geologică a fungilor fosili	VII
V	Istoricul cercetărilor paleomicologice în România	IX
VI	Istoricul cercetărilor paleomicologice în bazinele văilor Teleajen și Buzău	XI
VII	Istoricul cercetărilor în micologie	XV
VIII	Metodele de preparare și studiul palinomorfelor	XVII
IX	Clasificarea sporilor fosili de ciuperci	XIX
1.	Date generale asupra regiunii cercetate	1
2.	Cadrul geologic al regiunii.	2
3.	Cadrul geologic al Formațiunii cu sare de la Slănic – Prahova.	35
9.	Reconstituirea paleomediului miocen	37
9.1.	Generalități	37
9.2.	Elemente morfologice folosite în procesul comparării sporilor actuali de ciuperci cu cei fosili	39
9.3.	Spectrul ecologic al sinuziilor de micro- și macromicete care se aseamănă cu cele descoperite în depozitele miocene cuprinse în bazinele văilor Teleajen și Buzău.	40
a)	Profilul ecologic al ciupercilor care se aseamănă cu cele descoperite în Formațiunea de Podu Morii.	40
b)	Profilul ecologic al ciupercilor care se aseamănă cu cele descoperite în Formațiunea de Podu Morii – Calcarele de Jaslo	41
c)	Profilul ecologic al ciupercilor care se aseamănă cu cele descoperite în Formațiunea Gresiei de Kliwa	41
d)	Profilul ecologic al ciupercilor care se aseamănă cu cele descoperite în Formațiunea de Doftana	41
e)	Profilul ecologic al ciupercilor care se aseamănă cu cele descoperite în Formațiunea cu sare	41
f)	Profilul ecologic al ciupercilor care se aseamănă cu cele descoperite în Formațiunea de Șipoțelu	41
9.4.	Reconstituirea paleoclimatului	41
9.4.1.	Evoluția florei în Cenozoic	42
9.4.2.	Evoluția climei și florei în Paleogenul Europei Occidentale	42
9.4.3.	Factorii fizici (temperaturi și umiditate) în dezvoltarea ciupercilor	43
9.4.4.	Procesul de tranziție micotică	43
10.	Concluzii	240
10.1.	Considerații asupra paleoecosistemului miocen	240
10.2.	Probleme de nomenclatură la sporii, hifele și corpurile sporifere, descoperite în depozitele miocene în bazinele văilor Teleajen și Buzău	246
11.	Bibliografie	249
11.1.	Bibliografie – Geologie	249
11.2.	Bibliografie – Paleomicologie	256
11.3.	Bibliografie – Micologie	260

I. Introducere

Prezenta lucrare își propune studiul paleomicologic al formațiunilor miocene din bazinele văilor Teleajen și Buzău. Pe baza unui cadru stratigrafic și tectonic, preluat și însușit din literatura geologică recentă, s-a procedat la investigarea palinologică a unor formațiuni miocene ale principalelor aflorimente din regiune. S-au detaliat îndeosebi formațiunile purtătoare de evaporite, urmărindu-se evoluția relației: preevaporitic–evaporitic–postevaporitic.

În lucrare s-a abordat și oferta de informație geologică din zone limitrofe perimetrului, cum ar fi oportunitatea investigării forajelor din sarea de la Slănic Prahova, unele deschideri din Zona Cutelor Diapire, sau din aflorimente situate la vest sau la est de perimetru.

Din lumea bogată și variată a palinomorfelor constatate și determinate, s-au selectat pentru studiul de detaliu numai sporii de ciuperci.

O vastă literatură de strictă specialitate a trebuit să fie consultată ca suport al diagnosticului paleomicologic, al descrierilor morfologice și al efortului de adecvare a nomenclurii, de clasificare, de încadrare.

Informația paleomicologică cantitativă din investigarea formațiunilor s-a dorit a fi urmărită sub diferite aspecte în încercarea de a desprinde tendințe evolutive ale diferiților taxoni, cu posibilități de uz biostratigrafic, sedimentologic (ciclicități, paleoclimă, semnificații ambientale), cu implicații în evoluția geologică a bazinului miocen din sudul Carpaților Orientali.

Cercetările paleomicologice cu mijloace palinologice aduc informații din care rezultă că, în Cainozoic, existau genurile de ciuperci cunoscute din micologia actuală, în majoritatea lor.

Această constatare obligă pe palinolog să compare sporii de ciuperci fosili cu cei actuali. Cum asemănările sunt mai mult decât evidente, niciodată nu vom găsi o identitate morfologică între sporii fosili și cei actuali de ciuperci.

Pe glob se presupune că ar exista cca. 200000 de specii de ciuperci (cunoscute fiind cca. 100000 specii), intuim deci cât de ridicat trebuie să fie nivelul de cunoaștere al palinologului angrenat în descifrarea tainelor paleomicologice ale Cainozoicului.

Numai înarmat cu informații de sporologie ale ciupercilor actuale, se pot obține datele necesare evaluării condițiilor paleoclimatologice și paleobiogeografice, în completarea celor furnizate de celelalte grupuri de plante inferioare și superioare.

Respectând în continuare regulile atât de vechi ale principiului actualismului, paleomicologia poate oferi ocazia unor noi interpretări filogenetice, paleoecologice în lumea plantelor.

Lucrarea de față oferă descrierea morfologică a unui număr infim de spori de ciuperci fosile, încadrați într-un sistem de clasificare artificial, ca element în procesul de comparare cu sporii de ciuperci actuale, organizat astfel încât să creeze un prim fond de date în cercetarea de morfologie comparată în paleomicologie.

Practica determinării sporilor actuali de ciuperci indică necesitatea cercetării lor în contextul natural al corpurilor sporifere, sporoforilor, ascelor, bazidiilor etc. Paleopalinologul întâlnește sporii de ciuperci fosile nu întotdeauna izolați, uneori în asce, dar frecvent în corpuri sporifere, rar pe sterigme, conidiofori etc. Acest avantaj presupune, cu necesitate, să se apeleze la studierea sporilor omologi actuali în condițiile naturale ale sursei, în scopul elucidării datelor oferite de paleomicologie. Studiile de morfologie comparată pot aduce noi elemente utile palinologului în actul identificării formelor fosile.

Numai printr-un proces continuu de comparare a sporilor fosili de ciuperci cu cei actuali, se poate crea acel fond minim de lucrări de sporologie, instrumente de lucru pentru palinologi.

Lucrarea reprezintă o încercare de prezentare a sporilor fosili în interesul procesului de cunoaștere în geologie.

II. Cuvânt înainte

Prezenta lucrare de doctorat este rodul pasiunii mele pentru Paleomicologie, dar, în cea mai mare parte, al faptului că am început să lucrez sub îndrumarea Prof. Dr. Ovidiu Dragastan din Facultatea de Geologie și Geofizică, Catedra de Geologie și Paleontologie, din Universitatea București, și al șansei ce am avut-o să abordez acest domeniu la îndemnul Dr. Leonid Apostol de la Muzeul de Istorie Naturală “GR. ANTIPA” și să mă inițiez în Palinologie și, respectiv în Paleomicologie, sub îndrumarea Dr. Nicolae Balteș de la I.C.P.P.G. Câmpina, cu sediul în București (str. Toamnei), personalități cărora le rămân îndatorat și le prezint sincerele mele omagii.

Tot șansa a făcut ca Muzeul de Biologie Umană Ploiești, prin persoana Dr. Zoe Apostolache Stoicescu, să patroneze aceste cercetări, înființând laboratorul de palinologie și să mi se asigure probele palinologice de către Prof. Dr. Dumitru Frunzescu de la Universitatea “Petrol-Gaze” Ploiești, Dr. Liviu Drăgănescu de la Salina Slănic Prahova și Dr. Huică Ilie de la Universitatea “Petrol-Gaze” Ploiești, cărora le aduc mulțumirile mele.

Un uriaș ajutor mi-au dat îndemnul și îndrumările următoarelor personalități, cărora le rămân îndatorat și le prezint mulțumirile mele:

- Prof. Dr. Răzvan Givulescu, membru de onoare al Academiei Române;
- Prof. Dr. Leonid Olaru de la Facultatea de Geologie a Universității “Al. I. Cuza” Iași;
- Prof. Dr. Justinian Petrescu de la Facultatea de Geologie, Catedra de Geologie și Paleontologie, Universitatea “Babeș-Bolyai” din Cluj-Napoca;
- Prof. Dr. Nicolae Țicleanu de la Facultatea de Geologie și Geofizică, Catedra de Geologie și Paleontologie a Universității din București;
- Prof. Dr. Aurelia Bărbulescu de la Facultatea de Geologie și Geofizică, catedra de Geologie și Paleontologie a Universității din București;
- Prof. Dr. Ioana Pană de la Facultatea de Geologie și Geofizică, Catedra de Geologie și Paleontologie a Universității din București;
- Conf. Dr. Mihai Popa, pentru realizarea unor fotografii la microscopul ZEISS din Laboratorul de Palinologie;
- Conf. Dr. Monica Crihan de la Universitatea “Petrol-Gaze”-Ploiești;
- Prof. Dr. Theodor Neagu, membru al Academiei Române;
- Dr. Mărunțeanu Mariana de la Inst. Geologic al României;
- Dr. Munteanu Emilia de la Institutul Geologic al României;
- Dr. Popescu Gheorghe de la Institutul Geologic al României.

De mare ajutor, cu o contribuție majoră în abordarea de către mine a domeniului Paleomicologiei au avut-o personalitățile ce au publicat lucrări științifice esențiale, cu care, în parte, m-am aflat în corespondență:

- Dr. D.L. Dilcher – Indiana University, S.U.A.;
- Dr. J. Doubringer – Centre de recherche de sédimentologie et de géochimie de la surface CNRS (Strasbourg);
- Dr. J.P. Ellis – British Mycological Society;
- Dr. M.B. Ellis – Commonwealth Mycological Society;
- Prof. Dr. W.C. Elsik – Exxon, Houston, Texas, S.U.A.;
- Dr. J.Jansonius de la Geological Survey of Canada, Calgary;
- Dr. R.M. Kalgutkar de la Geological Survey of Canada, Calgary;
- Dr. Marcel Locquin – Laureat de l'Institut;
- Dr. G. Norris de la Geological Survey of Canada;
- Dr. D. Pons – Laboratoire de Paléobotanique de la Faculté des Sciences de Paris;
- Prof. Dr. M.V. Sheffy – Indiana University, S.U.A.;
- Prof. Dr. Claude Sittler – Faculté des Sciences de l'Université de Strasbourg;
- Prof. Dr. Thomas N. Taylor – University of Kansas, S.U.A.

Mulți dintre acești micologi și paleomicologi mi-au trimis lucrări științifice de mare valoare, m-au îndrumat; din care cauză le mulțumesc cu toată recunoștința.

De-a lungul timpului, m-am bucurat de bunăvoința multor personalități, care mi-au oferit, cu multă dărnicie, lucrări de micologie și paleomicologie, uneori rămânând uluit de bunătatea lor.

Acestora le aduc profundele mele omagii și mulțumiri, menționându-i:

Dr. Titus Brustur de la Institutul de Geologie și Ecologie Marină;

Dr. Eugenia Puica Iamandei de la Institutul de Geologie al României;

Dr. Stănilă Iamandei de la Institutul de Geologie al României;

Dr. Ana Ionescu de la C.C.P.E.G.-București;

Dr. Alexandru Manoliu de la Centrul de Cercetări Biologice Iași;

Dr. Maria Oprea de la Institutul de Protecția Plantelor București;

Conf. Dr. Mihai Popa de la Facultatea de Geologie și Geofizică, Catedra de Geologie și Paleontologie a Universității din București;

Dr. Gheorghe Popescu de la Institutul de Geologie al României;

Prof. Dr. Tatiana Eugenia Șesan de la Facultatea de Biologie a Universității din București;

Prof. Dr. Mihai Toma de la Universitatea Agronomică și de Medicină Veterinară “Ion Ionescu de la Brad” din Iași.

Dr. Zoe Apostolache Stoicescu, fosta directoare a Complexului Muzeal Prahova.

În elaborarea lucrării, esențial pentru mine a fost sprijinul moral și material al apropiaților mei: mama, Maria, sora și cumnatul, Eugenia și Nicolae Cristea, fratele, Valeriu Bratu, nepoatele mele: Irina și Cristina, verișoara mea, Elena Potop și prietenul meu, Constantin Hunciag, toți oameni de viță basarabeană și bucovineană, cu marea disponibilitate pentru bine.

Multor persoane le mulțumesc pentru ajutorul dat în procurarea microscopului (firma S.C. OPTOFINA S.R.L. a domnului Ion Vânt), terminologiei latine și corecturii, profesorilor Cornel Popescu, Gabriela Pigulea și Constantin Hârlav, dar, în mod special, tehnoredactorului Andrei Neagu de la firma S.C. Laboratoarele TONNIE S.R.L. a domnului Șerban Ionescu-Homoriceanu și Conferențiar Dr. Gheorghe Brănoiu de la Universitatea “Petrol-Gaze” – Ploiești, cât și în reproducerea materialului bibliografic de către Adrian Stocheci.

III. Istoricul cercetărilor paleomicologice

Paleomicologia se ocupă cu studiul componentelor fungilor fosili: hife, corpuri sporifere, spori dispersi etc. Etimologic, termenul “paleo” este element de compunere care înseamnă “vechi” (din fr. paleo), iar “micologie” s.f. – ramură a botanicii care se ocupă cu studiul ciupercilor (din fr. mycologie)(după DEX, 1996).

Paleomicologia este un domeniu foarte tânăr, dar, înainte de a deveni o știință consacrată, ea o fost cunoscută din date disparate, încă de la 1820 (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Din anii 1840 până către sfârșitul secolului al XIX-lea, mulți paleobotaniști (Brogniart, Heer, Lesquereux, Renault, Schimer și Ungar) au publicat note privitoare la fungii întâlniți ca miceliu, spori, sporangii (după Ainsworth & Sussman, 1968).

Până în 1950, puține descoperiri importante, însoțite de publicări au putut fi semnalate (Williamson, 1878, 1880; Kindston & Lang, 1921; Edwards, 1922 – din Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Meschinelli rezumă cunoașterea fungilor fosili de la sfârșitul secolului al XIX-lea în volumele 10 și 11 ale lui Saccardo Syloge Fungorum (1892, 1895) și în Fungorum Fossilium Omnium (1902) (Answorth & Sussman, 1968). În “Inconographica” (1902), Meschinelli a inclus 63 genuri, dar numele acestora sunt discutabile: nefiind valid publicate (la numele unor genuri nu a fost asigurată diagnoza). Mai mult, numele publicate, invalidate diferă de lista din “Index nominum genericorum plantarum” (“ING”; Farr, Leussink & Stafleu, 1979) (din Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Compilațiile lui Meschinelli rămân importante doar din punct de vedere istoric și nomenclatural (după Tiffney & Barghoorn, 1974; Pirozynski, 1976 a; din Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Pirozynski (1976 a) și Pirozynski & Veresub (1979 a) au făcut scurte prezentări ale fungilor fosili, semnalând că interesul pentru aceștia a crescut în anii de după 1950, mai ales după 1970, datorită dezvoltării palinologiei sporilor (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Tiffney & Barghoorn (1974), în lucrarea “Paleomycology”, au ignorat fungii fosili datorită dificultăților de identificare a acestora, iar Pirozynski (1976 a), ca și mulți micropaleontologi, nu a văzut utilitatea fungilor, din care cauză a avut rețineri față de prezența acestora (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Cercetările paleozoologice și cele paleobotanice nu sunt asociate cu cele micologice, pertinente, astfel că fungii fosili sunt priviți drept rezultatul contaminărilor, iar morfologia variată și compoziția acestora ca probleme complicate de interpretare (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Lange & Smith (1971) constată la polenul fosil dispersat o morfologie relativ uniformă și o mărime apropiată, iar spori fungici dispersați ai unei aceleiași specii au multă deosebire, pe când indivizii diferitelor specii, evidențiate populațional, pot fi în aparență identici (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Lange (1978 c) sesizează variabilitatea și diversitatea sporilor fungici și, prin comparație, stereotipia grăunciorilor de polen (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Ramanujam & Rao (1978) acuză ideea că spori fungici nu sunt adecvați interpretărilor stratigrafice, tocmai datorită insuficienței cunoașterii a morfologiei fungilor moderni, iar Stubblefield & Taylor (1988) pun pe seama asemănării fungilor fosili dificultatea recunoașterii, manipulării și interpretării acestora (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Polimorfismul (Tulasne, 1851) ce definește ciupercile cu mai multe forme sau stadii sporifere haploide sau diploide (asexuate sau sexuate), deci polimorfismul controlat genetic, împreună cu polimorfismul ce generează modificările structurilor morfologice, sinonime cu prezența mai multor forme de spori, datorită factorilor de mediu sunt doi factori ce produc marea variabilitate a morfologiei sporilor fungici (după Hulea, 1983; Wang, 1979; din Kalgutkar & Jansonius, 2000).

În această mare variabilitate morfologică, Pirozynski & Veresub (1979 a) văd dificultatea interpretării fosilelor fungice descoperite, astfel că propagulele, diferențiate sexuat sau asexuat, reprezintă expresia polimorfă a unui singur organism, dar tratate autonom sunt apreciate ca forma taxon.

Descrierea nomenclaturală și taxonomică a sporilor fungici dispersi se poate face pe baza diferențierii în cadrul unei scări aplicate în studiile populaționale (după Lange & Smith, 1975a; din Kalgutkar & Jansonius, 2000). Larga variație morfologică poate induce acceptarea mai multor specii, fie a unei singure specii cu mare și continuă variație (după Smith, 1978; din Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Tiffney & Barghoorn (1974) observă că descoperirile paleomicologice limitează afirmarea fermă a unei filogenii, cum tot așa de adevărat este că numărul mic de descoperiri fungice înainte de Cenozoic a limitat lipsa interesului pentru potențialul lor stratigrafic (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Pirozynski (1976 b) a fost preocupat de fragmentele corpurilor sporifere miceliene, care rar furnizează suficiente informații ale numărului lor sau chiar filiația filogenetică (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Pirozynski (1976 c) a întrevăzut în studiul grupurilor și fragmentelor individuale fosile posibilitatea asigurării unei baze pentru rezolvarea originii și filogeniei fungilor și rolul lor în evoluția vieții (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Sherwood-Pike (1991) a scris câteva minore comentarii despre valoarea fosilelor, ca mijloace ale înțelegerii evoluției fungilor și a consemnat date despre fungii flagelați și neflagelați. Recentele sale lucrări asupra Silurianului, Devonianului și Carboniferului atestă prezența tuturor grupurilor majore de fungi în Paleozoic, dar sugerează evoluția fungilor în Paleozoicul inferior sau chiar în Precambrianul superior (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Recentele studii asupra fungilor străvechi au implicații importante în evoluție, biostratografie, asupra înțelegerii afinității cu taxonomii moderni și interpretarea paleomediului; astfel de informații au crescut rapid (Taylor & White, 1989), Elsik (1976 b) și susțin abundența fungilor în Cenozoic, care reclamă o elucidare în detaliu (din Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Palinomorfele fungice ajută la determinarea vârstei, la subdivizarea biostratigrafică (există spori caracteristici: *Pesavis*, *Ctenosporites* etc.), din care cauză microstratigrafia a fost folosită ca instrument de explorare de către Exxon în Cenozoicul Coastei Golfului, S.U.A. și de către Imperial Oil, în Cenozoicul inferior al Mackenzie Delta, Canada (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Fungii permit interpretarea paleomediului cu condiția să se cunoască înrudirea (afinitățile) acestora cu speciile actuale (după Kalgutkar & Jansonius, 2000; Băcăran, Gheorghies, 1995; Băcăran, 1997).

O cooperare cu micologii familiarizați cu fungii fosili, cu paleo- și neomicologii este benefică în cunoașterea paleomediului, astfel că se creează o presiune a nomenclaturii, fără a afecta independența taxonomiei (după Pirozynski, 1978; din Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Creșterea frecvenței noilor fungi fosili, oriunde în coloana geologică și în toate regiunile lumii trebuie să aibă în vedere faptul că numărul fungilor studiați exhaustiv este mic și aceia care au fost studiați din perspectiva biologică sunt chiar puțini (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Paleomicologia și-a adus contribuția la o înțelegere elevată a plantelor, animalelor și mediului geologic și a relațiilor lor cu fungii în trecut (după Stubblefield & Taylor, 1988; din Kalgutkar & Jansonius, 2000).

IV. Consemnarea geologică a fungilor fosili

După cele mai autorizate ipoteze, fungii au o origine polifiletică.

Locquin (1982, 1984) a încercat să rezume cunoștințele actuale în materie de ciuperci fosile sub forma unui tablou ce nu poate fi considerat încă un arbore de încrengături datorită lipsei unui anumit număr de informații. Rămâne, totuși, bun pentru stimularea cercetării în paleomicologie și respectarea anumitor reguli ale “cladisticii henningienne” (după Locquin, 1982).

În timpul geologic, diversele grupuri ale regnului Mycota au evoluat în variate condiții de mediu și cu diferite ritmuri, astfel că acestea au fost identificate de timpuriu (după Kalgutkar & Jansonius, 2000). Apariția vieții în Precambrian este indispensabil legată și de fungi (după Pirozynski, 1976 b; din Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Mulți fungi sau filamente cenocitice asemănătoare algelor au fost descoperiți până în prezent (după Tyler & Barghoorn, 1954; Barghoorn & Tyler, 1965; Schopf, 1968; Schopf & Barghoorn, 1969; Hallbaner & van Warmelo, 1974; din Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Halbaner & van Warmelo (1974) au descoperit, într-un conglomerat aurifer cu thucolit din Precambrianul Africii de Sud, structuri silicefiate asemănătoare filamentelor cu celule ramificate și aparent septate, parțial încrustate cu aur, identificate ca fungi primitivi într-o asociere cu o algă (afinitate cu lichenii). În 1850 a fost consemnată științific o structură saproleginaceae fosilă (după Pirozynski, 1976 a). Pe scoici, artropode, solzi de pește, corali au fost semnalate forme endozoice de *Palaeachlya* (după Duncan, 1966) *Propythim* și *Ordovicimycetes* (după Elias, 1966) de vârstă Paleozoic inferior (din Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Kidston & Lang (1921) au descris diverse specii de *Palaeomyces* (spori fungici și vezicule) la niște plante din Rhynie Chert, ca specializare endofită și exemplu timpuriu de micoparazitism. Harvey et al. (1969) au descoperit în Devonianul inferior de la Rhynie Chert *Apodachlya pyrifer* Zopf. Haas et al. (1994) apreciază fungii descriși la Rhynie Chert ca morfotipuri diverse de *Chytridiomycetes* incluse în forma class *Palaeomastigomycetes* (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Remy et al. (1974) și Taylor et al. (1975) au descoperit arbuscule micorizante din simbiozele plantelor Devonianului inferior. Taylor et al. (l.c.) încadrează arbusculele simbiotice în endomicorize și le atribuie noului gen *Glomites*. Phipps & Taylor (1996) descriu două arbuscule micorizante din Triasic pe rădăcinile de *Antarcticycas*, pe care le numește *Gigasporites myriamycetes* și *Glomites cycestris*, atribuite subordinelor *Gigasporinae* și *Glomineae* (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

În 1964, Batra, Segal și Baxter descriu *Protoascon missouriensis*, inițial atribuit *Ascomycetes*. Lekh R. Batra a încredințat preparatele paleomicologului Marcel V. Locquin, astfel că ultimul a putut publica 4 fotografii ale ciupercii remarcabil conservate. Mai târziu, Baxter (1975) a atribuit-o *Saprolegniales*. Batra et al. precizează proveniența: “sfere de cărbune din Formațiunea Cabaniss, grupul Cherokee, faza Desmoinesian ale Pennsylvanianului mediu”; localitatea tip: mina Pioneer Appleton city, Missouri, S.U.A. Pirozynski (1976 a) îl compară cu zigosporul de *Absidia* (*Mucorales*) (după Locquin, 1982; Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Descoperirea miceliului cu “clamp bearing” (ansă) de *Palaeancistrus* (Dennis, 1970) din Pennsylvanianul mediu este probabil cea mai veche prezență de *Basidiomycetes* în sferele de cărbuni ale florei fosile. Osborn, Taylor & White (1989) comunică *Palaeofibulus* ca basidiomycetă pe bază de clamp connection (ansă) și spori din Triasicul Antarcticii (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Marile grupuri de Eumycota au fost prezente încă din Carboniferul inferior (Stewart, 1983). White & Taylor (1988) au descris *Endochaetophora antarctica* în Triasicul Anctarcticii și ar reprezenta corespondență închisă a corpiilor sporiferi ce aparțin de *Ascomycetes*. Fungii vechi din Cretacic, asemănători *Endochaetophora*, pot avea strămoși în Paleozoic, care au fost înlocuiți în Mezozoic. Grupul mare al *Ascomycetes* a fost statornicit în Cretacic și a devenit viguros în Cenozoic (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

O veche fosilă descoperită, se presupune a fi un spor de ascomicete, descrisă ca *Sporonites* de Horst (1955), ulterior descrisă sub numele de *Chaetosphaerites* Felix, 1984 de Dubova & Jachowicz (1957), Butterworth & Williams (1988) și Playford (1962), datat din Carbonifer superior. Acești didymospori (cu septul median gros) sunt incluși în genul *Felixites* Elsik, 1989. Exemplarele cu 3 celule par a fi ascospori (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Schopf & Barghoorn (1969) au descris o microfossilă bine conservată, nenumită, asemănătoare unei asce moderne ce conține 8 corpuri asemănătoare ascosporiilor și un îngust canal, reminiscentă a porului ascal ce conectează cavitatea centrală cu exteriorul, cu afinitate biologică încă nestabilă (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Tot ca o presupusă filiație a ascomicetelor a fost descrisă de către Wilson (1962) în Permianul superior *Reduviasporonites*, provenită dintr-un afloriment al mării marine de coastă din Oklahoma. Comparați cu conidiosporii de *Aspergillus*, *Penicillium*, *Monilia* și *Torula*, sporii descriși evidențiază și diferențe de mărime și detalii. Pirozynski & Weresub (1979 a) compară lanțul scurt moniliform cu miceliul mucegaiului negru modern, respectiv *Ophiocapnocola* din *Matecapnodiaceae*. Totuși, nu poate fi înlăturat, în totalitate, caracterul algal al acestor fosile (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

În Cretacic și Cenozoic, deși ascomicetele sunt caracterizate prin ascospori și conidii foarte diverși, dar și prin dominanța lor, datorită rezistenței la degradarea chimică, biologică și melanizării accentuate, cresc în habitate variate ca saprofite, parazite și epifite, în paralel cu evoluția rapidă a angiospermelor, fără a evidenția modificări morfologice esențiale. Pirozynski și Weresub (1979 a) fac un rezumat al reprezentărilor *Ascomycetes* în timpul Cretacicului: toruloide, capnodiacee, *Sporidesmium* (fragmoconidii) sau *Xylomyces*, chlamidospori de *Pluricellaesporites*, conidii elicoidale de *Cirrenalia* (*Involutisporonites*), ameroconidii denticulate (*Lacrimasporonites*) și ascospori didymospori (*Dyadosporites*), dominante în depozitele inferioare și terminale ale Cretacicului, astfel împărțite de Clarke (1965) și Srivastava (1968), ambele lucrări corectate ca fiind Cretacic superior (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Clarke (1965) și Singh (1971) au evidențiat în Cretacic specia *Dyadosporites ellipsus* Clarke, 1965, izbitor de asemănătoare cu teliosporul de *Puccinia*. Specia *Involutisporonites foraminus* Clarke, 1965, similară speciei actuale *Cirrenalia*, confirmă prezența fungilor elicoidali în Cretacic, relativ neschimbați până în prezent. Mai recent, Kalgutkar & Sweet (1988) au descoperit ocurența lui *Pesavis* în Maastrichtian și au confirmat caracterul stratigrafic al liniei filogenetice începute în Maastrichtian cu *P. parvus* și continuată în Eocen cu *P. tagluensis* (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

V. Istoricul cercetărilor paleomicologice în România

Paleomicologia în România este o știință foarte tânără și nu are un istoric viguros.

Observații paleomicologice au fost semnalate de paleobotaniști, evidențiind corpuri sporifere de diverse tipuri. Astfel, Pop (1936) semnalează în flora pliocenă de la Borsec urme fosilizate ale atacului unor ciuperci.

Petrescu & Dragastan (1981) fac o sinteză a cercetărilor paleomicologice, dar nu văd în ciuperci a avea un rol stratigrafic în determinarea de vârste și niciun rol constructor de depozite. În lucrarea "Plante fosile" (1981), autorii prezintă ciupercile începând cu Devonianul, într-o clasificare după structura corpului vegetativ și modul de reproducere.

Astfel, la 1. Archimycetes sunt prezentate genurile fosile: *Olpidiopsis* (Carbonifer), *Oochytridium* (pe *Lepidodendron*, Carbonifer) și *Urophlyctites* (pe pinule de *Alethopteris*, Carbonifer).

2. *Phycomycetes*: fără urme fosile.

3. *Omycetes*: *Palaeomyces* (*P. gracilis*, *P. majus*, *P. asteroxyli*, Devonian, Rhynie, Scoția, *Pythiites disodilus* și *Peronosporites miocaenicus*, Miocen).

4. *Zygomycetes*: *Mucorites cambrensis* (Carbonifer-Permian, Franța), *Phycomycetes* (Liasic, Anglia).

5. *Ascomycetes*:

- *Plectascales*: *Microthyrium*, *Phragmothyrium* (*P. eocenica*, Eocen, Anglia).

- *Perisporales*: *Uncinulites baccharini* (Miocen, Sicilia), *Perisporiacites* (Eocen-Miocen), *Xylomites* (pe *Lepidodendron*, Carbonifer-Permian), *X. zamites* (Triasic), *X. varius* (pe *Populus mutabilis*, Miocen).

6. *Basidiomycetes*: *Puccinities* (pe *Eucalyptus* - Cenomanian, *Laurus* - Oligocen), *Fomes* - Oligocen, Pliocen.

7. *Deuteromycetes* (Fungi Imperfecti): *Clasterosporites eocenicus* (pe *Equisetum* - Eocen), *Cercospora coriocoecum* pe *Dewlaquea concava* și *Hedera primordialis* - Cenomanian, Boemia, *Depozites picta* (pe *Acer tricuspidatum* - Miocen la Oeningen).

Materialul prezentat de Petrescu și Dragastan (1981) are valoarea unui index și păstrează informațiile pentru viitoarele cercetări ale paleofiloplanului.

De asemenea, Petrescu & Dragastan (1981) semnalează existența ciupercii *Aecidium rhamniteriariae*, Bazinul Petroșani (Staub, 1889), Oligocen.

Dintre *Plectascales* - *Microthyriaceae* se evidențiază: *Microthyriacites cunninghamiae* Givulescu, 1971, Badenian, Valea Becaș, Cluj, parazită pe *Cunninghamia* și *M. glyptostrobi*, parazită pe *M. glyptostrobi* - Pannonian F./G. de la Sărmășag.

În Pliocenul de la Borsec, Pop (1936) semnalează: *Sphaerites phragmitis*, parazită pe frunze de *Phragmites*, *S. annulifer*, parazită pe *Populus* și *Magnolia*, *S. leguminosarum* Pop, parazită pe leguminoase de tip *Cassia*, *S. pterocaryae* Pop, parazită pe *Pterocarya*, *S. castaneae* Pop, parazită pe frunze de *Castanea*, *Rhytismites induratus*, parazită pe *Acer*, *R. fagi* Pop, *R. leguminosarum* Pop și *Xylomites* sp.

La Borsec au fost menționate puține basidiomicete și deuteromicete prin *Puccinities minutus* Pop, parazită pe tulpini, frunze de graminee și *Depozites pictus*, parazită pe *Acer subcampestre*,

Aceste câteva exemple de abordare paleomicologică nu se referă la domeniul palinologic, în care probele sunt prelucrate după o tehnologie specială, astfel că, pe lângă grăunciorii de polen și alte palinomorfe, în preparatele microscopice se află și sporii de ciuperci, corpuri sporifere și hife.

Palinologii au semnalat prezența sporilor de ciuperci destul de timid, aceștia apărând în puține lucrări de palinologie.

În "Cercetări palinologice asupra Eocenului de la Morlaca-Huedin, cu privire specială asupra condițiilor paleoclimatice" de Gheorghe Pop și Justinian Petrescu apare un spor din genul *Diporicellaesporites* Elsik, 1968, etichetat drept "fungi", fără descriere, dar cu precizarea dimensiunilor.

În lucrarea palinologilor Ana Ionescu, Lucia Trăistaru (2001) "Identificarea asociației cu *Deflandrea spinulosa* în zona Stârmini, Pânza de Tarcău" este semnalat un spor din genul *Alternaria* 1817 ex Fries, 1821 (pl. 5, fig. 4), etichetat drept "spor de ciuperci", fără a fi descris, dar cu precizarea dimensiunilor.

În lucrarea palobotanistei Eugenia Puica Imandei (2004), "Studiul lemnelor fosile din depozitele Cretacic-Paleocene (?) din România", teză de doctorat, București, semnaleză palinomorfe fungice din Gurasada - V. Țiganului (Maastrichtian superior) din Roșia Montană (Cârnic, Maastrichtian superior), după cum urmează:

Regnul Fungi

Ascomycotina - Discomycetes

1. *Catinella olivacea* (Batsch.) Bond (pl. 120, fig. 2);
2. *Mollisia aquosa* (Berk. & Br.) Phill (pl. 120, fig. 3);
3. *Ascotremella faginea* (Peck) Scaver (pl. 120, fig. 1).

Ascomycetes

1. *Pseudovalsa umbonata* (Tul.) Sacc. (pl. 120, fig. 4);
2. *Berlesiella nigerrina* (Bloxam ex Currey) Sacc. (pl. 120, fig. 4);
3. *Hysterographium mori* (Schw.) Rehm (pl. 120, fig. 6);
4. *Pleospora cytisii* Fuckel (pl. 120, fig. 17).

Hyphomycetes

Chalara ovoidea Nag. Raj & Kendrick (pl. 120, fig. 15, 16, 18).

Coelomycetes

Myxocyclus polycistis (Berk. & Br.) Sacc. (pl. 120, fig. 7, 8, 11).

La Gurasada - V. Țiganului (Maastrichtian), Techereu - Almașu Mare (Maastrichtian): *Levuri asporogene*

La Techereu - Almașu Mare (Maastrichtian superior): - *Basidiomycotina - Levuri sporogene*.

La Gurasada - V. Țiganului (Maastrichtian superior) și Techereu - Almașu Mare (Maastrichtian superior): *Deuteromycotina, Levuri asporogene* (după Petrescu & Dragastan, 1981).

VI. Istoricul cercetărilor paleomicologice în bazinele văilor Teleajen și Buzău

Cercetarea paleomicologică a depozitelor miocene cuprinse în bazinele văilor Teleajen și Buzău, este, neîndoielnic, legată de ucenicia noastră făcută la I.C.P.P.G. București în domeniul palinologiei.

Prin bunăvoința muzeologului Dr. Leonid Apostol de la Muzeul de Istorie Naturală “GR. ANTIPA” (decedat) am fost recomandat domnului Dr. Balteș Nicolae, în vederea inițierii unor cercetări palinologice la Muzeul de Biologie Umană Ploiești.

În prima parte a anilor '80 am început documentarea în palinologie și, cu greutatea începutului, m-am familiarizat în problemele acestui domeniu științific.

Conducerea Complexului Muzeal Prahova (director Dr. Zoe Apostolache Stoicescu) m-a ajutat în organizarea laboratorului de palinologie la “Casa de târgoveț – sec. al XVIII-lea-XIX-lea – Hagi Prodan” și apoi la Muzeul de Biologie Umană Ploiești, cu sediul în actualul Palat al Culturii, înzestrându-l cu un microscop ML4M și obiecte de inventar anexe.

În cercul abordării palinologice a fost prins și actualul Prof. Dr. Frunzescu Dumitru de la Universitatea “Petrol-Gaze” Ploiești, care pentru elaborarea tezei de doctorat, “Studiul stratigrafic și sedimentologic al evaporitelor miocene dintre valea Buzăului și valea Teleajenului” (1998), a prelevat probele ce au fost folosite la analize palinologice, propriu-zise, pentru lucrarea dânsului și paleomicologice, pentru prezenta lucrare.

Ambele analize de prelucrare palinologică le-am efectuat la Muzeul de Biologie Umană Ploiești. Ulterior, Prof. Dr. Frunzescu Dumitru mi-a oferit și capitolul de prezentare geologică a zonei studiate, cu anexele aferente (componente ale lucrării mele), motiv pentru care îi rămân îndatorat și îi mulțumesc.

Lucrarea: Frunzescu, D., Băcăran, V., “Microspores de champignon dans l'horizon supérieur du grès de Kliwa de l'Eperon de Văleni” s-a făcut sub îndrumarea Dr. N. Balteș și a fost prezentată la Filiala Cluj-Napoca a Academiei Române. Aici am aflat că aceasta era prima lucrare de paleomicologie din România și, aducându-ne aminte de încurajările Prof. Dr. Justinian Petrescu de la Facultatea de Geologie, Catedra de Geologie și Paleontologie, Universitatea “Babeș-Bolyai” din Cluj-Napoca, Prof. Dr. Leonard Olaru de la Facultatea de Geologie, Catedra de Geologie și Paleontologie a Universității “Al.I. Cuza” Iași și Prof. Dr. N. Țicleanu de la Facultatea de Geologie și Geofizică, Catedra de Geologie și Paleontologie a Universității din București, le prezentăm recunoștința noastră.

Un al doilea lot de probe palinologice este cel oferit de Dr. Liviu Drăgănescu din Formațiunea cu sare de la Slănic Prahova, de vârstă Badenian, dintr-un foraj (F₁) ce a interceptat breția sării cu lentile de sare pe o adâncime totală de 282m. Cu ajutorul acestui material a fost elaborat articolul: Victor Băcăran, Dumitru Frunzescu, Liviu Drăgănescu, 1994, “Microspori de ciuperci din Formațiunea cu sare de la Slănic Prahova”.

Cu ajutorul probelor din Formațiunea de Podu Morii, Calcarele de Jaslo (Miocen inferior), Formațiunea Gresiei de Kliwa - orizontul superior (Burdigalian) și Formațiunea cu sare (Badenian) a fost elaborat articolul: Victor Băcăran, Cornel Gheorghieș, 1995, “Originea miocenă a unor agenți patogeni ai plantelor”. Este o primă încercare de stabilire a paleomediului miocen prin compararea genurilor fosile de ciuperci cu cele actuale.

O a doua încercare de stabilire a paleomediului este articolul: Băcăran, V., 1997, “Studiu comparativ al sporilor de ciuperci din Formațiunea gipsurilor inferioare a Sinclinalului Slănicului (Miocen inferior) cu spori de ciuperci actuali”.

Cu motivație monografică, a fost elaborat articolul: Băcăran, V., 1994, “Microspori de ciuperci oligocene în Calcarele de Jaslo din zona sudică a Carpaților Orientali”.

Cu materialul provenit din Formațiunea de Doftana, a fost abordată problema fiziologiei sporale a germinării la genul *Alternaria*, în articolul: Băcăran, V., Frunzescu, D., “Considerații teoretice asupra germinării sporilor de ciuperci miocene din genul *Alternaria*”.

Al treilea lot de probe palinologice mi-a fost oferit de Dr. Ilie Huică din Formațiunea de Șipoțelu, de vârstă Volhinian, din Sinclinalul Cătina-Crivineni, din comuna Pătârlagele, județul Buzău.

Până în anul 1989, la Muzeul de Biologie Umană a existat un climat propice cercetării științifice, din care cauză au și fost prelucrate, cercetate cele mai mult probe. Practic, a fost identificat un volum uriaș de polinomorfe de proveniență fungică.

După 1989, la Muzeul Județean de Științele Naturii Prahova s-a produs o degradare continuă și gravă a cercetării științifice, deci potrivnică activității mele. Am întocmit această teză de doctorat, ca mărturie a muncii mele științifice, ordonată și disciplinată, de peste 20 de ani, sabotată cu invidie și nesăbuință de conducerea muzeului, care mi-a violat laboratorul cu ranga, a distrus probele palinologice și a înstrăinat obiectele de inventar și substanțele chimice ce-mi aparțineau.

Pensionat în octombrie 1999, timp de cca. 5 ani n-am mai putut continua cercetarea științifică pentru doctorat, datorită lipsei laboratorului de palinologie și a microscopului. Tocmai la finele anului 2004, am procurat un microscop MC-3 și mi-am organizat un laborator foto de apartament, astfel am putut să termin o muncă începută în prima parte a anilor '80.

VII. Istoricul cercetărilor în micologie în relația sa cu clasificarea ciupercilor

Taxonomia, una din ramurile principale, de fond și cu conținut biologic al științei botanice, are ca obiect descrierea, clasificarea și sistematizarea taxonilor (unităților sistematice) (după Vaczy, 1974). Taxonomia este esențială în toate ramurile biologiei, bazându-se temeinic pe clasificarea naturală. Clasificarea ciupercilor depinde de aprecierea naturii organismului ce se clasifică după cunoașterea morfologiei, fiziologiei, istoriei filogenetice și ecologiei acesteia.

Sistematica în micologie este indispensabil legată de filogenie, deoarece prin ultima descoperă legăturile naturale dintre ciuperci și dintre acestea și restul lumii vegetale. Pentru stabilirea filogeniei ciupercilor se folosesc date care rezultă din studiul morfologiei comparate și al biologiei ciupercilor, în special din cunoașterea aprofundată a procesului sexual la diferite grupuri de ciuperci (după Mititiuc, 1995). În elaborarea sistemelor actuale de clasificare a ciupercilor pe baze filogenetice s-a urmărit originea și evoluția diferitelor grupuri de ciuperci.

Potrivit teoriei monofiletice se consideră că toate ciupercile pot fi derivate din algele verzi *Siphonales* și *Flagellatae*. Actuală este teoria polifiletică (susținută de Chadeffaud, Emberger, Wettstein, Greis, Moreau, Gäuman etc.), care afirmă că diferitele grupuri de ciuperci sunt cu totul independente unul de altul și sunt considerate ca provenind, pe mai multe căi, din anumite *Flagellatae*, *Chlorophytae*, *Rhodophytae*, ca serii paralele rezultate prin pierderea clorofilei și adaptarea la viața heterotrofă.

Phycomycetele ar deriva din algele verzi *Siphonales* (respectiv *Heterosiphonales*). *Ascomycetele* se leagă de algele roșii (*Rhodophyta*) prin intermediul *Laboulbeniales*. *Basidiomycetele* ar deriva din *Ascomycete* (după Ainsworth, 1965). În stabilirea filogeniei ciupercilor s-au folosit date rezultate din studiul morfologiei comparate și al biologiei ciupercilor.

Evoluția cunoașterii în domeniul clasificării ciupercilor

Naturalistul roman Plinius a făcut prima clasificare a ciupercilor, împărțindu-le în două grupuri: Fungi esculenti și Fungi noxi et perniciosi. Sistematica ciupercilor s-a definitivat mult mai târziu decât sistematica plantelor superioare. Fungii au fost considerați, în mod tradițional, plante, deși vechii botaniști și zoologi îi plasau în regnul animal. La botaniștii timpurii a existat tendința de a urma mersul sistemului binar din "The Grete Herbal", 1526 (după Ainsworth, 1965).

Către sfârșitul secolului al XVI-lea și începutul secolului al XVII-lea a trăit botanistul Charles l'Escluse (Clusius) (1526-1609), care a publicat "Fungorum in Pannonia Observatorum Brevis Historia". În această lucrare, Clusius grupează 21 de genuri descrise în "Fungi esculenti" și 26 din genurile descrise în "Fungi noxi et perniciosi". Carolus Clusius își va publica, în tiparnița lui Plantin de la Antwerpen, lucrarea "Rariorum Plantarum Historia" (1601) (după Ainsworth, 1965).

În 1672, la Antwerpen, se publică "Codul lui Clusius" de către Adriaan David.

G. della Porta (cca. 1535-1615) în lucrarea "Phyto Gnomonica" (1588) a fost primul care a observat sporii de la *Agaricaceae* și trufe.

În 1675 va apărea o lucrare dedicată Fungilor "Theatrum Fungorum oft het Tooncel de Compernoelien" de Johannes Franciscus von Sterbeeck (1630-1693).

În 1663, la Antwerpen, Van Sterbeeck a fost vizitat de către John Ray (1627-1705), cel care va reuși să delimiteze și să dea diagnoze la numeroase grupe naturale de plante. Astfel, toate plantele sunt împărțite de John Ray în două grupe – plante imperfecte și perfecte. Din plantele imperfecte fac parte: ciupercile, hepaticele, mușchii, lichenii, ferigile, algele, ca și ... polipii și spongierii (!). Deși în sistemul de clasificare al lui Ray sunt numeroase erori, trebuie amintit că el folosește destul de larg nomenclatura binară (după Botnariuc, 1961; Ainsworth, 1965).

Microscopiștii Christian Huygens (1629-1695), Antony Van Leeuwenhoek (1632-1723) prin activitățile legate de microscopie au pregătit observațiile de mai târziu în lumea sporilor fungici. Robert Hooke (1635-1703) face primele ilustrări ale fungilor în "Micrographia" (1665). Marcello Malpighi (1628-1694), în "Anatome Plantarum" (1679), a descris forme noi referitoare la *Rhizopus*, *Mucor*, *Penicillium* și *Botrytis* (după Ainsworth, 1965).

Tournefort (1656-1708) a făcut prima clasificare a ciupercilor pe baza caracterelor macroscopice.

Pietro Antonio Micheli (1679-1737) a fundamentat câteva din marile subdiviziuni ale micologiei actuale. În "Nova Genera Plantarum" (1729), constituită din 108 xilogravuri, scrisă în latină, genurile sunt aranjate după metoda lui J.P. Tournefort. Din cele 1900 plante (1400 plante observate pentru prima dată), enumerate în "Nova Genera Plantarum", 900 sunt fungi. Printre noile genuri descrise, numite și ilustrate foarte frumos, sunt *Mucor*, *Aspergillus*, *Botrytis*, *Polyporus*, *Clathrus* și *Geastrum*. El a observat germenii (sporii) din toate grupele de fungi, a notat seria de 4 a bazidiosporilor, a fost primul care a descris ascele și ascosporii la licheni. A fost primul care a descris cistidia și funcția sa de proiectare. Micheli a descris experimentele de cultivare a fungilor prin sporii de *Mucor*, *Aspergillus* și *Botrytis* (după Ainsworth, 1965).

Carl von Linné (Linnaeus) (1707-1778), compilând, a clasificat fungii printre Vermes (viermi) în genul său Chaos. A folosit termenii clasici în noul sens al terminologiei genurilor pentru Fungi (*Agaricus*, *Boletus*). Micologia a beneficiat de introducerea de către Linné a nomenclaturii binare. Astfel, fungii denumiți "Fungus ramosus niger compressus parvus apicibus albidus", la John Ray, se numesc *Xylaria hypoxylon*, după post-Linnaean-ul Greville.

J.D. Gleditsch (1714-1786), în "Methodus Fungorum exhibens genera, species et varietates" (1753), a divizat 11 genuri recunoscute în două grupuri în funcție de expunerea sau includerea suprafeței de sporulare. *Clavaria*, *Boletus* și *Agaricus* sunt considerați într-un grup, asociația *Mucor*, *Stemonitis*, *Lycoperdon* în altul. Separarea genului *Elvela* (*Helvella*) de *Peziza* nu a avut succes deoarece clasificarea fungilor a fost dependentă de cunoașterea detaliilor structurilor microscopice (după Ainsworth, 1965).

Două mari lucrări sunt hotărâtoare în demararea unui proces nomenclatural, la plante și animale, desășurat pe etape până la Codul Internațional: "Synopsis Methodica Fungorum" (1801), de C.H. Persoon (1761-1836), și "Systema Mycologicum" (1821-1832), de E.M. Fries (1704-1748). Se recunoaște la Fries specializarea în *Agaricaceae*. Deși Persoon a folosit mai puțin microscopul, ne-a rămas de la el acuratețea descrierii multor ciuperci microscopice, saprofite și parazite (după Ainsworth, 1965).

După apariția "Originii speciilor" (1859), evoluția fiind acceptată și în sistemul clasificării plantelor, a devenit prioritar punctul de vedere filogenetic, în care a excelat German-Heinrich Anton De Bary (1831-1888), profesor de botanică la Halle și mai târziu la Strasbourg. În "Morphological und Biologie der Pilze Flechten und Myxomyceten" (1866), De Bary a reconstruit clasificarea fungilor, apropiind-o de modelul modern și a delimitat și denumit *Phycomycetes*. În lucrarea "Die Broud Pilze" (1853), A. De Bary dovedește că ruginile și tăciunii de la plante se datoresc unor ciuperci parazite. El a mai făcut cercetări asupra morfologiei și biologiei ciupercii *Phytophthora infestans* De Bary (după Ainsworth, 1965).

Într-o monumentală lucrare de compilație (25 volume), "Sylloge Fungorum Omnium hucusque cognitorum" (1882-1925), P.A. Saccardo (1845-1920), profesor de botanică la Padua, a sistematizat genurile și speciile de fungi (cu o descriere în limba latină). Aici a luat multe decizii taxonomice, a rezolvat problema sinonimiilor, a propus noi nume de taxoni. Ca deosebită inovație semnalăm introducerea sistemului "spore groups" – cod pentru clasificarea și remedierea multor ascomicete și fungi imperfecti (după Ainsworth, 1965).

C.J. Oudemans (1825-1906) în "Enumeratio Systematica Fungorum" 5 volume (1919-1924), G. Lindau (1866-1923) și P. Sydow (1825-1925) în "Thesaurus Litteraturae Mycologicae et Lichenologicae" 5 volume (1809-1918) aduc importante contribuții științei micologice. Primul elaborează un index al plantelor gazdă a ciupercilor parazite (și unele saprofite), ca supliment la "silloge"; al doilea completează lista literaturii taxonomice micologice până în jur de 1910 (după Ainsworth, 1965).

În 1884 apare lucrarea lui Rabenhorst L., denumită "Kryptogamen Flora von Detschland, Osterreich und der Schweiz", care avea să cuprindă 13 volume. În Rusia, Voronin s-a ocupat de morfologia și fiziologia ciupercilor inferioare *Archimycetes* și de ciupercile din genul *Monilia* (după Mititiuc, 1995).

Studii privitoare la sexualitatea ciupercilor elaborează Blakeslee, Kneip, Dangeard, Claussen, Buller, Harper, Craigie, Moreau. Apar lucrări de citologie micologică ce aparțin cercetătorilor R. Maire, Dangeard, Arens etc. (după O. Săvulescu, 1964).

În perioada sovietică, Bondarzev și Jacevski publică “Mykologhiceskaia flora Rossii” și Determinatorul *Phycomycetelor* și al *Erysiphaceelor*; Naumov s-a ocupat de studiul mucoraceelor. Kursanov în tratatul său “Myhologhia” (1940) se ocupă de morfologia, biologia și sistematica ciupercilor. Tranzschel a studiat flora uredinalelor în fosta U.R.S.S. (după Mititiuc, 1965).

O serie de mari micologi a activat în diverse țări: Eriksonn în Suedia, Rostrup în Danemarca, Klebahn, Sydow, Petrak în Germania, Liro în Finlanda, Fischer în Elveția, Arthur în S.U.A., Fragasó în Spania, Cavaro, Berlese și Ferraris în Italia, Moesz în Ungaria, Atanasoff în Bulgaria, Bubak în Cehoslovacia (după O. Săvulescu, 1964; Mititiuc, 1995).

Aprofundarea cercetărilor în anumite probleme legate de ciuperci duce la apariția unor lucrări monografice asupra unor grupuri de ciuperci, a unor ordine, familii, genuri. Astfel cităm lucrarea lui Sidow “Monographia Uredinalelor” (2 volume), monografia lui Gäumann asupra genului *Peronospora*; monografia lui Gutner asupra ustilaginelelor din fosta U.R.S.S.; monografia lui Thom asupra genurilor *Penicillium* și *Asperigillus*; monografia lui Wallenweber asupra genului *Fusarium*; monografia lui Salmon asupra *Erysiphaceelor* (după O. Săvulescu, 1964; Mititiuc, 1995).

Au mai elaborat lucrări J. Elizabeth, M. Mordue și G.C. Ainsworth asupra *Ustilaginelelor* din Insulele Britanice (1984), A. Sivanesan “Speciile de *Bipolaris*, *Curvularia*, *Drechslera*, *Exerohilum* și alte teleomorfe pe graminee” (1987); F.C. Deighton “Studii de *Cercospora* și alte genuri” (2 volume, 1967-1979); Punithalingam “Specii de *Ascochyta* pe graminee” (2 volume, 1979).

Mititiuc (1995) consideră că cele mai judicioase sisteme de clasificare sunt următoarele:

- “sistemul lui Greis (1943), după care ciupercile derivă din mai multe grupe de flagelate;
- sistemul lui Kursanov (1954), care ține seama în clasificare numai de caracterele morfologice, fără a insista asupra relațiilor filogenetice dintre clase sau grupuri de ciuperci;
- sistemul lui Moreau (1953), după care ciupercile derivă din diferite organisme fungoide, ca *Mixomycetes* și *Actinomycetes*;
- sistemul lui Gäumann (1964), după care ciupercile ar avea origine polifiletică, derivând din algele albastre (cele sifonale) și din *Mixomycetes*;
- sistemul lui Goidanich (1963-1964), care în bună parte este bazat pe sistemul lui Gäumann;
- sistemul lui Alexopoulos (1966);
- sistemul lui Roberti și Bouthroyd (1972);
- sistemul lui Ainsworth, Spanow și Sussman (1973) s.a.”.

Aceste sisteme de clasificare au fost folosite de Mititiuc (1995), deci și de noi, cu necesitate.

De la jumătatea secolului XIX-lea până în prezent au apărut numeroase reviste cu profil micologic, dintre care amintim: Buletin de la société mycologique de France, Annales mycologiques, Sidowia, Mycologia, Hedwigia, Mycotaxon etc. (după Mititiuc, 1995).

Dezvoltarea Micologiei în România

În secolele al XVIII-lea și al XIX-lea se fac primele semnalări de ciuperci parazite în Transilvania și Banat, din care amintim cele efectuate de: M. Fuss, F. Schur, Hazslinski, Aug. Kanitz, Simonkai și Römer (după Mititiuc, 1995; Baicu și Sesan, 1996).

În 1853, M. Fuss a publicat cea dintâi contribuție asupra criptogramelor din Transilvania, indicând în împrejurimile Sibiului câteva specii de uredinale și ustilaginele. Tot el, în 1878, a publicat o lucrare monografică în care a descris sumar 139 specii de uredinale din Transilvania (după Pârvu, 1998).

După 1915, apar primele lucrări românești de micologie, precum cele privitoare la mixomicete ale lui M. Brânză, la uredinale a lui C. Constantineanu, cea despre macromicete a lui Al. Popovici sau despre flora micologică a Moldovei, scrisă de C. Petrescu (după Baicu și Sesan, 1996).

De studiul microflorei forestiere în țara noastră s-a ocupat, pentru început, N. Iacobescu și G. Ionescu, care publică o serie de lucrări în reviste de specialitate (după Mititiuc, 1995).

Înființarea secției de fitopatologie în fostul Institut de Cercetări Agronomice al României (I.C.A.R., 1927) a permis, în special, studiul ciupercilor parazite. Sub conducerea prof. Tr. Săvulescu, grupuri mari de ciuperci au fost studiate din punct de vedere sistematic, morfologic, biologic și fitopatologic, publicându-se lucrări cu caracter monografic asupra Uredinalelor, Ustilaginelelor, Peronosporaceelor, Erysiphaceelor etc. Între 1930 și 1951, au apărut peste 150 de lucrări de micologie, dintre care: 133 publicate de prof. Tr. Săvulescu și colaboratorii săi. Din anul 1929, sub conducerea prof. Tr. Săvulescu a început elaborarea exiccatei de ciuperci “Herbarium Mycologicum Romanicum”, distribuită la 60 de instituții științifice din lumea întreagă (după O. Săvulescu, 1964).

Timp de peste 40 de ani, Traian Săvulescu (1889-1963) a creat “Școala Fitopatologică Românească”, publicând numeroase lucrări, multe dintre ele de mare anvergură științifică, precum “Monografia Uredinalelor din Republica Populară Română” (I, II, 1953), “Ustilaginele din Republica Populară Română” (I, II, 1957) (după Pârvu, 1998). S-au făcut studii asupra *Peronosporaceelor*, *Erysiphaceelor*, asupra unor genuri sau familii din Fungii imperfecti (*Septoria*, *Ascochyta*, *Diplodia*, *Melanconiales* etc.) (după Pârvu, 1998).

Tot în cadrul I.C.A.R. au lucrat, alături de Tr. Săvulescu, valoroși fitopatologi: T. Rayss, Al. Alexandri, Ana Hulea, Vera Bontea, Alice Săvulescu ș.a.m.d. În anul 1953, V. Bontea a publicat o lucrare de inventariere a tuturor speciilor de ciuperci descrise de diferiți cercetători din țara noastră, numită “Ciuperci parazite și saprofite din Republica Populară Română”.

În perioada 1970-1975, au apărut 1096 de lucrări, aparținând numeroșilor specialiști din centrele de învățământ superior (București, Cluj-Napoca, Iași, Craiova). Numărul speciilor de macromicete și micromicete cunoscute în țara noastră este de 8727, cele mai multe aparținând subîncręgăturii Deuteromycotina (după Mititiuc, 1995).

VIII. Metode de preparare și studiul palinomorfelor

Separarea materiei organice din rocile cercetate presupune o succesiune de etape obligatorii, obținându-se, până la urmă, preparatul ce se studiază la microscop.

Evidența probelor

Pentru început, pe pungile în care se află probele sunt trecute numărul și denumirea formațiunii, adâncimea (în cazul forajelor) și numele unității care solicită analiza palinologică. Probele se evidențiază într-un caiet în ordinea succesiunii operațiunii de prelevare. Fiecare probă este înregistrată și apoi numărul dat se trece pe punga și pe paharul în care urmează a se face dezagregarea chimică.

Dezagregarea mecanică

Sfărâmarea probei se face pe o placă metalică până la dimensiunile de cca. 1-10 mm. Particulele se pun într-un pahar de plastic pe care se află numărul din registru.

Dezagregarea chimică

Peste probele sfărâmate, se toarnă cu grijă, puțin câte puțin, HCl, în cazul rocilor calcaroase, sau HF, în cazul rocilor argiloase (câte 100 ml pentru fiecare probă), operații ce se execută sub nișă. Probele cu un conținut mare în carbonați fac efervescență, iar în cazul rocilor argiloase, reacția este exotermă. Probele se țin 24 ore cu acidul clorhidric sau 48 ore cu acidul fluorhidric.

După 24 ore, respectiv 48 ore, peste probe se toarnă apă, astfel ca paharul să fie aproape plin. După 2-3 ore se decantează lichidul din pahare și se reumple cu apă, operație ce se repetă de 2 ori, până se ajunge la un pH neutru.

Oxidarea

După ultima decantare, proba rămasă în pahar se tratează cu HNO₃ în vederea oxidării, operație ce se execută sub nișă. "Oxidarea cu HNO₃, are drept scop eliminarea acizilor humici ce îmbibă materia organică, dându-i o culoare brun-închis, ceea ce nu-i permite să fie observată la microscop. Operația aceasta este deci operația de decolorare a materiei organice." (după Dragastan et al., 1975).

Unele probe, mai carbunoase, intră în reacție mai violent și este necesar să intervenim cu alcool etilic, care diminuează reacția. Pentru ca oxidarea să se producă, probele trebuie lăsate cca. 48 ore, după care se trece la operațiunea de spălare a probelor (de 3 ori, ca și în cazurile anterioare) până la un pH neutru.

Tratarea cu hidroxizi

Este o operație obligatorie ce urmează unei oxidări cu un oxidant puternic. Uneori, în special la probele ce provin din roci tinere, se trece direct la tratarea cu hidroxizi, fără a se utiliza un oxidant puternic (după Dragastan et al., 1975).

Se folosește hidroxid de sodiu (NaOH) sau potasiu (KOH) în soluție diluată (5-10%). Durata tratării cu hidroxizi este de 15-30 minute la rece sau la cald, după care probele se spală de câteva ori, până se ajunge la un pH neutru.

Centrifugarea în lichide grele

După ultima decantare se mai lasă în pahar 150 ml lichid, care apoi se agită și se pune în paharul din centrifugă.

Se centrifughează cca. 5 minute, se decantează și se pune lichid greu cu densitatea 2, pentru ca, prin centrifugare, din nou să se creeze la suprafața lichidului o peliculă în care se află microfossilii.

Fracțiunea palinologică separată se colectează cu pipeta și se trece într-un pahar mic de 50 ml.

Din ce rămâne în paharul de centrifugă (cuva), lichidul se varsă într-un vas de reziduuri pentru recuperarea lor, iar pasta umedă se aruncă.

Se spală paharul bine și se umple cu tot ce s-a colectat și apă. Se centrifughează iar, se scoate fiecare pahar, se decantează cu mare grijă fără ca să nu pierdem material vegetal, se reumple paharul cu apă distilată și iar se centrifughează.

Ca lichide grele se utilizează clorura de zinc ($ZnCl_2$), iodura de cadmiu ($CdI_2 \cdot 2KI$), bromoformul ($CHBr_3$), tetrabrometanul ($C_2H_2Br_4$).

Fracțiunea organică colectată se depozitează într-un tubușor de sticlă, în mediu fixator de gelatină-glicerină.

Montarea preparatorului

Pentru a fi lichid, conținutul tubușorului se încălzește în baia de apă și cu o baghetă de sticlă se iau 1-2 picături ce se pun pe o lamă de sticlă, peste care se aplică o lamelă. Cu bagheta se apasă ușor pe lamelă, pentru ca lichidul să ocupe toată suprafața acestuia, iar după răcire, marginile preparatului se curăță și se lutează.

Studiul preparatelor palinologice

Microscopul utilizat trebuie să fie binocular, prin transmisie, cu platina mobilă care se poate mișca pe cele două axe rectangulare.

Studiul preparatelor palinologice s-a făcut cu microscopul ML4-M, BIOROM, M.C.-3 și ZEISS Axioiscope A1, ZEISS Axiovisin Extended Focus, ultimele aparținând laboratorului Facultății de Geologie și Geodezie a Universității din București, numai pentru 10 fotografii.

Toate aceste microscopul au dat posibilitatea unui studiu sistematic, după coordonate rectangulare.

În prezentarea fazelor de preparare am avut în vedere, în principal, practica I.C.P.P.G. București și literatura clasică în domeniu (după Dragastan et al., 1975).

IX. Clasificarea sporilor fosili de ciuperci

Datorită faptului că în teză m-am folosit, pentru comparații, în principal, de lucrarea “Synopsis of fossil fungi spores, mycelia and fructifications” de Kalgutkar & Jansonius (2000), am adoptat, la rândul-mi, sistemul de clasificare Saccardo, așa cum este prezentat de autori.

Sistemul de clasificare în versiunea Saccardo are în vedere, în cazul modernelor Denteromycetes (Fungi Imperfecti), precizările făcute de Kendrick și Nag Raj (1979, 1979a) și adoptat de Alexopoulos & Mims (1983), după cum urmează.

Amerosporae: Spori unicelulari, inaperturați sau aperturați; spori aperturați cu un por sau hilum, doi sau mai mulți pori sau aperturi variabile.

Didymosporae: Spori dicelulari, inaperturați sau aperturați cu un por sau hilum la capătul aperturat sau doi pori, câte unul la fiecare sau lângă capetele proximal sau distal.

Phragmosporae: Spori tri- sau pluricelulari, unii septați transversal, inaperturați sau aperturați; spori aperturați cu un por sau hilum la capătul proximal sau alternativ la capătul distal sau cu doi pori la fiecare capăt, proximal și distal.

Dictyosporae: Spori muriformi, divizați de mai puține sau mai multe septuri longitudinale transversale sau oblice; forme variabile, inaperturate sau cu un hilum mai mare sau mai mic, acesta putând fi o cicatrice sau o proiecție.

Helicosporae: Spori uni- sau pluricelulari cu un ax curb (răsucit în spirală), în unul sau trei planuri contorsionate.

Staurosporae: Spori pluricelulari cu mai mult de un ax sau stelați (forma stelată).

Scolecosporeae: Spori elongați, pluricelulari cu o septare scalariformă (sau de forma segmentării anelidelor); raportul lungime/lățime al corpului sporului 15:1; spori înguști, filamentoși, septare transversală, cu un por sau hilum la capătul proximal și distal. Adesea rupt în fragmente și lipsa terminației proximale sau distale.

Prezenta teză folosește și clasificarea propusă de Elsik (1976), dar aceasta este, uneori, incompatibilă cu nomenclatura și taxonomia deja citate (după Kalgutkar & Jansonius, 2000). Așa se explică de ce un același gen apare ca aparținând la două familii.

Clasificarea propusă de noi în 1990, ca o continuare a celei publicate de Elsik (1976), nu am folosit-o, urmând ca aceasta să rămână pentru uzul cercetării (vezi Frunzescu & Băcăran, 1990).

1. DATE GENERALE ASUPRA REGIUNII CERCETATE

1.1. POZIȚIA GEOGRAFICĂ ȘI DELIMITAREA REGIUNII STUDIATE, CARACTERIZARE OROHIDROGRAFICĂ

Perimetrul studiat este cuprins în aria județelor Prahova și Buzău, fiind delimitat la est de Valea Buzăului, la vest de Valea Teleajenului, la nord de zona muntoasă, marcată cartografic de limita cu depozitele flișului paleogen și crețacic, iar la sud de zona de câmpie și mai exact, până la traseul dedus din foraje al liniei pericarpatică. În funcție de necesitățile de explicitare a informației geologice se fac referiri in extenso atât spre vest, către Valea Prahovei, cât și către est de Valea Buzăului.

Din punct de vedere geografic, perimetrul de studiu se încadrează în Subcarpații de curbură, mai precis, în Subcarpații Prahovei și Subcarpații Buzăului (Roșu, 1980), incluzând aria mediană și externă mio-pliocenă. Zonelor de aflorare a depozitelor paleogene le corespund culmi ce domină zonele de aflorare a depozitelor neogene, orientarea generală fiind nord est - sud vest, consecventă direcției structurilor geologice. Relieful variat cuprinde dealuri, cu altitudini ce coboară de la cca. 1000m în nord, către 400-500 m în sud, și depresiuni cu altitudini de cca. 300m. În profilul transversal al văilor, apar alternanțe de defilee (în dreptul Anticlinalelor) cu largiri depresionare (în dreptul Sinclinalelor). Văile adânci ale Teleajenului și Buzăului creează largi culoare de eroziune cu terase bine păstrate, pe alocuri marcate de alunecări. Numeroase fracturi longitudinale și transversale complică aspectul de ansamblu creând abrupturi structurale, depresiuni pe axe de Anticlinal, Sinclinal suspendate etc. Inversiunile de relief sunt prezente mai ales în jumătatea sudică a perimetrului. Marginea nordică a perimetrului e jalonată de înălțimi în care aflurează depozite grezoase de vârstă crețacică precum: Vf. Măciucu Bertii (902 m), Plaiul Șerban Vodă (1059,7 m), Măgura Măneciu (1300,2), Vf. Măneciu Pământeni (830 m), Vf. Teleajenului (811 m), muchia Teleajenului. Între Valea Teleajenului și Valea Chiojdului, depozitele paleogene alcătuiesc culmile alungite NE - SV, cu afundare către Teleajen, ale „pintenilor” de Homorâciu și de Văleni. Culmea „Pintenului” de Homorâciu este jalonată de: Vf. Smeuret (1130 m), Vf. Muchia Stâniei (1117m), Vf. Țiganului (1080 m), Vf. Leordeanu (838 m), Vf. Cetățuia (710 m) și către est, Piscul Monteorului (1347 m), Cățiașu. Culmea „Pintenului” de Văleni are înălțimi ceva mai reduse: Vf. Scafelor (773 m), Vf. Țapului (773 m), Vf. Durducu Mare (588 m), Vf. Pietrii (662m), Vf. Ruptura (734 m), culmea Priporului (823,3 m). Sinclinalelor neogene Slănic și Drajna, dezvoltate în jumătatea de nord a perimetrului, le corespund zone depresionare ce se îngustează și se închid treptat către est. La exteriorul Pintenului de Văleni, depozitele miocene apar cu caracter de inversiune de relief, ridicările lor axiale ocupând zone depresionare (Copăceni - Surani, Berindel - Slavu, Valea Curmătura, la nord de Păcureți). Relieful zonei miocene dintre Valea Teleajenului și Valea Lopatnei se prezintă sub forma unor coame cu cădere axială spre sud, de la 541 m în Vf. Stânei la 454 m în Vf. Râpa Bufnei.

Jumătatea sudică a perimetrului este încadrabilă depozitelor mio-pliocene ale „zonei cutelor diapire”, ale cărei structuri orientate NE-SV determină forme de relief consecvente. Sunt frecvente inversiunile de relief, depresiunile corespunzând cu Anticlinale, cu brechia sării în ax (Bădila - Lapoș), iar dealurile identificându-se cu Sinclinal (Salcia, Măgura - Aninoasa). Există și zone depresionare legate de Sinclinal (Sinclinalul Valea Unghiului corelat cu depresiunea Văii Nișcovului) sau Sinclinorii (cuveta Surani - Calvinii - Bâscenii de Sus). Dealurile cu înălțimi de 500-600 m și pe alocuri, de 700 m: Culmea Salciei, Vf. Ciuha Nemților (716 m), Vf. Lapoș (652,5 m), Poiana Brașov (641 m), Vf. Cetățuia (631,7 m). La exterior, dealurile Berca - Arbănași - Istrița, ale Subcarpaților Buzăului sunt separate spre nord prin culoarul depresionar Vintilă Vodă - Grabicina - Policiori - Nișcov. Există concordanță de relief, cu frecvente văi de falie, dealuri Anticlinale (Anticlinalul Tătaru - Cătunul cu vârful Jugureni - 595 m, Năeni - 604,5 m; Anticlinalul Istrița - cu vârful Istrița -; Anticlinalul Pietroasa - Monteoru identificat unor culmi mai joase, cu cote de 547 - 430 m) și depresiuni Sinclinal (Sinclinalul Nișcovului suprapus culoarului Vintilă Vodă - Grabicina - Policiori - Sângeru).

Perimetrul studiat este drenat de trei văi principale, transversale pe structurile geologice: Teleajenul, Cricovul, Buzăul. În vest este drenat de afluenții pe stânga ai Teleajenului: Teleajenul,

Drajna (cu afluentul său Ogretin), Gura Vitioarei. În est este drenat de afluenții pe dreapta ai Buzăului: Siriu, Nehoiu, Cățiașu, Valea Muscelului, Bâsca Chiojdului (cu afluenții săi de dreapta: Bâsca fără cale, Bătrâneanca, Chiojd, Slimnic, Zeletin, Nișcov). Jumătatea sudică a perimetrului este drenată de afluenții Cricovului Sărat (Sărățel, Turburea, Matița, Lopatna, Chiojdeanca, Salcia, Lapoș) și de Valea Nișcovului cu afluenții săi: Valea Unghiului, Tisăul, Haleșul, Izvoranu, Valea Rea. Versantul sudic al dealului Istrița este drenat de o serie de pâraie mici ce se pierd în câmpie sau confluează pe dreapta cu Valea Sărata (Budureasa, Tohăneanca, Năianca, Greceanca, Pietroasa).

Principalele localități din regiune, ca și drumurile de acces aferente sunt situate pe văile principale și de la ele pleacă o serie de drumuri comunale și forestiere.

1.2. ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE

Structura geologică variată și interesantă, cu depozite ce se întind de la Paleogen la Mio-Pliocen, ca și prezența zăcămintelor de hidrocarburi, sare gemă, gips, materiale de construcții, face ca partea sudică a curburii Carpaților Orientali să beneficieze de o mare densitate de lucrări geologice.

Cercetările demarate încă de la începutul sec. XIX au condus, în regiunea amintită, la stabilirea de stratotipuri ale unor formațiuni devenite clasice în literatura geologică, la realizarea multor sinteze cu implicații asupra geologiei Carpaților, la realizarea unor teorii și, bineînțeles, la detalierea aspectelor economice cu finalitate practică.

Numărul mare al lucrărilor geologice în care apar referiri directe sau indirecte la regiunea de studiu, ca și obiectivul propus al tezei nu permit întocmirea unui istoric detaliat, prezentându-se doar lucrările ce au marcat etape în evoluția cunoașterii geologice. Din dorința de conciziune s-a preferat redactarea acestui subcapitol sub formă de tabel în care se punctează contribuția esențială a fiecărui autor referitoare la cadrul stratigrafic, tectonic al depozitelor miocene, la aspectele petrografice sau sedimentologice ale acestora.

2. CADRUL GEOLOGIC - STRATIGRAFIC AL REGIUNII

2.1. CARACTERIZARE GEOLOGICĂ STRUCTURALĂ

Teritoriul situat între Valea Teleajenului și Valea Buzăului se încadrează sectorului sudic al Carpaților Orientali din cadrul unităților moldavidice externe și flancului intern cutat al Avandosei carpatice (Săndulescu, 1984). Pe marginea de nord-vest a perimetrului cercetat, aflurează depozitele cretacice în facies de fliș ale pânzei de Macla.

PÂNZA DE TARCĂU (= pânza de Skole). Definită ca unitate plurifacială cu mai multe digitații (Dumitrescu, 1948, 1952) este delimitată la interior de fruntea șariajului pânzei de Audia (Valea Buzăului - Valea Siriului) sau a pânzei de Macla (Valea Siriului spre vest), iar la exterior are un contur festonat, de la Valea Slănicului de Buzău, spre sud și vest, pierzând caracterul de șariaj și trecând la falii inverse dispuse în releu. Din bazinul Văii Buzăului spre vest, partea frontală a pânzei de Tarcău este acoperită discordant de depozitele molasice neosarmațian - pliocene aparținând flancului intern al avandosei. În perimetru, depozitele paleogen-miocen inferioare din partea internă a pânzei de Tarcău alcătuiesc un fascicul de cute convergente și în afundare spre vest, orientate nord est-sud vest, afectate de falii longitudinale axiale, verticale sau înclinate spre nord vest. În aria de maximă afundare axială dintre Valea Teleajenului și Valea Prahovei, cuvertura post-tectogenetică stirică veche, ce debutează cu Molasa de Doftana (Ștefănescu, Mărunțeanu, 1980) și se continuă cu al doilea episod molasic - Molasa de Slănic (post-tectogeneza stirică nouă: Langhian / Kossovian), are dezvoltarea cea mai amplă.

Formațiunile paleogen - miocen inferioare, proprii pânzei de Tarcău, în cadrul perimetrului, apar dezvoltate în două faciesuri ce reprezintă continuarea sud-vestică a unor subunități structurale bine individualizate în Moldova (Săndulescu, 1984): un facies intern, caracterizat de flișuri grezoase masive (gresiile de Tarcău în Eocen; faciesul de Pucioasa cu gresiile de Fusaru în Oligocen) ce corespunde „digitației Gresiei de Tarcău” și un facies extern, caracterizat de Eocenul în facies de Colți și Oligocenul în facies bituminos cu gresii de Kliwa ce corespunde „digitației de Tazlău -

Valea Rea” sau skibelor interne (Micu, 1982). Faciesul intern apare dezvoltat în structura intermediară (= pintenul) Smeuret - Homorâciu - Prăjani și cu caractere particulare, în structura nordică (= pintenul) Slon, iar faciesul extern este întâlnit în structura sudică (= pintenul) Lera – Văleni - Buștenari. Formațiunile eocen și oligocen-miocen inferioare ale pintenilor sunt mărginite la sud de o linie tectonică importantă de-a lungul căreia încalecă peste depozitele miocene.

Depozitele celor trei structuri paleogen - miocene sunt urmate de o secvență predominant evaporitică, care la rândul ei este acoperită discordant de cuvertura depozitelor neogene de molasă ce formează umplutura Sinclinalelor de Slănic (la nord) și Drajna (la sud) (Săndulescu et al., 1995).

În accepțiunea lui Săndulescu (1984), cea mai externă unitate a moldavidelor este PÂNZA SUBCARPATICĂ, constituită din depozite miocene inferioare și medii în facies predominant de molasă. Separată inițial de Mrazec și Voitești (1914), ca pânză incipientă, șariată peste formațiunea cu sare depusă pe vorland, această unitate a fost confirmată ulterior de foraje și a fost denumită de Băncilă (1958) *unitatea pericarpatică*. Predominarea depozitelor de molasă, precum și acoperirea ei spre vest de Valea Buzăului de molase sarmațian-pliocene, au determinat încadrarea acestei unități în zona internă a avanfosei (Dumitrescu et al., 1962; Dumitrescu, Săndulescu, 1970). Restrângerea avanfosei, în timp și spațiu, la depresiunea care găzduiește sedimentarea molasică neosarmațian - pliocenă (Săndulescu et. al. 1981 a, b) post-tectogenetică (post attică) în raport cu cele mai noi șariaje, dă posibilitatea unei definiții precise a pânzei subcarpatice (Săndulescu, 1984). Astfel, limita externă a pânzei subcarpatice este marcată de încălecarea depozitelor miocene peste cuvertura de platformă a vorlandului de-a lungul faliei pericarpatică. Falia pericarpatică e vizibilă în afloriment de la granița de nord, la Valea Troțușului, de unde, spre sud, este determinată din date de foraj, fruntea pânzei subcarpatice fiind acoperită discordant de molasa neosarmațian - pliocenă a avanfosei externe str.s. Între Valea Troțușului și Valea Buzăului, falia pericarpatică este înlocuită la interior de o altă falie inversă, falia Cașin - Bisoca, mult mai tânără, intrapliocenă, contemporană deformărilor tectogene valahe, falie, care în acest sector, limitează la exterior pânza subcarpatice. La sud de Valea Buzăului, delimitarea pânzei subcarpatice este marcată în afloriment de conturul frontal al pânzei cutelor marginale sau al pânzei de Tarcău (în perimetrul de studiu).

Pânza subcarpatice conține depozite priaboniene (straturi de Bisericiani), oligocene (în facies bituminos - menilitic, cu gresii de Kliwa sau conglomerate), dar mai ales (și în cadrul perimetrului), depozite ale molasei miocen inferioare. Dintre digitațiile separate în sectorul Subcarpaților Moldovei: internă sau de Măgirești - Perchiu (cu o molasă roșie grezoasă și două nivele de gipsuri în schlierul Miocen inferior - Langhian bazal); mediană sau de Pietricica (cu molase conglomeratice în baza celei roșii, heterocrone și cu un nivel - cel superior - de gipsuri); externă sau de Valea Mare, în cadrul perimetrului, sunt prezente formațiuni ale digitației Măgirești - Perchiu și ale digitației de Pietricica. Aceste formațiuni apar ca petece de eroziune de sub depozitele flancului intern, cutat, al avanfosei.

AVANFOSA, restrânsă prin definirea pânzei subcarpatice, prezintă un flanc intern cutat, dezvoltat de la Valea Râmnicului Sărat spre sud și vest, care în sudul curburii Carpaților Orientali este denumit Zona Cutelor Diapire, și un flanc extern, necutat, dezvoltat ca o depresiune asimetrică cu marginea internă sprijinită pe elementele cutate ale catenei. Limita internă a avanfosei este marcată la nord de Valea Troțușului, de falia pericarpatică; la sud de ea, de falia Cașin - Bisoca și prelungirea ei - falia Plopeasa; iar de la Valea Buzăului spre vest, de conturul de eroziune al depozitelor neosarmațian - pliocene; contur ce acoperă discordant elemente din ce în ce mai interne pe măsura apropierii de Valea Dâmboviței. Limita externă a avanfosei este convențională, fiind marcată de îngroșarea accentuată a depozitelor neosarmațian - pliocene ale cuverturii de platformă, îngroșare materializată într-o flexură mai mult sau mai puțin evidentă.

Limita dintre cele două flancuri ale avanfosei este marcată de asemenea de o flexură, reprezentând mularea frontului de încălecare a faliei pericarpatică determinat în foraje. Zona cutelor diapire ocupă aria sudică a perimetrului de studiu, cuprinde depozite ale molasei superioare sarmațian - pliocene, și este cunoscută sub numele de Zona mio-pliocenă. Ea este rezultatul cutărilor valahe ce au afectat un segment de la exteriorul Carpaților cuprins între falia intramoiesică la vest și falia Peceneaga - Camena la nord, activ în subducția spre orogen.

De la Valea Buzăului spre sud: falia Cașin - Bisoca cu ramificația Plopeasa își pierde din importanță, pânda subcarpatică își pierde caracterul plurifacial fiind reprezentată prin depozite asemănătoare numai digitației Măgirești-Perchiu, iar delimitarea pânzei subcarpatice de avanfosă se face dificil, numai prin conturul de eroziune al depozitelor sarmațian-pliocene.

În concluzie, geotectonic (Săndulescu, 1984), în constituția Subcarpaților Munteniei intră unitățile externe ale Moldavidelor, reprezentate prin Pânda de Tarcău, Pânda Cutelor Marginale și Pânda Subcarpatică (ultimele două fiind acoperite aproape în totalitate de Pânda de Tarcău) precum și partea internă a avanfosei carpatice, cunoscută sub numele de Zona Cutelor Diapire. Contactul dintre pânzele moldavidice și avanfosa internă este acoperit de depozite neosarmațian - pliocene.

Principalele deformări tectonice, care au afectat depozitele neogene aparțin tectogenezelor: (1) *stirică veche* (intra-burdigaliană); (2) *stirică nouă* (intra-badeniană), când s-a produs șariajul principal al Pânzei de Tarcău și a Cutelor Marginale; (3) *moldavă* (intra-sarmațiană), care a determinat încheierea șariajului Pânzei Subcarpatice, și (4) *valahă* (intra-pleistocenă). Tectogenezele stirice au avut drept ecou în Subcarpații Munteniei, depunerea evaporitelor și anume, gipsurile inferioare sau formațiunea cu sare inferioară (intra-burdigaliană), respectiv, formațiunea cu sare superioară (langhiană).

Formațiunile neogene molasice, aparținând zonei externe a flișului, sunt intens cutate și faliat, fiind prinse în structuri înalte ("pintenii" de Slon - Măneciu, de Homorâciu, de Văleni) sau coborâte (Sinclinalele de Slănic și de Drajna). Pintenii, mai ales cel de Văleni, au complicații Anticlinale sau Sinclinale, intens tectonizate.

Sedimentele neogene molasice, dezvoltate în Zona Cutelor Diapire, prezintă mai multe structuri plicative cu aspecte variabile de la un sector la altul (Săndulescu et al., 1968). Astfel, în regiunea Văii Buzăului, stilul de cutare este ejectiv, cu Sinclinale largi, separate de Anticlinale diapire înguste (cu nuclee de sare intra-burdigaliană). În bazinele văilor Cricovului și Teleajenului se individualizează un sector sudic, în care cutele au o poziție structurală mai coborâtă, și un sector nordic, cu cute solzi, ridicate și deversate spre sud.

După Săndulescu, Mărunțeanu și Popescu (1995), în sectorul sudic al Carpaților Orientali (implicit între Valea Teleajenului și Valea Buzăului) există *formațiuni miocen inferioare și medii* ce se regăsesc: în cadrul pânzelor moldavidice externe, respectiv Pânda de Tarcău și Pânzele subcarpatice, cu încălecări miocen medii, și în cadrul cuverturilor post-tectonice (cuverturi post pânză = neo-autohtone) și *formațiuni miocen superioare și pliocene* ce formează umplutura Avanfosei și a unor depresiuni intramontane. Limita Oligocen / Miocen nu este subliniată de schimbări litologice, ea traversând unități stratigrafice omogene, izocrone sau heteropice.

Formațiunile miocen inferioare și medii (din cuprinsul moldavidelor și cuverturilor post tectonice), cuprind următoarea succesiune (Săndulescu et al., 1995):

- formațiuni bituminoase și de fliș oligocen-miocen inferioare;
- formațiuni evaporitice miocen inferioare;
- formațiunea molasei inferioare;
- formațiunile molasei de vârstă miocenă medie.

Formațiunile miocen superioare și pliocene (din cuprinsul umpluturii avanfosei) cuprind depozite în facies salmastru atribuite Meoțianului și Ponțianului și respectiv, Dacianului și Romanianului.

2.2. STRATIGRAFIA MIOCENULUI

2.2.1. LITOSTRATIGRAFIA MIOCENULUI

Litostatigrafia depozitelor miocene este cea adoptată după datele publicate de Prof. Dr. Dumitru Frunzescu de la Universitatea "Petrol - Gaze" Ploiești (1998, 2004).

2.2.1.1. Formațiuni bituminoase și de fliș oligocen-miocen inferioare

În aria investigată, depozitele de vârstă oligocen-miocen inferioară se regăsesc în pânda de Tarcău sub două litofaciesuri specifice (Săndulescu et al., 1995): un litofacies intern (litofaciesul Fusaru – Pucioasa) în continuarea Eocenului în faciesul Gresiei de Tarcău cu arie sursă carpatică,

în structura Monteoru – Smeuret - Homorâciu și (cu caractere particulare) în structura Slon, și un litofacies extern (litofaciesul bituminos cu gresie de Kliwa), în continuarea Eocenului în faciesul de Colți, în structura Lera – Văleni - Buștenari, cu arie sursă situată în forland, între care se situează litofaciesuri de tranziție, cu interferarea ariilor sursă.

A. Litofaciesul bituminos cu Gresii de Kliwa

Popescu, 1952; Pătruț, 1955

Urmând dezvoltării tipice a “Marnelor cu Globigerine” din Priabonianul final (cunoscute în întreaga arie tethysiană), odată cu începutul Oligocenului caracteristicile mediului depozițional se schimbă, trecându-se la condiții anoxice care au predominat de-a lungul întregului Oligocen și a unei părți din Miocenul inferior. Ca urmare a acestui fapt, în partea externă a Domeniului Moldavidic se dezvoltă, în secvențe succesive, argile bituminoase (șisturi disodilice), silicolite bituminoase (menilite) care la unul sau două momente (în zone diferite) au fost “parazitate” de venituri de mase importante de ortocuarțite având ca arie sursă marginea forlandului (actualmente subșariată sub pânzele Moldavidice). Ele constituie Formațiunea Gresiei de Kliwa care în sectorul studiat al Pânzei de Tarcău apare la două nivele, corespunzătoare Formațiunii Gresiei de Kliwa inferioare și Formațiunii Gresiei de Kliwa superioare = Nisipurile de Buștenari (tabel nr. 1, după Săndulescu et al., 1995).

Nivelele silicolitice (menilitele) constituie cele mai bune repere de corelare și, în general, sunt două nivele: Menilitele Inferioare (asociate cu calcare marnoase bituminoase = Marne brune bituminoase) și Menilitele Superioare (fără Marne bituminoase). Pe alocuri, în Pânzele Subcarpatice și Pânza Cutelor Marginale, în Moldova, se citează și un al treilea nivel menilitic - Menilitele Terminale (tabel nr. 1, după Săndulescu et al., 1995).

Sucesiunea formațiunilor litofaciesului extern, bituminos, cu Gresie de Kliwa (Popescu, 1952; Pătruț, 1955) cuprinde: (1) Formațiunea menilitelor inferioare cu marne bituminoase; (2) Formațiunea disodilelor inferioare; (3) Formațiunea Gresiei de Kliwa inferioară; (4) Formațiunea de Topilele; (5) Formațiunea de Podu Morii; (6) Formațiunea de Buștenari; (7) Formațiunea Menilitelor Superioare = Formațiunea de Starchiojd.

Limita Oligocen/Miocen este situată sub Formațiunea menilitelor superioare, în cuprinsul Formațiunii șisturilor disodilice superioare (în Pânza Cutelor Marginale), sau în cuprinsul Formațiunii de Topilele (Ștefănescu et al., 1993) în Pânza de Tarcău.

b) Formațiunea de Podu Morii

Teisseyre, 1911, emend. Popescu, 1952

Separată de Teisseyre (1911), cu semnificația suitei de depozite cuprinse între cele două formațiuni ale Gresiei de Kliwa: inferioară și, respectiv, superioară, formațiunea cenușie, ritmică, flișoidă, eoceniformă de Podu Morii e descrisă și divizată de Grigoraș (1955) în Valea Buzăului și de Pătruț (1955) în bazinul Văii Teleajen. Pe baza intercalațiilor cineritice, o corelare a faciesurilor interne și externe indică echivalența dintre Formațiunile de Podu Morii și de Buștenari din faciesul extern cu Formațiunea de Vinețișu din faciesul intern al Pânzei de Tarcău precum și cu Formațiunea de Starchiojd din Pânzele subcarpatice. Pătruț (1947) separă două subdiviziuni (PM_{1+2}) dominate de tipurile petrografice brune asemănătoare Formațiunii de tip Pucioasa din faciesul intern și una (PM_3) în care apare o alternanță de siltolite și arenite cenușii, cu structuri convolute și mecanoglife de curent și bioglife asemănătoare Formațiunii de Izvoarele (Vinețișu) din faciesul intern. Formațiunea de Podu Morii este în continuitate cu formațiunile subjacente și apare cu o grosime stratigrafică de cca. 300-400m în ariile de afloriment anterior descrise. Pe ansamblu, stratonomia Formațiunii de Podu Morii este dominată de lutite și siltite (85%) în straturi foarte subțiri față de arenite (gresii de Kliwa și gresii calcaroase convolute) (15%) în straturi subțiri (Dinu, Frunzescu, 1990).

Subdiviziunea dominată de tipurile petrografice brune asemănătoare Formațiunii de tip Pucioasa are o grosime stratigrafică de 150-200 m și cuprinde marno-argile cenușii și cenușii negricioase, șistoase în straturi subcentimetrice sau compacte în straturi submetrice, alternând cu

șisturi disodilice tipice, negre, foioase, cu intercalații subdecimetrice de gresii calcaroase cu abundență de claste micacee, grosier granulare, de tip Fusaru, sau de marnocalcare sideritice cenușiu-negriceoase, casante. Subordonat, apar straturi subțiri de arenite de tip Kliwa, tufite bentonizate, gresii cu structură convolută. În bazinul pârâului Chiojd, apar gresii tip Fusaru în straturi groase.

Tabel nr. 1. Corelarea unităților litostratigrafice oligocene, miocene inferioare și medii din Moldaviile externe în Carpații Orientali (după Săndulescu M. et al., 1995, modificat).

PÂNZA DE TARCĂU	PÂNZA CUTELOREL MARGINALE	PÂNZA SUBCARPATICĂ	
Formațiunea de Telega (= Șisturile cu radiolari + Marnele cu Spiritalis)		Conglomerate și gresii Formațiunea de Telega (Șisturi cu radiolari + Marnele cu Spiritalis)	LANGHIAN
Brecia de Cosmina (Formațiunea evaporitică)		Brecia de Cosmina (Formațiunea evaporitică)	
Formațiunea de Câmpinița (Tuful de Slănic)		Formațiunea de Câmpinița (Tuful de Slănic)	
Formațiunea de Doftana	Formațiunea Schlier-ului cenușiu	Formațiunea de Răchitașu	BURDIGALIAN
Conglomeratele de Brebu	Gipsul de Perchiu	Formațiunea de Tescani	
Formațiunea de Sărata = Gipsurile inferioare	Formațiunea de Hârja	Formațiunea de Măgurești	
Formațiunea de Sărchiojd (Disodilele și menilitile superioare)		Conglomerate de Pietricica	
Formațiunea de Vinețu		Gresia de Condor	
Formațiunea de Topilele		Formațiunea de Sărata (Formațiunea cu sare)	
Formațiunea gresiei de Fusaru		Formațiunea de Goru – Mișina – Menilitile	
„Orizontul argilos”		Formațiunea de Starchiojd = Menilitile	
		Șisturile disodilice superioare	
		Formațiunea gresiei de Kliwa	
		Șisturile disodilice inferioare	OLIGOCEN
		Menilitile inferioare	
		Gresia de Fierăstrău + Șisturile ardeziene	PRIABONIAN SUPERIOR
		Marnele cu globigerine + Gresia de Lucăcești	

Subdiviziunea dominată de alternanța de siltolutite și arenite cenușii cu structuri mecanice și biotice are grosimi stratigrafice cuprinse între 150-250 m și apare cu aspectul unor fâșii discontinue bine deschise pe văile mai adânci (Valea Buzăului - structurile Păltineni, Valea Lupului - Starchiojd; Valea Teleajenului - Sinclinalale Piatra Albă, la Gura Vitioarei și Frânghiești, la Văleni) și intermediar pe Văile Cătina, Zeletin, Lopatna, Pârâul cu Apă Dulce, Zâmbroaia. Limita inferioară tranșantă este marcată de trecerea de la siltolutitele brune-negrice de tip Pucioasa, la colorația cenușie-albicioasă și ritmicitatea pronunțată datorată alternanței de arenite în straturi subțiri cu siltite și lutite în straturi foarte subțiri. Arenitele sunt reprezentate prin gresii cu claste micacee și liant carbonatic, dure, compacte sau cu desfacere după laminația convolută ce domină structofaciesul lor, alături de laminația plană paralelă. Gresii (asemănătoare celor din Eocen) au frecvente structuri erozionale de curent, precum și bioglife de tip *Sabularia* reprezentând adevărate nivele diagnostic pentru această formațiune (Alexandrescu, Brustur, Frunzescu, 1993).

Lutitele sunt marne cenușii și cenușii-verzui, fine, plastice, cu trecere în bază la marne fin micacee. Subordonat apar argile bentonitice în straturi foarte subțiri (milimetrice) și straturi subțiri de arenite (nisipuri sau gresii) de tip Kliwa (sau uneori, pârâul Gâlmelor), straturi groase (50-70 cm) de arenite grosiere de tip Fusaru. Termenii petrografici elementari sunt organizați în secvențe de tip Bouma pretabili unei analize secvențiale (Dinu, Frunzescu, 1990; Rusu et al., 1996).

Subliniem prezența în cadrul Formațiunii de Podu Morii (ea însăși un marker regional) a unor markeri litologici cu valoare de corelare regională (tabel nr. 2, după Rusu et al., 1996). Astfel, sunt de menționat:

1. Calcarele laminitice de Jaslo, situate în partea mediană a subdiviziunii cu straturi de tip Pucioasa, ca 3-4 straturi decimetrice și 10-12 straturi centimetrice dezvoltate într-un pachet litologic de cca. 40 m grosime (Alexandrescu, Brustur, 1985; Frunzescu et. al., 1989, 1992; Ștefănescu et al. 1993);

2. Bentonitele de Gura Vitioarei, situate în baza subdiviziunii superioare = Podu Morii str.s., semnalate de Pătruț (1955) și statuate de Alexandrescu, Frunzescu, Brustur (1997) (fig. 10) (s-ar corela cu Tufurile de Vinețișu descrise de Ștefănescu et al., 1993; Valea Buzăului);

3. Tuful de Văleni, situat constant în faciesul extern bituminos la 40-50 m peste complexul argilelor bentonitice de Gura Vitioarei și la 45 m sub limita cu Formațiunea de Buștenari, iar în faciesul intern de Pucioasa - Fusaru la cca. 50-60 m sub Formațiunea de Starchiojd., ar corespunde cu ceea ce, în Valea Buzăului, Ștefănescu et. al. 1993 descrie ca Tuful de Mlăcile, dezvoltat ca două straturi apropiate de tufit și tuf, are grosimi între 2 și 3,60 m pe diferite profile (Alexandrescu, Frunzescu, Brustur, 1993) (fig. 10);

4. Pachetul litologic cu silto-arenite ce adăpostesc palaeoicnocoza cu *Sabularia* situat în Subdiviziunea superioară = Podu Morii, str.s. între complexul Bentonitelor de Gura Vitioarei și Tuful de Văleni (Alexandrescu, Brustur, Frunzescu, 1993) (fig. 10);

5. Stratul de (3,20 m) nisip grosier cu elemente microrudite de șisturi verzi și resturi de lamelibranhiate și gasteropode situat la 57 m deasupra Tufului de Văleni și la 12 m sub limita cu Formațiunea de Buștenari (Grujinschi, 1971).

Pe bază de foraminifere și nannoplancton calcaros s-au identificat zonele NP25, respectiv NN1 și NN2, ce permit diagnosticarea vârstei Chattian terminal - Burdigalian timpuriu (Melinte, 1993, 1995).

c) Formațiunea de Buștenari Ștefănescu et al., 1993

Formațiunea de Buștenari este sinonimă cu Formațiunea Gresiei de Kliwa superioare denumită informal din punct de vedere al ghidului stratigrafic internațional.

Depusă în continuitate de sedimentare peste Formațiunea de Podu Morii, este delimitată de aceasta printr-un pachet de tranziție de 20-30 m, în care dispar marnele (siltice) cenușii-verzui și gresiile calcaroase micacee cu structuri convolute și apar primele straturi groase de arenite de tip Kliwa cu intercalații de șisturi argiloase disodiliforme, brun-negrice.

Formațiunea de Buștenari apare ca fâșii orientate NE - SV bine deschise pe toate profilele anterioare, legate de repetarea unor cute, solzi. Are grosime stratigrafică între 300 m în est și 400 m în vestul perimetrului. Litologic, este alcătuită dintr-o alternanță neuniformă de arenite (gresii și nisipuri de Kliwa, gresii calcaroase micacee cu structuri convolute, cuarțite cu silicifiere avansată), siltite (marne fin nisipoase, șisturi cărbunoase), lutite (marne, rare marnocalcare sideritice, șisturi argiloase, bituminoase, disodilice, brun-negricioase, argile plastice bentonitice), în treimea inferioară predominând lutitele și silto-lutitele, iar în treimea superioară predominând net arenitele (Frunzescu et al., 1987, 1988).

Subordonat, apar straturi subțiri de diatomite, tufuri, accidente silicioase, microbrecii cu elemente de șisturi verzi. Lutitele reprezintă 47% din numărul total de straturi și 36% din grosimea lor. Arenitele reprezintă 48% ca număr (26% gresii de Kliwa, 22% gresii cenușii-calcaroase micacee) și 55% ca grosime (50% gresii de Kliwa, 5% gresii cenușii-calcaroase, micacee). Siltitele, gresiile calcaroase, lutitele, apar frecvent în straturi subțiri-medii (10-20 cm), iar gresiile de Kliwa în straturi groase (mai mari de 3 m în partea superioară a formațiunii), ele participând la formarea unor secvențe de tip *thicker-upward* (TkU) (Frunzescu et al., 1987, 1988). Petrofaciesul Gresiei de Kliwa superioare este asemănător celei inferioare, dar cimentul este exclusiv silicios sau lipsește (ortocuarțite silicioase).

Semnalăm prezența a șapte pachete litologice de 8-20m, distanțate la 20-80 m între ele, cuprinzând între 3 și 21 straturi foarte subțiri (centimetrice) de material cineritic frecvent bentonitizat (Frunzescu, Georgescu, 1985).

Analizele de nannoplancton calcaros au identificat partea superioară a zonei NN2 (după Rusu et al., 1996) raportabilă Burdigalianului inferior.

Tabel nr. 2. Corelarea faciesurilor Oligocen – Miocenului inferior din Pânza de Tarcău în regiunea Văii Buzăului (după Rusu et al., 1996).

		LITOFACIESUL DE PUCIOASA - FUSARU (INTERN)	LITOFACIESUL BITUMINOS DE KLIWA (EXTERN)	Nanno zone
MIOCEN	BURDIGALIAN	FORMAȚIUNEA DE SĂRATA (= FORMAȚIUNEA GIPSURILOR INFERIOARE) FORMAȚIUNEA DE STARCHIOID (FORMAȚIUNEA DISODILELOR SUPERIOARE) TUF DE BĂTRĂNI	FORMAȚIUNEA DE STARCHIOID (FORMAȚIUNEA MENILITELOR SUPERIOARE + ȘISTURI DISODILICE) FORMAȚIUNEA DE BUȘTENARI (GRESIA DE KLIWA SUPERIOARĂ)	NN3
	AQUITANIAN	FORMAȚIUNEA DE VINEȚIȘU TUF DE MLĂCILE = TUF DE VĂLENI TUF DE VINEȚIȘU = BENTONITE DE GURA VITIOAREI	FORMAȚIUNEA DE PODU MORII TUF DE MLĂCILE = TUF DE VĂLENI PALEOICHNOCENOZA CU SABULARIA TUF DE VINEȚIȘU	NN2 a, b
OLIGOCEN	CHATTIAN	FORMAȚIUNEA DE PUCIOASA CU GRESII DE FUSARU	FORMAȚIUNEA GRESIEI DE KLIWA INFERIOARĂ CALCARE DE TIP JASLO	NN1
		FORMAȚIUNEA DISODILELOR INFERIOARE	CALCARE DE TIP JASLO CALCARE DE JASLO	NP25 a, b
	RUPELIAN	FORMAȚIUNEA DISODILELOR INFERIOARE	CALCARE DE TYLAWA	NP24
		FORMAȚIUNEA DISODILELOR INFERIOARE	TUF DE VALEA TIGVEI	NP23 NP22

B. Litofaciesul de Fusaru – Pucioasa

Pătruț, 1955; Grigoraș, 1955

În jumătatea internă a Pânzei de Tarcău, echivalentul stratigrafic al Litofaciesului Bituminos este Litofaciesul de Fusaru - Pucioasa, cu aceeași vârstă Oligocen-Miocen inferior. Limita sa inferioară este situată deasupra “Marnelor cu Globigerine” de vârstă Priabonian terminal, care apar în extremitatea estică a perimetrului ca un nivel foarte subțire la partea terminală a Formațiunii de Plopu (Popescu, 1952). Secvența inferioară a Litofaciesului de Fusaru - Pucioasa este predominant lutitică (= “Orizontul șistos”) fiind constituită din marne și argile închise la culoare, cu intercalații subțiri, nisipoase. Pe alocuri, sunt intercalate șisturi disodilice și uneori chiar menilite, în secvențe subțiri. Caracteristica specifică importantă a Litofaciesului de Fusaru - Pucioasa se referă la arenitele Gresiei de Fusaru cu arie sursă “carpatică”, opusă “sursei de forland”, specifică arenitelor Litofaciesului Bituminos.

Gresia de Fusaru (Popescu, 1952) este o gresie bogată în mice, având caractere de graywacke (Săndulescu et al., 1995). Este lipsită de șisturi verzi din forland, metaclastele componente fiind îndeosebi mezometamorfite. Caracterul de flexoturbidite al Gresiei de Fusaru este subliniat de intercalațiile grosier granulare dezvoltate la diferite nivele.

Deasupra Gresiei de Fusaru se dezvoltă o importantă secvență de tip fliș, cu grosimi de 1000-2000 m și chiar mai mult, anume Formațiunea de Vinețișu (Grigoraș, 1955). Ea este constituită dintr-un fliș de tip “straturi cu hieroglif” reprezentat printr-o alternanță de gresii convolute cenușii – albăstrui, calcaroase, micacee cu argile și marne de culoare cenușie deschisă (Rusu et al., 1996). La partea inferioară a acestei formațiuni, au fost identificate două nivele de tufuri (Ștefănescu et al., 1993): Tuful de Vinețișu, de culoare verde-negricioasă, puternic bentonizat, și Tuful de Mlăcile, de culoare albă, cu biotit. După conținutul de nannofosile, limita Oligocen / Miocen este situată în cadrul Formațiunii de Vinețișu, sub Tuful de Vinețișu (Melinte, 1995).

Cea mai tânără unitate litostratigrafică a litofaciesului de Fusaru - Pucioasa este reprezentată de Formațiunea de Starchiojd = Formațiunea disodilelor și menilitelor superioare, un echivalent al Formațiunii menilitelor superioare din faciesul extern (Săndulescu et al., 1995).

O dezvoltare litologică particulară apare în părțile cele mai interne ale ariei de răspândire a litofaciesului de Fusaru - Pucioasa, unde Formațiunea de Slon apare cu dezvoltare identică, dar prezentând la diferite nivele, îndeosebi la cel al Formațiunii de Vinețișu, intercalații de secvențe de wildfliș (olistostrome) (Săndulescu et al., 1995).

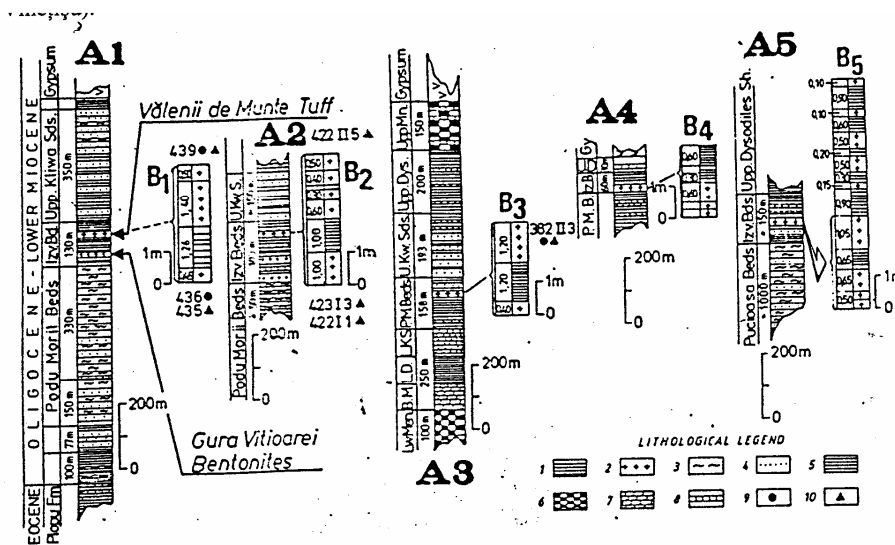


Fig. 8. Coloane stratigrafice sintetice cu poziția Tufului de Văleni (A) și (B); A₁ - V. Teleajenului (Sincl. Frânghiești), A₂ - V. Teleajenului (Sincl. Piatra Albă); A₃ - V. Buzăului (structura V. Lupului); A₄ - V. Ogretin (flanc SE P. Homorâciu); A₅ - V. Cosminele (flanc N P. Homorâciu) (Alexandrescu, Frunzescu, Brustur, 1993).

2.2.1.2. Formațiuni evaporitice miocen inferioare

În întregul domeniu al Moldavidelor, atât litofaciesul bituminos cât și cel de Fusaru (ca și echivalenții lor) sunt urmate de o secvență predominant evaporitică (Săndulescu et al., 1995).

În Pânzele Subcarpatice și Pânza Cutelor Marginale se dezvoltă la acest nivel Formațiunea sării (matrice argiloasă – siltică, de culoare cenușiu-închis cu intercalații: de brezii sedimentare, conglomerate, de argile sau marne salifere; gipsuri și corpuri discontinue de sare). În unele arii, această asociație “haotică” este urmată de o secvență mai mult sau mai puțin stratificată de marne, argile și gresii sau de gresii arcoziene grosier granulare (Gresia de Condor). Distribuția areală a Formațiunii sării miocen inferioare este discontinuă din motive paleogeografice (zone de depunere separate de riduri emergente) și tectonice (corpuri diapire).

În Pânza de Tarcău, ca și în ariile mai interne ale Domeniului Moldavidelor, secvența predominant evaporitică miocen inferioară a fost introdusă în literatura geologică de Mrazec (1901), sub denumirea de “Strate de Cornu”, având un “trecut zbuciumat” sub aspectul controverselor asupra conținutului și al vârstei, reliefat exhaustiv în istoricul tezei de doctorat a lui Grujinschi (1972). Având sensul entității stratigrafice cuprinse între Formațiunea de Starchiojd, în bază, și Molasa de Doftana, ce debutează cu conglomeratele de Brebu, la partea superioară, Formațiunea de Cornu (sensu Mrazec, 1914) este divizată de către Grujinschi în: (a) Formațiunea gipsurilor inferioare și (b) Formațiunea brecioasă.

După Ștefănescu (1978), în aria de curbură a Carpaților Orientali, finalul sedimentării flișului este marcat de un nivel evaporitic (Gipsurile inferioare din Formațiunea de Cornu, sensu Mrazec, 1914), care stă discordant peste Formațiunea disodilelor inferioare din litofaciesul intern (de Pucioasa-Fusaru) a Oligocen - Miocenului inferior și, respectiv, peste Formațiunea menilitelor inferioare din litofaciesul extern (bituminos cu gresii de Kliwa). De fapt, în ambele litofaciesuri nivelul evaporitic stă discordant peste unica Formațiune de Starchiojd (Popescu, 2000). Nivelul evaporitic este denumit Formațiunea de Sărata (complex de roci alcătuit din două pachete de gips groase de 1-4 m, separate de un nivel de brechie sedimentară, groasă de 10-20 m și formată din elemente provenind în special, din faciesul de Valea Caselor).

După Ștefănescu și Mărunțeanu (1980), în aria de curbură a Carpaților Orientali, Formațiunea de Sărata (cu baza formațiunii situată în zona NN3 = partea terminală a Burdigalianului inferior), reprezintă debutul sedimentării în facies de molasă (Molasa de Doftana de vârstă Burdigalian inferior –mediu).

După Săndulescu et al. (1981), acoperișul post-tectogenetic al pânzelor de geneză miocen inferioară (discordant peste depozitele pânzei de Tarcău) are în bază Formațiunea de Cornu, discordant urmată de depozitele molasice ce debutează cu Conglomeratele și gresiile de Brebu.

După Săndulescu et al. (1995), în pânza de Tarcău, formațiunea evaporitică a Miocenului inferior este reprezentată de: (a) gipsuri (denumite “Gipsurile inferioare”) ce au deasupra lor, (b) o secvență șistoasă, nisipoasă (Formațiunea de Cornu s.str., Mrazec, 1907; fide Popescu Voitești, 1935), cu faune și microfaune marine (ea poate fi un corespondent al GRESIEI de Condor).

2.2.1.3. Formațiuni ale molasei miocen inferioare

Formațiunile evaporitice miocen inferioare sunt urmate în întreg Domeniul Moldavidelor de debutul sedimentării de tip molasă. Ca și pentru formațiunile mai vechi există două arii sursă pentru molasă: externă (argumentată de prezența galeților sau granulelor de “șisturi verzi” din forlandul acoperit de clastitele Pânzelor Subcarpatice și de Pânza Cutelor Marginale) și internă (cu material de sorginte “carpatică” ce alimentează molasele Pânzei de Tarcău).

Pe părțile marginale ale bazinului depozițional al molasei inferioare, succesiunea stratigrafică începe cu conglomerate. În partea externă a Pânzei Subcarpatice aceste conglomerate masive (cu diferite denumiri locale: conglomerate de Pietricica, Pleșu, Bârsești) sunt foarte bogate în galeți de “șisturi verzi” asociați cu sediclaste (calcare jurasice și eocene, gresii permo-triasice, marne jurasice). Conglomeratele sunt urmate de molase marnoase-nisipoase (Formațiunea de Tescani)

sau de molase nisipoase masive (Gresia de Moișa), ambele bogate în granoclaste de “șisturi verzi”. Zone mai distale față de sursa forland ale bazinului depozițional (părțile interne ale Pânzei Subcarpatice și Pânza Cutelor Marginale) prezintă doar molase nisipoase-marnoase, respectiv Formațiunea de Măgirești sau Formațiunea de Hârja, care corespund cu conglomeratele externe și cu o parte a molaselor nisipoase sau nisipoase-marnoase suprajacente (tabel nr.1) (Săndulescu et al., 1995). În Pânza Subcarpatică și parțial în Pânza Cutelor Marginale, molasele sunt urmate de Formațiunea de Schlier cenușie, predominant lutitică (mai ales marne) cu intercalații de secvențe nisipoase și gresii subțiri și cu unul sau două nivele evaporitice.

Limita dintre Miocenul inferior și Miocenul mediu se află în cuprinsul Formațiunii de Schlier cenușie.

În Pânza de Tarcău, formațiunile de molasă prezintă dezvoltări litologice și paleogeografice similare (Săndulescu et al., 1995). În părțile interne (proximale “sursei carpatice”) ale Pânzei de Tarcău succesiunea litostratigrafică începe cu conglomerate (Conglomeratele de Brebu, Mrazec, fide Grujinschi, 1971), urmate de depozite de molasă, nisipoase sau marnoase-nisipoase. În partea externă a Pânzei de Tarcău (distală “sursei carpatice”) se dezvoltă doar *molase nisipoase* urmate de Formațiunea de Schlier cenușie similară celei din unitățile mai externe. Cadrul sedimentar al molaselor este de apă puțin adâncă la fluvio-deltaic, pentru formațiunile de schlier putând fi acceptată o mică adâncire a bazinului (Săndulescu et al., 1995).

Formațiunea molasei inferioare (incluzând Conglomeratele de Brebu) din Pânza de Tarcău este denumită de Ștefănescu și Mărunțeanu (1980), Molasa de Doftana. Denumirea se referă la depozitele transgresive și discordante de peste Formațiunea de Cornu s.str. (Mrazec, 1907) și de sub Tuful de Slănic, alcătuite dintr-o alternanță ritmică, roșie spre bază și cenușie spre partea superioară, de rudito-arenite (predominante spre bază = Conglomeratele de Brebu) cu siltolutite (predominante spre partea superioară). Pe baza asociațiilor cu *Globigerinoides trilobus* (Burdigalian) și cu *Orbulina suturalis*, *Globorotalia bykova* (Langhian) se atribuie vârsta Burdigalian superior = Langhian inferior. Limita Burdigalian / Langhian este în cuprinsul Molasei de Doftana la cca. 350-400 m deasupra bazei sale, unde apar primele specii ale zonei cu *Praeorbulina*.

Săndulescu et al. (1995) restrânge termenul Molasei de Doftana și separă: (a) Conglomeratele de Brebu și (b) Formațiunea de Doftana. În rapoarte geologice ulterioare, Mărunțeanu, Popescu (1997, 2002) păstrează sensul inițial pentru Molasa de Doftana (adică sensul Ștefănescu, Mărunțeanu, 1980).

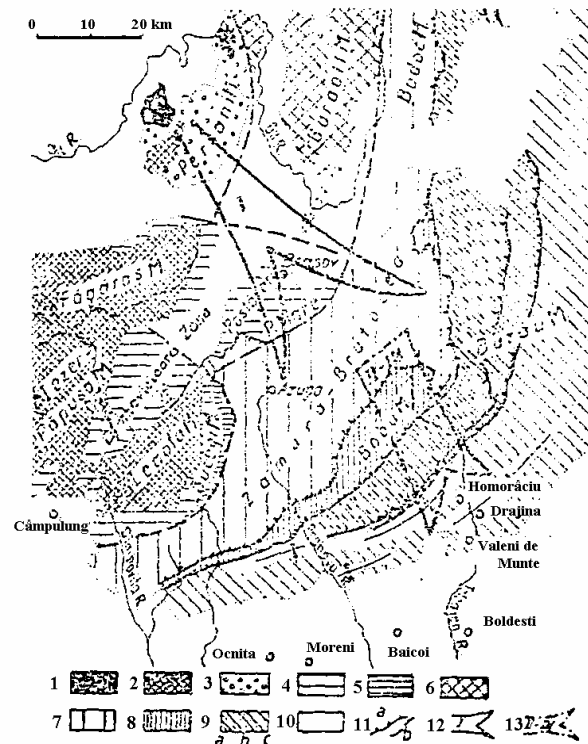


Fig. 15. Unități interne și externe ale Curburii Carpaților (după Patrușiu, 1969, modificat): 1- Pânza Transilvaneană; 2 -masive cristaline; 3 - zona de wildfliș; 4 – zona Dâmbovicioara; 5 – zona Pre-Leaota; 6 – Subunitatea Bratocea – Zamora; 7 - Subunitatea de Bobu; 8 - Subunitatea de Bobu; 9 - formațiuni cretacic – paleogene ale Moldavidelor (a - Unitatea flișului curbicortical; b - Unitatea de Audia; c – Unitatea de Tarcău); 10 - formațiuni de molasă; 11 - contacte tectonice majore; 12 - prima mișcare a materialului de origine; 13 - a doua și a treia mișcare a materialului de origine (Cehlarov, Alexandrescu, Frunzescu, 1993).

b) Formațiunea de Doftana Săndulescu et al., 1995

În Pânza de Tarcău, Formațiunea de Doftana afloră în Sinclinalele Slănic și Drajița, similar conglomeratelor de Brebu.

Aici, concordant peste Conglomeratele de Brebu, Formațiunea de Doftana debutează cu un pachet puternic de gresii grosiere, uneori conglomerate mărunte, cu rare elemente mari, cu ciment calcaros-argilos, slab roșcat. Gresiiile, în straturi de la 50 cm la 2 m, alternează cu straturi de 10-30 cm de marne roșii, adesea cenușii, și au structuri de curent la partea inferioară. Spre partea superioară, acest pachet cu continuitate pe diferite profile și cu un reper icnologic în cadrul său, devine din ce în ce mai lutitic. Asociat lutitelor acestui pachet, apar nivele distincte de tuf și gips. Tuful apare ca patru straturi mai importante, albe sau slab verzui și unul chiar roz (în Sinclinalul Drajiței), decimetrice sau metrice, la care se adaugă numeroase intercalații subțiri centimetrice de tuf bentonizat.

Gipsul, alb zaharoid în straturi de la 1 la 30 cm, apare ca intercalații subțiri și rare, în jumătatea inferioară a nivelului mediu și progresiv mai groase spre partea superioară. De remarcat că gipsul apare asociat strâns cu tuful pe care îl urmează. Unul din straturile de gips are constanță cartografică și a fost denumit de Ștefănescu, Măruțeanu (1980) - Gipsul de Cireșu. Limita Miocen inferior / Miocen mediu pare a se plasa deasupra reperului Gipsului de Cireșu (Ștefănescu, Măruțeanu, 1980). Pachetul gipsifer de 10-25 m de la partea terminală a jumătății inferioare (cu tuf și gips, Grujinschi, 1972) a Formațiunii de Doftana a fost denumit de Mrazec, Gipsurile superioare.

Jumătatea superioară a Formațiunii de Doftana (cu șisturi calcaroase și gips, Grujinschi, 1972) are baza arenitică constituită din straturi groase (metrice) de nisipuri argiloase cenușii, uneori slab roșcate, mediu granulometrice, în zona periSinclinalului Slănic și fin prăfoase, în

restul perimetrului, micacee, adesea cu laminație oblică de curent (stratificație încrucișată). Nisipurile au structuri de curent pe fețele inferioare și alternează cu marne plastice cenușii și uneori roșcate, în straturi de 30-50 cm.

Partea terminală a acestei jumătăți devine predominant lutitică, fiind alcătuită din marne cenușii sau roșii fin micacee, nisipoase sau plastice, în straturi de 20-70 cm, alternând cu straturi foarte subțiri de nisipuri argiloase, fine, compacte.

Intervalul se încheie cu un pachet lutitic puternic, alcătuit din marne roșii, pachet acoperit de tuful cu globigerine, Badenian, al megasecvenței următoare.

În partea terminală lutitică a jumătății superioare al Formațiunii de Doftana apar mai multe intercalații de șisturi calcaroase bituminoase, gălbui-ruginii, în plăci subțiri, extinse, flexibile, ce sunt urmate de gipsuri compacte, neuniform colorate, maronii-ruginii, slab bituminoase și desfăcându-se de asemenea în plăci ca și șisturile calcaroase. Șisturile calcaroase s-au dovedit a fi stromatolite, în care lamine micritice carbonatice alternează cu filme de bitumene autohtone (Ștefănescu, 1982). Asocierea cu indiciile de margine de bazin (urme de pași de vertebrate, urme de picături de ploaie, laminații ondulate, oolite) sugerează condiții intertidale de depunere a Formațiunii de Doftana.

Grosimea depozitelor burdigalian - langhiene este mai mare în flancurile interne (nord-vestice) ale Sinclinalelor neogene și mai mică în flancurile externe (sud-estice). Fiecare nivel are cca. 500-700 m grosime în flancul intern al Sinclinalului Slănic și cca. 350-400 m în Sinclinalul Drajna.

Aceeași dezvoltare a depozitelor burdigalian - langhiene ale Formațiunii de Doftana din Sinclinalul Drajnei (cu granofacies mai fin și grosimi mai reduse comparativ cu Sinclinalul Slănicului) apare și în structurile Sinclinale Predeal Sărari, Albinari (la Aricești Zeletin) și spre estul perimetrului, la Cătina - Crivineni.

Astfel, pe Valea Turburea (Predeal Sărari) (Dragoș, 1964), Formațiunea de Doftana debutează cu un pachet de cca. 110 m de marne cenușii și roșii, cu diaclaze umplute cu gips în bază, urmate de marne roșii și cenușii, cu intercalații de gresii la partea superioară peste care stă o secvență de 100 m de nisip grosier granulometric, în straturi groase și foarte groase 7-10 m), cu intercalații subțiri de marne roșii și cenușii.

Aceste nisipuri s-ar corela cu arenito-lutitele roșii din Valea Secuianca, care reprezintă echivalentul estompat pe direcție, al conglomeratelor de Brebu.

Formațiunea de Doftana, se dezvoltă în continuare pe cca. 120 m, reprezentată prin aceeași alternanță de marne, gresii, nisipuri, gipsuri, cu intercalații de tuf aferente (în membrul mediu - trei intercalații de 0,20-0,40 m de tuf dacitic cu biotit).

În Sinclinalul Cătina - Crivineni (Huică, 1962) pare a se dezvolta numai jumătatea superioară a Formațiunii de Doftana, dominant cenușie, cu marne nisipoase, nisipuri albe-gălbui cu intercalații de tufuri și gipsuri cenușii-fumurii, fibroase și zaharoide.

Prezența unor asociații micropaleontologice cu *Globigerina angustiumbilitata*, *Globigerina ciperoensis* și *Globigerinoides trilobus* în probe luate din formațiunea superioară din Sinclinalul Drajna, indică vârsta Burdigalian, iar prezența speciei *Globorotalia major* indică Burdigalian superior. Există și forme de *Orbulina universa* ce indică Langhianul. Asociația de nannoplancton calcaros cu *Helicosphaera ampliaptera* indică biozona NN3 = Burdigalian superior. Pe baza cercetărilor de nannoplancton, Săndulescu et al. (1995) consideră partea superioară a Formațiunii de Doftana de vârstă langhiană.

Depozitele molasei inferioare echivalente Pânzei Subcarpatice apar dezvelite de eroziune în axul structurilor Anticlinale din Zona Cutelor Diapire (flancul intern cutat al Avanfosei), litostratigrafic, încadrându-se Molasei de Doftana (Ștefănescu, Mărunțeanu, 1980), termen înlocuit ulterior (prin excluderea Conglomeratelor de Brebu) cu cel de Formațiunea de Doftana de către Săndulescu et al. (1995). Această denumire are prioritate față de cea propusă de Papaianopol (1992), ca „Stratele de Vispești” pentru depozitele similare din bazinul Cricovul Sărat.

Având limita inferioară necunoscută în afloriment și limita superioară clar marcată de apariția Marnelor și tufurilor cu globigerine = Formațiunea de Câmpinița (Crihan, 1999), Formațiunea de Doftana (Săndulescu et al., 1995), are dezvoltare relativ redusă în cadrul

perimetrului, având grosimi stratigrafice de la 150 la 300 m și dezvoltare cartografică sub forma unor fâșii înguste, în cadrul unor structuri Anticlinale înguste, sau pe flancurile unor Sinclinale, uneori, precum în cadrul structurii Anticlinale Năeni - Sărata Monteoru (bazinul Văii Năianca și bazinul Văii Rele) având dezvoltare mai amplă, cu grosimi de 450-500 m în afloriment și cca. 1.200m în foraje. Astfel, apare deschisă pe flancul de nord al Sinclinalului Cătina - Crivineni, de-a lungul Văii Muscelului; pe Valea Oancei (afluent dreapta Valea Salciei) traversând Anticlinalul Chiojdeanca - Salcia, ca și pe continuarea sa la est de Valea Buzăului, sub forma a două fâșii corespunzând celor două Anticlinale: Tega - Vârful Geroasa și Cislău - Punga, ale Anticlinalului recutat Cislău.

Cu grosimi de 150-175 m, Formațiunea de Doftana apare ca o fâșie îngustă, orientată nord est-sud vest, în axul Anticlinalului faliat Lapoș - Bădila (între pârâul Podișca, la nord-est și pârâul Pietrei, la sud-vest; pe pârâul Podișca; la est de Vispești, pe văile unde se afundă periclinal sub depozitele badeniene). Mai apare cu grosimi reduse în cutele-solz Păcureți-Matița, Apostolache-Mârlogea-Piatra Mică (pe pârâul Stâniei), în Anticlinalul fracturat Udrești. Dezvoltare medie are în zonele periclinal vestice ale Sinclinalelor Predeal Sărari și Șoimari-Calvini.

În general, în Zona Cutelor Diapire, Formațiunea de Doftana este reprezentată prin partea ei superioară și externă, prezentând un litofacies monoton, dominat de granofaciesul lutitic-siltic. Astfel, apare dezvoltată sub forma unor ritmuri de (65-75%) straturi decimetrice de marne, marne siltice, marne arenitice, de colorație cenușie-albicioasă sau negricioasă, cu siltite și arenite (25-35%) în straturi centimetrice, reprezentate prin nisipuri sau prin consolidare, gresii fine granulometric, micacee, cenușii-gălbui.

Structura monotonă, marnos-nisipoasă cenușie, prezintă intercalații de petrofacies diferit, cu grosimi variabile și, uneori, cu dezvoltare regională.

Astfel, în partea inferioară se pot intercala pachete de 20-40 m de nisipuri în straturi metrice alternând cu marne și asociate cu gipsuri în straturi medii (0,30-0,60 m grosime); pachete de 40-50m de marne cenușii-friabile, cu intercalații centimetrice-decimetrice de tufuri albe-cenușii fine, corelabile cu Cineritele de Helegiu din Moldova. Intercalațiile de gipsuri, prezente la diferite nivele în marne, în straturi subțiri sau chiar ca lamine în nisipuri, cresc ca frecvență și grosime, spre partea superioară individualizându-se într-un pachet care, în structura Năeni are 80-100m, denumit de Micu (1981) Gipsul de Vispești și paralelizat cu Gipsul de Stufu din Moldova. La diferite nivele apar pachete metrice de marne roșii, care spre partea superioară sunt mai frecvente, amintind Marnele de tip Valea Calului (Olteanu, 1958 din Micu, 1981).

Asociat gipsurilor, cu dezvoltare regională, apar straturi decimetrice până la metrice de calcare laminite, care pe structura Năeni marchează partea terminală a Formațiunii de Doftana, deasupra lor urmând Marnele și tufurile cu globigerine = Formațiunea de Câmpinița (Crihan, 1999) (corelabile calcarelor de tip Tilawa, după Baltreș, 1998 din Munteanu, 1998).

Pe întreg Paratethysul, Burdigalianul este caracterizat de reducerea domeniului marin (Marinescu, 1992), ceea ce, în aria Subcarpaților Orientali a condus la acumularea unor sedimente cu aport continental major, mediul devenind neprielnic vieții acvatice (Mărunțeanu, 1987). În regiune, nu au fost identificați indicatori biostratigrafici în cadrul Formațiunii de Doftana. Depozitele burdigaliene se corelează (după Munteanu, 1998) litologic, cu cele din aria Pătârlagele (Valea Muscelului), de unde Mărunțeanu et al. (1997) citează asociații de nannoplanton cu: *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette și Wilcoxon, *Helicosphaera kamptneri* Hay și Mohler, *Sphenolithus heteromorphus* (Deflandre), *Coccolithus pelagicus* (Wall), *Reticulofenestra pseudoumbilicata* (Gartner), care aparțin zonei NN3 – NN4, caracteristică Burdigalianului.

Popescu (în Mărunțeanu et al., 1997) consideră șisturile calcaroase cu conținut de ostracode și gasteropode ca bun reper la limita Miocen inferior / Miocen mediu.

Foraminiferele identificate de Orbocea (1979) în aria Vispești – Breaza- Urugoaia: *Globigerina angustiumbilicata* Bolli, *Globigerina ottangensis* Rögl, *Globorotalia siakensis* Le Roy, indică Subzona *Globigerina angustiumbilicata* – *Globigerina ottangensis*, Zona *Globigerina triloba* (Popescu, 1975), raportabile Burdigalianului.

2.2.1.4. Formațiunile molasei de vârstă miocenă medie

Aceste formațiuni reprezintă cuvertura post-tectogenetică a Moldavidelor și sunt alcătuite din depozite de vârstă badeniană și sarmațiană (Volhinian și Bassarabian). Cuvertura post-tectogenetică a Moldavidelor include (Săndulescu et al., 1995): formațiuni cineritice langhiene, formațiuni evaporitice langhiene, formațiuni kossoviene; se adaugă formațiuni volhinian-bessarabian inferioare implicate încă în structurile Pânzei Subcarpatice.

Sub aspect istoric, depozitele Miocenului Mediu din Subcarpații Munteniei au fost încadrate la diferite unități stratigrafice, în funcție de nivelul de cunoaștere a zonei și de evoluția pe plan regional și european a conceptelor privind studiile stratigrafice (Crihan, 1999).

Prima unitate stratigrafică separată în regiune, care cuprinde și depozitele Miocenul Mediu, a fost Formațiunea saliferă subcarpatică (Foetterle și Hauer, 1870). În 1877, Pillide recunoaște în regiune, cu caracter de unități cronostatigrafice, primul etaj mediteranean, al doilea etaj mediteranean și etajul sarmațian. În 1897, Ștefănescu menționează prezența etajului Helvețian în județul Prahova, despre care arată că mai era cunoscut și sub numele de schlier sau Formațiunea saliferă subcarpatică, peste care se dispun depozitele celui de-al doilea Mediteranean sau straturile tortoniene. Ulterior, Aradi (1906) menționează prezența tufurilor și marnelor cu globigerine în cadrul Formațiunii salifere miocenice, aspect deja semnalat încă din 1902 de către Teisseyre și Mrazec. În 1922, Protescu separă în cadrul formațiunii helvețiene două orizonturi: “orizontul inferior” (straturile de Cornu) și “orizontul superior”, care are la partea terminală marne cu globigerine și tufuri dacitice.

În 1951, Popescu și Olteanu stabilesc pentru Miocenul Mediu dintre Valea Prahovei și Pârâul Bălăneasa o împărțire lito-biostratigrafică rămasă în vigoare, în linii mari, până astăzi. Unitățile stabilite de ei sunt relativ ușor de recunoscut și au o extindere destul de mare nu numai în Subcarpați, ci chiar și în ariile intracarpatică. Cele patru unități lito-biostratigrafice stabilite de Popescu și Olteanu sunt: (1) orizontul tufurilor cu globigerine; (2) orizontul brechiei sării cu sare; (3) orizontul argilos cu radiolari și (4) orizontul marnos cu *Spirialis*. Cei doi autori atribuie acestor unități vârsta tortoniană.

Referitor la depozitele de vârstă sarmațiană, Olteanu recunoaște un “orizont marnos” la partea inferioară a acestora și un “orizont nisipos–marnos” la partea superioară.

Pentru depozitele de litologie distinctă din Subcarpații Munteniei, ce încep cu tufuri și marne cu globigerine (Tuful de Dej), în bază, cuprinse între Molasa de Doftana și depozitele sarmațiene, Ștefănescu (1971) și Ștefănescu și Mărunțeanu (1980) introduc denumirea de Molasa de Slănic.

În Zona Cutelor Diapire, separațiilor litostratigrafice clasice ale autorilor Popescu și Olteanu (1951), li se acordă, de către Papaianopol (1992), rang de membru în cadrul Formațiunii de Chiojdeanca, de vârstă Miocen inferior-Badenian. Același autor (Papaianopol, 1992) include intervalul Kossovian terminal = Volhinian în Formațiunea de Valea Neagoșului.

În cadrul formațiunilor de molasă de vârstă miocenă medie ce alcătuiesc cuvertura post-tectogenetică a Moldavidelor, Săndulescu et al. (1995), statuează entități litostratigrafice langhiene: (a) Tuful de Slănic, (b) Formațiunea evaporitică; kossoviene: (c) Șisturile cu Radiolari, (d) Marnele cu *Spirialis*; (e) volhinian-bessarabiene.

(a) Tuful de Slănic (rocile cineritice = tufitice), legat genetic de creșterea activității lanțului vulcanic neogen, se dezvoltă în pânzele de Tarcău și Subcarpatică, și are o poziție stratigrafică bine datată, corelabilă cu nivele similare din Depresiunea Transilvaniei. Rocile cineritice = tufitice (Tuful de Slănic) sunt asociate cu marne interstratificate (bogate în microfaună planctonică) și, în partea externă a Pânzei Subcarpatice sunt asociate cu gresii calcaroase (Formațiunea de Răchitașu).

(b) Formațiunea evaporitică aflurează în pânzele de Tarcău și Subcarpatică, fiind situată sub limita cu Kossovianul și deasupra secvenței cineritice. Formațiunea evaporitică langhiană este reprezentată de gipsuri și / sau de formațiunea sării. Diferențele dintre formațiunea sării langhiană și cea burdigaliană se referă nu numai la vârstă ci și la originea materialului detritic al matricei (caracterizat de abundența în claste de “șisturi verzi”, în cea burdigaliană și de absența acestora, în

cea langhiană). Dezvoltarea areală discontinuă a Formațiunii evaporitice langhiene poate fi determinată de o dezvoltare discontinuă a bazinelor de sedimentare și / sau de uşoare procese de eroziune apărute înainte de depunerea depozitelor kossoviene.

(c) Formațiunea Şisturilor cu Radiolari cuprinde o secvență arenitică din baza Badenianului superior, alcătuite din nisipuri și gresii cu intercalații, mai mult sau mai puțin dezvoltate, de şisturi argiloase siltice bogate în radiolari.

(d) Marnele cu *Spirialis* alcătuiesc o secvență predominant lutitică cu intercalații subsecvente de gresii sau nisipuri la partea superioară a Badenianului superior. În sectorul nordic al arcului carpatic și mai la nord, Kossovianul este reprezentat de nisipuri masive și gresii cu interstratificări de marne, alcătuind Formațiunea de Haloş.

(e) Formațiuni Sarmațiene (Volhinian, Bessarabian, Kersonian). Sarmațianul este foarte bine reprezentat și complet dezvoltat numai în regiunea dintre Valea Cricovului Sărat și Valea Buzăului. El prezintă, din punct de vedere faunistic, numeroase similitudini cu Sarmațianul din Platforma Moldovenească, Basarabia și Ucraina. Macrofaunele existente permit individualizarea subetajelor Volhinian, Bessarabian și Kersonian. În funcție de zona de depunere, litologia Sarmațianului inferior este variată. De exemplu, în Sinclinalul Bozioru - Odăile, la nord de Valea Buzăului, Volhinianul are un caracter pararitmic fiind alcătuit dintr-o alternanță de argile cu nisipuri. Pe Valea Dara (aliniamentul cutelor diapire externe), Volhinianul este preponderent argilos. În schimb, pe Valea Neagoşului (satul Chiojdeanca), Volhinianul are depozite argiloase în partea inferioară, urmate de nisipuri cu intercalații de gresii, deseori nisipoase. Faunele de moluște includ genurile: *Abrai* sp., *Ervilia* sp., *Macra* sp., *Plicatiforma* sp., *Inaequicostata* sp., *Obsoletiforma* sp., *Musculus* sp., *Pirenella* sp., *Cerithium* sp., *Mohrensternia* sp., *Duplicata* sp., *Actaeocina* sp. Depozitele volhiniene din regiune au furnizat o asociație de nannofosile calcaroase caracteristică zonei NN7 (Zona *Discoaster kugleri*).

Sarmațianul mediu (Bessarabianul) prezintă diferențe litologice la nord și sud de Valea Buzăului. În Sinclinalul Bozioru - Odăile, alternanța de argile și nisipuri cu caracter pararitmic, existentă în Volhinian, se regăsește și în Bessarabian. Spre deosebire de această situație, la sud de Valea Buzăului până la Valea Cricovului Sărat, Bessarabianul este constituit din depozite argiloase la partea inferioară (straturile cu *Cryptomacra pesanseris*) și din depozite grezocalcaroase (Calcarul de Istrița) la partea superioară. Depozitele bessarabiene din regiune conțin macrofaune cu geurile de *Macra* sp., *Cryptomacra* sp., *Pahia* sp., *Plicatiforma* sp., *Obsoletiforma* sp., *Duplicata* sp., *Calliostoma* sp. În depozitele bessarabiene de pe Valea Dara a fost evidențiată existența zonei de nannoplanton NN8 (Zona cu *Cattinaster coalitus*) la nivelul straturilor cu *Cryptomacra pesanseris* și a zonei NN9 (Zona cu *Discoaster hamatus*) la 7 m deasupra acestui bioreper.

Sarmațianul superior (Kersonianul) este omogen din punct de vedere litologic fiind constituit din depozite grezocalcaroase (partea superioară a calcarului de Istrița). Macrofauna este constituită numai din specimene ale genului *Macra*, mai frecvente fiind formele *Macra bulgarica* și *Macra caspia*. În complexul pestriț care, pe unele profile, se dezvoltă între calcarele cu *Macra* și primele depozite meoțiene și care este predominant lutitic, există un ansamblu de nannofosile calcaroase care fără a include taxoni index, poate fi atribuită, în mod convențional, zonei NN10 (Zona cu *Discoaster calcaris*).

De la Valea Cricovului Sărat către vest până la Valea Cricovului Dulce, Sarmațianul nu este reprezentat decât prin Volhinian și, pe alocuri, prin Bessarabianul inferior. Între Valea Cricovului Dulce și Valea Dâmboviței nu mai află depozite de vârstă sarmațiană.

Entitățile litostratigrafice langhiene, cu rang de formațiuni: Tuful de Slănic, Formațiunea evaporitică; kossoviene: Şisturile cu radiolari, Marnele cu *Spirialis* la care se adaugă cele kossovian terminal-volhiniene: Formațiunea de Valea Neagoşului (Papaianopol, 1992), Formațiunea de Valea Vizuinei (Munteanu, 1998); volhinian-bessarabiene: Formațiunea de Şipoțelu (Andreescu, 1972); bessarabian-kersoniene: Formațiunea de Râmnic; kersoniene: Formațiunea de Valea Ciomegii, se regăsesc în cuprinsul tezei Munteanu (1998) referitoare la perimetrul dintre Valea Lopatna și Valea Buzăului.

Crihan (1999) se racordează la normele actuale de nomenclatură a unităților stratigrafice prevăzute în Ghidul Stratigrafic Internațional (Hedberg, 1976; Salvador, 1994) și consideră unitățile litostratigrafice separate anterior ca fiind informale. Încercând un compromis între cerințele ghidului stratigrafic și tradiția istorică a studiilor anterioare, autoarea propune și descrie pentru Miocenul Mediu dintre Valea Prahovei și Valea Teleajenului, la sud de Sinclinalul Slănic, următoarele unități litostratigrafice: (a) Formațiunea de Câmpinița; (b) Breția de Cosmina; (c) Formațiunea de Telega; (d) Formațiunea de Măceșu. În cadrul acestor depozite, Crihan stabilește și o serie de unități biostratigrafice bazate pe foraminifere planctonice, pentru depozitele în facies marin normal și pe foraminifere bentonice, pentru depozitele în facies salmastru. Aceste unități litostratigrafice se vor păstra și în prezenta lucrare.

Tabel nr. 3. Caracterizarea biostratigrafică a unităților cronostratigrafice ale Miocenului inferior (Raport IGR, 2002).

M.a.	UNITĂȚI CRONOSTRATIGRAFICE GLOBALE		UNITĂȚI CRONOSTRATIGRAFICE REGIONALE		BIOEVENIMENTE	BIOZONE	
	MIOCEN MEDIU	Langhian	Karpatian superior			Foraminifere	Nannoplacton
17	ACVITANIAN		Karpatian inferior	Ottmangian	<ul style="list-style-type: none"> ↕ Calcidiscus ↕ Calcidiscus leptoporus ↕ Candorbulina glomerosa ↳ Sphenolithus belemnus Sphenolithus Globigerina angustiumbilitata ↕ Sphenolithus dissimilis ↳ Helicosphaera ampliaperta ↕ Globigerinoides triloba ↕ Discoaster druggii ↕ Reticulofenestra pseudoumbilicus ↕ Paragloborotalia semivera Helicosphaera mediterranea ↕ Globigerinoides primordius ↕ 	Discoaster adamanteus -NN4a Helicosphaera ampliaperta -NN4 Sphenolithus Belemnus - NN3 Helicosphaera carteri - NN2b Discoaster druggii - NN2 Sphenolithus dissimilis - NN2a Triquetrorhabdulus Carinatus - NN1	Candorb. glomerosa Globigerinoides triloba Paragloborotalia semivera Globigerinoides G. vipherothesis
18							
	BURDIGALIAN		Eggenburgian				
	MIOCEN INFERIOR						
	OLIGOCEN		Chatitian				

f) Formațiunea de Șipoțelu

Andreescu, 1972

Volhianianul din aria carpatică se prezintă sub un facies predominant argilos (= “marnos”), pe alocuri, cu intercalații fin nisipoase, fapt evidențiat în literatura mai veche (Bolgiu, 1944; Iorgulescu, 1953; Niculescu, 1964; Pauliuc, 1968; Motaș et al., 1976; Papaianopol, 1992; Munteanu și Munteanu, 1997, 1998).

În aceste depozite, Andreescu (1972, 1973) și Andreescu et al. (1974) separă „Stratele de Șipoțelu” cu rang de formațiune, de vârstă Volhinian superior – Bessarabian inferior (Depozitele argiloase de bază cu: *Abra* sp., *Ervilia* sp., *Mohrensternia* sp. sunt atribuite Volhinianului inferior considerat Volhinian, în accepțiunea Munteanu (1998, preluată în lucrarea de față).

Papaianopol (1992) încadrează depozitele argiloase ale Sarmațianului inferior și din baza Sarmațianului mediu în Stratele de Dara.

Conform dreptului la prioritate și evoluției paleogeografice a Sarmațianului din regiune, în acord cu Munteanu (1998), se încadrează suita argiloasă volhiniană (incluzând și partea inferioară a Bessarabianului superior) în Formațiunea de Șipoțelu (Andreescu, 1972).

În regiune, Formațiunea de Șipoțelu este reprezentată prin argile calcaroase cenușiu – albăstrui, argile siltice cenușii cu rare silturi argiloase gălbui sau cu benzi de gresii fosilifere. Depozitele ei au fost identificate pe văile: Lopatna, Fundătura, Capul Mielului, Vizuina, Oancea, Casele, Salcia, Purcărete, Cheia, și în sudul perimetrului pe văile Dara (în aval de confluența cu Valea Gruiu) și Urugoaia. Local, la Vilănești, pe Valea Urugoaia, la sud de Cricovul Sărat, argilele siltice alternează cu benzi decimetrice de nisipuri argiloase, nisipuri și gresii cenușii sau gălbui.

Pe Valea Lopatna s-au separat depozite ale intervalului Volhinian–Bessarabian.

În bazinul Văii Chiojdeanca, pe Valea Fundătura, Formațiunea de Șipoțelu cuprinde 50 m de argile masive cenușiu-roșcate, fără macrofaună dar cu foraminifere, urmate de 450 m de argile siltice și silturi argiloase cu macrofaună caracteristică.

În aria Anticlinalului Apostolache – Buda - Crăciunești, depozitele volhiniene afloră pe văile Salcia și Purcărete ca o stivă de 25-30 m de argile și argile siltice cenușii.

Pe văile Pietroasa și Pietrei din aria periclinală a Anticlinalului Lapoș – Bădila, depozitele argiloase volhiniene ating 120 m grosime.

După Munteanu (1998), prezența în întreaga arie subcarpatică a aceluiași litofacies predominant argilos (al Formațiunii de Șipoțelu) din Volhinian și în cuprinsul unei părți din Bessarabian, a constituit cauza neseperării celor două subetaje în majoritatea lucrărilor geologice mai vechi.

Papaianopol (1992) trasează limita amintită sub argilele în care apare specia *Cryptomactra pesanseri* pe Valea Gruiu (sat Călțești) sau pentru arealul Chiojdeanca în argilele și argilele nisipoase. Bessarabianul debutează cu specii de *Plicatiforma plicatofittoni* (Sinzov), *Mactra* (*Sarmatimactra*) *aff. vitaliana* d'Orbigny, *Calliostoma anceps* (Eichwald) și *Duplicata duplicata* (Sowerby).

După Ionesi (1980) și Ionesi și Ionesi (1994), limita se trasează la dispariția taxonilor *Plicatiforma plicata*, *Plicatiforma latusulcata*, *Mactra eichwaldi*, *Pirenella mitralis* sau a speciilor de *Ervilia*, caracteristice Volhinianului și la apariția speciilor de *Mactra* (*Sarmatimactra*) *pallasi* Baily și *Tapes ponderosus* (d'Orbigny).

Din punct de vedere microfaunistic, după Ionesi (1968) și Paghida – Trelea (1969), Bessarabianul este caracterizat de genuri precum: *Dogielina*, *Meandroluculina*, *Sarmatiella*, *Quinqueloculina* în litofaciesuri argiloase sau de *Sinzowiella*, *Porosonian*, *Elphidium*, în litofaciesuri detritice.

Faunele de moluște și foraminifere din unele aflorimente, precum cele de pe văile Capul Mielului (la nord de Nucet), Salcia (satul Piatra Mică), Cheia (în Anticlinalul Lapoș - Bădila), au permis separarea subetajelor Volhinian și Bessarabian în cuprinsul aceluiași litofacies, al Formațiunii de Șipoțelu (Munteanu, 1998).

În întreaga arie subcarpatică, depozitele basarabiene se prezintă sub două litofaciesuri distincte: unul argilos și altul arenitic-calcaros.

La nord de văile Cricovul Sărat și Nișcov, litofaciesul argilos al Formațiunii de Șipoțelu se extinde până în Bessarabian inferior, iar la sud de aliniamentul acestor văi se extinde până în partea inferioară a Bessarabianului superior. În continuarea suitei stratigrafice, litofaciesul se schimbă, devenind arenitic sau arenito-ruditic, specific Formațiunii de Râmnic (Andreescu, 1972).

În consecință, în regiune, Bessarabianul cuprinde două entități litostratigrafice: (a) Formațiunea de Șipoțelu (Volhinian-Bessarabian superior, la nord de văile Cricovul Sărat – Nișcov sau Volhinian-Bessarabian terminal, la sud de văile amintite); (b) Formațiunea de

Râmnic (Bessarabian–Kersonian). Continuarea în Bessarabian a litofaciesului argilos din aria Subcarpaților Orientali este consemnată încă din 1944 de către Bolgiu.

“Stratele de Șipoțelu” au fost separate ca entitate litostratigrafică cu rang de formațiune în regiunea dintre râurile Milcov și Râmnicu Sărat și au fost considerate a acoperi intervalul cronostratigrafic Volhinian-Bessarabian inferior (prin echivalare cu „complexul pelitic” separat în aceeași arie de Andreescu și Papaionopol, 1970, din Munteanu, 1998).

În cadrul regiunii cercetate, secvența bessarabiană a acestei formațiuni corespunde descrierii litologice din aria stratotipului. Astfel, se descriu 50 m de argile siltice și argile cenușii nisipoase basarabiene pe Valea Lopatna (Pauliuc, 1968). În Valea Chiojdeanca și pe pârâul Capul Mielului sau în Anticlinalul Salcia, pe Valea Oancei, la est de Valea Rastu și la nord de Nucet apar argile și argile siltice cenușii cu microfaună bessarabiană.

Pe Valea Salcia (satul Piatra Mică), apar 75 m de argile calcaroase compacte și argile siltice cenușii, uneori cu intercalații decimetrice de gresii. În Anticlinalul Lapoș–Bădila, pe Valea Pietroasa, la Lapoș, pe văile Cheia și Grecul, depozitele bessarabian inferioare ale Formațiunii de Șipoțelu cuprind 120-150 m de argile calcaroase cenușii–albăstrii, compacte, cu spărtură concoidală, spre partea terminală devenind mai siltice.

Pe Valea Dara (localitatea Dara), din arealul sudic al regiunii, stiva bogat fosiliferă, de 600 m de argile calcaroase cenușii, cu secvențe de argile siltice și cu două intercalații grezoase în jumătatea inferioară a permis extinderea intervalului stratigrafic al Formațiunii de Șipoțelu (Munteanu, 1998).

Depozite asemănătoare se citează către est, pe Valea Viei sau Valea Bălăneasa și, către vest, pe pârâul Sarățelu, la Cuib.

2.2.2. BIOSTRATIGRAFIA MIOCENULUI

2.2.2.1. Formațiuni bituminoase și de fliș oligocen-miocen inferioare

A. Litofaciesul bituminos cu Gresii de Kliwa

a) Formațiunea de Podu Morii

Teisseyre, 1911, emend. Popescu, 1952

Pe Valea Teleajenului, la Vălenii de Munte, în Formațiunea de Podu Morii, în cadrul celui de-al doilea pachet de tufite (superior și mai gros decât cel inferior), sunt intercalate bancuri marnoase din care se citează (Mărunțeanu et al., 1997) o asociație de foraminifere constituite din globigerine mici de tipul *Globigerina ciperoensis* Bolli, *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerinoides primordius* Blow și Banner, precum și numeroase specimene de *Globoquadrina*, care par a fi primele specii ale genului *Globoquadrina* ce apar în Miocenul inferior. Asociația menționată aparține Zonei *Globigerinoides primordius*, caracteristică începutului Miocenului.

Față de foraminifere, nannoplanctonul are o largă răspândire în Formațiunea de Podu Morii, fiind specific zonei NN2. Limita dintre Subzona *Sphenolithus dissimilis* - NN2a (cu *Reticulofenestra pseudumbilicus* (Gartner), *Helicosphaera mediteranea* Muller, *Sphenolithus dissimilis* Bukry și Percival, *Sphenolithus delphix* Bukry, *Discoaster druggii* Bramlette și Wilcoxon) și Subzona *Helicosphaera kamptneri* – NN2b (cu *Helicosphaera ampliaperata* Bramlette și Wilcoxon, *Reticulofenestra pseudumbilicus* (Gartner), *Discoaster druggii* Bramlette și Wilcoxon) este situată la jumătatea distanței dintre cele două pachete de tufite.

Pe Valea Telega, în localitatea Telega, Formațiunea de Podu Morii este citată (Mărunțeanu et al., 1997) ca prezentând în partea sa superioară asociații de nannoplancton. Ele sunt reprezentate prin *Helicosphaera ampliaperata* Bramlette și Wilcoxon, *Helicosphaera mediteranea* Muller, *Helicosphaera scissura* Miller, *Helicosphaera kamptneri* Hay și Mohler, *Reticulofenestra pseudumbilicus* (Gartner), *Cyclocargolithus floridanus* (Roth și Hay) și *Coccolithus pelagicus* (Wallich). Nannofosilele menționate definesc Subzona NN2b de nannoplancton.

b) Formațiunea de Buștenari

Ștefănescu et al, 1993

Pe Valea Telega, la Telega, Formațiunea de Buștenari relevă (Mărunțeanu et al., 1997) asociații de diatomee sărace din punct de vedere generic și numeric, cu frustule prezentând un grad avansat de fragmentare.

În probe din jumătatea inferioară a formațiunii au fost determinate specii de *Actinoptychus thumii* (Schmidt) Hanna, *Melosira clavigera* Gron, *Coscinodiscus oculus irodis* Ehr., *Triceratium condeconum* Bail, *Rhaphoneis gemmifera* Ehr., *Rhaphoneis paralis* Hanna, *Rhaphoneis rhombica* Ehr. Toate aceste specii aparțin planctonului litoral și sublitoral, fiind tipice marine. Prezența speciei *Actinophychus thumii* (Schmidt) Hanna permite încadrarea celor două nivele în cadrul asociației cu *Actinophychus thumii*, definită de Dumitrică și Pestreș (în Țicleanu et al., 1993) în partea inferioară a Formațiunii de Buștenari.

Pe Valea Teleajenului, pe malul drept al Văii Teleajenului, în aval de puntea ce leagă orașul Vălenii de Munte de satul Frânghiești, în partea inferioară a Formațiunii de Buștenari, se află profilul tip al asociației cu *Actinophychus thumii*. Datarea pe bază de diatomee fiind încă imprecisă se apelează pentru raportări la scheme de zonare a intervalului Oligocen – Miocen pentru diverse bazine marine. Zonarea realizată de Hajos (1986, 1987) pentru depozite miocene din Ungaria nu se poate aplica arealului studiat aici lipsind din asociație speciile cu valoare stratigrafică ale acestei zonări. O serie de specii de diatomee identificate în asociațiile de la Telega au fost descrise de Rehakova (1977) în Avanfosa carpatică a Moraviei, în contextul unei asociații tipic marine, asociație apreciată de autoare ca aparținând etajelor Ottnangian (Zona *Coscinodiscus moronensis*) și Karpatian (Zona *Raphidodiscus marylandicus*).

Dacă pe baza diatomeelor vârsta asociației cu *Actinophychus thumii* (Schmidt) Hanna este apreciată cu dificultate, în schimb silicoflagelatele sunt un foarte bun reper biostratigrafic. Pe baza speciei *Naviculopsis quadrata* din cadrul asociației cu *Actinophychus thumii* întâlnită pe Valea Buzăului, la nivelul Formațiunii de Starchiojd (Menilite superioare cu diatomee), Dumitrică (1993) stabilește vârsta acestor depozite ca fiind Aquitanian–Burdigalian. Probe din jumătatea superioară a Formațiunii de Buștenari oferă asociații diferite de cele din partea inferioară a aceleiași formațiuni. Conținutul microfloristic este reprezentat de speciile *Coscinodiscus grunowii* Part., *Stephanodiscus hanitai* Grunn, cunoscute ca specii tipic marine și *Aulocoseira praegratulata* Sousé, specie de apă dulce. Abundența speciei *Aulocoseira praegratulata* sugerează deci un important aport de apă dulce în cadrul bazinului de sedimentare. Dezvoltarea în masă a acestei specii permite paralelizarea acestei asociații cu asociația cu *Aulocoseira praegratulata* Sousé descrisă la partea superioară a profilului de la Vălenii de Munte, precum și în diatomitele din cariera Sibiciu de Sus, de pe Valea Buzăului.

Asociația cu *Actinophychus thumii*, prin compoziția sa, contrastează cu cea a asociației *Aulocoseira praegratulata*, dispusă mai sus stratigrafic. Diferența este de natură ecologică. Asociația cu *Actinophychus thumii* este tipic marină, litorală și sublitorală, în timp ce asociația cu *Aulocoseira praegratulata* este caracterizată de elemente planctonice de apă dulce (raportabilă Miocenului inferior de apă dulce din Cehoslovacia descris de Rehakova). Însă, din asociația determinată la Telega, Vălenii de Munte, Buștenari și Sibiciu, lipsesc diatomeele penate (citate de Rehakova).

2.2.2.3. Formațiuni ale Molasei Miocen inferioare

b) Formațiunea de Doftana

Ștefănescu, Mărunțeanu, 1980, emend. Săndulescu et al., 1995

În secțiunea geologică din Valea Prahovei, la Breaza, Formațiunea de Doftana (sensu Săndulescu et al., 1995) cuprinde secvențele litostratigrafice mediană și superioară Molasei de Doftana (sensu Ștefănescu și Mărunțeanu, 1980). Secvența mediană este constituită din argile roșii, alternanță de marne roșii, mai rar cenușii și microconglomerate, cu rare intercalații grezoase. Secvența litostratigrafică superioară sau argilo – marnoasă este alcătuită din alternanțe mai mult sau mai puțin regulate de argile sau marne cenușii și gresii sau nisipuri, fin granulare, micacee și se

încheie cu Gipsul de Cireșu (gros de câțiva metri) și cu frecvente intercalații de șisturi calcaroase. Gipsul de Cireșu și partea terminală a Molasei de Doftana aparțin Miocenului mediu.

În Formațiunea de Doftana apare nannoplancton calcaros în primele nivele argiloase din secvența marnelor roșii, precum și în marnele cenușii ale secvenței superioare de sub Gipsul de Cireșu. Acesta este reprezentat prin *Braarudosphaera bigelowii* (Graan și Braarud), *Coronocylus nitescens* (Kamptner), *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Discoaster deflandrei* Bramlette și Riedel, *Discoaster adamanteus* Bramlette și Wilcoxon, *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette și Wilcoxon, *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Helicosphaera intermedia* Martini, *Helicosphaera euphratis* Haq, (ultimele două situându-se chiar sub Gipsul de Cireșu), *Helicosphaera scissura* Muller, *Pontosphaera multipora* Kamptner, *Cyclocargolithus abisectus* (Muller), *Cyclocargolithus floridanus* (Roth și Hay), *Reticulofenestra gelida* (Geitznauer), *Reticulofenestra pseudoumbilicata* (Gartner), *Rhabdosphaera clariger* Murray și Blackman, *Rhabdosphaera pannonica* Baldi-Beke, caracterizând Subzona NN4a, corelabilă cu Burdigalianul superior. În această secțiune, concomitent cu stingerea speciilor *Helicosphaera intermedia* Martini, *Helicosphaera euphratis* Haq au fost observate și primele ocurențe ale speciei *Discoaster cf. variabilis*.

În secțiunea geologică de pe Valea Lupei, Formațiunea de Doftana stă peste Conglomeratele de Brebu și cuprinde o secvență de argile și gresii roșii, urmată de o secvență predominant argilo – nisipoasă cenușie ce debutează cu un nivel de tufite însoțite de șisturi calcaroase. Cele două secvențe sunt separate de un pachet de gipsuri și șisturi gipsifere, Gipsul de Cireșu.

Limita dintre Zonele NN3 și NN4 se regăsește fie în cuprinsul, fie deasupra Conglomeratele de Brebu (care nu conțin resturi fosile) iar iviri de nannoplancton fără indivizi de *Sphenolithus belemnoides* Bramlette și Wilcoxon, apar în primele nivele marnoase din secvența lutitelor roșii ale Formațiunii de Doftana. Asociația determinată în tufitele situate imediat deasupra Gipsului de Cireșu prezintă primele ocurențe ale speciei *Calcidiscus leptoporus* (Murray și Blackman), ce definește limita dintre Subzonele NN4a–NN4b, corelabilă cu limita Miocen inferior/Miocen mediu sau Burdigalian/Karpatian superior.

În secțiunea geologică de pe Valea Teleajenului, de la Homorâciu, gresiile echivalente Conglomeratelor de Brebu trec gradat la alternanțe neregulate de argile roșii sau cenușii verzui, cu intercalații subțiri de gresii sau nisipuri. Succesiunea continuă cu un pachet gros de gipsuri separate prin șisturi și gresii gipsifere, ce constituie un echivalent al Gipsului de Cireșu din Sinclinalul de Slănic. Peste acestea se dispun, în continuitate de sedimentare, argile cenușii cu dese intercalații de gresii și nisipuri sau rare intercalații de șisturi calcaroase, gipsuri, gresii gipsifere și chiar tufite. Printr-o mică lacună, Molasa de Doftana (sensu Ștefănescu, Mărunțeanu, 1980) este acoperită de Formațiunea de Câmpinița (Crihan, 1999) = Tuful de Slănic.

Cu debutul sedimentării Molasei de Doftana, asociațiile de foraminifere ale Zonei *Globigerinoides triloba* evidențiate în Formațiunea de Cornu, dispar din sedimente iar cele de nannoplancton apar numai la două nivele stratigrafice situate deasupra gresiilor din Conglomeratele de Brebu și sub Gipsul de Cireșu. Ca și în secțiunea geologică de pe Valea Prahovei (Breaza), acestea indică Subzona *Discoaster adamanteus* – NN4, având același conținut de nanofosile.

În primele nivele argiloase, situate imediat deasupra Gipsului de Cireșu, în comunitatea de nanofosile calcaroase se înregistrează primele ocurențe ale speciilor *Calcidiscus leptoporus* (Murray și Blackman), *Calcidiscus praemacintyreii* (Stradner și Fuchs) și *Calcidiscus macintyreii* (Bukry și Bramlette) indicând Subzona *Calcidiscus leptoporus* NN4b. După Mărunțeanu și Popescu (2002), această subzonă caracterizează debutul Miocenului mediu, mai precis al Karpatianului superior.

Pe Valea Muscelului, la Pătârlagele, peste Formațiunea de Cornu urmează Formațiunea de Doftana (sensu Săndulescu et al., 1995), ce începe cu o secvență de argile roșii și cenușii, cu numeroase intercalații de gresii și siltite. Spre partea superioară, această secvență admite dese intercalații de nisipuri, rare intercalații de gresii gipsifere și chiar un nivel de tufite. Jumătatea superioară a Formațiunii de Doftana este alcătuită din alternanțe neregulate de argile cenușii și

siltite între care se dezvoltă gresii subțiri, bancuri de gipsuri sau gresii gipsifere și mai multe intercalații de șisturi calcaroase.

Pe Valea Muscelului sunt întâlnite nannofosile calcaroase dezvoltate discontinuu stratigrafic. În partea inferioară a Formațiunii de Doftana apar asociații cu *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette și Wilcoxon, *Helicosphaera kamptneri* Hay și Mohler, *Sphenolithus belemnus* Bramlette și Wilcoxon, *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Reticulofenestra pseudoumbilicata* (Gartner), caracteristice Zonei NN3 de nannoplancton. Această asociație, din care dispar speciile de *Sphenolithus belemnus* dar în care apar specimene de *Calcidiscus leptoporus*, a mai fost întâlnită către partea terminală a Formațiunii de Doftana, și este considerat a caracteriza Subzona NN4b. Subzona NN4b al cărei debut este marcat de prima ocurență a lui *Calcidiscus leptoporus* începe sub nivelul reper al calcarelor cu ostracode. Din lipsă de nannofosile calcaroase, în Formațiunea de Doftana, de pe Valea Muscelului, este imposibil de trasat exact limita NN4a/NN4b.

2.2.2.4. Formațiuni ale Molasei de vârstă Miocenă medie

Prezentarea biostratigrafiei formațiunilor molasei de vârstă miocenă medie se bazează (ca și biozonarea formațiunilor miocen inferioare) pe studiile elaborate de către Popescu, Mărunțeanu et al. (1997), sub egida Institutului Geologic al României corelate cu informații din tezele Munteanu (1998) și Crihan (1999).

Biozonele separate de Crihan (1999) în aria dintre râurile Prahova și Teleajen au fost raportate preponderent la biozonarea făcută de Popescu (1975, 1998) pentru Miocenul Mediu marin din România și la biozonarea aceluiași autor elaborată pentru Miocenul Mediu salmastru (Popescu, 1995), iar în al doilea rând, autoarea (Crihan, 1999) s-a raportat la biozonările lui Blow (1969, 1979) și Berggren et al. (1995).

Miocenul Mediu marin corespunde unităților cronostratigrafice Langhian și Kossovian. Mult timp s-a admis că Badenianul (etaj al scării cronostratigrafice regionale a Paratethysului Central) poate fi corelat în totalitate cu Langhianul și Kossovianul. Ulterior, mai ales pe baza asociațiilor de nannoplancton, s-a observat că debutul Badenianului este ulterior celui al Langhianului (Mărunțeanu, Popescu et al., 1997).

După cum s-a specificat la capitolul de litostratigrafie, depozitele Miocenului Mediu marin intră în constituția cuverturi post-tectonice a pânzelor externe moldavidice (Săndulescu et al., 1995). Având o constituție litostratigrafică similară pe tot cuprinsul centrului Paratethysului, succesiunea sedimentară a Langhianului începe cu conglomerate, microconglomerate, nisipuri cu intercalații de marne sau argile (în zone marginale) urmate de depozite pelagice (de larg) cu foarte puțin material terigen. Secvența lutitică pelagică cunoscută sub numele de Formațiunea de Câmpinița (Crihan, 1999) = "Marne cu Globigerine" este urmat de sedimente argiloase sau argilo-marnoase, mai rar calcaroase, mai ales în zonele marginale ale bazinelor de sedimentare. Succesiunea langhiană se încheie cu depozite de precipitație chimică (gipsuri, sare) cunoscute ca Breția de Cosmina (Crihan, 1999) = "Breția sării cu masive de sare" = "Nivelul evaporitic superior".

Formațiunile kossoviene, având aceeași constituție în întreg arealul carpatic, sunt reprezentate în succesiune stratigrafică normală, de către Formațiunea de Telega (Crihan, 1999) adică de "Șisturile cu Radiolari" (constituite predominant din argile șistoase) și "Marnele cu Spirialis" (alcătuite din alternanțe de marne, argile și siltite cu intercalații de gresii calcaroase sau chiar calcare spre partea lor superioară).

Succesiunea faunelor cantonate în depozitele langhiene, dezvoltate în aria extracarpatică, este diferită de cea a ariei intracarpatică. Astfel, Zona cu Lagenide, care urmează nivelului cu Globigerine în Bazinul Transilvaniei și pe bordura estică a Depresiunii Pannonice, lipsește în zona subcarpatică, de la localitatea Horezu spre est (Mărunțeanu, Popescu et al., 1997). Acest fenomen are după autorii de mai sus două explicații. Pe de o parte, neglijând ansamblurile paleontologice se admite un control ecologic: toate depozitele din aria subcarpatică și sectorul estic al Depresiunii Getice s-au acumulat în bazine sedimentare adânci, foarte sărace sau lipsite de bentos. Pe de altă parte, ar fi existența unei lacune de sedimentare intralanghiană, echivalentă Zonei cu Lagenide.

Ca argument al acestei ipoteze ar fi prezența în Breția de Cosmina (= Breția sării) a unor foraminifere tipice *Lagenidelor inferioare* precum și faptul că peste Formațiunea de Câmpinița (= Marnele cu Globigerine) urmează, într-o succesiune nefirească, depozite ce conțin faune cu *Globorotalia transsylvanica* și *Globigerina (Globoturborotalita) druryi*, tipice Langhianului terminal. Autorii raportului de sinteză din 1997 au optat pentru cea de-a doua explicație.

În stiva depozitelor Miocenului Mediu marin, se intercalează tufuri și tufite, legate de diferite erupții vulcanice. Pachetul de tufuri și tufite, din aria Subcarpaților Munteniei, atunci când predomină asupra depozitelor lutitice sunt cunoscute sub numele de Tuful de Slănic (ca parte a Formațiunii de Câmpinița).

În secțiunea geologică de la Câmpina, în talvegul Văii Prahova, în apropiere de uzina electrică, sunt deschise depozitele langhiene, reprezentate printr-o succesiune de marne cu globigerine peste care urmează Breția de Cosmina ("Breția sării" sau "Nivelul evaporitic superior", cu rang de formațiune). Marnele cu Globigerine includ o cantitate redusă de cenușă vulcanică diseminată în masa acestora. Având o grosime ce nu depășește 6 m, ele se dispun peste depozite burdigaliene, reprezentate prin argile cenușii, ce au în partea terminală un nivel reper de calcare algale. O secțiune similară se află pe interfluviul dintre Valea Prahovei și Valea Prahoviței, precum și la Greceanca în dealul Istrița.

Pe Valea Câmpinița, la circa 2 km amonte de confluența cu Valea Prahovei, apoi la Slănic, în Dealul Piatra Verde, sau în bazinul Văii Buzăului, pe Bălăneasa, la Bozioru (văile Fișici și Murătoarele) în depozitele langhiene se intercalează nivele tufitice care se îngroașă considerabil (20 – 40 m) în Marnele cu Globigerine.

În toată succesiunea amintită au fost recunoscute cele trei zone de foraminifere planctonice (Zonele *Candorbulina glomerata*, *Cardorbulina universa* și *Globigerina drurryi*).

O altă caracteristică a depozitelor langhiene din Subcarpații Munteniei este dată de constituția și grosimea Breției de Cosmina (= Breția sării). Această entitate este reprezentată fie prin gipsuri (a căror grosime variază de la 1–2 m pe Valea Câmpinița până la 15-20 m la Slănic, în Dealul Piatra Verde), sau prin breții (cu grosimii cuprinse între 10 m pe Valea Murătoarei, la Bozioru până la 500-1000 m sau mai mult pe Valea Teleajenului, în axul Sinclinalului Drajna), sau prin breții cu lentile de sare (pe Valea Prahovei, la Câmpina).

Depozitele kossoviene ale Formațiunii de Telega (= Șisturile cu Radiolari și Marnele cu *Spirialis*) au fost întâlnite în numeroase secțiuni geologice în Sinclinalele Slănic și Drajna (la Slănic, Câmpina), în Zona Cutelor Diapire (la Apostolache sau în bazinul Văii Buzăului, pe Valea Bălăneasa). Din punct de vedere litologic, aceste depozite sunt predominant argilo-marnoase, conținând două intercalații de tufite (unul la partea superioară a "Șisturilor cu Radiolari" și cel de-al doilea la partea superioară a "Marnelor cu *Spirialis*"), constante ca apariție în toți Subcarpații și chiar în Bazinul Transilvaniei.

Paleontologic, conținutul de foraminifere planctonice cu specii ale genului *Velapertina*, este constant în toată stiva depozitelor kossoviene.

Spre partea superioară a Marnelor cu *Spirialis*, se înregistrează o îmbogățire a asociației cu foraminifere cu test porțelanos (*Miliolide*, *Borelis*, *Peneroplide*), fapt ce ar atesta începutul fenomenului de desalinizare, care, în timp, va conduce la extincția faunelor marine kossoviene.

Tabel nr. 4. Principalele bioevenimente înregistrati în Miocenul Mediu din Subcarpați (din Crihan, 1990).

LANGHIAN		SERRAVALLIAN		TORTONIAN		Aria mediteraneană
MORAVIAN		WIELICZIAN	KOSSOVIAN	VOLHYNIAN	BESSARABIAN	Paratethysul Central
NN 5		NN 6	NN 7	NN 8	NN 11	Martini (1971)
N 9	Z 10		Z 13	Z 14	Z 15	
N 8					Z 16	Blow (1969)
<p>└ C. universa</p> <p>└ Gt. transsylvanica</p> <p>└ Gb. druryi</p> <p>└ U. orbignyana</p> <p>└ P. minuta</p> <p>└ V. indigena</p> <p>└ P. styriaca</p> <p>└ U. belicostata</p> <p>└ L. dividena</p> <p>└ V. reussi</p> <p>└ E. reginum</p> <p>└ P. sarmaticum</p> <p>└ P. aragviens</p>						
Formațiunea de Câmpinița		Brecia de Cosmina	Formațiunea de Telega	Formațiunea de Măceșu		Unități litostratigrafice

f) Formațiunea de Șipoțelu

Andreescu, 1972

Așa cum s-a prezentat la capitolul de litostratigrafie Formațiunea de Șipoțelu acoperă intervalul (încă neseplat) Volhinian – Bessarabian (Bessarabian superior, la nord de văile Cricovul Sărat – Nișcov sau Volhinian – Bessarabian terminal, la sud de văile amintite) ceea ce impune tratare biostratigrafică separată pentru Volhinian și pentru Bessarabian.

Cercetările biostratigrafice (Iorgulescu, 1953; Nicolescu, 1964; Pauliuc, 1968; Papaianopol, 1992; Munteanu și Munteanu, 1997) asupra depozitelor volhiniene ale părții inferioare ale Formațiunii de Șipoțelu din regiunea cuprinsă între Valea Teleajenului și Valea Buzăului se referă îndeosebi la fauna de moluște și foraminifere. Munteanu și Munteanu (1997) citează din depozitele volhiniene dintre Teleajen și Buzău 19 specii de moluște și foraminifere, dintre care sunt date drept caracteristice speciile: *Plicatiforma plicata*, *Chartocardium gleichenbergense*, *Maetra (Podolimaetra) eichwaldi*, *Ervilia dissita*, *Pirenella mitralis*, *Pirenella nodosoplicata*, *Varidentella sarmatica*, *Articulina sarmatica*, *Ammonia beccari*, *Elphidium macellum*.

În secțiunea geologică de pe Valea Salcia, din depozitele argiloase ale Formațiunii de Șipoțelu, ce urmează peste nivelul de tuf andezitic, Munteanu (1998) citează, pe primii 8-10m, dominarea bivalvelor din grupul *Obsoletiforma*, unele specii continuându-și evoluția din Volhinian: *Obsoletiforma sarmatica*, *Obsoletiforma lithopodolica*, *Obsoletiforma obsoleta*. Alături de *Obsoletiforma ringeiseni* apar exemplare de *Chartocardium gleichenbergense*, *Maetra (Podolimaetra) eichwaldi*, *Abra reflexa*. În următorul interval se mențin speciile de *Ervilia podolica* și *Ervilia dissita* și apare *Tapes gregarius*, *Tapes vitalianus*.

Microfauna de foraminifere a acestor depozite este caracterizată de abundența speciilor: *Varidentella sarmatica* (cu forme aberante ale testului) și *Articulina problema* la care se adaugă: *Cycloforina stomata* (Luczkowska), *Pseudotriloculina nitens*, *Pseudotriloculina consobrina*, *Varidentella latelacunata*, *Articulina sarmatica*, *Fissurina basarabica* Popescu, *Nonion bogdanowiczi*, *Ammonia beccari*, *Elphidium macellum*, *Elphidium aculeatum*, *Porosonion subgranosus*. Microfauna acestui interval mai este caracterizată de specii de ostracode din grupul *Aurila* și statolithe de *Myssidae*, dinți de pești, otolithe și rare exemplare de *Chara*.

În secțiunea de pe Valea Oancea (pe flancul nord vestic al Anticlinalului faliat Salcia), din depozitele argiloase din partea inferioară a succesiunii volhiniene, Munteanu (1998) citează o macrofaună săracă reprezentată prin exemplare de *Chartocardium gleichenbergense* cu valvele subțiri. Din argilele calcaroase compacte cenușiu – albăstrui, care urmează depozitelor cu gipsuri volhiniene fosilifere, se citează foraminifere de talie mică, între care predomină *Varidentella sarmatica*, urmată în ordinea frecvenței de *Ammonia beccari*, *Porosonion subgranosus*, *Bolivina sarmatica*, *Elphidium macellum*, *Cycloforina predcarpatica*, *Cycloforina stomata*. În secțiunea de pe Valea Casele, din argilele calcaroase negricioase care urmează celor anterioare se citează o macrofaună diversificată: *Plicatiforma plicata* (Eichwald), *Obsoletiforma obsoleta*, *Ervilia dissita*, *Ervilia andrussowi*, *Tapes vitalianus*, *Tapes dissitus*, *Tapes naviculatus*, *Tapes gregarius*, *Calliostoma angulosarmates* (Sinzov), *Gibbula picta*, *Duplicata duplicata*, *Actaeocina lajonkaireana*. Către topul stivei argiloase de pe Valea Oancea, foraminiferele mai frecvent întâlnite sunt: *Ammonia beccari* și *Elphidium macellum* la care se adaugă cu frecvență moderată speciile: *Varidentella rotunda* (Gerke), *Pseudotriloculina nitens*, *Pseudotriloculina consobrina* și *Bolivina sarmatica* și cu frecvență rară, speciile: *Elphidium hauerianum*, *Elphidium aculeatum*, *Elphidium minutum* (Reuss), *Elphidium glabrum* Bystricka, *Porosonion subgranosus*, *Quinqueloculina angustioris* (Bogdanowich), *Spiroloculina okrajantzi* Bogdanowich (ultima devenind frecventă în depozitele bessarabian inferioare).

Conținutul în nannoplancton din depozitele argiloase de pe văile Oancea și Casele se referă la speciile: *Catinaster coalithus* (Martini și Bramlette), *Coccolithus pelagicus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macyntirei* (Buckry și Bramlette), *Helicosphaera carteri*, specii care indică Zona NN8.

		BIOSTRATIGRAFIE					CRONO-STRATIGRAFIE	
TIMPUL ÎN MIL. ANI	MARTIN (1971)	BLOW (1969)	POPESCU (1998) CRIHAN (1999)	EVENIMENTE IZOTOPICE (după Miller et al., 1991, 1991a)	LITOSTRATI- GRAFIE	ARIA MEDITERANEANĂ	PARATETHYS	
	10	NN 11 NN 10 NN 9 NN 8	N 17 N 16					P. aragviensis P. sarmaticum V. reussi/E. reg.
15	NN 7 NN 6	N 15- -N 14 N 13	L. dividens Velapertina	Mi 5 Mi 4	Formațiunea de Telega	Serravallian	Kossovian	
	NN 5	N 9	Gb. druryi / G. transsylv. C. universa/G.b.	Mi 3	Brecia de Cosmina Formațiunea de Câmpinița		Langhian	Wieliczian Moravian
	NN 4 NN 3	N 8 N 7 N 6 N 5	P. glomerosa / G. sicanus	Mi 2 Mi 1	Formațiunea de Doftana	Burdigalian		Karpatian Ottngian

Tabelul nr. 5. Încadrarea bio-cronostratigrafică a depozitelor Miocenului mediu dintre Prahova și Teleajen, corelată cu poziția principalelor evenimente izotopice. Poziția Deviației Monterey după Vincent & Killinglex (1985) (din Crihan, 1999).

În argilele siltice de pe Valea Bălăneasa (la nord de Valea Buzăului, satul Cozieni), se citează (Munteanu, 1998) o macrofaună reprezentată prin *Maetra (Podolimaetra) eichwaldi*, *Tapes gregarius*, *Tapes naviculatus*, *Ervilia podolica* și o microfaună de foraminifere reprezentată prin speciile: *Varidentella reussi*, *Varidentella sarmatica*, *Articulina problema*, *Elphidium hauerianum*, *Elphidium rugosum*.

Din silturile argiloase și nisipurile ce află pe Valea Casele și din nisipurile cu nivele grezificate fosilifere de pe Valea Oancea, Munteanu (1998) citează o bogată asociație de moluște: *Musculus sarmaticus*, *Plicatiforma plicata*, *Plicatiforma latusulca* (Munster), *Plicatiforma jammense* (Hilber), *Maetra (Podolimaetra) eichwaldi*, *Maetra (Podolimaetra) urupica* Danov, *Ervilia dissita*, *Donax dentiger*, *Tapes vitalianus*, *Tapes naviculatus*, *Tapes gregarius*, *Tapes dissitus*, *Tapes aksajicus* (Eichwald), *Gibbula picta*, *Calliostoma angulosarmates* (Sinzov), *Pirenella disjuncta* (Sowerby), *Pirenella nodosoplicata*, *Duplicata duplicata*, *Duplicata dissita* (Dubois). Succesiunea volhiniană se încheie, pe Valea Caselor, cu argilele siltice gălbui ce conțin încă specii volhiniene: *Chartocardium gleichenbergense*, *Tapes tricuspis*, *Ervilia dissita*. Microfauna este dominată de *Elphidium hauerianum*, *Elphidium macellum*, și mai rar de *Ammonia beccari*.

La Chiojdeanca, din argilele masive de pe pârâul Fundătura, Munteanu (1998) citează o microfaună puțin variată dar cu număr mare de indivizi din speciile: *Varidentella reussi* și *Articulina problema*. Argilele siltice suprajacente conțin o macrofaună de: *Plicatiforma plicata*, *Obsoletiforma sp.*, *Mactra (Podolimaetra) eichwaldi*, *Ervilia podolica*, *Tapes gregarius*. Microfauna identificată cuprinde: *Elphidium hauerianum*, *Elphidium macellum*, *Elphidium reginum*, *Pseudotriloculina consobrina*, *Porosonion subgranosus*, *Nonion bogdanowiczi*.

Pe pârâul Capul Mielului, la ieșirea din satul Nucet, din argile siltice cenușii, Munteanu (1998) citează o faună săracă de moluște, reprezentată prin *Tapes gregarius*, *Ervilia andrussovi* Kolesnikov, *Ervilia podolica*, *Pirenella mitralis*, *Actaeocina lajonkaireana* și o microfaună dominată de foraminiferele *Ammonia beccari* și *Elphidium macellum*, și de ostracode din grupurile *Candona* și *Cyprinotus*.

În aria Anticlinalului Lapoș–Bădila–Pietraru, în partea somitală a depozitelor volhinieni din Formațiunea de Șipoțelu se citează de asemenea (Munteanu, 1998) frecvența mare a foraminiferelor *Ammonia beccari*. Pe Valea Cheia, din silturi argiloase cenușii subjacente celor cu faune bessarabiene, este semnalată (Munteanu, 1998) o macrofaună de *Mactra (Podolimaetra) eichwaldi*, *Tapes vitalianus*, *Gibbula picta*, *Pseudoamnicola sarmatica* Jekelius și remanieri de foraminifere din depozite badeniene (*Orbulina*, *Globigerina*, *Globorotalia*, etc.).

Pe pârâul Pietroasa, din aria periclinală a Anticlinalului Lapoș–Bădila–Pietraru, Munteanu (1998) citează din depozitele volhinieni, numeroase exemplare de *Abra reflexa*, *Mactra (Podolimaetra) eichwaldi*, *Ervilia podolica*, *Obsoletiforma sarmatica*, *Cycloforina stomata*. În intervalul litologic superior conținutul de moluște se diversifică: *Chartocardium gleichenbergense*, *Inaequicostata pia*, *Ervilia dissita*, *Ervilia concinna*, *Ervilia andrussovi*, *Varidentella reussi*, *Varidentella latelacunata*, *Articulina problema*, *Articulina sarmatica*, *Bolivina sarmatica* și rare statolithe de *Myssidae*.

În partea de sud a perimetrului, din depozite volhinian superioare de la confluența Văii Gruiu cu Dara, din argile siltice cenușiu–gălbui, Munteanu (1998) citează o macrofauna cu *Mactra (Podolimaetra) eichwaldi*, *Tapes vitalianus*, *Pseudoamnicola sarmatica* iar dintre foraminifere *Porosonion subgranosus* și specii remaniate de *Lobatula*, *Orbulina*, *Globigerina*.

În concluzie, analiza (Munteanu, 1998) faunelor de moluște și foraminifere determinate din partea inferioară, volhiniană, a Formațiunii de Șipoțelu a pus în evidență 34 de specii de moluște și 22 specii de foraminifere (comparativ reduse față de depozitele volhinieni ale Formațiunii de Valea Neagoșului sau ale Formațiunii de Valea Vizuinei) dintre care:

- 16 specii de moluște își continuă evoluția din Volhinian;
- unele specii *Plicatiforma plicata*, *Chartocardium gleichenbergense* sunt caracteristice intervalului;
- unele specii de *Ervilia* ce dau nota caracteristică pentru Sarmațianul inferior se mențin alături de specii de *Mactra (Podolimaetra) eichwaldi*, *Abra reflexa* și *Inaequicostata pia*; specia *Mactra (Podolimaetra) eichwaldi* se găsește și în depozite argiloase;
- se diversifică genurile *Plicatiforma*, *Ervilia* și *Tapes*.

Dintre foraminifere se remarcă dezvoltarea maximă a speciilor *Varidentella sarmatica*, *Varidentella reussi*, *Articulina problema*. Local, la partea superioară a Volhinianului se remarcă dezvoltarea maximă a speciei *Ammonia beccari*.

Pe baza faunelor determinate în cadrul părții inferioare (din Volhinian) a Formațiunii de Șipoțelu, Munteanu (1998) citează mai multe unități biostratigrafice create pe bază de moluște sau foraminifere:

Zona *Abra reflexa* (Interval Zone, Kojumdgieva et al., 1988). Este tipică pentru Sarmațianul inferior, deci incluzând și Volhinianul pentru care autoarea a creat Subzona *Chartocardium gleichenbergense* (deja enunțată).

Subzona *Chartocardium gleichenbergense* (Interval Subzone). Este raportabilă Volhinianului și este definită în bază de ultima apariție a speciei *Inaequicostata inopinata* și la partea terminală de ultima ocurență stratigrafică a speciei *Chartocardium gleichenbergense*. Alături de specia index, în cadrul subzonei, în regiune, Munteanu (1998) mai identifică: *Mactra (Podolimaetra) eichwaldi*,

Obsoletiforma sarmatica, *Obsoletiforma lithopodolica*, *Obsoletiforma ringeiseni*, *Ervilia dissita*, *Ervilia podolica*, *Tapes gregarius*.

Zona *Mactra* (*Podolimaetra*) *eichwaldi*–*Plicatiforma plicata* (Concurrent Range Zone, Kojumdgieva et al., 1988). A fost definită (Munteanu, 1998) pentru încadrarea la Volhinian a depozitelor nisipoase cu gresii fosilifere din arealul Salcia. Zona mai include taxonii: *Plicatiforma latisulcata*, *Plicatiforma jammense*, *Ervilia dissita*, *Mactra* (*Podolimaetra*) *urupica*, *Tapes gregarius*, *Tapes aksajicus*, *Tapes naviculatus*, *Tapes vitalianus*, *Duplicata corbiana*, *Duplicata duplicata*, etc.

Zona *Varidentella reussi* – *Varidentella sarmatica* (Concurrent Range Zone, Popescu, 1995 și respectiv Luczkowska, 1974). Este raportabilă Volhinianului și este definită la limita inferioară de ultima apariție a speciei *Lobatula dividens* iar la limita superioară prin ultimele ocurențe ale speciilor ce denumesc zona. În regiune, speciile *Varidentella reussi* și *Varidentella sarmatica* au dezvoltarea maximă și sunt asociate, cu aceeași frecvență, cu *Articulina problema* alături de care se mai citează (Munteanu, 1998): *Articulina sarmatica*, *Elphidium macellum*, *Elphidium aculeatum*.

Subzona *Ammonia beccari* (Abundance Zone). Este raportabilă intervalului Volhinian superior-Kersonian superior-Meoțian inferior (= Oltenian) și este definită de bio-orizonturile cu schimbări notabile de abundență ale acestui taxon. A fost identificată în depozitele volhinian superioare ale Formațiunii de Șipoțelu în arealele Chiojdeanca-Nucet, Salcia, Tisău, Dara. Alături de specia indicatoare de biozonă, în depozitele Formațiunii de Șipoțelu mai apar: *Elphidium macellum*, *Porosonion subgranosus*.

Depozitele argiloase din partea inferioară a Formațiunii de Șipoțelu din cadrul perimetrului sunt corelabile cu depozitele argilo – nisipoase cu intercalații de gresii din Sinclinalul Bozioru - Odăile sau cu depozitele volhiniene din aria Sinclinalelor Melicești și Predeal Sărari.

Partea superioară, raportabilă Bessarabianului, a Formațiunii de Șipoțelu, abordată în câteva cercetări anterioare (Iorgulescu, 1953; Nicolescu, 1964; Pauliuc, 1968; Motaș et al., 1976; Papaianopol, 1992; Popescu, 1995; Munteanu și Munteanu, 1997) își găsește reprezentativitatea pentru biostratigrafia acestei formațiuni în secțiunea geologică de pe Valea Dara. La acest profil se fac de obicei, raportări corelative pentru restul faunelor din perimetrul cercetat. Profilul Dara este reprezentativ litologic, fiind singurul areal dintre Lopatna și Bozioru în care aflurează “Argilele cu *Cryptomacra*”, “Zona cu *Cryptomacra*” fiind importantă pentru identificarea Sarmatianului mediu (Saulea, 1956; Andreescu și Papaianopol, 1970; Nichiforescu și Nichiforescu, 1973) sau a Bessarabianului inferior (Andreescu, 1981) sau, mai precis, a Bessarabianului inferior și prima parte a Bessarabianului superior (Ionesi și Ionesi, 1992; Ionesi et al., 1995; Brânzilă, 1997).

În secțiunea de pe Valea Dara, la cca. 150 m de confluența cu pârâul Gruiu, apar argilele calcaroase compacte, cenușii cu o faună bessarabiană, reprezentată prin: *Mactra* (*Sarmatimacra*) *pallasi* și numeroase specii de *Pseudotriloculina nitens*, *Porosonion subgranosus*, *Elphidium macellum*, rare otolithe și statolithe de *Myssidae*.

Din aflorimentele următoare se citează (Munteanu, 1998) frecvente specii de *Fissurina lamarae* Popescu, careia i se asociază *Sarmatiella prima* Bogdanowich, *Dogielina sarmatica* Bogdanowich și Voloshinova, *Pseudotriloculina nitens*, *Pseudotriloculina consobrina*. Dintre moluște apar exemplare de *Obsoletiforma nefanda*.

La confluența cu afluentul stânga dinspre satul Călțești, apare primul nivel de faune cu *Cryptomacra pesanseris* în asociație cu *Tapes ponderosus*, *Plicatiforma plicatofittoni*, *Calliostoma rumanum* (Simionescu și Barbu), *Gibbula hommairei* (d'Orbigny), *Acmaea subcostata* Sinzov. Microfauna se diversifică, pe lângă taxonii anterior citați, adăugându-se *Meandroloculina schirwanensis* Bogdanowich, *Spiroloculina okrajantzi* Bogdanowich, *Articulina daraensis*, *Dogiolina simnicensis* Popescu, *Ammonia beccari*, *Nonion bogdanowiczii*. În intervalul stratigrafic următor se citează: *Elphidium macellum*, *Elphidium hauerinum*.

În cel de-al doilea nivel cu *Cryptomacra*, microfauna este caracterizată tot prin specimene de *Dogielina* și *Articulina* cărora li se adaugă *Affinetrina cubanica* Voloshinova, numeroase exemplare de *Porosonion subgranosus*, *Elphidium crispum*, *Elphidium reginum*, *Elphidium hauerianum*, *Elphidium sammeli*. Fauna de moluște se diversifică prin apariția speciilor: *Musculus sarmaticus*, *Obsoletiforma ingrata* (Kolesnikov), *Mactra* (*Sarmatimacra*) *pallasi*, *Fischericardium fischerianum*

(Kolesnikov), *Tapes ponderosus*, *Calliostoma poppelacki*, *Acmaea subcostata*. Se adaugă otolithe, viermi, bryozoare.

După o secvență lipsită de faune, Munteanu (1998) descrie al treilea nivel cu *Cryptomacra pesanseris* în care această specie apare asociată cu taxoni specifici pentru Bessarabianul superior: *Musculus sarmaticus*, *Plicatiforma fittoni* (d'Orbigny), *Planacardium doengingi*, *Obsoletiforma nefanda*, *Obsoletiforma ingrata*, *Inaequicostata suessi*, *Fischericardium fischerianum* (Kolesnikov), *Macra* (*Sarmatimacra*) *pallasi*, *Macra* (*Sarmatimacra*) *fabreana* d'Orbigny, *Tapes dissitus* (Eichwald), *Tapes vitalianus*, *Calliostoma anceps* (Eichwald), *Calliostoma cordierianum* (d'Orbigny), *Calliostoma marginato sinzowi* (Kolesnikov), *Calliostoma kishinevense* (Kolesnikov), *Gibbula hommairei*, *Duplicata nasuta* (Kolesnikov), *Hydrobia elongata* (Eichwald), *Littorina basarabica* (Sinzov), *Acmaea subcostata*, *Amnicola bilineata* Simionescu și Barbu, *Amnicola zonata* Eichwald, *Retusa truncatula* Bruguer, *Actaeocina lajonkaireana*, *Actaeocina sinzowi*, *Cyclichna melitopolitana* Sokolev, etc.

Prezența moluștelor: *Plicatiforma fittoni*, *Macra* (*Sarmatimacra*) *fabreana*, *Calliostoma marginata sinzowi*, *Calliostoma kishinevense*, *Calliostoma cordierianum*, *Calliostoma woronzowi*, *Littorina basarabica* (specifice Bessarabianului superior după Kojumdgieva, 1970) atestă vârsta bessarabian superioară a argilelor ce conțin al treilea nivel cu *Cryptomacra pesanseris*.

Fauna de foraminifere este reprezentată prin: *Pseudotriloculina nitens*, *Pseudotriloculina consobrina*, *Elphidium hauerinum*, *Elphidium macellum*, *Elphidium crispum*, *Elphidium reginum*, *Elphidium samueli*, *Elphidium fichtellianum*, *Porosonion subgranosus*, *Porosonion aragviensis*. Sunt citate și frecvente specii de *Sinzowella*: *Sinzowella nodula* (Kareer și Sinzow), *Sinzowella crustaformis* (Bogdanowich) transportate probabil din zone de acumulare litorală.

În continuarea profilului se citează 50 m de remanieri de *Globigerina* și *Globorotalia* după care conținutul stivei argiloase include taxonii: *Nonion bogdanowiczi*, *Porosonion subgranosus*, *Pseudotriloculina consobrina*, *Ammonia beccari*, *Articulina problema*.

Ultimele aflorimente de argile de pe Valea Dara sunt citate (Munteanu, 1998) cu o faună de moluște concludentă pentru Bessarabianul superior: *Plicatiforma fittoni*, *Plicatiforma rustorensis* (Sultanov), *Modiolus naviculoides* Dubois, *Modiolus fuchsi* Barbot, *Chartocardium barboti* (Hoernes), *Obsoletiforma ingrata*, *Macra* (*Sarmatimacra*) *fabreana*, *Macra* (*Podolimacra*) *macarovicii* Jeanrenaud. Dintre foraminifere se mențin speciile: *Pseudotriloculina consobrina*, *Pseudotriloculina nitens*, *Porosonion subgranosus*, *Porosonion aragviensis*.

Se concluzionează că în secțiunea de referință de pe Valea Dara, "Argilele cu *Cryptomacra*" s-au acumulat în intervalul Bessarabian inferior-parte inferioară a Bessarabianului superior.

În raza localității Atârnați, argilele siltice de la contactul cu gresiile meoțiene conțin foraminifere: *Porosonion subgranosus*, *Porosonion hyalinus*, *Elphidium macellum*.

Pe Valea Chiojdeanca, argilele siltice din partea superioară, raportabilă Bessarabianului, a Formațiunii de Șipoțelu, se caracterizează prin specii de moluște: *Plicatiforma plicatofittoni* (Sinzow), *Macra* (*Podolimacra*) *ovata*, *Macra* (*Sarmatimacra*) *pallasi*, *Tapes ponderosus*, și prin foraminifere: *Porosonion subgranosus*, *Elphidium macellum*, *Pseudotriloculina consobrina*.

Pe pârâul Capul Mielului, din aceleași depozite, Munteanu (1998) citează taxoni de moluște: *Musculus sarmaticus*, *Macra* (*Podolimacra*) *ovata*, *Tapes tricuspis*, *Tapes dissitus*, *Gibbula picta*, *Calliostoma poppelacki*, *Pirenella disjuncta*, *Duplicata duplicata*, *Duplicata elegans* (Simionescu și Barbu), *Duplicata iassiense* (Simionescu și Barbu), *Duplicata dissita* (Dubois), *Duplicata moldavica*, *Akburnella impexa*, *Actaeocina lajonkaireana*, *Actaeocina sinzowi*, *Actaeocina maxima* (Berger). Microfauna este comparabilă cu aceea din primele două nivele cu *Cryptomacra*.

Pe Valea Oancea se citează (Munteanu, 1998) faune asemănătoare, cărora li se adaugă *Dogielina kaptarenko* Bogdanowich și Didovsky. Studiul nannoplanctonului (Mărunțeanu din Munteanu, 1998) a indicat taxonii: *Catinaster coalithus* Martini și Bramlette, *Catinaster calyculus* Martini și Bramlette, *Calcidiscus leptoporus* (Murray și Blackman), *Discoaster variabilis* Martini și Bramlette, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) care indică zonele NN8 și NN9.

Depozitele bessarabiene ale Formațiunii de Șipoțelu de pe Valea Salcia (satul Piatra Mică) se caracterizează, încă de la limita cu argilele volhiniene, prin predominarea foraminiferelor: *Porosonion subgranosus*, *Articulina daraensis*, *Dogielina kaptarenko*, cu frecvență moderată se

află *Pseudotriloculina consobrina*, *Pseudotriloculina nitens*, iar cu frecvență redusă se întâlnește *Elphidium macellum*. Dintre moluște, în argilele siltice bessarabiene se citează: *Obsoletiforma nefanda*, *Inaequicostata suessi*, *Tapes ponderosus*, *Tapes gregarius*, *Actaeocina lajonkaireana*, *Retusa truncata*, *Cyclichna melitopolitana*.

În aria Anticlinalului Lapoș–Bădila, argilele părții superioare bessarabiene, a Formațiunii de Șipoțelu conțin (după Munteanu, 1998) specii de moluște și foraminifere. Dintre moluște se amintește: *Mactra (Podolimaetra) podolica cobălcescui* Ionesi, *Mactra (Sarmatimaetra) vitaliana* d'Orbigny, *Obsoletiforma obsoletiformis* (Kolesnikov), *Inaequicostata suessi*. Microfauna se diferențiază de cea volhiniană prin prezența cu frecvență maximă a taxonilor: *Bolivina sarmatica*, *Bolivina moldavica*, *Bolivina sinzowi* Didkovsky, *Bolivina nisporonica* Didkovsky, *Porosonion subgranosus*. În argilele de deasupra depozitelor cu *Bolivina* se citează: *Dogielina kaptarenko*, *Articulina daraensis*, *Nonion bogdanowiczi*.

În secțiunile de pe văile Cheia și Grecu, din argilele siltice se citează: *Mactra (Sarmatimaetra) pallasi*, *Tapes ponderosus*, *Obsoletiforma obsoletiformis*, *Dogielina kaptarenko*, *Articulina daraensis*, *Nonion bogdanowiczi*, *Pseudotriloculina nitens*.

Argilele siltice prelevate (Munteanu, 1998) de pe pârâul Andrei, lipsite de macrofaună, au indicat foraminifere din speciile *Porosonion subgranosus*, *Nonion bogdanowiczi*, *Elphidium macellum*, *Elphidium crispum*, *Elphidium reginum*, *Elphidium samueli*, *Elphidium fichtellianum*.

În concluzie, analiza faunelor de moluște și foraminifere (Munteanu, 1998) determinate din partea superioară bessarabiană a Formațiunii de Șipoțelu relevă o mai mare bogăție în genuri și specii decât în subetajele și formațiunile precedente (81 de specii de moluște și 33 de specii de foraminifere) ceea ce permite anumite sublinieri:

- din cele 26 de genuri de moluște, doar 14 își continuă evoluția din Volhinian iar din cele 15 genuri de foraminifere doar 9 își continuă evoluția din Volhinian;
- dezvoltare maximă cunosc genurile de moluște: *Obsoletiforma*, *Mactra*, *Calliostoma*;
- numărul de taxoni de moluște în litofaciesul argilos al Formațiunii de Șipoțelu este de 57, foraminiferele fiind diversificate.

Distribuția largă a speciilor *Mactra (Sarmatimaetra) pallasi*, *Tapes ponderosus*, *Plicatiforma fittoni* etc. sau a speciilor de foraminifere: *Sinzowella*, *Dogielina*, *Meandroloculina*, *Sarmatiella*, frecvența mare a taxonilor *Porosonion* și *Bolivina* precum și identificarea speciei de moluște *Cryptomaetra pesanseris* au permis stabilirea unor repere la nivelul Bessarabianului. Se pot cita biozone pe bază de moluște:

Zona *Mactra (Sarmatimaetra) pallasi*–*Tapes ponderosus* (Concurrent Range Zone, Ionesi, 1991). Este tipică pentru Bessarabian inferior este definită la limita inferioară de apariția celor doi taxoni care dau numele zonei, iar la limita superioară de apariția speciei *Mactra (Sarmatimaetra) fabreana*. Apariția zonei marchează trecerea de la Volhinian la Bessarabian (Ionesi, 1968, 1980; Ionesi, 1991). Zona este corelabilă cu Zona *Mactra vitaliana pallasi* (Kojumdjieva et al., 1988) creată pentru depozite grosiere în întregul Paratethys și menținută de Papaianopol pentru aria subcarpatică. Asociația zonei mai conține: *Obsoletiforma nefanda*, *Obsoletiforma obsoletiformis*, *Mactra (Podolimaetra) podolica orata*, *Plicatiforma plicatofittoni*, etc.

Zona *Cryptomaetra pesanseris* (Interval Zone, Kojumdjieva et al., 1988). Este raportabilă Bessarabianului superior în asociație cu *Plicatiforma fittoni*, *Plicatiforma plicatofittoni*, *Obsoletiforma nefanda*, *Mactra (Sarmatimaetra) pallasi*, *Inaequicostata suessi*, *Planacardium doenginki*, *Tapes dissitus*, etc.

Zona *Mactra (Sarmatimaetra) fabreana*–*Plicatiforma fittoni* (Concurrent Range Zone). Caracterizează Bessarabianul inferior și este definită la limita inferioară de apariția taxonului *Mactra (Sarmatimaetra) fabreana* iar la limita superioară de dispariția celor două specii. În cadrul zonei mai apar: *Plicatiforma rustovense*, *Chartocardium barboti*, *Obsoletiforma nefanda*, *Obsoletiforma ingrata*, *Mactra (Sarmatimaetra) vitaliana*, *Mactra (Podolimaetra) podolica ovata*, *Mactra (Podolimaetra) podolica cobălcescui*, etc.

Zona *Calliostoma marginata sinzowi* (Range Zone). Caracterizează Bessarabianul superior și este definită de extinderea taxonului care o denumește. Specia index este însoțită de: *Calliostoma*

rumanum, *Calliostoma kishinevense*, *Calliostoma cordierianum*, *Calliostoma woronzowi*, *Littorina basarabica*, *Duplicata nasuta*, *Duplicata elegans*, etc.

Biozone create pe bază de foraminifere:

Zona *Dogielina sarmatica* (Taxon Range Zone, Popescu, 1995). Caracterizează Bessarabianul din "Argilele cu *Cryptomacra*", dar unele din speciile ce se asociază taxonului index *Dogielina kaptarenko*, *Articulina daraensis*, *Spiroloculina okrajantzi* se regăsesc și în argilele basarabiene din partea superioară a Formațiunii de Șipoțelu (în care lipsește *Cryptomacra pesanseris*). Alte specii de foraminifere ce însoțesc taxonul index sunt: *Meandroloculina schirwanensis*, *Sarmatiella prima*, *Nonion bogdanowiczi*.

Subzona *Bolivina sarmatica*. Este o subzonă a Zonei *Dogielina sarmatica*, ca a doua (bessarabiană) maximă abundență (după cea din Volhinian) a taxonului index, alături de care apar și alte forme ce caracterizează Bessarabianul: *Bolivina sinzowi*, *Bolivina nisporonica*, *Bolivina moldavica*, *Porosonion subgranosus*.

Zona *Porosonion aragviensis*–*Porosonion hyalinus* (Concurrent Range Zone). Este tipică pentru toate litofaciesurile din Bessarabianul superior și este definită de extinderea celor doi taxoni atât în Formațiunea de Șipoțelu cât și în partea inferioară a Formațiunii de Râmnic. Pe lângă speciile index: *Porosonion aragviensis* (fosilă index pentru Bessarabianul superior după Popescu, 1995) și *Porosonion hyalinus* se alătură o asociație cu *Elphidium* (*Elphidium macellum*, *Elphidium crispum*, *Elphidium reginum*, *Elphidium samueli*, *Elphidium fichtellianum*) și *Porosonion subgranosus*. În prima parte a biozonei, Munteanu (1998) subliniază abundența speciilor de *Sinzowella*.

2.2.3. CRONOSTRATIGRAFIA MIOCENULUI

Ca rezultat al coliziunii plăcilor de-a lungul marginii sudice a supercontinentului Eurasianic, începând din Eocen, Oceanul Tethys a început să se închidă cu consecința formării lanțului muntos alpin–carpat–himalayan. Coliziunile au determinat inițial formarea unei suite de bazine sedimentare cu orientare generală est-vest, care se extindeau din Austria, în vest, până în Asia Centrală, în est, formând împreună marea intercontinentală Paratethys (Jones și Simmons, 1996 din Crihan, 1999), și de asemenea apariția Mării Mediterane. Evoluția izolată față de oceanul deschis a Paratethysului a determinat prezența unor faune și flore cu caracter endemic, accentuat mai ales în Paratethysul oriental. Acest fapt a dus la definirea unor sisteme de etaje regionale diferite de Marea Mediterană și diferite între zonele centrale și orientale ale Paratethysului, corelarea lor fiind extrem de dificilă. Mai recent, astfel de corelări au fost făcute de Rögl (1996, 1998) și Jones și Simmons (1996) (din Crihan, 1999).

Studiul biostratigrafic și paleontologic (Mărunțeanu, Popescu et al., 2002) al asociațiilor de foraminifere și nanofosile calcaroase, în intervalul Miocenului inferior, a permis decelarea mai multor bioevenimente în evoluția comunităților microplantonice, ce au fost ulterior corelate cu diferite calibrări paleomagnetice.

În Miocenul inferior (Aquitani și Burdigalian), sunt concludente următoarele bioevenimente (Mărunțeanu, Popescu et al., 2002):

- primele ocurențe ale foraminiferului *Globigerinoides primordius* concomitente cu cele ale nanofosilului *Helicosphaera mediteranea* la limita Oligocen/Miocen sau Chattian/Aquitani, datate la 23,8 milioane ani (Berggren et al., 1996);

- primele apariții ale nanofosilelor *Discoaster druggii* și *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, concomitente cu cele ale foraminiferului *Globoturbotalia semivera*, datate la 23,2 milioane ani (după primele ocurențe ale lui *Discoaster druggii*–Berggren et al., 1996), ce ar caracteriza începutul Aquitaniului superior;

- primele ocurențe ale foraminiferului *Globigerinoides triloba*, concomitente cu cele ale nanofosilului *Helicosphaera ampliapertura*, estimate la 21,4 milioane ani, ce ar defini baza Burdigaliului;

- primele apariții ale nannofosilului *Sphenolithus belemnus* însoțite de cele ale foraminiferului *Globigerina angustumbilicata*, approximate la 19,2 milioane ani (Berggren et al., 1996), marcând debutul Burdigalianului superior;

- primele apariții ale foraminiferului *Candorbulina glomerata* concomitente cu cele ale lui *Calcidiscus leptoporus*, la 16,5 milioane ani, marcând debutul Miocenului mediu.

În conformitate cu aceste plane de datare, etajele Aquitanian și Burdigalian ale Miocenului inferior pot fi caracterizate biostratigrafic astfel:

- Aquitanianul (Miocen inferior), cuprins între 23,8 – 21,4 milioane ani, corespunde Zonelor *Globigerinoides primordius* și *Globoturbotalita semivera* de foraminifere sau Zonei *Triquetrorhabdulus carinatus* – NN1 și Subzonei *Discoaster Sphenolithus dissimilis* – NN2a de nannoplancton;

- Burdigalianul, cuprins între 21,4 – 16,4 milioane ani, este caracterizat de Zona *Globigerinoides triloba* de foraminifere precum și de Subzona *Helicosphaera carteri* - NN2b, Zona *Sphenolithus belemnus* – NN3 și Subzona *Discoaster deflandrei* – NN4a de nannoplancton.

Prin coroborarea rezultatelor paleontologice, biostratigrafice și paleomagnetice, rezultate din studii (Mărunțeanu, Popescu et al., 2002), în arealul românesc al bioprovinciei Paratethysului, cu datele de același tip referitoare la bioprovincia Tethysului, în Miocenul inferior, unitățile cronostratigrafice globale (Muller, 1978; Muller și Pujol, 1979; Theodoridis, 1984; Iaccarino, 1985; Rio et al., 1990; Berggren et al., 1996; Fornaciari și Rio, 1996; etc.) pot fi corelate astfel cu cele regionale (Baldi et al., 1975; Steininger et al., 1971; Papp et al., 1973; Cicha et al., 1967; Andrehova – Grigorovic et al., 2001):

- Aquitanianul (între 23,8 – 21,4 milioane ani) corespunde Egerianului superior (între 23,8 – 23,2 milioane ani) – Eggenburgianului inferior (între 23,2 – 21,4 milioane ani);

- Burdigalianul (cuprins între 21,4 – 16,5 milioane ani) poate fi corelat cu Eggenburgianului superior (între 21,4 – 19,1 milioane ani), Ottnangianul (între 19,1 – 18,5 milioane ani) și Karpatianul inferior (între 18,5 – 16,5 milioane ani).

- De asemenea:

- limita Chattian / Aquitanian (datată la 23,8 milioane ani) este intra-eggeriană;

- limita Aquitanian / Burdigalian (la 21,4 milioane ani) se regăsește în Eggenburgianul superior;

- limita Burdigalian / Langhian (la 16,5 milioane ani) este intra-karpatiană.

Prin convenție internațională, Miocenul Mediu a fost subdivizat în două etaje Langhianul și Serravallianul (Berggren et al., 1985), ale căror stratotipuri se află în aria mediteraneană, în Italia. Definirea necorespunzătoare a acestor etaje (deși sunt larg utilizate), precum și datele biostratigrafice care sunt uneori în discordanță unele cu celelalte, au determinat reluarea studiilor în zonele tip ale acestor etaje, în vederea definirii lor riguroase (după Crihan, 1999). Miculan (1994) stabilește o nouă schemă biostratigrafică pe baza foraminiferelor planctonice a depozitelor Miocenului Mediu din Italia, plecând și de la scheme mai vechi, cum sunt cele ale lui Salvatorini și Iaccarino (1982) sau Iaccarino (1995). Fornaciari et al. (1996), Fornaciari et al. (1997 a, b) și Rio et al. (1997), în urma studierii depozitelor Miocenului Mediu din Italia și din zona Mediteranei din punct de vedere al conținuturilor în microorganisme planctonice calcaroase, ajung la următoarele concluzii (din Crihan, 1999):

- baza Langhianului, care din punct de vedere litostratigrafic corespunde cu baza Marnelor de Cessole, este localizată la cca. 100 m deasupra primei apariții a speciei *Praeorbulina sicana* (*Praeorbulina datum*, Jenkins et al., 1981), în cadrul Zonei N8 de foraminifere planctonice a lui Blow (1969) și în cadrul Zonei NN4 de nannoplancton a lui Martini (1971) (Fornaciari et al., 1997 a);

- în cadrul Langhianului are loc evoluția genului *Orbulina* (*Orbulina datum*) din genul *Globigerinoides* prin intermediul genului *Praeorbulina*, ceea ce asigură o bună corelabilitate a unității biostratigrafice cu același nume;

- la partea terminală a Langhianului se înregistrează prima apariție a speciei *Orbulina universa*, cunoscută ca apărând în cadrul Zonei N9 a lui Blow (1969) (Miculan, 1994; Fornaciari et al., 1997 a);

- contrar celor susținute de Martini (1971), topul stratotipului Langhianului se află în întregime în cadrul Zonei NN5 a lui Martini (1971);

- deoarece baza Serravalianului este aproape de ultima ocurență a lui *Sphenolithus heteromorphus*, unul dintre bio-orizonturile de nannoplancton calcaros cele mai ușor de recunoscut și de corelat, acesta este propus ca principal criteriu de definire a GSSP (Global Stratotype Section and Point) pentru limita Langhian / Serravalian (Fornaciari et al., 1997 a, b; Rio et al., 1997). De asemenea, este foarte important faptul că ultima ocurență a lui *Sphenolithus heteromorphus* aproape coincide cu una din schimbările majore din istoria paleoclimatică – paleoceanografică a întregului Cainozoic, așa zisul “eveniment Miocen Mediu” (“mid-Miocene event”) (Miller, Wright și Fairbanks, 1991 din Crihan, 1999). Evenimentul a constat într-o creștere majoră a $\delta^{18}\text{O}$ pentru foraminiferele bentonice, fenomen interpretat ca legat de productivitatea crescută a apelor reci de adâncime de la latitudinile înalte, contemporană cu o creștere mai rapidă a banchizei est – antarctice (Kennett, 1985; Woodruff și Savin, 1991; Wright et al., 1992). Miller, Wright și Fairbanks (1991) au denumit creșterea maximă a $\delta^{18}\text{O}$ ca evenimentul Mi3 și au demonstrat larga lui corelabilitate. Acest eveniment este concomitent cu o schimbare pe plan global a $\delta^{13}\text{C}$ atât a foraminiferelor planctonice, cât și bentonice (finalul așa-numitului “Monterey excursion” a lui Vincent și Berger, 1985 din Crihan, 1999);

- ultima ocurență a lui *Sphenolithus heteromorphus* are loc în ariile occenice aproape de prima apariție a speciei *Globorotalia peripheroacuta* (Miller et al., 1985 în Fornaciari et al., 1997 b; Berggren et al., 1985, 1995), iar în regiunea mediteraneană aproape de ultima apariție a speciei *Globorotalia peripheroronda* (Fornaciari et al., 1997 b). De aceea, limita Langhian/Serravalian ar putea fi aproximată în baza Zonei N10 a lui Blow (1969) sau cu Zona *Globorotalia siakensis* a lui Iaccarino (1985), în ariile oceanice, respectiv în regiunea mediteraneană (Fornaciari et al., 1997 b din Crihan, 1999);

- Rio et al. (1997) propun ca baza Tortonianului (Miocenului superior) să fie de prima apariție a speciei *Neogloboquadrina acostaensis*, care în ariile de latitudine medie și în aria mediteraneană este foarte aproape de baza Zonei NN8 de nannoplancton calcaros. De asemenea, Fornaciari et al. (1997 b) arată că limita Serravalian/Tortonian (Miocen mediu–superior poate cu fi cu ușurință trasată la ultima apariție a lui *Helicosphaera walbersdorfensis* în aria mediteraneană și la prima apariție a lui *Catinaster coalithus* în ariile oceanice de latitudine medie (din Crihan, 1999).

Papp et al. (1978) împart Miocenul Mediu marin (= Badenianul, Cicha și Seneș, 1968; Papp et al., 1968) din Paratethysul Central în trei etaje cu caracter regional și anume: Moravian, pentru Badenianul inferior, Wielician pentru Badenianul mediu și respectiv, Kossovian, pentru cel superior. Rögl (1996) consideră că depozitele Moravianului din Avânfosa Carpatică și din bazinele intramontane ale ariei Pannonice se pot corela cu Langhianul, pe baza primei apariții a genului *Praeorbulina* și a speciei *Orbulina suturalis* și pe baza Zonei NN5 de nannoplancton. De asemenea, el consideră că și depozitele Wielicianului se află încă în cadrul Zonei *Orbulina suturalis*. Același autor arată că depozitele kossoviene se încadrează în Zonele NN6/NN7 de nannoplancton calcaros. Mărunțeanu (1992) (din Crihan, 1999) arată însă că depozitele kossoviene, atât din ariile intracarpatică cât și extracarpatică din România, se înscriu în Zona NN6. Motaș et al. (1976) consideră că deoarece evoluția foraminiferelor planctonice la nivelul Badenianului inferior și mediu este identică cu cea din aria mediteraneană, utilizarea subetajelor Moravian și Wielician nu se justifică și propun utilizarea Badenianului ca superetaj, iar Langhianul și Kossovianul ca etaje ale Badenianului.

La finele Badenianului, aria Paratethysului a fost aproape complet izolată de marea deschisă, ceea ce a condus la o scădere continuă a salinității cu consecința dispariției faunelor de foraminifere de salinitate normală și înlocuirea lor cu asociații de apă salmastră. Faptul că biostratigrafia acestor depozite salmastre se face, în general, doar pe baza faunelor endemice de moluște și foraminifere bentonice, conduce la dificultăți foarte mari în corelarea cu depozite contemporane, formate în depozite marine deschise și impune necesitatea folosirii unei scări geocronologice locale (din Crihan, 1999).

În aria carpatică, partea terminală a miocenului Mediu este echivalată, parțial, cu etajul Sarmațian (sensu Barbot de Marny, 1866). Limita inferioară a Sarmațianului este, cel mai probabil,

corelabilă cu limita dintre zonele de nannoplancton calcaros NN6 și NN7 (Mărunțeanu, 1992 din Crihan, 1999), deci în cadrul Serravalianului. Dacă se iau în considerare propunerile de trasare a limitei Serravalian/Tortonian (Miocen mediu–superior) la baza Zonei NN8 de nannoplancton calcaros și datele oferite de Mărunțeanu (1992), atunci această limită se va regăsi la limita Sarmațian inferior (Volhinian) – Sarmațian mediu (Bessarabian) sau chiar în cadrul Volhinianului superior, unde se înregistrează prima apariție a speciei *Catinaster coalithus* (Meszaros, 1997). Acest aspect ar face ca Bessarabianul și chiar partea superioară a Volhinianului să corespundă părții inferioare a Miocenului superior, deși Rößl (1996) propune corelarea limitei inferioare a Tortonianului cu limita Bessarabian / Kersonian. Ca urmare a aspectelor prezentate, referitor la încadrarea cronostratigrafică a depozitelor Miocenului Mediu, se pot trage anumite concluzii (din Crihan, 1999):

- deoarece faunele de foraminifere planctonice au o evoluție comună doar la nivelul Langhianului, a cărui limită superioară poate fi corect caracterizată, în Paratethys, doar la bio-orizontul reprezentat de ultima apariție a speciei de nannoplancton calcaros *Sphenolithus heteromorphus*, se consideră ca utilă menținerea, pentru Miocenul Mediu marin, a schemei cronostratigrafice regionale (etajul Badenian, subdivizat în Moravian, Wielician și Kossovian);

- partea inferioară a Formațiunii de Câmpinița, în ale cărei depozite a fost identificată Zona *Candorbulina universalis/Globorotalia bykovaie* de foraminifere planctonice și Zona NN5 de nannoplancton calcaros (Mărunțeanu și Crihan, 1998) are vârsta Langhian superior sau, după scara locală utilizată în Paratethysul Central, Moravian;

- partea superioară a Formațiunii de Câmpinița, precum și Breția de Cosmina, în care au fost identificate Zona *Globoturbotalita druryi/Globorotalia transsylvanica* de foraminifere planctonice și respectiv, Zona *Pseudotriplasia minuta/Uvigerina orbignyana*, de foraminifere bentonice, precum și partea terminală a Zonei NN5 și Zona NN6 de nannoplancton calcaros, au vârsta Langhian terminal – Serravalian inferior sau Wielician;

- Formațiunea de Telega reprezintă partea terminală a Miocenului Mediu marin, și are vârsta Kossovian, care după conținutul în nannoplancton calcaros (Zona NN6) poate fi corelată cu Serravalianul;

- dintre depozitele de vârstă Sarmațian inferior–mediu (Volhinian–Bessarabian), cele ale complexului inferior (marnos) sau median (arenitic) se încadrează la Volhinian (Zona *Lobatula dividens*, Zona *Varidentella reussi*, Zona *Elphidium reginum*) iar cele ale complexului superior (siltic – argilos) la Bessarabian (Zona *Porosonion sarmaticum* și Zona *Porosonion aragviensis*).

Începând cu Sarmațianul (și până la finele Neogenului), din cauza îndulcirii progresive a mediului acvatic, principalele grupuri de organisme ce pot caracteriza etajele Neogenului, sunt date de moluște și ostracode.

Limitele subetajelor Volhinian-Bessarabian și Bessarabian-Kersonian corespund primelor ocurențe ale bivalvelor *Cryptomacra pesanseris*, respectiv *Macra bulgarica* și ale ostracodelor *Miocyprideis sarmatica*, respectiv *Loxoconcha potetis*. Conținutul biostratigrafic al întregului etaj Sarmațian este reprezentat prin asociațiile Zonelor de moluște *Abra reflexa* (Volhinian), *Cryptomacra fabreana* (Bessarabian), *Macra bulgarica* / *Macra caspia* (Kersonian). Foraminiferele, destul de rare, sunt cantonate îndeosebi în formațiunile Sarmațianului inferior și mediu, ele putând fi încadrate în Zonele *Lobatula dividens* – *Porosonion aragviensis* (Bessarabian). Nannofosilele calcaroase, mult mai frecvente față de foraminifere, aparțin Zonelor *Discoaster kugleri* (NN7), *Catinaster coalithus* (NN8), *Discoaster hamatus* (NN9) și probabil, parțial Zonei *Discoaster calcaris* (NN10).” (după Frunzescu, 1998, 2004).

3. Cadrul geologic al Formațiunii cu sare de la Slănic – Prahova

Formațiunea cu sare de la Slănic aparține sinclinalului cu același nume dispus pe depozite ale flisului extern și, îndeosebi, peste cele paleogene ale Pânzei de Tarcău (planșa XXX). Depozitele Sinclinalului de Slănic s-au depus peste relieful creat în urma cutărilor savice și cuprinde o succesiune ce începe cu stratele de Cornu (în sens larg), urmate de depozitele Molasei de Doftana

(Ștefănescu, Mărunțeanu, 1980) și cele ale Molasei de Slănic (Ștefănescu, Mărunțeanu, 1980). La partea superioară, succesiunea se încheie cu depozitele sarmațiene și pliocene. Molasa de Slănic, de vârstă Miocen mediu (Badenian), cuprinde orizonturi lito-biostratigrafice tipice (Grigore Popescu, 1943, 1951); marne și tufuri cu globigerine, breția sării cu lentile de sare (orizont evaporitic), șisturi cu radiolari, marne cu *Spirialis*.

Forajele au interceptat breția sării cu lentile de sare, coloana litologică prezentând, de sus în jos, următoarea succesiune: roci lutitice (marne și argilite), arenitice-fin ruditice, urmate de formațiunea evaporitică (halit în bază cu anhidrit) și având în talpa forajului o formațiune carbonatică fină.

Succesiunea întâlnită relevă un ciclu simplu de sedimentare evaporitică.

Zăcământul Slănic amplasat în zona central-sudică a Sinclinalului Slănic are o formă alungită pe trei direcții cu îngroșare maximă în zona centrală.

În scopul determinării exacte a conturului sare-steril și pentru o eventuală abordare a exploatării în carieră, în zona SE a zăcământului s-au executat mai multe foraje de cercetare geologică.

Forajul F₁ ce face obiectul investigației paleomicologice abordate în prezenta lucrare e plasat în zona marginală de subțiere a lentilei de sare, având avantajul că intersectează stratele evaporitice, doar slab cutate (constant înclinării de 30°), neexistând riscul repetării în foraj a anumitor nivele. Forajul F₁ a traversat o succesiune de marne cu rare intercalații arenitice, Formațiunea breției sării și la 167m a intrat în sare, pe care a străbătut-o pe o grosime de 85m. Forajul s-a continuat încă 30m de la ieșirea din sare, oprindu-se într-un complex litologic de marne vinete (după Băcăran, Frunzescu, Drăgănescu, 1994).

9. RECONSTITUIREA PALEOMEDIULUI MIOCEN

9.1. Generalități

Ca rezultat al creșterii complexității și diversificării sporilor fungici de-a lungul timpului geologic, s-au format *idiomorfonii*, acele modele specifice întâlnite în procesul evoluției ciupercilor (Locquin, 1983).

Marcel V. Locquin (1982) a explicat procesul evoluției ciupercilor prin trecerea de la simbioză la integrarea genetică într-un singur organism.

De la *Ballistomycotina* la *Trichomyces* ce au stabilit primele punți oncogenice acum 600-700 milioane de ani (sfârșitul Precambriului) până în prezent, ciupercile și-au manifestat prezența prin 645 genuri fosile și 6000 genuri actuale (Locquin, 1982).

Deși cunoscuți de timpuriu, fungii nu au o dezvoltare evolutivă pe deplin elucidată (Sheffy & Dilcher, 1971).

Genurile moderne de *Ascomycetes* epifite au fost cunoscute din Cenozoic (Dilcher, 1965). În sedimente din Eocen au fost identificați teliospori de *Puccinia*, iar în sedimente din Pleistocen au fost decelați clamidospori cu suport micelian de *Phycomycetes*, *Endogone* sp. (Wolf, 1969).

Multe esemenea informații au crescut, dându-ne imaginea diversității fungilor fosili care pot constitui suportul înțelegerii relațiilor dintre marile grupuri de ciuperci.

Combinarea studiilor fungilor fosili cu cei actuali mărește potențialul palinomorfelor fungice fosile în interpretarea paleomediului (Wolf, 1966, b, 1968, 1969; Lange & Smith, 1971; Pirozynski, 1976; Ramanujam & Rao, 1979; Ramanujam & Srisailam, 1980; Jarzen & Elsik, 1986; Pirozynski et al., 1988; Kalgutkar & Mc. Intyre, 1991).

Pirozynski (1976) evidențiază că istoria fungilor nu este marcată de schimbări și extincții, ci de conservatorism și continuitate. Cercetările noastre dovedesc, parțial, contrariul.

Totuși, aplicarea în biostratigrafie a fungilor fosili a fost mărită de descoperirile caracteristice și unice de spori care au amplitudini stratigrafice limitate (Kalgutkar & Sigler, 1995).

Resturile fosile de fungi sunt mai pretabile la interpretarea mediului înconjurător decât indexul lor.

În Cenozoic, mulți spori fungici distincți evidențiază afinități cu genurile moderne. Rareori, însă, speciile fosile corespund exact sporilor moderni. Aceasta poate fi atribuită variației factorilor incluși rapid de fungi, acompaniată de schimbările ecologice edafice și biotice care afectează substratul lor, consecvent mediului de nutriție saprofit sau parazit (Kalgutkar, 1975).

Elsik (1977) a avut intuiția unei adevărate filogenii morfologice a sporilor fungici fosili. Existența unei filogenii morfologice a sporilor fungici este un argument al folosirii acestora în biostratigrafie.

Elsik (1977) constată că diversitatea de forme morfologice se stabilizează în Maastrichtian (Cretacic superior), dar ajunge la apogeu în Cenozoic inferior. Pornind de la morfologia cea mai simplă (la sporii aporați, aseptați și psilați), ce apar în Triasic, până la morfologiile cu ornamentații (la sporii monocelulari aporați ce apar în Paleocen; la sporii diporați ce apar în Eocen; la sporii multiceulari aporați ce apar în Miocen; la sporii multiceulari, diporați ce apar în Maastrichtian) există o întregă scară a reperelor care ușurează munca paleomicologului, antrenat în comparațiile sporilor actuali cu cei fosili.

Sporii cu costăție de tip *Fusiformisporites* (ce apar în Paleocen), monocelulari cu veruce (ce apar în Miocen), dicelulari, psilați-elicoidal (ce apar în Paleocen) și dicelulari reticulați (ce apar în Miocen), au semnificația unor etape în evoluția elementelor de ornamentație. Porul a constituit apertura de bază din Triasic superior până în Cenozoic (Elsik, 1977).

Sporii de tip aff. *Arthrinium* și *Hypoxylon* cu șanț longitudinal apar în tranziția Paleocen superior-Eocen. O importanță deosebită în explicarea filogeniei morfologice o au genurile fără antecedenti, precum *Desmidiospora* și *Tetraploa* (Elsik, 1977). Cercetările ulterioare au dovedit apariția unor antecedenti, precum *Slaniceites caracioni*.

Compararea sporilor actuali cu cei fosili de ciuperci dintr-o formațiune de o anumită vârstă realizează o imagine generală, la un moment dat, a stării evolutive a acestora în contextul paleobotanic și palinologic respectiv, folosindu-se de elementele sporologiei comparate.

În practica comparării sporilor de ciuperci actuali cu cei de vârstă miocenă trebuie să se îmbine cunoștințele dobândite în filogenia morfologică a sporilor fosili (pl. III, după Kalgutkar, 1995) cu ocurența cenozoică (pl. IV, după Elsik, 1977), altfel existând riscul erorilor.

Determinarea paleomediului cu ajutorul Fungilor a fost în atenția paleomicologilor:

- subliniind rolul lor determinant (van Geel et al., 1981; Pirozynski et al., 1988; Stubblefield & Taylor, 1988);
- trecând în revistă relațiile fungilor cu mediul lor (Stubblefield & Taylor, 1988);
- folosindu-i ca indicatori ai mediului vechi (Pirozynski, 1976; Ramanujam, 1982) (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Mulți cercetători s-au folosit de spori fungici în comparații cu cei actuali în vederea determinării unui climat:

- Wolf (1966 a, b; 1968 a, b; 1968) leagă fluctuațiile de abundență a sporilor fungici de modificarea vegetației cauzată de schimbarea climatului;
- Ramanujam & Srisailam (1980) corelează spori helicoidali *Paleocirrenalia* din Neogenul Kerala, India de Sud cu cei moderni *Cirrenalia* și văd în *Grallomyces*; *Sporidesmium*, *Amphissphaerella*, *Isthmospora* elementele unui climat cald;
- Dilcher (1965) compară fungii epifiți *Microthyriales*, *Erysiphales* și *Meliolales* (Eocen mediu) din Tennessee, S.U.A. și determină paleoclimatul regiunii; mai târziu (1973) va sugera că prin identificarea speciilor fosile și compararea lor cu formele vii se poate deduce paleomediul;
- Elsik compară speciile actuale ale genului *Hypoxylon* din Zona Temperată Nordică și din zone aparent tropicale, descoperind o diversitate ce se reflectă în morfologia sporului;
- Yarzen și Elsik (1968) consideră spori descoperiți de-a lungul râului Luangwa din Zambia ca utili deducerii mediului din Neogen;
- Kalgutkar & Mc Intyre (1991) descriu doi helicospori fungici tipici (*Helicoönites* și *Helicosporiates* Kalgutkar & Sigler, 1995) din Eocenul Formațiunii Eureka Sud, 1995; din Canadianul Arctic, indicatori ai climatului cald și grupul generic subacvatic *Helicoön*, *Helicodendron* și *Helicosporium* în regiunea paleomediului umed (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Deși rare, relațiile fungilor fosili cu animalele sunt valoroase:

- Stubblefield & Taylor (1988) și Taylor (1990) discută semnificația fungilor folosiți și asocierea lor în paleoclimatetele terestre în interacțiunea cu plantele și animalele;
- Pirozynski et al. (1988) a investigat palinologic și micologic sferele de argilă cu conținut organic, însoțitoare ale oaselor de *Mastodon*, descoperit în New Brunswic, Canada, comunicând prezența numeroșilor taxoni ai diversilor fungi (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Interpretarea paleogeografică a prezenței fungilor în diverse formațiuni mărește potențialul informativ al acestora:

- Bharadwaj (1967) și Lange (1976), în studiile lor paleoclimatice, au implicat în cadrul factorului paleogeografic corelarea componentelor floristice;
- Lange (1978b) a comentat semnificația prezenței speciilor *Pesavis tagluensis* și *Ctenosporites eskerensis*, neputându-se explica asemănarea îndepărtată cu flora paleocenă din Australia și America de Nord;
- Kalgutkar (1993) a comparat fungii Cenozoicului inferior din Formațiunea Bonnet Plume din Canadianul Arctic cu cele de aceeași vârstă din Argentina, Africa, Anglia, Australia, China, India, Malaezia și Rusia, descoperind semnificații de similaritate.

Implicarea macrofosilelor în cercetarea paleobotanică alături de cea palinologică lărgeste posibilitatea înțelegerii relațiilor dintre fungi și plantele gazdă.

Descrierea și comentarea de către Chitaley (1978) și Chitaley & Wawale (1978) a relațiilor dintre plantele gazdă și fungi și a plantelor gazdă cu fungii fosili a dus la cunoașterea paleomediului din Mohgaonkalan din Deccanul Intertrappean-India.

Gray (1985) a comparat relațiile de mediu ale microfosilelor (polen și spori fungici) și macrofosile, în valori cantitative și calitative și a dus la descoperirea într-o singură secvență a stratului a informațiilor valabile pentru întregul strat.

Fungii sunt o sursă particulară de informații privitoare la paleomediul, a fost insuficient exploatat pentru Cenozoic (după Kalgutkar & Jansonius, 2000).

9.2. Elementele morfologice folosite în procesul comparării sporilor actuali de ciuperci cu cei fosili

În compararea sporilor actuali de ciuperci cu cei fosili se folosește o gamă largă de elemente: septurile, aperturile, forma, simetria, constricțiile, ornamentația, culoarea, dimensiunile etc.

Septurile sunt elementele morfologice cele mai importante ale definirii sporilor actuali și fosili de ciuperci.

Sporul fără sept se numește monocelular (aseptat).

De la sporul cu un sept (dicelular, monoseptat), sporii care au două septuri se numesc trichelulari, disepțați și pe măsură ce aceștia au trei, patru, cinci sau mai multe septuri, ei se numesc tetrachelulari (trisepțați), pentachelulari (tetrasepțați), multichelulari (cu 6 sau mai multe celule, multisepțați). Septul poate fi median (la mijlocul sporului), major (cel mai gros) sau minor (cel mai subțire) (după A.A.S.P.F., 1983);

În planșele XVII și XVIII prezintă imaginile a 45 de specii de spori actuali din lucrarea sporologilor Martin B. Ellis și Pamela Ellis (1985) și două specii din lucrările micologilor români Al. Manoliu (1982) și E. Rădulescu (1969) cu scopul de a evidenția faptul că aceștia își găsesc antecedente în micoflora miocenă.

Fiecare specie (sau grupuri de specii) de spori fungici are un specific al dispunerii septurilor în asociere cu alte caractere, astfel că a apărut noțiunea de septare tip.

Redau mai jos câteva tipuri de septare.

La sporii genului *Pleospora* sp. se întâlnește uneori septarea de tip „vulgaris”, cu septuri curbe, dispuse în cruce sau în dreptul 1/2 - 1/3 din lungimea celei opuse, alcătuind, frecvent, grupuri de 4-6-7 celule continui sau separate de alte grupuri constituite mai simplu. Al. Manoliu (1982) le citează la specia *P. lactucicola* Ellis & Everh. (pl. VIII, fig 15) cu specificația L. Wehmeyer, care arată că acest binom este folosit în sens larg pentru a acoperi un grup variabil, care prezintă aproape permanent 3 septuri transversale și 3 septuri de tip „vulgaris” la unele celule ale sporilor.

La *Alternaria (Macrosporium) carthami* Tr. Săvulescu, 1942 (pl. XVIII, fig. 14) se întâlnesc conidii elipsoidale, piriforme, clavate sau alungite, brune, multichelulare, despărțite prin pereți transversali (7-10), longitudinali (1-2), verticali sau oblici, cu celula terminală mai alungită și care măsoară 58-74 x 11-14 μm (după Rădulescu, 1969).

La conidiile acestei specii se întâlnește septarea de tip „carthami”, constituită din 2 septuri oblice și 2 septuri transversale ce delimitează 3 loji.

A. (Macrosporium) carthami Tr. Săvulescu, 1942 își găsește corespondentul fosil miocenic în *Alternaria robusta* nov. sp. Ceea ce este hotărâtor în stabilirea înrudirii acestora este tocmai existența septării de tip „robusta”, sinonimă cu cea de tip „carthami” la specia actuală *Alternaria (Macrosporium) carthami* Tr. Săvulescu, 1942.

La *Pleomassaria siparia* (Berk. & Br.) Sacc. (pl. XVII, fig. 27), ascosporii sunt brunii-aurii, incapsulați, cu 5-8 septuri transversale și mai puține septuri longitudinale (după Ellis & Ellis, 1985).

Corpul simetric, drept, fusiform, segmentat de septuri transversale la distanțe aproape egale, este marcat la două segmente mijlocii de două septuri longitudinale, formând astfel tipul de septare „siparia”.

La *Ramphoria bevanii* Sivan (pl. XVII, fig. 14), ascosporii hialini sau subhialini au un aspect muriform datorită septurilor longitudinale prezente câte 1-2 la același nivel celular, dând naștere la două serii de celule (după Ellis & Ellis, 1985). Această dispunere mozaicată a septurilor longitudinale, aproape în întregime paralele cu axul longitudinal, se numește septare de tip „bevanii”.

La *Dictyotrichiella pulcherrima* Munk. (pl. XVII, fig. 23), ascosporii au 5 septuri transversale și numai 1 sept longitudinal, situat la fiecare a 3-a sau a 4-a celulă (după Ellis & Ellis, 1985). Acest tip de septare numit „pulcherrima” este întâlnit, accidental, și la alte specii, deci la un număr nesemnificativ de exemplare.

La *Gloniopsis praelonga* (Schw.) Zogg (pl. XVIII, fig. 4), ascosporii au 5-6 septuri transversale și 3-4 septuri longitudinale, dispuse toate trei, în mijlocul a 3 celule succesive sau numai 1-2 la jumătatea distanței dintre 2 septuri paralele sau dispuse în V, la mijlocul celei a treia, fragmentată, dând

aspectul unei furci, tip de septare numit „praelonga”. Constricția de la mijlocul ascosporului este mai accentuată decât la restul corpului (după Ellis & Ellis, 1985).

Ansamblul poral (hilar)

Sporii fungici de tipul conidiilor, monoporați sau diporați, au două extremități (capete): proximală și distală. Capătul proximal (uneori și cel distal) este purtătorul porului sau hilului, astfel că, împreună cu gâtul și umerii sporului, formează un ansamblu numit de noi ansamblul poral (hilar) ce este un caracter de diferențiere a speciilor.

Ansamblul poral (hilar), prescurtat a. p. (h.), poate fi:

- aliniat, atunci când porul (hilul) este la același nivel cu umerii sporului (frecvent);
- emergent, atunci când porul (hilul) se ridică deasupra umerilor cu mai mult de 1/2 din înălțimea acestora (frecvent);
- adâncit, atunci când porul (mai rar hilul) coboară sub nivelul umerilor sporului cu mai puțin de 1/2 din înălțimea acestora;
- prăbușit, atunci când porul (mai rar hilul) coboară sub nivelul umerilor sporului cu mai mult de 1/2 din înălțimea acestora;
- oblic, atunci când porul (hilul) are o poziție oblică față de axul longitudinal al sporului.

Modul acrogen de formare a sporilor (la vârful conidioforului sau a bazidiei) asigură o simetrie a acestora, pe când modul pleurogen de formare a sporilor (pe părțile laterale) contribuie la asimetria sporului și oblicitatea ansamblului poral (hilar).

Constricțiile din dreptul septurilor reprezintă un caracter de specie și trebuie neapărat să se țina seamă de acestea în procesul comparării (apreciate ca slabe, medii și puternice). Frecvent, septul median este asociat cu o constricție puternică, fapt mai puțin evident la septul major.

Forma sporilor fungici poate fi eliptic-îngustă, eliptică, circulară, rombică, liniar-curbă, eliptic-curbă, rombic-rotunjită, obdeltat-rotunjită, ovată, obovată, piriformă, ventricoasă etc. (după A.A.S.P.F., 1983); globoasă (globuloasă), subgloboasă, fusiformă, ovată, (ovală), obovată, filiformă, elipsoidală, eliptică, alantiformă, cilindrică; cu capetele rotunjite și trunchiate, campanulată, vermiformă (vermiculată) naviculată, lentiformă, clavată (măciucată) și obclavată, piriformă, obpiriformă, napiformă, lageniformă, lanceolată, lunată, falcată, uncinată (hamată), doliformă, halteriformă, helocoidală, acerosă (aculeată), daciroidă, limoniformă, scolescospori, asteriformă (după Hulea și colab., 1983).

9.3. Spectrul ecologic al sinuziilor de micro-și macromicete care se aseamănă cu cele descoperite în depozitele miocene cuprinse în bazinele văilor Teleajen și Buzău.

a. Profilul ecologic al ciupercilor care se aseamănă cu cele descoperite în Formațiunea de Podu Morii.

Cele 21 specii de ciuperci care au fost implicate în procesul comparării au următorul profil ecologic: 13 specii au fost lignicole (16,9 %) pe genurile: *Acer*, *Aesculus*, *Betula*, *Celtis*, *Cornus*, *Cytisus*, *Fagus*, *Hippophaë*, *Ilex*, *Magnolia*, *Pinus*, *Quercus*, *Sorbus*, *Taxus*, *Tilia*, *Ulex*, *Ulmus*; 2 specii foliicole (9,5 %); 1 specie tericolă (4,8 %); 1 specie micorizantă; 2 specii parazite (9,5 %) și o specie asociată (4,7 %) cu *Sporoschisma mirabile*.

b. Profilul ecologic al ciupercilor care se aseamănă cu cele descoperite în Formațiunea de Podu Morii – Calcarele de Jaslo.

Din cele 10 specii de ciuperci care au fost implicate în procesul comparării, 1 specie a fost lignicolă (10 %) pe lemnul rădăcinilor genurilor: *Albizia*, *Gmelina*, *Hevea*, *Mangifera*; 2 specii au fost cosmopolite

(20 %) și 7 specii parazite (70 %) pe genurile: *Antiaris*, *Barbacenia*, *Calcophyllum*, *Desmodium*, *Dianthus*, *Hymenocardia*, *Urochloa*, *Pisidium*, *Poa*, *Tripogon*, *Carthamus*, *Tinospora*.

c. Profilul ecologic al ciupercilor care se aseamănă cu cele descoperite în
Formațiunea Gresiei de Kliwa

Cele 29 specii de ciuperci implicate în procesul comparării au următorul profil ecologic: 14 specii lignicole (48,2 %) pe lemnul genurilor: *Abies*, *Acer*, *Albizia*, *Carica*, *Cedrella*, *Fagus*, *Fargesia* (*Ariundinaria*), *Gmelina*, *Hevea*, *Hibiscus*, *Liquidambar*, *Malus*, *Mangifera*, *Nyssa*, *Pyrus*, *Quercus*, *Rauwolfia*, *Samanea*, *Theobroma*; 1 specie foliicolă (3,4 %); 2 specii tericole (6,9 %); 1 specie cosmopolită (3,5 %); 1 specie micorizantă (3,5 %); 10 specii parazite (34,5 %) pe plantele ierboase din genurile: *Arachis*, *Agropyrum*, *Agrostis*, *Carthamus*, *Dioscorea*, *Saccharum*, *Triticum* și, în general, pe membrii familiilor Leguminoase, *Gramineae*, *Euphorbiaceae*.

d. Profilul ecologic al ciupercilor care se aseamănă cu cele descoperite în
Formațiunea de Doftana

Cele 13 specii de ciuperci care au fost implicate în procesul comparării au următorul profil ecologic: 1 specie humicolă pe plante moarte (7,7 %); 1 specie lignicolă (7,7 %) pe lemnul rădăcinilor genurilor: *Albizia*, *Gmelina*, *Hevea*, *Mangifera*; 1 specie foliicolă (7,7 %); 2 specii tericole (15,4 %); 1 specie praticolă (7,7 %); 1 specie micorizantă (7,7 %) și 6 specii parazite (46,2 %) pe *Carthamus tinctorius*, *Cicorium intybus*, *Dianthus*, *Sonchus* (*S. oleracea*, *S. asper*), *Lactuca*, *Castanea*, *Ulmus*.

e. Profilul ecologic al ciupercilor care se aseamănă cu cele descoperite în
Formațiunea cu sare

Cele 20 specii de ciuperci care au fost implicate în procesul comparării au următorul profil ecologic: 7 specii au fost lignicole (35 %) pe genurile *Albizia*, *Balsa*, *Betula*, *Corylus*, *Chlorophora*, *Gmelina*, *Hevea*, *Hura*, *Magnolia*, *Mangifera*, *Persea*, *Quercus*, *Theobroma*; 2 specii au fost foliicole (10 %) și 11 specii parazite (55 %) pe următoarele specii, genuri și familii: *Berkheya*, *Cedrella*, *Dactylis*, *Eryobotrya japonica*, *Eucalyptus*, *Fagus*, *Festuca rubra*, *Liquidambar*, *Malus*, *Nyssa*, *Poa* (*P. nemoralis*, *P. pratensis*, *P. trivialis*), *Populus*, *Pyraecantha coccinea*, *Quercus*, *Saccharum*, *Taxus*, *Vitis*, pe alți membri ai familiilor *Euphorbiaceae*, *Leguminosae*.

f. Profilul ecologic al ciupercilor care se aseamănă cu cele descoperite în
Formațiunea de Șipotețu

Cele 19 specii de ciuperci care au fost implicate în procesul comparării au următorul profil ecologic: 7 specii lignicole (36,8 %) pe genurile și speciile: *Alnus*, *Bersamia paullinioides*, *Betula*, *Castanea*, *Fagus* (*F. grandiflora*), *Ilex*, *Monanthotaxis*, *Populus*, *Quercus*, *Salmalia* și alți arbori și arbușit; 2 specii foliicole (10,5 %), pe *Bambus* și *Pyrus*; 8 specii parazite (42,1 %) pe speciile și genurile: *Acer*, *Alnus*, *Betula*, *Callistephus chinensis*, *Carthamus tinctorius* L., *Cichorium endivia*, *C. intybus*, *Mahabalella acutisetosa* Sutton & Patel, 1966, *Malus*, *Raphia* sp. (*Palmae*), *Rhamnus*, *Salix*, *Triticum*, *Ulmus*, *Viburnum*, *Zea* etc.; 1 specie micorizantă (5,3 %) și 1 specie entomofagă (5,3 %).

9.4. Reconstituirea paleoclimatului

Printre cele mai uzuale mijloace de reconstituire a paleoclimatului s-au dovedit a fi: fauna, flora (paleobotanica, palinologia, paleomicologia), mineralele argiloase etc.

Sittler (1965) propune câteva reguli în reconstituirea paleoclimatului, considerat un act complex și delicat: necesitatea concursului tuturor metodelor utilizabile; folosirea cu prudență a cifrelor și limitelor; criticarea, verificarea și completarea rezultatelor.

Cunoașterea ecologiei plantelor actuale furnizează informații pentru cunoașterea paleoecologiei speciilor fosile, principiu folosit de lucrările lui Heer, Boulay, Engelhardt, Ettinghausen, de Saporta, Unger etc. (după Sittler, 1965).

Avantajele și inconvenientele metodei palinologice sunt valabile și pentru paleomicologie (repartiția de către vânt și apă a organelor ciupercilor; selectivitatea procesului fosilizării; antrenarea în

procesul sedimentării a speciilor de vârste și proveniențe diverse, convergențele de formă; complexitatea procesului nomenclatural; incertitudinea înrudirii filogenetice etc. (după Sittler, 1965).

Având în vedere relația complexă a ciupercilor cu plantele și animalele, nu se cunosc limitele în care procesul evolutiv a afectat și zestrea enzimatică cu care primele activează în stările de saprofitism, parazitism, micorize etc.

9.4.1. Evoluția florei în Cenozoic

În funcție de evoluția florei, Sittler (1965) a avut în vedere subdivizarea Cenozoicului în trei perioade floristice.

A. Cenozoicul vechi (Eocenul, Oligocenul inferior și parțial Oligocenul mijlociu.), caracterizat prin predominarea *Dicotyledonatelor* asupra *Gymnospermelor* cu numeroși spori de *Pteridofite*, cu o imagine polinică ce reflectă parțial pe cea din Cretacicul superior, având limita superioară la baza Rupelianului mijlociu.

B. Cenozoicul mijlociu (restul Oligocenului mijlociu și superior plus Miocenul inferior), în care *Gymnospermele* domină și împart spectrele cu *Angiospermele* termofile ale Cenozoicului vechi, care vor dispărea treptat în cursul acestei epoci și cu forme mai boreale, apărute la începutul acestei perioade.

C. Cenozoicul recent (Miocen superior și Pliocenul), în care *Gymnospermele* sunt tot preponderente, dar în care *Pinaceele* le duc către alte grupe. *Pinus haploxyton*, în concurență cu *Pinus silvestris*, va deveni preponderent în partea inferioară, iar al doilea îl va înlocui în Miocenul superior (Pons, 1964, după Sittler, 1965).

Deci Sittler (1965) este cel care va evidenția amploarea înlocuirii formelor termofile cu formele arctoterțiare, într-un ritm lent, sub influența variațiilor climatice.

9.4.2. Evoluția climei și florei în Paleogenul Europei Occidentale

Din cercetarea florelor palogene din Fosa Renană și Fosa Rodaniană, Sittler (1965), referindu-se la Bazinul Hesse, cazul stratelor de Heskem (Oligocen inferior), în care vechile esențe termofile au dispărut, dar nu au înflorit noile grupe ale Oligocenului superior, este un fapt ce echivalează cu o răcire a temperaturii, prima degradare climatică a Cenozoicului.

În regiunea de la nord de Vogelsberg, în Rupelianul superior sunt semnalate, sporadic, forme noi recente tipice: *Carya*, *Pterocarya*, *Salix*, *Tilia*, *Alnus*, *Ulmus*, *Chenopodiacee* și *Symplocacee* (Sittler, 1965).

Odată cu invazia mării rupeliene, plantele din climatul mediteranean cald apar din ce în ce mai frecvent, fără ca formele tropicale să dispară în același procent, de unde și concluzia că variațiunile floristice și climatice rămân lente și ezitante (Sittler, 1965).

În microflora Schleichsandului (Bazinul Mayence al Fosei Renane) se constată dispariția genurilor termofile, nu mai sunt *Palmate*, nici *Engelhardtia*, dar se găsesc *Tsuga*, *Tilia*, *Alnus*, *Juglans*, *Acer*, *Betulacee* (Sittler, 1965).

În Bazinul Hesse, cu ocazia invaziei marine, se constată o profundă schimbare a condițiilor de climă între Lutețianul tropical și umed și Rupelian, imaginea floristică redând o răcire progresivă și lentă (Sittler, 1965).

Încălzirea de la începutul Aquitanianului este improbabilă, dar flora relativ tânără indică mai curând o degradare climatică (speciile termofile ale *Pinaceelor* fac loc la *Sciadopitys*), formele din regiunile mai înalte cuprind ansamblul continentului (Sittler, 1965).

Procesul de răcire a climatului a avut drept consecințe instalarea formelor noi arctoterțiare și a celor coborâte din zonele înalte.

Specificul sedimentării la cotul Carpaților și variațiilor climei nu anulează instalarea unei florei mai noi cu care ciupercile vor stabili relații saprofite, parazite, micorize etc.

9.4.3. Factorii fizici (temperaturi și umiditate) în dezvoltarea ciupercilor

Ralph Emerson (1964) este cel care arată rolul limitativ al factorilor fizici în distribuția organismelor vii pe suprafața Pământului. Temperatura, ca factor ecologic esențial, are un rol preponderent în evoluția ciupercilor ca temperaturi de nișă (din Ainswarh & Sussman ed., 1968; Hulea și colab., 1983).

Ciupercile pot fi clasificate în: termofile (temperaturi de creștere 20-50°C; temperatura optimă 40-50°C) (după Cooney & Emerson, 1964; Crisan, 1973; Bilai & Zakharcenko, 1987); termotolerante (t. maximă cca. 50°C, t. minimă sub 20°C); mezofile (t. de creștere 10-40°C, t. optimă 20-35°C); psihrofile (t. de creștere sub 10°C, t. optimă sub 20°C) (după Kirk și col., 2004).

„La temperatura optimă, miceliul ciupercii se dezvoltă abundent și ciuperca este capabilă să fructifice. La temperatura minimă și maximă, dezvoltarea ciupercii este oprită, fără ca să fie omorâtă. La temperatura mortală, ciuperca este distrusă. Se întâmplă ca în mediu să se realizeze temperatura minimă și maximă la care ciuperca continuă să trăiască și piere numai dacă temperatura este mortală.” (după O. Săvulescu, 1964).

9.4.4. Procesul de tranziție micotică

Primele două volume de sporologie ale lui Martin B. Ellis (Dematiaceous Hyphomycetes-1971 și More Dematiaceous Hyphomycetes-1976) abordează și răspândirea geografică a speciilor de ciuperci. Pentru fiecare din cele 10 planșe cu speciile sporilor fosili de ciuperci descoperite pe văile bazinelor Teleajen și Buzău am întocmit câte o listă în care au fost evidențiate speciile de spori de ciuperci actuale cu care primele se aseamănă.

Am marcat pe planiglob fiecare specie de spori de ciuperci actuale în funcție de informațiile oferite de cele două volume de sporologie (1971-1976) ale lui Martin B. Ellis, atunci când am efectuat actul comparării.

Așa am ajuns să constat, la fiecare formațiune și subdiviziune studiate, că speciile actuale de ciuperci rezultate din comparații, se grupează în felul următor:

- specii de ciuperci cu preferințe de zone temperate;
- specii de ciuperci cu preferințe de zone mixte;
- specii de ciuperci cu preferințe de zone tropicale și subtropicale.

La alcătuirea celor 10 liste de spori de ciuperci actuale am constatat că sporiile celor trei grupe nu se află în aceleași proporții, de unde și ideea deductivă că în formațiunile și subdiviziunile studiate există un proces de tranziție micotică miocenă.

În funcție de afinitățile climatice ale speciilor sporilor de ciuperci actuale care se aseamănă cu speciile sporilor de ciuperci fosile descoperite în bazinele văilor Teleajen și Buzău, fiecare diagramă evidențiază un profil climatic diferit: a) cu preponderențe climatice temperate: în Formațiunea de Podu Morii (80,9 %); în Formațiunea Gresiei de Kliwa (63 %) și în Formațiunea de Șipoțelu (53,8 %);

b) cu preponderențe climatice tropicale: în Formațiunea cu sare (52,9 %);

c) cu preponderențe climatice mixte: în Formațiunea de Doftana (44,4 %).

În cazul Formațiunii de Podu Morii – Calcarele de Jaslo, ponderea speciilor cu preponderențe climatice temperate este egală cu ponderea speciilor cu preferințe de zone mixte (40 %), fapt ce aduce argumente în plus la poziția lor de reper.

Ponderea ridicată a speciilor cu preferințe de zone temperate (în ordinea citării vârstelor: 80,9 %, 63 %, 53,8 %) indică faptul că în Oligocen superior - Miocen inferior, speciile cu preferințe de climă temperată (arctotertiare) erau deja cantonate, iar oscilațiile lor ulterioare erau doar episodice.

Nici măcar în Burdigalianul Formațiunii Gresiei de Kliwa nu există o identitate cu Burdigalianul Formațiunii de Doftana: speciile cu preferințe climatice de zone tropicale, subtropicale și mixte totalizează un procent de 37 %, în cazul primului, față de 66,6 %, în cazul celui de-al doilea.

Era mult mai cald în timpul Formațiunii de Doftana (cu gipsuri) decât în timpul Formațiunii Gresiei de Kliwa.

$$25,9 \% + 11,1 \% = 37 \%$$

$$22,2 \% + 44,4 \% = 66,6 \%$$

Se remarcă procentele mici realizate de speciile de ciuperci cu preferințe climatice mixte: 4,8 % în Formațiunea de Podu Morii, 20 % în Formațiunea de Podu Morii – Calcarele de Jaslo, 11,1 % în Formațiunea Gresiei de Kliwa, 44,4 % în Formațiunea de Doftana, 17,6 % în Formațiunea cu sare și 23,1 % în Formațiunea de Șipoțelu.

Sesizând modificările climatice survenite în diferite vârste ale Miocenului, ciupercile sunt cele care dau profilul climatic, la un moment dat, al formațiunii, deoarece amplitudinea dintre temperaturile minime și maxime ale speciilor este cea care permite pendularea între optim și extreme. Se realizează o efemeritate în timp geologic a asociațiilor speciilor de ciuperci..

Caracterul trecător, tranzient, al compoziției asociațiilor de ciuperci miocene, la un moment dat, în funcție de afinitățile climatice ale acestora, se numește proces de tranziție micotică miocenă.

Tranziția micotică, este un fenomen legic, ordonat, complex, de mare amploare, permanent pe Pământ, decelat cu ușurință, mai ales în Cenozoic, când se pot face mai ușor comparații cu sporii de ciuperci actuale. Procesul tranziției micotice a apărut odată cu ciupercile din Precambrianul superior și s-a continuat până astăzi, ceea ce ne conduce, cu necesitate, la ideea existenței LEGII TRANZIENȚEI MICOTICE.

Ciupercile, însoțitoare fidele, nu întotdeauna, ale vegetației, cu numărul mare de spori, care nu este un lux al naturii, pentru că asigură un fond ce se integrează potrivit afinităților climatice, reprezintă o componentă indispensabilă în circuitul materiei.

Amploarea mulțimii uriașe a numărului de spori este legată de alcătuirea relativ simplă a ciupercilor, capabilă să se manifeste fiabil, și de disponibilitatea pentru rapiditate în înmulțire, ca doi factori de evoluție darwiniană.

Ciupercile, populațional, reprezintă identitatea ecologică din umbră a plantelor și animalelor, asigurând destructurarea parțială a acestora prin parazitism și saprofitism.

Parametrii termici largi ai ciupercilor reprezintă rezultatul unei selecții naturale, altfel natura nu și-ar permite luxul distrugerii masive a speciilor la șocurile mari de temperatură.

Degradarea climatică de la sfârșitul Oligocenului superior și începutul Miocenului inferior este susținută de către Sittler (1965) și de către noi (2009) cu mijloace palinologice diferite: grăunciorii de polen, respectiv sporii de ciuperci, existând astfel o continuitate a determinării paleoclimatului.

În interpretarea relației Soare-Pământ, sporii de ciuperci reprezintă o adevărată “bandă magnetică” sau o “cutie neagră”.

10. CONCLUZII

10.1. Considerații asupra paleoecosistemului miocen

Implicați, cu necesitate, în realizarea paleoecosistemului miocen, fungii, ca organisme heterotrofe, sunt în interacțiune cu organisme foarte variate, așa cum se observă în planșa XX.

Paleosinuziile sunt, deci, paleo- humicole, lignicole, foliicole, tericole, praticole, cosmopolite, parazite, micorizante și entomofage.

În marea lor majoritate, paleosinuziile parazite și lignicole evidențiază p bogată paleofloră, iar la polul opus se situează paleosinuziile humicole, entomofage, praticole, tericole, cosmopolite, micorizante și foliicole.

Pentru a înțelege amploarea paleoecosistemului miocen, dat de numărul uriaș de indivizi, dar și de desfășurarea rapidă a procesului de înmulțire, ajungem la concluzia ca Mycota reprezintă un regn redutabil.

Exemplificând, cu date referitoare la speciile actuale, aflăm că: în „puff-boll”-ul *Calvatia gigantea* sunt 7.000.000.000.000 spori; la *Gonoderma applanatum* 30.000.000.000 spori; în apotecia *Sclerotinia sclerotiorum* 30.000.000 ascospori; în stroma peritecială de *Daladinia concentrica* 100.000.000 spori/zi; pe un snigur bob bolnav de *Tilletia caries* 12.000.000 spori etc. (după Ingold, 1964).

Paleosinuzia parazită (planșa XX/g), cea mai viguroasă în paleoecosistemul miocen, indică amploarea activității fungice, mai ales pe frunze și tulpini.

Între parazitism și simbioză (dubla mișcare a nutrienților) diferențele sunt greu de decelat, dar este citat, ca exemplu clasic de gazdă în care sunt implicați fungii, charofita *Palaeonitella* din Devonianul inferior de la Rhynie chert (după Taylor et al., 1992, din Taylor & Osborn, 1996). Sunt evidențiate zoosporii care au penetrat pereții celulei gazdei și un zoosporange cu un tub de eliberare. Sunt invocate și alte plasmodiophoromycete descoperite de Karling (de ex. Voronina și Sorodiscus).

Taylor, Hass & Remy (1992) descriu trei noi taxoni de fungi acvatici din *Plasmidiophoromycetes* pe alga *Palaeonitella cranii*: 1. *Milleromyces rhyniensis* Taylor, Hass & Remy, 1992 cu zoosporange holocarpic, epibiotic; 2. *Lyonomyces piriformis* Taylor, Hass & Remy, 1992 cu talul piriform-globular; 3. *Krispiromyces discoides* Taylor, Hass & Remy, 1992 cu talul discoidal, holocarpic, apertura cu o mică papilă de eliberare.

În paleoecosistemul din Devonianul inferior au fost detectate răspunsuri ale gazdei cauzate de parazitism: îngroșări (calozități, papile, lignitubuli) la suprafața internă a pereților groși ai clamidosporilor. Unii fungi și celulele plantelor sunt controlați de acest tip de antagonism (după Taylor & Osborn, 1996).

Paleosinuzia parazită evidențiază activitatea intensă a fungilor, existența la aceștia a unui mecanism evoluat de penetrare a cuticulei, precum și prezența unei adaptări a plantelor la infecția fungică.

Din datele cunoscute în prezent la *Venturia inaequalis*, agentul patogen al rapănului mărului, în primele faze ale infecției provocate de ascospori sau conidii, structurile inițiale prentrează cuticula și permite formarea unei strome subcuticulare (după Gessler & Stumm, 1984; Smereka et al., 1987, 1988; din Cole & Hoch, 1991). Penetrarea cuticulei în cazul *V. inaequalis* este realizată de apresor.

După degradarea enzimatică, acizii grași vor accentua efectul distrugerii la invadarea fungilor (după Martin, 1964, din Cole & Hoch, 1991). Activitatea tranzitorie a esterazei este prezentă în prima fază a infecției (după Nicholson et al., 1972) și pregătește implicarea cutinazei în penetrarea frunzei mărului. La *Fusarium* sp., tubul germinal are la exterior apresorul (după Parry & Pegg; din Cole & Hoch, 1991). Prezența activității cutinazelor a fost cunoscută încă din 1963 (după Linskens & Haage, 1963; din Cole & Hoch, 1991).

După primele studii, pe *Penicillium spinulosum*, prezența unui complex cutinaza nu a fost descoperită (după Van den Ende & Linskens, 1974; din Cole & Hoch, 1991).

Enzimele descoperite la câteva din speciile genurilor *Alternaria*, *Fusarium*, *Pythum*, *Rhizoctonia*, *Stemphyllium*, *Sclerotinia*, *Ulocladium*, *Venturia* dovedesc faptul că un mare număr de fungi evidențiază a fi producători de cutinaze, sugerând abilitatea acestora de a produce enzime larg răspândite, nu întotdeauna întâlnite în natura cutinazei.

Filoplanul este alcătuit din organisme neparazite la suprafața frunzei (după Kirk și col., 2004). Ruinen (1963) asugerat pentru prima dată că organismele filoplanului pot utiliza componentele cuticulei ca sursă de carbon. Microorganismele (bacterii, drojdii etc.) pot coexista în relații simbiotice. După Bashan (1985) și bacteriile pot produce cutinaze (din Cole & Hoch, 1991).

Pseudomonas putida și *Corynebacterium* sp. penetrează plantele, mai ales prin deschiderile naturale sau prin lemn (după Huang, 1986) și nu direct prin suprafața intactă a plantei, ca în cazul fungilor. Totuși există o cutinază bacteriană cu rol în penetrarea cuticulei (după Cole & Hoch, 1991).

Într-o concepție mai largă, filoplanul a existat din Devonianul mediu, dar acesta nu a fost mai precis evidențiat ca fungi pe frunze mai devreme de Cretacic (după Taylor & Osborn, 1996).

Plantele emit anticorpi ("ferritin lobeled antibodies"), dovediți în m.e., capabili să inhibe cutinazele, astfel producându-se o imunitate (după Shaykh et al., 1977; din Cole & Hoch, 1991).

Datorită așa-ziselor enzime strategice, organismele fungice au capacitatea adaptării la diferite medii (după Moon, 1975; Somero, 1975; din Cole & Hoch, 1991). Așa se explică existența fungilor ce atacă polipii celenteratelor coloniale (după Bentis și col., 2000) sau pot destructure materialele polimere (după Lugauskas, 1987).

Prezentarea pe scurt a mecanismului de infecție a fungilor ne face să apreciem că acesta era deja constituit în Miocen, dată fiind amploarea procesului parazitărilor la plante.

Cazul speciei miocene *Saeptatustubulus insidiosus* nov. gen., nov. sp. (necomunicată) semnalează doar creșterea într-un organ tubular, momentan nedeterminabil, fără a putea preciza, cu siguranță, starea parazitărilor sau simbiotică.

Pucciniasporonites herbilis nov. sp. (pl. IV, fig. 20), ca teleutospor care indică prezența ruginilor la ierburi, completează imaginea paleoecosistemului miocen cu ciuperci endoparazite, endocelulare.

Paleosinuzia lignicolă (pl. XX, fig. 1) definește destructurarea lemnului pădurilor miocene ce a presupus existența unui complex de specii de ciuperci saprofite, împreună cu alte microorganisme, care va contribui la introducerea în circuitul materiei a tot ceea ce a rezultat din mineralizarea acestuia.

Procesul saprofitismului este cunoscut ca existent din Paleozoic. Pe secțiuni subțiri au fost semnalăți fungi saprofitici din Devonianul inferior de la Rhynie chert din genul *Allomyces* subgeul *Euallomyces*, similar *Blastocladiales*, derivat din *Chytridiomycetes*, pe specia *Aglaophyton major* (după Taylor, Remy & Hass, 1994).

În descrierea paleoecosistemului de la Rhynie chert de 400 milioane ani, Devonianul inferior, Pragian, se evidențiază asociația fungică cu plante terestre, cyanobacterii, eubacterii, iar din 1992, Taylor semnalează *Chytridiomycetes*, holocarpice și eucarpice, atașate cu rizoizi de *Nothia* (algă multicelulară). Ca exemplu de activitate saprofită se descrie *Paleoblastocladia* (tufe de hife ramificate, ieșite din stomate și de sub cuticula de *Aglaophyton*) (după Remy et al., 1994), comparabilă cu *Euallomyces*.

Celuloza și lignina sunt descompuse de *Basidiomycetes* în Devonianul superior (după Stubblefield et al., 1985; din Taylor & Osborn, 1996). Tot bazidiomicetele sunt invocate ca responsabile în putrezirea lemnului rădăcinilor în Permian-Triassic-Antarctica (după Stubblefield & Taylor, 1986; din Taylor & Osborne, 1996).

White și Taylor (1989) citează *Zygomycetes*, ca principalii descompunători ai celulozei și ligninei în Triassic (după Taylor & Taylor, 2000).

Semnalarea *Ascomycetes* de acum 400 milioane ani din Devonianul inferior de la Rhynie chert cu preitecii de 400 μm diametru, cu asce, ascospori, parafize și perifize are semnificația continuității, dacă vom avea în vedere că *Basidiomycetes* și *Ascomycetes* s-au despărțit acum 500 milioane ani (după Taylor, Hass și Kerp, 1999).

Paleosinuzia micorizantă (pl. XX, fig. h) micoenă atestă asocierea simbiotică dintre ciuperci și radacinile plantelor în accepția ecto-endotrofă (după Hulea, 1983) sau endotrofă (după Mititiuc, 1995). Biotrofismul endofitic este definit ca sistem endomicorizial generalizat (după Trappe, 1987; din Taylor et al., 1995).

Este cunoscută ocurența endomicorizei în rădăcini și alte organe subpământene ale plantelor (după Malloch et al., 1980; Nicholson, 1981; din Taylor et al., 1995). Arbusculele sunt cunoscute din Trasicul Antarcticii (după Stubblefield et al., 1985), dar și cu mult mai înainte, din Paleozoic (după Osborn, 1909; Halket, 1930; din Taylor et al., 1985).

Paleoecosistemul Rhynie chert din Devonianul inferior, cu poziția stratigrafică în Siegenian, a fost descoperit de Kingston și Lang (1921) și cunoscut cu genul *Palaeomyces* Renault (spori și hife), genul *Glomites* Taylor, Remy, Hass et Kerp, 1995 cu specia tip *Glomites rhyniensis* Taylor, Taylor, Remy, Hass et Kerp, 1995 se referă la hifele aseptate, extraradicală (uneori în ghemuri) și intraradicală cu arbuscule în celulele corticale ale plantei *Aglaophyton major* Edwards (Edwards, 1986) (din Taylor et al., 1995).

Exemplificăm existența micorizei miocene cu speciile *Saeptatustubulus insidiosus* nov. gen, nov. sp. (necomunicată) în Formațiunea de Podu Morii (Oligocen superior-Miocen inferior) cu hifa aflată într-un organ tubular, momentan nedeterminabil; *Saeptatustubulus obliquus* (pl. IV, fig. 8) în Formațiunea Gresiei de Kliwa (Burdigalian), ca hifă simplă, asemănătoare cu *S. insidiosus*; *Vallmuscelisporites commissuralis* (pl. IX, fig. 14), cu spori ce pot fi interpretați ca hifopode și *Gigasporites opimus* (pl. IX, fig. 19), ca rețea arbusculară (endomicoriză) din Formațiunea de Șipoțelu.

Paleosinuzia entomofagă, evidențiată de prezența corpului sporifer *Vallvitisites volhynianus* nov. gen., nov. sp., și conidia *Pluricellaesporites enucleatus* nov. sp., este o componentă de valoare a paleoecosistemului miocen din Volhinianul Formțiunii de Șipoțelu.

Înțelegerea acestei fosile este legată de interpretarea degradării de către fungi a insectei prin intermediul enzimelor, în funcție de compoziția și structura cuticulei (după Charnley, 1984; din Cole & Hoch, 1991).

Deși prezenți în toate clasele de fungi entomopatogeni, cei mai răspândiți sunt Fungi Imperfecti și Entomophthorales, aceștia, prin epizootii, reglează populațiile de insecte (după Gillespie, 1988; din Cole & Hoch, 1991).

Sporul, pentru creștere și dezvoltare (reproducere), trebuie să adere la suprafața cuticulei, să tolereze potențialul toxic al acesteia, să dea naștere apoi tubului germinal și apresorului (după Cole & Hoch, 1991).

Epicuticula, prima barieră a infecției fungice, este penetrată de stratul inferior al apresorului sau prin tubul germinal (după Zacharuk, 1970a; din Cole & Hoch, 1991). Epicuticula, multistratificată, are un strat exterior mai fragil (după Hackman, 1984), însă stratul interior este mai consistent și alcătuit din lipoproteine polimerizate, concretizate în chinone (după Denell, 1946; din Cole & Hoch, 1991).

Procuticula, un strat mult mai gros decât epicuticula, cuprinde fibrile de chitină, în matricea proteinelor, împreună cu lipidele și chinonele (după Neville, 1984) și asigură rezistența acesteia.

După realizarea breșei epicuticulei, fungii traversează procuticula, de multe ori prin extensiile laterale, astfel că hifa ajunge către epidermă (după Zacharuk, 1981, 1986; din Cole & Hoch, 1991).

Schimbările adiționale în compoziția cuticulei, întâlnite la vârste înaintate, reducerea abilității conidiilor la aderare, când aceasta este mai puțin hidrofobă (după Boucias et al., 1988) și apariția inhibării proteazei (după Boucias & Pendlard, 1987) pot influența patogeneza (din Cole & Hoch, 1991).

Rezistența exocuticulei la degradare, dar și prezența apei în condiții de sclerozare sunt factori limitativi ai penetrării (după Hepburn, 1980, St. Leger, 1990; din Cole & Hoch, 1991). Penetrarea verticală a hifei afectează exocuticula, ajungând să degradeze și endocuticula (după Robinson, 1966).

La degradarea enzimatică a procuticulei apar reacții ale cuticulei în jurul hifei penetrante (după Charnley, 1984), sugerând că enzimele fungice sunt active la limita vecinătății structurilor fungice, inclusiv prin histolize (după Hassan și Charnley, 1989; Goettel și col., 1984; din Cole & Hoch, 1991).

Ca experiment, prin pulverizarea cuticulei cu deuteromicetele *Metarhizium anisopliae*, *Beauveria bassiana* și *Verticillium lecanii* s-a produs, secvențial, o serie de enzime extracelulare ce au degradat mari componente ale cuticulei insectei: proteine, chitina, lipide (după St. Leger et al., 1986a; din Cole & Hoch, 1991). Esterazele și enzimele proteolitice (endoproteaze, aminopeptidaze, carboxipeptidaze) au apărut după ≤ 24 ore, urmate de N-acetilglucosaminidaze (NGaze). Chitinazele și lipazele au apărut 3-5 zile mai târziu.

Cole & Hoch (1991) semnaleză că fungii entomopatogeni produc o mare diversitate de endo- și exo- enzime proteolitice în culturi:

- proteaze (colagenaze), emise de *Entomophthora cornuta* (zigomicetă) (după Hurion et al., 1977), *Lagenidium giganteum* (oomicetă) (după Hurion et al., 1989);

- chimoelastaze și tripsine, emise de *M. anisopliae*, *V. lecanii*, *B. bassiana*, *N. rileyi*, *A. aleurodis* (după St. Leger et al., 1987; Samnells et al., 1990);

- chimotripsina, emisă de *Erynia* ssp. (Endomophthorales; zigomicetă).

Endoproteazele au trei componente: 2 cu pH optim alcalin (Pr1 și Pr2) ale serinei și una cu pH optim acid (Pr3).

Endoproteazele conțin în mod esențial reziduuri de histidină și pot antrena mecanismul de control celular, catalizând inactivarea proteolitică și activarea proceselor (după St. Leger et al., 1987c; din Cole & Hoch, 1991).

Dintre exoproteaze, două clase de aminopeptidaze au fost izolate din culturile de creștere pe cuticula cu *M. anisopliae*, dar se știe că nicio peptidază singură nu hidrolizează cuticula intactă (după Cole & Hoch, 1991).

Reglarea producției de Pr1 și Pr2 nu este identică, astfel Pr2 catalizează activarea proceselor proteolitice specifice și este mai slab ca Pr1, considerat catabolit represiv, proteină produsă major, în situ, în timpul penetrării cuticulei gazdei (*M. sexta*) (după St. Leger et al., 1989b; din Cole & Hoch, 1991).

Sinteza rapidă a proteinazelor este singura posibilă în țesuturile gazdei, unde concentrarea rapidă a metaboliților este slabă.

Sinteza chitinazei este reglată la *M. anisopliae* (după St. Leger et al., 1986b) și *B. bassiana* (după Smith & Grula, 1983) de producția de chitină degradată prin mecanismul represor de inducere.

NAG (N-acetilglucosamina) induce efectiv chitinaza, la fel cum, parțial cunoscută, glucosamina o poate face, ca adaptare la factorul chitină din cuticula insectei (după Hackman și Goldberg, 1965, 1974; din Cole & Hoch, 1991).

Cu 17-50% chitină din greutatea cuticulei uscate (după Hillerton, 1984) se apreciază că fibrele sale sunt adevărata barieră de penetrare pentru fungii entomopatogeni. St. Leger și col. (1987a) nu au reușit evidențierea chitinazei în primele 40 de ore critice la inocularea *C. womitoria* pe aripă sau pe cuticula de *M. sexta* cu *M. anisopliae*, acest fapt putându-se datora extracției inadecvate sau inhibitorilor cuticulei.

Multiplele funcțiuni asigură nutrienți în timpul fazei saprofitice a creșterii fungilor în cuticula gazdei insectei muribunde (din Cole & Hoch, 1991).

Se cunoaște că lipazele nu sunt produse extracelular de tinerele micelii (după St. Leger, Charnley & Cooper, nepublicat), iar esterazele sunt heterogene și nu au o specificitate.

Gazdele produc proteaze inhibitoare și pot restricționa activitatea enzimelor patogenilor (după Cole & Hoch, 1991).

Odată ajunse în celulele epidermei, hifele invadează întreg corpul insectei, unde se desfășoară activitatea saprofitică a ciupercii patogene, ca apoi, prin înmulțire asexuată vegetativă, să apară un corp sporifer similar celui descoperit de noi, din care se eliberează conidiile.

Abordând în această manieră, cu datele oferite de Cole & Hoch (1991), ajungem să înțelegem natura corpului sporifer *Vallvitisites volhynianus* prin prisma procesului enzimatic declanșat de fungi până la faza în care aceștia sunt victorioși și din insectă nu mai rămân decât o aripă și abdomenul.

Datorită complexității paleoecosistemului miocen, diferențiat pe vârste, sporii, hifele și corpurile sporifere, supuse analizei după criterii nomenclaturale, evidențiază următoarele asociații de specii paleomicologice.

Asociația de specii paleomicologice din Oligocenul superior-Miocenul inferior

1. *Alternaria caelestis* nov. sp.; 2. *A. debilis* nov. sp.; 3. *A. ductilis* nov. sp.; 4. *A. graminea* nov. sp.; 5. *A. popae* nov. sp.; 6. *Brachysporisporites singularis* nov. sp.; 7. *B. parallelus* nov. sp.; 8. *Ciuciuurites vitiori* nov. sp.; 9. *Dicellaesporites cellaequalis* Kalgutkar, 1993; 10. *D. epicrocus* nov. sp.; 11. *D. indetritus* nov. sp.; 12. *D. mititiuci* nov. sp.; 13. *Didymoporisporonites fenestratus* nov. sp.; 14. *Diporicellaesporites anulatus* nov. sp.; 15. *D. camerarius* nov. sp.; 16. *D. conspicabilis* nov. sp.; 17. *D. corniculatus* nov. sp.; 18. *D. sesani* nov. sp.; 19. *Diporisporites anfractuosus* nov. sp.; 20. *D. schistosum* nov. sp.; 21. *Dyadosporites archaetipus* nov. sp.; 22. *D. diadematus* nov. sp.; 23. *D. excuratus* nov. sp.; 24. *D. exiguus* nov. sp.; 25. *D. geometricus* nov. sp.; 26. *D. hamatus* nov. sp.; 27.

D. imperspicabilis nov. sp.; 28. D. inopinatus nov. sp.; 29. D. lamentabilis nov. sp.; 30. D. lautiusculus nov. sp.; 31. D. perfectus nov. sp.; 32. D. rugosus nov. sp.; 33. Foveodiporites pilosus nov. sp.; 34. Hilidicellites amoenus nov. sp.; 35. H. columnaris nov. sp.; 36. H. ignobilis nov. sp.; 37. H. modicus nov. sp.; 38. H. semiperfectus nov. sp.; 39. H. spongiosus nov. sp.; 40. H. thomae nov. sp.; 41. Olarufilum levatus nov. sp.; 42. Pluricellaesporites aduncus nov. sp.; 43. P. apostoli nov. sp.; 44. P. contatus nov. sp.; 45. P. eminulus nov. sp.; 46. P. hastatus nov. sp.; 47. P. inelegans nov. sp.; 48. P. intercalaris nov. sp.; 49. P. implanus nov. sp.; 50. P. limbatus nov. sp.; 51. P. mundus nov. sp.; 52. P. negreani nov. sp.; 53. P. oculatus nov. sp.; 54. P. opreae nov. sp.; 55. P. trichorus nov. sp.

Asociația de specii paleomicologice din Burdigalian

1. Alternaria baltesi nov. sp.; 2. A. belicosa nov. sp.; 3. A. cumulata nov. sp.; 4. A. fossilis nov. sp.; 5. A. gemina nov. sp.; 6. A. mendosus nov. sp.; 7. A. nana nov. sp.; 8. A. pretiosissima nov. sp.; 9. Ampuliferinites contortus nov. sp.; 10. Biseriessporites inaestimabilis nov. sp.; 11. Bontesporites magnus nov. sp.; 12. Dicellaesporites apendicisphaericus nov. sp.; 13. D. dragastani nov. sp.; 14. Didymoporisporonites biturbinatus nov. sp.; 15. Diporicellaesporites aequabilis Kalgutkar, 1993; 16. Diporisporites minutus nov. sp.; 17. D. nodosus nov. sp.; 18. Dyadosporites apostoicescui nov. sp.; 19. D. imperfectus nov. sp.; 20. D. teleajensis nov. sp.; 21. Hilidicellites appendiculatus (Sheffy & Dilcher) Kalgutkar & Jansonius, 2000; 22. H. littoralis nov. sp.; 23. H. strangulatus nov. sp.; 24. Manicsporites copulabilis nov. sp.; 25. M. rostratus nov. sp.; 26. Multicellites bisymmetricus nov. sp.; 27. M. conifer nov. sp.; 28. Paleocurvularia nodosa nov. sp.; 29. Paragranatisporites tortuosus nov. sp.; 30. Pluricellaesporites consuetus nov. sp.; 31. P. contrarius nov. sp.; 32. P. gemmosus nov. sp.; 33. P. incurvicervicus nov. sp.; 34. P. mucronatus nov. sp.; 35. P. oppositus nov. sp.; 36. P. symmetros nov. sp.; 37. P. truncus nov. sp.; 38. Pucciniasporonites herbilis nov. sp.; 39. Saepstatustubulus obliquus nov. sp.; 40. Uncinulites oculatus nov. sp.

Asociația de specii paleomicologice din Badenian

1. Alternaria hirundinae nov. sp.; 2. A. strictissima nov. sp.; 3. Celyphus rallus Batten, 1973; 4. Dicellaesporisporites poratus Kalgutkar, 1997; 5. D. semisphaerialis nov. sp.; 6. Diporisporites hammenii Elsik, 1968; 7. Diporisporites oblongatus Ke & Shi, 1978; 8. Dyadosporites justiniani nov. sp.; 9. Eliadesporites lateralis nov. sp.; 10. E. salmacidus nov. sp.; 11. Multicellites simplicissimus (Sheffy & Dilcher) Kalgutkar & Jansonius, 2000; 12. Pluricellaesporites capsularis (Sheffy & Dilcher) Kalgutkar & Jansonius, 2000; 13. P. circulus nov. sp.; 14. P. constrictus nov. sp.; 15. P. ferratilis nov. sp.; 16. Seciurites sellifer nov. sp.; 17. Slaniceites caracioni nov. sp.

Asociația de specii paleomicologice din Volhynian

1. Alternaria renodis nov. sp.; 2. Ascochyites eliadei nov. sp.; 3. Balosinuities multicius nov. sp.; 4. Catinaites opulentus nov. sp.; 5. Chytridiosporites anomalus nov. sp.; 6. Ciuciuruities ovalis nov. sp.; 7. C. rostratus nov. sp.; 8. Cranguites orthogonius nov. sp.; 9. Crivineniites ovidi nov. sp.; 10. Dicellaesporites cuneatus nov. sp.; 11. Doceaspora facilis nov. sp.; 12. Dragastansporites primigenius nov. sp.; 13. Dyadosporites bipennatus nov. sp.; 14. D. pares nov. sp.; 15. Frunzescuites multus nov. sp.; 16. Gigasporites opimus nov. sp.; 17. Hilidicellites levigatus nov. sp.; 18. H. tigrinus nov. sp.; 19. Lupuluites barbatus nov. sp.; 20. Manastirites semulcus nov. sp.; 21. Orjanisporites fructifer nov. sp.; 22. Paleobasidiomyces pentacordae nov. sp.; 23. Patarlageleites teodori nov. sp.; 24. Pluricellaesporites agnoscibilis nov. sp.; 25. P. bombycinus nov. sp.; 26. P. enucleatus nov. sp.; 27. P. scansilis nov. sp.; 28. P. tubersans nov. sp.; 29. Rafailasporites laevus nov. sp.; 30. Seciurites capitatus nov. sp.; 31. S. evidens nov. sp.; 32. S. pileatus nov. sp.; 33. Sesanites comparaticius nov. sp.; 34. Tomaites loculatus nov. sp.; 35. Traiansavulescumyces ovalis nov. sp.; 36. T. sphaerialis nov. sp.; 37. Vallmuscelisporites commissuralis nov. sp.; 38. Vallvitisites volhynianus.

Lichenii reprezintă o interacțiune dintre o algă autotrofă (*Chlorophyceae*, *Cyanophyceae*) și o ciupercă (*Zygomycotina*, *Ascomycotina* și *Basidiomycotina*) (după Mititiuc, 1995; Taylor & Taylor, 1995; Taylor et al., 1997).

Lichenii sunt interpretați ca fiind înrudiți cu:

- filamentele hifale ale *Thucomyces lichenoides* din Precambrian (după Hallbauer, Jahns & Betman, 1997);
- apotecia de pe un tal de lichen din Triasic (după Ziegler, 1992);
- structurile *Pelicothallos* din Cenozoic (după Sherwood-Pike, 1985) (din Taylor, Hass & Kerp, 1997).

Paleoecosistemul din Devonianul inferior de la Rhynie chert (400 milioane ani vechime), cu poziția stratigrafică Pragian, este evidențiat de genul *Winfrenatia* Taylor, Hass & Kerp, 1997 și cu specia *Winfrenatia reticulata* Taylor, Hass & Kerp, 1997 (din Taylor, Hass & Kerp, 1997). Cyanobacteriile se divid în 3 planuri, rezultând 64 indivizi, parazitați de fungi. Micobioniții sunt hife de Zygomycetes.

În Miocenul Formațiunii de Șipoțelu, lichenii sunt reprezentați de 4 celule fiice fotobionite, aflate în relație de diviziune (necumonicate), similare cu cele evidențiate de Taylor, Hass, Remy & Kerp, 1995.

Spectrul ecologic parazitar este dominat de paleosinuziile parazite, micorizante, cosmopolite, lichenoide (?) și entomofage.

Spectrul ecologic saprofit este dominat de paleosinuziile lignicole, foliicole, tericole și praticole.

Se ajunge la un echilibru între categoriile ecologice parazite și saprofite, motiv de apreciere a paleoecosistemului miocen.

Între procesul autotrof al plantelor verzi și procesul de structurării biomasei de către fungi și alte microorganisme există un echilibru guvernat de către Soare. Ori, relația Soare-Pământ este interpretată de către fungi prin Legea Tranzienței Micotice.

În vederea îndeplinirii motivației ecologice a lucrării noastre de doctorat, insistăm pentru protejarea naturii Văii Teleajenului și a Văii Buzăului, în limitele bazinelor lor.

10.2. Probleme de nomenclatură la sporii, hifele și corpurile sporifere descoperite în depozitele miocene ale bazinelor văilor Teleajen și Buzău

În depozitele miocene ale bazinelor văilor Teleajen și Buzău au fost descoperite 53 de genuri, din care 22 genuri deja cunoscute și 31 genuri noi cu un total de 170 de specii noi.

În componența celor 53 genuri există următoarea distribuție a speciilor:

1 gen - <i>Inapertisporites</i>	6 specii;
1 gen - <i>Monoporisorites</i>	25 specii;
1 gen - <i>Dyadosporites</i>	18 specii;
1 gen - <i>Hilidicellites</i>	12 specii;
1 gen - <i>Dicellaesporites</i>	8 specii;
1 gen - <i>Pluricellaesporites</i>	31 specii;
1 gen - <i>Alternaria</i>	19 specii;
36 genuri cu câte o specie	36 specii;
5 genuri cu câte 2 specii	10 specii;
1 gen cu 3 specii	3 specii;
1 gen cu 4 specii	4 specii;
2 genuri cu câte 6 specii	12 specii;
<u>1 gen cu 7 specii</u>	<u>7 specii;</u>
Total 53 genuri	Total 191 specii

Dacă se comentează ponderea procentuală a principalelor specii de spori fosili de ciuperci (tabelele XVI, XXI), grupate în funcție de numărul celulelor, constatăm că sporii monocelulari (28,75%) și cei dicelulari (26,88%) au valori aproximativ egale, iar sporii pluricelulari (44,37%) sunt, în mod evident, preponderenți față de fiecare din primele două categorii. Există cumva o tendință evolutivă către sporii multicelulari?

În puține cazuri s-a pus în discuție identitatea fungică a unor fosile prezentate în lucrare.

Astfel, *Celyphus rallus* Batten, 1973 (pl. VIII, fig. 1) din Formațiunea cu sare ar fi putut avea unele afinități cu algele familiei *Rivulariaceae*. Faptul că aceasta este afectată de o germinare impune, cu necesitate, a fi considerată de origine fungică.

Hilidicellites spongiosus nov. sp. (pl. I, fig. 3) din Formațiunea cu sare nu se încadrează în tiparul sporilor fungici prin aspectul spongios al episporului, dar o germinare evidentă atestă caracterul său fungic.

Mulți spori și hife sunt surprinși ca structuri parțiale dispersate, fără a evidenția sursa lor. Cazurile fericite sunt acelea în care corpurile sporifere eliberează sporii, de ex. *Ciuciuruites vitiori* nov. sp. (pl. III, fig. 15) din Formațiunea de Podu Morii-Calcarele de Jaslo; *Monoporisorites neoglobosus* Kalgutkar & Jansonius, 2000 (pl. VII, fig. 6); *Inapertisporites circularis* (Sheffy & Dilcher) Kalgutkar & Jansonius, 2000 (pl. VII, fig. 15) din Formațiunea cu sare sau procesul este deja terminat, de ex.: *Dicellaesporites dragastani* nov. sp. (pl. VI, fig. 10), fără a ști vreun amănunt legat de natura hifelor de germinație.

Mai evidente sunt cazurile în care originea micotică a sporului este dată: de dâra de așchii micotice, formată cu ocazia eliberării, de la corpul sporifer la spor, de ex.: *Seciurites evidens* nov. sp. (pl. IX, fig. 3) din Formațiunea de Șipoțelu; de norii sporiferi, de ex.: *Monoporisorites neyveliensi* Ramanujam & Ramachar, 1980 (pl. VII, fig. 2) din Formațiunea cu sare; *Patarlageleites teodori* nov. gen., nov. sp. (pl. X, fig. 13) din Formațiunea de Șipoțelu.

Rare sunt cazurile în care sporii sunt surprinși de fosilizare în cavitatea corpurilor sporifere, de ex.: *Pluricellaesporites constrictus* nov. sp. (pl. VIII, fig. 3); *Slaniceites caracioni* nov. gen., nov. sp. (pl. VIII, fig. 14) din Formațiunea cu sare; *Ascochyites eliadei* nov. sp. (pl. IX, fig. 15); *Tomaites oculatus* nov. gen, nov. sp. (pl. IX, fig. 3); *Crivineniites ovidii* nov. gen, nov. sp. (pl. X, fig. 16); *Dragastansporites primigenius* nov. gen, nov. sp. (pl. XII, fig. 3) din Formațiunea de Șipoțelu.

Fungii fosili de tipul speciei *Monoporisporites triperitus* nov. sp. (pl. X, fig. 20) ridică problema înrudirii, cu necesitate, cu sporii de ariergardă, aflați pe *Criviniites ovidii* nov. gen., nov. sp., fapt impus, prin comparare, folosindu-ne de caracterele acestora. *M. triperitus* este forma taxon (după Hennebert, 1972, din Reynolds, 1985; Jansonius, 1981).

Sporii deja eliberați, dar aflați în imediata apropiere a corpului sporifer, nu lasă niciun fel de dubii asupra originii lor, de ex.: *Seciurites evidens* nov. gen., nov. sp. (pl. IX, fig. 3); *Pluricellaesporites enucleatus* nov. sp. (pl. IX, fig. 18A), aflat lângă corpul sporifer *Vallvitisites volhynianus* nov. gen., nov. sp. (pl. IX, fig. 18B), instalat pe corpul unei insecte; *Lupuluites barbatus* nov. gen., nov. sp. (pl. X, fig. 19), situat lângă corpul sporifer, imediat după eliberarea sa, toți din Formațiunea de Șipoțelu.

Trebuie comentat cazul speciei *Monoporisporites rugosus* nov. sp. (pl. VIII, fig. 11), în care sporul este eliberat din corpul sporifer, lipit acum de ostiolă, lăsând să se aprecieze natura sa juvenilă.

În contextul reproductiv dat, prezența unor hife de germinație atestă originea fungică a sporilor respectivi. *Dicellaesporites mititiuci* nov. sp. (pl. I, fig. 16) evidențiază trecerea de la faza sexuată a reproducerii la faza asexuată vegetativă cu *Dyadosporites*.

Același proces fiziologic, dar numai cu semnificația înmulțirii asexuate vegetative, este evidențiat în cazul conidiei *Alternaria fossilis* nov. sp. (pl. VII, fig. 3) din Formațiunea de Doftana cu hifa de germinație surprinsă în creștere, pliată. Situații similare apar la *A. gemina* nov. sp. (pl. VI, fig. 9), *A. mendosus* nov. sp. (pl. VI, fig. 5), *Inapertisporites obscurus* (Sheffy & Dilcher) Kalgutkar & Jansonius, 2000 (pl. VI, fig. 14) din Burdigalianul Formațiunii de Doftana.

Reduviasporonites buzoiensis nov. sp. (pl. X, fig. 21) din Volhynianul Formațiunii de Șipoțelu, deși ridică unele probleme disputate, considerăm că este de natură fungică, atestată de prezența unei germinări.

Practica stabilirii unor nume diferite pentru sporii de ciuperci este legată de decelarea caracterelor ce separă diverse specii. Este cazul a trei specii: *Dyadosporites diadematus* nov. sp. (pl. I, fig. 10), *D. rugosus* nov. sp. (pl. I, fig. 11) și *D. excuratus* nov. sp. (pl. I, fig. 14) din Formațiunea de Podu Morii (Oligocen superior-Miocen inferior), în care diferențierea s-a făcut după caractere legate de forma celulelor și ornamentație.

Aceeași delicată diferențiere au ridicat-o câteva specii ale genului *Pluricellaesporites* sp., precum *P. aduncus* nov. sp. (pl. II, fig. 5), *P. limbatus* nov. sp. (pl. II, fig. 7) și *P. opreae* nov. sp. (pl. I, fig. 11) din Formațiunea de Podu Morii (Oligocen superior-Miocen inferior), în care numai analiza formei celulelor, modul de dispunere a septurilor și punctul hifal de prindere plus a. p. (h.) au hotărât separarea lor.

Deși sunt asemănătoare, speciile *P. aduncus* nov. sp. și *P. opreae* nov. sp. se deosebesc prin forma celulelor, dar și prin faptul că, în mod esențial, prima specie are un annulus evident, pe când cea de-a doua specie are un a. p. (h.) emergent cu punctul hifal de prindere tronconic.

Probleme mult mai delicate ridică specia *Pluricellaesporites agnoscibilis* nov. sp. (pl. II, fig. 21, 22; pl. IX, fig. 20): două exemplare au 4 celule (pl. II, fig. 21; pl. IX, fig. 20) și un exemplar cu 3 celule (pl. II, fig. 22). Forma sporilor, prezența unei cute sau a unui tub cilindric sunt hotărâtoare în definirea unei singure specii, deși decizia mea încalcă unul din criteriile principale ale definirii sporilor: numărul de celule.

Dacă speciile *Pluricellaesporites implanus* nov. sp. (pl. III, fig. 2), *P. apostoli* nov. sp. (pl. III, fig. 4), *P. hastatus* nov. sp. (pl. III, fig. 5), *P. mundus* nov. sp. (pl. III, fig. 13) din Formațiunea de Podu Morii-Calcarele de Jaslo sunt, în mod cert, asemănătoare cu speciile genului actual *Helminthosporium* sp., ele n-au putut fi încadrate în genul fosil *Helminthosporites* Chitaley & Sheikh, 1971, deoarece acesta nu a fost ilustrat, motiv pentru care l-am încadrat, provizoriu, la genul *Pluricellaesporites* sp.

În această optică, speciile studiate ar trebui să se numească *Helminthosporites implanus* Chitaley & Sheikh, 1971; *H. hastatus* Chitaley & Sheikh, 1971; *H. apostoli* Chitaley & Sheikh, 1971 și *H. mundus* Chitaley & Sheikh, 1971;

Un comentariu este necesar la *Monoporisporites fornicatus* nov. sp. din Formațiunea Gresiei de Kliwa – orizontul superior – din Pintenul de Văleni, specie care n-a putut fi încadrată la genul *Manicsporites* nov. gen., datorită lipsei unor informații legate de originea sa.

De asemenea, *Dyadosporites apostoicescui* nov. sp. (pl. V, fig. 12) din Formațiunea Gresiei de Kliwa – orizontul superior – din Pintenul de Văleni se aseamănă cu specia *Felixites pollenisimilis*

(Horst, 1943) Elsik, 1989, dar este, în mod cert, numai o convergență de formă: exemplarul nostru este prevăzut cu doi pori, motiv pentru care a fost încadrat la genul *Dyadosporites* sp. (după Elsik, 1989; Kalgutkar & Jansonius, 2000).

Famiiliile *Balosinaceae* nov. fam. și *Vallvitaceae* nov. fam. sintetizează două noi moduri de înmulțire asexuată vegetativă (tabelul 13): prin decupare netranșată din corpul sporifer (genurile *Seciurites* nov. gen. și *Lupuluites* nov. gen.) și individualizarea netă din corpul sporifer (genurile *Vallvisites* nov. gen și *Sesanites* nov. gen.).

11. BIBLIOGRAFIE

11.1. BIBLIOGRAFIE GEOLOGIE

Andreescu, I., Papainopol I., 1970, Biostratigrafia depozitelor sarmațiene dintre văile Milcov și Rânicul Sărat, Studii și Cercetări de Geologie, Geofizică, Geografie, Geologie, 15/2, p. 499-512, București.

Andreescu, I., 1972, Contribuții la stratigrafia Dacianului și Romanianului din zona de curbură a Carpaților Orientali, Dări de Seamă Vol. LVIII/4 (1971), p.131-156, Institutul de Geologie și Geofizică, București.

Andreescu, I., 1972, Faciostratotipurile Malvensianului din zona de curbură a Carpaților Orientali, Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. LVIII/4 (1971), p. 157-176, Institutul de Geologie și Geofizică, București.

Andreescu, I., 1973, Precizări asupra limitei etajului Meotian, St. cerc geol., geofiz., geogr., (Geol.), Acad. R.S.R., 18/2, p. 541-558, București.

Andreescu, I., MOTAȘ, I., 1974, Le developpment des formations sarmatiennes dans la Depression Precarpathique de Roumanie (Le flanc interne de la Depression Valaque), Miozän M₅ Sarmatien, Chronostratigraphie und Neostatotypen, p. 118-126, VEDA Edition, Bratislava.

Andreescu, I., 1981, Middle-Upper Neogene and Early Quaternary Chronostratigraphy from the Dacic Basin and correlation with the Neighbouring Areas VII-th Congr. Medit. Neog. Athens (1979). An Geolog. Pays Hellen, 4, p. 129-138, Athens.

Alexandrescu, Gr., Brustur, T., Matei, V., Antoescu Al., 1981, Asupra unor cinerite din partea centrală și nordică a Carpaților Orientali, Dări de Seamă ale Institutului de Geologie și Geofizică, Vol. LXVII (1981), p. 69-90, București.

Alexandrescu, Gr., Brustur, T., Frunzescu, D., 1993, *Sabularia palaeoichnocoenosis* between the Teleajen and Buzău Valley (East Carpathians), Buletinul Societății Geologice a României, seria a 4-a, nr. 14, p. 3-6, București.

Aradi, V. 1906, Asupra microfaunei Terțiarului regiunii Câmpina-Buștenari, An. Acad. Rom., Vol. XXVIII, București.

Atanasiu, I., 1952, Faciesurile flișului din Carpații Orientali, Anuarul Comitetului Geologic, Vol. XXIV, București.

Atanasiu, I., 1958, Les cinérites du Néogen roumain et l'âge des eruptions volcaniques correspondantes, Annuaire du Comité Géologique, Tomes XXIV-XXV (résumés), Bucharest.

Avram, E., Neagu, I., Andreescu, I., Crihan, M., Munteanu, E., Pană, I., Pestrea, S., Popescu, Gh., 1996, Excursion Guide Dr-Stratigraphy of the Cretaceous, Paleogene and Neogene deposits from south Dobrogea, An. Inst. Geol. al Rom., IGR-90, 69, Suppl. 6, 72 p., București.

Baldi, T., 1973, Mollase fauna the hungarian Upper Oligocene (Egerian), Study in stratigraphy, paleoecology, paleogeography and systematics, Academic Kiado, 511 p., Budapest.

Baldi, T., Senes, I. et al., 1975, Chronostratigraphic und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratetys, OM Egerien, VEDA Edition, Bratislava.

Berggren, W.A., Kent, D.V., van Couvering, J.A., 1985, Neogene Geochronology and Chronostratigraphy. In: Snelling, N.J., ed., Geochronology and the geological record. London Geological Society. Special Paper, p. 211-260.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, III, C.C., Aubry, M.P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren et al.: Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. SEPM Special publication no. 54, p. 129-212, Tulsa.

Bolgiu, O., 1944, Neue Daten zur Geologie des Gebietes von Nuruja-Andreiasul, Roumanien Mitt. Alpenland. geol. Vehr, 35 Bd. (1942).

Botez, G., 1916, Sur la structure geologique du gisement de petrole de Copăceni, Comptesrendus desseances, Tome IV (1912-1913), p. 77-80. Institut Géologique de Roumanie, CR Inst. Géol. Roumain IV; p. 77-80, Bucharest.

Botez, G., 1917, Notă asupra Tortonianului din Valea Viei (Pătârlagele) (jud. Buzău), Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. VII (1915-1916), p. 232-235, Institutul Geologic al României, București.

- Brânzilă, M., 1997, Contribution to the establishment of the age of „Cryptomactra clays” of the Moldavian Platform. Acta Paleont. Rom., Univ. of Bucharest, Rom. Acad., I, p. 134-137, București.
- Brustur, T., 1992; Asteriacites stelliforme (Miller & Dyer, 1978)-un ichnofosil nou pentru flisul Paleogen din România, Studii și cercetări, tomul 37, Editura Academiei Române, București.
- Cehlarov, A., Alexandrescu, Gr., Frunzescu, D., 1993, Remarks on the composition of the Brebu conglomerates from the Teleajen Valley (Slănic syncline), Revue Roumaine de Géologie, Tome 37, p. 51-61, Academia Română, București.
- Cicha, I., Senes, J., 1968, Sur la position du Miocene de la Paratethys Centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe. Geologica Carpathica 19(1), p. 95-117, Bratislava.
- Ciocârdel, R., 1950, Le Néogene de la partie meridionale du departament de Putna, An Com. Geol. XXIII, p. 1-121, București.
- Cobălcescu, Gr., 1885, Über die geologische Beschaffenheit des Gebirges im westen un norden von Buzău, Verhandl d. k. k. geol. Reichs., p. 273-276, Wien.
- Coquand, H., 1867, sur les qites de petrole de la Valachi et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui le continent, Bul. Soc. Géol. France, II/XXIV, p. 505-509, Paris.
- Costea, I., Baltas, N., 1962, Corelări stratigrafice pe baza microfaunelor, Ed. tehn, 263p., București.
- Crihan, M., 1999, Lito-biostratigrafia Miocenului mediu dintre valea Prahovei și valea Teleajenului la sud de Sinclinalul Slănic, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.
- Dragoș, V., 1964, Tectonica regiunii dintre valea Teleajenului și valea Loptna, Dări de Seamă ale Ședințelor Vol. L (1962-1963), Comitetul de Stat al Geologiei, Institutul Geologic București.
- Drăgănescu, L., 1997, Originea sării și geneza masivelor de sare, S.C. Grafica Prahoveană S.A., Ploiești, 1-226 p.
- Dumitrescu, I., 1948, La Nappe du Gres de Tarcău, la zone marginale et la zone neogene entre Cașin et Putna, Comptes Rendus des Séances, Institut Géologique de Roumanie, Tome XXIX (1940-1941), București.
- Dumitrescu, I., 1952, Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Cozia, Anuarul Comitetului Geologic, Vol. XXIV, p. 195-270, București.
- Dumitrescu, I., Săndulescu, M., Bandrabur, T., 1970, Harta Geologică a României, scara 1:200.000, foaia Covasna, Comitetul de Stat al Geologiei, Institutul Geologic, București.
- Dumitrică, P., Gheață, N., Popescu, Gh., 1975, Date noi cu privire la biostratigrafia și corelarea Miocenului mediu din aria carpatică, Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. LXI/4 (1973-1974), p. 65-84, Institutul de Geologie și Geofizică, București.
- Dumitrică, P., 1978, Badenian Silicoflagelates from Central Paratethy, in: Papp A. et al.: Chronostratigraphie und Neostatotypen M₄, Badenien, p. 207-230, Bratislava.
- Filipescu, M.G., 1938, Le calcaire de Bădila (Buzău) et quelques considerations sur l'enveloppe du sel Comptes Rendus des Séances XXIII (1933-1934), p. 4-8, Institut Géologique de Roumanie, București.
- Fornaciari, E., Iaccarino, S., Mazzei, R., Rio, D., Salvatorini, G., Bossio, A., Monteforti, B., 1997a, Calcareous plankton biostratigraphy of the Langhian historical stratotype, in: Montanari, A., Odin, G.S., Cocioni, R., Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach, Elsevier Science B.J., B.V., p. 89-96.
- Fornaciari, E., Rio, D., Ghibaudo, G., Massari, F., Iaccarino, S., 1997b, Calcareous plankton biostratigraphy of the Serrvallian (Middle Miocene) stratotype section (Piedmont Tertiary Basin, NW. Italy). Mem. Sci. Geol., Vol. 49, p. 187-144, Padova.
- Frunzescu, D., Alexandrescu, Gr., Cehlarov A., Dinu, Fl., 1992, Stratonomie des Gypses inferieurs de la carriere de Cerașu (Synclinal de Slănic), Buletin tehnic-științific, Vol. XXII/1, Prospecțiuni S.A., București.
- Frunzescu, D., Anastasiu, N., Popa, M., 1995, Clastic evaporitic events in the lower Neogene of the Pericarpethian Unit, X-th Congress of the Regional Committee on Mediteranean Stratigraphy, I.U.G.S., București.
- Frunzescu, D., 1998, Studiul stratigrafic și sedimentologic al evoporitelor miocene dintre Valea Buzăului și Valea Teleajenului, Teza de doctorat, Universitatea București.

Frunzescu, D., 2000b, Evoluția sectorului sudic al bazinului avansosei Carpaților Orientali se reflectă în evoluția evoporitelor miocene, *Buletin U.P.G.*, Vol. LII, nr. 4, p. 154-150, Ploiești.

Frunzescu, D., Brănoiu, Gh., 2008, Monografia geologică a Bazinului râului Buzău, Editura Universității din Ploiești, 1-457 p.

Grigoraș, N., 1955, Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna și Buzău, *An. Com. Geol.*, XXVIII, p. 99-220, București.

Grujinschi, C., 1971, Studiul complexului gresiei de Tarcău între V. Teleajenului și V. Buzăului, Text Doctorat, I.P.G.G., București.

Grujinschi, C., 1972, Oligocenul în facies de Slon-Berteia (jud. Prahova), *Buletinul I.P.G.G.*, Vol. XVII (1971), p. 17-22, București.

Grujinschi, C., 1972, Observațiuni asupra discordanței din ivirea de sare de la Baia Baciului (Slănic Prahova), *Buletinul Institutului de Petrol și Gaze, Geologie*, Vol. XVIII (1971), p. 33-38, București.

Grujinschi, C., Iva Mariana, 1972, Vederi noi în problema stratelor de Cornu, Dări de Seamă ale ședințelor, Vol. LVII/4, p. 187-208, Institutul Geologic București.

Grujinschi, N., 1971, Contribuții la cunoașterea ruditelor Miocenului inferior din sinclinalele Slănic și Drajna, *Buletinul Societății de științe geologice din R.S. România*, Vol. XIII, p. 201-212, București.

Huică, I., 1962, notă asupra depozitelor Tortoniene din regiunea Pătârlagele-Orjani, Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. XLVI (1958-1959), p. 101-107, Institutul Geologic București.

Iaccarino, S., 1985, Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch Nielsen, K. *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, p. 283-314.

Ionesi, B., 1968, Stratigrafia depozitelor miocene de pe platforma dintre Valea Siretului și Valea Moldovei, Edit. Acad. R.S.R., 391 p., București.

Ionesi, B., 1972, Precizări asupra depozitelor sarmațiene din Unitatea Precarpată de la Slobozia-Gura Văii (Bacău), *Analele științifice ale Universității „Al. I. Cuza”*, Sect. î.v. Geologie, Tom XVII, p. 72-79, Iași.

Ionesi, B., Ionesi, L., 1973, Asupra prezenței Volhinianului în Dobrogea de Sud, *An. st. Univ. „Al. I. Cuza”*, (serie nouă), sect. IIB, Geol., XIX, p. 109-112, Iași.

Ionesi, B., Ionesi, L., 1994, Limite Basarabien-Chersonien sur les unites de Plate-forme de Roumanie. The Miocene from the Transylvanian Basin – Roumania, p. 189-192, Cluj-Napoca.

Ionesi, L., Mezzaros, N., 1989, Sur la limite Oligocene-Miocene dans le flysch externe carpatique. The oligocen from the Transylvanian Basin, p. 133-140, Cluj-Napoca.

Ionesi, L., Ionesi, B., Brânzilă, M., Trelea, N., Ștefan, P., Ionesi, V., 1995, Sarmatian of the Moldavian Platform, *Rom. J. Stratigr.*, Vol. LXXVI, Suppl. no. 2, București.

Iorgulescu, T., 1953, Contribuțiuni la studiul micropaleontologic al Miocenului superior din Muntenia de Est (Prahova și Buzău), *Anuarul Comitetului Geologic*, Vol. XXXVI, p. 5.222, București.

Istocescu, D., 1971, Studiul geologic al sectorului vestic al Bazinului Crișului Alb și al ramei Munților Codru și Highiș, *Stud. tehnic econ., J. Stratigr.*, 8, 201 p., București.

Jones, R.W., 1996, *Micropaleontology in Petroleum Exploration*, Clarendon Press, Oxford.

Kennett, P.J., 1985, Miocene to early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy in the southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 90, in: Kennett, J.P. et al. (Ed.), *Init. Rep. D.S.D.P. v. 90*, p.1383-1411, Washington.

Kojumdgieva, E.I., 1970, Rasvitie na sarmatskie moliuski. *Izv. Gheol. Inst. Paleont. Bilg. Akad. Nauk.*, XIX, p. 25-64, Sofia.

Kojumdgieva, E.I., Popov, N., 1988, Litostratigrafiana neoghenskie sedimenti v. Severoyapadna Bulgaria, *Paleont. Stratigr. i Litol.*, 25, p. 3-26, Sofia.

Krejci-Graf, K., Wenz, W., 1931, Stratigraphie und Paläontologie des obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Rumänien), *Zeit. Deut. Geol. Gessel.*, 83, H. 2-3, p. 65-163, Berlin.

Lăzărescu, V., Grujinschi, C., 1969, Sur les subdivision stratigraphiques de la molase miocen de Transylvanie et Muntenie (Romanie), *Buletinul de științe geologice din R.S. România*, Vol. XI, p. 121-136, București.

- Macarovici, N., Motaș, I.C., Contescu, L., 1967, Caractères stratigraphiques et sédimentologiques des dépôts sarmato-pliocènes de la courbure des Carpates Orientales, Anal. St. Univ. „Al. I. Cuza”, XIII, b, p. 47-60, Iași.
- Macovei, G., 1916, Asupra vârstei Formațiunii salifere subcarpatice, Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. V (1913-1914), p. 32-51, București.
- Marinescu, F., 1978, Stratigrafia Neogenului superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic, Edit. Acad. R.S.R., 155 p., București.
- Martini, E., 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation, în: Farinacci, A., Ed., Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma, 1970, Edizioni Tecnoscienza, 2, p. 738-785, Roma.
- Mateescu, St., 1927, Cercetări geologice în partea externă a curburii sud-estice a Carpaților Orientali, Comunicări ale Societății de Științe Naturale din R.P.R., Geografie-Geologie, III, București.
- Mărunteanu, M., 1992, Distributions of the calcareous nanofossils in the Intra – and Extra – Carpathians areas of Romania, *Knihov., Z.P.N.*, 14/2, p. 247-261, Hodonin.
- Mărunteanu, M., Papaianopol, I., 1994, Associations de nannoplankton dans les depots sarmatiens de Muntenie (Bassin Dacique), The Miocene from Transylvanian Basin – Romania, p. 47-54, Cluj-Napoca.
- Mărunteanu, M., Popescu, Gh., Szakács, Al., Drăgănescu, L., 1996, Saltbearing Badenien Deposits in the Slănic Syncline, East Carpathians, *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. LXIX, Suppl., no. 7, p. 3-14.
- Mărunteanu, M., Papaianopol, I., Popescu, Gh., Olteanu, R., Pestrea, S., Macaleț, R., 1997, Studii pentru scara biostratigrafică standard a Neogenului – Subcarpații Munteniei, Raport, Arhiva Institutului Geologic al României, București.
- Mărunteanu, M., Popescu, Gh. et al., 2002, Evoluția microorganismelor planctonice calcaroase din România, în timpul Cainozoicului, în vederea definirii și caracterizării unor secțiuni de referință pentru etajele marine ale Neogenului și Paleogenului, Etapa a IV-a, Studiul biostratigrafic detaliat al secțiunilor geologice miocen inferioare, Raport de cercetare, Institutul Geologic al României, București.
- Merutiu, V., 1912, Sarea în pământul românesc.
- Meszaros, N., Nicorici, E., 1962, Contribuții la stabilirea limitei dintre Tortonian și Sarmatian între Cluj și Turda, cu privire generală asupra conținutului și poziției stratigrafice a Bugloviului, Studii și Cercetări de Geologie Geofizică Geografic, Geologic, Academia R.P.R., VIII/1, p. 7.31, București.
- Meszaros, N., 1992 Nannofossil zones in the Paleogene and Miocene deposits of Transylvanian Basin, in: Hamrsmid B. & Young R. J. – Nannoplankton Research Vol. II, 4-th INA Conf. Prague, 1991, *Knihonicka YPN*, 14b, Vol. II, p. 87-92.
- Micu, M., 1981, Miocenul presarmatian din culmea Istrița, Dări de Seamă ale Ședințelor Vol. XVI/4, p. 197-202, Institutul de Geologie și Geofizică, București.
- Micu, M., 1982, Explanatory notes to Lithotectonic Profiles of Miocene Molasses from Central Moldavia (Eastern Carpathians, Romania) (Comment to Annex 9-12), *Veröff Zentrinst. Phys. Erde. Ad WDDR*, 66, Potsdam.
- Miculan, P., 1994, Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the middle Miocene in Italy. *Bill. Soc. Paleon. Ital.*, 33(3), p. 299-339, Modena.
- Miller, K.G., Wright, J.D., Fairbanks, R.G., 1991, Unlocking the ice-house: Oligocene-Miocene oxygen Isotopes, eustasy and, marginal erosio. *Journ. Geophys. Res.*, v. 96, p. 6829-6848.
- Motaș, I.C., Papaianopol, I., 1972, Biostratigrafia succesiunii, Meotian-Pleistocen dintre Călugăreni și Vadu Săpat (jud. Prahova), Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. LVIII/4 (1971), p. 221-244, Institutul Geologic București.
- Motaș, I.C., Marinescu, Fl., Popescu, Gh., 1976, Essai sur le Néogene de Roumanie, *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică*, Vol. L, p. 127-148, București.
- Mrazec, L., Popescu-Voitești, I., 1914, Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flisului carpatic în România, *Anuarul Institutului Geologic al României*, Vol. V (1911), București.

Munteanu, E., Munteanu, M., -T., 1997, Correlation of Sarmatian deposits of South Dobrogea and the Sub-carpathians of Muntenia, *Acta Paleont. Rom., Univ. of Bucharest, Rom. Acad.*, 1, p. 155-160, București.

Munteanu, E., Munteanu, M., -T., 1997, Faunal remarks (Molluscs, Forams) on the Sarmatian în Salcia Area (Prahova County) *An. Inst. Geol. al Rom., Vol. LXX*, p. 113-117, București.

Munteanu, E., 1998, Studiul faunei sarmațiene din regiunea cuprinsă între V. Lopatna și V. Buzăului, Teza de doctorat, Universitatea Iași.

Müller, C., 1978, Neogene calcareous nannofossils from the Mediterranean - Leg. 42A of the deep Sea drilling project. *Init. Rep. DSDP, XLII*, 1, p. 727-750, Washington.

Nichiforescu, N., Nichiforescu, T., 1973, Asupra prezenței stratelor cu *Cryptomacra* și a vârstei stratelor de Andreiașu în bazinul râului Putna (Vrancea), *St. cerc Geol. Geof. Geogr. (Geol.) Acad. R.S.R.*, 181, p. 277-282, București.

Nicolescu, M., 1964, Studiul Miocenului și Pliocenului din regiunea Cislău-Salcia-Lapoș, *Anuarul Comitetului Geologic, Vol. XXXIII*, p. 237-290, București.

Olteanu, Fl., 1951, Observațiuni asupra aparițiilor de brecea sării cu masiv de sare în zona mio-pliocenă dintre Teleajen și Bălăneasa (cu privire specială pentru regiunea Pietraru-Buzău), *Dări de Seamă ale Ședințelor Tomes, XXXI-XXXV (1942-1949) (résumés)*, Comité Géologique, București.

Olteanu, Fl., 1951, Observațiuni asupra „Brechiei sării” cu masiv de sare din regiunea mio-pliocenă dintre R. Teleajen și P. Bălăneasa cu privire specială pentru regiunea Pietraru-Buzău, *D.S. Inst. Geol. Rom., Vol. XXXII (1943-1944)*, p. 12-18, București.

Paghida, T., N., 1969, Microfauna Miocenului dintre Siret și Prut, *Edit. Acad. R.S.R.*, 189 p., București.

Pană, I., 1966, studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între V. Buzăului și V. Bălăneasa, *Studii Tehnice și Economice, J.I., Stratigrafie*, 136 p., București.

Pană, I., 1969, Asupra sarmațianului din V. Cârnelui (Cislău, Buzău), *Buletinul Societății de științe geologice din R.S. România, XI*, p. 157-162, București.

Papaianopol, I., 1992, Studiul straografic al Neogenului din molasa pericarpatică (sectorul dintre V. Cricovului Sărat și V. Nișcovului), *Rezumatul tezei de doctorat*, Iași.

Papaianopol, I., Mărunteanu, M., 1992-1993, Biostratigraphie (Mollusques, Nannoplanton) du Sarmatien et du Meotien de l'est de Muntenia (Bassin Dacique, Roumanie), *Anualele Universității, „Al. I. Cuza”, Vol. XXVIII-XXXIX, sect. II*, p. 291-300, Iași.

Papp, A., in co-operation with Grill R., Janoschek, R., Kapounek, J., Kallmann, K., Turnovsky, K., 1968, nomenclature of the Neogene of Austria, *Vehr. Geol. Bund. 1/2*, p. 19-27, Viena.

Papp, A., Schmid, M.E., 1978, Die Entwicklung der Uvigerinen im Badenien der Zentralen Paratethys. In: Papp et al.: *Chronostratigraphie und Neostatotypen M₄, Badenien*, p. 231-261, Bratislava.

Patrulus, D., 1969, Geologia masivului Bucegi și a culoarului Dâmbovicioarei, *Editura Academiei R.S.R.*, București.

Pauliuc, M., 1968, Contribuțiuni la cunoașterea Sarmațianului dintre V. Teleajenului și V. Lopatnei (Subcarpați), *An. Univ., (st. nat.), Geol.-Geogr., XVII*, p. 53-77, București.

Pilide, C.L., 1877, Sur le bassin néogène de la région située au nord de Ploiesti (Valachie), *Bull. Soc. Géol. Fr., Ser. III, T. IX*, p. 22-31, Paris.

Pătruț, I., 1955, Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte-Cosminele-Buștenari, *Anuarul Comitetului Geologic, Vol. XXVIII*, p. 5-98, București.

Popescu, Gh., 1970, Planktonic foraminiferal zonation in the Dej Tuff Complex, *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Serie de Géologie, Tome 14/2*, p. 189-203, Academia Română, București.

Popescu, Gh., 1975, Date noi cu privire la biostratigrafia și corelarea Miocenului mediu din aria carpatică, *Dări de Seamă ale Ședințelor. Institutul de Geologie și Geofizică, Vol. LXI (1973-1974)*, Stratigrafie, p. 65-84, București.

Popescu, Gh., 1979, Kossovian foraminifera în România, *Memoriile Institutului de Geologie și Geofizică, Vol. XXIX*, p. 5-62, București.

Popescu, Gh., 1987, Marine Middle Miocene Microbiostratigraphical correlation in Central Paratethys, Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. 72-73/3 (1985-1986), p. 149-168, Institutul de Geologie și Geofizică, București.

Popescu, Gh., 1995, Contribution to the knowledge of the Sarmatian Foraminifera of Romania, Romanian Journal of Paleontology, Vol. 76, p. 95-98, Institutul Geologic al României, București.

Popescu, Gh., 1998, Atlasul foraminiferelor calcaroase din Miocenul mediu marin din România: Superfamilia Neosariacea, Tema A10/1997 (8/1998); - Atlasul Paleontologic al Neogenului, Institutul Geologic al României, București.

Popescu, Gh., 1998, Marine Middle Miocene stratigraphy of Central Paratethys (Romanian Area), Abstracts Vol., Carpathian-Balkan Geological Association XVI Congress, p. 489, Viena.

Popescu, Gh., 2000, Marine Mid-Miocene stratigraphy of Central Paratethys (Romanian Area), An. Inst. Geol. Rom., București.

Popescu, Gr., 1951, Observațiuni asupra „breciei sării” și a unor masive de sare din zona paleogenă miocenă a jud. Prahova. Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. XXXII (1943-1944), p. 3-12, Institutul Geologic al României, București.

Popescu, Gr., 1952, Zona Flisului paleogen între V. Buzăului și V. Vărbilăului, Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. XXXVI (1948-1949), p. 113, Institutul Geologic al României, București.

Popescu, Gr., 1958, Recherches sur la „brece du sel” et quelques massifs de sel de la Zone paleogene-miocene du departamente de Prahova (Valachie) Comptes Rendus des Séances, Tomes XXXI-XXXVI (1942-1949) (resumes), p. Comite Géologique București.

Popescu, Gr., Georgescu, C., Kusko, M., Butac, A., 1966, Raport geologic de sinteză privind stratigrafia tectonică și perspectivele de hidrocarburi ale zonei flisului, de la curbura Carpaților Orientali (între V. Cașinului și V. Teleajenului), Comitetul de Stat al Geologiei, Arhiva Institutului Geologic București.

Popescu-Voitești, 1915, Prezența Mediteranului al II-lea fosilifer la Ogretin-Mierla, Prahova și datele noi ce se pot scoate din raporturile sale stratigrafice și tectonice. D.S. Inst. geol., IV, p. 14-19, București.

Popovici, 1971, Contribution à la connaissance de la faune burdigaliene de Cornu (V. Prahovei), Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Serie de Géologie, Tome XV/1, p. 727, Academia Română, București.

Preda, D.M., 1925, Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova, Anuarul Institutului Geologic al României, Vol. X, p. 1-82, București.

Protoescu, O., 1922, Contribuțiuni la studiul faunei de foaminifere terțiare din România. An. Inst. Geol., 9, p. 221-372, București.

Rio, D., Cita, M.B., Iaccarino, S., Gelati, R., Gnacolini, M., 1997, Langhian, Serravalian and Tortonian historical stratotypes in: Montanari, A., Odin, G.S., Coccioni, R., Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach, Elsevier Science B.V., p. 57-87.

Rögl, F., 1996, Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene, Mitt. Ges. Geol. Bergbanstud, Öster, 41, p. 65-73, Wien.

Rusu, A., Popescu, Gh., Melinte, 1996, Oligocene-Miocene transition and main geological events in Romania (excursion guide), Romanian Journal of Paleontology, Vol. 76, no. 1, Institutul Geologic al României.

Saulea, 1956, Contribuțiuni la stratigrafia Miocenului din Subcarpații Munteniei, Anuarul Comitetului Geologic, Vol. XXIX, p. 241-270, București.

Săndulescu, M., Ștefănescu, M., Buta, A., Pătruș, I., Zaharescu, P., 1981, Genetical and Structural Relation between Flysch and Molasse (The East Carpathians Model), Carpatho-Balkan Geological Association XII Congress Guide book series no. 19. Institutul de Geologie și Geofizică, Bucharest.

Săndulescu, M., 1984, Geotehnica României, Editura Tehnică, București.

Săndulescu, M., Mărunțeanu, M., Popescu, Gh., 1995, Lower-Middle Miocene Formations in the folded Area of the East Carpathians, Guide to Excursion B1 (post congress), X-th Congress RCMNS, Romanian Journal of Stratigraphy, Vol. 76, Supplement 5, București.

Steininger, F., Senes, J., et al., 1971, Chronostratigraphie und Neostatotypen, II Miozän M₁ Eggenburgien, Vyd. Slov. Akad. Vied., 827 p., Bratislava.

Stoica, C., 1962, Considerații privind stratigrafia Neogenului din V. Buzăului. Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. XLV (1957-1958), p. 37-57, Comitetul Geologic București.

Ștefănescu, M., 1971, Structura geologică a regiunii dintre V. Talec și V. Ialomiței. Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. LVII/5, p. 215-219, Institutul Geologic București.

Ștefănescu, M., Gheța, N., Dicea, M., 1979, On the Oligocen-Miocen Boundary in the External Flysch Zone of the Carpathian Bend (between the Teleajen Valley and the Dâmbovița Valley), A tentative solving by calcareous nannoplankton, Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Series de Géologie, Tome 23/1, p. 89-94, Academia Română.

Ștefănescu, M., Mărunteanu, 1980, Age of the Doftana Molasse, Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. LXV/4, p. 169-182, Institutul de Geologie și Geofizică, București.

Ștefănescu, M., 1982, The Algal Nature of Certain Calcareous Rocks Intercalated in the Doftana Molasse, Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. LXVII/4 (1979-1980), p. 181-191, Institutul de Geologie și Geofizică, București.

Ștefănescu, M., Popescu, I., Ivan, V., Melinte, M., Ștefănescu, V., 1993, Aspect of the possibilities of lithological correlation of the Oligocene-Lower Miocene deposits of the Buzău Valley. Romanian Journal of Stratigraphy, Vol. 75, p. 83-90, București.

Ștefănescu, S., 1897, Calcarele de Podeni, Valea de Lopatna district de Prahova Bull. Soc. Geol. Fr. 3-eme serie, Tome XXV, Paris.

Teisseyre, W., Mrazec, L., 1902: Privire geologică asupra formațiunilor salifere și zăcămintelor de sare din România, Monit. Inst. Petr. Rom. (București), III.

Teisseyre, W., 1911, Carte geologique de la region Vălenii de Munte, 1:50.000, I.G.R., Bucarest.

Tudor, 1963, Contribuțiuni la cunoașterea Sarmațianului din regiunea Rusavățu, Buletinul Institutului de Petrol, Gaze și Geologic, Vol. X, p. 23-31, București.

Vincent, E., Berger, W.H., 1985, Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: the Monterey hypothesis. Geophysical Monograph 32, p. 455-468.

Wright, J.D., Miller, K.G., Fairbanks, R.G., 1992, Early and Middle Miocene stable isotope: implications for deepwater circulation and climate. Paleoceanogr., Vol. VII, p. 357-389.

Woodruff, F., Savin, S., 1991, Mid.-Miocene sotope stratigraphy in the deep sea: high-resolution correlations, paleoclimatic cycles and sediment preservation. Paleoceanography, Vol. VI, no. 6, p.755-806.

11.2. BIBLIOGRAFIE PALEOMICOLOGIE

AINSWORTT & BISBY'S, 1963, Dictionary of the Fungi, Commonwealth Mycological Institute Kew., 262 p., pl. VIII, Surrey.

BARR, D.J.S., 1992, Evolution and Kingdom of organisms from the perspective of a mycologist, *Mycologia*, 84 (1): 1-11. p.

BENTIS, C.J., GOLUBIC, K. & GOLUBIC, S., 2000, Endolitic Fungi in Reef Building Coral (Order: Scleractinia) Are Common Cosmopolitan and Potentially Pathogenic, *Bull.* 198: 254-260 p.

BĂCĂRAN, V., 1992, Criterii de clasificare la sporii de ciuperci de vârstă oligocen-miocenă, Simpozionul Național de Micologie, Sinaia, (netipărit).

BĂCĂRAN, V., 1994, Microspori de ciuperci oligocene în Calcarele de Jaslo din zona sudică a Carpaților Orientali, *Mz. J. de Șt. Nat., Prahova. Comunicări și referate*, Vol. IX, p. 47-49, Ploiești.

BĂCĂRAN, V., 1997, Studiu comparativ al sporilor de ciuperci din Formațiunea gipsurilor inferioare a Sinclinalului Slănic (Miocen inferior) cu sporii de ciuperci actuali, *Mz. J. de Șt. Nat., Prahova. Comunicări și referate*, p. 91-97, Ploiești.

BĂCĂRAN, V., & GHEORGHIES, C., 1995, Originea miocenă a unor agenți patogeni ai plantelor, *Mz. J. Șt. Nat., Prahova, Comunicări și referate X*, p. 99-112, Ploiești.

BĂCĂRAN, V., FRUNZESCU, D. & DRĂGĂNESCU, L., 1994, Microspori de ciuperci din Formațiunea evaporitică cu sare de la Slănic Prahova, *Mz. J. Șt. Nat. Prahova, Comunicări și referate IX*, p. 43, 44, Ploiești.

BĂCĂRAN, V. & FRUNZESCU, D., 2004, Considerații teoretice asupra germinăției sporilor de ciuperci miocene din genul *Alternaria*, *Bul. Univ. „Petrol-Gaze” Pl., Vol. LVI, Seria Tehnică, nr. 2/2004*, p. 147-149, Ploiești.

BĂLTEANU, GH., BARNAURE, V., 1989, *Fitotehnic*, Editura Ceres, vol. I, p. 1-413, București.

COICIU, E., RÁCZ, G., 1962, *Plante medicinale și aromatice*, Ed. Acad. R.P.R., București.

Cole, G.T., HOCH, H.C., 1991, *The Fungal Spore and Disease Initiation in Plants and Animals*, Plenum Press, p.: 1-555, New York and London.

COTEANU, I., et al., 1996, *Dicționarul explicativ al limbii române, ediția a II-a*, Academia Română, Institutul de Lingvistică „Iorgu Iordan”, Univers enciclopedic, p. 1-1192, București.

DEBORAH, L., ETHRIDGE, G., BROWN, D.D. & ELSIK, W.C., 1986, *Pollen et Spores*, Vol. XXVIII, no 3-4, p. 403-420.

DOUBINGER, J., et PONS, D., 1973, *Les Champignons ephyllés du Tertiaire de Columbie I, Le gisement de Cerrejón (Paléocène-Eocène)*, p. 232-252, Paris.

DRAGASTAN, O., PETRESCU, O., OLARU, L., 1975, *Palinologie cu aplicații în geologie*, Ed. Did. Ped., 1-419, 16 pl., 3 tab., București.

DUNZINGER, B., 1927, *Systematischer Botanischer Bilderatlas*, 1 p., Berlin.

ELSIK, W.C., 1969, Late Neogene palynomorph diagrams, northern Gulf of Mexico, *Transactions Gulf Coast. Association of Geological Societies, Volume XIX*, Humble Oil & Refining Company Houston, Texas.

ELSIK, W.C., 1970, Fungal spores in stratigraphy *Geo. Soc. America, Abstracts with Programs*, Vol. II, no 4, p. 283.

ELSIK, W.C., 1976, Microscopic fungal remains and Cenozoic Palynostratigraphy, *Geoscience and Man*, Vol. XV, August 23, p. 115-120, 4 text. figures.

ELSIK, W.C., 1977, Classification and geologic history of Dispersed Microthyriaceous fungi, *Second International Mycological Congress, Univ. South Florida, Tampa, 27 August - 3 September 1977, Abs., V, A.L.*, p. 168.

ELISK, W.C., 1977, Morphological phylogeny of dispersed fossil fungal spores-Intimations, *Second International Mycological Congress, Univ. South Florida, Tampa, 27 Aug. - 3 Sept. 1977, Abs., U.A.L.*, p. 169.

ELSIK, W.C., 1978, Classification geologic history of the microthyriaceous fungi, *IV, Int. Palynol. Conf., Lucknow (1976-1977) 1:331-342*.

ELSIK, W.C., 1980, The utility fungal spores in marginal marine strata of the late Cenozoic, northern Gulf of Mexico, IV, Int. Palynol. Conf., Lucknow (1976-1977), 2: 436-493.

ELSIK, W.C., 1983, Annotated Glossary of Fungal Palynomorphs, The AASP Inc Workgroup on Fossil Fungal Palynomorphs, AASP Contributions Series, Number 11, 1-35 p.

ELSIK, W.C., 1986, Palynology of Late Pleistocene Giant Ground Sloth Locality, southwest Harris County, Texas, Pollen et Spores, Vol. XXVIII, no 1, p. 77-82.

ELSIK, W.C., 1987, Psilodiporites Varma and Rawat, 1963 emend. Pollen et Spores, Vol. XXIX, no 4, p. 421-426.

ELSIK, W.C., 1989, The fungal morphotype *Felixites* nov. gen., Pollen et Spores, Vol. XXXI, no 1-2, p. 155-159.

ELSIK, W.C., EDIGER, V.S. & BATI, Z., 1990, Fossil fungal spores: *Anatolinites* gen. nov., Palynology, 14: 91-103.

ELSIK, W.C. & JANSONIUS, 1974, New genera of Palaeogene fungal spores, Canadian Journal of Botany, Volume 52, Number/numero 5, pages 953-958 National Research Council Canada.

ETHRIDGE, G.D.L. & BROWN, D.D., ELSIK, W.C., 1986, Fungal spores from the Upper Eocene Manning Formation, Jackson Group, East and South Central Texas: U.S.A., Pollen et Spores, Vol. XXVIII (1986), no 3-4, p. 403-420.

FOURNIER, G.R., ELSIK, W.C., 1984, The stratigraphic value of Neogene fungal spores from DSDP site 493, leg. 66, Palynology, Volume 8.

FRUNZESCU, D. & BĂCĂRAN, V., 1990, Microspores de champignons dans l'horizon supérieur du Grès de Kliwa de l'Éperon de Văleni. Revue Roumaine de Géophysique et Géographie, Editura Academiei Române, Tome 34, p. 71-79, București.

FRUNZESCU, D. & BĂCĂRAN, V., 1998, Studiul palinomorfelelor Molasei de Doftana din Sinclinalul Drajei (Bazinul Văii Teleajenului), Bul. Univ. „Petrol-Gaze” Ploiești, Vol. XLVII-L (1995-1998), nr. 5, p. 53-63, Ploiești.

GEEL, V.B., 1978, A palaeogeological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands Review of Palaeobotany and Palynology, 25 (1978) 1-20, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Printed in the Netherlands.

GIVULESCU, R., 1987, Flora pliocenă de la Cornișel (reg. Oradea), Ed. Academiei R.P.R., 1-150 p., București.

GIVULESCU, R., 1997, Istoria pădurilor fosile din Terțiarul Transilvaniei, Banatului, Crișanei și Maramureșului, Ed. Carpatica, p. 1-172, 27 pl., Cluj-Napoca.

GUȚU, GH., 2003, Dicționar latin-român, ediția a II-a, revizuită, Ed. Humanitas, 1-1446 p., București.

HAWKSWORTH, D.L., 1993, Fifteen miscellaneous proposals towards the evolution of a Code appropriate to the needs of the 21st century, Taxon, Volume 42, p. 156-162.

HUICĂ, I., 1996, Harta regiunii Crivineni, Pătârlagele, Calvinii, Cătina jud. Buzău, Ploiești.

IAMANDEI, E., 2003, Fossil Bacteria and Fungi in some Cretaceous woods and their paleoecological implications, Rev. Roum de Géologie, Tome 47, p. 31-41, București.

IAMANDEI, E.P., 2004, Studiul lemnului fosil din depozitele Cretacic-Paleocene (?) din România, teză de doctorat, Facultatea de Geologie și Geofizică, Catedra de Geologie-Paleontologie, 1-229 p. + 120 planșe text, București.

INDEX FUNGORUM <http://indexfungorum.org/names/names.asp>

INDREA, D. și col., 1979, Legumicultură, Ed. Did. și Ped., p. 1-350, București.

INGOLD, C.T., 1964, Dispersal in Fungi, Oxford University Press, p. 1-208, London.

International Code of Botanical Nomenclature, 1994.

IONESCU, A. & TRĂISTARU, L., 2001, Identificarea asociației cu *Deflandrea spinulosa* în zona Stârmini, Pânza de Tarcău, Revista Română de Petrol, Serie nouă, Vol. 8, nr. 4, oct.-dec. 2001, p. 1-12.

JANSONIUS, J., 1976, Paleogene fungal spores and fruiting bodies of the Canadian Arctic, Geoscience and Man, Volume 15, August, 23, p. 129-132, 1 plate.

- JANSONIUS, J., 1981, Linnaean nomenclature-universal language of taxonomists and the Sporae Dispersae (with a commentary of Hughes proposal), *Taxon* 30 (2): 438-448.
- JANSONIUS, J., DIJKSTRA, S.J. & ELSIK, W.C., 1981, Geleenites Dijkstra 1949, a Cretaceous fungal fructification, *Pollen et Spores* 23 (3-4), p. 557-562.
- JANSONIUS, J. & KALGUTKAR, R.M., 2000, Redescription of Some Fossils Fungal Spores, *Palynology* 24: 37-47, AASP Foundation.
- JARZEN, D.M. & ELSIK, W.C., 1986, Fungal palynomorphs recovered from recent river deposits, Luangwa Valley, Zambia, *Palynology: Volume 10*: 35-60.
- KALGUTKAR, R.M. & JANSONIUS, J., 2000, Synopsis of fossils fungal spores, mycelia and fructifications, Published by the American Association of Stratigraphy Palynologists Foundation, 1-351 p., 36 pl., U.S.A., Texas, Dallas.
- KALGUTKAR, R.M. & SIEGLER, L., 1995, Some fossil fungal form-taxa from the Maastrichtian and Palaeogene ages, *Mycol. Res.* 99 (5): 513-522, Printed in Great Britain.
- LOCQUIN, M.V., 1982, Recherches sur quelques organismes fungiques et d'affinités fongiques probables présents and Paléozoïques, *Les champignons fossiles*, Vol. I, 1-173 p., Paris.
- LOCQUIN, M.V., 1982, nouvelles recherches sur les champignons fossiles; *Macromycetes*, Paléosporologie, *Les champignons fossiles*, Vol. II, 1-178, Paris F.
- NORRIS, G., 1986, Systematic and stratigraphic palynology of Eocene the Pliocene strata in the Imperial Nuktak C-22 Well, Mackenzie Delta Region, District of Mackenzie, N.W.T., Geological Survey of Canada, Commission geologique du Canada, Bulletin 340, 1-89 p., Canada, Toronto.
- PETRESCU, I. & DRAGASTAN, O., 1981, Plante fosile, introducere în paleobotanică, Ed. Dacia, 1-471 p., Cluj-Napoca.
- POP, E., 1971, Progrese în palinologia românească, Simpozionul de Palinologie Cluj, 14 mai 1970, Ed. Acad. R.S.R., p. 1-279 + 2 pl., București.
- POP, GH. & PETRESCU, J., 1971, Cercetări palinologice asupra Eocenului de la Morlaca-Huedin, cu privire specială asupra condițiilor paleoclimatice, POP EMIL, 1971, Progr. în palin rom., Ed. Acad. R.S.R., p. 163-187 + 2 pl., București.
- ROMAGNESI, H., 1995, Atlas des champignons d'Europe, Bordas, p. XXIX-XXXI, fig. 15, 17, Paris.
- REYNOLDS, D.R., 1985, The nomenclature of fossils as fungi, *Mycotaxon*, Vol. XXIII, p. 141-152
- SEPULVEDA, E. & NORRIS, G., 1982, A comparison of some Paleogene fungal palynomorphs from Canada and from Patagonia, Southern Argentina, *AMEGHINIANA*, Tomo XIX, no. 3-4: 319-334.
- SHEFFY, M.V. & DILCHER, D.L., 1971, Morphology and Taxonomy of fungal Spores, *Paleontographica Abteilung B.*, p.34-51, pl. 13-16, Stuttgart.
- SITTLER, C., 1965, Le Paléogène des Fosses Rhenan et Rhodanien etudes sédimentologiques et paléoclimatiques, Thèses, Faculté des Sciences de l'Université de Strasbourg, p. 1-392.
- STAFLEU, F.A. et al., 1972, International Code of Botanical nomenclature, adopted by Elleveth International Botanical Congress Seattle, August 1969, 1-260 p., Utrecht-Netherlands.
- SVOBODOVA, M. & VAVRDOVA, M., 2008, Supervicornea pacltovae gen. nov. et sp. nov., a new elateroid sporomorph from the Bohemian Cenomanian (Czech Republic) *Acta Musei Naturalis Pragae Series B-Historia Naturalis* Vol. 64-2008, no. 2-4, pp. 133-138.
- TAYLOR, T.N., 1990, Fungal Associations in the Terrestrial Paleoecosystem. Reprinted from *Trends in Ecology and Evolution*, Volume 5, no 1.
- TAYLOR, T.N., 1994, The fossil history of Ascomycetes Systematics and Perspectives in the Nineties, Ed. by D.L. Hawksworth, Plenum Press, 167-174, New York.
- TAYLOR, T.N., 1995, Fossil arbuscular micorrhizae from the Early Devonian, *Mycologia*, 87 (4), pp. 560-573, by The New York Botanical Garden Bronx: N.Y. PO. 458-5126.
- TAYLOR, T.N. & OSBORN, J.M., 1996, The importance of Fungi in shaping the paleoecosystem, *Rew. of Paleobotany and Palynology*, PO. 249-262.
- TAYLOR, T.N. & TAYLOR, E.L., 1996, The distribution and interactions of some Paleozoic fungi, *Review of Palaeobotany and Palynology* 85: 83-94.

TAYLOR, T.N. & TAYLOR, E.L., 2000, *The Rhynie Chert Ecosystem: A Model for Understanding Fungal Interactions*, New York.

TAYLOR, T.N., HASS, H. & REMY, W., 1992, Devonian Fungi: interactions with the green alga *Palaeonitella*. *Mycologia*, 84 (6): pp. 901-910, by The New York Botanical Garden, Bronx, N.Y. 10458-5126.

TAYLOR, T.N., GALATIER, J. & AXSMITH, B.I., 1994, Fungi from the Lower Carboniferous of central France, *Review of Palaeobotany and Palynology* 83: 253-260.

TAYLOR, T.N., HASS, H., REMY, W. & KERP, H., 1995, The oldest fossil lichen, *Nature* Volume 378, 16 november 1995, p. 244.

TAYLOR, T.N., HASS, H. & KERP, H., 1997, A Cyanolichen from the Lower Devonian Rhynie Chert *American Journal of Botany* 84 (7): 992-1004.

TAYLOR, T.N., HASS, H. & KERP, H., 1999, The oldest fossil ascomycetes, *Nature* Volume 399/ 17 iunie 1999.

TAYLOR, T.N., KRINGS, M., KLAVINS, S.D. & TAYLOR, E.L., 2005, *Protoascon missouriensis*, a complex fossil microfungus revisited, *Mycologia*, 97 (3), p. 725-729.

TAYLOR, T.N. & OSBORN, D.M., 1996, The importance of fungi in shaping the palaeoecosistem, *Review of Palaeobotany and Palynology* 90: 229-262.

TAYLOR, T.N., REMY, W. & HASS, H., 1992, Parasitism in a 400 milion year-old green alga, *National Science Foundation Deutsche Forschungsgemeinschaft and Deutscher Akademischer Austausch Dienst*.

TAYLOR, T.N. & STUBBLEFIELD, S.P., 1987, A fossil mycoflora from Antarctica, *Dep. of Botany and Institute of Polar Studies, The Ohio State Univ. Columbus, Ohio, Buenos Aires*.

VERECCHIA, E.P., 2000, *Fungi and Sediments* Springer-Verlag p. 68-75, Berlin, Heidelberg.

VACZY, C., 1972, Tipizarea nomenclaturală în Botanică, *Studii și Cercetări Biologice Cluj, seria Botanică*, T. 24, nr. 3, p. 213-253, București.

VACZY, C., 1974, *Cod. Internațional de Nomenclatură Botanică*, Ed. Acad. R.S.R., 1-254, București.

11.3. BIBLIOGRAFIE MICOLOGIE

- ABBAYES, H., et al., 1963, Botanique, Masson et Cie Editeurs, p. 1-354, Paris VI^e.
- AINSWORTH, G.C., B. Sc., Ph. D., 1961, Dictionary of the Fungi Commonwealth Mycological Institute, 1-545 p., Kew, Surrey.
- AINSWORTH, G.C., B. Sc., Ph. D., 1963, Dictionary of the Fungi fifth edition, Commonwealth Mycological Institute, 547 p., Kew, Surrey.
- AINSWORTH, G.C. & SUSSAMAN, A.S., 1965, 1966, 1968, 1973, The Fungi – An Advanced Treatise, Vol. I: 1-748 p.; Vol. II: 1-804 p.; Vol. III: 1-571 p.; Vol. IV B: 1-504 p.; Academic Press, New York and London.
- BAICU, T. & SESAN, T.E., 1996, Fitopatologie agricolă, Ed. Ceres, 1-316 p., București.
- BARR, D.J.S., 1992, Evolution and Kingdoms of organisms from the perspective of a micologist, Mycologia 84 (1), Mycological Society of America, p. 1-11.
- BREITENBACH, J. et KRANZLIN, F., 1981, Champignons de Suiss, Tome I, Les Ascomycetes, 1-161 p., Lucerne.
- BUA, AL. & PETRESCU, ST., Botanica agricolă, Editura Agro-Silvică, Vol. I, p. 141, București.
- CHELKOVSKI, J. & VISCONTI, A., *Alternaria*, Plant Diseases and Metabolites, Elsevier – Amsterdam, London, New York, Tokyo.
- COOKE, W.B., 1979, The Ecology of the Fungi, C.R.C. Press Inc. Boca Raton Florida, p. 47.
- DEREMEK, A. & LIZON, P., 1980, Malýatlas húb, p. 396, Bratislava.
- DEIGHTON, F.C., 1967, Studies on Cercospora and allied Genera II, Passalora, Cercosporidium and some species of Fusicladium on Euphorbia, Commonwealth Mycological Institute, Kew, nr. 12, 1-80 p.
- DEIGHTON, F.C., 1979, Studies on Cercospora and allied Genera VII New species and redisponizations, Mycological Papers, no 144, 1-56 p., Commonwealth Mycological Institute Kew, Surrey.
- ELLIS, M.B., 1971, More Dematiaceous Hyphomycetes, Commonwealth Mycological Institute Kew, Surrey, 1-608 p., England.
- ELLIS, M.B., 1976, More Dematiaceous Hyphomycetes, Commonwealth Mycological Institute Kew, Surrey, 1-507 p., England.
- ELLIS, M.B., B.Sc., Ph.D. Lond. & ELLIS, P.J., B.Sc., Dip. syst. Mycol., 1985, Macmillan Publishing Company, 1-609 p., 1-206 pl., New York.
- GÄUMANN, E., 1964, Die Pilze, 1-541 p., Stuttgart.
- GOIDANICH, G., 1964, Manuale di Patologia vegetale, Vol. II, 1-1283 p., Bologna.
- HULEA, A., RĂDULESCU, E. & BONTEA, V., 1983, Dicționar de termeni populari, tehnici și științifici în fitopatologie, Ed. Ceres, 1-154 p., București.
- INGOLD, C.T., 1964, Dispersal in Fungi, Oxford at the Clarendon Press, 1-208 p.
- JIGĂU, O., 2005, Cercetări micocenologice în asociația Symphyto-Cordati-Fagetum din Munții Nemira (jud. Bacău), Studii și Comunicări, Vol. 20: 9-14, Complexul Muz. de Șt. Nat. „Ion Borcea” Bacău.
- JOLY, P., 1964, Le Genera Alternaria, Editions Paul Lechevalier, 1-249 p., Paris VI^e.
- LOCQUIN, M.V., 1984, Mycologie générale et structurale, Masson, 1-551 p., Paris.
- LUGAUSKAS, A.I., MICULISKENE, A.N., SLIAUJENE, D.I., 1987, Catalogul micromicetelor biodestructoare ale materialelor polimere, Acad. de Științe a U.R.S.S., 1-340 p., Moscova.
- MADÉLIN, M.F., 1966, The Fungus Spore, Butteworths, 1-337 p., London.
- MANOLIU, A., 1982, Contribuții la cunoașterea genului Pleospora Rabenh. ex Ces & De not. (Clasa *Ascomycetes*) și reîncadrarea taxonomică a speciilor acestui gen din flora României, St. Cerc. Biol. Veget., T.34, nr. 83, p. 76-83, București.
- MANOLIU, A., 2000, Scrisoare către Băcăran Victor, Iași, 1 p.
- MANOLIU, A., BONTEA, V., 1997, Dicționar fitopatologic în șase limbi – Micoze, Ed. Acad. Române, p. 1-193, București.

- MANOLIU, A., NEGREAN, G., MOHAN, F., ZANOISCHI, V., COROI, M., 1998, Plante inferioare din masivul Ceahlău, Ed. Ceres, p. 185, Iași.
- MITITIUC, M., 1995, Micologie, Edit. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, pag. 1-242.
- MOREAU, F., 1954, Les Champignons, Tome II, Paul Lechevalier Editeur, Paris VI^e.
- PARDOE, S.H., CLEAL, J.C., FRASER, E.H., THOMAS, A.B., 1999, Bibliography of European Palaeobotany and Palynology 1996-1997, Department of Biodiversity and Systematic Biology, National Museums & Galleries of Wales, 16, Cardiff CF1 3NP.
- PATRICK, J., 1964, Le genre *Alternaria*, Editions Paul Lechevalier, 1-250 p., Paris VI^e.
- PÂRVU, M., 1998, Fitopatologie, Ed. Napoca Star, 1-300 p., Cluj-Napoca.
- PUNITHALINGAM, E., 1979, Graminicolous Ascochyta Species, Commonwealth Mycological Institute Kew, pag. 119, Surrey, England.
- PUNITHALINGAM, E., 1988, Ascochyta II, Species on Monocotyledons (excluding grasses), Cryptogams and Gymnosperms, CAB International Mycological Institute, p. 144.
- RĂDULESCU, E., NEGRU, A., 1966, Îndrumător pentru determinarea bolilor și dăunătorilor la semințe, Ed. Agro-Silvică, p. 235-236, București.
- RĂDULESCU, E., RAFAILĂ, C., 1969, Tratat de fitopatologie agricolă, Vol. II, Ed. Acad. R.S.R., București, p. 269.
- RĂDULESCU, E., DODEA, E., NEGRU, A., 1973, Septoriozele în România, Ed. Acad. R.S.R., p. 1-325, București.
- ROMAGNESI, H., 1995, Atlas des champignons d'Europe, pl. 1-148, p. 149-348; I-LXXXII, 1-291, Paris.
- SĂVULESCU, T., 1953, Monografia Uredinalelor din Republica Populară România, Vol. I și II, Ed. Acad. R.P.R., I: 1-1329 p. + 69 tab.; II: 1-1166 p. + 1 tab., București.
- SĂVULESCU, T., 1957, Ustilaginalele din Republica Populară România, Vol. I și II, Ed. Acad. R.P.R., I: 1-543 p.; II: 1-1168 p., București.
- SĂVULESCU, O., 1967, Patologie vegetală, Ed. Did. și Ped., 1-614 p., București.
- SIVANESAN, A., 1987, Graminicolous species of Bipolaris, Curvularia, Drechslera.
- ȘTEFUREAC, T.I., 1973, Evoluția plantelor oglindită în opere recente de botanică filogenetică, Ed. Did. și Ped., 1-219 p., București.
- VILLE, C.S., 1967, Ciupercile Erysiphaceae din România, studiu monografic, Ed. Acad. R.S.R., 1-358 p., București.
- VILLE, C.S., 1971, Ciuperci Pyrenomycetes Sphaeriales din România, Ed. Acad. R.S.R.
- WEBSTER, J., 1979, Introduction to Fungi University Press Cambridge, sec. ed., 1-570 p., Cambridge.
- ZYCHA, H., SIEPMANN, R., 1969, Mucorales Verlag von J. Cramer, 1-355 p.